زمین شناسی ایران

تألیف:

دکتر سید علی آقا نباتی

اردیبهشت ۱۳۸۳

(۱) فصل اول –کلیات
(۱-۱) جایگاه زمین‌شناسی ایران
(۱-۱-۱) مقدمه
(۱-۱-۲) انگارهٔ بزرگ ناودیس تتیس
(۱-۱-۳) انگارهٔ زمین‌ساخت ورقی (Plate Tectonic)
(۱-۲) ویژگی‌های پوستهٔ ایرانزمین
(۱-۲-۱) نوع پوسته(Crust)
(۱-۲-۲) ضخامت پوسته
(۱-۲-۳) ایزوستازی پوسته
(۱-۳) دیرینه جغرافیای ایران
(۱-۳-۱) دیرینه جغرافیای ایران
(۲) فصل دوم (پهنه‌های اصلی رسوبی –ساختاری ایران)
(۲-۱) مقدمه
(۲-۱-۱) مقدمه
(۲-۲) ایران جنوبی (زاگرس)
(۲-۲-۱) ایران جنوبی(زاگرس)
(۲-۲-۲) تاریخچهٔ چینه‌ای زاگرس
(۲-۲-۳) زیر پهنه‌های زاگرس
(۲-۲-۴) الف) زیرپهنهٔ راندگی‌ها (Thrust Zone)
(۲-۲-۵) ب) زیرپهنهٔ زاگرس چین‌خورده (Folded Zagros)
(۲-۲-۶) زمین‌ساخت زاگرس
(۲-۲-۷) لرزه زمین‌ساخت زاگرس
(۲-۲-۸) توان اقتصادی زاگرس
(۲-۲-۹) فعالیت ماگمایی زاگرس چین‌خورده
(۲-۳) ایران میانی
(۲-۳-۱) مقدمه
(۲-۳-۲) زمین‌شناسی عمومی ایران میانی
(۲-۴) سنندج –سیرجان
(۲-۴-۱) مقدمه
(۲-۴-۲) تاریخچهٔ چینه‌نگاری سنندج - سیرجان
(۲-۴-۳) الف) مجموعهٔ دگرگونی پرکامبرین پسین –تریاس میانی
(۲-۴-۴) ب) مجموعهٔ تریاس بالایی –کرتاسه
(۲-۴-۵) ج) مجموعهٔ ترشیری
(۲-۴-۶) دگرگونی سنندج –سیرجان
(۲-۴-۷) زمین‌ساخت سنندج –سیرجان
(۲-۴-۸) توان معدنی سنندج –سیرجان
(۲-۵) البرز
(۲-۵-۱) مقدمه

(۲-۵-۲) تاریخچهٔ چینه‌ای البرز
(۲-۵-۳) زمین‌ساخت البرز
(۲-۵-۴) لرزه زمین‌ساخت البرز
(۲-۵-۵) توان معدنی البرز – آذربایجان
(۲-۶) خردقارهٔ ایران مرکزی
(۲-۶-۱) مقدمه
(۲-۶-۲) ۱- «بلوک لوت»
(۲-۶-۳) ۲- «بلوک طبس »
(۲-۶-۴) ۳- «بلوک کلمرد»
(۲-۶-۵) ۴- «بلوک پشت‌بادام»
(۲-۶-۶) ۵- «فرونشست بیاضه –بردسیر»
(۲-۶-۷) ۶- «بلوک یزد »
(۲-۷) بلوک لوت
(۲-۷-۱) مقدمه
(۲-۷-۲) تاریخچه چینه‌ای بلوک لوت
(۲-۷-۳) بحثی دربارهٔ پایداری بلوک لوت
(۲-۷-۴) بحثی دربارهٔ آتشفشانی‌های لوت
(۲-۷-۵) لرزه زمین‌ساخت بلوک لوت
(۲-۷-۶) توان اقتصادی بلوک لوت
(۲-۸) حوضهٔ فلیشی خاور ایران
(۲-۸-۱) مقدمه
(۲-۸-۲) چگونگی و زمان پیدایش
(۲-۸-۳) تاریخچهٔ چینه‌ای حوضهٔ فلیشی خاور ایران
(۲-۸-۴) زمین‌ساخت حوضهٔ فلیشی خاور ایران
(۲-۸-۵) لرزه‌زمین‌ساخت حوضهٔ فلیشی خاور ایران
(۲-۸-۶) توان اقتصادی کوه‌های خاور ایران
(۲-۸-۷) توان هیدروکربنی ایران میانی
(۲-۹) ایران شمالی
(۲-۹-۱) توضیح
(۲-۱۰) کپه‌داغ
(۲-۱۰-۱) مقدمه
(۲-۱۰-۲) بحثی در بارهٔ موقعیت ساختاری کپه‌داغ
(۲-۱۰-۳) تاریخچه چینه‌ای کپه‌داغ
(۲-۱۰-۴) زمین‌ساخت کپه‌داغ
(۲-۱۰-۵) لرزه‌زمین‌ساخت کپه‌داغ
(۲-۱۰-۶) توان اقتصادی کپه‌داغ
(۲-۱۱) فرونشست خزر
(۲-۱۱-۱) مقدمه
(۲-۱۱-۲) حاشیهٔ جنوبی خزر
(۲-۱۱-۳) تاریخچهٔ چینه‌ای حاشیهٔ جنوبی خزر

(۲-۱۲) خزر جنوبی
(۲-۱۲-۱) مقدمه
(۲-۱۲-۲) تاریخچهٔ چینه‌ای خزر جنوبی
(۲-۱۲-۳) زمان و چگونگی تشکیل
(۲-۱۳) مکران
(۲-۱۳-۱) مقدمه
(۲-۱۳-۲) تاریخچهٔ چینه‌ای مکران
(۲-۱۳-۳) زمین‌ساخت مکران
(۲-۱۳-۴) فرورانش مکران
(۲-۱۳-۵) میزان فرورانش مکران
(۲-۱۳-۶) واحدهای زمین‌ساختی مکران
(۲-۱۳-۷) توان معدنی مکران
(۲-۱۳-۸) لرزه‌زمین‌ساخت مکران
(۲-۱۴) فرونشست زابل
(۲-۱۴-۱) توضیح
(۳) فصل سوم- پرکامبرین در ایران
(۳-۱) مقدمه
(۳-۱-۱) توضیح
(۳-۲) پوسته‌های اقیانوسی پرکامبرین
(۳-۲-۱) توضیح
(۳-۳) پوسته قاره‌ای پرکامبرین
(۳-۳-۱) توضیح
(۳-۴) سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین
(۳-۴-۱) مقدمه
(۳-۴-۲) پراکندگی جغرافیایی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین
(۳-۴-۳) پرکامبرین در ایران مرکزی
(۳-۴-۴) دگرگونی و گرانیتی شدن پی‌سنگ پرکامبرین ایران مرکزی
(۳-۴-۵) میگماتیتی شدن و تشکیل گرانیت‌های آناتکسی
(۳-۴-۶) پرکامبرین در سنندج –سیرجان
(۳-۴-۷) پرکامبرین در البرز
(۳-۴-۸) پرکامبرین در زاگرس
(۳-۵) سنگ‌های نا دگرگونی پرکامبرین
(۳-۵-۱) مقدمه
(۳-۵-۲) رسوب‌های دریایی نادگرگونی پرکامبرین
(۳-۵-۳) رسوب‌های کنار قاره‌ای پرکامبرین (پرکامبرین پسین)
(۳-۵-۴) پرکامبرین پسین در البرز –آذربایجان
(۳-۵-۵) پرکامبرین پسین در ایران مرکزی
(۳-۵-۶) پرکامبرین پسین در زاگرس
(۳-۶) سنگ‌های ماگمایی پرکامبرین
(۳-۶-۱) مقدمه

(۲-۶-۳) نفوذی‌های کلسیمی - قلیایی پرکامبرین
(۳-۶-۳) نفوذی‌های قلیایی پرکامبرین
(۴-۶-۳) سنگ‌های آتشفشانی پرکامبرین
(۵-۶-۳) منابع معدنی پرکامبرین
(۴) فصل چهارم- پالئوزوییک در ایران
(۱-۴) مقدمه
(۱-۱-۴) توضیح
(۲-۴) کامبرین در ایران
(۱-۲-۴) مقدمه
(۲-۲-۴) کامبرین در البرز - آذربایجان
(۳-۲-۴) کامبرین در ایران مرکزی
(۴-۲-۴) کامبرین در زاگرس
(۳-۴) اردویسین در ایران
(۱-۳-۴) مقدمه
(۲-۳-۴) اردویسین در البرز - آذربایجان
(۳-۳-۴) اردویسین در ایران مرکزی
(۴-۳-۴) اردویسین در زاگرس
(۴-۴) سیلورین در ایران
(۱-۴-۴) مقدمه
(۲-۴-۴) سیلورین در ایران مرکزی
(۳-۴-۴) سیلورین در البرز
(۴-۴-۴) سیلورین در زاگرس
(۵-۴) دونین در ایران
(۱-۵-۴) مقدمه
(۲-۵-۴) دونین در ایران مرکزی
(۳-۵-۴) دونین در البرز –آذربایجان
(۴-۵-۴) دونین در البرز مرکزی
(۵-۵-۴) دونین در آذربایجان (ماکو)
(۶-۵-۴) دونین در سنندج –سیرجان
(۷-۵-۴) دونین در زاگرس
(۶-۴) کربنیفر در ایران
(۱-۶-۴) مقدمه
(۲-۶-۴) کربنیفر در البرز
(۳-۶-۴) کربنیفر در ایران مرکزی
(۴-۶-۴) کربنیفر در زاگرس
(۵-۶-۴) کربنیفر در مشهد
(۶-۶-۴) کربنیفر در سنندج –سیرجان
(۷-۴) پرمین در ایران
(۱-۷-۴) مقدمه
(۲-۷-۴) پرمین در البرز - آذربایجان

(۴-۷-۳) پرمین در جلفا
(۴-۷-۴) پرمین در ایران مرکزی
(۴-۷-۵) پرمین در آباده
(۴-۷-۶) پرمین در بلوک کلمرد
(۴-۷-۷) پرمین در شهرضا
(۴-۷-۸) پرمین در مشهد –فریمان
(۴-۷-۹) پرمین در سنندج –سیرجان
(۴-۷-۱۰) پرمین در زاگرس
(۴-۷-۱۱) مرز پرمین تریاس در ایران
(۴-۸) ماگماتیسم و دگرگونی پالئوزوییک
(۴-۸-۱) مقدمه
(۴-۸-۲) سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوییک
(۴-۸-۳) توده‌های نفوذی پالئوزوییک
(۴-۸-۴) دگرگونی پالئوزوییک
(۴-۸-۵) منابع اقتصادی پالئوزوییک
(۵) فصل پنجم- مزوزوییک در ایران
(۵-۱) مقدمه
(۵-۱-۱) توضیح
(۵-۲) تریاس در ایران
(۵-۲-۱) مقدمه
(۵-۲-۲) تریاس در البرز
(۵-۲-۳) تریاس در ایران مرکزی
(۵-۲-۴) تریاس در زاگرس
(۵-۳) رخساره‌های استثنایی تریاس ایران
(۵-۳-۱) مقدمه
(۵-۳-۲) تریاس در آق‌دربند
(۵-۳-۳) تریاس در نخلک
(۵-۴) ماگماتیسم و دگرگونی تریاس
(۵-۴-۱) مقدمه
(۵-۴-۲) سنگ‌های آتشفشانی تریاس
(۵-۴-۳) توده‌های نفوذی تریاس
(۵-۴-۴) دگرگونی تریاس
(۵-۵) ژوراسیک در ایران
(۵-۵-۱) مقدمه
(۵-۵-۲) ژوراسیک در صفحهٔ ایران
(۵-۵-۳) ژوراسیک در ایران مرکزی
(۵-۵-۴) ژوراسیک در ایران مرکزی
(۵-۵-۵) ژوراسیک در زاگرس
(۵-۵-۶) ژوراسیک در کپه‌داغ
(۵-۵-۷) مرز ژوراسیک - کرتاسه در ایران

(۵-۶) ماگماتیسم و دگرگونی ژوراسیک
(۵-۶-۱) مقدمه
(۵-۶-۲) سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک
(۵-۶-۳) توده‌های نفوذی ژوراسیک
(۵-۶-۴) دگرگونی ژوراسیک
(۵-۷) کرتاسه در ایران
(۵-۷-۱) مقدمه
(۵-۷-۲) کرتاسه در البرز
(۵-۷-۳) کرتاسه در ایران مرکزی
(۵-۷-۴) کرتاسه در زاگرس
(۵-۷-۵) کرتاسه در کپه‌داغ
(۵-۷-۶) کرتاسه در مکران
(۵-۸) ماگماتیسم و دگرگونی کرتاسه
(۵-۸-۱) مقدمه
(۵-۸-۲) سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه
(۵-۸-۳) توده‌های نفوذی کرتاسه
(۵-۸-۴) دگرگونی کرتاسه
(۶) فصل ششم- سنوزوییک در ایران
(۶-۱) مقدمه
(۶-۱-۱) توضیح
(۶-۲) ترشیری در البرز
(۶-۲-۱) مقدمه
(۶-۲-۲) پالئوسن در البرز
(۶-۲-۳) ائوسن در البرز
(۶-۲-۴) الیگوسن در البرز
(۶-۲-۵) میوسن در البرز
(۶-۲-۶) پلیوسن در البرز
(۶-۳) ترشیری در جنوب دریای خزر و مُغان
(۶-۳-۱) مقدمه
(۶-۳-۲) پالئوسن - ائوسن
(۶-۳-۳) الیگو –میوسن (سازند زیوه)
(۶-۳-۴) میوسن پسین
(۶-۳-۵) پلیوسن
(۶-۴) ترشیری در ایران مرکزی
(۶-۴-۱) مقدمه
(۶-۴-۲) پالئوسن در ایران مرکزی
(۶-۴-۳) ائوسن در ایران مرکزی
(۶-۴-۴) الیگوسن –میوسن در ایران مرکزی
(۶-۴-۵) میوسن –پلیوسن در ایران مرکزی
(۶-۴-۶) پلیوسن در ایران مرکزی

(۶-۴-۷) گنبدهای نمکی ترشیری ایران مرکزی
(۶-۵) ترشیری در زاگرس
(۶-۵-۱) مقدمه
(۶-۵-۲) ترشیری پایینی (پالئوسن –میوسن پیشین)
(۶-۵-۳) ترشیری پایینی (پالئوسن –میوسن پیشین)
(۶-۵-۴) حوضهٔ نمکی جنوب خلیج فارس
(۶-۶) ترشیری در کپه‌داغ
(۶-۶-۱) مقدمه
(۶-۶-۲) پالئوژن در کپه‌داغ
(۶-۶-۳) نئوژن در کپه داغ
(۶-۷) ترشیری در مکران
(۶-۷-۱) مقدمه
(۶-۷-۲) پالئوسن در مکران
(۶-۷-۳) ائوسن در مکران
(۶-۷-۴) الیگوسن در مکران
(۶-۷-۵) میوسن در مکران
(۶-۷-۶) پلیوسن در مکران
(۶-۷-۷) پلیوسن در مکران
(۶-۸) ماگماتیسم و دگرگونی ترشیری
(۶-۸-۱) مقدمه
(۶-۸-۲) دگرگونی ترشیری
(۶-۸-۳) توده‌های نفوذی ترشیری
(۶-۸-۴) آتشفشانی ترشیری
(۶-۹) کواترنری در ایران
(۶-۹-۱) مقدمه
(۶-۹-۲) نهشته‌های آبرفتی کواترنری
(۶-۹-۳) نهشته‌های دریایی کواترنری
(۶-۹-۴) نهشته‌های بادی کواترنری
(۶-۹-۵) نهشته‌های کویری کواترنری
(۶-۹-۶) سنگ‌های آتشفشانی کواترنری
(۷) فصل هفتم–افیولیت‌های ایران
(۷-۱) مقدمه
(۷-۲) کلیات
(۷-۲-۱) مقدمه
(۷-۲-۲) سنگ‌های سازنده مجموعه‌های افیولیتی ایران
(۷-۲-۳) چگونگی تشکیل و جایگیری افیولیت‌های ایران
(۷-۲-۴) آمیزه‌های رنگین
(۷-۲-۵) زمان و چگونگی تشکیل آمیزه‌های رنگین
(۷-۳) پراکندگی جغرافیایی و سن افیولیت‌های ایران
(۷-۳-۱) مقدمه

(۲-۳-۷) افیولیت‌های پرکامبرین
(۳-۳-۷) افیولیت‌های پالئوزوییک
(۴-۳-۷) افیولیت‌های مزوزوییک
(۵-۳-۷) افیولیت‌های تریاس
(۶-۳-۷) افیولیت‌های کرتاسه
(۸) فصل هشتم- رخدادهای زمین‌ساختی ایران
(۱-۸) توضیح
(۱-۱-۸) مقدمه
(۲-۱-۸) رخدادهای زمین‌ساختی پرکامبرین (کاتانگایی Katangan)
(۳-۱-۸) رخدادهای زمین‌ساختی پالئوزوییک
(۴-۱-۸) رخدادهای زمین‌ساختی مزوزوییک
(۵-۱-۸) رخدادهای زمین‌ساختی سنوزوییک
(۶-۱-۸) نوزمین‌ساخت و لرزه زمین‌ساخت ایران
(۹) فصل نهم- گسل‌های ایران
(۱-۹) مقدمه
(۱-۱-۹) توضیح
(۲-۹) ویژگی‌های عمومی گسل‌های ایران
(۱-۲-۹) توضیح
(۳-۹) دسته‌بندی گسل‌های ایران
(۱-۳-۹) توضیح
(۴-۹) گسل‌های زاگرس
(۱-۴-۹) گسل‌های زاگرس
(۲-۴-۹) گسل‌های ایران مرکزی
(۳-۴-۹) گسل‌های خاور و جنوب خاوری ایران
(۴-۴-۹) گسل‌های البرز باختری و آذربایجان
(۵-۴-۹) گسل‌های زمین‌لرزه‌ای
(۱۰) فصل دهم- دریاچه‌ها و دریاهای ایران
(۱-۱۰) مقدمه
(۱-۱-۱۰) توضیح
(۲-۱۰) دریاچه‌های ایران
(۱-۲-۱۰) دریاچهٔ ارومیه
(۲-۲-۱۰) دریاچهٔ بختگان -طَشک
(۳-۲-۱۰) دریاچه‌های تار و هَویر
(۴-۲-۱۰) دریاچهٔ پریشان (فامور)
(۵-۲-۱۰) دریاچهٔ جازموریان (جزموریان)
(۶-۲-۱۰) دریاچهٔ حوض‌سلطان
(۷-۲-۱۰) دریاچهٔ زریوار (زره‌وار)
(۸-۲-۱۰) باتلاق گاوخونی (گاوخانی)
(۹-۲-۱۰) دریاچهٔ گَهَر
(۱۰-۲-۱۰) دریاچهٔ مهارلو

(۱۰-۲-۱۱) دریاچهٔ نمک
(۱۰-۲-۱۲) دریاچهٔ دریاچهٔ هامون
(۱۰-۲-۱۳) دیگر دریاچه‌های ایران
(۱۰-۳) دریاهای ایران
(۱۰-۳-۱) دریای خزر
(۱۰-۳-۲) دریای خلیج فارس
(۱۱) فصل یازدهم - یخچال‌ها و برفچال‌های ایران
(۱۱-۱) پراکندگی یخچالها و برفچالهای ایران
(۱۱-۱-۱) توضیح

فصل اول

کلیات

جایگاه زمین شناسی ایران

زمین‌شناسی ایران، این باور وجود دارد که سرزمین ایـران در بخـش میـانی کـوهزاد آلـپ – هیمالیـا است، که از باختر اروپا آغاز و پس از گذر از ترکیه، ایران، افغانستان تـا تبـت و شـاید تـا نزدیکـی‌هـای برمه و اندونزی ادامه دارد (**شکل ۱**).جایگاه زمین‌شناختی ویژهٔ این کوه‌هـا در فصـل مشـترک دو قـارهٔ اوراسیا و گندوانا سبب شده تا در بارهٔ چگونگی پیدایش این نوار چین‌خـورده دو انگـارهٔ بـزرگ نـاودیس تتیس و زمین‌ساخت ورقی مورد بحـث باشـد. بررسـی دو انگـارهٔ یـاد شـده و گفتمـان در ایـن زمینـه می‌تواند در بیان جایگاه زمین‌شناسی ایران کارساز باشد.

انگارهٔ بزرگ ناودیس تتیس

بر اساس این نظریه، در جایگاه کنونی کوه‌های آلپ – هیمالیا، بزرگ ناودیسی وجـود داشـته اسـت کـه از اشتقاق ابرقارهٔ پانگهآ ((Pangea شکل گرفته و زادگـاه نـوار چـین‌خـوردهٔ آلـپ – هیمالیـا اسـت. در بارهٔ بخش ایرانی این بزرگ ناودیس فرض بر آن است که البرز، به دلیل داشتن سـنگ‌هـای آتشفشـانی فـراوان، نـوعی ایوژئوسـینکلینال ((Eugeosynclinal و زاگـرس بـه دلیـل نداشـتن سـنگ‌هـای آتشفشانـــی نـوعی میوژئوسینکلیـــنال (Miogeosynclinal) اسـت کـه بـه وسـیلهٔ تـودهٔ مقـاوم (Median Mass) ایران مرکـزی از یکـدیگر جـدا بـوده‌انـد.بـا آغـاز پـژوهش‌هـای زمـین‌شـناختی گسترده، این یقین به دست آمد که انگارهٔ بزرگ ناودیس تتیس با ویژگـی‌هـای زمـین‌شـناختی ایـران همخوانی و هم‌آهنگی ندارد و ایرادات زیر بر آن وارد است:

* سنگ‌های منسوب به پرکامبرین ایران، با وجود دگرگونی و دگرشکلی پیشرفته، آواری‌های انباشته شده در حوضه‌های کم ژرفایند.

* ردیف‌های پرکامبرین پسین – تریاس میانی ایران، رسوبات کنار قاره‌ای (Epicontinental) هستند که در محیط‌های پلاتفرمی انباشته شده‌اند. در ضمن، در این توالی ایست‌های رسوبی متعدد وجود دارد که گاهی به بزرگی ۴۰ و حتی ۷۰ میلیون سال است بنابراین ویژگی‌های سنگی و محیط‌های رسوبی پرکامبرین پسین – تریاس میانی ایران شباهتی به بزرگ ناودیس‌ها ندارد.

* ردیف‌های تریاس بالا – ژوراسیک میانی ایران (به جز زاگرس) رسوب‌های زغالدار اند که در حوضه‌های پیش‌بوم(Fore land) باتلاقی – مردابی نزدیک به ساحل انباشته شده‌اند.

* توصیف تودهٔ میانی برای ایران مرکزی پذیرفتنی نیست، چرا که فازهای گوناگون آلپی بر این بخش اثر درخور توجه دارند و حتی در مقایسه با البرز و زاگرس پویاترند.

* فراوانی سنگ‌های آتشفشانی سنوزوییک نمی‌تواند از ویژگی‌های بزرگ ناودیسی البرز باشد چرا که از یک سو بخشی بزرگ از این سنگ‌ها بر محیط‌های رسوبی بر قاره‌ای گواهی می‌دهند و ویژگی بزرگ ناودیس‌ها را ندارند و از سوی دیگر، سنگ‌های آتشفشانی یاد شده محدود به البرز نیستند و این‌گونه سنگ‌ها را می‌توان در گستره‌هایی وسیع از ایران مرکزی دید.

* مقایسهٔ رسوبات پالئوزوییک و مزوزوییک البرز و ایران مرکزی نشان می دهد که در بسیاری از زمانها، رسوبات این دو پهنه در شرایط یکسانی انباشته شده اند و رخسارهٔ سنگی همانند دارند. به گفتهٔ دیگر نه ایران مرکزی تودهٔ میانی بوده و نه البرز بزرگ ناودیس.

با تکیه برگفته های یاد شده دیده میشود که تکوین حوضه‌های رسوبی ایران و رویدادهای زمین‌ساختی آن را نمی‌توان با ساخت‌های پیچیدهٔ زمین ناودیس‌ها مقایسه کرد و سنجید.

عنوان: انگارهٔ زمین‌ساخت ورقی(Plate Tectonic)

وجود بعضی پوسته‌های اقیانوسی سبب شده است تا گروهی از زمین‌شناسان، جایگاه زمین‌شناسی ایران را در چارچوب زمین‌ساخت ورقی مورد تجزیه و تحلیل قرار دهند. به باور این زمین‌شناسان (اسمیت، هامیلتون، ۱۹۷۰، کرافورد، ۱۹۷۲، تکین، ۱۹۷۲ و ۰۰۰۰)، در محل کنونی راندگی اصلی زاگرس اقیانوسی گسترده‌ای به نام تتیس وجود داشته که دو قارهٔ آفریقا –عربستان (گندوانا) و اروپا –آسیا (اوراسیا) را از یکدیگر جدا می‌کرده است. بر پایهٔ این انگاره، کوه‌های البرز و ایران مرکزی، بخشی از قارهٔ اوراسیا و زاگرس لبهٔ شمالی سپر آفریقا –عربستان هستند. سه دلیل عمدهٔ این دیدگاه عبارتست از:

* تفاوت رخساره‌های سنگی و زمین‌ساختی رسوبات دوران دوم و سوم زاگرس با سایر نواحی ایران.

* وجود سنگ‌های افیولیتی در امتداد راندگی اصلی زاگرس.

* وجود نوار آتشفشانی ارومیه –بزمان.یافته‌های نوین زمین‌ساختی ایران نشان می‌دهند که انگارهٔ زمین‌ساخت ورقی بیانگر جایگاه واقعی زمین‌ساختی ایران نیست و الگوی توصیف شده به ویژه تعلق ایران مرکزی و البرز به قارهٔ اوراسیا با پاره‌ای از واقعیت‌های ملموس در ناهماهنگی است. زیرا:* پی‌سنگ پرکامبرین ایران مرکزی و عربستان از نظر نوع سنگ‌ها، شرایط پیدایش و زمان سخت‌شدگی شباهت زیاد دارند.

* پس از سخت شدن پی‌سنگ پرکامبرین، از زمان پرکامبرین پسین تا تریاس میانی، شرایط حاکم بر محیط‌های رسوبی البرز، ایران مرکزی، زاگرس و عربستان همانند بوده است. همانندی رخساره‌های سنگی مورد سخن، ضمن نفی جدایی البرز –ایران مرکزی از زاگرس –عربستان، نشان می‌دهد که دست کم در زمان‌های پرکامبرین پسین، کامبرین و حتی اردویسین تمام نواحی یاد شده سرزمینی یکپارچه بوده است.اسمیت (۱۹۷۳)، در بازپسین انگارهٔ زمین‌ساخت ورقی خود، بر این باور است که اقیانوس تتیس در زمان پرمین شکل گرفته و همزمان با پیدایش اقیانوس هند بسته شده است. ولی، افتخارنژاد (۱۳۵۹) سنگ‌آهک‌های پرمین زاگرس، به ویژه افق‌های بوکسیتی آن را مشابه البرز، ایران مرکزی و آذربایجان می‌داند که نشانگر شرایط آب و هوایی یکسان در این نواحی و یکپارچگی آنهاست.

* در انگارهٔ زمین‌ساخت ورقی، کمان‌های ماگمایی حاصل از فرورانش باید دارای ترکیب شیمیایی کلسیمی - قلیایی باشند در حالی که، کمان ماگمایی ارومیه –بزمان، بیشتر، فرآورد تکاپوی ماگمایی از نوع قلیایی است که یادآور کافت‌های درون قاره‌ای است.

* بسیاری از زمین‌شناسان بر این باوراند که برخورد نهایی دو ورق زاگرس و ایران مرکزی به سن کرتاسهٔ پسین – پالئوسن است. چنانچه این فرض درست باشد در آن صورت فرآیندهای ماگمایی ترشیری ارومیه –بزمان را می‌توان نوعی ماگماتیسم بعد از برخورد قاره‌ای دانست که وابسته به پدیدهٔ فروروانش نیست (عمیدی، امامی، ۱۹۸۴).

* بیشتر زمین‌شناسان بر این باوراند که زمان به هم رسیدن و چفت شدگی آغازین دو ورق ایران مرکزی و زاگرس –عربستان در اواخر کرتاسه بوده است. به همین دلیل، کمان ماگمایی ارومیه – بزمان که حاصل فرورانش و چفت شدگی است، باید به سن کرتاسهٔ پسین باشد. در حالی که تکاپوهای آتشفشانی این کمربند در ائوسن آغاز شده و در میوسن به بیشترین مقدار رسیده است، یعنی زمانی که گمان می‌رود فرورانش به پایان رسیده و برخورد نهایی ورق‌ها صورت گرفته است.

به لحاظ وجود رخنمون‌های افیولیتی در محل راندگی اصلی زاگرس، وجود یک اشتقاق درون قاره‌ای بین ایران مرکزی و زاگرس –عربستان حتمی است. ولی، محل و زمان اشتقاق، میزان جدایش بین دو ورق و حتی زمان به هم رسیدن دوبارهٔ ورق‌ها و چگونگی بسته شدن آن پرسش‌هایی است که هنوز به طور نهایی پاسخ داده نشده است.

افیولیت‌های کرمانشاه و نیریز باعث شده‌اند تا گروه بزرگی از زمین‌شناسان، محل اشتقاق را منطبق بر راندگی امروز زاگرس بدانند. در حالی که فالکن (۱۹۶۷)، علوی (۱۹۹۱)، محل زمیندرز را در حدود ۱۳۰ کیلومتر به سوی شمال خاور و در لبهٔ جنوب باختری کمان ارومیه –بزمان می‌دانند.

چنانچه اشتقاق بین ورق ایران و ورق زاگرس –عربستان محل جدایش دو قارهٔ اوراسیا و گندوانا باشد، پدیدهٔ اشتقاق باید بسیار کهن باشد در حالی که اسمیت (۱۹۷۳) به زمان پرمین باور دارد و شواهد مستند دال بر ترياس پسین است.

اسمیت، هامیلتون (۱۹۷۰)، اشتقاق دو ورق را به پهنای هزاران کیلومتر دانسته‌اند در حالی که گروهی از جمله نبوی (۱۳۵۵) اشتقاق مورد نظر را از نوع دریای سُرخ می‌دانند و بر این باوراند که بازشدگی قسمت‌هایی از ایران، در طول شکاف‌های سراسری و بوجود آمدن کافت‌ها، پدیده‌ای است که می‌توانسته است موجب بوجود آمدن پوسته‌های اقیانوسی باشد. و لذا، مقدار پوستهٔ اقیانوسی آن چنان نبوده که بتواند در مراحل فرورانش عمل کند. به نظر اشتوکلین (۱۹۸۴) نیز، تتیس جوان می‌توانسته یک گودال باریک باشد و هیچ‌گاه پوستهٔ اقیانوسی زیادتری نسبت به آنچه امروزه در کمربندهای افیولیتی می‌بینیم، تولید نکرده است. و یا، کشفی (۱۹۷۶) با انگارهٔ زمین‌ساخت صفحه‌ای در جنوب ایران موافق نیست و بر این باور است که دیدگاه زمین ناودیسی، برای توضیح زاگرس و دیگر رشته کوه‌های تتیس سازگاری بیشتر دارد.

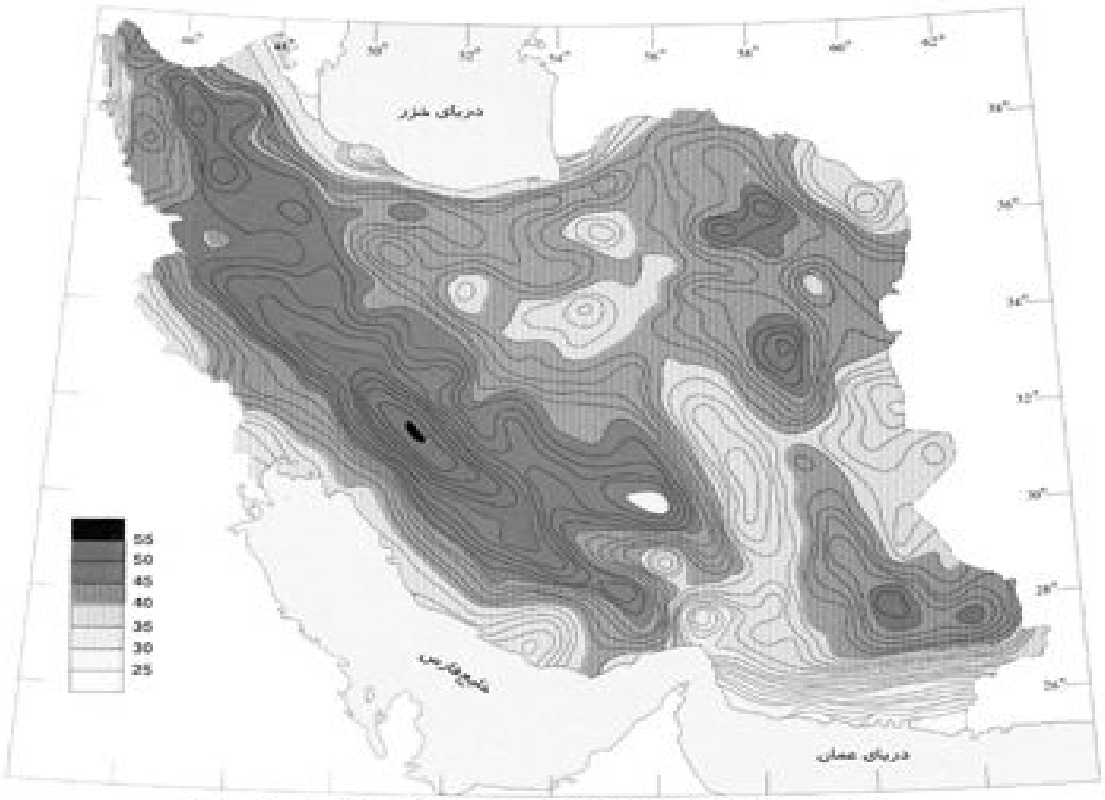
زمان و چگونگی به هم رسیدن دوبارهٔ ورق‌ها همچنان می‌تواند قابل بحث باشد. دگرشیبی میان سازند تاربور (به سن ماستریشتین)، و مجموعه‌های افیولیتی -رادیولاریتی نیریز سبب شده است تا بیشتر زمین‌شناسان بسته شدن کافت زاگرس را به سن پیش از ماستریشتین (کرتاسهٔ پسین) بدانند. ولی، پورحسینی (۱۹۸۳) توده‌های نفوذی الیگوسن –میوسن مناطق نطنز، سرچشمه و جبال‌بارز را با روند زمیندرز زاگرس همروند و به دلیل پایین بودن بنیادین ایزوتوپ استرانسیوم این توده‌ها را منشاء گرفته از گوشتهٔ بالایی می‌داند و نتیجه می‌گیرد که بسته شدن زمیندرز زاگرس خیلی دیرتر از کرتاسهٔ پسین، و به گفته‌ای، در نئوژن انجام گرفته است.

عنوان: نوع پوسته(Crust) بستگی کامل به سرشت فیزیکوشیمیایی آن دارد. در ایران، پوسته از دو نوع قاره‌ای ((Continental و اقیانوسی ((Oceanic است که به صورت نوار و یا قطعات نامتجانس در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. به همین‌رو نوروزی (۱۹۷۲)، دیویی و همکاران (۱۹۷۳)، پوستهٔ ایران را مجموعه‌ای از خردقاره‌های ((Micro – Plates به هم پیوسته می‌دانند. از میان دو نوع پوستهٔ گفته شده، پوستهٔ قاره‌ای سهم بیشتری دارد، به گونه‌ای که بخش اعظم پوسته از نوع قاره‌ای است و از حدود ۲۰ میلیون سال پیش تاکنون، در یک رژیم زمین‌ساختی فشاری، ستبرشدگی و کوتاه شدگی بر آن تحمیل شده است. با این وجود، بستر دریای عمان از نوع پوستهٔ اقیانوسی است که با سرعت ۴/۸ سانتی‌متر در سال به زیر مکران کشیده می‌شود (لوپیشون، ۱۹۶۸) و یا، در بستر دریای خزر، یک پوستهٔ قدیمی اقیانوسی وجود دارد که به طور شیب‌دار به زیر بخش شمالی (البرز) کشیده شده است (گالپرین و همکاران، ۱۹۶۲ –بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). جدا از پوسته‌های اقیانوسی در جا (Authochton) (بستر عمان و خزر)، مجموعه‌های افیولیتی موجود در امتداد پاره‌ای از گسل‌های عمدهٔ ایران نیز نوعی پوستهٔ اقیانوسی نابرجا ((Allochton ینـد که به دلیل بسته شدن اشتقاق‌های درون قاره‌ای، به روی پوستهٔ قاره‌ای رانده شده‌اند و رخنمون آنها، محل تقریبی مرز قاره‌های کهن را ترسیم می‌کند.

ضخامت پوسته

از نقشه گرانی‌سنجی موهو، تهیه شده توسط دهقانی و ماکریس (۱۹۸۳)، قابل تفسیر است. بر اساس این نقشه، در زیرراندگی اصلی زاگرس (زاگرس مرتفع)، بی‌هنجاری‌های ثقلی به حداقل (۲۳۰ ± میلی‌گال) می‌رسد و در این ناحیه، پوستهٔ ایران با ۵۰ تا ۵۵ کیلومتر ضخامت، بیشترین ستبرا را دارد. ولی، به سوی جنوب باختر، ناپیوستگی موهو (Moho) در ژرفای ۴۰ کیلومتر است، از این رو به نظر می‌رسد که در زاگرس، پوسته از شمال خاور به جنوب باختر نازک می‌شود. اشنایدر و برزنجی (۱۹۸۶) نیز نشان دادند که در کمربند چین‌خوردهٔ زاگرس، ناپیوستگی موهو، به سمت شمال خاوری، حدود یک درجه شیب دارد و در ژرفای ۴۰ کیلومتر است. ولی، در نزدیکی راندگی اصلی زاگرس ناپیوستگی موهو ۵ درجه شیب دارد و در ژرفای ۶۵-۵۸ کیلومتر است.

در خاور ایران هم پوستهٔ به نسبت ستبری به ضخامت ۴۰ تا ۴۸ کیلومتر، قابل شناسایی است. در امتداد ساحل دریای عمان پوسته با ستبرای ۲۵ کیلومتر نازک‌ترین بخش از پوستهٔ ایران است. در مرز شمالی ایران به سمت دریای خزر، رشته کوه‌های البرز ریشه‌ای نشان نمی‌دهد و ضخامتی کمتر از ۳۵ کیلومتر دارد. از سوی دیگر، در فرونشست‌های لوت و کویر، پوستهٔ قاره‌ای با ضخامت کمتر از ۴۰ کیلومتر، در تعادل ایزوستازی (Isostatic equilibrium) است. در کمان ماگمایی ارومیه – بزمان، ضخامت پوسته ۴۵ تا ۵۰ کیلومتر است و در جنوب باختری زون سنندج –سیرجان ضخامت پوسته به حدود ۶۰ کیلومتر می‌رسد.داده‌های گوناگون نشان می‌دهند که میانگین ستبرای پوستهٔ قاره‌ای در ایران، حدود ۴۰ کیلومتر است (شکل ۱-۲). اگرچه افزایش ضخامت پوسته در سنندج – سیرجان و زاگرس مرتفع به رانده شدن ورق ایران مرکزی به روی ورق عربستان و تکرار موهو نسبت داده شده است، ولی با توجه به الگوی ساختاری ایران، دیده می‌شود که افزایش ضخامت پوسته به طور عمده در محل تقریبی برخورد ورق‌ها است.



شکل ۱ - ۳ - ضخامت پوسته ایران بر اساس نقشه ژرفای گرانی‌سنجی موهو
(دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳ - طرح از دوکل سادات، ۱۳۷٤)

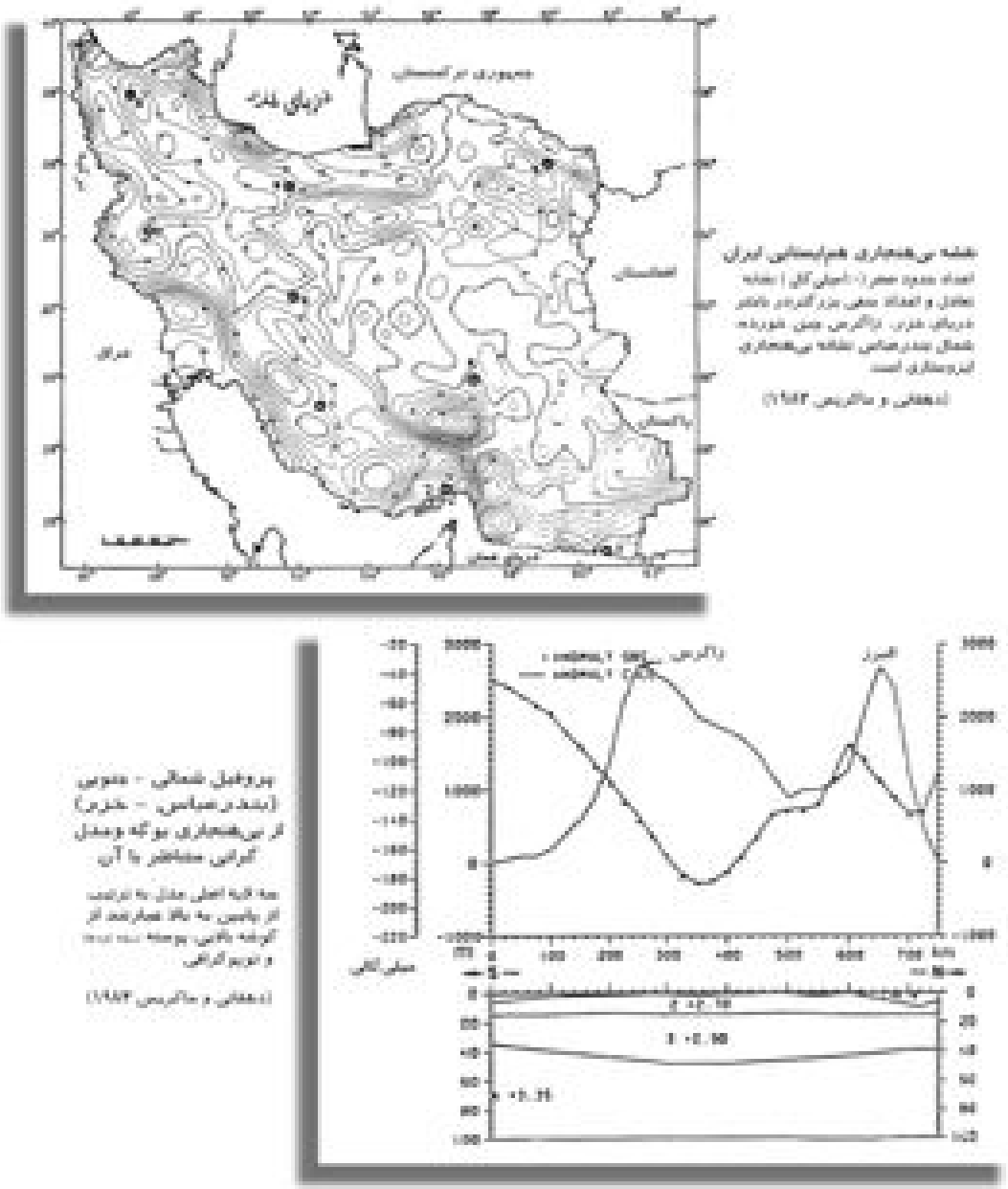
به همین‌رو دهقانی و ماکریس، ضخیم شدگی پوسته زاگرس مرتفع و سنندج –سیرجان را حاصل فرآیند فشارشی وابسته به بازشدن دریای سرخ می‌دانند و بر این باورند که در این منطقه، دگرشکلی بیشتر در اثر راندگی و جابجایی سفره‌های رانده است و برخورد بین ورق ایران و زاگرس از نوع قاره – قاره است و در حال حاضر هیچ‌گونه فرورانشی در زیر منطقهٔ راندگی زاگرس وجود ندارد. در کمان ماگمایی ارومیه –بزمان نیز علوی (۱۹۹۴) افزایش حدود ۵ تا ۱۰ کیلومتر ضخامت پوسته را به فعالیت ماگمایی و گسلش راندگی نسبت می‌دهد. در کوه‌های خاور ایران هم، برخورد ورق‌های لوت و افغان می‌تواند در ستبر شدگی پوسته نقش داشته باشد.

ایزوستازی پوسته

نقشهٔ بی‌هنجاری هم‌ایستایی ایران که بر پایهٔ انگارهٔ تعدیل شدهٔ آیری Airy hypothesis تهیه شده است نشان می‌دهد که چگالی بلندی‌ها ۲/۶۷، چگالی میانگین پوسته ۲/۷۵، چگالی ریشه

کوه‌ها ۲/۸۵، چگالی گوشتهٔ بالایی ۳/۳۵ گرم بر سانتیمتر مکعب و ضخامت عادی پوسته ۳۰ کیلومتر است. نتایج این محاسبات در شکل ۱-۳ خلاصه شده است (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳).

مطابق این شکل، در نواحی بزرگی از ایران همچون لوت، فرونشست‌های کویر و همچنین رشته کوه‌های خاور ایران و بخش وسیعی از کوه زاگرس، بی‌هنجاری‌های هم‌ایستایی بین صفر تا ۱۰± میلی‌گال و حاکی از تعادل هم‌ایستایی کامل این مناطق است. (**شکل ۱-۳**)



شکل ۱ ـ ۳

آشفتگی‌های هم‌ایستایی، بیشتر در منطقهٔ خوزستان، ساحل دریای مازندران و مرز میان رشته کوه زاگرس و پهنهٔ مکران دیده می‌شود. در راندگی اصلی زاگرس، هر چند که مقادیر ایزوستازی بسیار کم است، ولی هنوز به حالت جبران (Overcompensation) نرسیده است. رشته کوه‌های البرز، فراتر از حالت جبران است و هیچ ریشه‌ای در زیر آن وجود ندارد که به نظر دهقانی و ماکریس، به احتمال زیاد حاصل سفره‌های روراندهٔ نابرجاست. حوضهٔ خزر جنوبی، آنومال ثقلی

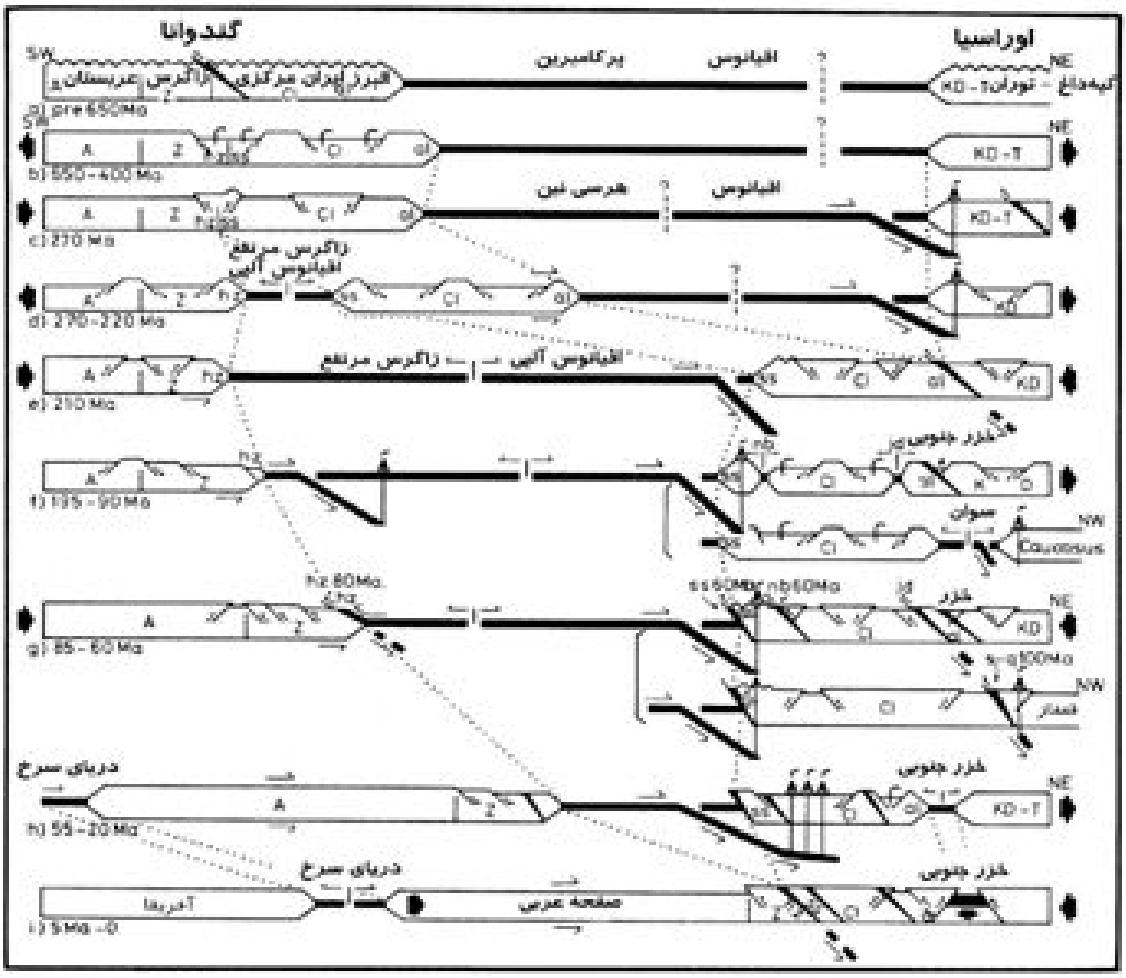
شدید (۱۰۰- تا ۲۵۰- میلی‌گال) دارد که نشانهٔ نبود تعادل ایزوستازی است. محاسبات زون شاین و لوپیشون (۱۹۸۶) نشان داده است که در حال حاضر، در حدود یک تا دو کیلومتر از فرونشینی زمین‌ساختی در آن جبران نشده و این امر ممکن است ناشی از نیروهای فشارشی باشد که در ۶ میلیون سال گذشته این ناحیه را تحت تأثیر می‌داشته است.

دیرینه جغرافیای ایران

اگرچه در حال حاضر پوستهٔ ایران‌زمین یک پارچه و به ظاهر همگن است ولی شواهد گوناگون زمین‌شناختی، به ویژه وجود مجموعه‌های افیولیتی در امتداد گسل‌های عمدهٔ ایران که یادآور زمیندرزهای کهن‌اند، بر شواهد جدایش‌های درون قاره‌ای ژرف گواهی می‌دهند که تا گوشته ادامه داشته‌اند.

دربارهٔ ماهیت، تعداد، جایگاه جغرافیایی و به ویژه اندازهٔ گسترش این جدایش‌ها، اتفاق نظر وجود ندارد. در حالی که اسمیت، هامیلتون (۱۹۷۰) و تکین (۱۹۷۲) این جدایش‌ها را بسیار گسترده و به پهنای یک اقیانوس می‌دانند، نبود حجم کافی پوستهٔ اقیانوسی سبب شده تا نبوی (۱۳۵۵) اشتقاق‌های پوستهٔ ایران را از نوع دریای سرخ بداند که در طول شکاف‌های سراسری پدید آمده و موجب پیدایش پوسته‌های اقیانوسی شده است. جدا از پهنا و اندازهٔ گسترش، برای جدایش‌های درون‌قاره‌ای پوستهٔ ایران زمین، به ویژه واگرایی و همگرایی صفحه‌ها، شواهد روشن وجود دارد که به استناد آنها و با تکیه بر نظر بربریان وکینگ (۱۹۸۱) می‌توان بر روند تکامل ژئودینامیک ایران‌زمین مروری خلاصه داشت (شکل ۱-۴).

به باور بربریان و کینگ (۱۹۸۱) ، در زمان پرکامبرین (پیش از ۶۵۰ میلیون سال قبل)، نواحی البرز، ایران مرکزی، سنندج –سیرجان و زاگرس در حاشیهٔ شمالی قارهٔ گندوانا قرار داشته‌اند و به وسیلهٔ اقیانوس تتیس (اقیانوس پرکامبرین) از پهنهٔ کپه‌داغ و به تبع آن از قارهٔ اوراسیا جدا بوده‌اند.



شکل ۱-٤- وضع خشکی‌ها و محیط‌های آبی ایران از پرکامبرین به بعد (برمریان، ۱۹۸۳)

آمیزه‌های کافتی با سرشت قلیایی به همراه نهشته‌های تبخیری نظیر واحدهای سنگ‌چینه‌ای سری ریزو، سری دسو و سری راور در ایران مرکزی (کرمان) و یا مجموعهٔ هرمز در جنوب خاوری زاگرس شواهدی هستند مبنی بر واگرایی دو قارهٔ اوراسیا و گندوانا در زمان پرکامبرین پسین –کامبرین پیشین (۶۵۰ تا ۴۰۰ میلیون سال) که حاصل آن فروافتادگی‌هایی در ایران مرکزی، سنندج – سیرجان و زاگرس مرتفع بوده است.

در چرخهٔ رخداد هرسی‌نین (۴۰۰ تا ۲۷۰ میلیون سال)، حرکت دو قارهٔ اوراسیا و گندوانا همگرا بوده و در نتیجه فرابوم‌هایی در ایران مرکزی، سنندج –سیرجان و زاگرس پدیدار شده‌اند که یکی از پیامدهای آن کاهش پهنای تتیس کهن (اقیانوس هرسی‌نین) و آغازی بر بسته شدن این محیط

آبی بوده است.(**شکل ۱-۴**) از اوایل پرمین تا میانهٔ تریاس (۲۷۰ تا ۲۲۰ میلیون سال)، ضمن ادامهٔ فرورانش و کاهش گسترهٔ تتیس کهن، در محل تقریبی راندگی اصلی زاگرس، اشتقاق دیگری شکل گرفته که نام تتیس جوان دارد و بربریان برای آن نام اقیانوس آلپی زاگرس را برگزیده است. در نتیجهٔ این اشتقاق، صفحهٔ ایران از صفحهٔ زاگرس–عربستان جدا شده و هم‌زمان با گسترش بستر تتیس جوان، صفحهٔ ایران به سمت شمال حرکت کرده است.

در تریاس پسین (۲۱۰ میلیون سال)، در اثر به هم پیوستن دو صفحهٔ ایران و توران، تتیس کهن به طور کامل بسته شده است و صفحهٔ ایران که تا این زمان ویژگی‌های گندوانایی داشته از این زمان سرشت اوراسیایی پیدا کرده است.از اوایل ژوراسیک تا آشکوب سنونین (۱۹۵ تا ۹۰ میلیون سال) تتیس جوان، در اثر عمل فرورانش در دو محل بسته شده ولی، بخش محوری آن گسترش یافته است. در ضمن، جدایش‌های نوع تتیس جوان در ایران مرکزی، خاور ایران، جنوب خاوری ایران (مکران) و به احتمال خزر جنوبی شکل گرفته‌اند. گلنی (۲۰۰۰)، وستفال و همکاران (۲۰۰۳) به اشتقاق‌های هم خانواده تتیس جوان نام نئوتتیس (۲) داده‌اند (شکل ۱-۵).

در کرتاسهٔ پسین تا میانهٔ پالئوسن (۸۵ تا ۶۰ میلیون سال)، بخشی از پوستهٔ اقیانوسی بر روی صفحهٔ زاگرس – عربستان فرارانش کرده‌اند. ولی در ایران مرکزی با بسته شدن جدایش‌های نوع تتیس جوان (نوتتیس ۲) آمیزه‌های رنگین دور کوچک قارهٔ ایران مرکزی به وجود آمده است.**شکل ۱-۵- الف**

در زمان نئوژن (۵۵ تا ۲۰ میلیون سال)، هم زمان با شکل‌گیری دریای سرخ، اقیانوس تتیس جوان به سرانجام خود نزدیک شده است.

از زمان آلپ پایانی (۵ میلیون سال) تا به حال، در اثر گسترش دریای سرخ، با به هم رسیدن کامل بلندی‌های زاگرس به زون سنندج –سیرجان اقیانوس آلپی زاگرس به طور کامل بسته شده

است.اگرچه دیرینهٔ جغرافیای گفته شده با بسیاری از حقایق زمین‌شناختی ایران هماهنگی دارد ولی باید گفت که:

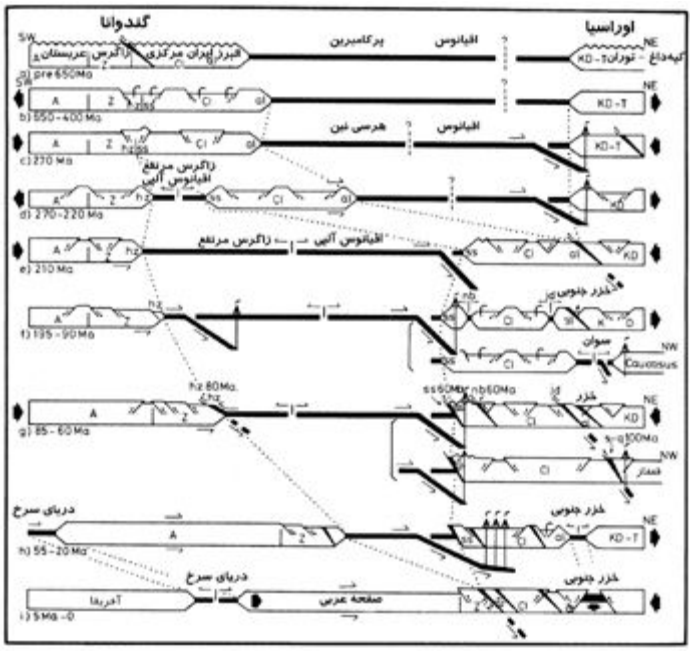
* به باور افتخارنژاد (۱۹۹۱) مجموعهٔ افیولیتی و رسوب‌های پلاژیک جنوب باختری مشهد جداکنندهٔ دو قارهٔ اوراسیا و گندوانا نیست بلکه رخنمون این مجموعه‌ها معرف نوعی زمیندرز در سکوی اپی‌کاتانگایی ایران است. به گفته‌ای دیگر، زمیندرز حقیقی بین اوراسیا و گندوانا در شمال کوه‌های کپه‌داغ در خارج از ایران است که اشتوکلین (۱۹۷۷) و افتخارنژاد (۱۹۹۱) به آن تتیس کهن اول نام داده‌اند.

* زمیندرز شمال ایران که مرز دو صفحهٔ توران و ایران دانسته شده، سن پرکامبرین ندارد و با توجه به شواهد موجود در جنوب –جنوب خاوری مشهد، اشتقاق مفروض به سن پرمین است که می‌توان در مقایسه به تتیس کهن اول، به آن تتیس کهن دوم نام دارد.زمیندرزهای خاور ایران و مکران نوعی جدایش‌های هم‌خانواده تتیس جوان‌اند که در خاور ایران در زمان ائوسن میانی بسته شده است و در ناحیهٔ مکران هنوز پدیدهٔ فرورانش و همگرایی صفحه‌ها ادامه دارد.

* اگرچه از دیدگاه‌های گفته شده، بسته شدن تتیس جوان (۱) زمان نئوژن و به عبارتی به آخرین حرکت‌های رخدادهای آلپی نسبت داده شده است ولی نشانه‌های چینه‌نگاری و ساختاری، به ویژه پوشیده شدن مجموعه‌های افیولیتی نیریز با سنگ آهک‌های ریفی سازند تاربور به سن ماستریشتین، شواهدی هستند که بسته شدن تتیس جوان را در زمان پیش از ماستریشتین تداعی می‌کنند.**شکل ۱-۵- ب**

* شواهدی که به بسته شدن تتیس جوان در زمان نئوژن اشاره دارند نظیر پایین بودن مقدار استرنسیم و هم روند بودن توده‌های نفوذی کرکس، سرچشمه، جبال‌بارز با زون فرورانش تتیس جوان فقط ممکن است نشانه‌هایی از تکرار فرورانش در زمان نئوژن باشند.به این ترتیب می‌توان

گفت که واژهٔ تتیس مفهوم گسترده‌تری دارد که از نظرهای موقعیت جغرافیایی، زمان شکل‌گیری، زمان بسته‌شدن، اثر بر زمین شناسی ایران ویژگی‌های متفاوت زیر را دارند.



شکل ۱-٤- وضع خشکی‌ها و محیط‌های آبی ایران از پرکامبرین به بعد (برمریان، ۱۹۸۳)

سرفصل: فصل دوم (پهنه‌های اصلی رسوبی –ساختاری ایران)

زِیرفصل: مقدمه

عنوان: مقدمه

داده‌های زمین‌شناختی ایران نشانگر آن است که فرآیندهای درونی و بیرونی زمین، در زمان و مکان، پیامدهایی متفاوت داشته اند و به همین‌رو، الگوی ساختاری، تحولات زمین‌ساختی، شرایط رسوبی و زیستی ایران در دوره‌های گوناگون زمین‌شناختی، پیچیدگی خاص دارد. ناهمسانی رسوبی و زمین‌ساختی تا بدانجا است که بیان ویژگی‌های یکسان را برای بسیاری از مناطق ایران ناممکن می‌سازد و به همین رو، از گذشته‌های دور، تقسیم ایران به پهنه‌های رسوبی –ساختاری گوناگون مورد توجه بوده است.

نخستین بار اشتوکلین (۱۹۶۸)، با توجه به پیچیدگی‌های ساختاری و شرایط متفاوت رسوبی، ایران را به چند حوضهٔ رسوبی –ساختاری جداگانه تقسیم کرد. این تقسیم‌بندی که بنیادی‌ترین تعبیر و تفسیر بود، مبنایی برای کار پژوهشگران بعدی شد. بعدها، با آگاهی‌های بیشتر، حقایق روشن‌تری از ویژگی های رسوبی –زمین‌ساختی ایران به دست آمد که ارائهٔ تقسیم‌بندی‌های جامع‌تر منطقه‌ای را ممکن ساخت که از آن جمله می‌توان به کار نبوی (۱۳۵۵)، افتخارنژاد (۱۳۵۹)، اشتامفلی (۱۹۷۸)، بربریان (۱۹۸۱)، نوگل سادات (منتشر نشده)، علوی (۱۹۹۱)، آقانباتی (۱۳۷۹) اشاره کرد.

عواملی که در پهنه‌بندی ایران، به حوضه‌های رسوبی –زمین‌ساختی جدا نقش داشته‌اند، بسیار گوناگون اند که از میان آنها، موقعیت ویژهٔ ایران در محل برخورد دو ابرقارهٔ اوراسیا و گندوانا، چیرگی زمین‌ساخت قطعه‌ای، بلوکی، جدایش و برخورد ورق‌های قاره‌ای، تحولات زمین‌ساختی وابسته و سرانجام تداوم عوامل کارآ، نقش بیشتری دارند. با این حال، در یک نگاه دقیق‌تر، عوامل زیر را می‌توان در تقسیم ایران، به حوضه‌های رسوبی –ساختاری جدا، مؤثر دانست.

* نوع پوسته (قاره‌ای –اقیانوسی)

* شرایط حاکم بر حوضه‌های رسوبی گذشته

* تفاوت رخساره‌های سنگی – زیستی ترادف‌های« همزمان » در نواحی گوناگون

* تحولات زمین‌ساختی و پیامدهای آنها، مانند شدت و سازوکار چین‌خوردگی‌ها، فعالیت‌های ماگمایی (درونی-بیرونی)، فرآیندهای دگرگونی و...

* الگوی ساختاریبا توجه به عوامل یاد شده و همچنین تلفیق و جمعبندی دیدگاه‌های گوناگون و به ویژه شواهد دو زمیندرز (Geo – Suture) عمدهٔ تتیس کهن (Paleo – Tethys) و تتیس جوان (Tethys – Neo)، ایران را می‌توان به پهنه‌های اصلی رسوبی–ساختاری زیر تقسیم کرد(شکل ۲-۱).

به این بخش‌ها، باید دو پهنهٔ زابل و مکران را افزود که « زابل » بخشی از واحد زمین‌ساختی داری‌رود افغانستان و « مکران » یک منشور برافزایشی(Accretionary Prism) است که بر فرادیوارهٔ یک زون فرو رانش کم شیب قرار دارد. جدا از تقسیمات اصلی بالا که بیشتر بر پایهٔ ویژگی های رسوبی –ساختاری است، از نگاه لرزه‌زمین‌ساخت نیز می‌توان ایران را به چند واحد زیر تقسیم کرد (بربریان، ۱۹۷۶)

۱-نوار چین‌خوردهٔ فعال زاگرس

۲-ایران مرکزی شامل مثلث میانی، آذربایجان، لوت، کوه‌های شرق ایران و البرز

۳- مکران

۴- کپه‌داغ

ویژگی های عمومی هر یک از حوضه‌های « رسوبی –ساختاری » عمدهٔ ایران، از نظر محدوده، جغرافیای دیرینه، زمین‌ساخت و ۰۰۰ به شرح زیر است.

ایران جنوبی(زاگرس

مراد از ایران جنوبی زمین‌های واقع در جنوب باختری زمیندرز تتیس جوان است که شامل بلندی های باختر و جنوب باختری ایران (زاگرس) است و گستره‌های لرستان، خوزستان و فارس را در بر دارد.

از نگاه زمین‌شناسی، در بارهٔ مرز شمال خاوری ایران جنوبی، اتفاق‌نظر وجود ندارد. زمین‌شناسانی مانند فالکن (۱۹۶۱)، مک‌کوییلن (۱۹۷۴)، بُرو (۱۹۸۷)، علوی (۱۹۹۱)، بخش شمال خاوری زاگرس را زونی با ساختار پیچیده همراه با سنگ‌های دگرگونی می‌دانند که در فرهنگ زمین‌شناسی ایران، به گونه‌ای فراگیر از آن به عنوان « زون سنندج –سیرجان » یاد می‌شود. فرهودی (۱۹۷۸) و

علوی (۱۹۹۴) مرز شمال خاوری زاگرس را کمربند آتشفشانی ارومیه –بزمان می‌دانند. به نظر فرهودی، این کمربند بخشی از سیستم کمانی کوهزاد زاگرس است که با خط عمان از سیستم کمانی مکران جدا می‌شود. ولی، بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی، از جمله اشتوکلین (۱۹۶۸)، نبوی (۱۳۵۵)، افتخارنژاد (۱۳۵۹)، بربریان (۱۹۸۱)، آقانباتی (۱۳۷۹) با استناد به تحولات زمین‌ساختی، ماگماتیسم –دگرگونی، و شرایط رسوبی متفاوت دو سوی راندگی اصلی زاگرس، مرز شمال خاوری این پهنه را بر راندگی اصلی زاگرس منطبق می‌دانند.

دنبالهٔ جنوب خاوری پهنهٔ زاگرس توسط گسل تراديس درون‌قاره‌ای میناب (گسل زندان) از حوضهٔ فلیش مکران جدا می‌شود، ولی به سمت شمال باختر، زاگرس را می‌توان تا بلندی‌های خاور عراق و جنوب خاور ترکیه دنبال کرد. به سوی جنوب –جنوب باختر، ویژگی‌های زمین‌شناختی زاگرس با اندک تغییراتی در رخساره‌های سنگی و الگوی ساختاری تا خلیج فارس و سکوی عربستان ادامه دارد. نبود فعالیت‌های آذرین، وجود مادر سنگ‌های متعدد و بسیار غنی از مواد آلی، سنگ مخزن‌های متخلخل و تراوای متعدد با سنگ‌پوش‌های مناسب، شرایط منحصر به فردی را برای تولید و انباشت هیدروکربن در زاگرس فراهم کرده تا این پهنه از نفت‌خیزترین حوضه‌های رسوبی دنیا باشد (افشارحرب، ۱۳۸۰).

از نظر جغرافیایی زاگرس را می‌توان به نواحی لرستان، خوزستان و فارس تقسیم کرد: (شکل ۲-۲).

بربریان (۱۹۷۷) بر پایهٔ انباشته‌های نمکی سری هرمز، زاگرس را به دو بخش جنوب خاوری، یا « حوضهٔ هرمز » و بخش شمال باختری، یا « حوضهٔ اهواز » تقسیم می‌کند که مرز جدایی این دو، بر خطوارهٔ قطر –کازرون است.از نظر زمین‌ریخت‌شناسی از شمال خاور به جنوب باختر، زاگرس شامل زاگرس مرتفع (زاگرس داخلی)، زاگرس چین‌خورده (زاگرس بیرونی) و دشت

خوزستان است. از نظر الگوی ساختاری از شمال خاور به جنوب باختر، زاگرس شامل زون راندگی‌ها، کمربند چین‌خورده، فروافتادگی دزفول و دشت آبادان است.

تاریخچهٔ چینه‌ای زاگرس

همهٔ سنگ های زاگرس را می‌توان به دو گروه پی‌سنگ دگرگونه پرکامبرین و پوشش رسوبی روی پی‌سنگ تقسیم کرد. اشتوکلین (۱۹۶۸)، مراحل سه گانهٔ زیر را در تکوین حوضهٔ زاگرس مؤثر می‌داند.

* مرحلهٔ فلات قاره (پرکامبرین پسین – تریاس میانی)

* مرحلهٔ بزرگ ناودیسی (تریاس میانی – پلیوسن)

* مرحلهٔ پس از کوهزایی (پلیوسن – زمان حال)

علوی (۱۹۹۴)، با توجه به رخساره‌های سنگی و پیامد رویدادهای زمین‌ساختی، سنگ‌های زاگرس را به واحدهای زمین‌ساختی – چینه‌شناختی(Tectonostratigraphy Units) زیر تقسیم می‌کند:

۱-رخساره‌های سکویی قارهٔ گندوانا، به سن پرکامبرین پسین – تریاس میانی

۲-رخساره‌های فلات قارهٔ جنوب تتیس جوان، به سن ژوراسیک – کرتاسه

۳-رسوب‌های پیش‌خشکی (Foreland) سنوزوییک (دریایی – غیردریایی) که همزمان با کوهزایی آلپ و در یک دریای پسرونده به سمت جنوب باختر، انباشته شده‌اند.

اوبراین (۱۹۵۰)، بر پایهٔ رفتارشناسی سنگ‌ها، ردیف‌های رسوبی زاگرس را به گونهٔ زیر تقسیم می‌کند:

۱-گروه پی‌سنگ (پرکامبرین)

۲-گروه متحرک زیرین، شامل سری هرمز به سن پرکامبرین پسین -کامبرین، به ضخامت تا ۴ هزار متر

۳-گروه مقاوم، شامل سازندهای زمان کامبرین تا میوسن ، به ضخامت ۶ تا ۷ هزار متر

۴-گروه متحرک بالایی، شامل سازند گچساران، با ۱۶۰۰ متر ضخامت

۵-گروه نامقاوم، شامل سازندهای میشان، آغاجاری، بختیاری، به ضخامت ۳ تا ۴ هزار متر

بررسی چینه‌نگاری ترادفی (Stratigraphy Sequence) پهنهٔ زاگرس نشانگر آن است که این بخش از ایران، در فاصلهٔ زمانی پرکامبرین – تریاس میانی بخشی از ابرقارهٔ گندوانا بوده است. از تریاس میانی، با تکوین تتیس جوان، شرایط دریایی ویژه‌ای بر آن حاکم بوده است. از کرتاسهٔ پسین به بعد، پس از سرانجام گرفتن تتیس جوان و برخورد دو ورق زاگرس و ایران مرکزی، محیط‌های رسوبی از نوع همزمان با کوهزایی بوده‌اند. اگرچه پیشینهٔ فاز کوهزایی در پلیوسن بوده است، ولی دگرشکلی، همچنان بر زاگرس تحمیل می‌شده است.

زیر پهنه‌های زاگرس

برای بیان ویژگی‌های عمومی زاگرس می‌توان از تلفیق دو دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی و الگوی ساختاری یاری جست و زاگرس را به دو زیرپهنهٔ « زون راندگی‌ها » و « زاگرس چین‌خورده » تقسیم کرد.

الف) زیرپهنهٔ راندگی‌ها (Thrust Zone

این زون با پهنای ۱۰، تا ۶۵ کیلومتر، به صورت نواری کم پهنا است که بلندترین قسمت کوه‌های زاگرس را تشکیل می‌دهد و به همین رو گاهی به آن زاگرس مرتفع (High Zagros) گفته می‌شود. زون راندگی‌ها (اشتوکلین، ۱۹۶۸)، زون راندگی‌های هم‌پوشان (Imbricated Thrust Zone) (فالکن، ۱۹۶۹)، شمال خاور زاگرس (نوگل -منتشر نشده)، زاگرس داخلی و سرانجام زون خرد شده (Crushed Zone)نام‌های دیگری است که به این بخش داده شده است.

مرز شمال خاوری این زیر پهنه به راندگی اصلی زاگرس و مرز جنوب باختری با یک راندگی مهم بسته می‌شود که از شمال کوه کی‌نو و جنوب دهنگان و کوه سبزو می‌گذرد (مطیعی، ۱۳۷۴).

در زاگرس مرتفع رخنمونی از سنگ‌های پرکامبرین دیده نشده است. سنگ‌های پرکامبرین پسین تا تریاس میانی آن رخسارهٔ گندوانایی دارند و همسان دیگر نواحی ایران هستند. ولی، سنگ‌های لیاس تا ائوسن آن، با ستبرای نزدیک به ۳۵۰۰ متر بیشتر از نوع مارن‌های گلوبی ژرین‌دار، رادیولاریت، افیولیت و انباشته‌های آواری از نوع فلیش‌اندکه گاه با فعالیت آتشفشانی زیر دریایی همراه‌اند. سنگ های یاد شده نشان می‌دهند که این بخش، بر خلاف امروز، در زمان مزوزوییک تا اوایل سنوزوییک گودترین بخش حوضهٔ زاگرس بوده است. چنین می‌نماید که در اثر نیروهای کششی وابسته به رخداد کوهزایی سیمرین پیشین، ستبرای پوسته در زون راندگی‌ها کاهش یافته، به طوری که در بخش شمال باختری آن (کرمانشاه) در طی تریاس پسین –کرتاسه، گودی باریک و عمیق پدیدار شده و در آن رسوب‌های شبه توربیدیت، متشکل از آهک (سنگ‌آهک بیستون)، شیل، ماسه سنگ، رادیولاریت و روانه‌های آتشفشانی انباشته شده‌اند.

ولی، در بخش جنوب خاوری این گودی (نیریز) شکستگی کامل پوسته، موجب اقیانوس‌زایی و تشکیل مجموعه های افیولیتی گردیده است. گفتنی است که در ناحیهٔ نیریز، آمیزه‌های افیولیتی یاد شده، به گونهٔ دگرشیب، با سنگ‌آهک مرجانی –ریفی کرتاسه بالایی (سازند تاربور) پوشیده

شـده‌انـد، در حـالی کـه بخـش شـمال بـاختری در نتیجـهٔ‌کوهزایی لارامیـد دچـار چـین‌خـوردگی و دگرشکلی شده است. بدین‌سان می‌توان نتیجه گرفت که :

۱-در زون راندگی‌ها، رفتار ساختاری و رویدادهای زمین‌ساختی یکسان و همزمان نبوده‌اند.

۲- دگرشکلی زاگرس مرتفع کهن‌تر از بخش چین‌خوردهٔ آن است.گفتنـی اسـت کـه فـالکن (۱۹۷۴)، به دو فاز چین‌خوردگی در این بخش باور دارد. فاز نخست در اواخـر کرتاسـه رخ داده اسـت کـه رابطـهٔ ناهمساز فلیش های کرتاسه با رسوبات ائوسن میـانی مبـین آن اسـت. فـاز دوم را از اواخـر میوسـن تـا امروز می‌داند که شدت آن در پلیوسن در بیشـترین مقـدار بـوده اسـت.یکـی از ویژگـی‌هـای زاگـرس مرتفع، وجود راندگی‌های فراوان است. شیب راندگی‌هـا بـه سـوی شـمال خـاوری اسـت ولـی مقـدار جابه‌جایی آنها بـه خـوبی دانسـته نیسـت و تنهـا بـا ملاحظـهٔ رانـدگی سـنگ‌هـای کـامبرین بـر روی ردیف‌های پلیوسن می‌توان به تصوری از مقدار جابه‌جایی دست یافت (مطیعی، ۱۳۷۴).

چنین وانمود می‌شود که در این محدوده، نخست چین‌ها در کرتاسهٔ پسین شـکل گرفتـه و سـپس در فاز بعدی، راندگی ها به وجود آمده باشند (فالکن، ۱۹۷۴) . ولی، بـر خـلاف شـواهد موجـود، هیتـز و مک کوییلن (۱۹۷۴) پدیده های چین‌خوردگی و راندگی را به حرکت‌های کـوهزایی پـس از پلیوسـن نسبت می‌دهند.کازمین و همکاران (۱۹۸۶)، فلس‌های رورانده زاگرس مرتفع را نهشـته‌هـای انباشـته در حاشیهٔ غیر فعال سکوی عربستان می‌دانند که در محل جدایش ورق زاگرس و ورق ایـران مرکـزی در بخش های ژرف تتیس انباشته شده و پس از برخورد این دو ورق، به صـورت سـفره‌هـای نابرجـا، بـر روی سکوی عربستان رانده شده‌اند.

ب) زیرپهنهٔ زاگرس چین‌خورده (Folded Zagros

زاگرس چین‌خورده، بـه گفتـه‌ای دیگـر « زاگـرس بیرونـی»، بـا پهنـای ۱۵۰ تـا ۲۵۰ کیلـومتر، نـاوهٔ (Trough) حاشیه‌ای و کراتونی سپر عربستان است که در مزوزوییک و سنوزوییک در حـال نشسـت

پیوسته بوده و ترادف‌های ستبر رسوبی در آن انباشته می‌شده است. در گسترهٔ زاگرس چین‌خورده، سنگ‌های پرکامبرین پسین تا تریاس میانی، رخسارهٔ گندوانایی و مشابه با دیگر نواحی ایران دارند. ولی، توالی‌های مزوزوییک و سنوزوییک آن، با رسوب‌های همزمان دیگر نواحی ایران، رخساره‌های سنگی و حتی زیستی متفاوتی دارند و بیشتر معرف رخساره‌های جنوب تتیس جوان است. این نکته نشان می‌دهد که از تریاس میانی به بعد، شرایط رسوبی حاکم بر زاگرس چین‌خورده، نسبت به دیگر مناطق ایران، تفاوت داشته است.

در زاگرس چین‌خورده، رخنمونی از سنگ‌های پرکامبرین دیده نشده و حفاری‌های نفتی نیز تاکنون به پی‌سنگ نرسیده است. با توجه به بررسی‌های ژئوفیزیکی، باور بر این است که پی‌سنگ پرکامبرین زاگرس ادامهٔ شمال –شمال خاوری سپر نوبی –عربی(Arabian – Nubian Shield) است که از شمال خاور افریقا تا عربستان و حتی در زیر حوضهٔ زاگرس ادامه دارد. پوشش رسوبی روی پی‌سنگ، با مجموعه‌ای از سنگ نمک، انیدریت، سنگ‌آهک، دولومیت سنگ‌های آذرین (مجموعهٔ هُرمز) آغاز می‌شود که تغییرات سنی آن از پرکامبرین پسین تا کامبرین میانی است و بخشی از آنها به صورت حدود ۱۱۵ گنبد نمکی، از زمان ژوراسیک به بعد به سطح زمین رسیده‌اند.

بین سنگ‌های کامبرین (سازند میلا) و اردویسین (سازند ایلبیک)، نبود چینه‌نگاشتی مهمی وجود ندارد. به نظر می‌رسد که یک نبود چینه‌نگاشتی مهم به بزرگی حدود ۴۰ میلیون سال، از اشکوب ترمادوسین از زمان اردویسین تا میانهٔ سیلورین در ردیف پالئوزوییک وجود دارد. یک نبود چینه‌شناختی دیگر به بزرگی بیش از ۷۰ میلیون سال، بین اواخر فرازنین از دونین، تمامی کربنیفر تا اشکوب ساکمارین(Sakmarian) از پرمین مشخص است.

در پرمین پسین تمامی زاگرس در زیر یک پیشروی گسترده قرار گرفته که سازند دالان حاصل آن است. سنگ‌های تریاس زاگرس چین‌خورده، رخسارهٔ کربناتی- تبخیری دارد و شامل دو سازند کنگان (در زیر) و دشتک (در بالا) است. رسوبات ژوراسیک تا نئوژن زاگرس چین‌خورده چند هزار

متر ضخامت دارند و به طور هم‌شیب بر روی توالی فلات قاره پالئوزوییک قرار دارند. در توالی ژوراسیک –نئوژن این ناحیه هیچ‌گونه دگرشیبی ناحیه‌ای دیده نمی‌شود با این حال، وجود گودی های مستقل جدا شده با پشته‌های برآمده، و به ویژه حرکت‌های مشخص زمین‌ساختی، موجب تغییراتی در سنگ رخساره و ضخامت رسوبات گردیده است. چنین تغییراتی به حرکت‌های خشکی‌زای پیش از کوهزایی نسبت داده شده است که گاهی سبب پسروی کامل دریا، نبودهای رسوبی و حتی پدیدهٔ لاتریتی شدن گردیده است.

بررسی‌های دیرینه جغرافیا نشان می‌هد که زاگرس چین‌خورده در همه جا ویژگی‌های زمین‌شناختی یکسان ندارد. با تخلیص از کار مطیعی (۱۳۷۴)، زیر پهنه‌های زیر می‌تواند معرف ویژگی‌های بیشتر زاگرس چین‌خورده باشد (شکل ۲-۳).

« فروافتادگی کرکوک » در شمال باختری لرستان و در خاک عراق است. اطلاعات کافی از آن در دست نیست ولی ویژگی‌های فروافتادگی دزفول می‌تواند با آن همخوانی داشته باشد.

« لرستان » بخشی از زاگرس چین‌خورده است که روند کلی آن هم‌راستا با زون راندگی‌ها است. مرز شمال خاوری آن محدود به مرز جنوبی زون راندگی‌ها و مرز خاوری آن منطبق بر خمش بالا رود و مرز باختر – شمال باختری آن منطبق بر جنوبی‌ترین تاقدیس زاگرس است که بر نوار مرزی ایران – عراق منطبق است. مهم‌ترین ویژگی‌های حاکم بر منطقهٔ لرستان عبارت است از:

* روند شمال باختری – جنوب خاوری.

* ساختار متشکل از تناوب تاقدیس‌های بزرگ (مانند کبیرکوه ۰۰۰) و کوچک .

* فروریختگی‌های گرانشی فروریزشی ((Gravity Collapse Structures .

* زمین‌لغزه‌های بزرگ مانند زمین لغزهٔ سیمره .

* برخورداری از سه خط وارهٔ شمالی –جنوبی که می‌توانند در ارتباط با گسل‌های پی‌سنگ باشند.

* در بر داشتن تاقدیس‌هایی متشکل از گروه بنگستان در جنوب و سازند فلیشی امیران و سازند گرو (Garu Formation) در شمال.

« پهنهٔ ایذه » بخشی از زاگرس چین‌خورده است که از شمال به مرز جنوبی زون راندگی‌ها، از جنوب با مرز شمال فروافتادگی دزفول، از خاور با گسل کازرون و از باختر به امتداد فرضی گسل عامل خمش بالا رود، محدود می‌شود. پهنای زون ایذه از ۴۰ کیلومتر در باختر، ۱۱۵ کیلومتر در شمال بهبهان و ۷۰ کیلومتر در خاور متغیر است.

از ویژگی های این زون در بر داشتن گسل ایذه است که نوعی گسل عرضی، امتداد لغز راستگرد، همسان گسل کازرون، است که در اثر آن زون ایذه به دو بخش شمال باختری و جنوب خاوری تقسیم می‌شود. در بخش شمال باختری هستهٔ تاقدیس‌ها از سازندهای گروه بنگستان (کرتاسه) تشکیل شده و بدون تله‌های نفتی است ولی در بخش جنوب خاوری، سنگ‌آهک‌های آسماری (الیگوسن- میوسن) سازندهٔ هستهٔ تاقدیس‌هاست که بالاآمدگی و فرسایش کمتری را نشان می‌دهد. داشتن میدان‌های نفتی و گازی از ویژگی‌های بارز بخش جنوب خاوری ایذه است.

« فرو افتادگی دزفول (Embayment Dezful) » بخشی از پیش‌گودال (Fore Deep) زاگرس و دارای ویژگی‌های زیر است:

* یک پدیدهٔ ساختاری است که در جنوب باختری زون راندگی‌ها قرار دارد.

* بیشتر میدان‌های نفتی ایران را در بر دارد.

* بخشی از زاگرس چین‌خورده است که در آن سازند آسماری رخنمون ندارد.

* میان سه پدیدهٔ مهم ساختمانی: زون خمشی بالا رود (چپگرد)، زون خمشی جبههٔ کوهستانی، زون خمشی –گسلی کازرون (راستگر) جای دارد.

* در فروافتادگی دزفول چند ساختمان مورب نسبت به روند کلی زاگرس وجود دارد که عبارتند از:: سه برجستگی ساختمانی (Salient) ، با روند شمالی –جنوبی، به نام‌های بلندی هفتگل، بلندی هندیجان و قوس خارک میش، کنترل شده به وسیلهٔ گسل‌های نرمال قطعه‌ای ژرف پی‌سنگ،

: دو خطوارهٔ خاوری –باختری، در شمال فروافتادگی دزفول،

: یک خطواره در شمال کازرون که قطعهٔ جنوبی آن ۲۵۰۰ متر پایین افتادگی دارد،

ساختار کلی فروافتادگی دزفول و مرزهای آن (خمش بالارود، خمش جبههٔ کوهستانی، زون گسلی کازرون) و همچنین روندهای شمالی –جنوبی و خاوری –باختری آن، ممکن است در ارتباط با گسل های پی‌سنگ باشند. کهن‌ترین شاهد حرکتی این ساختارهای خطی، متعلق به کرتاسهٔ بالا است. ولی، ساختارهای پیرامون فروافتادگی دزفول و خطواره‌های درون آن، به احتمال در ژوراسیک و تریاس و حتی شاید پیش از آن فعال بوده‌اند. این ساختمان‌های خطی، تا الیگوسن یا میوسن میانی همچنان پویا بوده‌اند.

* فروافتادگی دزفول بین ۳۰۰۰ تا ۶۰۰۰ متر پایین افتادگی دارد، ولی نسبت به مناطق همجوار، از نظر زمین‌ساختی پایدارتر و چین‌خوردگی کمتری دارد.

* در شکل‌گیری این فروافتادگی عملکرد توأم خطوارهٔ قطر –کازرون (راستگرد) و خطوارهٔ بالارود (چپگرد) نقش اساسی داشته‌اند.

* زمان فروافتادگی پس از آکی‌تانین (آدامز و بورژوا، ۱۹۶۹)، بوردیگالین (مطیعی، ۱۳۷۴) و کرتاسهٔ پیشین (قلاوه، ۱۳۷۵) دانسته شده است. تأیید یکی از این نظرها دشوار است.

« پهنهٔ فارس » از نگاه جغرافیایی، پهنهٔ فارس به دو بخش فارس داخلی (Interior Fars) و فارس بیرونی (External Fars) تقسیم می‌شود. فارس بیرونی به دو زیر پهنهٔ کوچک‌تر به نام فارس ساحلی(Coastal Fars) و فارس به تقریب ساحلی (Sub- coastal Fars) تقسیم می‌شود. بسیاری از زمین‌شناسان، فارس را گسترهٔ واقع درمیان دو گسل کازرون در باختر و گسل میناب در خاور می‌دانند. ولی، مطیعی (۱۳۷۴)، ویژگی‌های زمین‌شناسی بخش خاوری فارس را متفاوت می‌داند و به آن پس خشکی بندرعباس نام داده است (شکل ۲-۳) بدین‌سان مرز باختری پهنهٔ فارس با زون گسلی کازرون بسته می‌شود و مرز خاوری آن خطی فرضی است که از حوالی بندر نَخیلو آغاز و نزدیک کوه فینو، شمال بندرعباس، تا راندگی اصلی زاگرس ادامه می‌یابد. مرز شمالی فارس، زون راندگی‌ها و مرز جنوبی آن، خط ساحلی خلیج فارس است. مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شناختی پهنهٔ فارس عبارت است از :

* داشتن شرایط سکویی، به دلیل تداوم پی‌سنگ عربستان که از قطر به فارس می‌رسد و از آن به نام « بلندی گاوبندی » یاد می‌شود.

* تاقدیس‌ها جهت‌یافتگی گوناگون، E-W، NW –SE و حتی NE-SW ، دارند. تغییر روند ساختارها نتیجهٔ عملکرد گسل‌های پی‌سنگ و یا چرخش بُردار حرکت صفحهٔ عربی نسبت به صفحهٔ ایران است.

* فارس از نواحی گازخیز و مشهور دنیا است .

*کومبای (۱۹۷۷)، بر این باور است که کمان فارس، به درازای ۷۵۰ کیلومتر، فرجام سازوکار دو گسل میناب (در خاور) و کازرون (در باختر) است، به گونه‌ای که قشر رسوبی رویی بر روی قطعات متحرک پی‌سنگ شناوراست.

* الگوی چین‌خوردگی پهنهٔ فارس بیشتر از نوع هم مرکز است که سطوح جدایش زیرین آن در نمک های هرمز و سطوح جدایش فرعی و درون سازندی آن در سازندهای تبخیری دشتک، شیل پابده و گورپی هستند.

« پس‌خشکی بندرعباس » محدوده‌ای از پایانهٔ جنوب خاوری زاگرس است که مرز خاوری آن گسل میناب و مرز جنوبی آن جبههٔ چین‌های زاگرس است که از درون خلیج فارس می‌گذرد. مرز شمالی آن منطبق بر گسل رازک (برزگر، ۱۳۶۰) و یا خطوارهٔ نَخلیو –فینو است. مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شناختی پس‌خشکی بندرعباس عبارتند از :

* بیشتر تاقدیس‌ها از سنگ نهشته‌های گروه فارس تشکیل شده‌اند.

* ضخامت سنگ نهشته ها به مراتب بیشتر از ناحیهٔ فارس، و از این نظر شبیه فروافتادگی دزفول است.

* تاقدیس ها در سه جهت آرایش یافته‌اند. دستهٔ نخست، موازی روند عمومی زاگرس (SW-NE) است، مانند تاقدیس های گهگم و فراقون. دستهٔ دوم، روند شمالی –جنوبی دارند مانند تاقدیس میناب، دستهٔ سوم، روند خاوری –باختری تا شمال خاوری –جنوب باختری دارند که در تضاد با امتداد کلی تاقدیس های زاگرس هستند و شکل‌گیری آنها به کنترل گسل‌های پی‌سنگ نسبت داده شده است.

* وجود سازند گچساران، چشمه‌های نفتی، گچ ترش و چشمه‌های آبگرم گوگردی از ویژگی‌های پس‌خشکی بندرعباس و نشانگر میدان‌های احتمالی نفت در این ناحیه است.

« دشت آبادان » زون ساختاری واقع در انتهای جنوب باختری زاگرس است. مرز شمالی و شمال خاوری آن محدود به جبهۀ چین‌های زاگرس (لبۀ جنوبی تاقدیس‌های سوسنگرد، آب‌تیمور، منصوری) است و پس از عبور از جنوب میدان رگ‌سفید وارد خلیج فارس می‌شود. مرز جنوبی دشت آبادان، خلیج فارس و عربستان است (شکل ۲-۳). دشت آبادان بخشی از جلگۀ میانرودان (بین‌النهرین) است که از نظر زمین‌شناختی پایانۀ شمالی سکوی عربی به شمار می‌آید.به دلیل پوشش های آبرفتی جوان، دانسته‌های زمین‌شناختی، به نتایج حاصل از حفاری‌های نفتی و مطالعات ژئوفیزیکی محدود است. این داده‌ها نشان می‌دهند که در زیر رسوبات پوششی، نهشته‌های دوران های اول و دوم، به طور ملایم و در روندی شمالی –جنوبی (روند عربی) چین‌خورده‌اند و به ظاهر گذر از رخساره‌های تخریبی و کم ضخامت دشت آبادان به رخساره‌های دریایی و ستبر زاگرس چین‌خوردۀ تدریجی است. به همین دلیل، افتخارنژاد (۱۳۵۹) نواحی دشت گونۀ خوزستان را بخشی از زاگرس چین‌خورده می‌داند. ولی برخلاف زاگرس، دشت آبادان توان لرزه‌خیزی بسیار پایینی دارد به همین‌رو، حقی‌پور (۱۳۵۸) وجود یک شکستگی بزرگ و پوشیده را، با جهت NW-SE در حد فاصل زاگرس چین‌خورده و دشت محتمل می‌داند. تمرکز تقریبی کانون زمین‌لرزه‌ها در فصل مشترک تقریبی این دو زیر پهنه، تأییدی بر این نظر است. دشت آبادان دارای ویژگی‌های زیر است :

* لرزه‌خیز نیست.

* تاقدیس‌ها اثر سطحی ندارند.

* روند ساختارها N – S است که با روند SE - NW متداول در زاگرس در تضاد است.

* روند S - N دشت آبادان قابل تعمیم به ساختارهای جنوب عراق، کویت، شمال خلیج‌فارس و شمال خاوری عربستان است.

* این تاقدیس‌ها از منشأ فشارشی نیستند و زایش آنها در ارتباط با گسل‌های پی سنگ است.

زمین‌ساخت زاگرس

الگوی ساختاری زاگرس در همه جا یکسان و همانند نیست. بررسی‌های ساختاری نشانگر آن است که از شمال خاور به جنوب باختر پوشش رسوبی روی پی‌سنگ در برابر تنش‌های فشارشی واکنش متفاوتی داشته‌اند به گونه‌ای که از نظر ساختاری، می‌توان زیر پهنه‌های زیر را در زاگرس شناسایی کرد.

۱- زیر پهنهٔ راندگی‌ها: شواهدی از دو فاز چین‌خوردگی در این زیرپهنه وجود دارد (فالکن، ۱۹۷۴). فاز نخست در اواخر کرتاسه و فاز دوم از اواخر میوسن تا امروز، که شدت آن در پلیوسن بیشترین مقدار بوده است. این دو فاز چین‌خوردگی، پیاپی، چین‌هایی با دامنهٔ بیش از ۵ هزار متر و طول موج بیش از ۸ هزار متر را ایجاد کرده‌اند (مطیعی، ۱۳۷۴). این چین‌ها روند NW - SE دارند و سطح محوری آنها مورب و شیب صفحه‌ها به سوی NE است. این چین‌ها که به طور معمول از انواع بسته هستند، نسبت به چین‌های پیشین و پسین، از طریق رورانـدگی‌ها مرتبط می‌شوند و جهت راندگی آنها به سوی جنوب باختری است. گسل‌های موجود در این زیر پهنه بیشتر رورانـدگی و گاه نرمال اند. شیب گسل‌های راندگی به سوی NE است. ریخت‌شناسی برجسته و همچنین افزایش ستبرای پوستهٔ قاره‌ای در زاگرس مرتفع پیامد عملکرد راندگی‌هاست.

۲- زیر پهنهٔ چین‌خورده، شامل نواحی جای گرفته میان راندگی گذر کرده از جنوب اشترانکوه – زردکوه –دهنگان –سبزو تا لبهٔ جنوبی تاقدیس‌های سوسنگرد –آب تیمور –منصوری است که به نام‌های کمربند چین‌خورده (اشتوکلین، ۱۹۶۸)، زون سادهٔ چین‌خورده (فالکن، ۱۹۷۴) و کمربند چین‌خوردهٔ کوهستانی (Mountain Folded Belt) (فاور، ۱۹۷۵) از آن یاد می‌شود. داده‌های موجود نشانگر آن است که چین‌خوردگی این بخش از زاگرس به لحاظ تأثیر گسل‌های پی‌سنگی،

حضور گنبدهای نمکی، راندگی های پنهان، فروافتادگی‌ها و خمش‌ها چندان ساده نیست، بـه گونـه‌ای که نام زاگرس چین‌خورده و گسلیده بهتر است.

در این زیر پهنـــه، پوشش رسوبی روی پی‌سنگ، به صورت تاقـدیس‌هـا و نـاودیس‌هـــای کشـیده، در راستـــــای NW - SE است که صفحه‌های محوری آنهـا مـارپیچ ماننـد تـاب‌خـورده و بـه چـین‌هـا سیمای زیگموییـدال بـاز داده اسـت. اگرچـه رونـد عمـومی سـاختارها، NW - SE هسـتند و رونـد زاگرس دارند ولی، رسوب های شکل‌پذیر میوسن، عملکرد گسـل‌هـای پـی‌سـنگ، تغییـر جهـت بُـردار حرکتی صفحهٔ عربستان نسـبت بـه ورق ایـران و سـرانجام حرکـت گنبـدهای نمکـی، تغییراتـی را در سیستم و روند کلی چین‌ها به وجود آورده‌اند. بیشترین دگرشکلی‌های محلـی در مجـاورت گنبـدهای نمکی، به ویژه در کنار دو گسل کازرون و میناب، دیده می‌شود که حرکـت‌هـای راسـتگرد آنهـا منجـر بـه تشـدید حرکـت چرخشـی و خمیـدگی سـاختاری در رونـد چـین‌هـا شـده اسـت. بسـیاری از زمین‌شناسان، تغییر روند و خمیدگی محور چین‌ها را ناشی از عملکرد دو فاز دگرشکلی پـی در پـی و جداگانه می‌دانند :

* فاز نخست، مرحلهٔ فشردگی و ایجاد روندهای NW – SE،

* فاز دوم، مرحلـهٔ تغییـر شـکل بُرشـی راسـتگرد مربـوط بـه گسـل‌هـای امتـداد لغـز کـه منجـر بـه شکل‌گیری روندهای خاوری –باختری شـده اسـت، در حـالی کـه خمیـدگی‌هـا مـی‌تواننـد فرجـام سازوکار دگرشکلی پیوسته باشند.

در بارهٔ سازوکار و زمان چین‌خوردگی، نظرها یکسان نیست. اشتوکلین (۱۹۶۸)، هیتـز و مـک کـوییلن (۱۹۷۴)، شرمن (۱۹۷۶) بر این باورند که حرکات اصلی مربوط به چـین‌خـوردگی زاگـرس در اواخـر میوسن پایانی و یا پلیوسن آغازین، یعنی مدت‌ها پس از یکی شـدن مجـدد لبـهٔ ورق‌هـای زاگـرس و ایـران مرکـزی صـورت گرفتـه اسـت، ولـی شـواهد سـاختاری و چینـه‌نگـاری گویـای آن اسـت کـه

چین‌خوردگی زاگرس، از کرتاسهٔ پسین آغاز شده ولی در زمان پلیوسن به بیشترین اندازهٔ خود رسیده است، که فرجام آن کاهش پهنای اولیه زاگرس به اندازهٔ ۲۰ درصد است. (۴ درصد در فروافتادگی دزفول و ۱۶ درصد یا کمی بیشتر در زاگرس چین‌خورده، جمالی، ۱۳۷۰).

گفتنی است که به دلیل تداوم حرکت پوستهٔ قاره‌ای عربستان چین‌خوردگی زاگرس ادامه دارد. جابه‌جایی افقی امروزی در حدود ۳/۵ تا ۴/۸ سانتیمتر و حرکت‌های قائم بیش از دو میلیمتر در سال برآورد می‌شود.چین‌ها از نظر نوع، بیشتر از نوع دکولمان یا جدایشی ((Decollement هستند، پیدایش و توسعهٔ آنها نتیجهٔ حرکات متناوب بین پی‌سنگ و پوشش سنگی رویی است. گفتنی است که بیشتر چین‌ها، به دلیل داشتن شیب بیشتر در پهلوی جنوب باختری، نامتقارن‌اند. در ضمن، از شمال خاور به جنوب باختر، ضمن کاهش شدت چین‌خوردگی، چین‌ها جوان‌ترند.

دو عامل می‌توانند در چین‌خوردگی نقش داشته باشند (شرمن، ۱۹۷۶) یکی تنش‌های وارده از سوی ایران مرکزی و دیگری حرکت پی‌سنگ به سوی شمال خاوری و پایداری ورق ایران مرکزی.از آنجا که نظریهٔ دوم قابل قبول‌تر است، شرمن نتیجه گرفته است که جدا از فرورانش کرتاسهٔ پسین، باید فرورانش دیگری، هرچند نه به ژرفای اولی، در زمان پلیوسن روی داده باشد. سه مورد زیر گواه این نظر هستند.

* حضور آتشفشان های جوان در کمان ماگمایی ارومیه –بزمان. روی دادهای آتشفشانی مربوط به پدیدهٔ فرورانش کرتاسهٔ پسین، به ظاهردر ائوسن پایانی خاتمه یافته‌اند. بنابراین آتشفشان‌های کنونی، پس از یک وقفه ۳۵ میلیون ساله شکل گرفته‌اند. این وقفهٔ زمانی، طولانی‌تر از آن است که تصور شود تکاپوهای آتشفشانی جوان نتیجهٔ باقیماندهٔ گرمایی ترشیری آغازی هستند.

* ریخت‌شناسی کنونی خلیج‌فارس. در بُرش‌های عرضی، خلیج فارس نامتقارن است. به سخن دیگر، با دور شدن از ساحل عربستان شیب به تدریج زیادتر می‌شود، به گونه‌ای که در پایانهٔ شمالی، خلیج

فارس ضمن داشتن بیشترین ژرفا، به سوی شمال باختر و به زیر رسوبات آبرفتی ستبر بین‌النهرین فرو می‌رود. فرونشینی در امتداد محور خلیج فارس –بین‌النهرین چند بار تکرار شده، ولی آخرین بارآن همزمان با چین‌خوردگی و فراخاست نهایی زاگرس بوده است.

* بالا بودن توان لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس. زاگرس چین‌خورده، توان لرزه‌خیزی بالایی دارد. ولی، داده‌های موجود در بارهٔ ژرفای کانون زمین‌لرزه‌ها، وجود یک زون بنیوف را در این ناحیه تأیید نمی‌کنند.۳- زیر پهنهٔ به تقریب چین‌خورده، الگوی ساختاری دشت آبادان، به عنوان پایانهٔ شمال خاوری لبهٔ سکوی عربستان، در مقایسه با زاگرس چین‌خورده، چهار تفاوت عمده دارد.

* ردیف‌های رسوبی، ضمن داشتن رخسارهٔ آواری، چین‌خوردگی موجی و پهلوهای بسیار ملایم و باز دارند.

* روند ساختارها، شمالی –جنوبی (روند عربی) و متفاوت از زاگرس است.

* ساختارها منشأ فشارشی ندارند و شکل‌گیری آنها مربوط به عملکرد گسل‌های پی‌سنگ است.

* ساختارها رخنمون سطحی ندارند.

لرزه زمین‌ساخت زاگرس

از نظر نو زمین‌ساختی، زاگرس چین‌خورده، در اثر حرکت رو به شمال صفحهٔ عربی و برخورد آن با صفحهٔ ایران، در راستای شمال خاوری –جنوب باختری فشرده می‌شود. به همین دلیل، در حال حاضر زاگرس تحت تأثیر دگر شکلی، ناشی از فشارهای زمین‌ساختی با روند NNE- SSW ، فرجام همگرایی و برخورد قاره‌ای، قرار دارد. دگرشکلی‌ها هم‌راستای ساختارها و شکستگی‌های آلپی، (NW-SE)، و پیش از آلپی، ((N-S، هستند. از این رو، عملکرد مشترک این دو، بر روی هم، باعث برآیند نوزمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی و در نتیجه لرزه‌خیزی کنونی زاگرس می‌شود.

عموم بزرگی کمتر از ۷ دارند و به ندرت بزرگی زمین‌لرزه‌ها از آن بالاتر است. زمین‌لرزه‌های زاگرس کم ژرفایند. مقاطع توزیع زمین‌لرزه‌ها در عمق نشان می‌دهد که اگر چه ژرفای برخی زمین‌لرزه‌ها تا حدود ۶۰ کیلومتر می‌رسد، ولی بیشتر آنها در ژرفای حدود ۳۰ کیلومتر متمرکزند. به گونه‌ای که مجموعه کانون‌های زمین‌لرزه به تقریب در درون منشوری به درازای حدود ۱۵۰۰ و پهنای حدود ۱۵۰ و ژرفای ۶۰ کیلومتر،(**شکل ۴-۲**) روند شمال باختری –جنوب خاوری، قرار دارند. شیب صفحهٔ زیرین منشور حدود ۱۰ تا ۲۰ درجه به سوی شمال خاور است. بدین‌سان دیده می‌شود که، بیشتر زمین‌لرزه های زاگرس در زیر رسوبات چین‌خورده رخ داده و زمین‌لرزه‌های ژرف‌تر و مربوط به زیر پوستهٔ قاره‌ای به تقریب وجود ندارند.

پراکندگی جغرافیایی زمین‌لرزه‌ها به گونه‌ای است که گاهی بر روی شکستگی‌های شناخته شده آلپی و یا شکستگی های کهن باز پویا قرار می‌گیرند. ولی بسیاری از زمین‌لرزه‌ها را نمی‌توان به شکستگی های شناخته شده و یا روند گسل‌های سطحی ربط داد. و لذا، باید پذیرفت که رابطهٔ میان زمین‌لرزه و زمین‌ساخت زاگرس چین‌خورده بسیار پیچیده است که این موضوع می‌تواند نتیجهٔ کمبود اطلاعات زمین‌شناختی و لرزه‌زمین‌ساختی باشد. در بارهٔ بالا بودن توان لرزه‌خیزی زاگرس می‌توان به چهار مورد زیر اشاره کرد.

* فالکن (۱۹۶۹)، با توجه به گسترش گنبدهای نمکی و عدم تطابق کانون زمین‌لرزه‌ها با گسل‌های مشخص، گنبدهای نمکی و حرکت آنها را در زمین‌لرزه‌های زاگرس مؤثر می‌داند.

* تنش های فشارشی وارد بر زاگرس، بر پی‌سنگ ناحیه اثرگذار است. همین تنش‌ها موجب دگرشکلی ورق عربستان و فراوانی زمین‌لرزه‌های زاگرس می‌شود. فراوانی نسبی زمین‌لرزه‌ها در ناحیهٔ بندرعباس –لار، که نتیجهٔ فشارهای اضافی وارده از بخش خاوری ورق عربستان است می‌تواند دلیلی بر این نظر باشد.

* فراوانی زمین‌لرزه‌های زاگرس می‌تواند مدیون حرکت گسل‌های شمالی –جنوبی پرکامبرین باشند. ولی، این گونه گسل‌ها به طور عموم، در سطح، دارای حرکت‌های نرمال و یا امتداد لغزند در حالی که سازو کار زمین‌لرزه‌های ژرف زاگرس، گویای حرکت‌هایی از نوع رورانده است.

* رها شدن بُرش های (Slabs) باقی‌مانده از پوستهٔ اقیانوسی به درون گوشته. شواهد روی زمین نشان می‌دهند که فرورانش احتمالی پوستهٔ اقیانوسی در شمال خاوری خطراندگی انجام گرفته و لذا، این نظر نمی‌تواند دلیلی بر توان لرزه‌خیزی امروز زاگرس باشد.

گفتنی است که بیشتر زمین‌لرزه‌های زاگرس بدون گسلش سطحی هستند. این امر می‌تواند به دلیل وجود لایه های نمکی سری هرمز در مرز پی‌سنگ و پوشش رسوبی رویی باشد که ضمن تعدیل انرژی‌ها از رسیدن همهٔ آنها به سطح زمین جلوگیری می‌کند. افزون بر این، وجود رسوبات گچی – انیدریتی وابسته به سازندهای دالان (پرمین)، دشتک و کنگان (تریاس)، هیت و گوتنیا (ژوراسیک بالا)، به ویژه سازند تبخیری گچساران (میوسن)، از عوامل مؤثر در کاهش انرژی و جلوگیری از گسلش سطحی هستند. بنابراین، برای داشتن گسلش سطحی به یکی از دو عامل، زمین‌لرزه‌های کم ژرفا و یا زمین‌لرزه با بزرگی بیشتر از ۷ نیاز است (بربریان، ۱۹۷۶).

اگرچه همهٔ پهنهٔ زاگرس چین‌خورده، در یک رژیم لرزه زمین‌ساختی پیوسته قرار دارد، ولی مطالعهٔ پراکندگی کانون زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که تمرکز کانون‌ها در همه جا یکسان نیست و در بعضی نواحی، ویژگی لرزه‌زمین‌ساختی از اهمیت بیشتری برخوردار است. به باور بربریان (۱۹۷۶)، پهنه‌ها و یا نواحی لرزه‌خیز زیر را می‌توان در زاگرس چین‌خورده شناسایی کرد.

« زون لرزه‌خیز بندرعباس –جیرفت » این زون از بندرعباس آغاز می‌شود و تا نزدیکی جیرفت، در ایران مرکزی، ادامه می‌یابد. در این ناحیه زمین‌لرزه‌ها از نوع متوسط تا ژرفاند (۳۴ تا ۱۵۰

کیلومتر) و بزرگی آنها از ۳/۵ تا ۷ در تغییر است. نیاز به یادآوری است کـه ایـن رونـد بـا هـیچ یـک از خطواره‌های سطحی همپوشانی ندارد، ولی ممکن است نشانگر بلندی عمان (Oman High)باشد.

« زون لرزه‌خیز گهگم –حاجی‌آباد » این زون از بنـدرعباس آغـاز مـی‌شـود و پـس از گـذر از زاگـرس چـین‌خـورده و زاگـرس رورانـده در ناحیـهٔ حـاجی‌آبـاد بـه رانـدگی اصـلی زاگـرس مـی‌رسـد. ژرفـای زمین‌لرزه‌های این زون از نوع متوسط (۳۴ تا ۱۰۰ کیلومتر) و بزرگی آنها از ۳/۵ تا ۶ اسـت. ایـن زون لرزه‌خیز با هیچ یک از گسل‌های سطحی شناخته شده منطبق نیست.

در « شمال خاوری داراب و یا جنوب خاوری نیریز » کـانون‌هـایی پراکنـده در رانـدگی اصـلی زاگـرس وجود دارند، ولی از این ناحیه تا شمال خط کازرون، در زاگرس مرتفع، در فاصلهٔ سـال‌هـای ۱۹۰۰ تـا ۱۹۷۶ هیچ کانون زمین‌لرزه‌ای ثبت نشده و لذا این ناحیه را زون نبود لرزه‌ای نیریز نامیده‌اند.

در « جنوب خاوری گسل کازرون » چندین زون لرزه‌خیز وجود دارند که عمـده‌تـرین آنهـا عبارتنـد از: لار، بستک، قیر و طاهری.

در « شمال خاوری گسل کازرون » زون‌های لرزه‌خیز عمده عبارتند از میشان، گچساران، دزفول.

« زون لرزه‌خیـز صـحنه –کنگـاور » در محـل بـه هـم پیوسـتن زاگـرس رورانـده و پهنـهٔ سـنندج – سیرجان و در بخش شمال باختری زاگرس قرار دارد. در این زون که از پهنهٔ رورانـده تـا ایـران مرکـزی ادامه دارد، زمین‌لرزه‌ها بزرگ و ویرانگر بوده‌اند.

توان اقتصادی زاگرس

وجود میدان‌های عظیم گاز و نفت سبب شـده اسـت تـا زاگـرس یکـی از نفـت‌خیزتـرین حوضـه‌هـای رسوبی جهان باشد (شکل ۲-۵) جدول زیر نشانگر نام میـدان و سـنگ مخـزن ذخـایر نفتـی زاگـرس است (افشارحرب، ۱۳۸۰).

میـدان‌های گازی زاگرس را می‌توان بـه دو واحـد بـزرگ « گـروه دهـــرَم » و «جـوان‌تـر از دهـرَم» تقسـیم کـرد. میـدان‌هـای گـازی گـروه دهـرَم (سـازندهای فراقـون، دالان، کنگـان)، بیشـتر از نـوع میدان‌های بسیار عظیم و عظیم‌اند که از آن جمله می‌توان بـه ذخـایر پـارس جنـوبی، پـارس شـمالی، کنگان، نار، آغار، دالان، وراوی اشاره کرد. مهم‌ترین میـدان‌هـای گـازی جـوان‌تـر از دهـرَم عبارتنـد از: میدان‌های تنگ بیجار در سازند سروک، سرخون در سـازند جهـرم و عضـو گـوری، گـورزین در سـازند آسـماری، سَـلَخ در سـازندهای سـروک و فهلیـان، گشـوی جنـوبی در سـازندهای سـروک، پایـده و آسماری، سورو در سازندهای گدوان و داریان.

جدا از میدان‌های عظیم نفت و گاز، بخشی از توان اقتصادی زاگـرس از نـوع انباشـته‌هـای فلـزی و یـا غیرفلزی است که عمده‌ترین آنها عبارتند از:

« سرب و روی » در سنگ‌های رسوبی پرمین – تریاس کوه سورمه واقع در جنوب فیروزآباد فارس.

« فسفات » در سازند پابده به سـن پـالئوژن کـه در منـاطق وسـیعی از لرسـتان، خوزسـتان، فـارس و بوشهر گزارش شده است.

« کرومیت و منگنز » در افیولیت‌های کرتاسهٔ بالایی ناحیهٔ نیریز.

« سنگ‌آهن و خاک سُـرخ »، بـه ویـژه در محـور بنـدرعباس –سـیرجان کـه بـه صـورت تـوده‌هـای پگماتیتی در پیکره‌های منیتیت، هماتیت و لیمونیت در حدفاصـل سـنگ‌آهـک‌هـای سـازند آسـماری تشکیل شده است.« مس » در ناحیهٔ هفت‌چشمه دوپلان.

« آلومینیوم » در ردیف‌های کرتاسهٔ بالا به ویژه بین دو سازند سـروک و ایـلام. اگـر چـه عیـار ممکـن است تا ۴۰٪ برسد ولی بالا بودن سیلیس و ترکیب کـانی‌شـناختی ذخـایر کـه از نـوع دیاسـپور اسـت، فرآوری این انباشته‌ها را غیر اقتصادی می‌نماید.

« سلستیت » در رسوب میوسن مانند کانسار لیکک در شمال باختر بهبهان که در روی سنگ‌آهک‌های آسماری است. گاهی نیز در انباشته‌های تبخیری سازند گچساران لایه‌هایی از سولفات استرانسیوم گزارش شده است.

« آزبست » در گنبدهای نمکی حاجی‌آباد که از نوع آمفیبول قلیایی (منگنز و ریه‌بکیت) غیر اقتصادی است.

« خاک‌نسوز » در ردیف‌های پرمو – تریاس دوپُلان.جدا از موارد گفته شده در گنبدهای نمکی مجموعهٔ هرمز انباشته‌هایی از « خاک سُرخ »، « سنگ نمک »، اورانیوم، پتاس سنگی وجود دارد. در گنبد نمکی پُهل ذخیرهٔ پتاس سنگی برآورد شده حدود ۴ میلیون تن است که عیار آن گاهی تا حدود ۹۰٪ کلرور پتاسیم می‌رسد.

فعالیت ماگمایی زاگرس چین‌خورده

به جز سنگ های ماگمایی موجود در گنبدهای نمکی هیچ‌گونه تکاپوی آتشفشانی در پهنهٔ زاگرس دیده نمی‌شود. در پایان پرکامبرین، به لحاظ کاری شدن گسل‌های ژرف، دیاپیرهای داغ بالای گوشته، موجب تشکیل ماگمای بازالتی شده و پس از آن به علت گداز بخشی پوستهٔ قاره‌ای، ماگمای اسیدی به وجود آمده است که هر دو ماگما به هنگام شکل‌گیری رسوب‌های تبخیری، آواری، کربناتی سری هرمز به درون حوضهٔ رسوبی نفوذ کرده و به صورت گدازه‌های بازالتی و گاه بالشی و یا ریولیت و توف اسیدی، سرد شده‌اند.

سبزه‌ئی (۱۳۵۶) بر این باور است که ماگمای بازیک برآمده از گوشتهٔ بالایی، موجب گداز بخشی از پوسته شده و ماگمای اسیدی را به پدید آورده است. از آنجا که رویدادهای پس از تشکیل، به ویژه دگرگونی ایستا و گرمایی موجب تغییرهایی شده است، بنابراین شناسایی نوع ماگمای اولیه دشوار است. سنگ های بازیک یافت شده در گنبدهای نمکی کم و بیش از خانوادهٔ قلیایی هستند، تنها یک

نمونه در دستهٔ نیمه قلیایی(Subalkaline) جای گرفته است. سنگ‌های اسیدی به صورت توده های نفوذی ژرف (گرانیت‌ها) یا سیل‌های نیمه ژرف، گنبدهای ریولیتی و یا گدازه‌های سطحی هستند.

ایران میانی

عنوان: مقدمه

به بخش گسترده‌ای از ایران که میان دو زمیندرز تتیس کهن، (در شمال)، و تتیس جوان (در جنوب) قرار دارند می‌توان « ایران میانی » نام داد. برخلاف زمیندرز تتیس کهن، دربارهٔ محل زمیندرز تتیس جوان اتفاق نظر وجود ندارد.

فرهودی (۱۹۷۸) و علوی (۱۹۹۴) محل زمیندرز تتیس جوان را منطبق بر مرز جنوب باختری کمان ماگمایی ارومیه –بزمان می‌دانند. اشتوکلین (۱۹۶۸)، و گروهی بزرگ از زمین‌شناسان، راندگی اصلی زاگرس را به عنوان زمیندرز تتیس جوان پذیرفته‌اند. با توجه به پرسش‌آمیز بودن مسئلهٔ فرورانش ورق زاگرس به زیر ورق ایران (کشفی ۱۹۷۶، عمیدی و امامی، ۱۹۸۴، سبزه‌ئی، ۱۳۶۴) ، در این نوشتار هم راندگی اصلی زاگرس، مرز میان دو ورق زاگرس (ایران جنوبی) و ورق ایران (ایران میانی) پذیرفته شده است.

همسانی کامل سنگ‌های پرکامبرین –پالئوزوییک ایران میانی با ایران جنوبی (زاگرس – عربستان)، همسانی رویدادهای زمین‌ساختی، و همچنین وجود داده‌های دیرینه مغناطیسی، نشانگر آن است که ایران میانی و جنوبی از زمان پرکامبرین پسین تا تریاس میانی سکویی یگانه بوده‌اند (لاپارانت، ۱۹۷۲ و اشتوکلین، ۱۹۷۷)، ولی، از اواخر پالئوزوییک، در پی تکوین حرکات زمین‌ساختی سیمرین پیشین، این دو صفحه از یکدیگر جدا شده و در حالی که در زاگرس رسوب‌گذاری به آرامی و به تقریب پیوسته ادامه داشته، ایران میانی منطقه‌ای پرتکاپو را در شمال

راندگی اصلی زاگرس تشکیل می‌داده است. ایران میانی پس از جدایش، با سرعتی بیش از صفحهٔ زاگرس به سوی شمال خاوری حرکت کرده و پس از برخورد با ابرقارهٔ اوراسیا و بستن اقیانوس تتیس کهن، بخشی از صفحهٔ اوراسیا شده است. در اواخر پالئوزوییک و در طی مزوزوییک، ایران میانی زیر رژیم‌های کششی بوده ولی، از کرتاسهٔ پسین به دنبال سرانجام گرفتن و بسته شدن تتیس جوان، ایران میانی میان دو کمربند زاگرس و کپه‌داغ به تله افتاده و از آن زمان به بعد، زیر رژیم فشارشی، با راستای تنش N20E قرار گرفته است (بربریان، ۱۹۸۳).ایران میانی سرزمینی یکپارچه و همگن نیست، بلکه در نتیجهٔ عملکرد گسل‌ها به صورت قطعاتی جدا با ویژگی‌های زمین‌شناختی متفاوت است (شکل ۲-۱). در هر حال، دو ویژگی عمده در این پهنه حاکم است یکی چین‌خوردگی، دگرگونی و پلوتونیسم شدید مزوزوییک، و دوم، تکاپوی شدید آتشفشانی سنوزوییک. همین دو ویژگی است که صفحهٔ ایران میانی را از صفحهٔ زاگرس متمایز می‌سازد.گفتنی است که به ظاهر، بخش‌هایی از ایران میانی، مانند خردقارهٔ ایران مرکزی، بلوک لوت و بلوک بوکان در اثر تحولات زمین‌ساختی، پایدار شده‌اند.

زمین‌شناسی عمومی ایران میانی

از نگاه زمین‌ساخت صفحه‌ای، ایران میانی بخشی از ابرورقی است که تا فراسوی مرزهای خاوری و باختری ایران ادامه دارد. به سوی شمال باختری گستره‌های وسیعی از ترکیه، به ویژه پهنه‌های آناتولی و توريد، به این صفحه تعلق دارند. ادامهٔ خاوری صفحهٔ ایران را می‌توان تا جنوب کوه‌های پامیر، هندوکش، قره‌قوروم و حتی تا سرزمین‌های مرتفع تراهیمالیا (Trans – Himalaya) و تبت دنبال کرد. گسترش زیاد ورق ایران سبب شده تا مطالعات و دیدگاه‌ها در این ورق درخور توجه باشد. شنگور (۱۳۷۳) تمامی ترکیه، به جز باریکه‌ای از بلندی‌های جنوب دریای سیاه، را با صفحهٔ ایران یکسان دانسته و به سبب عملکرد شدید رویداد کوهزایی سیمرین، از این صفحه به عنوان قارهٔ سیمرین (Cimmerian Continent) نام برده است.

در نقشهٔ زمین‌ساخت خاورمیانه، علوی (۱۹۹۱)، برای این ابر صفحه، نام کوچک قارهٔ سیمرین (Microcontinent) (Cimmerian را برگزیده است (شکل ۲-۶). حقی‌پور (۱۹۸۴) در نقشهٔ لرزه‌زمین‌ساخت ایران –افغانستان –پاکستان، با توجه به ویژگی‌های سنگ‌های پالئوزوییک، ایران میانی را به دو بخش تقسیم کرده، که در یکی (سنندج –سیرجان) سنگ‌های پالئوزوییک در حوضه‌های گرابنی و در دومی (ایران مرکزی) توالی‌های رسوبی پالئوزوییک ضمن کامل‌تر بودن، بر روی سکوها انباشته شده‌اند.

در نقشهٔ زمین‌ساخت ایران نوگل‌سادات (منتشر نشده)، به نواحی واقع بین دو زمیندرز تتیس کهن و جوان، ایالت ایران مرکزی (Central Iran Province) نام داده و آن را به زیر زون سیستان(Sistan Subzone) زون گذاری (Transitional Zone) ، مثلث میانی (Median Triangle)، زیر زون ماگمایی مرکزی (Central Magmatic) و زیر زون دگرگونی مرکزی (Central Metamorphic) تقسیم کرده است (شکل ۲-۷).

بیان تمام دیدگاه‌ها در خصوص ایران میانی (ورق ایران) نتیجه‌گیری را دشوار می‌سازد. ولی، با تکیه و تلفیق نظرهای چیره، می‌توان بخش ایرانی ورق موردنظر را به زیرپهنه‌های سنندج –سیرجان، البرز، خردقارهٔ ایران مرکزی، بلوک لوت و حوضهٔ فلیشی خاور ایران تقسیم کرد.در یک نگاه کلی واحدهای چینه‌شناختی –ساختاری ایران میانی عبارتست از:

۱-پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین

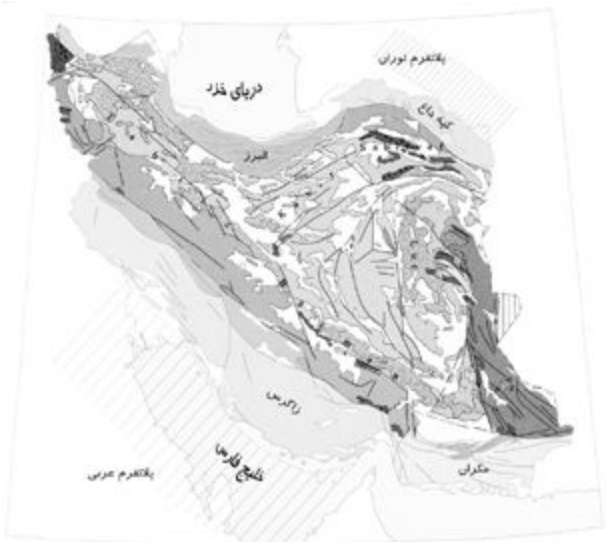
۲-ردیف‌های سکویی پرکامبرین پسین –تریاس میانی

۳-انباشته‌های زغالدار تریاس پسین –ژوراسیک میانی

۴-رسوب‌های دریایی ژوراسیک میانی –کرتاسه به همراه تکاپوهای آتشفشانی

۵- تکاپوهای ماگمایی دریایی و رسوب‌های همزمان با کوهزایی پالئوژن

۶- تکاپوهای ماگمایی خشکی و رسوب‌های قاره‌ای نئوژن - کواترنر



شکل ۲ - ۷ - زیر پهنه‌های ایران میانی از نگاه نوگل سادات (۱۹۹۳)

زِیرفصـــــــــــــــــــــــــل: ســـــــــــــــــــــــــنندج –ســـــــــــــــــــــــــیرجان

عنوان: مقدمه‌سنندج –سیرجان باریکه‌ای از جنوب باختری ایران میانی است که در بلافصل شمال خاوری راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. ویژگی‌های سنگی و ساختاری سنندج – سیرجان معرف یک گودی ژرف (Trough) و یا کافت میانهٔ بلوک در سپر پرکامبرین ایران و عربستان است. به همین‌رو ویژگی‌های زمین‌شناختی آن با پهنه‌های مجاور تفاوت‌های آشکار دارد. تفاوت‌های ویژهٔ این زون سبب شده است تا از گذشته‌های دور مورد توجه و مطالعهٔ زمین‌شناسان باشد.

سری‌هیتات (پیلگریم، ۱۹۰۸)، زون همدان (گرگوری، ۱۹۲۹)، زون ساختاری پیچیده همراه با سنگ‌های دگرگونی (فالکن، ۱۹۶۱) سنندج –سیرجان (اشتوکلین، ۱۹۶۸)، زون دگرگونی زاگرس (برو و ریکو، ۱۹۷۱)، اسفندقه –رضاییه (تکین، ۱۹۷۱)، مریوان –منوجان (هوشمندزاده، ۱۹۷۶)،

اسفندقه –مریوان (نوگل، ۱۹۷۷)، اُلاکوژئوسینکلینال پروتروزوییک –تریاس (سبزهئی، منتشر نشده) نام‌های ناهمسانی است که برای این زون گزیده شده است که از میان آنها، « سنندج – سیرجان » شناخته شده‌تر است و کاربرد بیشتر دارد.درازای زون سنندج –سیرجان حدود ۱۵۰۰ و پهنای آن ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر است که از باختر دریاچهٔ ارومیه آغاز می‌شود و در یک راستای شمال باختری –جنوب خاوری تا گسل میناب، در شمال بندرعباس، ادامه می‌یابد. نیاز به یادآوری است که در پهنهٔ مکران باریکه‌ای از پوستهٔ قاره‌ای به نام کمپلکس دورکان وجود دارد که مک‌کال (۱۹۸۵) آن را ادامهٔ خاوری زون سنندج –سیرجان می‌داند. در جهت شمال باختر، گودی درون قاره‌ای سنندج –سیرجان تا جنوب خاوری ترکیه ادامه دارد که پس از تغییری در روند آن تا ماسیف بیتلیس ادامه می‌یابد (اشتوکلین، ۱۹۶۸).برخلاف مرز جنوب باختری، که با راندگی اصلی زاگرس مشخص می‌شود، ارتباط شمال خاوری سنندج –سیرجان با مناطق دیگر ایران میانی، به دلیل پوشش گستردهٔ سنگ‌های ترشیری و کواترنر، تغییرات جانبی رخساره‌ها و نیز دگرشکلی‌های پیچیده، به خوبی مشخص نیست. فروافتادگی‌های دریاچهٔ ارومیه، توزلوگل، گاوخونی و جازموریان فصل مشترک تقریبی سنندج –سیرجان با ایران میانی است (اشتوکلین، ۱۹۶۸). راستای مستقیم سنندج - سیرجان در فاصلهٔ میان دریاچهٔ ارومیه و اسفندقه، به طور محلی نمایانگر سامانه‌ای راستالغز است. در راستای جنوبی این ناحیه، گسل‌های مستقیمی مانندآباده، ده‌شیر، شهربابک و بافت مشخص‌اند که بعضی از آنها نشانگر جابه‌جایی امتداد لغز راستگرد در رسوبات کواترنری می‌باشند (شیخ‌الاسلامی، ۱۳۸۱).

همخوانی روند ساختاری، یکسانی الگوی ساختاری، چیرگی راندگی‌ها به ویژه پذیرش الگوی استاندارد مناطق کوهزادی در زون‌های برخوردی، سبب شده است تا زمین‌شناسانی مانند فالکن (۱۹۶۱)، برو و ریکو (۱۹۷۱)، هینز و مک‌کوییلن (۱۹۷۴)، فرهودی (۱۹۷۸) و علوی (۱۹۹۴)، سنندج –سیرجان را زیر زونی از کوهزاد زاگرس بدانند. ولی، ترتیب رسوبات، چارچوب زمین‌ساختی و به ویژه رویدادهای زمین‌ساختی و فعالیت‌های ماگمایی –دگرگونی سبب شده تا

گروهی بزرگ از زمین‌شناسان، ویژگی‌های سنندج –سیرجان را با مناطق پرتحرک مرکز و شمال ایران قیاس کرده و آن را زیرزونی از ایران میانی بدانند. با این حال، تفاوت‌هایی مانند پیروی از روند ساختمانی زاگرس، نبود نسبی سنگ‌های آتشفشانی دورهٔ ترشیری، محدودیت گسترش سنگ‌های ترشیری، فراوانی نفوذی‌های گرانیتی –دیوریتی مزوزوییک و سنوزوییک، فراوانی نسبی سنگ‌های آذرین بیرونی پالئوزوییک (سیلورین –دونین –پرمین)، عملکرد احتمالی رویدادهای زمین‌ساختی پیش از پرمین، و سرانجام دگرگونی به نسبت پیشرفته جنبش‌های سیمرین پیشین از ویژگی‌های بارز سنندج –سیرجان است که وابستگی آن را با زون‌های مجاور پرسش‌آمیز و مستقل دانستن آن را پیشنهاد می‌کند. ویژگی‌های بارز سنندج –سیرجان به ویژه فرآیندهای دگرگونی آن در همه جا یکسان نیستند. در نیمهٔ جنوب خاوری این زون پدیده‌های دگرگونی به طور عمده حاصل عملکرد کوهزایی سیمرین پیشین است در حالی که در نیمهٔ شمالی آن رویدادهای سیمرین میانی به ویژه کوهزایی لارامید از عوامل پلوتونیسم و دگرگونی هستند. به همین دلیل افتخارنژاد (۱۳۵۹)، زون سنندج –سیرجان را به دو بخش سنندج - همدان و همدان –سیرجان تقسیم می‌کند.

تاریخچهٔ چینه‌نگاری سنندج –سیرجان

در زون سنندج –سیرجان، پدیده‌های دگرگونی، ماگماتیسم و زمین‌ساخت پی در پی و هم‌آهنگ با فازهای زمین‌ساختی شناخته شده در مقیاس جهانی در بیشترین مقدار است. به همین‌رو، این زون ناآرام‌ترین و به گفته‌ای دیگر پویاترین پهنهٔ زمین‌ساختی ایران است.

دربارهٔ پی‌سنگ پرکامبرین این پهنه، اطلاع روشنی در دست نیست. در پاره‌ای از گزارش‌ها پی‌سنگ، متشکل از آمفیبولیت، گنیس و آمفیبولیت شیست دانسته شده است.

سبزه‌ئی (۱۳۷۳)، پی‌سنگ پرکامبرین سنندج –سیرجان را با نواحی رودان قیاس کرده و پی‌سنگ را نوعی پوستهٔ اقیانوسی می‌داند. از اواخر پالئوزوییک پیشین، این زون به حوضه‌ای در حال نشست

تبدیل و با نهشته‌های آواری انباشته شده است. نیروهای کششی مؤثر در فرونشست، موجب ظهور و خروج ماگماهای بازالتی از نوع قلیایی قاره‌ای شده که اوج آن در دونین بالایی است. نبود سنگ‌های کربنیفر بالایی نشان می‌دهد که حرکت‌های خشکی‌زای فلات ایران همچنان بر این زون اثرگذار بوده است که بارزترین اثر آن، ایجاد پستی و بلندی است.

ولی، تیله و همکاران (۱۹۶۸) بر این باورند که فاز هرسی‌نین همراه با دگرگونی بوده است. مجموعهٔ پرمین زون سنندج –سیرجان، کم و بیش با ایران مرکزی همانند است، ولی سنگ‌های شیلی پرمین در این پهنه بیشترند و در برخی نقاط مانند حاجی‌آباد، اقلید، گلپایگان و مریوان با دیابازهای قلیایی و بازالت همراه است. به جز موارد نادر، سنگ‌های پرمین را شیست‌های تریاس بالا – ژوراسیک پوشانده‌اند و شواهد موجود گویای این است که در میانه‌های تریاس حوادثی بس مهم روی داده که در نتیجهٔ آن سنگ‌های زون سنندج –سیرجان دچار دگرگونی دینامومترمال شده‌اند که تا رخسارهٔ آمفیبولیت پیشرفته و در اعماق پایین‌تر به ذوب آناتکتیک رسیده است. از آغاز تریاس پسین تا کرتاسهٔ پسین در فرونشست ژرف سنندج –سیرجان رسوبات آواری و گاه کربناتی، همراه با سنگ‌های ماگمایی انباشته شده است این توالی‌ها، زیر تأثیر فاز کوهزایی لارامید قرار گرفته‌اند که حاصل آن پایداری و سخت شدن بخش‌های شمال باختری زون سنندج –سیرجان است به گونه‌ای که در نواحی باختر ارومیه، میاندوآب، بوکان و مهاباد، رسوبات آهکی الیگوسن –میوسن (سازند قم) چین‌خوردگی ملایم و دامنهٔ کوتاه دارند (افتخارنژاد، ۱۳۵۹). به جز چند ناحیه، در زون سنندج – سیرجان، سنگ‌های سیستم ترشیری گسترشی چندان ندارند.

از دیدگاه ژئودینامیکی، شیخ‌الاسلامی (۱۳۸۱) نکته‌های زیر را باور دارد (شکل ۲-۸).

الف) بازشدگی درون قاره‌ای به سن پالئوزوییک در حاشیهٔ شمالی گندوانا

.ب) جدا شدن ورق ایران از گندوانا در حاشیهٔ جنوبی خود بـه دنبـال بازشـدگی تتـیس جـوان پـس ار پرمین میانی.

ج) از آغاز تریاس پسین، سنگ کرهٔ اقیانوسی تتیس جوان در اثر فـرورانش در زیـر ورق ایـران، شـروع به از میان رفتن کرده است. از این زمان به بعد، سنندج –سیرجان یک گـوه برافزایشـی را شـکل داده است.

د) بسته شدن تتیس جوان در انتهـای مزوزوییـک. در ایـن زمـان حاشـیهٔ قـدیمی ایـران (سـنندج – سیرجان) بـا مجموعـهٔ دگرگـون همـراه بـا افیولیـت‌هـای تتیسـی بـر روی حاشـیهٔ قـدیمی عربـی – گندوانایی رانده شده‌اند.با توجه به دیرینه جغرافیایی گفته شده می‌توان پـذیرفت کـه زون سـنندج – سیرجان دارای یک زمینهٔ ساختاری اصلی اسـت کـه از پرکـامبرین پسـین بـا کـافتن آغـاز شـده و در کوهزایی سیمرین پیشین بـا وارونگـی زمـین‌سـاختی پایـان یافتـه و سـپس حوضـه‌هـای توربیـدیتی مزوزوییک در تریاس پسین شکل گرفته و در فاز سیمرین میانی و یا لارامید بسـته شـده اسـت. همـهٔ سنگ‌های سنندج –سیرجان را می‌تـوان در سـه واحـد زمـین‌سـاختی –چینـه‌نگاشـتی پرکـامبرین پسین –تریاس میانی، تریاس بالایی –کرتاسه و مجموعهٔ ترشیری جای داد.

الف) مجموعهٔ دگرگونی پرکامبرین پسین –تریاس میانی

از دیدگاه سبزه‌ئی (منتشر نشده)، کهن‌تـرین مجموعـهٔ سـنگی زون سـنندج –سـیرجان سـنگ‌هـای اولترامافیک –گابرویی دگرگونی هستند که به طور عمده سن پرکـامبرین دارنـد. سـبزه‌ئـی مجموعـهٔ پرکامبرین پسین –تریاس میانی را به ۶ همتافت (Complex) زیر تقسیم می‌کند:

همتافت (۱) زیرترین دگرگونی‌های سنندج –سیرجان است که روی افیولیت‌هـای ناحیـه جـای دارد. این همتافت در همه جا ترکیـب همسـان نـدارد. در برخـی نقـاط، سـنگ‌هـا از نـوع گنـیس چشـمی، کوارتزیت همراه با مقدار بسیار کمی میکا شیست است. مجموعـهٔ یاد شده همیشـه بـه یـک لایـهٔ بـه

نسبت ضخیم کوارتزیت سفیدرنگ پایان می‌پذیرد. سبزه‌ئی این کوارتزیت سفید را هم‌ارز کوارتزیت رأسی(Top Quartzite) کامبرین ایران و گنیس‌های یاد شده را حاصل دگرگونی ماسه سنگ‌های آرکوزی سازند لالون می‌داند. گاهی در زیر گنیس‌های یاد شده، سنگ‌های بازیک دگرگونه مانند آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت وجود دارند. این آمفیبولیت‌ها تغییر رخسارهٔ همتافت (۱) دانسته شده‌اند. از دیدگاه سنی، همتافت (۱) سن وندین - کامبرین میانی دارد.

همتافت (۲) مجموعهٔ روتشون (Rutchun Complex) ، در حد فاصل اقلید –باجگان، بر روی همتافت (۱)، تناوبی از مرمرهای دولومیتی، کلسیتی، میکا شیست، کوارتزیت، اسلیت‌های سیاه دیده می‌شوند که در زیر مرمرهای دونین قرار دارند. در این همتافت فسیلی دیده نشده ولی سبزه‌ئی با استناد به شواهد موجود در ناحیهٔ داوران، این سنگ‌ها را به کامبرین میانی تا سیلورین زیرین نسبت داده، و آنها را با سازندهای میلا، نیور و پادها هم‌ارز می‌داند.

همتافت (۳) مجموعهٔ خبر (Khabr Complex) ، به طور کلی از مرمرهای گوناگون تشکیل شده که گاه حاوی کرینویید، بازوپایان، مرجان، بریوزوآ و پالینومورف، دونین‌اند. این مرمرها به طور کامل دگرشکل‌اند و اغلب به صورت چین‌های بُرشی (Shear Folds) تخت و بی ریشه، با یال‌های بسیار نزدیک به هم دیده می‌شوند. این مرمرها با ساcندهای سیبزار، بهرام و شیشتو قیاس شده‌اند. لامینا سیون‌های رسوبی متقاطع (Cross Lamination) ، برش‌های جریانی رسوبی (Flow Breccia) ، چین‌های لغزشی (Slump Folds) ساخت‌هایی هستند که رسوبات آشفته آهکی(Turbidite Limestone) را تداعی می‌کنند. آشفتگی رسوب‌ها نشانهٔ نهشت آنها در گودال‌های ژرف و کشیدهٔ سکوی ایران مرکزی –زاگرس است.

همتافت (۴) مجموعهٔ سرگز(Sargaz Complex) ، بیشتر از شیست، فیلیت، کوارتزیت و حجم زیادی از شیست سبز همراه با گدازه‌های بالشی تشکیل شده است که در بخش پایینی آنها تناوب‌های کربناتی وجود دارد. این مجموعه، همچنان نوعی رسوب آشفته (Turbidite) حاوی

پالینومورف‌های فرازنین پسین –فامنین پیشین است ولی سن کربنیفر پیشین نیز برای آن محتمل است.

همتافت (۵) مجموعهٔ چاه چُغوک (Chah Chughuk Complex) ، تناوبی از ماسه‌سنگ، شیل، گدازه‌های بالشی، رسوب‌های آشفتهٔ آهکی، چرت‌های نازک لایه و گدازه‌های اسیدی زیردریایی، حاوی سنگواره‌های کربنیفر پسین تا پرمین پیشین است.

همتافت (۶) شامل ردیفی از سنگ‌های آهکی –دولومیتی با ضخامت به نسبت زیاد است و محدودهٔ سنی از پرمین پسین تا تریاس میانی دارد.با توجه به ویژگی همتافت‌های ششگانهٔ یاد شده، محیط رسوبی و تحولات پرکامبرین پسین –تریاس میانی سنندج –سیرجان را می‌توان به شرح زیر تحلیل کرد.

* حوضهٔ سنندج –سیرجان لبه‌های گسلی بسیار مشخصی با حوضه‌های مجاور دارد.

* مقایسهٔ پالئوزوییک سنندج –سیرجان با دیگر نواحی ایران گویای این است که در زون سنندج –سیرجان، سکوی پالئوزوییک بر یک بستر شکسته و پرتحرک قرار داشته به طوری که رسوب‌های انباشت شده در لبهٔ سکو، در اثر تکان‌های زمین‌ساختی، پایداری خود را از دست داده و به درون حوضه سرازیر می‌شدند.

* بافت رسوبی کربنات‌های همتافت‌های ۲ تا ۶ نشان می‌دهد که این کربنات‌ها، آهک‌های اولیه از نوع آلوداپیک(Allodapic) هستند که توسط جریان‌های آشفته(Turbidity Current) رسوب کرده‌اند.

* شیست‌های سیاه و میکا شیست‌های ریزدانه، به همراه سنگ‌های آتشفشانی نشانه‌های ژرفای زیاد حوضه‌اند به گونه‌ای که سنندج –سیرجان به صورت کافتی ژرف، در میانهٔ بلوک بوده است.

* در این کافت ژرف، رژیم گرمایی بالا، و سست کره، به بسترحوضه نزدیک بوده است.

* در نتیجهٔ تکاپوهای ماگمایی و ذوب بخشی، گداخته‌هایی ایجاد شده که خود در میان سنگ‌های بالاتر نفوذ کرده‌اند. این گداخته‌های آناتکتیک، از مواد سیال و فرار، غنی بوده و با نفوذ در سنگ‌ها، موجب دگرسانی و دگرگونی گسترده شده‌اند.

ب) مجموعهٔ تریاس بالایی –کرتاسه

از نگاه سبزه‌ئی، در فاصله‌ای کوتاه میان تریاس پسین –ژوراسیک پیشین، در پهنهٔ سنندج – سیرجان، شرایط سکویی برقرار بوده ولی پس از آن، گودال‌های پویای مزوزوییک چیره شده که در مواردی با فعالیت‌های بسیار گستردهٔ آتشفشانی همراه بوده‌اند. به گفتهٔ دیگر در محدودهٔ سنندج – سیرجان تا لبهٔ زاگرس، بخشی بزرگ از دوران مزوزوییک گواه بر پیدایش رسوب‌های ژرف، رخساره‌های فلیشی، توربیدیت بوده در حالی که در زون‌های مجاور (زاگرس –ایران مرکزی) شرایط سکویی چیره بوده است. ردیف‌های زمین‌ساختی –چینه‌نگاشتی تریاس بالا -کرتاسه در اثر فاز کوهزایی لارامید دگرگون شده و توده‌های نفوذی (گرانیت الوند همدان، گرانودیوریت سامن و یونس، گرانیت‌های سدیک بروجرد و ۰۰۰) در درون آنها جای گرفته‌اند.

ج) مجموعهٔ ترشیری

در زون سنندج – سیرجان، سنگ‌های سیستم ترشیری چندان گسترش ندارند. به گفتهٔ دیگر، به جز چند فرورفتگی در پیرامون ایران مرکزی و زاگرس شمالی که در آنها رسوب‌های فلیش گونهٔ ائوسن –الیگوسن انباشته می‌شده است، دیگر مناطق سنندج -سیرجان، به صورت فرابوم ((Horst ، بوده‌اند. جدا از انباشته‌های فلیش گونه، بخش ناچیزی از سنگ‌های ترشیری سنندج – سیرجان از نوع آندزیت و آذرآواری‌های وابسته، به سن ائوسن هستند که به ویژه در حوالی سنندج، شمال کرمانشاه و حاجی‌آباد رخنمون دارند. افزون بر فعالیت‌های آذرین بیرونی، در مرز ائوسن –

الیگوسن، توده‌های نفوذی بازیک از نوع گابرو –دیاباز تزریق شده کـه تـوده‌هـای کامیـاران، کـلاه‌سـر، پنجوین و خارسره (خرزهره) از آن شمارند.

دگرگونی سنندج –سیرجان

نا آرامی‌های مکرر و هم‌آهنگ با فازهای زمین‌ساختی شناخته شده در مقیاس جهانی، سـبب شـده تـا ردیف‌های پالئوزوییک –تریاس و همچنین فلیش توربیدیت‌های مزوزوییـک، گـاهی در مـرز رخسـارهٔ آمفیبولیت دگرگون شوند. در گذشته، بخش درخور توجهی از این دگرگـونی‌هـا بـه سـن پرکـامبرین و پی‌سنگ ناحیه انگاشته می‌شد. ولی، یافته‌های تازه نشـانگر آن اسـت کـه بـه جـز نـواحی کـوچکی از گلپایگان و سیرجان، در دیگر نواحی، سنگ‌های دگرگونی بیشتر در ارتبـاط بـا جنـبش‌هـای کـوهزایی جوان‌تر است. در سیرجان و اسفندقه، بخش عمدهٔ دگرگونی‌هـا، ماسـه سـنگ‌هـا و سـنگ‌آهـک‌هـای تبلور یافته و متاگـابرو –بازالـت، بـه سـن سـیلورین –دونـین هسـتند. در ناحیـهٔ اقلیـد، آواری‌هـای ژوراسیک پایینی – میانی دگرگون شـده و بـر روی آنهـا، ژوراسـیک بـالایی نادگرگونـه نشسـته اسـت (هوشمندزاده، ۱۳۵۷). در همدان شیست‌های دگرگونـه سـن ژوراسـیک دارنـد کـه در فـاز سـیمرین میانی نخستین رویداد دگرگونی بر آنها تحمیل شـده ولـی، فرآینـدهای دگرگـونی همچنـان در زمـان کرتاسه و حتی در اثر جـایگیری تـوده‌هـای نفـوذی تکـرار شـده اسـت. و سـرانجام، در بخـش شـمال باختری سنندج –سیرجان، بخش عمدهٔ سـنگ‌هـای دگرگـونی نـواحی سـنندج و مهابـاد وابسـته بـه کرتاسه‌اند و فرآیند دگرگونی یک پدیدهٔ آلپی هم‌ارز رخداد لارامید است.

از نگاه سبزه‌ئی همهٔ دگرگونی‌های سنندج –سیرجان را می‌توان در دو گروه بزرگ زیر جای داد:

۱- سنگ‌های دگرگونی پالئوزوییک –اوایل مزوزوییک که بیشتر در بخـش جنـوب خـاوری رخنمـون دارند.

۲- سنگ‌های دگرگونی مزوزوییک –اوایل سنوزوییک که بیشتر در بخش شمال باختری دیده می‌شوند.

ویژگی یگانهٔ دگرگونی، در هر دو دگرگونی، چند فازی بودن آن است که از روندی ویژه پیروی می‌کند. به گفتهٔ دیگر، در هر دو دگرگونی، سنگ‌ها پیش از چین‌خوردگی به گونه‌ای ایستا دگرگون شده‌اند و سپس در روند چین‌خوردگی نیز برگوارگی تازه در آنها به وجود آمده که پاراژنز دگرگونی ایستا را تحت تأثیر قرار داده است، اما به رغم شدت تحولات، هنوز پاراژنز اولیه به جا مانده است.

در پی دگرگونی دینامیک، نوعی دگرگونی گرمایی از نوع همبری مشخص است که در نقاطی بر روی دو حادثهٔ پیشین اثر گذاشته است. دگرگونی همبری با تشکیل کانی‌هایی مشخص می‌شود که پس از شیستوزیته پدیدار شده‌اند. سبزه‌ئی عامل اصلی این دگرگونی‌ها را نفوذ دیاپیرهای گرم به درون پوستهٔ جامد زمین می‌داند که مهم‌ترین آثار آن عبارت است از:

* شکافتن پوسته و تشکیل کافت،

* ایجاد چین‌خوردگی در رسوبات،

* تأمین حرارت لازم برای دگرگونی ناحیه‌ای و دگرگونی همبری.

گفتنی است که از دیدگاه سبزه‌ئی، رخدادهای دگرگونی حین کوهزایی و فازهای دگرگونی پس از آن قابل تفسیر با الگوی فرورانش نیست. اما علوی (۱۹۹۴)، دگرگونی و حتی پلوتونیسم تریاس میانی – پسین را مربوط به فاز کششی حاصل از تشکیل تتیس جوان می‌داند بی‌آن که دلیلی ارائه دهد.

زمین‌ساخت سنندج –سیرجان

اگرچه مُحَجل و سهندی (۱۳۷۸)، الگوی ساختاری سنندج –سیرجان را از نوع چین‌های بسته و هم راستا درمقیاس کیلومتری می‌داند، ولی علوی (۱۹۹۴)، زمین‌ساخت سنندج –سیرجان را به طور عمده از ساختارهای دوپلکس(Duplex) مرکب بزرگ مقیاس و همچنین سیستم‌های فلسی(Imbricated) کوچک و بزرگ زاویه، با شیب شمال خاوری می‌داندکه در اثر آن، ورقه‌هایی از سنگ‌های فانروزوییک دگرگونه و نادگرگونه، به اندازه‌های ناهمسان، جابه‌جا شده‌اند. شواهد چینه‌نگاشتی و کنگلومراهای همزمان با کوهزایی، نشانگر آن است که این راندگی‌ها از کرتاسهٔ پسین آغاز شده‌اند. شواهد ساختاری ((Shear Senseجهت راندگی‌ها را از شمال خاور به جنوب باختر نشان می‌دهد. جابه‌جایی و انباشتگی ورقه‌های راندگی، سبب افزایش ضخامت پوستهٔ قاره‌ای به اندازهٔ تقریبی ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر شده که بی‌هنجاری گرانی بوگه منفی، مؤید این پدیده است.

نخستین رویداد گسلش راندگی در کرتاسهٔ پسین، حاصل جایگیری افیولیت‌ها بر روی حاشیهٔ قاره‌ای غیرفعال زاگرس – عربستان و انتقال فلس‌های حاشیه‌ای به صورت صفحه‌های نابرجا به سوی جنوب باختر است. فلسی شدن توالی حاشیه‌ای و فرارانش افیولیت‌ها که حاصل رویکرد آغازین برخورد قاره‌ای زاگرس است ممکن است به صورت منشورهای بر افزایشی کنونی در زون‌های برخوردی رخ داده باشد (علوی، ۱۹۹۴).

به باور شیخ‌الاسلامی (۱۳۸۱)، در ناحیهٔ نیریز، رویداد دگرشکلی اصلی سنندج –سیرجان ارتباط مستقیم با شدت دگرگونی دارد. در سنگ‌های کهن‌تر پالئوزوییک، ساختار اصلی یک برگوارگی مرکب برشی است که همزمان با تشکیل ناودیس‌ها و تاقدیس‌های متوالی، در اندازهٔ کیلومتری شکل گرفته‌اند. در سنگ‌های جوان‌تر با شدت دگرگونی پایین‌تر، ساختار اصلی به صورت شیستوزیته چین‌خورده تظاهر دارد (شکل ۲-۹ الف). پراکندگی و هندسهٔ تاقدیس‌ها با روند شمال باختر – جنوب خاور نشان می‌دهند که آنها به صورت چین‌خوردگی متوالی در یک سامانه راست‌بر با راستای باختر جنوب خاور، با مؤلفهٔ تراگذر شکل‌پذیر قوی شکل گرفته‌اند (شکل ۲-۹ ب).

با وجود این در مقیاس تاقدیس‌ها تمام معیارهای کینماتیکی بررسی شده حاکی از وجود یک رژیم کششی محلی در پال چین‌ها می‌باشد (شکل ۲-۹ ج). لایه‌های سنگی پرمین تحت تأثیر همین دگرشکلی قرار گرفته‌اند و اثری از ناپیوستگی بین سری‌های دگرگون شده با سنگ‌های پرمین دیده نمی‌شود. و سرانجام، ردیف‌های تریاس بالا و ژوراسیک با شدت کمتر دگرشکل شده‌اند و دارای رخ شکستگی موازی با سطوح زیرین خود هستند.

الگوی ساختاری سبب شده تا مُحَجل و سهندی (۱۳۷۸)، از جنوب باختر به شمال خاور، در پهنهٔ سنندج -سیرجان، این زیر پهنه‌ها را شناسایی کند (شکل ۲-۱۰) :

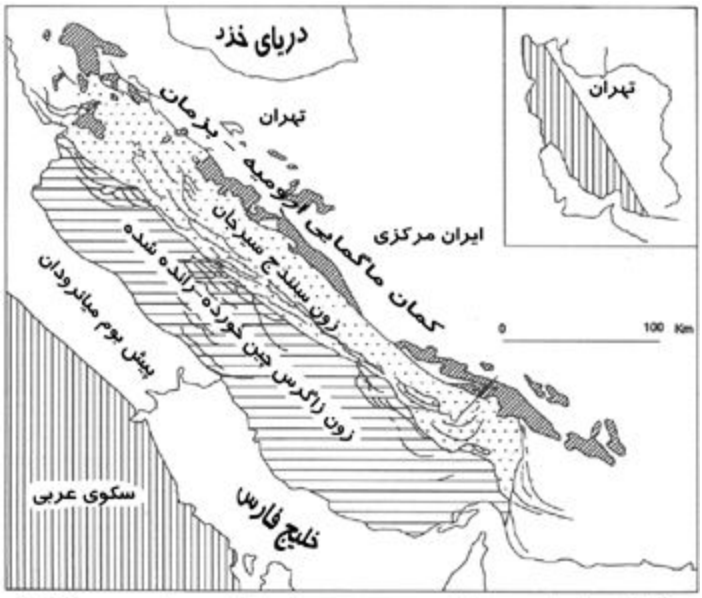
« زیر زون رادیولیتی » (تریاس پسین –کرتاسهٔ پسین) که از باختر تا قبرس و از خاور تا عمان (حواسینا) ادامه دارد. در ایران، این زون در نواحی کرمانشاه، جنوب ازنا، شهرکرد، اقلید و نیریز برونزد دارد.

« زیر زون بیستون » که در ناحیهٔ کرمانشاه، شامل آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای به سن تریاس تا کرتاسه است. ردیف‌های تریاس بالایی –کرتاسهٔ پایینی کم عمق و ردیف‌های کرتاسهٔ بالایی آهک‌های میکریتی، پلاژیک ژرف است.

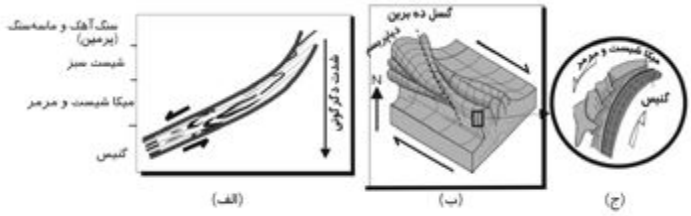
« زیر زون افیولیتی » در دو ناحیهٔ کرمانشاه و نیریز برونزد دارد. سن افیولیت‌های کرمانشاه ۸۱ تا ۸۶ میلیون سال، (آشکوب سنونین)، و سن سنگ‌های آذرین افیولیت‌های نیریز، پوشیده شده با سازند تاربور، ۷/۲ ± ۸۷/۵ میلیون سال (سنونین) است.

« زیر زون حاشیه‌ای » شامل سنگ‌های آتشفشانی با سن ژوراسیک پسین –کرتاسهٔ زیرین است که در طول زون سنندج –سیرجان قابل رؤیت است.

« زیر زون دگرشکلی پیچیده » شامل سنگ‌های به شدت دگرگون و توده‌های نفوذی فراوان است. به این دگرگونی‌ها نام‌های گوناگون مانند مجموعهٔ ژان (مُحَجل) کمپلکس توتک، کولی‌کش و سوریان (هوشمندزاده، ۱۹۷۵)، و در الیگودرز مجموعهٔ آب باریک، داده شده است.



شکل ۲ - ۱۰ - زیرپهنه‌های زون سنندج - سیرجان از نگاه محجل و سهندی (۱۳۷۸)



شکل ۲ - ۹ - الگوی دگرشکلی سنندج - سیرجان در ناحیه نیریز (شیخ‌الاسلامی ۱۳۸۱)

توان معدنی سنندج –سیرجان

همانگونه که گفته شد زون سنندج –سیرجان نوعی کافت درون قاره‌ای است که تکاپوهای ماگمازایی و پدیده‌های دگرگونی، عواملی مؤثر در ایجاد نهشته‌های معدنی هستند. به همین‌رو توان معدنی درخور توجه دارد و جدا از ذخایر و نشانه‌های شناخته شده، امید دستیابی به نهشته‌های معدنی جدید در آن دور از انتظار نیست. قربانی (۱۳۸۱) از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی و پراکندگی کانسارها زون سنندج –سیرجان را به سه بخش زیر تقسیم می‌کند.

« بخش جنوبی » که به داشتن « کروم » در اولترامافیک‌های اسفندقه فاریاب. « آهن »، «آهن منگنز » در گل‌گوهر، هنشک، بافت، « سرب -روی، مس »، در چاه‌گز، قنات مروان با سن پرکامبرین پسین تا کرتاسهٔ پیشین شاخص است.

در « بخش میانی »، کانی‌سازی اصلی سرب و روی است. که در مناطق شمس‌آباد –نظام‌آباد (با کانی‌سازی سرب و روی و نقره، آهن و منگنز)، آهنگران (با کانی‌سازی سرب و روی و نقره، آهن و منگنز) و موته در بیشترین مقدار است. افزون بر آن، در این بخش کانسارهای تالک، گرافیت، باریت و سنگ‌های ساختمانی، اهمیت ویژه دارند.

در « بخش شمالی »، کانی‌سازی آهن، (معدن آهن همه‌کسی شمال همدان و شمال سُنقُر، شمال باختری دیواندره)، طلا، طلا –آنیتموان، (معدن داشکسن)، و کانه‌های آلومینیوسیلیکاتی را می‌توان نام برد. گفتنی است آنچه که پیش از همه می‌تواند در زون سنندج –سیرجان از نظر اقتصادی با اهمیت باشد، وجود انواع مختلف سنگ‌های تزیینی و نما با ذخایر زیاد است.

زِیرفصل: البرز

عنوان: مقدمه

پهنهٔ رسوبی –ساختاری البرز شامل بلندی‌های شمال صفحهٔ ایران است که به شکل تاقدیسی مرکب(Anticlinorium) ، در یک راستای عمومی خاوری –باختری، از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد.از نگاه زمین‌ریخت‌شناسی، مرز شمالی البرز منطبق بر تپهٔ ماهورهای متشکل از نهشته‌های ترشیری و دشت ساحلی خزر است. از نگاه زمین‌شناختی، مرز شمالی البرز محدود به زمیندرز تتیس کهن است که از برخورد سنگ‌کرهٔ (Lithosphere) قاره‌ای البرز با سنگ کرهٔ توران، در تریاس پسین به وجود آمده است. ولی، در بیشتر نقاط، محل زمیندرز با ورق‌های رانده شده از شمال به جنوب پوشیده شده است. حد جنوبی البرز چندان روشن نیست. گسل تبریز

(علوی، ۱۹۹۱)، آنتی البرز (Anti Alborz) (ریویه، ۱۹۴۱) گسل گرمسار (بربریان، ۱۳۷۵)، گسل سمنان (نبوی، ۱۳۵۶) و گسل عطاری (علوی‌نایینی، ۱۹۷۲)، مرز جنوبی البرز دانسته شده‌اند. ولی چنین به نظر می‌رسد که مرز شاخصی در مرز جنوبی البرز وجود نداشته باشد و گذر از پهنهٔ ایران مرکزی به پهنهٔ البرز تدریجی باشد.

از نظر کوه‌نگاری، مرز باختری البرز تا قفقاز کوچک و مرز خاوری آن تا کوه‌های پاراپا میسوس افغانستان (علوی، ۱۹۹۱) گسترش دارد.فراوانی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ترشیری، در دامنهٔ جنوبی البرز، سبب شده بود تا در نخستین نقشهٔ زمین‌ساخت اروپا (خاین، ۱۹۷۲)، البرز بخشی از بزرگ ناودیس قفقاز – ترکیه دانسته شود. ولی، وجود سنگ‌های ماگمایی همسان با آن در دیگر نواحی ایران، و به ویژه با دستیابی به یافته‌های بیشتری از زمین‌شناسی ایران، یقین شد که بسیاری از واحدهای سنگ‌چینه‌ای البرز و ایران مرکزی، از دیدگاه رخساره و شرایط تشکیل، همانندند به گونه‌ای که البرز را می‌توان چین‌های حاشیه‌ای ایران مرکزی دانست که در شکل‌گیری آن برخورد دو صفحهٔ ایران و توران و پیامدهای آن نقش اساسی داشته‌اند.

همسانی البرز با ایران مرکزی به ویژه در دامنهٔ جنوبی بیشتر است ولی در دامنهٔ شمالی تفاوت‌هایی دارد (اشتوکلین، ۱۹۶۸ الف) .به ظاهر، سرگذشت ساختاری و چینه‌ای البرز در همه جا یکسان نیست. به همین‌رو، جدا از واژه‌های جغرافیایی: البرز باختری، البرز مرکزی، البرز خاوری، البرز شمالی، البرز جنوبی، از نظر زمین‌شناسی، از زیرزون‌هایی همچون ماکو – تبریز، رشت – گرگان، بینالود (نبوی، ۱۳۵۵) و حتی کپه‌داغ یاد شده است که نیاز به بازنگری دارند. برای نمونه، زون رشت – گرگان که شامل مناطق جنوبی دریای خزر است، در شمال گسل البرز، به گفتهٔ بهتر در شمال زمیندرز پوشیدهٔ تتیس کهن قرار دارد و از این رو، وابستگی آن به لبهٔ جنوبی ورق توران به مراتب بیشتر است و یا زون بینالود، خویشاوندی زمین‌شناختی بیشتری با ایران مرکزی دارد تا البرز. مهم‌تر آنکه، شرایط زمین‌شناختی حاکم بر کپه‌داغ با البرز متفاوت است و از این رو، شمول

آنها در البرز توجیه علمی قوی ندارد. در این نوشتار با اعتقاد به ضروری نبودن تفکیک البرز از ایران مرکزی، تنها به ویژگی‌های زمین‌شناسی اصلی، به ویژه ساختار البرز، بسنده می‌شود. ولی، تفاوت‌های ناحیه‌ای نادیده گرفته نشده و به آنها نیز اشاره می‌شود.

تاریخچهٔ چینه‌ای البرز

در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی، کهن‌ترین سنگ‌های البرز را دگرگونی‌های جنوب گرگان (شیست‌های گرگان) دانسته‌اند. افزون بر آن، دگرگونی‌های اسالم –شاندرمن (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵) و گاهی نیز سازند بَریر (گانسر و هوبر، ۱۹۶۲) واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرکامبرین البرز انگاشته شده‌اند. ولی، امروزه یقین شده است که این دگرگونی‌ها، بیشتر سنگ‌های پالئوزوییک و یا مزوزوییک هستند که در اثر زمین‌ساخت برخوردی تریاس پسین (رویداد سیمرین پیشین) و یا به طور همبری دگرگون شده‌اند. یافته‌های دیرینه‌شناختی امروز البرز، گویای آن است که کهن‌ترین سنگ‌های رخنمون شدهٔ البرز، سازند کهر است که حاوی آکریتارک‌های نوپروتروزوییک پسین (Late) Neoproterozoic است.

علوی (۱۹۹۱)، با تکیه بر سنگ رخساره‌ها به ویژه نقش زمین‌ساخت بر حوضهٔ رسوبی البرز، همهٔ سنگ‌های البرز را به چند واحد زمین‌ساختی –چینه‌نگاشتی بزرگ و به شرح زیر تقسیم می‌کند:

چ۱–توالی سکوی پرکامبرین پسین –اردویسین،

۲-سنگ‌های ماگمایی (درونی و بیرونی) اردویسین میانی –دونین،

۳-توالی فلات قارهٔ دونین –تریاس میانی،

۴-نهشته‌های پیش‌خشکی تریاس بالایی –ژوراسیک میانی،

۵-توالی فلات قارهٔ ژوراسیک میانی –کرتاسه، با دو رخسارهٔ ناهمسان در البرز جنوبی و شمالی.

۶- مجموعهٔ ماگمایی البرز به سن سنوزوییک، با ترکیب شیمیایی کلسیمی - قلیایی در البرز غربی – مرکزی و قلیایی در البرز شرقی.

۷- رسوبات همزمان با کوهزایی سنوزوییک، با دو رخسارهٔ ناهمسان در البرز جنوبی و شمالی، گفتنی است که:

* هر یک از واحدهای یاد شده در بالا شامل چند یا چندین سازند است که همگی در شرایط زمین‌ساختی خاص، با شرایط رسوبی –زمین‌ساختی مشابه، انباشته شده‌اند.

* در حد فاصل پرکامبرین پسین تا اردویسین، پوستهٔ قاره‌ای البرز جایگاه تکاملی دریای بَرقاره‌ای (Epicontinental) کم عمق بوده است.

* بنا به گزارش اشتامفلی (۱۹۷۸)، بربریان و کینگ (۱۹۸۱)، سنگ‌های ماگمایی اردویسین – دونین معرف یک مرحله بازشدگی (Opening Stage) و جدایش (Break Up) سکوی پرکامبرین پسین –پالئوزوییک پیشین البرز اند.

* در تریاس پسین، سنگ کرهٔ قاره‌ای (Lithosphere) البرز و ورق توران برخورد کرده و در اثر این برخورد، ضمن پایان گرفتن حیات فلات قاره، پدیده‌های فراخاست، دگرگونی، جایگیری توده‌های گرانیتوییدی انجام و حوضه‌های رسوبی پیش‌خشکی (Foreland) تریاس پسین – ژوراسیک میانی شکل گرفته‌اند.

* بررسی دیرینه جغرافیای البرز نشان می‌دهد که رسوبات پالئوزوییک دامنهٔ شمالی ستبرتراند و در پاره‌ای نقاط همچون آمل، کندوان ناپیوستگی رسوبی میان سنگ‌های پرمین و تریاس در کمترین اندازه است. در ضمن، ستبرای رسوبات زغالدار تریاس بالا –ژوراسیک میانی در دامنهٔ شمالی، چندین برابر دامنهٔ جنوبی است و یا سنگ‌های کرتاسهٔ بالایی حجم قابل توجهی سنگ‌های آتشفشانی دارند.

این نکته‌ها نشان می‌دهند که در زمان‌های پالئوزوییک – مزوزوییک حوضهٔ رسوبی دامنهٔ شمالی البرز عمیق‌تر از دامنهٔ جنوبی بوده است در حالی که از سنوزوییک به بعد شرایط دیرینه جغرافیا تغییر عمده کرده و در حالی که در دامنهٔ شمالی گسلش راندگی و فراخاست روی داده، در دامنهٔ جنوبی البرز، دریای پسرونده، کم ژرفا و در حال فرونشستی وجود داشته است که در آن چند هزار متر انباشته‌های آذرآواری – تخریبی همزمان با کوهزایی بر جای نهاده شده است.

زمین‌ساخت البرز

اگرچه در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی، با استناد به پرکامبرین بودن شیست‌های گرگان، پیامد رویداد کوهزایی کاتانگایی را در تکامل ساختاری البرز مؤثر دانسته‌اند اما، هم شیبی نسبی و حتی تدریجی بودن احتمالی گذر سازند کهر به ردیف‌های جوان‌تر نوپروتروزوییک (سازند سلطانیه) نشان می‌دهد که شواهدی روشن از عملکرد رویدادکاتانگایی در کوه‌های البرز دیده نشده است. در بیشتر نواحی البرز، رسوب‌های پالئوزوییک – تریاس میانی، به رغم نبودهای چینه‌ای فراوان، هم‌شیب‌اندکه نشانگر حرکت‌های زمین‌ساختی از نوع زمین‌زا است. در تریاس پسین، همزمان با رویداد کوهزایی سیمرین پیشین، اگرچه رویدادهای ناشی از برخورد حاشیهٔ قاره‌ای فعال و پویای توران با حاشیهٔ قاره‌ای ناپویای البرز موجب شکل‌گیری گسل‌های راندگی و فرارانش مجموعه‌های اقیانوسی تتیس کهن بر روی لبهٔ شمالی البرز شده ولی، نخستین کوهزایی آلپی واقعی در پالئوسن، همزمان با رویداد لارامید، رخ داده که با گسلش راندگی، چین‌خوردگی و فراخاست، پیدایش حوضه‌های رسوبی میان کوهی، انباشت آواری‌های همزمان با کوهزایی و مهاجرت پیش‌خشکی به سمت جنوب همراه بوده است. کوهزایی بعدی در آغاز الیگوسن بوده که ماگماتیسم درونی، از آب خارج شدن گستردهٔ زمین و گسترش حوضه‌های میان کوهی از پیامدهای آن است. بازپسین فاز کوهزایی آلپی در اواخر پلیوسن یا اوایل پلیستوسن صورت گرفته که حاصل آن، گسلش، راندگی،

مرتفع شدن و سیمای امروزی البرز است.ساختارهای زمین‌شناختی البرز بیشتر از نوع چین‌های ملایم و ناهماهنگ ((Disharmonic با روند همگانی خاوری –باختری است.

در بخش باختری البرز، ساختارها روند شمال باختری –جنوب خاوری دارند ولی در بخش خاوری، روند ساختارها شمال خاوری –جنوب باختری است. این دو روند ناهمسان در البرز مرکزی به یکدیگر می‌رسند. گفتنی است که در شکل‌گیری ساختارهای چین‌خوردهٔ البرزعواملی مانند برخورد صفحهٔ ایران و توران، عملکرد گسلش‌های راندگی و سرانجام عملکرد گسل‌های امتداد لغز شمال باختری –جنوب خاوری در البرز باختری، و شمال خاوری –جنوب باختری در البرز خاوری، نقش دارند. جدا از چین‌خوردگی، گسلش‌های راندگی همچنان در ساختار البرز اثر بسیار سازنده داشته‌اند. در گزارش‌هایی مانند اشتوکلین (۱۹۶۸)، بربریان (۱۹۸۳)، شنگور (۱۹۹۰) و ۰۰۰ آمده که در پهلوی شمالی البرز راندگی‌ها به سمت جنوب شیب دارند و حرکت فرادیواره به سمت شمال است در حالی که در دامنهٔ جنوبی، شیب راندگی‌ها به سمت شمال و حرکت فرادیواره رو به جنوب است. ولی بررسی‌های اخیر علوی (۱۹۹۱) در نواحی بینالود، جنوب گرگان، منطقهٔ کیاسر، شمال تهران، ناحیهٔ تالش حقایقی روشن‌تری از سازوکار و نقش راندگی‌ها در ساختار البرز را نشان دادند.

این بررسی‌ها نشان دادند که:* الگوی ساختاری چیرهٔ البرز از نوع گسلش راندگی است که سبب شده تا ورقه‌های ساختاری به مقدار زیاد حمل و سیستم‌های دوپلکس (Duplex) از نوع گُرده‌ای مرکب(Antiformal Stack Composit) به وجود آید. ساختارهای گُرده‌ای مرکب، حاصل دو نسل گسلش راندگی هستند. نسل یکم راندگی‌ها به سن پیش از ژوراسیک میانی و در ارتباط با حوادث برخوردی، سیمرین پیشین است. نسل دوم راندگی‌ها به سن سنوزوییک و در ارتباط با کوهزایی آلپی است.

* راندگی‌های سیمرین ویژگی شکل پذیر دارند ولی راندگی‌های آلپی ویژگی شکننده دارند.

* هر دو نسل یاد شده، شیبی بـه سـمت شـمال خـاوری دارنـد و رونـد عمـومی آنهـا NW – SE ، موازی روند البرز، اسـت.-در نتیجـۀ عملکـرد دو نسـل رانـدگی مـورد سـخن، ورقـه‌هـای گونـاگون از پس‌خشکی(NE) ((Hinterland به سمت پیش‌خشکی(SW) (Foreland) جابـه‌جـا شـده‌انـد.- در اثر این راندگی‌ها، به طور عموم سنگ‌های کهن‌تر بر روی واحدهای جوان‌تـر حمـل شـده‌انـد ولـی گاهی، نیز واحدهای جوان‌تر، بر روی سنگ‌های کهن‌تـر، بـرده شـده‌انـد.گـذر چنـدین گسـل طـولی، موازی با روند ساختاری کوه‌های البرز ، سـبب شـده تـا بـا دیـدگاه‌هـای متفـاوت (اشـتوکلین، ۱۹۷۴، دلنباخ، ۱۹۶۴، انگالن، ۱۹۶۸) البرز به چند واحد ساختاری متفاوت تقسیم شود.

تقسیمات پیشنهادی اشتوکلین (۱۹۷۴) که پر استفاده‌ترین آنهاسـت بـه شـرح زیـر اسـت (شـکل ۲-۱۱)،

۱-زون برآمدۀ گرگان ((Gorgan Spur: ناحیۀ به نسبت مقاومی از سنگ‌های دگرگونی اسـت کـه با رسوبات کم ضخامت، ۳۰۰ – ۵۰۰ متر، مزوزوییـک پوشـیده شـده اسـت. برآمـدگی و بـه عبـارتی پیشامدگی گرگان دارای روند خاوری –باختری است و محـورآن بـه سـوی بـاختر نشسـت دارد و بـه نظر می‌رسد بخشی از منشورهای فزایندۀ تتیس کهن باشد.

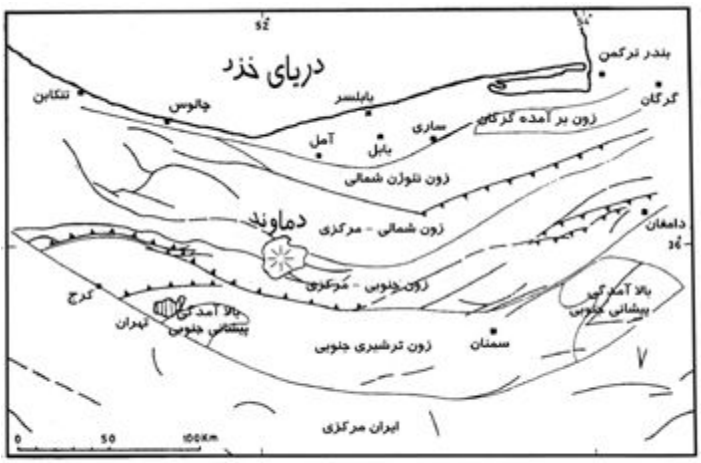
۲-زون نئوژن شمالی: شامل کمربندی چین‌خورده از سـنگ‌هـای مزوزوییـک و مـولاس‌هـای نئـوژن است. مرز جنوبی آن منطبق بر یک گسل راندگی اسـت. سـنگ‌هـای نئـوژن ایـن زون، رخسـارۀ خـزر جنوبی، یعنی پاراتتیس، دارند.

۳-زون شمالی –مرکزی : مشخصۀ این زون رسوبات پایابی است که به تقریـب از پرکـامبرین پسـین تا کرتاسۀ بالایی در آن انباشته شده‌اند. افزون بر آن کمی رویدادهای آتشفشـانی صـورت گرفتـه دگـر شکلی ساختاری عمدۀ این زون در دورۀ ترشیری انجام گرفته است.

۴- زون جنوبی – مرکزی : در این زون، رسوبات کم عمق پیش از ترشیری، به وسیلهٔ حجم زیادی از آتشفشانی‌های ائوسن پوشیده شده‌اند. از ویژگی آن، راندگی‌های پس از ائوسن است.

۵- زون ترشیری جنوبی : دارای آتشفشانی‌های بسیار ضخیم ائوسن و رسوبات خشکی نئوژن است. این زون با راندگی‌های ملایم به سمت جنوب مشخص است.

۶- بالا آمدگی پیشانی جنوبی : دارای رسوبات کم ژرفا و سنگ‌های آتشفشانی است. مراحل چین‌خوردگی از کرتاسهٔ آغازین به بعد و گسل خوردگی‌های عادی و معکوس در آن مشهود است. به همین‌رو، بسیار محتمل است که این زون و حتی بخشی از زون ۵، متعلق به بخش شمالی ایران مرکزی و یا زون گذری البرز –ایران مرکزی باشند.



شکل ۲ - ۱۱ - زیرپهنه‌های ساختاری البرز با توجه به عملکرد گسل‌ها و راندگی‌های عمده (اشتوکلین ۱۹۷٤)

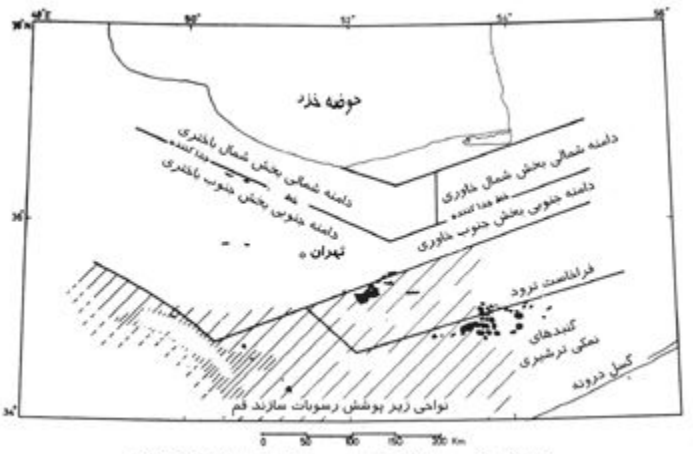
لرزه زمین‌ساخت البرز

تاریخچهٔ لرزه‌خیزی البرز نشان می‌دهد که شهرهایی مانند، رشت، لاهیجان، فشم، جیرود، دماوند، آمل، بابل، بابلسر، ساری، بهشهر، گرگان و بعضی نواحی دیگر، بارها و بارها ویران شده‌اند که از آن شمار، می‌توان به زمین‌لرزهٔ ۱۳۶۹ رودبار اشاره کرد. زمین‌لرزه‌های پی در پی و پرشمار نشانهٔ لرزه‌خیزی البرز است.

بر اساس نقشهٔ لرزه‌زمین‌ساخت ایران (بربریان، ۱۹۷۶) در البرز، زمین‌لرزه‌ها کم ژرفا هستند. بعضی انواع متوسط نیز وجود دارند و بر روی هم، البرز خاوری لرزه‌خیزتر از البرز باختری است.در سال ۱۹۷۴، چالنکو با مطالعهٔ زمین‌لرزه‌های سدهٔ بیستم، البرز را به چند ایالت لرزه‌خیز زیر (شکل ۲-۱۲) تقسیم کرد:

دامنهٔ شمالی شامل دو بخش شمال خاوری و شمال باختری و دامنهٔ جنوبی که خود شامل بخش جنوب باختری و بخش جنوب خاوری است.

به نظر چالنکو، لرزه‌خیزی البرز با دوره‌های کوتاه‌مدت فعالیت مشخص است. ظهور زمین‌لرزه در یک حوزه با آرامش حوزهٔ دیگر همراه است. دورهٔ تمرکز فعالیت هر حوزه از چهار سال برای بخش شمال باختری تا ۱۲ سال برای بخش شمال خاوری متفاوت است. دوره‌های بازگشت در یک حوزه بیشتر از ۵۰ سال است و دورهٔ بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ می‌تواند بیشتر از ۵۰ سال باشد.



شکل ۲ - ۱۲ - حوزه‌های لرزه‌زمین‌ساختی البرز (چالنکو ۱۹۷٤)

توان معدنی البرز –آذربایجان

در البرز –آذربایجان ذخایری از سرب و روی، مس، کمی مولیبدن، بوکسیت، رُس‌های نسوز، فسفات رسوبی، زغالسنگ، لاتریت، منگنز، فلوریت، آلونیت، سیلیس و ۰۰۰ از مهم‌ترین مواد معدنی

شناخته شده‌اند (عابدیان، ۱۳۸۱). با توجه به پدیده‌های فلزایی، مناطق زیر در البرز –آذربایجان قابل شناسایی است (قربانی، ۱۳۸۱).

در « منطقهٔ تکاب »، نهشت مواد در دو مقطع زمانی پرکامبرین پسین –کامبرین پیشین و ترشیری به ویژه نئوژن، انجام گرفته است که حاصل آن، کانسارها و نشانه‌های معدنی زیر است :

« سرب و روی »، مانند کانسارهای انگوران، علم کندی، پشت‌کوه، آی‌قلعه‌سی،

« آهن »، مانند کانسارهای آهن شهرک، میرجان، قالیچه‌بلاغ، چهارتاق، کوه‌بابا، ظفرآباد،

« منگنز »، مانند کانسارهای دبکلو، امیرآباد،

« طلا »، مانند طلای زرشوران، آق‌دره و نشانه‌های معدنی عربشاه، زرین‌آباد و قوزلو.

« آنتیموان، آرسنیک، جیوه »، مانند کانسارهای مغانلو، آق‌دره.

« مس »، مانند کانسار بایچه‌باغ که یک کانسار چندفلزی است.افزون بر ذخایر فلزی، فسفات، فلدسپار، تالک، دولومیت، نمک، بُر، خاک‌های نسوز و زغالسنگ از جمله ذخایر غیرفلزی منطقهٔ تکاب است.

در « منطقهٔ اهر » کانی‌سازی به طور عمده وابسته به سنگ‌های ماگمایی ترشیری است. در این منطقه، کانی‌زایی مس، مولیبدن، طلا، نقره، آهن، سرب، روی، آرسنیک و جیوه به صورت پورفیری، اسکارن و رگه‌ای است که در بین آنها، کانسار مس و مولیبدن سونگون با ذخیرهٔ بیش از یک میلیارد تن کانسنگ مس از همه مهم‌تر است.

در « منطقهٔ تارم –هشت‌چین » بیشتر سنگ‌ها را سنگ‌های ماگمایی ترشیری تشکیل می‌دهد که در آنها کانی‌سازی عناصری چون مولیبدن، باریم، سرب، روی، طلا و مس دیده می‌شود. در تمرکز

ذخایر معدنی گفته شده، جایگیری توده‌های نفوذی کلسیمی - قلیایی با پتاسیم بالا و به سن الیگوسن در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نقش اساسی داشته‌اند.

خردقارهٔ ایران مرکزی

عنوان: مقدمه

خرد قارهٔ ایران مرکزی بخشی از ایران میانی است که با زمیندرزهای افیولیتی سیستان، نائین، بافت، گسل دورونه و افیولیت‌های کاشمر –سبزوار احاطه شده و توسط گسل‌های طویلی که به سمت باختر خمیدگی دارند و از نوع امتدادلغز راستگردانـد، قابل تقسیم به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلمرد، بلوک پشت‌بادام، فروافتادگی بیاضه –بردسیر و بلوک یزد ۰۰۰ است (شکل ۲-۱۳).

در گذشته، خردقارهٔ ایران مرکزی را بخشی از تودهٔ میانی ایران مرکزی می‌دانستند ولی، به باور اشتوکلین (۱۹۶۸) ، پس از سخت‌شدن پی‌سنگ پرکامبرین، بخش یاد شده در زمان پالئوزوییک ویژگی‌های سکویی داشته و در زمان‌های مزوزوییک و سنوزوییک به منطقه‌ای پر تحرک و پویا تبدیل شده است. با وجود این، باید گفت که الگوی ساختاری حاکم بر این خرد قاره از نوع بلوک‌های جدا شده با گسل‌های عمده است که هر یک ویژگی جداگانه دارند و پویایی خرد قاره در همه جا یکسان نیست. شواهد موجود نشان می‌دهندکه

:* کوهزایی کاتانگایی در این ناحیه در پرکامبرین پسین و پیش از یک رژیم سکویی حاکم شده است.

* به جز بلوک لوت و لبهٔ جنوب باختری که سنگ‌های ماگمائی ترشیری برونزد دارند، در سایر نواحی سنگ‌های ترشیری در کمترین مقدارند.

* در ردیف‌های پالئوزوئیک این ناحیه، نبودهای چینه‌نگاری مهمی وجود دارد که مهم‌ترین آنها نبودهای چینه‌ای آغاز دونین میانی (هیاتوس ایفلین) و کربونیفرپسین (هیاتوس استفانین) است.ناهمسانی‌های ساختاری – رسوبی گسترده سبب شده تا بتوان خرد قارهٔ ایران مرکزی را به نواحی زیر تقسیم کرد.

- « بلوک لوت»

با حدود ۹۰۰ کیلومتر درازا میان دو گسل نایبند در باختر و گسل نهبندان در خاور قرار دارد. در مرز شمالی آن گسل دورونه و در مرز جنوبی آن فرونشست جازموریان قرار دارد که حوضهٔ پیش‌کمانی زون فرورانش مکران است. تکاپوهای آتشفشانی گسترده و ستبر به سن ترشیری و کواترنری، زمین لرزه‌های امروزی همراه با گسلش در رسوب‌های کواترنر نمونه‌های روشنی از پویایی بلوک لوت هستند به همین رو پندار همگان دربارهٔ پایداری بلوک لوت نمی‌تواند قابل قبول باشد

۲- « بلوک طبس »

که میان گسل نایبند در خاور و گسل کلمرد –کوهبنان در باختر قرار دارد بخشی از یک قلمروی ساختاری است که در کناره‌ها و بستر خود توسط گسل‌هایی از پی‌سنگ بریده شده به گونه‌ای که در پالئوزوییک و مزوزوییک توالی چینه‌شناسی متفاوتی از نواحی مجاور داشته است و از پایان مزوزوییک به سبب عملکرد تنش‌های زمین‌ساختی همگرا در راستای بیشتر خاوری –باختری، با خروج زمین‌ها و فراخاست کوه‌ها به خشکی تبدیل شده است. (قاسمی و همکاران ۱۳۸۱).

بدین ترتیب این باور وجود دارد که سیمای ریخت‌شناسی –زمین‌ساختی کنونی این بلوک در گرو تجدید فعالیت ساختارهای گسلی و چین‌خوردگی کهن در چرخهٔ زمین‌ساختی آلپی است.بلوک طبس از جمله مناطقی است که روند تکاملی پالئوزوییک آن با مناطق مجاور همخوانی و هم‌آهنگی ندارد . برای نمونه:

* نبود رسوبی ایفلین در این ناحیه وضوح آشکار ندارد.

* سنگ‌های کربنیفر بالایی که در سایر مناطق وجود ندارد، از این ناحیه گزارش شده است.

* تکاپوهای آتشفشانی مافیک و حدواسط ، هر چند ناچیز، از ویژگی‌های پالئوزوییک بلوک طبس است و از این نظر می‌توان بلوک طبس را با کوه‌های البرز مقایسه کرد.

* کانی‌سازی سرب، روی و مس در سنگ‌های پرمین تریاس و ژوراسیک البرز در بلوک طبس، نیز عمومیت دارد که تائیدی بر همسانی میان این دو ناحیه است. (**شکل ۲-۱۳**)

* فرونشینی شدید از ویژگی‌های بلوک طبس است. در گذشته چنین گمان می‌رفت که این فرونشینی محدود به کوه‌های شتری و شیرگشت باشد، اما در حال حاضر مشخص شده است که بخش بیشتر بلوک در پالئوزوییک ، به ویژه مزوزوییک تا کرتاسه، نشست در خور توجه داشته به گونه‌ای که در این بلوک حجم بزرگی از سنگ‌های فانروزوییک وجود دارند که ردیف‌های پالئوزوییک آن ۲ تا ۳ هزار متر و سنگ‌های مزوزوییک آن گاهی تا ۱۰۰۰۰ متر ستبرا دارند.

* از نگاه ساختاری بلوک طبس ویژگی‌های یکسان ندارد و دست‌کم قابل تقسیم به چهار بخش جداگانهٔ (شکل ۲-۱۴) زیر است:

الف- « فرازمین شتری »، با درازای بیش از ۱۰۰ کیلومتر، در بخش شمال خاوری بلوک طبس، خاور شهرستان طبس و در پایانهٔ شمالی گسل نایبند قرار دارد. کهن‌ترین واحد سنگی رخنمون شدهٔ این فرازمین سنگ نهشته‌های دونین (سازند شیستو) است که به همراه سایر ردیف‌های پالئوزوییک – تریاس میانی و همانند سایر نواحی ایران، در شرایط سکویی انباشته شده‌اند. از ردیف‌های ژوراسیک، گسترش نهشته‌های آواری زغالدار (گروه شمشک)، به لحاظ فراخاست در زمان تریاس پسین، محدود به پهلوهای خاوری –باختری است ولی ردیف‌های ژوراسیک میانی –

بالایی جوان‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای دریایی هستند که پاره‌ای از چکادهای فرازمین شتری را می‌سازند. ساختارهای چین‌خوردهٔ باختر کوه‌های شتری وابستگی بیشتری به کفهٔ فروافتادهٔ طبس دارند تا فرازمین شتری.از نگاه ساختاری، بیشتر چین‌های این فرازمین از نوع نابرجا و به شکل نامتقارن و همراه با گسلش هستند و اثر سطح محوری آن‌ها به موازات رشته کوه شتری است (فریدی و همکاران ۱۳۷۹). گرایش چین‌ها بیشتر به سوی WSW است ولی در پهلوی خاوری بلندی‌ها، چین‌هایی با گرایش به سوی خاور دیده می‌شود.

بنا به گزارش قاسمی و همکاران (۱۳۸۱)، در فرازمین شتری، الگوی گسلش شامل گسل‌های طولی پرشیب در بخش‌های میانی و خاوری و گسل‌های راندگی در بخش‌های باختری است. به باور بربریان (۱۹۸۲)، در فرازمین شتری، پوشش سکویی پالئوزوییک – تریاس، تا پیش از تریاس تحت تنش‌های زمین‌ساختی کششی و گسلش عادی بوده است ولی از تریاس پسین به بعد، سازو کار تنش‌ها از کششی به فشارشی تبدیل گردیده که این امر سبب فراخاست، چین‌خوردگی و گسلش معکوس در پوشش رسوبی رویی شده است به گونه‌ای که طی مراحلهٔ کوهزایی پلیو-پلیستوسن حدود ۲۵٪ از پهنای شتری کاسته شده است (شکل ۲-۱۵) .

گفتنی است که دگر شکلی و تغییرات ساختاری یاد شده حاصل سه مرحله از فعالیت زمین‌ساختی همزمان با کوهزایی آلپی است که در زمان ترشیری به وقوع پیوسته است (اشتوکلین و همکاران ۱۹۶۵).

ب- « کفهٔ فروافتادهٔ طبس »، که با نهشته‌های کویری پوشیده شده است، رخنمون‌های نزدیک به افقی ژوراسیک پسین در جنوب آن و نیز حفاری‌های اکتشافی نشان می‌دهد که این کفه در حدود ۶۰۰ متر پایین‌افتادگی دارد. اگرچه ردیف‌های پالئوزوییک رخنمون یافته در شمال این فروافتادگی (ساختار کالشانه) چین‌خوردگی شدید دارد ولی در بخش جنوبی آن ردیف‌های ژوراسیک بالایی به تقریب افقی هستند و به نظر می‌رسد که رخدادهای پس از سیمرین پیشین بر این افتادگی چندان

تاثیر نداشته‌اند. به احتمال نزدیک به یقین، این کفه یکی فروافتادگی زمین‌ساختی است که از خاور با گسل طبس، از جنوب با گسل (راندگی) چشمه و از باختر با خطوارهٔ پروده در بر گرفته شده است (شکل ۲-۱۴) و شاید راندگی بلندی‌های محاط از عوامل فرونشست باشند.(**شکل ۲-۱۵**)

ج- « بلوک نایبند »، که مرز شمالی آن به کفهٔ طبس، مرز خاوری آن به نیمهٔ جنوبی گسل نایبند و مرز باختری آن به یک خطوارهٔ شمالی –جنوبی است که نشانهٔ روشنی ندارد ولی:

* مرز ناگهانی میان ساختارهای خاوری –باختری و شمالی –جنوبی دو سوی خطواره،

* مرز ناگهانی میان بلندی‌های شمالی –جنوبی بلوک کلمرد و کفهٔ طبس،

* وجود گسل لکرکوه در ادامهٔ جنوبی این خطواره.شواهدی هستند که وجود یک ساختار خطی از نوع گسلی را در باختر بلوک نایبند گواهی می‌دهندکه به آن خطوارهٔ پروده نام داده شده است. کهن‌ترین سنگ‌های بلوک نایبند، ردیف‌های قابل قیاس با نهشته‌های نادگرگونی پرکامبرین ایران مرکزی (سازند کلمرد) است که در کوه نایبند، در یک راستای خاوری –باختری رخنمون دارد و با نهشته‌های سکویی پرمین (سازند جمال) و تریاس پائین –میانی (سازندهای سرخ شیل و شتری)، پوشیده شده است. بدین سان این بلوک می‌تواند به یک فرازمین کاتانگایی با شرایط سکویی اشاره داشته باشد.

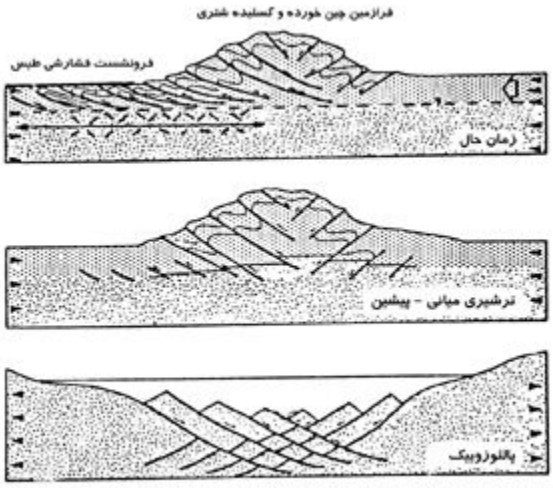
ردیف‌های تریاس پسین –کرتاسه این بلوک یک واحد زمین‌ساختی –چینه‌شناختی در میان دو رویداد سیمرین پیشین و لارامیداند که حدود ۶۰۰۰ متر ستبرا دارند و نشانگر فرونشست شدید آن در زمان مزوزوییک هستند. سنگ‌های ترشیری این بلوک منحصر به رخنمون‌های بسیار پراکنده در بخش جنوبی است و به نظر می‌رسد که بلوک نایبند از زمان رخداد لارامید به بعد فرازمین است. از نگاه ساختاری باید گفت که در بلوک نایبند ساختارهای چین‌خورده و گسل‌های راندگی در راستای خاوری –باختری، همروند هستند و :

* راندگی‌ها از شمال به جنوب سن جوان‌تری دارند به گونه‌ای که در این بلوک راندگی‌ها (راندگی چشمه، راندگی انارکی، تخت‌نادر، راندگی قدیر) به نسل‌های گوناگون‌اند که بر روی سیستم امتدادلغز راستگرد گسل نایبند سواراند.

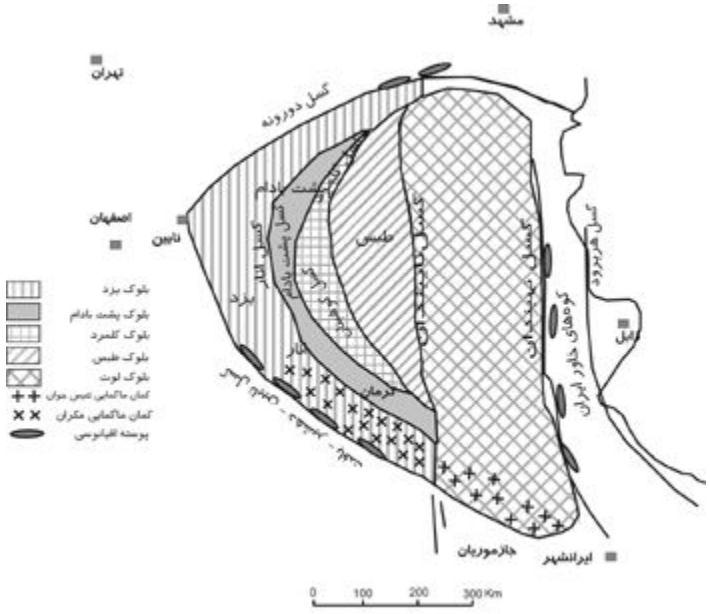
* چین‌های خاوری – باختری این بلوک حاصل عملکرد گسلش‌های راندگی و حرکت بلوک نایبند به سوی شمال است.* در نتیجهٔ عملکرد و هم‌زمانی راندگی‌ها و چین‌ها، سیمای ساختاری از نوع پلکانی است، به گونه‌ای که بلوک‌های شمالی همواره بلندی کمتری از بلوک جنوبی دارند.

* از شمال به جنوب ضمن کاهش شدت، چین‌ها به سمت شمال باختر – جنوب خاوری تغییر روند می‌دهند به سانی که در جنوبی‌ترین بخش بلوگ، روند چین‌ها بیشتر شمالی – جنوبی است.

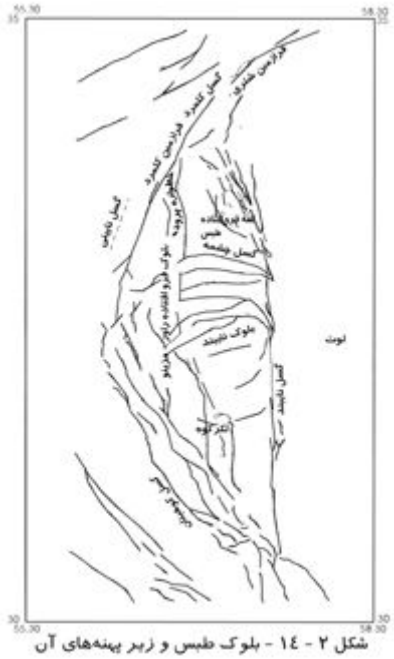
د- « بلوک راور – مزینو » بخش بادامی شکل از بلوک طبس است که میان خطوارهٔ پروده و گسل کوهبنان – کلمرد جای دارد. اگرچه روند کلی این بلوک شمالی – جنوبی است ولی بخش میانی آن، همانند سایر ساختارهای خرد قارهٔ ایران مرکزی، به سوی باختر خمیدگی دارد. بسیاری از ویژگی‌های این بلوک نظیر نداشتن رخنمون پرکامبرین دگرگون، سکویی بودن همراه با نبودهای رسوبی پی‌درپی و طولانی پالئوزوییک – تریاس میانی، ستبرای در خور توجه سنگ‌های تریاس پسین – کرتاسهٔ پایانی، نداشتن سنگ‌های ترشیری این بلوک همسان بلوک نایبند است، تنها ناهمسانی اساسی میان این دو بلوک ، الگوی ساختاری شمالی – جنوبی بلوک راور – مزینو است که با روندهای خاوری – باختری بلوک نایبند تفاوت زیاد دارد.



شکل ۲ - ۱۵ - تغییر روند زمین‌ساخت کششی به فشارشی در فرازمین شتری و واژگونی حرکت گسل‌های عادی قدیمی (بربریان ۱۹۸۲)



شکل ۲ - ۱۳ - محدوده خرد قاره ایران مرکزی و زبر پهنه‌های آن



شکل ۲ - ۱٤ - بلوک طبس و زیر پهنه‌های آن

- « بلوک کلمرد»

بخشی کوچک از خرد قارهٔ ایران مرکزی است که رونـد شـمال خـاوری دارد و میـان گسـل کلمـرد در خاور و گسل پوشیدهٔ نائینی در باختر قرار دارد (شکل ۲-۱۳). سرگذشت ایـن فـرازمین بـه دو خـروج طولانی وابسته به دو رخداد کوهزایی کاتانگایی و سیمرین میانی اشاره دارد.

به سخن دیگر، در دو مقطع زمـانی طـولانی ایـن بلـوک ویژگـی فـرازمین داشـته اسـت.کهـن‌تـرین سنگ‌های این فرازمین انباشته‌های شیلی –سنگ ماسه‌ای ستبر سـازند کلمـرد بـه سـن پرکـامبرین هستند که در اثر رخداد کاتانگـایی بـه خـوبی چـین‌خـورده و بـا دگرشـیبی زاویـه‌ای بـا نهشـته‌هـای اردویسین (سازند شیرگشت) پوشیده شده‌اند که گواهی بر نخستین ایسـت رسـوبی طـولانی اسـت. در این بلوک ردیف‌های اردویسین تا تریاس میانـی، ضمن داشتن ایست‌های رسوبـــی پـی‌درپـی و چنـــد باره، یک واحـد زمین‌ساختی-چینه نگاشتی محدود میان رخـداد کاتانگـایی –سـیمرین پیشـین‌انـد که در محیط‌های سکویی کم‌ژرفا انباشته‌اند و سیر تکاملی آن با بلوک طبس تفاوت آشکار دارد.

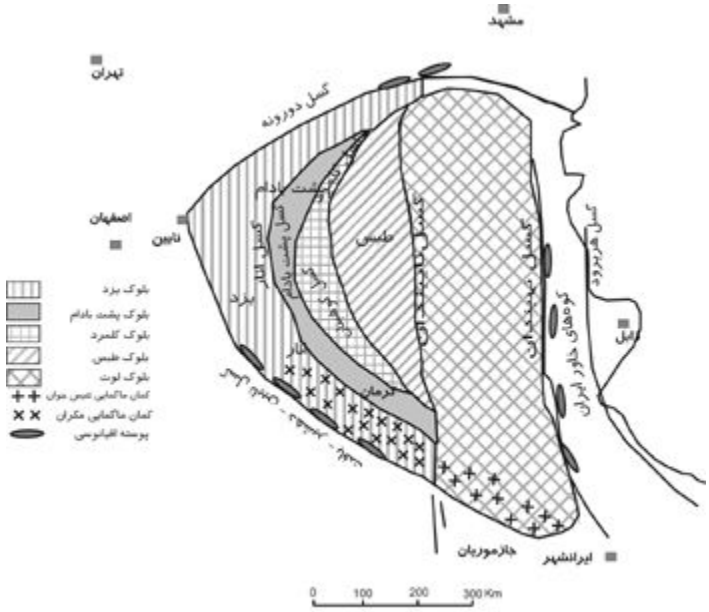
در اینجا، سنگ‌های تریاس بالایی گزارش نشده و به نظر می‌رسد که وقفهٔ رسوبگذاری ناشی از سیمرین پیشین، در مقایسه با بلوک طبس طولانی‌تر باشد. ردیف‌های ژوراسیک این بلوک محدود به رسوب‌های لیاس –دوگر میانی است و نبود نهشته‌های جوان‌تر از دوگر میانی (سازند بادامو) نشان می‌دهد که خروج طولانی دوم این فرازمین از دوگر میانی به بعد بوده که رخداد کوهزایی سیمرین میانی عامل اصلی آن به شمار می‌آید. از نگاه ساختاری، در نیمهٔ شمالی فرازمین کلمرد روند کلی چین‌ها شمال خاوری –جنوب باختری است که به ویژه در نهشته‌های پالئوزوییک نمود آشکار دارند. شیب لایه‌ها در پهلوی خاوری ساختارها زیاد و گاهی برگشته است ولی در پهلوی باختری شیب لایه‌ها ملایم‌تر است. عملکرد گسل‌های طولی برگشته سبب گردیده که ساختارهای بُرشی همروند با بلوک کلمرد در خور توجه باشند که تاقدیس بُرشی کوه راهدار از آن جمله است.

- ۴- « بلوک پشت‌بادام»

میان گسل پوشیدهٔ نایینی –کوهبنان در خاور و گسل پشت‌بادام در باختر قرار دارد (شکل ۲-۱۳). نکتهٔ اساسی این بلوک رخنمون‌های دگرگونی منسوب به پرکامبرین است که بیشتر از نوع سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی –آواری و آذر آواری به همراه مرمرهای آهکی و دولومیتی است. این پی‌سنگ شبیه پی‌سنگ پروتروزوییک عربستان است که مجموعهٔ پان‌آفریکن نام دارد. سنگ‌های ماگمایی این بلوک محدود به پرکامبرین نیستند، ردیف‌های پرکامبرین پسین –کامبرین پیشین آن (سری ریزو، سری دسو)، به ویژه در شمال کرمان، همراهانی از گدازه‌های قلیایی و خاستگاه کافتی دارند و به نظر می‌رسد که پدیدهٔ کافتی شدن از ویژگی‌های این بلوک باشد.

در این بلوک، سنگ‌های پالئوزوییک بالایی-ژوراسیک گسترش محدود دارند و دگرگونه‌اند و به نظر می‌رسد که تکرار فرآیندهای دگرگونی در زمان‌های پرکامبرین پسین، تریاس پسین و ژوراسیک میانی می‌توانند همچنان از ویژگی‌های آن باشد. جوان‌ترین سنگ‌های بلوک پشت‌بادام

کربنات‌های کوه ساز کرتاسه است که نادگرگونه‌اند و تصور دگرگون شدن پی‌سنگ ناحیه را در زمان ترشیری پرسش‌آمیز می‌سازند.



شکل ۲ - ۱۳ - محدوده خرد قاره ایران مرکزی و زیر پهنه‌های آن

۵- « فرونشست بیاضه – بردسیر»میان گسل پشت‌بادام در خاور و گسل انار در باختر قرار دارد. (شکل ۲-۱۳) اگرچه بسیاری از ویژگی‌های این فرونشست، نظیر پی‌سنگ پرکامبرین دگرگونی، ردیف‌های سکویی پالئوزوییک-تریاس میانی و نهشته‌های شیلی – سنگ‌ماسه‌ای تریاس بالایی – ژوراسیک میانی مشابه سایر نواحی خرد قاره است ولی این فرونشست دو ویژگی دارد، یکی تاثیر شدیدتر رخداد سیمرین میانی که با خروج گستره و دگرگونی همراه بوده است. دوم، حوضه‌های فلیشی کرتاسه که معرف حوضه‌های با فرونشست شدیداند و به ویژه ردیف‌های کرتاسهٔ بالایی آن را می‌توان از خاور انار تا شمال بردسیر کرمان دید.

۶- « بلوک یزد »

بخش باختری خردقارهٔ ایران مرکزی است که از شمال به گسل دورونه و از باختر به نوار افیولیتی نائین – بافت محدود است (شکل ۲-۱۳). نکتهٔ ویژهٔ بلوک یزد دو تا است. یکی دگرگونه‌های

انارک، دوم ردیف‌های تریاس نخلک. در ناحیهٔ انارک که گاهی به نام ماسیف انارک –خور از آن یاد می‌شود، مجموعه‌ای از رسوبات پلیتی –پسامیتی به همراه سنگ‌های کربناتی و آتشفشانی متعلق به شیب قاره وجود دارند که به صورت ناحیه‌ای و در رخساره‌های شیست سبز و شیست آبی دگرگون شده‌اند و به صورت ورق‌های بُر خورده با افیولیت‌ها، سنگ‌آهک‌های پلاژیک و رسوب‌های آشفته همراه‌اند. اگرچه داودزاده و لنچ (۱۹۸۱) افیولیت‌های انارک را بخشی از پوستهٔ اقیانوسی تتیس کهن هرات می‌دانند که پس از چرخش خردقاره در مکان فعلی رخنمون یافته ولی به باور الماسیان (۱۹۷۷) ، افیولیت‌های انارک سن پروتروزوییک بالایی دارند و می‌توان آنها را در ارتباط با نواحی پشت کمان اقیانوسی دانست.

ردیف‌های تریاس ناحیهٔ نخلک (گروه نخلک) تفاوت رخساره‌ای در خور توجهی با سایر نقاط خردقاره ایران مرکزی دارند. به باور داودزاده و همکاران (۱۹۶۹) توالی‌های تریاس نخلک رخسارهٔ مشابه با تریاس آق‌دربند (اوراسیا) دارند که در نتیجه چرخش خرد قارهٔ ایران مرکزی، به میزان ۱۳۵ درجه در جهت خلاف عقربهٔ ساعت، به محل کنونی تغییر مکان داده‌اند. باید گفت که مسئله تریاس نخلک و سازندهای سازندهٔ گروه نخلک و حتی سازو کار و مقدار چرخش خردقاره پرسش‌آمیز است و نیاز به بازنگری جامع دارند.

بلـــــوک لـــــوت

عنوان: مقدمه

بلوک لوت، با درازایی حدود ۹۰۰ کیلومتر، خاوری‌ترین بخش خردقارهٔ ایران مرکزی است. مرز خاوری آن با گسل نهبندان و حوضهٔ فلیشی خاور ایران و مرز باختری آن با گسل نایبند و بلوک طبس مشخص می‌شود. در روی نقشهٔ زمین‌ساخت ایران (اشتوکلین و نبوی، ۱۹۷۳)، مرز شمالی این بلوک به فروافتادگی جنوب کاشمر و مرز جنوبی آن به فرونشست جازموریان بسته می‌شود (شکل ۲-۱۶). در ۱۹۶۸، اشتوکلین این بلوک را به دو بخش خاوری و باختری تقسیم کرد که با

رشته کوه‌های شتری از یکدیگر جدا می‌شد. یافته‌های بعدی نشان داد که ویژگی‌های زمین‌شناسی این دو بلوک قابل قیاس نیستند. برای نمونه، روانه‌های آذرین بسیار ستبر (۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر) سنوزوییک بلوک لوت در بلوک طبس وجود ندارد و یا حرکت‌های زمین‌ساختی سیمرین پیشین، به ویژه سیمرین میانی که با دگر شکلی و پایداری نسبی بلوک لوت همراه است، در بلوک طبس، نشانه‌های زمین‌زایی ملایم دارند. به همین دلیل، به ویژه به دلیل یافته‌های نوین، در گسترهٔ بلوک لوت بازنگری و بلوک طبس، فرونشست جازموریان و کوه‌های بزمان ، به عنوان کمان ماگمایی، از این بلوک حذف شده است.

تاریخچه چینه‌ای بلوک لوت

تاریخچه چینه‌ای بلوک لوت بسیار نزدیک با دیگر نواحی خردقارهٔ ایران مرکزی است. ولی، چهار ویژگی بر چینه‌نگاری بلوک لوت حاکم است.

۱- تأثیر درخور توجه کوهزایی سیمرین پیشین (پالئوبلوچ –ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲) بر سنگ‌های کهن‌تر از تریاس میانی.

۲- چین‌خوردگی، آتشفشانی و پلوتونیسم به نسبت شدید ژوراسیک میانی (سیمرین میانی) به ویژه در نواحی ده‌سلم، چهارفرسخ که با سخت‌شدگی و پایداری نسبی بلوک همراه است.

۳- فراوانی سنگ‌های آتشفشانی سیستم ترشیری، به ویژه ائوسن، که با داشتن ضخامتی حدود ۲۰۰۰ متر، بیش از نیمی از بلوک لوت را می‌پوشاند.

۴- نهشته‌های دریاچه‌ای، به تقریب افقی، پلیوسن –پلیستوسن به نام « سازند لوت » که نشانگر عملکرد ضعیف بازپسین رخداد چین‌خوردگی در این بلوک است.

بحثی دربارهٔ پایداری بلوک لوت

اگرچه فرضیهٔ تودهٔ میانی (Mass Median) بـرای ایـران مرکـزی مـردود دانسـته شـده اسـت ولـی گروهی از زمین‌شناسان بر این باورند که در اثر رویداد کوهزایی سـیمرین پیشـین، و بـه ویـژه رخـداد سیمرین پسین، گستره‌های وسیعی از بلوک لوت دگرگون و پایـدار (Stable) شـده‌انـد بـه گونـه‌ای که حرکت‌های زمین‌ساختی پس از کرتاسه، بر این بلوک اثر چندانی نداشته‌اند. ولی:

* اگرچه « سازند لوت » افقی و بـه دور از دگرشـکلی اسـت امـا، همـین سـازند در حاشـیهٔ بـاختری بلوک لوت، به ویژه در همبری با قسمت‌های گسلیده، دارای چین‌های نامتقارن با دامنـه‌هـای پرشـیب و گاهی برگشته است (کنراد و همکاران، ۱۹۷۷).

* سنگ‌های آتشفشانی حاشیهٔ باختری لوت تـا انـدازه‌ای بـه دور از دگرشـکلی انـد. ولـی، گسـلش بـه نسبت شدید و به ویژه تداوم گسل‌ها در انباشته‌های آبرفتی کواترنر، نشانهٔ جنبا بـودن بخـش بـاختری بلوک لوت است.

* پویا بودن بلوک لوت، به ویژه در حاشیهٔ خاوری آن آشـکارتر اسـت. در ایـن ناحیـه، بـه ویـژه در مـرز تماس با پهنهٔ فلیش‌های خاور ایران، گسلش، راندگی، خردشدگی و دگرگونی درخـور توجـه اسـت. در این جا، سنگ‌های پالئوزوییک و به ویژه پرمین، و سنگ‌های مزوزوییک، دگرشکلی فشـرده و پرشـیب دارند و کم و بیش دگرسان شده‌اند.

* در سطح بلوک لوت، حدود ۴۰ مخروط آتشفشان کواترنر وجود دارد.

* در سال‌های گذشته بلوک لوت جایگاه رخداد زمین‌لـرزه‌هـای مخـرب و گسـلش‌هـای مهمـی بـوده است.

* چین‌خوردگی پس از نئوژن، به نسبت پیچیده است. ولی بررسی‌های ساختاری نشـان مـی‌دهـد کـه این بلوک از نئوژن به بعد، همچنان پذیرای تنش‌هایی در راسـتای شـمال خـاوری –جنـوب بـاختری

بوده است.شواهد یاد شده و همچنین وجود چند گسل و خطوارهٔ جدید در بلوک لوت، دلایلی هستند که سختی و پایداری این بلوک را به ویژه در قسمت‌های حاشیه‌ای پرسش‌آمیز می‌کنند.

بحثی دربارهٔ آتشفشانی‌های لوت

همانگونه که گفته شد، بلوک لوت، میان دو گسل بزرگ شمالی –جنوبی نایبند و نهبندان جای گرفته است. نیروهای فشاری وارد بر ناحیه، سبب شده‌اند تا در امتداد این گسل‌ها، جابه‌جایی‌ها از نوع امتداد لغز و بُرشی باشند. در چنین رژیمی، سازوکار تغییر شکل در کمترین شدت ولی بازشدگی شکستگی‌ها در بالاترین میزان است. به همین‌رو، پدیدهٔ آتشفشانی شدید و پیوسته بوده و گدازه‌های جوان‌تر، به طور پی در پی، سنگ‌های پیشین را پوشانده و سنگ‌های آتشفشانی گستردهٔ بلوک را پدید آورده‌اند (نوگل سادات، ۱۹۷۸).

فعالیت ماگمایی لوت شمالی از کرتاسهٔ پسین، یعنی بیش از ۷۷ میلیون سال پیش، آغاز شده و ۵ میلیون سال ادامه داشته است سنگ‌های ماگمایی از نوع گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، ریولیتی همچنین مقدار کمتری نفوذی‌های نیمه عمیق هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها می‌رساند که همه از نوع کلسیمی - قلیایی هستند و همهٔ شکل‌های آتشفشانی کنارهٔ قاره، مرز صفحه‌های همگرا در آنها دیده می‌شوند. تعیین سن پرتوسنجی با روش روبیدیم -استرونسیم می‌رساند که خاستگاه بیشتر سنگ‌ها از گوشته و به دور از هرگونه درآمیزی با پوسته است. تنها در برخی از ایگنیمبریت‌های پُرسیلیس، نشانه‌های از آلایش پوسته‌ای دیده می‌شود (امامی، ۱۳۷۹).گفتنی است که آتشفشانی‌های بخش شمالی لوت، می‌تواند حاصل فرورانش بلوک افغان به زیر بلوک لوت (افتخارنژاد، ۱۹۷۲) و آتشفشانی‌های حاشیهٔ جنوبی لوت بخشی از کمان ماگمایی زون فرورانش مکران هستند.

لرزه زمین‌ساخت بلوک لوت

در کنارهٔ باختری بلوک لوت، ضخامت پوسته حدود ۴۰ کیلومتر است و از آنجا به سوی جنوب باختری از ضخامت آن کاسته می‌شود و ممکن است به حدود ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر برسد.مطالعه لرزه‌خیزی بلوک لوت گواه آن است که پاره‌ای از نواحی این زون، مانند قائن، در اثر زمین‌لرزه ویران شده‌اند. از زمین‌لرزه‌های ویرانگر سدهٔ بیستم این بلوک، می‌توان به زمین‌لرزه‌های بَجستان (۱۹۲۵)، نهبندان (۱۹۲۸)، چاهک (۱۹۴۱)، دشت بیاض (۱۹۶۸) اشاره کرد (بربریان، ۱۹۷۴).با مطالعهٔ نقشهٔ لرزه‌زمین‌ساخت ایران دیده می‌شود که همانند دیگر نواحی ایران مرکزی، در بلوک لوت نیز کانون زمین‌لرزه‌ها روندی خاص ندارند و در سطح بلوک پراکنده‌اند. زون‌های لرزه‌خیز این بلوک، بیشتر در شمال و نیز در امتداد گسل‌های مرز خاوری، مانندگسل نهبندان، و باختری، مانند گسل نایبند، جای دارند، بیشتر زمین‌لرزه‌ها از نوع کم عمق با بزرگی متوسط هستند (بربریان، ۱۹۷۴).

توان اقتصادی بلوک لوت

در بلوک لوت تاکنون کانی‌سازی مس، سرب و روی، آنتیموان، جیوه و طلا از نوع رگه‌ای گزارش شده است که از آن جمله می‌توان به کانسار مس طلادار قلعه‌زری و کانسار آنتیموان، جیوه شوراب –کله‌نگینان اشاره کرد.

« منطقهٔ معدنی بزمان »، واقع در حاشیهٔ جنوبی بلوک لوت، بخشی از کمان ماگمایی حاصل از فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عمان به زیر مکران است که از اواخر کرتاسه پویا بوده است. در این منطقه، کانی‌سازی مس و طلا از نوع اسکارن و طلا، نقره، جیوه، مولیبدن از نوع گرمابی آتشفشانی و گرمابی پلوتون‌زاد دیده می‌شود که کانی‌سازی طلا و نقره در گیابان از آن جمله است (قربانی، ۱۳۸۱).

زِیرفصل: حوضهٔ فلیشی خاور ایران

عنوان: مقدمه

در پایانهٔ خاوری ایران میانی، در حد فاصل دو گسل نهبندان (در باختر) و گسل هریرود (در خاور)، در گستره‌ای به وسعت ۸۰۰ کیلومتر درازا و ۲۰۰ کیلومتر پهنا، انباشته‌هایی ضخیم از نهشته‌های فلیش گونه وجود دارد که پی‌سنگ افیولیتی وابسته به پوسته‌های اقیانوسی دارند. پهنهٔ مورد نظر که مراحل تکوین از پوستهٔ اقیانوسی تا قاره‌ای را پذیرا شده، یکی از اشتقاق‌های نوع « تتیس جوان» است که از آن با نام‌هایی همچون کوه‌های خاور ایران(East Iran Belt) (علوی، ۱۹۹۱)، زون گُسل بُرشی ایرانشهر –بیرجند (سامانی و اشتری، ۱۳۷۱)، زون نهبندان –خاش (نبوی، ۱۳۵۵)، منطقهٔ ایرانشهر –بیرجند (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲)، اوروکلین بلوچستان (کری، ۱۹۷۶)، زون زمیندرز سیستان(Sistan Suture Zone) (تیرول و همکاران، ۱۹۸۳) یاد می‌شود.

اگر چه دو گسل نهبندان و هریرود وضوح روشنی به مرزهای خاوری و باختری این پهنه داده‌اند ولی مرزهای شمالی و جنوبی آن چندان روشن نیست. پایانهٔ شمالی این پهنه در اثر عملکرد گسل‌های امتداد لغز، شاخه -شاخه می‌شود و پس از گرایش به سوی NWW تا جنوب بیرجند و بصیران ادامه می‌یابد. در مرز جنوبی نیز، روندهای N-S به راستای جنوب خاوری متمایل شده و در یک راستای خاوری –باختری، تا پاکستان ادامه می‌یابد. الگوی ساختاری گفته شده سبب شده تا (سامانی و اشتری، ۱۳۷۱) حوضهٔ فلیشی خاور ایران را نوعی حوضهٔ گسل ترادیس (Transform basin Fault) بداند که در شکل‌گیری آن عملکرد گسل‌های نهبندان و هریرود و همچنین چرخش بلوک لوت و هیرمند مؤثر بوده‌اند.

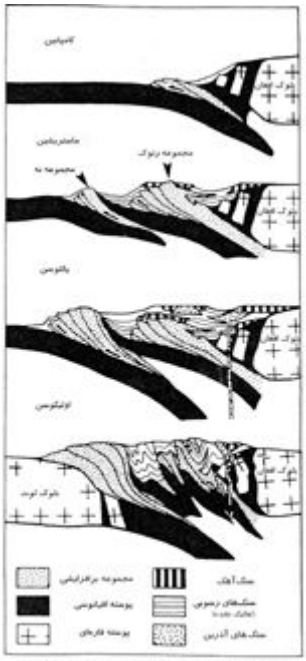
چگونگی و زمان پیدایش

تا دهه‌های گذشته حوضهٔ فلیشی خاور ایران چندان شناخته شده نبود. در سال ۱۹۷۲، افتخارنژاد پیدایش این حوضهٔ فلیشی را نتیجهٔ یک کافت درون قاره‌ای میان دو بلوک لوت، در باختر و بلوک هیلمند در خاور دانست که در کرتاسهٔ پیشین شکل گرفته و محلی شایسته برای جایگیری گوشتهٔ اقیانوسی، انباشت نهشته‌های فلیش گونه بوده است. ولی، با سرانجام گرفتن اشتقاق خاور ایران،

پوستهٔ اقیانوسی به زیر پوستهٔ قاره‌ای بلوک لوت فرورانش کرده و آمیزه‌های افیولیتی –فلیشی خاور ایران به وجود آمده است.

کمپ و گریفیس (۱۹۸۲) و تیرول و همکاران (۱۹۸۳) به حوضهٔ فلیشی خاور ایران «زون زمیندرز سیستان Sistan Suture Zone» نام داده‌اند و بر این باورند که جدایش بلوک افغان، (بلوک هیلمند) از بلوک لوت در زمان سنومانین انجام گرفته که با جایگیری گوشته‌های اقیانوسی و انباشت رسوب‌های فلیشی همراه بوده است. سن افیولیت‌های جنوب نصرت‌آباد به روش پتاسیم – آرگون، ۶۰ تا ۱۰۰ میلیون سال است که با کافت‌زایی سنومانین همخوانی دارد، (دلالوا و دسمونز ۱۹۸۰). بنا به گزارش نامبردگان، رسوب‌های سنومانین این پهنه در رخسارهٔ گلوکوفان شیست دگرگون شده و به طور دگرشیب با سنگ‌های ماستریشتین نادگرگونی پوشیده شده‌اند. دگرگونی و دگرشیبی مورد سخن به آغاز فرورانش بلوک لوت به زیر بلوک افغان (بر خلاف نظر قبلی) نسبت داده شده است که در زمان ماستریشتین صورت گرفته و حاصل آن شکل‌گیری سنگ‌های آتشفشانی کلسیمی - قلیایی پالئوسن –ائوسن در حوضهٔ فلیشی خاور ایران است. در ائوسن میانی، در اثر برخورد نهایی دو بلوک، فرورانش پایان گرفته است (شکل ۲-۱۷). از ائوسن میانی به بعد، تکاپوهای ماگمایی بیشتر از نوع قلیایی است، ولی، همچنان گدازه‌ها و توده‌های نفوذی کلسیمی - قلیایی نیز وجود دارد که به لحاظ خاتمهٔ فرورانش، ماگماهای کلسیمی - قلیایی پس از ائوسن میانی، بیشتر باید نتیجهٔ ذوب گوشتهٔ بالایی باشند.

گفتنی است که گسترش بیشتر منشورهای فزاینده و سنگ‌های دگرگونی در بخش خاوری حوضهٔ فلیشی و همچنین برونزدهای کلسیمی - قلیایی پالئوسن –ائوسن دلایلی هستند که به فرورانش بلوک لوت به زیر بلوک افغان اشاره دارند. با این حال، آتشفشانی‌های بخش شمالی لوت، به مقدار زیاد از نوع کلسیمی - قلیایی و یا از نوع بایمودال اند و از خاور به باختر، سن کمتری دارند. پس، شاید بتوان یک فرورانش دو سویه را برای زمیندرز خاور ایران پیشنهاد نمود.

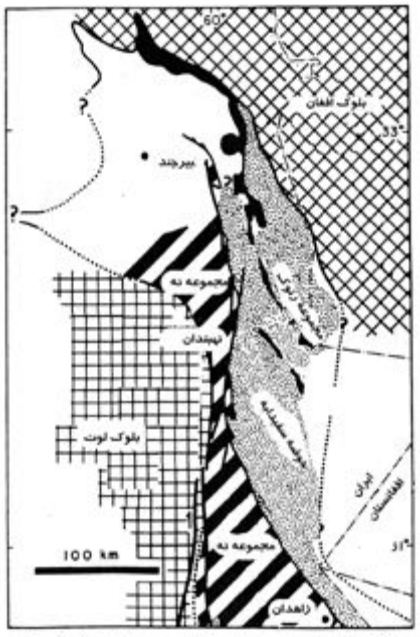


تاریخچهٔ چینه‌ای حوضهٔ فلیشی خاور ایران

در حوضهٔ فلیشی خاور ایران سنگ‌های قدیمی‌تر از کرتاسه رخنمون ندارد. پوسته‌های اقیانوسی، آتشفشانی‌های کرتاسهٔ بالا، نهشته‌های فلیشی پالئوسن –ائوسن و سرانجام سنگ‌های ماگمایی (درونی – بیرونی) این ناحیه، به دلیل قرارگیری در یک زون برخوردی نظم چینه‌ای ندارند و در یک نگاه کلی، تیرول و همکاران (۱۹۸۳) سنگ‌های این پهنه را شامل دو مجموعهٔ افیولیتی (مجموعهٔ « رَتوک» در باختر و مجموعهٔ « نه » در خاور) و یک مجموعهٔ رسوبی (سفیدابه) می‌دانند.(**شکل ۲-۱۸**)

جدا از پوسته‌های اقیانوسی، رخساره‌های سنگی بیشتر از نوع شیل و ماسه‌سنگ‌های دریایی کرتاسهٔ پسین تا اواخر ائوسن است. نبود ردیف‌های رسوبی دریایی جوان‌تر از ائوسن، به حرکت‌های کوهزایی ائوسن – الیگوسن نسبت داده می‌شود که با رخداد زمین‌ساختی پیرنه قابل قیاس است. تکاپوهای آتشفشانی کم است ولی مقداری سنگ آذرین بیرونی از نوع آندزیت با سنگ نهشته‌های فلیشی همراه است که رخساره‌های آتشفشانی –رسوبی را تداعی می‌کنند. افزون بر گدازه‌های آندزیتی، در پیرامون زاهدان و باختر میرجاوه، توده‌های گرانیتی –دیوریتی به درون فلیش‌ها تزریق شده‌اند که

این خود نشانگرگرانیت‌زایی همزمان با کوهزایی پیرنئن است. فعالیت‌های ماگمایی ناحیه از زمان نئوژن تا کواترنر ادامه داشته است. در شمال باختری و باختر زابل گستره‌هایی وسیع از روانه‌ها و سنگ‌های آذر –آواری الیگوسن –میوسن وجود دارند. گدازه‌های کواترنر کهن سرتخت‌های بازالتی هستند که در امتداد گسل‌های عمده به سطح زمین رسیده‌اند. آتشفشان تفتان جوان‌ترین تکاپوی ماگمایی است که در شرایط کنونی در مرحلهٔ گوگردزایی است (شکل ۶-۱۴). نیاز به یادآوری است که توده‌های قلیایی و نیمه قلیایی این ناحیه مانند کوه لار، سیاستراگی، جنجا و عسگی میزبان کانسارهایی از نوع پورفیری مس، سرب، روی و طلا هستند (سامانی و اشتری، ۱۳۷۱). گاهی نیز کانی‌سازی به صورت دگرسانی اسید –سولفات و اپی‌ترمال است.



شکل ۲ - ۱۸ - زمین‌درز سیستان و جایگاه دو مجموعه افیولیتی (بلوک - نه) و مجموعه رسوبی (سفیدابه) میان دو بلوک لوت و افغان. (تیرول و همکاران ۱۹۸۳)

زمین‌ساخت حوضهٔ فلیشی خاور ایران

الگوی ساختاری حوضهٔ فلیشی خاور ایران، به لحاظ جایگیری میان دو ورق قاره‌ای لوت و هیلمند، و به ویژه چیرگی زمین‌ساخت برخوردی، بسیار پیچیده و نشانگر یک کوهزاد درون قاره‌ای است. با این حال، به نظر می‌رسد که در این ناحیه، راندگی‌ها نقش اساسی دارند، به گونه‌ای که چین‌خوردگی سنگ‌ها پیامد عملکرد راندگی‌هاست. در بخش میانی حوضه، گسل‌های امتداد لغز

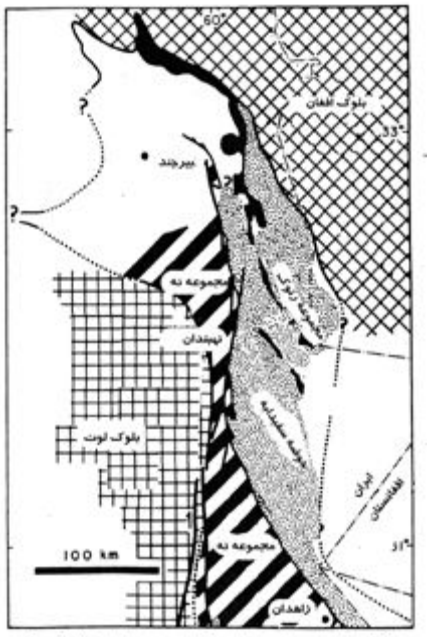
راستگرد روند تقریبی شمالی –جنوبی و به سمت خاور شیب زیادی دارند. ولی در پایانه‌های شمالی وجنوبی به دلیل چرخش‌های راستگرد بلوک لوت و بلوک هیلمند، ضمن تغییر در روند ساختارها، سرشت گسل‌ها به طور عمده از نوع راندگی‌های همپوشان(Imbricate Thrusts) است. گفتنی است که اگرچه در بخش عمده‌ای از ایران، حرکت رو به شمال و شمال خاوری ورق عربستان - آفریقا دخالت دارد، ولی در حوضهٔ فلیشی خاور ایران، حرکت رو به شمال و شمال باختری ورق هندوستان و پیامدهای ناشی از آن، مؤثر است به گفتهٔ دیگر، عمدهٔ ساختارهای این ناحیه را باید در شکل‌گیری اقیانوس هند جستجو کرد.

تاریخچهٔ چینه‌ای حوضهٔ فلیشی خاور ایران

در حوضهٔ فلیشی خاور ایران سنگ‌های قدیمی‌تر از کرتاسه رخنمون ندارد. پوسته‌های اقیانوسی، آتشفشانی‌های کرتاسهٔ بالا، نهشته‌های فلیشی پالئوسن –ائوسن و سرانجام سنگ‌های ماگمایی (درونی – بیرونی) این ناحیه، به دلیل قرارگیری در یک زون برخوردی نظم چینه‌ای ندارند و در یک نگاه کلی، تیرول و همکاران (۱۹۸۳) سنگ‌های این پهنه را شامل دو مجموعهٔ افیولیتی (مجموعهٔ «رَتوک» در باختر و مجموعهٔ «نه» در خاور) و یک مجموعهٔ رسوبی (سفیدابه) می‌دانند.(**شکل ۲-۱۸**)

جدا از پوسته‌های اقیانوسی، رخساره‌های سنگی بیشتر از نوع شیل و ماسه‌سنگ‌های دریایی کرتاسهٔ پسین تا اواخر ائوسن است. نبود ردیف‌های رسوبی دریایی جوان‌تر از ائوسن، به حرکت‌های کوهزایی ائوسن – الیگوسن نسبت داده می‌شود که با رخداد زمین‌ساختی پیرنه قابل قیاس است. تکاپوهای آتشفشانی کم است ولی مقداری سنگ آذرین بیرونی از نوع آندزیت با سنگ نهشته‌های فلیشی همراه است که رخساره‌های آتشفشانی –رسوبی را تداعی می‌کنند. افزون بر گدازه‌های آندزیتی، در پیرامون زاهدان و باختر میرجاوه، توده‌های گرانیتی –دیوریتی به درون فلیش‌ها تزریق شده‌اند که این خود نشانگرگرانیت‌زایی همزمان با کوهزایی پیرنئن است. فعالیت‌های ماگمایی ناحیه از زمان

نئوژن تا کواترنر ادامه داشته است. در شمال باختری و باختر زابل گستره‌هایی وسیع از روانه‌ها و سنگ‌های آذر –آواری الیگوسن –میوسن وجود دارند. گدازه‌های کواترنر کهن سرتخت‌های بازالتی هستند که در امتداد گسل‌های عمده به سطح زمین رسیده‌اند. آتشفشان تفتان جوان‌ترین تکاپوی ماگمایی است که در شرایط کنونی در مرحلهٔ گوگردزایی است (شکل ۶-۱۴). نیاز به یادآوری است که توده‌های قلیایی و نیمه قلیایی این ناحیه مانند کوه لار، سیاستراگی، جنجا و عسگی میزبان کانسارهایی از نوع پورفیری مس، سرب، روی و طلا هستند (سامانی و اشتری، ۱۳۷۱). گاهی نیز کانی‌سازی به صورت دگرسانی اسید –سولفات و اپی‌ترمال است.



شکل ۲ - ۱۸ - زمین‌درز سیستان و جایگاه دو مجموعه افیولیتی (رتوک - نه) و مجموعه رسوبی (سفیدابه) میان دو بلوک لوت و افغان. (بیرول و همکاران ۱۹۸۳)

الگوی ساختاری حوضهٔ فلیشی خاور ایران، به لحاظ جایگیری میان دو ورق قاره‌ای لوت و هیلمند، و به ویژه چیرگی زمین‌ساخت برخوردی، بسیار پیچیده و نشانگر یک کوهزاد درون قاره‌ای است. با این حال، به نظر می‌رسد که در این ناحیه، راندگی‌ها نقش اساسی دارند، به گونه‌ای که چین‌خوردگی سنگ‌ها پیامد عملکرد راندگی‌هاست. در بخش میانی حوضه، گسل‌های امتداد لغز راستگرد روند تقریبی شمالی –جنوبی و به سمت خاور شیب زیادی دارند. ولی در پایانه‌های شمالی وجنوبی به دلیل چرخش‌های راستگرد بلوک لوت و بلوک هیلمند، ضمن تغییر در روند

ساختارها، سرشت گسل‌ها به طـور عمـده از نـوع رانـدگی‌هـای همپوشـان(Imbricate Thrusts) است. گفتنی است که اگرچه در بخش عمده‌ای از ایـران، حرکـت رو بـه شـمال و شـمال خـاوری ورق عربستان - آفریقا دخالت دارد، ولـی در حوضـهٔ فلیشـی خـاور ایـران، حرکـت رو بـه شـمال و شـمال باختری ورق هندوستان و پیامدهای ناشی از آن، مؤثر است به گفتـهٔ دیگـر، عمـدهٔ سـاختارهای ایـن ناحیه را باید در شکل‌گیری اقیانوس هند جستجو کرد.

لرزه‌زمین‌ساخت حوضهٔ فلیشی خاور ایران

از نگاه لرزه‌خیزی، بخش میانی حوضهٔ فلیشی خاور ایران ، اطراف زاهـدان، در سـدهٔ گذشـته بـه طـور کامل آرام بوده، اما بخش‌های شمالی و جنوبی آن لرزه‌زا است. در ناحیهٔ نهبنـدان زمـین‌لـرزه‌هـا از نـوع کم ژرفا (۳۵ – ۰ کیلومتر) و بزرگی متوسط ۶ – ۳/۵ هستند. زمین‌لرزه‌های بخش جنـوبی، بـه ویـژه اطراف تفتان، از نوع نیمه عمیق تا نزدیک به عمیق و بزرگی ۷ – ۳/۵ هسـتند. پـاره‌ای از کـانون‌هـای زمین‌لرزه منطبق بر زون‌های تلاقی بلوک لوت در باختر است (بربریان، ۱۹۷۶).

توان اقتصادی کوه‌های خاور ایران

در حوضهٔ فلیشی خاور ایران پی‌سنگ پوستهٔ اقیانوسی است که با رسوبات جوان‌تر پوشـیده شـده و بـه طور معمول، ماگمازایی جوان‌تر هم بـرآن اثـر کـرده اسـت. قربـانی (۱۳۸۱) در ایـن حوضـه منـاطق معدنی زیر را معرفی کرده است .

در « منطقهٔ معدنی تفتان »، از متاسوماتیسم و دگرگونی پی‌سنگ اولترامافیک و مافیک کـانی‌سـازی از نوع چند سولفیدی از عناصر سرب و روی، مس، مولیبدن، نقره، طلا و آرسـنیک دیـده مـی‌شـود. در ناحیهٔ خارستان می‌توان محدوده‌های کانی‌سازی شدهٔ سرب و روی نقـره‌دار کـوه زردان، سـرب و روی مس و طلادار دیو چاه و کانی‌سازی سرب و روی و آنتیموان تیلویی را نام برد.

در « منطقهٔ معدنی نهبندان –ایرانشهر »، کانی‌سازی کروم، مس، آهن، منگنز و طلا دیده می‌شود. کانی‌سازی منیزیت این منطقه متعدد و پر ارزش‌اند.

در « منطقهٔ معدنی میرجاوه –بیرجند »، پیکره‌های افیولیتی همراهانی از کروم، منگنز و آزبست با خاستگاه ماگمایی دارند. افزون بر آن در مجموعهٔ اولترامافیک، سنگ‌های ماگمایی و فلیش‌های ناحیهٔ کانی‌سازی طلا و نقره، مس و روی، سرب و طلا، طلا و مس با خاستگاه اسکارنی –گرمابی وجود دارند.

در « منطقهٔ زاهدان –سراوان »، محلول‌های گرمابی وابسته به توده‌های گرانیتوییدی موجب دگرسانی، متاسوماتیسم و دگرگونی همبری شده‌اند که با کانی‌سازی مس، سرب و روی، طلا، نقره و مولیبدن همراه‌اند.

توان هیدروکربنی ایران میانی

در شرایط کنونی، میدان‌های هیدروکربنی شناخته شدهٔ ایران مرکزی محدود به دو تاقدیس البرز و سراجه، واقع در خاور شهرستان قم است. در این ساختارها، سازند آهکی قم، به سن الیگوسن – میوسن، با سنگ‌شناسی و جایگاه چینه‌نگاری همسان با سازند آهکی آسماری، سنگ مخزن و نهشته‌های تبخیری بخش پایینی سازند سُرخ بالایی، پوش سنگ میدان را تشکیل می‌دهند. بنا بر گزارش افشارحرب (۱۳۸۰)، تاکنون ۹ حلقه چاه اکتشافی در این دو تاقدیس حفر شده و ذخیرهٔ خارج شده از میدان نفتی البرز، حدود ۲۰ میلیون بشکه است. ذخیرهٔ گازی میدان گازی سراجه که در خاور قم و در جنوب خاوری تاقدیس البرز قرار دارد، حدود ۰/۳ تریلیون فوت مکعب است.توان هیدروکربنی ایران میانی نمی‌تواند محدود به ناحیهٔ قم باشد. سازند قم سایر نواحی ایران میانی، انباشته‌های شیلی –ماسه‌سنگی گروه شمشک و همچنین ردیف‌های ژوراسیک بلوک طبس، از نظر توان هیدروکربنی شایستهٔ بررسی هستند

عنوان: توضیح

ایران شمالی شامل نواحی واقع در شمال زمیندرز تتیس کهن است. سازوکار ساختاری این نواحی یکسان نیست و قابل تقسیم به پهنۀ فشارشی « کپه‌داغ » در خاور و پهنۀ کششی « خزر جنوبی » در باختر است.

کپـــه‌داغ

عنوان: مقدمه

پهنۀ رسوبی – ساختاری کپه‌داغ شامل کوه‌های هزار مسجد در شمال خاور ایران است که در یک راستای WNW تا ESE، از خاور دریای خزر آغاز و پس از عبور از ترکمنستان و ایران، وارد خاک افغانستان می‌شود. در نتیجه، کپه‌داغ به عنوان یک میدان گازی بزرگ بین سه کشور ایران، ترکمنستان و افغانستان مشترک است. میدان‌های گازی بسیار عظیم خانگیران در ایران، دولت‌آباد – دونمز، شاتلیک، گازلی، بایران علی و مهری در ترکمنستان و گوگر در افغانستان، در این حوضه کشف شده‌اند (افشارحرب، ۱۳۸۰).

از نگاه جغرافیایی و کوه‌نگاری، کپه‌داغ بخشی از ادامۀ خاوری کوه‌های البرز است، ولی ویژگی‌های زمین‌شناختی و ساختاری آن نسبت به نواحی مجاور متفاوت است (نبوی، ۱۳۵۵).مرز شمالی این پهنه با فلات توران، منطبق بر گسل عشق‌آباد است که روند N 310 درجه دارد. در بارۀ مرز جنوبی کپه‌داغ، دیدگاه‌ها متفاوت است، ولی این مرز با رخنمون‌های ناپیوستۀ منشورهای برافزایندۀ تتیس کهن مشخص می‌شود که در شمال خاوری فریمان (سفیدسنگ) و جنوب باختری مشهد برونزد دارند (شکل ۷-۱).

از نگاه ریخت‌شناسی، کپه‌داغ منطقه‌ای کوهستانی است که فازهای آلپ پایانی در شکل‌گیری سیمای امروزی آن نقش اساسی داشته‌اند. ریخت‌شناسی منطقه، جوان است و توپوگرافی ناحیه، رابطه‌ای مستقیم با ساختارهای زمین‌شناسی دارد. به طور معمول، تاقدیس‌ها ارتفاعات، و ناودیس‌ها دشت‌های میان‌کوهی را می‌سازند و سازندهای کربناتی مزدوران (ژوراسیک بالایی) و تیرگان (کرتاسهٔ پایینی) واحدهای سیما ساز منطقه هستند. دشت‌های سرخس، گرگان، مشهد –قوچان و شیروان –بجنورد از نواحی فروافتادهٔ کپه‌داغ‌اند.

جدا از میدان‌های عظیم گازی، جای گیری پهنهٔ کپه‌داغ در فصل مشترک دو ابرقارهٔ اوراسیا و گندوانا سبب شده تا این پهنه مورد توجه خاص زمین‌شناسان باشد. گریسباخ (۱۸۸۱)، شرکت نفت امیرانین (۱۹۳۸)، کلاپ (۱۹۴۰)، گانسر (۱۹۵۱)،گُلدشمیت (۱۹۵۲)، پَرَن (۱۳۳۵)، انصاری (۱۳۴۰) و از ۱۳۴۱ به بعد افشار حرب، پژوهشگرانی هستند که به زمین‌شناسی کپه‌داغ پرداخته‌اند که از آن میان افشار حرب بیشترین سهم را دارد.

شرایط رسوبگذاری و رخدادهای زمین‌ساختی حاکم بر پهنهٔ کپه‌داغ شباهت به پهنهٔ زاگرس دارد که از آن جمله می‌توان به زمان چین‌خوردگی نهایی، روند عمومی چین‌ها، نبود تکاپوهای ماگمایی، یکسان بودن رژیم‌های فشارشی و ۰۰۰ اشاره کرد.

بحثی در بارهٔ موقعیت ساختاری کپه‌داغ

اگرچه در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی، کپه‌داغ را لبهٔ جنوبی ورق توران و بخشی از ابرقارهٔ اوراسیا دانسته‌اند، ولی در حال حاضر در بارهٔ جایگاه این پهنه دو دیدگاه متفاوت زیر وجود دارد.

الف) نظریهٔ اوراسیایی: بر پایهٔ این نظریه که طرفداران فراوان دارد، در ناحیهٔ آق‌دربند نهشته‌های لیاس با دگرشیبی آشکار بر روی ردیفی از نهشته‌های آذرآواری با ساخت پیچیده و به سن تریاس میانی –بالایی جای دارند. ردیف‌های تریاس میانی –بالایی، خود بر روی ضخامت زیادی از

آواری‌های سُرخ‌رنگ نشسته‌اند که ظاهری شبیه به مولاس‌های پرمین بالایی –تریاس زیرین فلات توران دارند و به طور دگرشیب، پی‌سنگ هرسی‌نین را می‌پوشانند و با رخساره‌های کربناتی – سکوی دیگر نواحی ایران تفاوت دارند. بدین‌سان، این گروه از زمین‌شناسان، کپه‌داغ را بخشی از ابرقارهٔ اوراسیا و سنگ‌های اولترامافیک ناحیهٔ مشهد را بقایای اقیانوسی می‌دانند که دو صفحهٔ توران (اوراسیا) و ایران (گندوانا) را از یکدیگر جدا و به سوی خاور، در امتداد گسل هرات، تا هندوکش ادامه داشته است.

ب) نظریهٔ گندوانایی: بر خلاف طرفداران نظریهٔ اوراسیایی، افتخارنژاد (۱۳۷۰) سنگ‌های پرکامبرین پسین –پالئوزوییک ناحیهٔ رباط قره‌بیل را همسان سنگ نهشته‌های همزمان در ایران مرکزی و البرز خاوری می‌داند و بر این باور است که سکوی اپی کاتانگایی پالئوزوییک صفحهٔ ایران در سرتاسر و یا بخشی از کوه‌های کپه‌داغ وجود دارد. در ضمن رخسارهٔ سنگ‌های دونین و کربنیفر پنجرهٔ فرسایشی آق‌دربند را همسان سازندهای جیرود و مبارک البرز مرکزی می‌داند و بدین‌سان نتیجه می‌گیرد که پی‌سنگ پهنهٔ کپه‌داغ متعلق به هرسی‌نین توران (اوراسیا) نیست، بلکه دنباله‌ای از پی‌سنگ آفریقا –عربستان است و لذا مرز میان سکوی ایران و پهنهٔ هرسی‌نین توران را در شمال کوه‌های کپه‌داغ و در خارج از ایران می‌داند.جدا از دو نظریهٔ اوراسیایی و گندوانایی، وجود توربیدیت‌های دانه ریز، رادیولاریت، چرت، روانه‌های بالشی و سنگ‌های اولترامافیک خاور روستای سفیدسنگ واقع در جنوب خاوری مشهد، به سن پرمین پسین و گاهی پرمین میانی، نشان می‌دهد که در اواخر کربنیفر و اوایل پرمین، در بخش شمال خاوری ایران، یک کافت درون قاره‌ای به وجود آمده و دست کم از آن زمان به بعد، کپه‌داغ به عنوان یک حوضهٔ رسوبی مستقل، شرایط رسوبی و زمین‌ساختی ناهمسانی با ایران مرکزی و البرز خاوری داشته است.

تاریخچه چینه‌ای کپه‌داغ

در کپه‌داغ، پی‌سنگ پیش از ژوراسیک، تنها، در شمال فرونشست تربت جام –فریمان و پنجرهٔ فرسایشی آق‌دربند دیده می‌شود. از این رو، بررسی رویدادهای پیش از ژوراسیک میانی تا اندازه‌ای دشوار است. از سوی دیگر، فرسایش ژرف در مرکز و باختر منطقه، اطلاع از رویدادهای آشکوب ماستریشتین به بعد را نیز دشوار می‌نماید.

در کتاب زمین‌شناسی کپه‌داغ، (افشار حرب، ۱۳۷۳) نواحی گرگان، جاجرم و اسفراین بخشی از قلمروی کپه‌داغ دانسته شده و در توصیف و تجزیه و تحلیل جغرافیایی دیرینهٔ آن به واحدهای سنگ‌چینه‌ای، به سن کامبرین به بعد اشاره می‌شود که رخساره‌ای همسان با ایران مرکزی و البرز دارند.

همسانی سنگ‌شناختی واحدهای سنگ‌چینه‌ای تا بدانجا است که حتی برای واحدهای سنگ‌چینه‌ای پالئوزوییک کپه‌داغ از واژه‌های سازندی ایران مرکزی و البرز استفاده شده است.پذیرش دیدگاه افشار حرب، تأییدی بر نظریهٔ گندوانایی کپه‌داغ است. ولی، یافته‌های زمین‌شناسی گویای آن است که پاره‌ای از رخساره‌های سنگی کپه‌داغ، رخنمون یافته در نواحی بینالود، جنوب بجنورد، جنوب گرگان، ورقه‌های نابرجایی هستند که در پیامد حرکت‌های آلپی و در نتیجه گسلش راندگی به روی حاشیهٔ شمالی البرز رانده شده‌اند.

در پنجرهٔ فرسایشی آق‌دربند، کهن‌ترین سنگ‌های فسیل‌دار شامل ردیفی از شیل، سنگ‌آهک و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی است که عضوهای آهکی آن حاوی کنودونت‌های شاخص دونین بالا است. بر روی سنگ‌های دونین، ردیفی از مرمرهای سفید رنگ نشسته که به باور روتنر (۱۹۸۳) موقعیت نابرجا، و سن پرکامبرین پسین دارند. افتخارنژاد (۱۳۶۶)، مرمرهای گفته شده را به دلیل داشتن سنگواره‌های شاخص، به سن دونین بالا –کربنیفر و قابل قیاس با « سازند مُبارک » می‌داند و عامل دگرگونی را به سیمرین پیشین نسبت می‌دهد.

نبوی (۱۳۵۵)، سنگ‌های تریاس آق‌دربند را نا دگرگونه می‌داند و لذا مرمری شدن کربنات‌ها را به رویداد زمین‌ساختی کالدونین نسبت می‌دهد. در زمان پرمین، در نتیجهٔ یک اشتقاق، کپه‌داغ از ورق ایران جدا و شرایط لازم برای جایگیری پوسته‌های اقیانوسی و ردیف‌های ژرف پلاژیک به سن پرمین، فراهم شده است که رخنمون‌های ناپیوسته و دگرگونی آن را می‌توان در امتداد زمیندرز تتیس کهن، در جنوب باختری و خاوری مشهد دید.سنگ‌های تریاس ناحیهٔ آق‌دربند، به دلیل عملکرد سه دورهٔ فرسایشی کوتاه، شامل سه چرخهٔ رسوبی جداگانه است که به مجموعهٔ آنها « گروه آق‌دربند » نام داده شده است. سنگ رخسارهٔ بخش پایینی و میانی این گروه با دیگر نواحی ایران تفاوت آشکار دارد و به ظاهر یادآور رخساره‌های تریاس ورق توران و نشانگر چیرگی شرایط رسوبی ویژه و حوضهٔ رسوبی مستقل و جدا از دیگر نواحی ایران است.

ردیف‌های تریاس بالای کپه‌داغ، همانند دیگر نواحی ایران، از نوع انباشته‌های شیلی و ماسه سنگ‌های زغالدار است که با دگرشیبی بر روی سنگ‌های کهن‌تر نشسته‌اند. همانندی ردیف‌های تریاس بالای کپه‌داغ با ردیف‌های همزمان در البرز و ایران مرکزی می‌تواند نشانهٔ سرانجام گرفتن کافت جنوب کپه‌داغ و پیوند دوبارهٔ کپه‌داغ و ورق ایران باشد. شیل و ماسه‌سنگ‌های تیره‌رنگ سازند کشف‌رود، به سن لیاس –باژوسین، یادآور نهشته‌های پیش‌خشکی لیاس –ژوراسیک میانی (سازند شمشک) ایران میانی و شمالی است. ولی، کشف‌رود چند تفاوت عمده با سازند شمشک دارد.

مدنی (۱۹۷۷)، سازند کشف‌رود را نوعی فلیش توربیدیت می‌داند که بخشی از آن در حوضه‌های ژرف رسوبی (گاهی بیش از ۱۰۰۰ متر) ته‌نشین شده در حالی که، سازند شمشک معرف حوضه‌های پیش‌خشکی است. بررسی جغرافیای دیرینهٔ زمان باژوسین پسین –کرتاسهٔ پایانی گویای آن است که جدا از پیشروی و پسروی‌های محلی، در این فاصلهٔ زمانی، محیط رسوبی کپه‌داغ از نوع دریای باز بوده و از این نگاه، همسانی کافی با دیگر نواحی ایران دارد. برای نمونه می‌توان به همسانی

نهشته‌های ژوراسیک میانی – بالایی و سنگ‌های کرتاسه اشاره کرد که با تغییرهای ناچیز، با رخسارهٔ سنگی و زیستی مشابه، در بسیاری از نقاط صفحهٔ ایران وجود دارد. در آغاز پالئوسن همهٔ حوضه، خشکی بوده است.

در آغاز پالئوسن پسین دریا به صورت جداگانه از شمال خاور و شمال باختر آغاز به پیشروی کرده ولی خشکی کم شیب و کم ارتفاعی در شمال بجنورد میان دو دریا وجود داشته است (افشار حرب، ۱۳۷۳). از اوایل ائوسن پسین، دریا آغاز به عقب‌نشینی کرده و تنها در نواحی سرخس و درگز تداوم دریا از ائوسن به الیگوسن گزارش شده است. از اواسط الیگوسن پیشین به بعد، دریا به طور کامل پس‌نشسته و فقط در زمان نئوژن حوضه‌های میان کوهی، شکل گرفتند. گفتنی است که ضخامت سنگ‌های لیاس –الیگوسن کپه‌داغ، حدود ۶۰۰۰ متر برآورد می‌شود و با وجود تداوم ظاهری رسوب‌گذاری، مطالعهٔ دیرینهٔ جغرافیای کپه‌داغ، نشان می‌دهد که همزمان با فازهای کوهزایی و زمین‌زایی، شواهدی از پیشروی و پسروی مکرر دریا وجود دارد. افشار حرب به ۲۱ بار ترک دریا اشاره دارد که در روند آن همه و یا بخشی از کپه‌داغ از آب خارج و محیط‌های خشکی و یا مردابی چیره شده‌اند.

ضخامت زیاد سنگ‌های رسوبی دریایی و نبود تکاپوهای آذرین، کپه‌داغ را پس از زاگرس مناسب‌ترین حوضه برای تشکیل و تجمع هیدروکربن ساخته است. کشف میدان‌های عظیم هیدروکربنی در این حوضه، درستی این دیدگاه را نشان می‌دهد.

زمین‌ساخت کپه‌داغ

در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی الگوی چین‌خوردگی کپه‌داغ با پهنهٔ زاگرس مقایسه شده است چرا که، بیشتر چین‌ها نامتقارن، ممتد و کم و بیش با یکدیگر موازی هستند و در یک روند

NW - SE آرایش یافته‌اند. گفتنی است که در پیشانی جنوب باختری، چین‌ها شدت بیشتری دارند ولی به سمت خشکی توران، چین‌ها بازند و سرانجام از بین می‌روند.

با استناد به شواهدی مانند بالا بودن شدت چین‌خوردگی در جبهۀ جنوبی و همچنین نامتقارن و پرشیب بودن پهلوی جنوب باختری چین‌ها، به نظر می‌رسد حرکت ورق ایران به سمت کپه‌داغ، در چین‌خوردن رسوب‌ها نقش اساسی‌تری داشته است. چنین حرکتی سبب تغییر سازوکار گسل‌های پی‌سنگ از نرمال به راندگی، با شیب به سمت شمال، و همچنین زایش گسل‌های امتداد لغز شده که جهت جابه‌جایی زوج‌های گسلی با راستای فشارش بر کمربند چین‌خوردۀ کپه‌داغ منطبق است.

جدا از پیشروی و پسروی وابسته به حرکت‌های خشکی‌زایی، نبود ردیف‌های دریایی جوان‌تر از ائوسن می‌تواند نشانگر عملکرد رخداد پیرنه باشد که بر دیرینه جغرافیایی ناحیه اثر درخور توجه داشته است. ولی، یقین بر این است که الگوی چین‌خوردگی کنونی کپه‌داغ حاصل عملکرد رخداد کوهزایی اواخر پلیوسن است. فشردگی کپه‌داغ، با کوتاه شدگی پوسته همراه است که میزان آن با در نظر گرفتن ۷۰ کیلومتر پهنای کنونی، حدود ۱۵ درصد است.

از نظر زمان تشکیل و سازوکار حرکتی، گسل‌های کپه‌داغ را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد. گروه نخست گسل‌های همزمان با فرونشست حوضه است که به طور عموم روند خاوری –باختری و یا شمال خاوری – جنوب باختری دارند، و در آغاز، سازوکار حرکتی نرمال داشته‌اند ولی پس از برقراری رژیم‌های فشارشی به انواع برگشته با شیب رو به شمال تبدیل شده‌اند. گروه دوم گسل‌ها، محور چین‌ها را قطع می‌کنند و از نوع همگرا هستند که ممکن است امتداد لغز راستگرد ،با روند شمال باختری، و یا امتداد لغز چپگرد ، با روند شمال خاوری، باشند. گسل‌های امتداد لغز راستگرد، در مقایسه با انواع چپگرد، طول و توان لرزه‌خیزی بیشتر دارند.

لرزه‌زمین‌ساخت کپه‌داغ

رخداد زمین‌لرزه‌های متعدد همراه با گسلش سطحی نشانگر آن است که کمربند چین‌خوردهٔ کپه‌داغ از زمان بازپسین فعالیت‌های آلپی تاکنون تحرک داشته و موجب ویرانی شهرهایی مانند قوچان شده است. به عقیدهٔ مکنزی (۱۹۷۲)، زون لرزه‌خیز کپه‌داغ، ادامهٔ جنوب خاوری نوار لرزه‌خیز قفقاز –خزر است. جدا از زمین‌لرزه‌های شناخته شده و گسلش‌های کواترنر، آبرفت‌های پلکانی موجود در امتداد رودخانه‌ها، به ویژه رودخانهٔ کشف‌رود، معرف فعالیت‌های جوان پهنهٔ کپه‌داغ‌اند. مطالعهٔ کانون زمین‌لرزه‌های کپه‌داغ نشان می‌دهد که:

* زمین‌لرزه‌ها بیشتر در مرز جنوبی و مرز شمالی کپه‌داغ متمرکزند.

* بخش‌های جنوب خاوری و خاور کپه‌داغ چندان لرزه‌زا نیست.

* زمین‌لرزه‌های کپه‌داغ بیشتر از نوع کم ژرفاست.

* کانون‌یابی زمین‌لرزه‌های سال‌های ۱۸۷۱، ۱۸۹۳ و ۱۹۲۹ نشانگر آن است که این زمین‌لرزه‌ها با گسل‌های عمدهٔ راستالغز نواحی مرکزی و خاوری کپه‌داغ همسویی دارند.

* زمین‌لرزه‌های سال‌های ۱۹۵۹، ۱۹۷۰ و ۱۹۷۲ نشان دهندهٔ یک زون لرزه‌خیز با راستای NE–SW هستند.

* رها شدن انرژی در گسل‌های همگرا متفاوت است، آن‌گاه که یک گروه به آستانهٔ جنبش می‌رسند،گروه دیگر در حال انباشت نیرو هستند. بنا به نوشتهٔ چالنکو (۱۹۷۲) تا پیش از سال ۱۹۴۵، زمین‌لرزه‌ها همروند با گسل‌های NNW بوده‌اند حال آن که پس از آن، زمین‌لرزه‌ها، در راستای گسل‌های NNE هستند.

توان اقتصادی کپه‌داغ

در بخش ایرانی کپه‌داغ، ردیف‌های هم‌ارز با سازندهای مُبارک و شمشک دارای توان هیدروکربنی هستند (افشارحرب، ۱۳۸۰). ولی، ژرف‌ترین افق حفاری و لایهٔ آزمایش شده، سازند مزدوران است. در بخش‌های بالایی سازند کشف‌رود نیز دو حلقه چاه حفر شده که نشانه‌هایی از گاز دارند.

دو میدان گازی خانگیران و گنبدلی در ناحیهٔ سرخس و گاز غیر اقتصادی تاقدیس قزل‌تپه، در ناحیهٔ گرگان، از جمله میدان‌های گازی کپه‌داغ‌اند.میدان گازی بسیار عظیم خانگیران، در تاقدیس خانگیران است که ۳۵ کیلومتر پهنا دارد. سنگ مخزن اصلی خانگیران سازند مزدوران است و ماسه‌سنگ‌های سازند شوریجه مخزنی درجه دوم را تشکیل می‌دهند. پوش‌سنگ هر دو مخزن را رس سنگ‌های سُرخ‌رنگ تشکیل می‌دهند. گاز مخزن مزدوران ترش و گاز مخزن شوریجه شیرین است. گاز مخزن مزدوران پس از پالایش و گوگرد زدایی سوخت شهرهای مشهد، قوچان، شیروان، بجنورد و سوخت نیروگاه نکا را تأمین می‌نماید.زغالسنگ (معدن آق‌دربند)، آثاری از جیوه در حاشیهٔ شمالی و آثاری از طلا همراه با پیریت در سازند چمن‌بید از کپه‌داغ گزارش شده که در حال حاضر چندان اقتصادی نیستند.

فرونشست خزر

عنوان: مقدمه

به جز افتخارنژاد (۱۳۵۹)، دیگر زمین‌شناسان، فرو نشست خزر را منحصر به محیط آبی این دریا دانسته‌اند. ولی، بررسی ردیف‌های رسوبی جنوب دریای خزر، در حد فاصل گنبد کاووس تا دشت مغان نشان می‌دهد که نهشته‌های میوسن میانی به بعد این نواحی، گاه با حدود ۴۵۰۰ متر ستبرا، بیشتر آواری و لب شورند و تفاوت آنها با رسوب‌های هم زمان در البرز چشمگیر است. به گفتهٔ بهتر، ستبرای رسوبات، سرشت رخساره‌های سنگی و زمین‌ساخت مناطق مذکور، مؤید عمل دوگانهٔ بر پایی البرز و فروافتادگی نواحی میان گسل شمال البرز و گسل آپشرون -بالکان است. از این رو تقسیم فرونشست خزر به دو بخش جداگانهٔ « حاشیهٔ جنوبی دریای خزر » و « حوضهٔ خزر

جنوبی » به منطق نزدیک‌تر است چرا که به احتمال در اولی پی‌سنگ گرانیتی و در دومی بازالتی است.

حاشیهٔ جنوبی خزر

از زمان پالئوسن، به گفتهٔ دقیق‌تر از میوسن میانی، همزمان با تکوین کوه‌های آلپ، دریای تتیس به دو حوضهٔ جدا از هم تقسیم شده است. حوضهٔ جنوبی، که دریای مدیترانهٔ کنونی را تشکیل می‌دهد با اقیانوس اطلس در ارتباط بوده است.. حوضهٔ شمالی، که محیطی لب شور بوده حوضهٔ بستهٔ پاراتتیس را به وجود آورده که به جز در مقاطع زمانی کوتاه با دریاهای باز (مدیترانه) ارتباطی نداشته است.حوضهٔ پاراتتیس از درهٔ رودخانهٔ رن در جنوب خاوری فرانسه تا ترکمنستان گسترش داشته که با تحول و تکوین کوه‌های آلپ، کارپات، بالکان، پونتید، قفقاز، کپه‌داغ و البرز به سه حوضهٔ کوچک‌تر « باختری »، « مرکزی » و « خاوری » تقسیم شده است که از میان آنها پاراتتیس خاوری نواحی واقع در شمال کریمه، قفقاز، دریای سیاه، دریاچهٔ خزر، دریاچهٔ آرال و ترکمنستان را زیر پوشش داشته است.

بدین‌سان سراسر دریای خزر به طور اعم، و بخش جنوبی آن از گنبد کاووس تا بندرانزلی، شمال آستارا و حتی دشت مغان، به طور اخص، از جمله نواحی هستند که از میوسن میانی به بعد، با پاراتتیس خاوری پوشیده می‌شده‌اند. بخش بیشتر این نوار ساحلی با رسوبات دلتایی، رودخانه‌ای و ساحلی عهد حاضر پوشیده شده است و لذا، جدا از رخنمون‌های محدود، بخش درخور توجهی از اطلاعات، مربوط به حفاری‌های نفتی است.

در سال ۱۳۵۵، نبوی به ناحیهٔ موردنظر « زون گرگان –رشت» نام داد و با توجه به شیست‌های کم دگرگونهٔ جنوب گرگان، تاریخچهٔ پیدایش آن را پرکامبرین دانست.

افتخارنژاد (۱۳۵۹)، نخست آتشفشانی‌های دگرگون شده، شیست‌ها و افیولیت‌های غرب اسالم و اهر را به سن ژوراسیک و دنبالهٔ پی‌سنگ خزر دانست ولی در مطالعات بعدی (۱۳۷۱) مجموعه‌های گرگان- اسالم-اهر را فلس‌های رورانده به سن کربنیفر –پرمین و برونزد آنها را محل زمیندرز تتیس کهن دانست.

علوی (۱۹۹۱) حاشیهٔ جنوبی دریای خزر را دنبالهٔ باختری کپه‌داغ و لبهٔ جنوبی صفحهٔ توران می‌داند. حفاری‌های نفتی نشان می‌دهند ردیف‌های سنوزوییک نوار جنوبی دریای خزر متعلق به پاراتتیس خاوری است که به دلیل فرونشینی بستر و به ویژه افت سطح آب، ساحل قدیمی را رها کرده است.

تاریخچهٔ چینه‌ای حاشیهٔ جنوبی خزر

بیشتر مخازن نفتی شمال ایران در نهشته‌های پلیوسن –کواترنر حاشیهٔ دریای خزر تشکیل شده‌اند به همین دلیل، این انباشته‌ها ارزش اقتصادی دارند. و می‌توان آنها را در نواحی دشت گرگان، مازندران، گیلان و دشت مغان دید.دشت گرگان، تحت تأثیر پیشروی و پسروی‌های دریای میوسن و خزر قدیمی قرار داشته و ضخامت رسوب‌ها به سرعت از چند ده متر، در خاور دشت، به بیش از سه هزار متر در خاور دریای خزر، می‌رسد. در این دشت نهشته‌های آشکوب سارماسین گسترده‌اند ولی ردیف‌های پونسین وجود ندارد. نهشته‌های پلیوسن دشت گرگان شامل نهشته‌های دو آشکوب چلکانین، (پلیوسن زیرین – میانی) و آقچه‌گیلین (پلیوسن بالایی) است (موسوی روحبخش، ۱۳۸۰) که با رخساره‌های خزری کواترنر پوشیده شده‌اند. در دشت مغان، به ویژه در نواحی گرمی و پارس‌آباد، ردیف‌های نئوژن، گستردگی زیاد دارند. در این دشت، نهشته‌های آشکوب سارماسین زیرین و میانی بیشتر از نوع رس‌های قهوه‌ای، مارن‌های سیلیسی گچ‌دار و کمی آهک است که حدود ۲۵۰۰ متر ضخامت دارند. ردیف‌های سارماسین بالایی و همچنین پلیوسن زیرین در دشت

مغان گزارش نشده ولی نهشته‌های پلیوسن بالایی با ۵۰۰ متر ستبرا متشکل از مارن‌های صدف‌دار در زیر و مارن‌های ماسه‌دار در بالا هستند که کمی توف و کنگلومرا نیز دارند.

نهشته‌های کواترنری مغان از نوع پادگانه‌های آبرفتی و مخروط افکنه‌های عهد حاضر هستند که به طور مستقیم بر روی نهشته‌های پلیوسن بالایی (سازند آقچه‌گیل) قرار دارند. با توجه به تاریخچهٔ چینه‌ای، می‌توان نتیجه گرفت که از آغاز پالئوسن تا میوسن پسین، در ناحیهٔ مُغان، هیچ جنبش کوهزایی وجود نداشته است. نخستین فاز کوهزایی هم‌زمان با رخداد آتیکن بوده که در اواخر میوسن رخ داده و بر اثر آن، رسوب‌های کهن چین‌خورده‌اند و رسوب‌های جوان ، سازند آقچه‌گیل، به صورت دگرشیب روی آنها قرار گرفته‌اند. بر اثر این فاز، رسوب‌های پلیوسن آغازین (سازند چلکن) در دشت مُغان تشکیل نشده‌اند (زواره‌ای و مغفوری مقدم، ۱۳۷۹).

خزر جنوبی

عنوان: مقدمه

دریای خزر با وسعتی در حدود ۴۳۶ هزار کیلومترمربع، باقیمانده‌ای از دریای پاراتتیس است که در حدود ۱۱ هزار سال پیش از دریای سیاه و مدیترانه جدا و شکل کنونی را پیدا کرده است. در بسیاری از گزارش‌ها، این محیط آبی را به بخش‌های شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم کرده‌اند که توسط گسل‌های عمدهٔ پی‌سنگی از یکدیگر جدا شده‌اند. بخش شمالی با روند تقریبی شمالی – جنوبی، بر روی پی‌سنگ نیمهٔ اقیانوسی است که در سکوی پرکامبرین روسیه توسعه یافته است. بخش مرکزی، ضمن داشتن روند شمال باختری، پی‌سنگ هرسی‌نین با خاستگاه قاره‌ای دارد. در بخش جنوبی (خزر جنوبی) پی‌سنگ بازالتی است و ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر ضخامت دارد.

از نگاه زمین‌شناسی، فروافتادگی خزر جنوبی، نوعی ساختار کشیدگی (Pull – Apart) ، قطعه‌ای از پوستهٔ اقیانوسی فرورانده نشده با وضعیت نابهنجار است که از شمال به گسل آپشرون –بالکان،

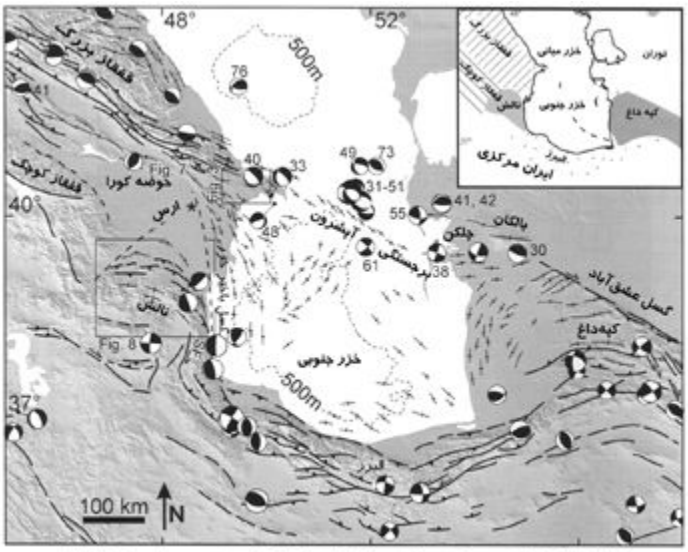
از باختر به گسل آستارا (تالش) و از جنوب به گسل خزر محدود است (شکل ۲-۱۹). مُر و مُدبری (۱۳۸۰)، فرونشست خزر جنوبی را به عنوان یک سیستم کافت وامانده (Failled Rift) تعریف کرده‌اند که در امتداد زمیندرز برخوردی تریاس قرار گرفته و تکامل آن به احتمال، به دلیل حرکات برخوردی کرتاسهٔ پسین (بسته شدن اقیانوس سوان –اکرا –قره‌داغ) پایان یافته است. به نظر بربریان (۱۳۶۱)، مرز جدایش حاشیهٔ باختری و جنوبی فرونشست خزر جنوبی با کوه‌های تالش توسط گسل معکوس خزر کنترل می‌شود. عملکرد این گسل، باعث فراخاست رسوبات دامنهٔ شمالی البرز شده به گونه‌ای که رسوبات پالئوزوییک دامنهٔ شمالی البرز در کنار رسوبات کواترنر ساحل جنوبی خزر است. گفتنی است که فشارش پلیوسن - پلیستوسن و عملکرد گسل‌های راندگی سبب شده که در حال حاضر نهشته‌های میوسن دریای خزر، در ارتفاع ۲۰۰۰ متری و نهشته‌های پلیوسن در ارتفاع ۱۰۰۰ متر باشند. بررسی ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی خزر جنوبی نشان دهندهٔ چیرگی رژیم زمین‌ساختی فشاری بر ناحیه است.

تاریخچهٔ چینه‌ای خزر جنوبی

داده‌های ژئوفیزیکی نشان می‌دهند که در حوضهٔ خزر جنوبی، بر روی یک پی‌سنگ بازالتی، به ضخامت ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر، توالی ستبری از پوشش رسوبی چین نخورده وجود دارد که بین ۱۵ تا ۲۵ کیلومتر ضخامت دارد (شکل ۲-۲۰) .

در ژرفای ۸ تا ۱۲ کیلومتری پوشش رسوبی رویی، تغییراتی در طول امواج لرزه‌ای دیده می‌شود. چنین می‌نماید که رسوبات واقع در زیر این سطح (۸ تا ۱۲ کیلومتر)، سن مزوزوییک و پالئوژن دارند و در روی این سطح، سن رسوبات نئوژن –کواترنر و ضخامت آنها ۵ تا ۸ کیلومتر است. بیشترین رسوبات گودال خزر جنوبی در طی دوره‌های پلیوسن و کواترنر (۱/۵ تا ۲کیلومتر) انباشته شده است و رسوبگذاری با فرونشینی سریع بستر و با فراخاست، چین‌خوردگی و روراندگی کوه‌های حاشیهٔ جنوبی همزمان بوده است. شوخرت (۱۹۷۸)، سرعت رسوبگذاری در زمان سنوزوییک را

حدود ۰/۱ میلیمتر در سال تعیین کرده ولی، موسوی روحبخش (۱۳۸۰)، سرعت رسوبگذاری را حدود یک میلیمتر و بیشتر می‌داند. گفتنی است در حالی که ستبرای رسوبات نئوژن –کواترنر حوضهٔ خزر به ۱۰ کیلومتر می‌رسد، رسوبات مذکور در دامنهٔ شمالی البرز تنها ۸۰۰ متر ضخامت دارند.



شکل ۲ - ۲۰ - ساختار و رومرکز زمین‌لرزه‌های ژرف‌تر از ۳۰ کیلومتر خزر جنوبی (بربریان ۱۹۸۳)

زمان و چگونگی تشکیل

دربارهٔ زمان و چگونگی پیدایش خزر جنوبی دیدگاه‌ها بسیار متفاوت و گاه در تضاد با یکدیگرند. به همین دلیل، زمان و چگونگی تشکیل خزر جنوبی به درستی دانسته نیست.

از نگاه دیرینه جغرافیا و بر پایهٔ گزارش آندروسف (۱۹۳۲) در اوایل سنوزوییک و کمی پیش از آن، به جای دریای سیاه، دریای خزر و آرال کنونی، دریای گستردهٔ دیگری به نام پاراتتیس وجود داشت، ولی، در میانه‌های میوسن، پس از شکل‌گیری رشته کوه‌های آلپ، کارپات، بالکان، قفقاز و کوه‌های آسیای صغیر، پاراتتیس به حوضه‌های جداگانه‌ای تقسیم شدکه دریای خزر یکی از آنهاست. در اوایل کواترنر، همزمان با دوره‌های بین یخبندان، بار دیگر دریای خزر و سیاه با یکدیگر پیوند داشته‌اند ولی پس از سپری شدن دوره‌های پرآبی، این ارتباط دوباره قطع شده است.

در بارهٔ چگونگی پیدایش خزر جنوبی، می‌توان به دیدگاه‌های زیر اشاره کرد:

*آپالوسکی (۱۹۵۷)، پیدایش خزر جنوبی را نتیجهٔ عملکرد یک گسل چپگرد در زمان ژوراسیک پسین – کرتاسهٔ پیشین می‌داند که در انتهای جنوب خاوری آن فرورفتگی دریای خزر و در انتهای شمال باختری آن دریای سیاه ایجاد شده است.

* بسیاری از زمین‌شناسان روس، ویژگی شبه پوستهٔ اقیانوسی خزر جنوبی را نتیجهٔ شناورشدن پوستهٔ قاره‌ای به درون گوشته و غنی شدن آن از مواد فرومنیرین می‌دانند.

* اشتوکلین (۱۹۷۵) خزر جنوبی و پی‌سنگ بازالتی آن را باقیماندهٔ تتیس کهن می‌داند.

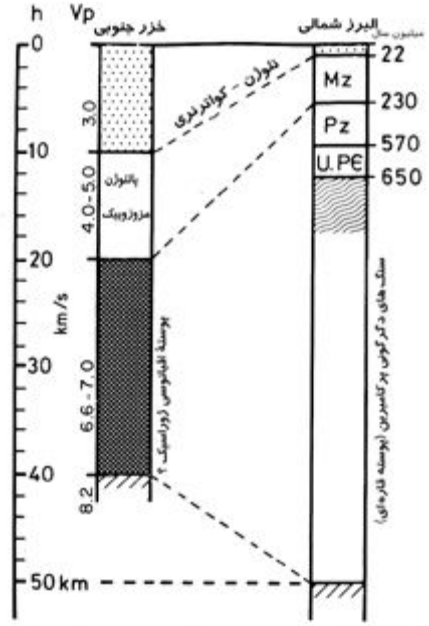
* رضوانف (۱۹۸۰)، پی‌سنگ خزر جنوبی را یک تودهٔ سخت و قاره‌ای و یک زون با کافت مکرر می‌داند و اقیانوسی بودن پی‌سنگ را باور ندارد.

* بربریان (۱۹۸۳)، فرونشست خزر جنوبی و تشکیل پوستهٔ اقیانوسی را حاصل دو فاز کششی در مزوزوییک و ترشیری می‌داند. با وجود این، ضخامت زیاد پی‌سنگ (۱۵ تا ۲۰ کیلومتر) پذیرفتن آن را به عنوان بازمانده‌ای از یک پوستهٔ سادهٔ اقیانوسی دشوار می‌نماید، چرا که پوسته‌های اقیانوسی عادی بسیار نازک‌تر (۷ – ۵ کیلومتر) و چگال‌ترند و به همین رو از نظر گرانشی، ناپایدارند. ستبرای زیاد و پایداری طولانی سبب شده تا بربریان (۱۹۸۳)، پوستهٔ بازالتی خزر را با پوسته‌های نوع ایسلند مقایسه کند و آن را یک پوستهٔ اقیانوسی ستبر شدهٔ نابهنجار بداند که با وجود رژیم‌های فشاری حاکم، به لحاظ وزن مخصوص کم، فرورانش نکرده است(**شکل ۲-۲۱**)

* زونن شاین و لوپشیون (۱۹۸۶)، حوضهٔ خزر جنوبی را بخشی از حوضهٔ اقیانوسی قفقاز بزرگ می‌دانند که در زمان باژوسین (۱۸۰ میلیون سال پیش)، به صورت بازشدگی پشت کمان و در پشت جزایر کمانی پونتید خاوری و قفقاز کوچک به وجود آمده است. نامبردگان، وجود سنگ‌های قلیایی،

رسوبات تبخیری و گسلش پی‌سنگ در گودال کرکینیسکی را تأییدی بر نظر خود می‌دانند. گفتنی است که به باور ایشان حوضهٔ خزر جنوبی دارای بی‌هنجاری گرانشی شدید ۱۰۰ تا ۲۵۰ میلی‌گال است که نشانه‌ای از نبود تعادل ایزوستازی در آن است و در حال حاضر، در حدود یک تا دو کیلومتر از فرونشینی زمین‌ساختی خزر جنوبی جبران نشده است. به همین دلیل، نامبردگان به دو مرحله فرونشینی باور دارند. یکی فرونشینی یکنواخت و ثابت که تا پیش از پلیوسن آغازین برقرار بوده و در این زمان، خزر به صورت یک گودال کشیده و بزرگ در حال فرونشینی بوده است. دوم، فرونشینی ۶ میلیون سال گذشته که با کوهزایی و فراخاست بلندی‌های حاشیه‌ای در ارتباط است. به علت همین فراخاست، ارتفاعات دچار فرسایش شدید شده‌اند و رسوبات ناشی از آنها، به داخل حوضه حمل و این امر موجب فرونشینی شدیدتر حوضه شده است.

* سن پی‌سنگ خزر جنوبی همچنان پرسش‌آمیز است. زمان‌های پیش از لیاس (آمورسکی، ۱۹۷۱)، ژوراسیک (گریگورنف، ۱۹۸۰) و آپسین –آلبین –سنومانین (آدامیا، ۱۹۸۰)، سن‌های پیشنهادی هستند که از میان آنها، ژوراسیک می‌تواند قابل قبول‌تر باشد.



شکل ۲ - ۲۱ - مقایسه ستون چینه‌نگاری خزر جنوبی - البرز شمالی
(بربریان، ۱۹۸۳)

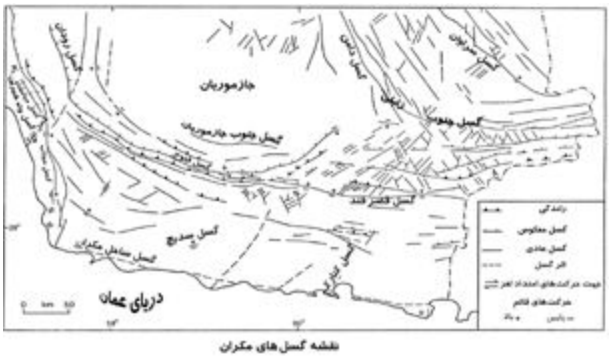
عنوان: مقدمه

مکران » شامل کوه‌های خاوری –باختری است که از سواحل دریای عمان تا فروافتادگی جازموریان دنباله دارد. مرز باختری این کوه‌ها توسط خط عمان (گسل میناب) از زون برخوردی زاگرس جدا می‌شود و در خاور پس از گذر از بلوچستان پاکستان تا محور لاس بلا (Las Bela) ادامه می‌یابد. در امتداد محور لاس بلا، گسل‌های چپگرد « چمن(Fault Chaman) » و «اُرناچ نال (Ornach Nal) » معرف یک زون ترادیسی بین زون فرورانش مکران و زون برخوردی هند –اوراسیا است. گفتنی است که از ۱۶۰ هزارکیلومتر مربع گسترهٔ مکران، حدود ۷۰ هزارکیلومتر مربع آن در ایران و بقیه در پاکستان است (شکل ۲-۲۳) .

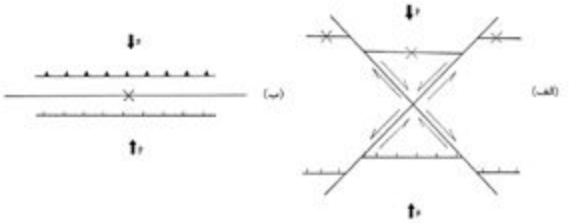
از دیدگاه زمین‌شناسی، اشتوکلین (۱۹۷۴) بر این باور است که این رشته کوه، یک زمیندرز کهن است که به چهرهٔ یک منشور بر افزایشی، از کرتاسهٔ پسین یا ترشیری پیشین تا هولوسن، در فرا دیوارهٔ یک زون فرورانش کم ژرفا و کم شیب قرار دارد.زمین ریخت‌شناسی مکران پیوند نزدیک با الگوی ساختاری، شدت چین‌خوردگی و سنگ رخساره‌ها دارد. در یک نگاه کلی، بلندی این رشته کوه از شمال به جنوب کاستی می‌گیرد. اسنید (۱۹۷۰)، مکران را به سه واحد فیزیوگرافی « پادگانه های دریایی » به موازات ساحل، « نهشته‌های آبرفتی شمال پادگانه‌ها » و « تپه‌ها و بلندی های مکران » تقسیم می‌کند. از سیمای ریخت‌شناختی شاخص مکران می‌توان به آمیزه‌های رنگین، برونزدهای چهره‌ساز فلیش‌های وحشی(Wild Flysch) ، آمیزه‌های زمین‌ساختی (Tectonic Melange) و سواحل بالا آمدهٔ ((Raised Beach پلکانی، خلیج‌های نعلی شکل و گل‌فشان‌ها (شکل ۲-۲۲) اشاره کرد. بخش دریایی مکران به علت شیب تند فلات قاره پهنای کمی دارد و در فاصلهٔ ۲۵ کیلومتری از ساحل، ژرفای آب به ۲۰۰ متر می‌رسد. گفتنی است که

خمش سنگ کره اقیانوسی پیش از فرورانش و به ویژه عملکرد گسل‌های راندگی از عوامـل چهـره‌سـاز مکران‌اند.

شکل ۲-۲۲- گل‌فشان. (عکس از یغموری)



نقشه گسل‌های مکران



شکل ۲ - ۲۳ - سازوکار حرکتی در گسل‌های طولی و گسل‌های همگرای مکران

الف - گروه گسل‌های دوتایی همگرای امتدادلغز
ب - گسل‌های معکوس و راندگی‌ها هم زمان با چین‌خوردگی
(فرشی، ۱۹۸۵)

تاریخچهٔ چینه‌ای مکران

مکران نوعی اشتقاق درون‌قاره‌ای، به سن ژوراسیک پسین –کرتاسهٔ پیشین (گلنی و همکاران، ۱۹۹۰) در سکوی ایران است که با توجه به رفتار امواج صوتی و سرعت امواج در پی‌سنگ، با اقیانوس‌زایی همراه بوده است. به همین دلیل، پی‌سنگ ناحیه نوعی پوستهٔ اقیانوسی با میانگین ستبرای حدود ۷ کیلومتر است که با توالی ستبری از رسوب‌های فلیش‌گونه و گاه شبه مولاس پوشیده شده که ممکن است تا حدود ۱۰هزار متر ضخامت داشته باشند. در یک راستای شمال به جنوب، پوشش رسوبی روی پی‌سنگ، جوان‌تر است.

در شمالی‌ترین بخش مکران مجموعه‌ای ۴۱ پوسته‌های اقیانوسی و رسوبات پلاژیک کرتاسهٔ بالا رخنمون دارند که به طور عموم با ردیف‌های فلیشی کرتاسهٔ بالا –ائوسن پوشیده و یا در آمیخته‌اند. بخش میانی مکران با فلیش‌های الیگوسن، با چند دگرشیبی موازی درون سازندی و یک دگرشیبی زاویه‌ای در بالا، پوشیده شده است. رسوب‌های میوسن، به ویژه پلیوسن، بیشتر رخسارهٔ آواری دارد که بخش میانی تا ساحل دریای عمان را زیر پوشش دارند. جوان‌ترین رسوب‌های مکران، ماسه‌سنگ های سست و کم سیمان به سن پلیو –پلیستوسن است که به ویژه در نواحی ساحلی با پادگانه‌های دریایی کواترنری پوشیده شده‌اند.

به دلیل شرایط حاکم بر زون فرورانش، واحدهای زمین‌ساختی –چینه‌نگاشتی یاد شده، گاهی نظم چینه‌ای ندارند. در حاشیهٔ شمالی کوه‌های بشاگرد، آمیزه‌ای از پوسته‌های اقیانوسی وجود دارد که نمونهٔ بارزی از آمیزه‌های رنگین ایران است. در پهلوی جنوبی کوه‌های بشاگرد، آمیزه‌ای از اولیستولیت های وابسته به پی‌سنگ و فلیش‌های پالئوژن وجود دارد که به آن « فلیش وحشی » نام داده شده است. آمیزهٔ دیگر این ناحیه، آمیزه‌های رسوبی است که در اثر گسلش و چین‌خوردگی شکل گرفته است. آمیزه های سه‌گانهٔ یاد شده که به طور عمده در کنار گسل‌های فعال رخنمون دارند، نشان دهندهٔ ناآرامی‌های شدید و جریان‌های آشفته در حوضهٔ رسوبی هستند.

زمین‌ساخت مکران

در ناحیهٔ مکران، چین‌ها روند تقریبی خاوری –باختری دارند (شکل ۲-۲۳) که با جهت بیشینهٔ کوتاه‌شدگی و فشار بیشینه در راستای شمال خاور، هماهنگی دارد. کوتاه‌شدگی، بیشتر، با راندگی همراه است، به گونه‌ای که به تقریب مرز بسیاری از واحدهای سنگ چینه‌ای از نوع راندگی است. بدین‌سان، ساختار مکران، الگویی فلسی(Imabricated) دارد که فلس‌ها با گسل‌های معکوس پر شیب مرزبندی می‌شوند و فرجام آن رانده شدن فلس از پس‌خشکی ((N-NE) Hinterland) به سمت پیش‌خشکی (S - SW) (Foreland) است.

این ساختار در اثر رویدادی پدید آمده که اوج آن در میوسن بوده و از آن پس نیز با شدت کمتری همچنان ادامه دارد زیرا که به لحاظ تداوم فرورانش، در ناحیهٔ مکران،گسل‌ها هنوز فعال‌اند و زمین به بالا آمدن ادامه می‌دهد که این عمل با چین‌خوردگی، کوتاه‌شدگی و با پسروی خط ساحلی همراه است. گفتنی است که:

-راندگی‌ها سبب شده‌اند تا پوستهٔ مکران از ۵۰ تا ۷۰ درصد کوتاه شود.

- عامل چین‌خوردگی، به طور عمده، فشارهای ناشی از فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عمان به زیر مکران است که با عملکرد گسل‌های راندگی شدت می‌یابد به گونه‌ای که رویداد گسل آفرینی با چین‌خوردگی شدید پرکلینال با برتری الگوی جناغی همراه است.

- با توجه به زمان آغاز فرورانش، پدیدهٔ چین‌خوردگی از کرتاسهٔ پسین آغاز شده و هنوز هم ادامه دارد.

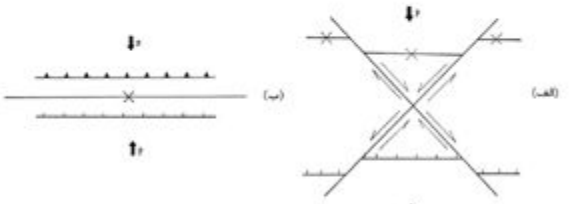
- از شمال به جنوب، شدت چین‌خوردگی کاهش می‌یابد، به گونه‌ای که در مکران ساحلی چین‌خوردگی و گسلش معکوس وجود ندارند و یا بسیار ناچیز و اتفاقی هستند.«گسل» های مکران، از نظر زمان پیدایش و نقش، از چند نوع‌اند (شکل ۲-۲۳) :

«گسل‌های طولی(Longitudinal Faults) » که در آغاز از نوع گسل‌های نرمال بوده و همزمان با شکل‌گیری حوضه به وجود آمده‌اند ولی، در رژیم‌های فشارشی بعدی به گسل‌های راندگی با شیب تند به سمت شمال و شمال خاوری تبدیل شده‌اند. از ادامهٔ گسل‌ها در ژرفا اطلاعی در دست نیست ولی کینگ و همکاران (۱۹۷۵)، ادامهٔگسل‌ها را تا عمق ۲۰ کیلومتر می‌دانند.

«گسل‌های مزدوج (Conjugated Faults) »، که از نظر روند و نوع به دو گروه قابل تقسیم‌اند. گروه نخست، دارای روند شمال باختری هستند که سازوکار امتداد لغز راستگرد دارند. گروه دوم، دارای روند شمال خاوری با سازوکار حرکتی امتداد لغز چپگردند. گسل‌های مزدوج، روند خاوری – باختری ساختارها را قطع می‌کنند و به یک همگرایی به طرف شمال، در داخل منشور برافزاینده اشاره دارند.

«گسل‌های نرمال (Normal Fault » که در ساحل مکران دیده می‌شوند. زمان پیدایش آنها کواترنر دانسته شده و پذیرفته شده است که خطی بودن حاشیهٔ شمالی پادگانه‌های دریایی و همچنین، بالا آمدن سواحل مکران نتیجهٔ عملکرد این گسل‌هاست و حرکت‌های قائم این گسل‌ها سبب شده تا پادگانه‌های دریایی در سطوح تراز گوناگون سامان گیرند.

نقشه گسل های مکران



شکل ۲ - ۲۳ - سازوکار حرکتی در گسل‌های طولی و گسل‌های همگرای مکران
الف - گروه گسل‌های دوتایی همگرای امتدادلغز
ب - گسل‌های معکوس و راندگی‌ها هم زمان با چین‌خوردگی
(فرشی، ۱۹۸۵)

فرورانش مکران

همان گونه که گفته شد مکران نوعی منشور برافزاینده است که در فرادیوارهٔ یک زون فرورانش کم ژرفا جای دارد. در این ناحیه، اگرچه عمل فرورانش از کرتاسهٔ پسین آغاز شده، ولی هنوز برخورد نهایی صفحه‌ها صورت نگرفته است (لوپیشون، ۱۹۶۸). به همین‌رو، در حال حاضر عمل کوهزایی در مکران همچنان در حال انجام است.

باید گفت که، در ناحیهٔ مکران، صفحهٔ رورانده سنگ کرهٔ قاره‌ای است. کمان ماگمایی حاصل از فرورانش، شامل سه مرکز آتشفشانی اصلی کوه سلطان در پاکستان، تفتان و بزمان، با ویژگی آتشفشانی جزایر کمانی است (ژیرو، ۱۹۷۶ و درویش‌زاده، ۱۳۵۴) (شکل ۲-۲۴) . طول این کمان ۴۵۰ کیلومتر و پهنای آن حدود ۱۵۰ کیلومتر است و فاصلهٔ آن تا ژرفنای مکران از ۴۰۰ کیلومتر در باختر (در ایران) تا ۶۰۰ کیلومتر در خاور (در پاکستان) متغیر است. شمار مخروط‌ها منحصر به سه قلهٔ یاد شده نیست. عکس‌های هوایی دست کم نشانگر ۱۶ مرکز فوران در زمان کواترنر است. دو راستای زمین‌ساختی، سه مرکز فوران را از هم جـــدا می‌کند.

زون گسلی مرز خاوری لوت مرز میان دو آتشفشان بزمان و تفتان است و مرز خاوری کوه‌های خاور ایران ، به احتمال گسل هریرود، مرز میان تفتان و سلطان است. این گسل‌ها جابجایی افقی قابل ملاحظه‌ای دارند ولی بر آتشفشان‌های کواترنر اثر ندارند. به همین لحاظ به گمان گانسر (۱۹۷۱) میان ساختارهای سطحی و زیرسطحی ژرف‌تر تفاوت اساسی وجود دارد.آتشفشان‌های بزمان، تفتان و کوه سلطان در یک امتداد خطی سامان نگرفته‌اند. ژاکوب و کیتمیر (۱۹۷۹) بر این گمانند که سنگ کرهٔ فرو رونده تا محل خمش یکپارچه است. ولی، از محل خمش، صفحهٔ فرورونده در اثر گسل‌های بزرگ ترادیس عمود بر ژرفنا به چهار قطعه تقسیم شده است. سامان‌گیری کانون‌های زمین‌لرزه در امتداد شمالی –جنوبی، مؤید وجود گسل‌های ترادیس دانسته شده است. محل شکستگی‌های ترادیس به صورت قطع شدگی در زنجیرهٔ آتشفشانی مشخص است. این قطعات به نام‌های باختری، مرکزی –باختری، مرکزی –خاوری و قطعهٔ خاوری نام‌گذاری شده‌اند (شکل ۲-۲۵).

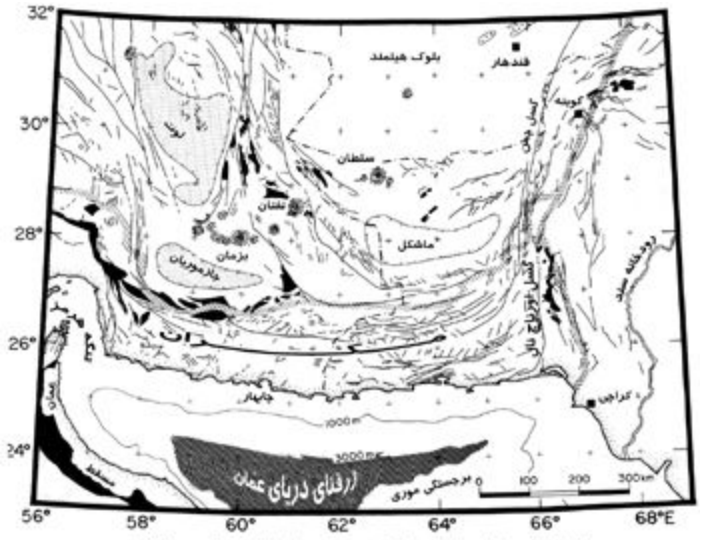
قطعهٔ باختری (A)، به دلیل شیب ملایم (کم‌تر از ۱۰ درجه) صفحهٔ فرو رونده، پویایی آتشفشانی ندارد. قطعهٔ خاوری نیز مخروط‌های مرکب پیشرفته ندارد. در دو قطعهٔ مرکزی(B و C)، که دارای مراکز آتشفشانی هستند، شیب صفحه فرورونده بیشتر است (مرکزی –باختری ۳۸° –۵۰°، مرکزی –خاوری ۱۹° –۲۸°).

شیب کم قطعات A و D، به مجاورت و تماس آنها با سنگ کرهٔ قاره‌ای مجاور، نسبت داده شده است. قطعهٔ A با خط عمان در تماس است که محل برخورد صفحهٔ عربی و ورق ایران است. قطعهٔ D نیز محدود به گسل ترادیس چمن است که محل برخورد صفحه‌های هند و ایران است. گفتنی است که:

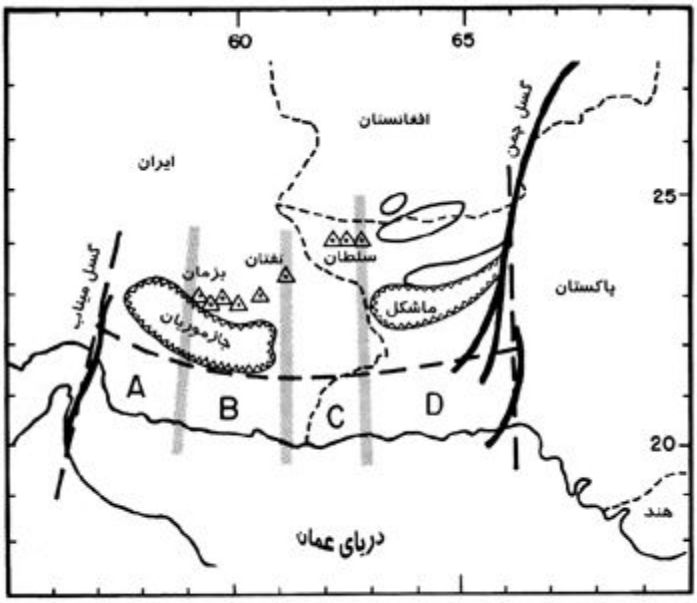
- مشخص‌ترین سیمای لبهٔ فرورونده زون بنیوف است که به طور عموم در ژرفای تقریبی ۱۰۰ کیلومتر و به طور مستقیم در زیر کمان آتشفشانی جای دارد.

- بررسی زمین‌لرزه‌های مکران نشان می‌دهد که فعالیت‌های لرزه‌ای کم ژرفا از ساحل شروع و در داخل خشکی تا فاصلهٔ حدود ۷۰ کیلومتر از ساحل ادامه می‌یابند. از این نقطه زمین‌لرزه‌ها به دلیل آغاز خمش ژرف‌تر می‌شوند. ژرف شدن کانون زمین‌لرزه‌ها ادامه می‌یابد تا این که در جنوب کمان آتشفشانی به ژرفای ۸۰ کیلومتر می‌رسد. در پایین‌تر از این ژرفا، زون لرزه‌ای بسیار ضعیف است و تنها چند کانون بین ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر ثبت شده است.

- پهنای سیستم کمان –ژرفنای Trench Gap Arc)) مکران در حدود ۴۰۰ کیلومتر، (ایران) تا ۶۰۰ کیلومتر، (پاکستان) است که از نظر پهنا، در نوع خود بی همتا است.



شکل ۲-۲٤- ساختار ساده شدهٔ مکران و نواحی مجاور (ژاکوب و کینمبر، ۱۹۷۹)



شکل ۲ - ۲۵ - محل شکستگی‌های فرضی و قطعات چهارگانه صفحه فرورونده عمان
(دیکسترا و همکاران ، ۱۹۷۹)

میزان فرورانش مکران

ژاکوب و کیتمیر (۱۹۷۹)، میزان فرورانش کنونی را ۴ تا ۵ سانتیمتر در سال می‌دانند. با فرض ثابت بودن مقدار، اگر آغاز فرورانش را دست کم از زمان ائوسن (۶۰ میلیون سال) بدانیم، باید در طول این زمان، حدود ۲۴۰۰ تا ۲۰۰۰ کیلومتر از پوستهٔ اقیانوسی عمان در اثر عمل فرورانش از میان رفته باشد. یادآور می‌شود، اندازهٔ میزان فرورانش در ائوسن و الیگوسن کاهش داشته ولی دوباره در میوسن فزونی یافته و تا زمان حاضر نیز ادامه دارد. در بارهٔ جایگاه فرورانش باید گفت که پندار همگان بر آن است که در زمان کرتاسه، گودال فرورانش در جازموریان بوده ولی در مراحل پی‌درپی، جبههٔ فرورونده به سمت جنوب عقب نشسته و فلیش‌های ائوسن، الیگوسن ۰۰۰ را بر جای گذاشته است، به گونه‌ای که در حال حاضر زون فرورانش به مغاک عمان رسیده است.

: واحدهای زمین‌ساختی مکران

از نگاه « زمین‌ساختی »، تاکنون مکران را به سه روش تقسیم بندی کرده‌اند.

نخستین و ساده‌ترین تقسیم‌بندی، تقسیم مکران به دو بخش شمالی (مکران داخلی) و جنوبی (مکران بیرونی) است. این دو بخش پی‌سنگ افیولیتی دارند و با باریکه‌ای از پوستهٔ قاره‌ای، به نام کمپلکس دورکان، از یکدیگر جدا شده‌اند. پوستهٔ قاره‌ای با پهنای ۵۰ کیلومتر و درازای ۲۵۰ کیلومتر، شامل سنگ‌های کربنیفر، پرمین، ژوراسیک و کرتاسه است که با سنگ‌های افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی همراه هستند. مکران شمالی با بوم‌های افیولیتی کرتاسه –پالئوسن و نهشته‌های پلاژیک آن زمان مشخص است. در مکران جنوبی، رخساره‌های فلیش تا پایابی کم عمق دیده می‌شوند که در یک ژرفنای اقیانوسی پویا انباشته شده‌اند. ارشدی (۱۹۸۲) پوستهٔ قاره‌ای جدا کنندهٔ مکران شمالی از مکران جنوبی را لبهٔ جنوبی بلوک لوت می‌داند که پس از جدا شدن به درون حوضهٔ فلیشی مکران رها شده است. مک‌کال (۱۹۸۵)، پوستهٔ قاره‌ای موردنظر را ادامهٔ جنوب خاوری زون سنندج –سیرجان، در پهنهٔ مکران می‌داند. افتخارنژاد (گفتهٔ شفاهی) این پوستهٔ قاره‌ای را جدا کنندهٔ نوار افیولیتی بیرونی (Outer Axial Ophiolite Belt) از درونی (Inner Axial Ophiolite Belt) می‌داند. فرهودی و کریگ (۱۹۷۷) با توجه به روند فزایندهٔ سن نهشته‌ها از جنوب به شمال، دگرشکلی موجود و فزونی گرفتن ارتفاع، مکران را نوعی سیستم کمانی جنبا (System Active Arc) دانسته‌اند که در شکل‌گیری آن، فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عمان به زیر مکران نقش بنیادی داشته است (شکل ۲-۲۴). به نظر ایشان، فرورانش در فاصلهٔ ۴۰۰ کیلومتری از ساحل انجام گرفته و پیش از فرورانش، سنگ‌کرهٔ خمیده شده و ذوب پوستهٔ اقیانوسی سبب شکل‌گیری سنگ‌های ماگمایی بلندی‌های بزمان شده است.

در این نظریه، پهنهٔ مکران به دو واحد زمین‌ساختی تقسیم شده است.یکی بخش پایین افتادهٔ جازموریان که نوعی حوضهٔ پیش کمان در حال فرونشینی(Subsiding Fore Arc Basin) است و دیگری، بخش بالا آمدهٔ جنوبی که از کوه‌های بشاگرد تا ژرفای اقیانوس عمان ادامه دارد و خود از دو بخش حوضهٔ شیب(Basin Slope)) و پرشدگی ژرفنا (Trench Fill) تشکیل شده

است. پهنای شیب - ژرفنا حدود ۳۰۰ کیلومتر است. بنابراین شیب ورق پایین رونده حدود یک درجه برآورد می‌شود.

به عقیدهٔ مک‌کال (۱۹۸۵)، پهنهٔ مکران شامل ۴ ایالت زمین‌ساختی جداگانه است (شکل ۲-۲۶) .

« **گودال خشکی‌زایی جازموریان** (Jaz – e – Murian Epirogenic Depression) »، با رسوب‌های کواترنر پوشیده شده است. در بیشتر گزارش‌های زمین‌شناسی موجود، این فرونشست را بخشی از ایران مرکزی و دنبالهٔ بلوک لوت دانسته‌اند ولی برداشت‌های ژئوفیزیک هوایی اخیر، گویای آن است که پی‌سنگ این فروافتادگی جوان، از نوع پوسته‌های افیولیتی است. این گونه حوضه‌های پیش‌کمانی در دیگر زون‌های فرورانش نیز گزارش شده که گاه توانی شایان توجه از هیدروکربن دارند.

« **کافت فرعی یا زون گسترش کافت مانند**(Rift Like Spreading Zone) »، این بخش در اواخر ژوراسیک یا اوایل کرتاسه شکل گرفته و تا اوایل ائوسن حوضهٔ کافتی باریکی را تشکیل می‌داده است. در این بخش مجموعه‌ای از سنگ‌های افیولیتی به همراه رسوب‌های پلاژیک کرتاسهٔ بالا و فلیش‌های آهکی پالئوسن، به صورت مخلوط برونزد دارند.

« **زون کربناتی پیش‌کمانی**(Carbonate Fore Arc) »، این بخش باریکه‌ای از پوستهٔ قاره‌ای با سنگ‌هایی از نوع سکوی قاره‌ای است که گاه آن را بخش جدا شدهٔ بلوک لوت و گاه ادامهٔ زون سنندج –سیرجان می‌دانند.

« **زون ژرفنای اقیانوسی** (Trench)»، این بخش، یک زون فرورانش واقعی با سنگ‌هایی از مجموعه‌های افیولیتی و رسوب‌های پلاژیک تریاس بالا –پالئوسن است. که با رسوب‌های فلیشی – مولاسی پوشیده شده و تا ساحل مکران شامل چهار بخش است.

الف) زون فلیشی ائوسن،

ب) زون فلیشی الیگوسن – میوسن،

ج) زون رسوب‌های نریتیک میوسن،

د) زون ساحلی با رسوب‌های کم ژرفای مولاسی میوسن بالایی – پلیوسن .

توان معدنی مکران

وجود گل‌فشان‌ها و چشمه‌های گازی، معرف وجود گاز دانسته شده است، ولی تاکنون هیدروکربن قابل ملاحظه‌ای دیده نشده است. با وجود این، در ناحیهٔ برون کرانه‌ای (Offshore) پاکستان نشانه‌هایی از هیدروکربن قابل بازیافت، پیدا شده است که ذخیرهٔ آن بین ۱۴ تا ۱۶ میلیون بشکه نفت و یا معادل گازی آن برآورد می‌شود.در حاشیهٔ شمالی مکران، در حد فاصل ایرانشهر – میناب، در مجموعه‌های افیولیتی پی‌سنگ، کانسارها و نشانه‌های معدنی چندی دیده می‌شود که مهم‌ترین آنها عبارتند از:- کانسارهای کرومیت گوتیج، سرزه، گندتی‌هان، کوشوک، مختارآباد، رمشگ و میرآب.- کانی‌سازی مس از نوع سولفید توده‌ای و گرمایی مانند مس شیخ‌عالی و احمدآباد. در پاکستان هم پی‌سنگ افیولیتی ذخایری از کرومیت دارد. ذخایر کرومیت اسلام‌باغ (هندوباغ) در نزدیکی کویته از آن جمله است.

لرزه‌زمین‌ساخت مکران

هنگامی که صفحه‌ای به زیر صفحهٔ دیگر می‌رود، مقدار لرزه‌خیزی بالا است، در حالی که، به عنوان یک زون فرورانش فعال، در مکران توان لرزه‌خیزی بسیار ضعیف است. این امر به دو دلیل است. یکی فرورانش کم شیب. دوم این که در مکران مجموعهٔ برافزایشی درآب است و به دلیل وجود آب در منافذ سنگ‌ها، رفتار سنگ‌ها پلاستیک است و نه شکننده. به گفتهٔ دیگر، وجود آب، نیروهای

مؤثر را کاهش می‌دهد. با این حال، وجود پادگانه‌های دریایی و وجود ۹ گل‌فشان، نشانهٔ پویایی این پهنه است که از آن جمله می‌توان به زمین‌لرزهٔ ۱۹۴۵ پاسنی اورمارا پاکستان با بزرگی ۸/۳ اشاره کرد.

همان‌گونه که گفته شد، تا فاصلهٔ ۷۰ کیلومتری ساحل، رومرکز زمین‌لرزه‌های مکران کم ژرفا هستند (ژاکوب و گیتمیر، ۱۹۷۹) ولی پس از فاصلهٔ ۷۰ کیلومتری، زمین‌لرزه‌ها کانون ژرف‌تری دارند به گونه‌ای که در جنوب کمان ماگمایی، به ژرفای حدود ۸۰ کیلومتر می‌رسد (شکل ۲-۲۷).

فرونشست زابل

عنوان: توضیح

دشت زابل بخش کوچکی از ناوهٔ (Trough) داری‌رود افغانستان مرکزی است که با گسل هریرود از حوضهٔ فلیشی خاور ایران جدا شده است (شکل ۹-۱۱). بخش افغانی این فرونشست با رسوب‌های نئوژن – کواترنر پوشیده شده است و تنها در پهلوهای ناوه می‌توان لایه‌های چین‌خوردهٔ کرتاسه را دید. در بخش جنوبی ناوه، در کوه‌های کانه‌نشین دایک‌ها و کربناتیت‌های آتشفشانی با سن کواترنر نیز برونزد دارند. ولی در ایران، به جز رخنمون کم ارتفاع کوه خواجه، بقیهٔ دشت زابل با رسوبات دریاچه‌ای – آبرفتی پوشیده شده است و به همین‌رو دانستهٔ چندانی از این فرونشست در دست نیست. بررسی‌های ژئوفیزیکی نشان می‌دهد که روند کلی این دشت شمالی –جنوبی است و حجم درخور توجهی از نهشته‌های نئوژن تا کواترنر در آن انباشته شده‌اند که تنها ردیف‌های کواترنر آن ۲۵۰۰ متر ستبرا دارد.

فصل سوم- پرکامبرین در ایران

زِیرفصل: مقدمه

عنوان: توضیح

یکی از رویدادهای زمین‌ساختی عمده و سرنوشت‌ساز ایران، حرکت‌های کوهزایی است کـه بـا رخـداد کاتانگایی ((Katangan در قـارهٔ گنـدوانا و یـا رخـداد بایکـالی (Baikalian) در قـارهٔ اوراسـیا قابـل قیاس است.

سن‌سنجی سنگ‌های پرکامبرین ایران به روش پرتوسنجی، به ویـژه شـواهد سـنگی و حتـی زیسـتی گویای آن است که کوهزایی یـاد شـده (کاتانگـایی) در زمـان پروتروزوییـک پسـین و بـه احتمـالی در فاصـلهٔ زمـانی دو آشـکوب ریفـئن (Riphean) و ونـدین (Vendian) روی داده اسـت. پیامـدهای کوهزایی وابسته به این رویداد سبب شده تا بتوان همهٔ سـنگ‌هـای پرکـامبرین ایـران را بـه دو گـروه بزرگ تقسیم کرد. گروه نخست مجموعه‌های دگرگون و دگرشکل انـد کـه بـه طـور عمـوم از آنهـا بـه عنوان پی‌سنگ پرکامبرین (Precambrian Basement) ایران یاد می‌شـود و در زیـر ناپیوسـتگی کاتانگایی قرار دارند.

گـروه دوم بیشـتر ردیـف‌هـای کنـار قـاره‌ای هسـتند کـه پـس از رخـداد کاتانگـایی انباشـته شـده و سنگ‌های پرکامبرین پسین (Late Precambrian) نام دارند.سنگ‌هـای قـدیمی‌تـر از پرکـامبرین پسین ایران، به لحاظ نبود و یا کمبود آثار حیاتی قابل استناد و به ویـژه تـأثیر فرآینـدهای دگرگـونی و دگر شکلی، با ابهام توصیف شده‌اند. به گونه‌ای کـه مقایسـه و هـم‌ارزی آنهـا در نقـاط مختلـف دشـوار است. با این حال، در نقاطی که تأثیر فرآیندهای کـوهزایی کمتـر بـوده، نتـایج پرتوسـنجی سـنگ‌هـا، نشانگر سن ۶۰۰ تا ۱۰۰۰ میلیون سال است. با استناد به نتایج پرتوسنجی می‌توان نتیجه گرفـت کـه بخش درخور توجهی از پی‌سنگ پرکامبرین ایران، سـن نوپروتروزوییـک دارد. بـه گفتـهٔ دیگـر، وجـود هسته‌های قدیمی آرکئن در ایران، پرسش‌آمیز است.در بیشتر ایران، سـنگ‌هـای پرکـامبرین متشـکل از سنگ‌های رسوبی –آذرین دگرگون شده و یا نـادگرگونی بـا خاسـتگاه قـاره‌ای اسـت. پـژوهش‌هـای زمین‌شناسی انجام شده در ناحیهٔ انارک نشان می‌دهد که در این ناحیه و شاید در بعضی نقـاط دیگـر، مجموعه‌های افیولیتی با خاستگاه اقیانوسی وجود دارد کـه ممکـن اسـت بـه سـن پرکـامبرین باشـند.

افزون بر دو نوع پوستهٔ قاره‌ای و اقیانوسی، می‌توان توده‌های نفوذی آذرین و هم ردیف‌های خروجی آنها را که همزمان با سخت شدن پی‌سنگ و یا پس از آن شکل گرفته‌اند، نوع سوم سنگ‌های پرکامبرین ایران دانست. بدین‌سان می‌توان سنگ‌های پرکامبرین ایران را به سه دستهٔ بزرگ زیر، با سه خاستگاه متفاوت تقسیم کرد (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۸).

۱- پوسته‌های اقیانوسی

۲- پوسته‌های قاره‌ای که ممکن است دگرگون (قدیمی) و یا نادگرگون (جدیدتر) باشد.

۳- سنگ‌های ماگمایی درونی و بیرونی.

پوسته‌های اقیانوسی پرکامبرین

عنوان: توضیح

در ناحیهٔ انارک – جندق، حدود ۷۰۰۰ متر، از سنگ‌های پریدوتیتی (هارزبورژیت و کمی لرزولیت)، گابرو، دیاباز، بازالت، شیل، سنگ‌آهک‌های پلاژیک و چرت‌های نواری وجود دارد که به دلیل قرارگیری در زیر سنگ‌های پرکامبرین پیشین (مرمرهای لاک) به سن نوپروتروزوییک (آشکوب وندین) دانسته شده‌اند. هوشمندزاده و همکاران (۱۳۶۸)، این ردیف سنگی را (از پایین به بالا) مشتمل بر چهار واحد زیر می‌دانند.

۱- سنگ‌های پریدوتیتی همراه با توده‌های پراکندهٔ گابرو، دیاباز و پلاژیوگرانیت،

۲- رسوب‌های پلاژیک (شیل، چرت، سنگ‌آهک نازک لایهٔ سیاه‌رنگ) با همراهانی از پریدوتیت و بازالت،

۳- بازالت، توف، برش‌های بازالتی با میان‌لایه‌هایی از رسوب‌های پلاژیک،

۴-رسوب‌های پلاژیک، مانند شیل، چرت و کربنات‌های تیره‌رنگ،این مجموعه یک بار در رخسارۀگلوکوفان –ولاستونیت و در رویدادهای بعدی در رخساره‌های آمفیبولیت تا شیست سبز دگرگون شده است.داودزاده و لنچ (۱۹۸۱)، مجموعه‌های افیولیتی انارک را بقایای تتیس کهن، به سن کربنیفر و ادامۀ افیولیت‌های هرات می‌دانند که در اثر چرخش خردقارۀ ایران مرکزی به ناحیۀ انارک نقل مکان کرده‌اند، ولی، الماسیان (۱۹۹۷)، این مجموعۀ افیولیتی را قدیمی‌تر از دگرگونی‌های انارک و به سن قبل از نوپروتروزوییک می‌داند. که در ارتباط با نواحی پشت کمان اقیانوسی است.

هوشمندزاده این افیولیت‌ها را مربوط به یک اشتقاق درون قاره‌ای می‌داند که از انارک تا بیابانک – بافق دو صفحه قاره‌ای را از یکدیگر جدا می‌کرده است.اگرچه تاکنون، پی‌سنگ افیولیتی پرکامبرین ایران تنها از انارک –جندق گزارش شده است ولی وجود چنین پوسته‌هایی در نقاطی از زون سنندج –سیرجان همچنان محتمل است.

پوسته قاره‌ای پرکامبرین

عنوان: توضیح

بیشتر سنگ‌های پرکامبرین ایران، خاستگاه قاره‌ای دارند که از هوازدگی و فرسایش سنگ‌های ماگمایی و دگرگونی قدیمی و در رژیمی کم و بیش آواری تشکیل شده‌اند. به دلیل داشتن خاستگاه و شرایط رسوبی یکسان، سنگ‌های قاره‌ای پرکامبرین باید سنگ رخساره‌ای به تقریب مشابه داشته باشند، ولی دگرگونی و دگرسانی شدید بعدی، سبب شده تا سنگ‌های قاره‌ای پرکامبرین ایران را بتوان به دو دستۀ بزرگ سنگ‌های دگرگونی و سنگ‌های نادگرگونی تقسیم کرد.

سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین

عنوان: مقدمه

تا این اواخر، همهٔ سنگ‌های دگرگونی ایران را به سن پرکامبرین می‌دانستند، چرا که این سنگ‌ها از نظر درجهٔ و رخسارهٔ دگرگونی، با سنگ‌های نادگرگونی 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 (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۸).فرآیندهای دگرگونی تحمیل شده بر سنگ‌های قاره‌ای پرکامبرین ایران چندزادی است و در همه جا اثر یکسان ندارد. به طوری که از نظر رخسارهٔ دگرگونی، می‌توان این سنگ‌ها را به دو گروه جدا تقسیم کرد.گروه نخست، انواعی از آمفیبولیت، گنایس، شیست و سنگ مرمر هستند که نشانگر دگرگونی از نوع فشار زیاد و دمای کم هستند. گروه دوم که در جایگاه چینه‌شناختی بالاتری قرار دارند، از نوع فیلیت، اسلیت، شیست و نشانگر رخسارهٔ دگرگونی از نوع دمای زیاد و فشار کم می‌باشند.با وجود تأثیر دگرگونی شدید و مکرر، بررسی سنگ‌شناسی و محیط رسوبی پوستهٔ قاره‌ای دگرگون شدهٔ پرکامبرین ایران نشانگر آن است که این سنگ‌ها در اصل سنگ‌های رسوبی مختلفی بوده‌اند که گاه در بین آنها سنگ‌های آذرین خروجی نیز جای گرفته است. وجود شیست، مرمرهای دولومیتی و آهکی و وجود برخی از گریوک‌های دگرگون شده، نشانگر آن است که این سنگ‌ها در محیط‌های کم ژرفای دریا تشکیل شده‌اند. افزایش ناگهانی ژرفای حوضه موجب انباشت رخساره‌های ژرف‌تر شده که با گریوک‌های بسیار دانه‌ریز آغاز و سپس تبدیل به رسوبات پلیتی می‌شود که در بخش بالایی آن، همراهانی از سنگ‌های آتشفشانی اسید وجود دارد. سنگ‌شناسی یاد شده، نشانگر افزایش تدریجی ژرفای حوضه است. به همین دلیل در ناحیهٔ کرمان، واحد سنگ‌چینه‌ای مُراد (سری مُراد) حاوی جلبک و رادیولرهای نواحی ژرف و حاکی از ژرفای محلی حوضه‌های رسوبی پرکامبرین است. گفتنی است که یکنواختی ترکیب می‌تواند به شرایط یکسان رسوبی اشاره داشته باشد.

پراکندگی جغرافیایی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین

بخش بزرگی از دگرگونی‌های ایران مرکزی، پوسته‌های قاره‌ای پرکامبرین هستند که هم در زمان پیش از پرکامبرین پسین و هم در زمان‌های بعد دگرگون شده‌اند. اگرچه برخی از دگرگونی‌های درجه بالا در کوه‌های البرز، (شیست‌های گرگان، مجموعهٔ اسالم - شاندرمن) را به پرکامبرین نسبت داده‌اند اما، به نظر می‌رسد که کهن‌ترین سنگ‌های البرز ردیف‌های شیلی، توفی، ماسه‌سنگی سبز رنگ « سازند کهر » با سن نوپروتروزوییک است و چندان هم دگرگونی نیست. در کوه‌های زاگرس، پی‌سنگ پرکامبرین رخنمون ندارد. ولی، وجود یک پی‌سنگ دگرگونی در این کوه‌ها حتمی است. نواحی ساغند، پشت‌بادام، باختر زنجان، تکاب، ارومیه، مهاباد، مریوان، جندق، فردوس، ترود، اسفندقه، حاجی‌آباد، گلپایگان بخش‌هایی از ایران مرکزی هستند که دگرگونی‌های پرکامبرین گزارش شده است، در حالی که در بسیاری از حالات، نه سنگ و نه فرآیند دگرگونی، به سن پرکامبرین نیست. از بین نواحی یاد شده به دگرگونی‌های چند ناحیهٔ زیر اشاره می‌شود.

پرکامبرین در ایران مرکزی

توالی ستبری (حدود ده‌هزار متر) از سنگ‌های دگرگونی درجه بالا و یا کم دگرگونی وجود دارد که حقی‌پور (۱۹۷۴)، با توجه به فرآیندهای دگرگونی، سنگ رخساره و همچنین جایگاه چینه‌شناسی، آنها را به چهار واحد سنگ‌چینه‌ای به نام‌های « سری‌های اولیه (Earlier Series)» ، «مجموعهٔ چاپدونی(Chapedony Complex) »، « مجموعهٔ بُنه‌شورو (Bonehshuro Complex) » و «سازند تاشک Tashk Formation)) » تقسیم کرده است.

واحد موسوم به « سری‌های اولیه» برونزد ندارد. ولی، 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.

« مجموعهٔ چاپدونی » به دلیل داشتن 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 به همراه دارد. حفظ بقایای لایه‌بندی، وجود میان‌لایه‌های مرمر و کانی‌های تخریبی سبب شده تا خاستگاه اولیهٔ دگرگونی‌های چاپدونی، آواری –آتشفشانی دانسته شود.

« 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. درجهٔ دگرگونی بُنه‌شورو خفیف‌تر از مجموعهٔ چاپدونی و لذا جوان‌تر از آن است، 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) از مرمر دولومیتی همراه با کمی شیست و گنیس مشخص شده است. ولی، حمدی (۱۳۷۴) بر این باور است که این مرمرها دارای سنگوارهٔ کامبرین پیشین (آشکوب آتابانین) است.

« 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، گریوک دانه‌ریز و ماسه‌سنگ آرکوزی است که در اثر دگرگونی به شیست، فیلیت، اسلیت، میکا شیست و متاگریوک تبدیل شده‌اند. تفاوت رخسارهٔ دگرگونی سبب شده تا این سازند (تاشک) به دو بخش تقسیم شود. بخش زیرین (تاشک) بیشتر گریوکی با رخسارهٔ آمفیبولیت تا شیست است. 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.

جدا از واحدهای یاد شده، در ناحیهٔ ساغند – پشت‌بادام، واحدهای سنگ‌چینه‌ای «مجموعهٔ پشت‌بادام »، « مجموعهٔ تفکیک نشده » و « مجموعهٔ سرکوه » به سن پرکامبرین گزارش شده‌اند (حقی‌پور، ۱۹۷۴).« مجموعهٔ پشت‌بادام » توده‌های گرانیتی متعدد دارد و شامل دو بخش سنگ‌های دگرگونی درجهٔ بالا (آمفیبولیت، میگماتیت، پیروکسنیت ...)، و دگرگونی‌های ضعیف (فیلیت، کربنات‌های متبلور و ۰۰۰) است. داشتن همراهانی از سنگ‌های پالئوزوییک سبب شده تا حقی‌پور این مجموعه را به سن پرکامبرین - پالئوزوییک بداند، در حالی که هوشمندزاده (۱۳۶۸) به سن پالئوزوییک و مزوزوییک باور دارد و تفاوت در دگرگونی را نتیجهٔ توده‌های گرانیتی می‌داند که گاه اثر بیشتر و در بعضی نقاط، اثر کمتری داشته‌اند.« مجموعهٔ سرکوه » از نوع میکا شیست‌های حاوی کیانیت، سیلیمانیت، گارنت، آندالوزیت است که به طور محلی، مقادیری مرمر و چند بین لایهٔ آمفیبولیتی و سنگ‌های اسکاپولیتی دارد. در این مجموعه، نفوذی‌هایی از نوع اسید، دایک‌های قلیایی و گاهی رگه‌های پگماتیتی دیده می‌شود. پایین بودن درجه و رخسارهٔ دگرگونی مجموعهٔ سرکوه، سبب شده 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.یادداشت: وجود کانی‌های گروه اورانیم در ناحیهٔ ساغند سبب شده 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. بنا به نوشتهٔ آقا ابراهیمی سامانی (۱۳۶۷) کهن‌ترین واحد رخنمون شده در ایران مرکزی، انباشته‌های فلیشی - تخریبی، با رخسارهٔ شیب قاره‌ای، به نام « سازند ناتک (Natk Formation) » است که سن پرتوسنجی ۷۵۰ تا ۸۷۴ میلیون سال دارد. 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.

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. سازند ساغند در زیر لایه‌هایی قرار دارد که رخسارهٔ کافتی دارد و هم ارز سازندهای ریزو، دسو و سلطانیه است.

سامانی و همکاران (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 نفوذکرده است. در ضمن ایشان، برای مجموعه‌های چاپدونی، بُنه‌شورو و تاشک نام « گروه تاشک » را پیشنهاد می‌کنند، مشروط بر آن که سازند تاشک به سازند ناتک تغییر نام دهد.

دگرگونی و گرانیتی شدن پی‌سنگ پرکامبرین ایران مرکزی

در بارهٔ فرآیند، پیامد و به ویژه « زمان » دگرگونی سنگ‌های پرکامبرین ناحیهٔ ساغند – پشت‌بادام اتفاق نظر وجود ندارد. بر پایهٔ گزارش حقی‌پور (۱۹۷۴)، جدا از دگرگونی‌های احتمالی قدیمی‌تر، شناخته شده‌ترین دگرگونی پرکامبرین ناحیه، شامل دو مرحلهٔ متوالی است که حاصل آن دگرشکلی، میگماتیتی شدن و گرانیتی شدن شدید سنگ‌های پرکامبرین است.

فاز نخست دگرگونی از نوع فشار متوسط و دمای کم (نوع باروین) و فاز دوم، از نوع دمای بالا است که با دگرگونی نوع آباکوما، قابل قیاس است. هر یک از دو فاز، دارای پاراژنز کانی‌های همزاد است که در شرایط دما و فشار مربوط پایدارند. در سنگ‌های پرکامبرین ناحیهٔ ساغند – پشت‌بادام، جدا از کانی‌های دگرگونی دو فاز مذکور، برخی کانی‌های دگرگونی جوان‌تر نیز وجود دارد که به دگرگونی‌های پس از پرکامبرین تعلق دارند و لذا پذیرفته شده که در سنگ‌های پرکامبرین ساغند

– پشت‌بادام دگرگونی چندگانه Polymetamorphism)) است. حقی‌پور بـه ۶ فـاز دگرگـونی بـاور دارد که دو فاز آن به سن پرکامبرین و فازهای بعدی جوان‌تر از پرکامبرین اند.

درجهٔ دگرگونی دو فاز دگرگونی پرکامبرین از بالاترین درجهٔ رخسارهٔ آمفیبولیت تـا پـایین‌تـرین درجـهٔ رخسارهٔ شیست سبز متغیر است. اما، به جـز تاشـک بـالایی، دیگـر مجموعـه‌هـای دگرگـونی نمایـانگر رخسارهٔ آمفیبولیت هستند.سامانی (۱۳۶۷) دگرگونی پرکامبرین را منتفی دانسته و پدیـدهٔ دگرگـونی کمپلکس‌های منطقهٔ ساغند را محصول دگرگونی دینامو‌ترمـال کـوهزایی سـیمری (ma220-180)، و میگمـاتیتی، گرانیتـی شـدن را ناشـی از دگرگـونی گرمـایی ((Thermal در آغـاز ترشـیری (۵۲ میلیون سال) می‌داند. شاید فازهای دینامو‌ترمال (سیمری) و گرمایی (ترشیری) مـورد سـخن، همـان فازهای جوان‌تری باشند که حقی‌پور بدان‌ها فازهای جوان‌تر از پرکامبرین نام داده است.

میگماتیتی شدن و تشکیل گرانیت‌های آناتکسی

در کمربند دگرگونی ایران مرکزی، در اثر فرآینـدهای دگرگـونی، دمـای ناحیـه بـه حـدی رسـیده کـه سنگ‌های اولیه مانند گریوک‌هـا، آرکوزهـا، آتشفشـانی‌هـا و حتـی کربنـات‌هـا ذوب و روان شـده کـه حاصل آن پیدایش میگماتیت، گرانیت‌های آناتکسی و دیوریت‌های گسترده است (حقـی‌پـور، ۱۹۷۴). در مجموعهٔ چاپدونی دو فاز میگماتیتی شدن، در ارتباط بـا دو فـاز دگرگـونی، شناسـایی شـده اسـت. میگماتیت‌های فاز نخست، با دگرگونی فاز نخست پیوند دارند و بیشتر از نـوع میگماتیـت‌هـای رگـه‌ای همزمان با زمین‌سـاخت ((Syntectonicاسـت. میگماتیـت‌هـای فـاز دوم، منشـاء آرنیتـی دارد کـه موجب تشکیل روانه‌های گرانیتی شده است. میگماتیت‌های جوان‌تـر در میگماتیـت‌هـای فـاز نخسـت نفوذ کرده و به دلیل قرارگیری در برگوارگی جا به جا شده و سطوح محوری ریز چـین‌هـای مربـوط بـه فاز دوم دگرگونی، میگماتیتی شدن از نوع بعد از زمین‌ساخت ((Tectonic Post است.

گفتنی است که پدیدهٔ میگماتیتی شدن و تشکیل گرانیت‌های آناتکسی، منحصر به ناحیهٔ ساغند و پشت‌بادام نیست و این پدیده در نقاط دیگر ایران مانند تکاب، ترود، باختر ارومیه، ازبکوه و ۰۰۰ نیز همچنان گزارش شده است.

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 دارند. به همین‌رو، تفریق دگرگونی پیشرفت چشمگیر دارد 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 رسوب‌های کم دگرگونی تریاس –ژوراسیک (گروه شمشک)، پوشیده شده است. تفاوت سنگ‌شناسی و همچنین اختلاف ناگهانی و شدید نوع و درجهٔ دگرگونی سبب شده 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.

در ناحیهٔ انارک، از شمال نایین تا حوالی ساغند –پشت‌بادام، یک مجموعهٔ شیستی تیره رنگ برونزد دارد که همراهانی از فیلیت‌های گرافیتی، کوارتزیت، سنگ آهک‌های متبلور، کلریت اپیدوت شیست، میکا شیست و اپی‌گنیس دارد. این مجموعه را اشتال (۱۹۱۱) به سن آرکئن دانسته است. داودزاده و همکاران (۱۹۶۹) ضمن اعتقاد به سن پرکامبرین به این مجموعه « دگرگونی‌های انارک» گفته‌اند. 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 سازندگان دگرگونی‌های انارک است.

الماسیان (۱۹۹۷)، شیست‌های انارک را به شرح زیر تقسیم می‌کند.با توجه به جدول زیر « شیست‌های انارک » به سن نوپروتروزوییک –کامبرین پیشین است که در زمان تریاس پسین، و در اثر رویداد سیمرین پیشین، دگرگون شده‌اند.

پرکامبرین در سنندج –سیرجان

زون سنندج –سیرجان به عنوان پرتکاپوترین حوضهٔ ساختاری –رسوبی ایران، یک کافت میانهٔ بلوک است که بیشتر سنگ‌های آن دگرگون است. از گذشته بسیاری از دگرگونی‌های موجود در مناطق سیرجان، حاجی‌آباد، کولی‌کُش، شهرکرد، بویین، ازنا، گلپایگان، موته، مهاباد، مریوان، تکاب، باختر دریاچهٔ ارومیه و ۰۰۰ به پرکامبرین نسبت می‌دهندکه چکیدهٔ آن در جدول زیر ارائه شده است.

پرکامبرین در البرز

دگرگونی‌های منسوب به پرکامبرین کوه‌های البرز، تنها در دامنهٔ شمالی این کوه‌ها برونزد دارند که از آن جمله می‌توان به شیست‌های گرگان، دگرگونی‌های اسالم –شاندرمن در جنوب باختری انزلی و دگرگونی‌های علم‌کوه (باختر کلاردشت) اشاره کرد. 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 که موارد زیر از آن جمله است.

در ناحیهٔ گرگان (شیست‌های گرگان)، از حوالی گرگان تا حدود ۱۲۰ کیلومتری باختر این شهرستان (جنوب خاوری نکا) تناوبی از سنگ‌های آتشفشانی بازیک دگرگون شده، کوارتزیت، کوارتزویک 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 پالئوزوییک بالایی رانده شده است که بخش قابل رؤیت آنها، حدود ۱۰۰۰ متر ستبرا دارد.

گانسر (۱۹۵۱)، اشتوکلین (۱۹۶۸)، و ۰۰۰ زمین‌شناسانی هستند که به طور استنباطی، شیست‌های گرگان را پی‌سنگ پرکامبرین کوه‌های البرز دانسته‌اند. ژنی 1977(a) ضمن مقایسهٔ

شیست‌های گرگان با مجموعهٔ بُنه‌شورو با ارائهٔ دلایل زیر، شیست‌های گرگان را به سن پرکامبرین 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 آرنیتی و کوارتز آرنیت، 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 ماسه‌سنگ سُرخ با یک افق کوارتزی سفید رنگ در بالا که قابل قیاس با سازند لالون (کامبرین پیشین) دانسته شده است. ولی 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 – پمپلی‌بیت سازند محمدآباد و سازند لالون، تمام این مجموعه را متعلق به اواخر پرکامبرین تا میانهٔ پالئوزوییک می‌دانند. حمدی (۱۳۷۴) با پیدا کردن فسیل‌های پالئوزوییک، شیست‌های گرگان را به سن پالئوزوییک (اوردویسین، دونین، کربنیفر) می‌داند.

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. افتخارنژاد و بهروزی (۱۳۷۰) مجموعهٔ شیست‌های گرگان را با منشورهای برافزایندهٔ بقایای تتیس کهن مشهد قابل قیاس و به سن پرمین دانسته و عامل دگرگونی را با رویداد سیمرین پیشین وابسته می‌داند.ولایتی (۱۳۸۱)، بر پایهٔ هاگ‌های شبه قارچ، شیست‌های گرگان را به سن ترشیری می‌داند. به نظر می‌رسدکه 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 زمینـدرز تتـیس کهن، با یکدیگر مخلوط شده‌اند. در ناحیهٔ علم‌کوه یک مجموعهٔ دگرگونی بـه نـام سـازند بَریـر (بـاریر) متشکل از اسلیت، کوارتزیـت، تالـک شیسـت، مرمـر و ۰۰۰ گـزارش شـده کـه بـا کمـپلکس ضـخیم مرمری، توف‌های دگرگونی، هورنفلس‌های بازیک، تالک شیست و سنگ‌هـای سیلیسـی آهکـی پیونـد پیچیده و نامشخص دارند.

در ۱۹۶۲، گانسر و هوبر، این مجموعهٔ دگرگونی را بـه سـن پرکـامبرین دانسـتند. ولـی، بررسـی‌هـای بعدی نشان داد که دگرگونی‌های عَلَم‌کوه دارای سنگواره‌های پالئوزوییک و مزوزوییک هسـتند کـه در اثر فرآیند همبری مجاورتی ناشی از تزریق گرانیت عَلَم‌کوه به سـن حـدود ۵ میلیـون سـال، دگرگـون شـده‌انـد.در جنـوب بـاختری انزلـی در نـواحی اسـالم و شـاندرمن، یـک مجموعـهٔ دگرگـونی شـامل میکاشیست (حاوی اکتینولیت، گارنت، زویسیت و مسکوویت)، گنـیس دانـه‌ریـز و آمفیبولیـت بـه نـام کمـپلکس اسـالم –شـاندرمن برونـزد دارد کـه در زون‌هـای گسـلیده بُـرش‌هـایی عدسـی ماننـد از سنگ‌های اولترابازیـک دارد. کـلارک و همکـاران (۱۹۷۵) ایـن دگرگـونی‌هـا را یـک فـرازمین کهـن پرکامبرین دانسته‌اند که به طور دگرشیب با سنگ‌های ژوراسیک پوشیده شـده اسـت. ولـی افتخـارنژاد (۱۳۷۱)، علوی (۱۹۹۱)، این مجموعه را نوعی پوستهٔ اقیانوسی وابسـته بـه تتـیس کهـن و بـه سـن پرمین می‌دانند کـه در طـول کـوهزایی سـیمرین پیشـین، بـر روی حاشـیهٔ غیرفعـال قـاره‌ای البـرز، فرارانش کرده است.یادداشت: با آنچه گفته شد، دگرگونی‌های درجهٔ بـالا بـه سـن پرکـامبرین در البـرز برونزد ندارند. به نظر می‌رسد که کهن‌ترین سـنگ‌هـای پرکـامبرین البـرز « سـازند کهـر » اسـت کـه حاوی آکریتارک‌های پروتروزوییک پسین است.

پرکامبرین در زاگرس

پی‌سنگ پرکامبرین زاگرس در هـیچ نقطـه‌ای رخنمـون نـدارد ولـی، بـا توجـه بـه انـدازه‌گیـری‌هـای مغناطیس هوایی، گرانی‌سنجی و بررسی‌های چینه‌شناختی، این باور وجود دارد که پی‌سـنگ زاگـرس

دنبالهٔ شمال –شمال خاوری سپر عربی –نوبی(Arabian – Nubian Shiel) 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).

سنگ‌های نادگرگونی پرکامبرین

عنوان: مقدمه

سنگ‌های نادگرگونی پرکامبرین ایران در شرایط رسوبی نابرابر تشکیل شده‌اند و به همین‌رو می‌توان آنها را به دو گروه بزرگ تقسیم کرد.گروه نخست، کهن‌تر بوده و بیشتر از نوع نهشته‌های دریایی است که با ستبرای زیاد و یکنواختی ترکیب در بیشتر نواحی ایران رخنمون دارند.گروه دوم، که جوان‌تر و در بالا است، از رسوب‌های بر قاره‌ای ((Epicontinental تشکیل شده که گاهی به انواع تبخیری تبدیل می‌شود و در مقایسه با گروه نخست، ستبرای کمتری دارند.عامل اساسی در تفاوت شرایط رسوبگذاری در مجموعهٔ نادگرگونی پرکامبرین ایران همان رویداد زمین‌ساختی کاتانگایی است که ضمن چین دادن سنگ‌های بخش زیرین و تکاپوهای ماگمایی اسید، سبب شده تا شرایط دریایی به شرایط نزدیک قاره‌ای تبدیل شود.

رسوب‌های دریایی نادگرگونی پرکامبرین

از نگاه ترکیب، رسوب‌های دریایی نادگرگونی ایران بسیار یکنواخت بوده و گسترش بسیار زیادی دارند. این سنگ‌ها شامل ردیفی از سنگ‌های انباشته شده در آب‌های کم ژرفا، مانند توف‌های شیلی، سیلت سنگ و ماسه‌سنگ است که بین لایه‌هایی از آذرآواری، گدازه اسید و یا لایه‌های دولومیتی دارند. رنگ متمایل به سبز در آنها عمومیت دارد و به واقع از ویژگی‌های آنها است. با وجود تشابه بسیار زیاد سنگ رخساره و رنگ، به این سنگ‌ها در نواحی گوناگون، اسامی متفاوت داده شده است. جدول زیر معرف واحدهای سنگ‌چینه‌ای مورد سخن است که به خوبی با یکدیگر هم ارز و قابل قیاس‌اند. گفتنی است که:

* دگرشیبی مرز بالای رسوب‌های دریایی نشانگر عملکرد رخداد کاتانگایی است ولی این رویداد در همه جا شدت یکسان نداشته به همین رو در البرز مرکزی –آذربایجان سنگ‌های پرکامبرین پسین به ظاهر به طور هم‌شیب بر روی سازند کهر دیده شده است، ولی یک تغییر ناگهانی سنگ‌شناسی در فصل مشترک آنها وجود دارد.

* اگرچه رسوب‌های نادگرگونی یاد شده متعلق به محیط‌های دریایی دانسته شده‌اند، ولی ساخت‌های استروماتولیتی و رسوبی گوناگون (برش‌های دولومیتی، افق‌های هوازده، خاک‌های قدیمی) نشان می‌دهد که بیشتر این نهشته‌ها در محیط‌های کشندی انباشته شده‌اند. لاسمی (۱۳۷۰) بر این باور است که بخش زیرین سازند کهر، به گمان قوی، نشانگر رخساره‌های درون کراتون است ولی بخش میانی و بالایی این سازند، بیشتر، دربرگیرندهٔ رخساره‌های سیلیسی آواری محیط قاره‌ای (رودخانهٔ ماندری) و حدواسط (دلتایی) و به مقدار کم تر رخساره‌های کربناتی سکویی است که همراه با سنگ‌های آذرین و توف نهشته شده‌اند و به همین‌رو دریایی دانستن نهشته‌های کهر نیاز به شواهد بیشتر دارد. در هر حال، در ناحیهٔ کرمان، « سری مراد » دارای جلبک و رادیولرهای نواحی ژرف دریا است و نشان می‌دهد که به طور محلی، حوضهٔ رسوبی پرکامبرین ژرفای بیشتر داشته است.

* وجود نشانه‌هایی از آکریتارک در تناوب‌های شیلی و استروماتولیت در واحدهای کربناتی سازند کهر سبب شده تا زگر (۱۹۷۷) و حمدی (۱۳۷۴)، سازند کهر را به سن ریفئن(Riphean) بدانند، ولی سن وندین را برای بخشی از لایه‌های بالایی آن محتمل می‌دانند.

* وجود دو جنس Spumellaria و Laminarites (از خانوادهٔ رادیولاریا) و همچنین جنس‌های میکروسکوپی از نوع Lophododioerodium و آثار کرم مانند Sabellarifex در سری مراد، سبب شده تا به این نهشته‌ها سن پرکامبرین داده شود (هوکریده، ۱۹۶۲). ولی حمدی (۱۳۷۴) گاهی به سن اردویسین و گاهی به کامبرین پیشین (توماتین) باور دارد.

* سازند کلمرد سنگواره ندارد. ولی چین‌خوردگی شدید، شباهت‌های زیاد سنگ‌شناختی، جایگاه چینه‌شناسی و دیگر ویژگی‌های فیزیکی سبب شده تا این سازند با ردیف‌های دریایی نا دگرگونی دیگر نواحی ایران (کهر، مراد و ۰۰۰) قیاس و به سن پرکامبرین دانسته شود. ولی حمدی (۱۳۷۴) پاره‌ای ساخت‌های فرسایشی را نتیجهٔ فعالیت جنس Monomorphichnus sp, Cylindrichous sp و Oldhamia antigua دانسته و سازند کلمرد را به دیرینگی کامبرین پیشین می‌داند، در حالی که هیچ‌یک از ویژگی‌های سازند کلمرد با ردیف‌های کامبرین شناخته شدهٔ ایران شباهت ندارد.

* در ناحیهٔ شیرگشت (شمال طبس)، حالت استثنایی از سنگ‌های دریایی کم دگرگون شدهٔ پرکامبرین گزارش شده که متشکل از ردیف یکنواختی از آهک‌های سیلتی با میان‌لایه‌هایی از سیلت‌های سبز یا شیل‌های فیلیتی زرد تا ارغوانی است. وجود پولک‌های سریسیت در سطوح لایه‌بندی، ریزچین و خطوارگی در این سنگ‌ها نشانهٔ دگرگونی خفیف آنها است. روتنر و همکاران (۱۹۶۸)، به این واحد سنگ‌چینه‌ای « لایه‌های شورم(Shorm Beds) » نام داده و ضمن مقایسه با سری مراد و سازند کلمرد، تنها به دلیل نداشتن سنگواره این سنگ‌ها را به سن پرکامبرین دانسته‌اند. سهندی (۱۳۶۸)، با توجه به شباهت‌های سنگ‌شناختی و به ویژه وجود مقاطعی از

تریلوبیت‌های کامبرین، لایه‌های شورم را به حق، هم‌ارز نهشته‌های کامبرین (سازند درنجال) می‌داند.

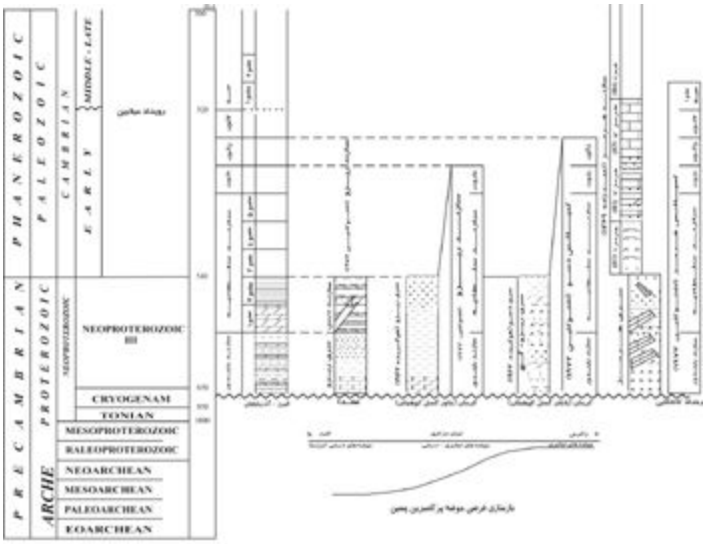
زون رسوبي - ساختاري	نام سازند	محل برش الگو	معرفي شده توسط	مرز پاييني	مرز بالايي	پوشيده شده با
البرز - آذربایجان	سازند کهر (کاهار)	درهٔ چالوس	ددوال (۱۹۶۷)	ديده نمی شود	ناپيوسته (دگرشيبی موازي)	سنگ‌هاي پرکامبرين پسين و يا گدازه‌هاي پرکامبرين
ايران مرکزي	سري مراد	۲۰ کيلومتر شمال باختر کرمان (چشمهٔ آب مراد)	گانسر (۱۹۵۵)	ديده نمی شود	دگرشيب	سري ريزو (پرکامبرين پسين - کامبرين)
	سازند کلمرد	تاقديس کلمرد	اشتوکلين (۱۹۶۸)	ديده نمی شود	دگرشيب	سازند شيرگشت (اردوويسين)
	تاشک بالايی	ساغند	حقی‌پور (۱۹۷۲)	ناپيوسته	دگرشيب	سري ريزو (پرکامبرين پسين - کامبرين)
	سازندة کنار	جنوب سبزوار	رزاق‌منش (۱۹۶۸)	ديده نمی شود	دگرشيب	سازند سلطانيه (پرکامبرين پسين - کامبرين)
زاگرس	به لحاظ نداشتن برونزد گزارش نشده است.					

رسوب‌های کنار قاره‌ای پرکامبرین (پرکامبرین پسین)

رسوب‌های کنار قاره‌ای پرکامبرین ایران سنگ‌هایی هستند که پس از رویداد زمین‌ساختی کاتانگایی و پیش از کامبرین تشکیل شده‌اند که بیشتر از انواع آواری‌های کم عمق، گاهی تبخیری و آتشفشانی هستند. در گذشته برای این مجموعه، از واژهٔ اینفراکامبرین Infracambrian)) استفاده می‌شد، چرا که این سنگ‌ها در زیر رسوبات کامبرین قرار داشتند و از سنگ‌های کم دگرگونی و یا دگرگونی پرکامبرین، با یک مرز ناگهانی از نظر سنگ‌شناختی، درجهٔ دگرگونی و ترکیب سنگی جدا بودند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۷) ولی، امروز اغلب از آنها با نام «سنگ‌های پرکامبرین پسین » یاد می‌شود.

سنگ‌های پرکامبرین پسین نه تنها در ایران بلکه درکشورهای همجوار سنگ رخسارهٔ بسیار همگن دارند. در هر حال، به رغم پایداری جانبی رخساره‌ها، تفاوت‌های رخسارهٔ سنگی در جهت قائم سبب شده تا مجموعهٔ مذکور به چند واحد سنگ‌چینه‌ای به نام‌های « سازند بایندور »، « سازند سلطانیه »، « سازند باروت » و « سازند زاگون » تقسیم شود. در سال (۱۹۷۷) زگر، دینوفلاژل‌های کامبرین پسین را در شیل‌های سُرخ‌رنگ موجود در مرز دو سازند باروت و زاگون گزارش کرد و بدین‌سان سازند زاگون از مجموعهٔ یاد شده (اینفراکامبرین) حذف شد.

داده‌های دیرینه‌شناسی امروز ایران، حمدی (۱۳۷۴)، نشان می‌دهد که مرز پرکامبرین –کامبرین سنگ‌های ایران از میان سازند سلطانیه (قاعدهٔ عضو دولومیت میانی) می‌گذرد. بنابراین سنگ‌های کنار قاره‌ای پرکامبرین پسین ایران محدود به سازند بایندور و بخش زیرین سازند سلطانیه در البرز، معادل‌های تبخیری –آتشفشانی سری‌های ریزو، دسو، راور در ایران مرکزی و یا انباشته‌های تبخیری سری هرمز در زاگرس است.با وجود استقلال نسبی حوضه‌های رسوبی، با تکیه بر سنگ رخساره و توزیع جغرافیایی سنگ‌های پرکامبرین پسین ایران، چنین به نظر می‌رسد که سکوی پرکامبرین پسین با دریای کم‌ژرفایی پوشیده می‌شد که از شمال به جنوب ژرفای کمتری داشت، به گونه‌ای که دریای آزاد در شمال ایران بوده است. گفتنی است که کافتی شدن پوسته، به ویژه در منطقهٔ کرمان و جنوب خاوری زاگرس، از عوامل مؤثر در تفاوت رخساره‌ها است (شکل ۳-۱).



شکل ۲-۱ - نمودار ژئوکرونولوژی واحدهای سنگ چینه‌ای پرکامبرین پسین ایران (بدون مقیاس)

پرکامبرین پسین در البرز –آذربایجان

با توجه به یافته‌های جدید، سنگ‌های پرکامبرین پسین البرز -آذربایجان منحصر به سازند بایندور و دو عضو زیرین سازند سلطانیه است. سازند هزارچال که گاه به سن پرکامبرین پسین و گاهی به کامبرین منسوب شده، یک واحد سنگ‌چینه‌ای پرسش‌آمیز است که نیاز به بازنگری دارد.

سازند بایندور توسط اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۴) در کوه بایندور واقع در جنوب خاوری زنجان، به ضخامت ۴۹۸ متر، مطالعه و معرفی شده است. این سازند، شامل ماسه‌سنگ‌های ارغوانی، شیل‌های میکادار سیلتی و شیل‌های ماسه‌ای دانه ریز است که میان لایه‌هایی از دولومیت‌های قهوه‌ای استروماتولیت‌دار دارد. جلبک‌های استروماتولیتی و آرکئوسیاتیدها تنها سنگواره‌های موجود است که فقط در میان‌لایه‌های دولومیتی دیده می‌شوند که به طور عموم به نوپروتروزوییک پسین (وندین) نسبت داده شده‌اند.مرز زیرین سازند بایندور با گرانیت دوران از نوع دگرشیبی آذرین پی است ولی گاه (در قره‌داغ) بایندور با سازند کهر ارتباط ناپیوسته دارد. در بالا، سازند بایندور به طور هم‌شیب و پیوسته با سازند سلطانیه پوشیده می‌شود.

گسترش جغرافیایی سازند بایندور محدود به کوه‌های سلطانیهٔ زنجان و شمال باختری آذربایجان (کوه‌های مورو، میشو، مهاباد، غرب ارومیه) است. اگرچه در پاره‌ای از نقاط البرز مرکزی (دماوند، فیروزکوه، دامغان) بعضی از ردیف‌های سنگی را با سازند بایندور مقایسه کرده‌اند، ولی در این مورد اطمنیان چندانی وجود ندارد.

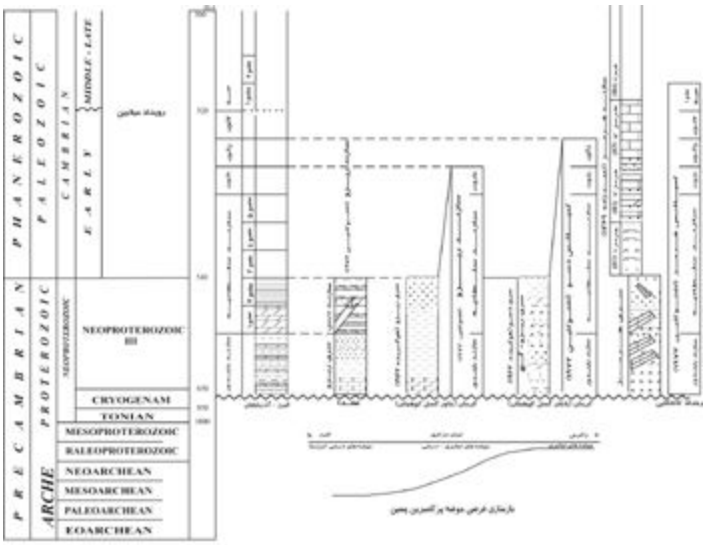
گفتنی است که حمدی (۱۳۷۴) سازند بایندور را به سن ژوراسیک –کرتاسه می‌داند ولی مطالعات پالینولوژی قویدل (۱۳۷۴) همچنان مؤید سن نوپروتروزوییک پسین (Late Riphean) است که قابل قبول‌تر است.

« عضوهای ۱ و ۲ سازند سلطانیه »، در محل بُرش الگو (کوه‌های سلطانیه)، سازند سلطانیه از سه عضو دولومیت پایینی (۱۲۳متر)، شیل چَپُقلو (۲۴۷ متر) و دولومیت بالایی (۷۹۰متر) تشکیل شده است. مطالعات بعدی (حمدی، ۱۳۷۲) نشان داد که سازند سلطانیه را می‌توان به ۵ عضو تقسیم کرد و در ضمن مرز پرکامبرین -کامبرین به تقریب در لایه‌های آغازین سومین عضو این سازند قرار دارد. به همین رو، بخشی از سازند سلطانیه که سن پرکامبرین پسین دارد، منحصر به عضوهای ۱ (دولومیت پایینی) و ۲ (شیل پایینی) این سازند است.

« عضو دولومیت پایینیMbr Lower Dolomite.))»، شامل تا ۲۵ متر دولومیت لایه‌ای چرت‌دار، خاکستری تیره حاوی فسیل‌های پوسته‌دار است این عضو در بیشتر نقاط وجود ندارد و سلطانیه با عضو شیل پایینی آغاز می‌شود.

« عضو شیل پایینی (Lower Shale Mbr.) »، شامل ۱۲۰ متر شیل‌های رُسی –سیلتی میکادار و گاهی ماسه‌دار ریز دانه است که حاوی عدسی‌هایی از سنگ‌آهک سیلت‌دار است Chuaria circularis Walcot و آکریتارک‌ها ((Acritachs از سنگواره‌های شاخص این عضو است که سن وندین را نشان می‌دهند.جدا از سازند بایندور و عضوهای ۱و ۲ سازند سلطانیه، در

بعضی از نقاط آذربایجان (مهاباد، تکاب و غـرب ارومیـه) در مـرز میـان سـازند کهـر (در زیـر) و سـازند بایندور (در بالا)، یک واحد سنگ چینـــه‌ای آتشفشانی –رسوبی، بـه ضـخامت حـــدود ۱۱۴۰ متـر وجود دارد که به نام «سازند قره‌داش» نام‌گذاری شده که بیشـتر شـامل گـدازه‌هـای ریـولیتی قلیـایی، توف های اسیدی، شیل های ماسه‌ای میکادار ارغوانـــی اسـت. ایـن گـدازه‌هـا معـــادل خروجـــی فـاز گرانیت‌زایی رخـداد کاتانـگایـی « گرانیت دوران » هستند و لذا به رغـم جایگـاه چینـه‌شناسـی (بـین کهر و بایندور)، شایسته است از مجموعهٔ پرکامبرین جدا باشند.



پرکامبرین پسین در ایران مرکزی

در ایران مرکزی، به ویژه در شمال کرمان، سـنگ‌هـای پرکـامبرین پسـین، آمیـزه‌ای از رسـوبات کنـار قاره‌ای و رسوبات تبخیـــری به نام‌هـای » سری ریـــزو(Rizu Series) » ، « سـری دسـو (Desu Series) »، « سری راور(Ravar Series)) » و « سازند درین(Derin Fm.) » است.

« سری ریزو » نخستین واحد سنگ‌چینه‌ای پس از کوهزایی کاتانگایی اسـت کـه بـه طـور دگرشـیب بر روی سری مراد نشسته است. پیچیدگی ساختاری و برونزدهای گنبـدی سـبب شـده تـا ایـن سـری نظم چینه‌ای نداشته باشد، به همـین دلیـل بُـرش الگـو نـدارد و سـتبرای آن بـین ۴۰۰ تـا ۶۰۰ متـر

برآورد شده است. شیل، ماسه‌سنگ، کربنات و لایه‌های ایگنمبریت از سازنده‌های سری ریزو هستند که به طور معمول، سنگ‌های کربناتی در زیر، شیل و سنگ‌ماسه در وسط و سنگ‌های ریولیتی بنفش رنگ و توف در بالا قرار دارند. سنگواره‌هایی مانند Medusite, Sprigging و همچنین سن پرتوسنجی ۵۹۵ تا ۱۲۰± ۷۶۰ میلیون سال (در معدن کوشک) سبب شده تا سری ریزو به سن پرکامبرین پسین باشد (هوکریده، ۱۹۶۲) .

اشتوکلین (۱۹۹۰)، به جای سری ریزو از واژهٔ « سازند ریزو » استفاده کرده و بر این باور است که این واحد سنگ چینه‌ای هم ارز زمانی سه سازند بایندور، سلطانیه و باروت است. بدین‌سان، از نظر سنی، سری ریزو منحصر به پرکامبرین پسین نبوده و تغییرات سنی آن از پرکامبرین پسین تا کامبرین پیشین است.

« سری دسو » در شمال و شمال باختری کرمان به ردیف‌های مشابه با سری ریزو انباشته‌های گچی اضافه شده است. ساخت پیچیده، حضور انباشته‌های تبخیری و یا انحلال آنها سبب شده تا این مجموعه بدون بُرش الگو باشد. هوکریده و همکاران (۱۹۶۲) برای بیان تفاوت بین سری بدون گچ ریزو و واحدهای مشابه گچ‌دار، از نام سری دسو استفاده کردند که در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی به غلط، سری دزو خوانده می‌شود. گچ، دولومیت هوازده، سنگ‌آهک‌های بودار و متبلور، ماسه‌سنگ میکادار سُرخ‌رنگ، کوارتزیت، سنگ‌های آذرین اسید و بازی تجزیه شده، ازسازنده‌های این سری هستند.

این واحد سنگ‌چینه‌ای به جز جلبک‌های آهکی نامشخص، فسیل شاخصی ندارد. ولی، بر اساس هم‌ارزی‌های منطقه‌ای، با سری ریزو دارای قرابت نزدیک است، به همین رو یکی از واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرکامبرین پسین دانسته شده است.اشتوکلین (۱۹۹۰) این واحد سنگی را نوعی آمیزهٔ زمین‌ساختی با ساخت پیچیده دانسته و به همین دلیل برای آن از صفت کمپلکس استفاده کرده است. به باور اشتوکلین تغییرات سنی کمپلکس دسو از پرکامبرین پسین تا کامبرین پیشین

است و می‌توان آن را با سازندهای بایندور، سلطانیه، باروت و زاگون البرز و همچنین سری هرمز زاگرس قابل قیاس دانست.

« سری راور» یک واحد سنگ‌چینه‌ای متشکل از آمیزه‌ای از ماسه‌سنگ سُرخ‌رنگ، سنگ تبخیری، دولومیت، سنگ‌آهک تیره رنگ و سنگ‌های آتشفشانی بازیک و اسیدی است که به ویژه در جنوب شهرستان راور به گونه‌ای دیاپیر مانند در اطراف گسل‌ها به سطح زمین رسیده است و به همین‌رو در برگیرندهٔ سنگ‌هایی به سن متفاوت است. در ۱۹۶۱ ، اشتوکلین ضمن معرفی این واحد سنگی، این آمیزهٔ رسوبی –آتشفشانی را با توالی‌های مشابه در گسترهٔ کرمان (سری‌های ریزو و دسو) و زاگرس (سری هرمز) مقایسه و به آن سن پرکامبرین پسین داد. در ۱۹۶۲، همبری زمین‌ساختی سازند نمکی راور با نهشته‌های تبخیری آهکی پکتن‌دار ژوراسیک بالا سبب شد تا هوکریده و همکاران این مجموعه را به سن ژوراسیک پسین بدانند. شواهد گوناگون موجود در گسترهٔ کلمرد – راور نشان می‌دهد که در پیرامون راور، دو واحد سنگی با ویژگی‌های سنگ‌شناختی مشابه وجود دارد که یکی ساخت دیاپیری و سن پرکامبرین پسین دارد و دیگری توالی به نسبت منظم‌تری است که جایگاهی در بالاترین ردیف ژوراسیک دارد و به همین‌رو نسبت دادن تمام این سنگ‌ها به پرکامبرین پسین و یا ژوراسیک نادرست است.

سازند درین در ناحیهٔ عقدا، بر روی سازند ریزو، یک واحد سنگ‌چینه‌ای متشکل از شیل دولومیتی همراه مقداری گچ عدسی شکل و تعدادی دایک و توده‌های کوچک دیابازی وجود دارد. نبوی (۱۹۷۸)، به طور غیر رسمی، به این مجموعه « سازند درین » نام داده و ضمن مقایسهٔ این مجموعه با بخش پایینی سازند سلطانیه، این سازند را نشانگر تغییر شرایط محیط تشکیل از سازند ریزو (درزیر) به سازند درین (در بالا) دانسته است (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۷).

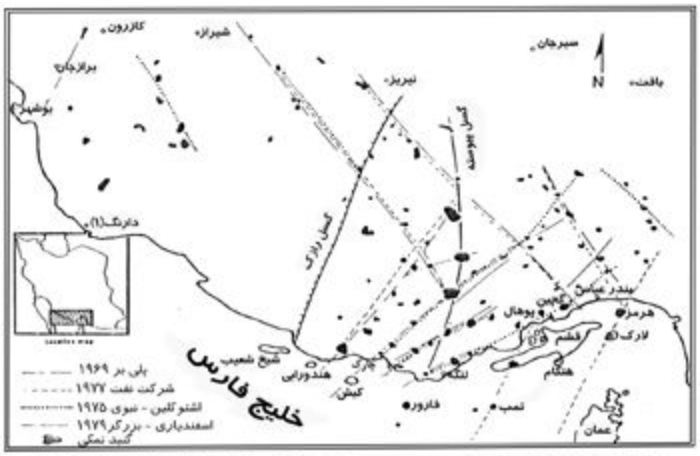
پرکامبرین پسین در زاگرس

در جنوب خاوری زاگرس، به ویژه در حدفاصل میان گسل کازرون در باختر و گسل میناب در خاور (حوضهٔ فارس)، سنگ‌های پرکامبرین پسین رخسارهٔ کولابی –تبخیری دارند که نخستین بار توسط تاورنیه (۱۶۴۲) مطالعه شده است. بر اساس شواهد موجود به نظر می‌رسد که در پی فازهای کششی رخداد کوهزایی کاتانگایی در نیمهٔ جنوب خاوری زاگرس، حوضه‌های تبخیری تشکیل شده و رسوبات کولابی به همراه روانه‌های آذرین مربوط به فاز گرانیت‌زایی کاتانگایی در آن انباشته شده است.

گروه نمکدان (بوسک، ۱۹۱۹) و گروه خمیر (ریچارسون، ۱۹۲۶)، نام‌های قدیمی این مجموعه است.در حال حاضر، رسوب‌های تبخیری و سنگ‌های ماگمایی این حوضه به صورت حدود ۱۱۵ گنبد نمکی برونزد دارند. جزیرهٔ هرمز یکی از این گنبدهای نمکی است و به همین دلیل، به این واحد سنگ‌چینه‌ای « سری هرمز » نام داده شده است.

سری هرمز در حوضه‌های بسیار کم عمق ولی در ارتباط با دریاهای آزاد، از پرکامبرین پسین تا کامبرین پیشین بر روی سپر دشتگون شدهٔ زاگرس نهشته شده است. این سری نمکی همچنین نشان می‌دهد که این خشکی‌ها در ناحیهٔ اقلیمی گرمی قرار داشته‌اند (بین ۱۰ تا ۴۰) و گسل اصلی امروزی زاگرس، به احتمال محل گسل‌های عادی کنترل کنندهٔ رسوبگذاری را نشان می‌دهد. ترکیب سنگی سری هرمز، شامل سنگ نمک (به رنگ‌های گوناگون)، انیدریت، ژیپس، سنگ‌آهک سیاه‌رنگ، دولومیت بودار چرتی، ماسه‌سنگ سُرخ، شیل رنگارنگ، سنگ‌های آذرین (درونی – بیرونی)، کانی‌های آهن و آپاتیت‌دار است. سنگ‌های یاد شده فاقد نظم چینه‌نگاشتی هستند و به همین‌رو تاکنون بُرش الگو ندارند. در مورد ضخامت نمک، نظرها بین ۹۰۰ تا ۴۰۰۰ متر، متفاوت است، ولی در مجموع، بیشترین انباشت نمک، در ناحیهٔ بندرعباس و هرمزگان است (مطیعی، ۱۳۷۲).

سن سری هرمز همیشه مورد بحث بوده است. کرتاسه (پیلگـریم، ۱۹۲۲)، کـامبرین (لـیس، ۱۹۲۹)، پرکامبرین پسـین (اشـتوکلین، ۱۹۶۸)، کـامبرین (احمـدزاده و همکـاران، ۱۳۶۹)، کـامبرین زیـرین (حمدی، ۱۹۹۱) سن‌های گوناگون پیشنهادی است. ولی، مقایسه منطقه‌ای بـا کشـورهای همجـوار و ایران مرکزی تأیید می‌کند که سری هرمز، سن پرکامبرین پسین –کامبرین میـانی دارد.احمـدزاده و همکاران (۱۳۶۹)، با وجود نداشتن نظم چینه‌ای، ایـن مجموعـه را بـه جـای سـری هرمـز « سـازند هرمز » نام دادند و آن را بـه چهـار عضـو H1, H2, H3 و H4 تقسـیم کردنـد. اشـتوکلین (۱۹۹۰) ضمن استفاده از واژهٔ « کمپلکس هرمز »، ایـن مجموعـه را بـا سـازندهای بایانـدور، سـلطانیه، بـاروت، زاگون، لالون و عضو نخست سازند میلا قابل قیاس دانسته است کـه دیـدگاهی مطلـوب و تأییـدی بـر سن پرکامبرین پسین –کامبرین میانی مجموعهٔ هرمز است.. (**شکل ۳-۲**)



شکل ۳-۲-پراکندگی گنبدهای نمکی مجموعه هرمز و آرایش آنها در امتداد خطوارههای پیشنهادی گوناگون

سـنگ‌هـای ماگمـایی پرکـامبرین

عنوان: مقدمه

سنگ‌های ماگمایی پرکامبرین ایران را می‌توان به سه گروه جدا تقسیم کرد:

گروه نخست، سنگ‌های گرانیتی هستند که همزمان با رویداد کوهزایی کاتانگایی و سخت شدن پی‌سنگ به وجود آمده‌اند. بنابراین از نوع نفوذی‌های همزمان با کوهزایی و بیشتر با ترکیب شیمیایی کلسیمی–قلیایی (کالک آلکالن) هستند.

گروه دوم، سنگ‌های گرانیتی پس از کوهزایی و از نوع قلیایی هستند این نوع گرانیت‌ها در نتیجه فازکششی بعد کوهزایی به وجود آمده اند .

گروه سوم، هم‌ردیف بیرونی گرانیت‌های قلیایی و به صورت سنگ‌های آتشفشانی هستند که در زیر و یا همراه با سنگ‌های پرکامبرین پسین بوده و نشانگر کشیدگی پوستهٔ قاره‌ای ایران در یک یا چند فاز کششی می‌باشند. نسبت دادن سنگ‌های ماگمایی موردنظر به پرکامبرین بر سه اصل سن پرتوسنجی، تزریق در سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین و جایگاه چینه‌نگاشتی آنها، است.

افزون بر فعالیت‌های ماگمایی مذکور، مجموعهٔ چاپدونی ایران مرکزی دارای دو فاز گرانیت‌زایی است که پایین‌ترین بخش کمپلکس چاپدونی را تشکیل می‌دهد و شامل انواع گرانیت و دیوریت‌های آناتکسی است. در برخی موارد می‌توان شاهد تغییر شکل تدریجی بین گنیس به میگماتیت و سپس دیوریت یا گرانیتویید بود (حقی‌پور، ۱۹۷۴). گفتنی است که:

* به لحاظ کمبود مقدار روبیدیم، تعیین سن نفوذی‌های پرکامبرین با روش روبیدیم –استرانسیم رضایت‌بخش نبوده است.

* سن‌های پرتوسنجی داده شده، بین ۵۶۰ تا ۱۱۰۰ میلیون سال است.

* به دلیل تزریق در سنگ‌های دگرگونی، اثر گرمایی آنها بر سنگ‌های درون‌گیر ناچیز است.

نفوذی‌های کلسیمی - قلیایی پرکامبرین

نگاه سنگ‌شناختی، نفوذی‌های کلسیمی - قلیایی پرکامبرین ایران، انواعی از گابرو تا گرانیت هستند. بعضی انواع رگه‌ای (آپلیت – پگماتیت) نیز وجود دارد و حتی یک برونزد کوچک از پیروکسنیت نیز در ناحیهٔ پشت‌بادام گزارش شده است. مهم‌ترین نفوذی از این نوع عبارتند از: - گرانیت و گرانودیوریت کلسیمی - قلیایی « سفید » در ناحیهٔ چاپدونی، که از نوع گرانیت‌های سفیدرنگ بیوتیت‌دار است.- گرانودیوریت ناحیهٔ کلمرد در باختر طبس .- گرانیت کلسیمی - قلیایی موته، که در دگرگونی‌های شمال موته نفوذ کرده و از نوع گرانیت‌های دومیکایی است. رگه‌های آپلیتی سرشار از کوارتز و پیریت‌های طلادار در این گرانیت نفوذ کرده‌اند.-گرانیت بیوتیت‌دار حسن رباط در ۱۵ کیلومتری شمال گلپایگان.

نفوذی‌های قلیایی پرکامبرین

به گرانیت‌های قلیایی پرکامبرین ایران، نام‌های گوناگونی داده شده است، ولی همگی آنها دارای جایگاه چینه‌شناسی مشخص و ویژگی سنگی مشابه هستند. مهم‌ترین ویژگی آنها کمبود کانی‌های فرومنیزین است به همین دلیل، به طور عموم رنگ سفید دارند. در ضمن داشتن بافت پورفیرویید حاشیه‌ای از ویژگی‌های این گرانیت‌ها است که نشان می‌دهد توده‌های مذکور بیشتر از نوع سنگ‌های نیمه عمیق سرد شده در نزدیکی سطح زمین هستند. نفوذی‌های قلیایی پرکامبرین ایران را می‌توان به دو گروه « دوران » و « زریگان » تقسیم کرد.

« گروه گرانیت دوران »، در سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین تزریق شده‌اند و به وسیلهٔ سنگ‌های کنار قاره‌ای پرکامبرین پسین پوشیده شده‌اند. از این گروه می‌توان به « گرانیت دوران » در منطقهٔ زنجان، « گرانیت بورنَوَرد » در جنوب سبزوار و « گرانیت قلیایی موته » اشاره کرد. گفتنی است که هوشمندزاده، سن گرانیت موته را اواخر کرتاسه -اوایل پالئوسن و قابل قیاس با گرانیت الوند همدان می‌داند.

« گروه گرانیت زریگان »، همچنان فاقد کانی‌های تیره هستند. ولی، بر خلاف گروه قبلی (دوران) این توده‌ها، رسوبات نزدیک قاره‌ای پرکامبرین پسین را تحت تأثیر قرار داده‌اند. مانند، گرانیت زریگان و نَریگان (ناریگان) در شمال شهرستان بافق و گرانیت چادرملو در خاور یزد.گفتنی است که اگرچه این گرانیت‌ها (گروه زریگان)، هم‌ردیف درونی ریولیت‌ها و توف‌های سازند قره‌داش و سری ریزو دانسته شده‌اند ولی گرانیت‌های زریگان و نَریگان، بر سری ریزو اثر گرمایی داشته‌اند (هوکریده، ۱۹۶۲). به باور هوشمندزاده (۱۳۶۷)، بسیاری از توده‌های گرانیتی روشن رنگ ایران مرکزی که به عنوان گرانیت زریگان دانسته شده‌اندبه درون سنگ‌های کرتاسه نفوذ کرده‌اند.

سنگ‌های آتشفشانی پرکامبرین

سنگ های آتشفشانی ایران در سه پهنهٔ جغرافیایی در بیشترین مقدارانـد. نخست، کمان ماگمایی ارومیه- بزمان، دوم دامنه‌های جنوبی البرز، سوم بلوک لوت در خاور ایران. در مورد خاستگاه و منشأ سنگ‌های آتشفشانی ایران، دو احتمال عنوان شده است.

نوگل سادات (۱۹۷۸)، بر این باور است که در کمان ماگمایی ارومیه –بزمان، وابستگی هندسی عناصر ساختاری گوناگون، منطبق بر سازوکار منطقه بُرشی راستگرد به پهنای ۱۰۰ کیلومتر است. در این گونه نواحی، گسل‌ها بیشتر از نوع خمیده و منحنی شکل و اغلب با بازشدگی همراه هستند و در نتیجه، حتی در مراحل فشردگی، شکستگی‌ها باز و خروج ماگما ممکن می‌گردد. وضع مشابهی در ناحیهٔ لوت وجود دارد. در این ناحیه نیز دگرشکلی ساختاری از نوع بُرشی ساده است و به همین رو، امکان بازشدگی دوبارهٔ شکستگی‌ها بیشتر است و در نتیجه پدیدهٔ آتشفشانی به نسبت پیوسته و گدازه‌های جوان‌تر، به طور پی‌درپی سنگ‌های پیشین را می‌پوشاند.

بسیاری از زمین‌شناسان، پیدایش کمان ماگمایی ارومیه –بزمان، را نتیجهٔ فرورانش صفحهٔ زاگرس – عربستان به زیر صفحهٔ ایران می‌دانند و یا افتخارنژاد (۱۹۷۲)، پیدایش سنگ‌های آتشفشانی

شمال لوت را نتیجهٔ فـرورانش بلـوک هیلمنـد (افغـان) بـه زیـر بلـوک لـوت دانسـته اسـت. در ضـمن سنگ های آتشفشانی جنوب بلوک لوت بخشی از کمان ماگمایی حاصل از فـرورانش پوسـتهٔ اقیانوسـی عُمان به زیر کـوه‌هـای مکـران اسـت. تکـین (۱۹۷۲) ضـمن همسـو بـودن بـا نظریـهٔ زمـین‌سـاخت صفحه‌ای، بیشتر سنگ های آتشفشانی ایران را مربوط به زمان توقف و یا به حداقل رسـیدن گسـترش بستر اقیانوس هند می‌داند.

علوی (۱۹۹۱) سنگ های ماگمایی البرز جنوبی را هم خاستگاه نمی‌دانـد. وی بـر ایـن بـاور اسـت کـه سنگ های ماگمایی البرز مرکزی و باختری، از انواع کلسـیمی - قلیـایی و شوشـونیتی امـا سـنگ‌هـای آتشفشانی البرز خاوری از نـوع قلیـایی اسـت کـه ارتبـاطی بـا البـرز مرکـزی و غربـی ندارنـد. یکـی از ویژگی های سنگ های آتشفشانی ایران، پدیدهٔ دگرگـونی اسـت کـه بـا تشـکیل کـانی‌هـای دگرگـونی مانندآلبیت، زئولیت و آنالیسـم همـراه اسـت. ایـن دگرگـونی، تنهـا همـراه بـا تغییـرات کـانی‌شناسـی، (دگرگونی استاتیک) و به دور از دگر شکلی است. مطالعات پاراژنزکانی‌هـای دگرگـونی مـذکور، نشـانگر دو فاز دگرگـونی بسـیار ضـعیف (رخسـارهٔ زئولیـت) و ضـعیف (رخسـارهٔ شیسـت سـبز) اسـت. تمرکـز متوالی مواد آتشفشانی در فروزمین‌ها و همچنـین جـایگیری انـواع تـوده‌هـای آذریـن نیمـه عمیـق و عمیق که با تحرک و تکاپوی سیالات همراه بوده، سبب شده تا کـانی‌هـای اصـلی ماگمـایی ناپایـدار و واکنش‌های یونی صورت گیرد که نتیجهٔ آن، نوعی خـود دگرگـونی در مقیـاس ناحیـه‌ای اسـت کـه بـا دگرگونی ژرفای اقیـانوس ها قابـل قیـاس اسـت و ممکـن اسـت بـه شـرایط ژئودینـامیکی در اعمـاق کافت‌های میان قاره‌ای ایران اشاره داشته باشد.

در پهنهٔ زاگرس به جـز سـنگ‌هـای ماگمـایی موجـود در مجموعـهٔ نمکـی سـری هرمـز، سـنگ‌هـای آتشفشانی در جا وجود ندارد. نبود روانه‌های ماگمایی در این پهنه، ممکـن اسـت بـه دو دلیـل باشـد: - در کوه های زاگرس، فرورانش بستر دریای تتیس به سمت شمال خاوری اسـت کـه از لبـهٔ قـارّهٔ فاصـله دارد.- در پهنهٔ زاگرس، نیروهای فشـاری عمـود، در بیشـترین مقـدار اسـت و بـه همـین‌رو هـیچ‌گونـه

بازشدگی در امتداد شکستگی‌ها روی نداده و در نتیجه ماگما راهی برای رسیدن به سطح زمین نداشته است. استدلال مشابهی را نیز می‌توان برای پهنهٔ مکران پذیرفت.

« سنگ های آتشفشانی پرکامبرین » ایران، به طور عمده در ارتباط با شکستگی‌های عمیق پوستهٔ ایران زمین است که در نتیجهٔ کوهزایی کاتانگایی شکل گرفته‌اند . گدازه‌های مورد نظر بیشتر از نوع ریولیت های قلیایی، توف‌های ریولیتی و کوارتزپورفیر هستند که هم ردیف بیرونی توده‌های نفوذی قلیایی پرکامبرین دانسته شده‌اند. ولی، با توجه به تأثیر گرمایی توده‌های نفوذی قلیایی « گروه زریَکان» بر نهشته‌های پرکامبرین پسین ایران مرکزی، باید بپذیریم که سنگ‌های آتشفشانی پرکامبرین ایران تنها معادل بیرونی توده‌های نفوذی « گروه دوران» می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی پرکامبرین ایران نام های گوناگونی دارند که عمده‌ترین آنها عبارتند از ریولیت‌های قلیایی تکنار، توف ها و ریولیت‌های قلیایی اسفوردی، ریولیت‌های قلیایی سری ریزو، ریولیت‌های سری هرمز، ریولیت ها و توف‌های سازند قره‌داش و ریولیت‌های موته. همان‌گونه که دیده می‌شود تمام آتشفشانی های یاد شده، ترکیب شیمیایی قلیایی دارند که می‌تواند حاکی از کافت‌های درون قاره‌ای در پوستهٔ کراتونی ایران باشد.

منابع معدنی پرکامبرین

سنگ های پرکامبرین به ویژه مجموعه‌های پرکامبرین پسین ایران نشانه‌ها و انباشته‌های در خور توجهی از منابع معدنی دارند که نام و ویژگی‌های عمومی پاره‌ای از آنها به شرح زیر است:

آهن: بیشتر ذخایر آهن ایران، در گسترهٔ ایران مرکزی قرار دارند و با سنگ‌های پرکامبرین همراه‌اند. در این کانسارها، کانهٔ اصلی مگنتیت است که با هماتیت، مارتیت و به طور فرعی پیریت، اسفن و آپاتیت همراه است. کانسارآهن چادرملو (خاور یزد)، معدن آهن چُغارت (در شمال بافق) و معدن گل‌گهر (در سیرجان) از آن جمله‌اند. افزون بر آن می‌توان به نشانه‌های موجود در اردکان یزد و

زنجان (معدن آرجین) اشاره کرد. نشانه‌های آهن منسوب به پرکامبرین نواحی جنوب خاوری علم کوه، بندرانزلی و تکاب آذربایجان نیاز به بازنگری دارند. گفتنی است که در بیشتر نواحی یاد شده، به ویژه ذخایر بزرگ چادرملو و چُغارت، پیدایش آهن به طور عمده نتیجهٔ متاسوماتیسم آتشفشانی‌های پرکامبرین توسط یک ماگمای گرانیتی دانسته شده است.

طلا: با ارزش‌ترین معدن طلای ایران در پی سنگ پرکامبرین منطقهٔ موته (جنوب خاوری گلپایگان) است. در این معدن، طلا به صورت آغشتگی با پیریت است و هیچ‌گاه طلا به تنهایی دیده نشده است. به ظاهر طلا به دلیل وزن مخصوص زیاد در قسمت‌های پایین ماگما متمرکز شده ولی پیریت‌های آغشته به طلا، همراه با محلول‌های گرمابی، به سطح زمین رسیده‌اند. جدا از معادن موته (چاه خاتون، سنجده، دره اشکی، چاه‌باغ، چاه علامه، تنگ زر و ...) در مناطق ماسوله، تکاب، شاهین‌دژ، بایچه – بولاغ نیز نشانه‌هایی از طلا به سن پرکامبرین گزارش شده که نیاز به بازنگری دارد.

سرب و روی: در منطقهٔ بافق، کانسارهای متعددی از سرب و روی، به ویژه در سنگ‌های پرکامبرین پسین (سری ریزو) وجود دارد. معدن کوشک بزرگ‌ترین کانسار سرب و روی پرکامبرین ایران مرکزی است. در این معدن،کانهٔ اصلی گالن است که به صورت لایه‌ای و عدسی شکل در لابلای سنگ‌های آتشفشانی، به ویژه رسوبات شیلی کربن‌دار قرار دارد. افزون بر آن، در ناحیهٔ زریگان، دوزخ دره، کاشمر، اردکان یزد، اردستان نایین ذخایر متوسطی از سرب و روی در مجموعه‌های پرکامبرین پسین وجود دارد. در معدن سرب و روی انگوران، به عنوان یکی از غنی‌ترین انباشته‌های سرب و روی ایران، مادهٔ معدنی به صورت اکسیدی و سولفیدی و به شکل نواری است. اگرچه این کانسار به سن پرکامبرین دانسته شده، ولی سن پالئوزوییک همچنان محتمل است.

اورانیم: در ناحیهٔ ساغند، اورانیم در مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرآواری زیر دریایی قرار دارد که در فاصلهٔ چینه‌نگاشتی بین سازند تاشک (سازند ناتک) و سری ریزو قرار دارد. سامانی (۱۳۶۷) به این

مجموعهٔ کافتی، سازند ساغند نام داده است. در این ناحیه، ماگماتیسم قلیایی باعث متاسوماتیسم سازند ساغند و کانی‌سازی از نوع اورانیم، توریم، مولیبدن، وانادیم، سریم و لانتان شده است .

فسفات: در ناحیهٔ اسفوردی (شمال بافق) مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی وجود دارد که شیل، دولومیت و ماسه‌سنگ‌های سری ریزو را بریده‌اند. آتشفشانی‌های مذکور، بیشتر از نوع ریولیت‌های دگرسان شده و دایک‌های دیابازی حاوی آپاتیت به همراه هماتیت و مگنتیت هستند. همین آپاتیت‌ها و آپاتیت‌های مشابه هستند که ذخایر فسفات آذرین ایران مرکزی (اسفوردی –گزستان و ۰۰۰) را به وجود آورده‌اند. آپاتیت‌های یافت شده در این ذخایر (به ویژه در اسفوردی) دارای مقادیر قابل توجهی عناصر خاکی کمیاب (REE) هستند که اهمیت قابل توجهی به این کانسارها می‌دهد.

فصل چهارم- پالئوزوییک در ایران

زِیرفصل: مقدمه

عنوان: توضیح

پالئوزوییک با طول مدت ۳۴۰ میلیون سال (از ۵۷۰ تا ۲۳۰ میلیون سال پیش) طولانی‌ترین اراتم (Earathem) های فانروزوییک است که نام آن از دو کلمهٔ یونانی پالئوس ((Palaios به معنی دیرینه و زئون ((Zoon به معنی موجود زنده مشتق شده و هم‌ارز فارسی آن واژهٔ «دیرینه‌زیستی » است.

بررسی‌های دیرینه‌جغرافیایی نشان می‌دهد که پس از رخداد کوهزایی کاتانگایی، از زمان پرکامبرین پسین تا پایان تریاس میانی، سرزمین ایران، به عنوان یک سکوی با ثبات، با دریای کم ژرفا پوشیده که گاه با حرکت رو به بالای زمین و پسروی دریا به خشکی تبدیل می‌شد. به همین دلیل، به جز باریکه‌های کافتی پرتحرک مانند زون سنندج –سیرجان، در دیگر نواحی ایران سنگ‌های پالئوزوییک از نوع رسوبات بر قاره‌ای (Epicontinental) است. ولی، با وجود شرایط یکسان

رسوبی، از تفاوت‌های رخساره‌ای و تغییرضخامت رسوبات، چنین استنباط می‌شود که این رسوبات در حوضه‌های رسوبی مستقل و جدا از هم انباشته شده‌اند.

توالی سنگ‌های پالئوزوییک ایران کامل نیست. به گفتهٔ دیگر در توالی رسوبی این دوران، نبودهای چینه‌شناسی زیادی وجود دارد که ممکن است بر حسب زمان و مکان بسیار مهم و طولانی باشند. برای نمونه می‌توان به نبود چینه‌شناسی حدود ۴۰ میلیون سال بین سنگ‌های اردویسین – سیلورین و یا نبود رسوبی حدود ۷۰ میلیون سال بین سنگ‌های دونین پسین و پرمین پیشین در کوه‌های زاگرس اشاره کرد (مطیعی، ۱۳۷۲). نبودهای چینه‌شناسی مورد سخن، بیشتر بدون چین‌خوردگی و به تقریب در همه جا سطوح فرسایشی از نوع دگرشیبی موازی است که گویای حرکت‌های زمین‌ساختی زمین‌زا و تغییرات سطح آب دریاها، وابسته به دو جنبش کوهزایی کالدونین و هرسی‌نین است.بخش زیرین پوشش سکوی پرکامبرین پسین –پالئوزوییک ایران، رخسارهٔ سنگی مشابه با سنگ‌های همزمان در کشورهای افغانستان، پاکستان، ترکیه و عربستان دارد. به همین دلیل پذیرفته شده که از زمان پرکامبرین پسین تا پالئوزوییک پایانی، ایران قسمتی از سکوی قاره‌ای آفریقا –عربستان بوده که در شمال ابرقارهٔ گندوانا قرار داشته است. افزون بر شواهد سنگ‌چینه‌ای، همخوانی و شباهت قطب‌های مغناطیسی ایران مرکزی و البرز با قطب‌های مغناطیسی آفریقا –عربستان، دلیلی بر این مطلب است. گفتنی است که وجود ردیف‌های مولاس گونهٔ مشابه با سنگ‌های پرمین –تریاس صفحهٔ توران در بلندی‌های شمال خاوری ایران سبب شده تا کوه‌های هزار مسجد –کپه‌داغ لبهٔ جنوبی صفحهٔ توران و بخشی از صفحهٔ اوراسیا دانسته شود و چنین تصور شود که زمیندرز تتیس کهن، کوه‌های کپه‌داغ را از بقیهٔ سکوی ایران جدا می‌کند. ولی، یافته‌های زمین‌شناسی جدید نشان می‌دهد به جز پرمین، سنگ‌های پالئوزوییک کپه‌داغ، رخسارهٔ سنگی مشابه با صفحهٔ ایران (گندوانا) دارند. به همین رو، این باور قوت می‌گیرد که در زمان پالئوزوییک پهنهٔ کپه‌داغ همچنان بخشی از سکوی ایران –عربستان بوده و به احتمال خط مفصلی صفحهٔ ایران و صفحهٔ توران، در شمال کپه‌داغ قرار داشته است (افتخارنژاد و بهروزی، ۱۳۷۰).

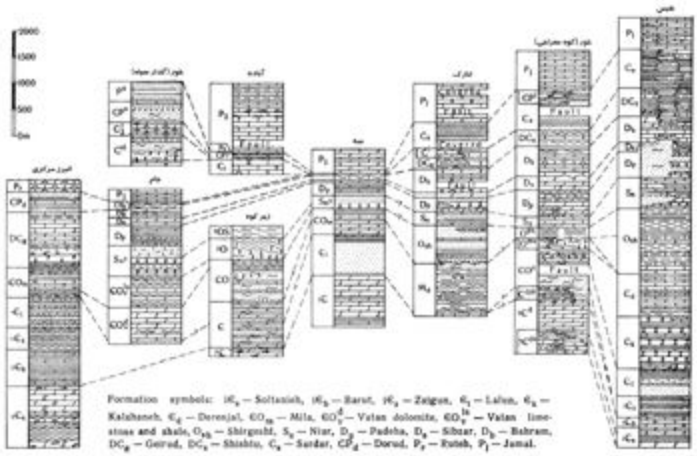
با این حال، از جنوب باختری مشهد تا شمال خاوری فریمان، رخنمون‌های ناپیوسته‌ای از پوسته‌های اقیانوسی و رسوب‌های پلاژیک به سن پرمین وجود دارد که مبین یک کافت درون قاره‌ای، همراه با اقیانوس‌زایی، به سن پرمین است که کوه‌های کپه‌داغ را از دیگر بخش‌های صفحهٔ ایران جدا می‌سازد.سنگ‌های کامبرین زیرین ایران، بیشتر رخسارهٔ کولابی – قاره‌ای دارند. در حالی که، سنگ‌های کامبرین میانی و بالایی که پس از یک وقفهٔ رسوبی انباشته شده‌اند، نشانگر رسوبات کم ژرفای دریایی هستند. گسترش جغرافیایی ردیف‌های شیلی و ماسه‌سنگی سبز رنگ اردویسین – سیلورین محدود به البرز خاوری و خاور ایران مرکزی و جنوب خاوری زاگرس است. نبود این سنگ‌ها، به همراه توالی‌های دونین زیرین در بخش‌های گسترده‌ای از باختر و شمال باختری ایران، می‌تواند معرف حرکت‌های رو به بالای زمین و چرخه‌های فرسایشی وابسته به رخداد زمین‌ساختی کالدونین باشد. گستردگی به نسبت زیاد سنگ‌های دونین بالایی – کربنیفر پایینی، نشانگر برقراری دوبارهٔ شرایط سکویی و چیرگی دریاهای کم ژرفاست ولی، رسوبات کربنیفر بالایی در ایران وجود ندارد و نشانگر یک دورهٔ خشکی‌زایی وابسته به رویداد زمین‌ساختی هرسی‌نین است.

بر خلاف کربنیفر بالایی، گستردگی بسیار زیاد کربنات‌های شیمیایی پرمین، معرف دریازا بودن فازهای پایانی چرخهٔ کوهزایی هرسی‌نین دانسته شده است. در یک نگاه کلی، در بیشتر پالئوزوییک، حوضه‌های رسوبی ایران از نوع آواری بوده‌اند و فقط در اواخر این دوران حوضه‌های رسوبی دریایی، حاوی ردیف‌های آهکی شیمیایی توسعهٔ بیشتری داشته‌اند (شکل ۴-۱).

در مورد مرز پرکامبرین – کامبرین باید گفت که اگرچه در گذشته ماسه‌سنگ‌های سُرخ سازند لالون را آغاز چرخهٔ رسوبی پالئوزوییک ایران دانسته و سنگ‌های زیر این سازند (سازندهای باینه‌دور، سلطانیه، باروت و زاگون)، را با عنوان اینفراکامبرین، به طور قراردادی، به پرکامبرین پسین نسبت می‌دادند ولی، یافته‌های فسیلی جدید (اشتوکلین، ۱۹۶۴، می‌یر، ۱۹۶۷، صالحی، منتشر نشده، حمدی، ۱۳۶۷)، نشان داده است که بخش بالایی سازند سلطانیه دارای فسیل‌های کامبرین پیشین

است. بـه طـوری کـه مـرز پرکـامبرین – پالئوزوییـک، بـدون هـیچ‌گونـه نشـانه‌ای از نـاآرامی‌هـای زمین‌ساختی و ناپیوستگی از درون سازند سلطانیه می‌گذرد.

مرز بالایی پالئوزوییک ایران همچنان قابل بحث است. اگرچه پـرمین بـه عنـوان یکـی از حرکـت‌هـای تاریخ زمین (رویداد پالاتین(Palatian)) دانسته شده، ولی رخساره‌هـای سـنگی مـرز پالئوزوییـک و مزوزوییک تفاوت آشکار ندارند و در ایران، همانند پاره‌ای نقاط جهان، مـرز پـرمین و تریـاس فقـط بـا نبود رسوبی و سطوح فرسایشی مشخص است و حتی در پـاره‌ای نـواحی (جلفـا، آبـاده، شهرضـا، آمـل، ۰۰۰) ممکن است مرز پرمین به تریاس تدریجی باشد که با یک زون حدواسط حـاوی سـنگواره‌هـای مشترک پرمین و تریاس مشخص می‌شود.واقعیت‌های چینه‌شناسی پالئوزوییک ایران نشان مـی‌دهـد که بر خلاف بسیاری از نقاط جهان، تأثیر رویدادهای کوهـزایـی کالدونیـن و هرسی‌نیـن بـر سـکوی پالئـوزوییک ایران بسیار ناچیـز است، بـه گونـه‌ای کـه بـه جـز حرکـت‌هـای شـاغولی نشـانه‌هـای کوهزایی این رویداد، به جزچند مورد پرسش‌آمیز، شناخته نشده به همـین رو سـنگ‌هـای آتشفشـانی پالئوزوییک ایران، گسترش چندان ندارند و پدیده‌هـای پلوتونیسـم و دگرگـونی نسـبت داده شـده بـه پالئوزوییک ایران نیاز به بازنگری دارد. با عنایت به ماهیت رویدادهای زمین‌ساختی، می‌تـوان پـذیرفت کـه پالئوزوییـک ایـران دوران آرامـش نسـبی بـوده اسـت.بـرای بررسـی ویژگـی‌هـای زمـین‌شـناختی پالئوزوییک ایران، ابتدا ویژگی‌های چینـه‌شـناختی دوره‌هـای وابسـته، و سـپس مسـائل ماگمـازایی و دگرگونی این دوران بیان خواهد شد.



شکل ٤-١- مقایسه توالی‌های پالئوزوییک در نقاط گوناگون ایران(آبسنوف و همکاران ١٩٨٤)

کـــامبرین در ایـــران

عنوان: مقدمه

پس از شکل‌گیری سکوی اپی‌کاتانگایی ایران، از زمان پرکامبرین پسـین شـرایط تشـکیل رسـوب‌هـای کـم ژرفـا و هماننـد فـراهم آمـده و محـل مناسـبی بـرای انباشـت رسـوب‌هـای حاصـل از فرسـایش فرازمین‌های گرانیتی و سرزمین‌های دگرگونی حاصل از رخداد کاتانگـایی بـوده اسـت.شـرایط کـولابی – تبخیری پرکامبرین پسین بدون هیچ‌گونه رویداد زمین‌ساختی تا کامبرین پیشین ادامـه داشـته بـه همین رو رسوبات کامبرین آغـازی ایـران بیشـتر کـولابی –آواری اسـت کـه بـا انباشـت رسـوب‌هـای دولومیتی آغاز و با مجموعه‌های شیلی ماسه‌سنگی سُرخ‌رنگ ادامه می‌یابد.

بخش بالایی نهشته‌های کامبرین پیشین ایران (سازند زاگون، سازند لالون) بـه رنـگ سُـرخ ارغـوانی و نشانگر محیط‌های بسیار کم ژرفای اکسیدی است. شواهد زمین‌شناختی موجـود نشـان مـی‌دهـد کـه در پایان کامبرین پیشین، پس از پسروی کامل دریـا، سـرزمین ایـران بـه خشـکی گسـترده‌ای تبـدیل شده ولی در کامبرین میانی –بالایی، بار دیگر شرایط دریای کـم ژرفـا فـراهم آمـده و در آن رسـوبات دولومیتی، شیلی، سنگ‌آهک و ماسه‌سنگ انباشته شد. بـا ایـن حـال، وجـود لایـه‌هـای نـاچیز گـچ و لایه‌های دولومیتی دارای هم ریخت‌های نمکی، نشان می‌دهد که محـیط دریـایی کـامبرین میـانی – بالایی ژرفای چندانی نداشته است فسیل‌هایی از خانوادهٔ تریلوبیت‌ها، بازوپایان، مرجـان‌هـا، جلبـک‌هـا

و کنودونت‌ها نشانگر برتری شرایط دریایی کم ژرفا در زمان یاد شده (کامبرین میانی –بالایی) است.

گفتنی است که در پاره‌ای از نقاط ایران به ویژه در شمال کرمان و جنوب خاوری زاگرس کافت‌های درون قاره‌ای پرکامبرین پسین، تا کامبرین پیشین و حتی اوایل کامبرین میانی ادامه داشته‌اند. به همین دلیل در این‌گونه نواحی، تفکیک انباشته‌های تبخیری –آتشفشانی پرکامبرین پسین ار ردیف‌های کامبرین پیشین امکان‌پذیر نیست.ردیف‌های رسوبی کامبرین ایران در بسیاری نقاط البرز، ایران مرکزی و همچنین برخی نقاط کوه‌های زاگرس بیرون‌زدگی دارند. به دلیل تغییر رخساره‌های سنگی و زیستی و همچنین تفاوت نام واحدهای سنگ‌چینه‌ای، سنگ‌های کامبرین ایران به صورت ناحیه‌ای توصیف می‌شوند.

کامبرین در البرز –آذربایجان

به دلیل تفاوت‌های آشکار در نوع رخساره‌ها و شرایط رسوبی، به ویژه وجود یک ناپیوستگی آشکار، سنگ‌های کامبرین البرز –آذربایجان را می‌توان به دو مجموعهٔ کامبرین پیشین و کامبرین میانی – بالایی تقسیم کرد.

کامبرین پیشین در البرز –آذربایجان: تا پیش از سال ۱۳۶۱، ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ سازند لالون را آغاز رسوبات کامبرین پیشین می‌دانستند. مطالعات حمدی (۱۹۸۹) نشان داد که مرز پرکامبرین – کامبرین از درون سازند سلطانیه می‌گذرد. به همین رو واحدهای سنگ‌چینه‌ای کامبرین پیشین البرز –آذربایجان عبارتند از: عضوهای ۳، ۴ و ۵ سازند سلطانیه، سازند باروت، سازند زاگون و سازند لالون. گفتنی است که توزیع جغرافیایی سازندهای یاد شده منحصر به البرز –آذربایجان نیست. وجود توالی‌های مشابه در نقاط مختلف ایران مرکزی و حتی کوه‌های زاگرس در خور توجه است و می‌تواند نشانهٔ شرایط یکسان رسوبی در نواحی یاد شده باشد.

« عضوهای ۳، ۴ و ۵ سازند سلطانیه »، ویژگی‌های سنگی و سنی مشابه ندارند. به عضو ۳ سازند سلطانیه « عضو دولومیت میانی Middle Dolomite Mbr.))» نام داده شده است که شامل ۴۰ تا ۷۲ متر سنگ‌های کربناتی چهره‌ساز است که ۴۰ متر زیرین آن سنگ‌آهک‌های سیلیسی خاکستری تیره و بقیهٔ آن دولومیت تا دولومیت آهکی روشن رنگ است. سنگواره‌هایی مانند پروتوکونودونت‌ها، معرف آشکوب مانی‌کای(Manykay) از کامبرین پیشین است. عضو ۴ سازند سلطانیه، به نام « عضو شیل بالایی ((Upper Shale Mbr.» شامل ۴۰ تا ۲۱۲ متر شیل‌های رُسی –سیلت‌دار آهکی متمایل به سبز است که به طرف بالا به سنگ‌آهک‌های رُسی خاکستری تیره‌رنگ تبدیل می‌شود. در برش دلیر، در پایهٔ این عضو میان لایه‌هایی از شیل آهکی فسفات‌دار خاکستری تیره تا سیاه‌رنگ با حدود ۱۵ متر ضخامت وجود دارد.

در عضو شیل بالایی انواع گوناگونی از فسیل‌های پوسته‌دار، شکم‌پایان، هیولیتیدها، اسفنج‌ها و کونودونت‌های ابتدایی وجود دارد که تعلق این عضو را به آشکوب توماتین(Tommatian) قطعی می‌سازد.عضو ۵ سازند سلطانیه به نام « عضو دولومیت بالایی (Upper Dolomite Mbr.) » شامل ۲۵۰ تا ۷۹۰ متر دولومیت‌های توده‌ای، متبلور، صخره‌ساز، با رنگ روشن تا خاکستری روشن است. جلبک‌های استروماتولیتی به ویژه انواع Collenia فراوان‌ترین سنگوارهٔ این عضو و نشانگر آشکوب آتابانین (Atdabanian) از کامبرین پیشین است.

از نگاه لاسمی (۱۳۷۹)، بخش بیشتر سازند سلطانیه از سنگ‌های کربناتی پدید آمده که در سکوهای نوع رمپ نهشته شده‌اند و شامل دو توالی پسروندهٔ بزرگ است. توالی نخست با پیدایش نهشته‌های پیشروندهٔ کربنات‌های دولومیت پایینی آغاز و با بالا آمدن سطح آب دریا و ژرف‌تر شدن حوضه، نهشته‌های کربناتی جای خود را به شیل‌های تیره رنگ دارای چوآریا(Chuaria) ، وابسته به بخش شیل زیرین داده است. پس از پایین افتادن دوبارهٔ سطح آب، رخساره‌های کربناتی سکوی

بخش دولومیت میانی بر جای گذاشته شده‌اند. توالی دوم، با شیل‌های تیره رنگ و فسفات‌دار عضو شیل بالایی آغاز شده و با دولومیت‌های بالایی پایان می‌یابد.

گفتنی است که جدا از البرز –آذربایجان، رخنمون‌های مشابهی از سازند سلطانیه در نواحی دامغان، شیرگشت، کاشمر، ازبکوه، خمین، گلپایگان، اراک، تفرش گزارش شده است. در منطقهٔ انارک، با وجود دگرگونی پیشرفته، گروه چاه‌گربه و مرمرهای لاک با سازند سلطانیه مقایسه شده‌اند. در ناحیهٔ عقدا، سازند شیلی هشم (Heshem Fm.) و سنگ‌آهک‌های جلبک‌ساز عقدا (Aghda Fm.) قابل قیاس با عضو شیل بالایی و دولومیت بالایی سازند سلطانیه است.سازند باروت(Barut Fm.) : در محل بُرش الگو (۱۷ کیلومتری جنوب باختری زنجان) شامل ۷۱۴ متر شیل‌های رسی –سیلتی و ماسه‌ای دانه‌ریز، بسیار میکادار به رنگ ارغوانی، کمی سبز -خاکستری و سیاه است که میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک و دولومیت حاوی چرت و استروماتولیت، دارد. به دلیل داشتن گذر تدریجی با سازند سلطانیه (در زیر) و سازند زاگون (در بالا)، مقدار میان‌لایه‌های کربناتی در پایین به مراتب بیشتر از بخش بالایی است، به گونه‌ای که باروت را می‌توان سازند حدواسط سلطانیه و زاگون دانست.

در گذشته، سازند باروت بخشی از مجموعهٔ اینفراکامبرین ایران دانسته می‌شد، ولی یافته‌های فسیل‌شناسی جدید، جایگاه چینه‌شناسی و همچنین وجود انواع گوناگونی از سنگواره‌ها مانند Biconulites sp.، استروماتولیت‌ها و دینوفلاژله‌ها سبب شده که سن قطعی این سازند آشکوب بوتومین ((Botomian از کامبرین پیشین باشد (حمدی، ۱۳۷۴). گسترش جغرافیایی سازند باروت محدود به البرز –آذربایجان نیست. جنوب سبزوار، شیرگشت، خاور تهران از مناطقی هستند که سازند باروت گزارش شده است. در شمال شهمیرزاد سمنان، سنگ‌های منسوب به سازند باروت، چهرهٔ متفاوتی دارند. جدا از افزایش درخور توجه ضخامت، تناوب‌های کربناتی به طور عمده محدود

به بخش پایانی سازند است. در ناحیهٔ انارک، ردیف‌های مقایسه شده با سازند باروت، شیست‌های کلریتی –اپیدوتی هستند که « واحد پَتیار » نام دارند (الماسیان ۱۹۹۷).

سازند شیلی زاگون (Zagun Shale Fm) واحد سنگ‌چینه‌ای همگنی از شیل‌های آهک‌دار، ماسه‌سنگ ریزدانهٔ آرکوزی، سیلت سنگ میکادار زودفرسا است که رنگ متمایل به سُرخ ارغوانی دارد. در بُرش الگوی معرفی شده توسط آسرتو (۱۹۶۳)، ضخامت اندازه‌گیری شده در باختر آبادی زاگون، ۴۵۳ متر است ولی در دیگر بُرش‌ها، ضخامت‌های متفاوتی از سازند زاگون گزارش شده است. به عقیدهٔ اشتوکلین (۱۹۶۴) تغییر ضخامت سازند زاگون ناشی از تغییر رخسارهٔ جانبی و تبدیل آن به سازند باروت است. ولی، به احتمال فاز فرسایش پیش از سازند بالایی (لالون)، نقش بیشتری دارد.بخش زیرین سازند زاگون به دلیل داشتن گل سنگ و سیلت سنگ سُرخ‌رنگ، ترک‌های گلی و قالب بلورهای تبخیری در یک محیط قاره‌ای خشک و به گمان قوی در یک محیط پلایایی انباشته شده است. سنگ‌های بخش بالایی این سازند، معرف محیط رودخانهٔ ماندری است (لاسمی، ۱۳۶۹).

سازند زاگون به جز بُرش کالشانه (ناحیهٔ شیرگشت)، در دیگر برش‌ها سنگواره ندارد. حمدی (۱۳۷۴) سن این رسوبات را معادل کامبرین پیشین و درخور مقایسه با سری لنین(Lenian) و به احتمال هم‌ارز آشکوب تویونین (Toyonian) می‌داند. توزیع جغرافیایی سازند زاگون در البرز – آذربایجان، نواحی گوناگون ایران مرکزی و حتی کوه‌های زاگرس درخور توجه است. در کافت‌های پرکامبرین پسین – کامبرین ایران مرکزی و زاگرس، ردیف‌های شیلی –سیلتی ارغوانی سازند زاگون، بدون داشتن جایگاه چینه‌شناسی شاخص، از جمله همراهان سری‌های ریزو، دسو و هرمز است.

سازند ماسه سنگی لالون (Sandstone Fm Lalun): یکی از گسترده‌ترین سازندهای کامبرین پیشین ایران است که به تقریب در همه جا ترکیب سنگ‌شناسی مشابه دارد. شباهت‌های ظاهری به

ویژه رنگ و سنگ‌شناسی این سازند با ماسه‌سنگ‌های دونین اروپا (ماسه سنگ سُرخ قدیمی (Old Red Sandstone) سبب شده بود تا این سازند به سن دونین دانسته شود. ولی، جایگاه چینه‌شناسی و نشانه‌های فسیلی موجود، تعلق آن را به کامبرین پیشین حتمی ساخته است.در محل بُرش الگو واقع در دامنهٔ خاوری دره لالون، و دیگر نقاط ایران، سازند لالون شامل ضخامت متغیری (۶۰۰ – ۴۰۰ متر) از ماسه سنگ‌های آرکوزی، متوسط دانه، کوارتزی، متراکم، به رنگ سُرخ ارغوانی است که به داشتن چینه‌بندی متقاطع و موج نقش، شاخص است. با وجود گستردگی زیاد، منشأ این ماسه‌سنگ‌های کوارتزی دانسته نیست. با این حال، وجود گارنت، آپاتیت، گلوکونیت و فسفات سبب شده تا این ماسه سنگ‌ها نتیجهٔ تخریب توده‌های گرانیتی و سنگ‌های دگرگونی دانسته شوند که در محیط‌های رودخانه‌ای اکسیده انباشته شده‌اند.مرز زیرین ماسه سنگ‌های لالون با ردیف‌های سیلتی –شیلی زاگون تدریجی است به گونه‌ای که گاهی تفکیک این دو سازند دشوار است. با این حال، در پاره‌ای نقاط ایران (کوه‌های سلطانیه، پشت‌بادام، باختر کاشان، کرمان و ۰۰۰) وجود افق‌های کنگلومرایی و یا همبری لالون با ردیف‌های کهن‌تر از سازند زاگون، سبب شده تا یک فاز فرسایشی پیش از لالون حتمی دانسته شود.

حقی‌پور (۱۹۷۴) به رویداد عامل این سطح فرسایشی موازی، «زریگانین(Zariganian) » نام داده است. مرز بالایی سازند لالون در همه جا نشانگر یک ایست رسوبی سراسری، وابسته به رخداد میلایین ((Milaian است.وجود یک عضو شیلی ارغوانی و واحدی از ماسه‌سنگ کوارتزیتی سفیدرنگ (کوارتزیت رویی (Top Quartzite) در بالای سازند لالون سبب شده بود تا این سازند به سه عضو تقسیم شود که در بین آنها ماسه‌سنگ‌های کوارتزی بیشترین سهم را دارند. ولی، هم اکنون پذیرفته شده که کوارتزیت رویی، مرز ناپیوسته‌ای با ماسه‌سنگ‌های لالون دارد و ردیف‌های پیش روندهٔ کامبرین میانی –بالایی (سازند میلا) است. در ضمن عضو شیلی ارغوانی هم، به لحاظ چرخه‌های فرسایشی پیش از کوارتزیت رویی، در همه جا وجود ندارد. لذا، در زمین‌شناسی ایران « لالون » یادآور ماسه‌سنگ‌های آرکوزی سُرخ –ارغوانی کامبرین پیشین است. فقط در ناحیهٔ کرمان،

هوکریده و همکاران (۱۹۶۲) به ماسه‌سنگ‌های مشابه، « سری داهو (DahuSeries) » نام داده‌اند، که با وجود اولویت در نام‌گذاری، چندان مورد استفاده نیست. به جز نشانه‌های فسیلی و آثار پای‌تریلوبیت‌های گروه ردلیچیا (Redlichia) به نام کروزیانا(Cruziana) ، سازند لالون سنگوارهٔ دیگری ندارد. و بنابراین، سن کامبرین پیشین آن بیشتر بر اساس جایگاه چینه‌شناسی است.تغییرات قائم رخساره‌های رسوبی سازندهای زاگون و لالون نشان دهندهٔ بخشی از یک ابرتوالی است که از جایگیری زیر محیط‌های گوناگون ساحلی –دلتایی، رودخانهٔ ماندری و پلایایی بر روی یکدیگر پدید آمده‌اند (لاسمی و همکاران، ۱۳۷۵).

کامبرین میانی - پسین در البرز –آذربایجان : « سازند میلا »، واحد سنگ‌چینه‌ای معرف سنگ‌های کامبرین میانی –بالایی البرز –آذربایجان و دیگر نواحی ایران (به جز کرمان) است. برش الگوی سازند میلا توسط روتنر و همکاران (۱۹۶۳)، در میلا کوه دامغان، به ضخامت ۵۸۵ متر اندازه‌گیری و معرفی شده است. نامبردگان به دلیل ناهمگنی‌های موجود، سازند میلا را به ۵ عضو تقسیم کرده‌اند که کم و بیش در بسیاری از نقاط ایران قابل شناسایی است.

« عضو ۱ سازند میلا » : ۱۸۹ متر دولومیت بدون فسیل همراه با میان‌لایه‌های مارنی و شیلی زردرنگ است.

« عضو ۲ سازند میلا » : ۸۹ متر سنگ‌آهک، لایه‌لایه، کمی ماسه‌ای به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری تیره است که تناوب ناچیزی از مارن و آهک مارنی دارد. تریلوبیت، بازوپا و هیولیتیده فراوان‌ترین سنگواره‌های این عضو هستند.

« عضو ۳ سازند میلا » : به عنوان بارزترین عضو این سازند، شامل ۸۲ متر سنگ‌آهک دانه درشت روشن رنگ، بلورین گلوکونیت‌دار است. تریلوبیت (گروه Anomocarella) و بازوپایان (به طور عمده از جنس Billingsella) نشانگر قسمت‌های زیرین و یا میانی کامبرین پسین هستند.

« عضو ۴ سازند میلا » : ۹۶ متر سیلت سنگ، ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک گلوکونی‌دار درشت‌دانه و مارن است که همچنان حاوی تریلوبیت‌ها و هیولیتیده کامبرین پسین است.

« عضو ۵ سازند میلا »: ۱۲۹ متر شیل بدون فسیل، ماسه‌سنگ و سنگ آهک‌های نازک لایه است که یک واحد ماسه سنگ کوارتزی سفید در قاعدهٔ آن وجود دارد. در میلا کوه (بُرش الگو) این عضو سنگواره ندارد ولی، در دیگر نقاط ایران، تعلق عضو ۵ به زمان اردویسین حتمی است. به همین دلیل، در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی از سازند میلا به عنوان یک واحد سنگ‌چینه‌ای به سن کامبرین –اردویسین (کامبرو –اردویسین) یاد شده است. فرسایش پس از اردویسین سبب شده تا این عضو در همه جا وجود نداشته باشد .

لاسمی (۱۳۷۹) با توجه به رخساره و محیط رسوبی، بر این باور است که عضو ۵ سازند میلا در دریایی به نسبت ژرف و در پنجه‌های زیردریایی و دشت حوضه‌ای نهشته شده است. مطالعات دیرینه‌شناسی سازند میلا درخور توجه است که از میان آنها می‌توان به بررسی تریلوبیت‌های سازند میلا توسط کوشان (۱۹۷۳) در نواحی میلاکوه، شهمیرزاد، حسنک‌در، ابهر و روستای چپقلو اشاره کرد. در این مطالعات، کوشان در سازند میلا ۷ زون زیستی جداگانه شناسایی کرده که مؤید سن کامبرین میانی تا اردویسین (ترمادوسین) است.

از نظر جغرافیایی، سازند میلا گستردگی زیادی، در البرز، آذربایجان، ایران مرکزی و زاگرس دارد. اما، به نظر می‌رسد که به طرف دامنه‌های شمالی البرز، سازند میلا پس از کاهش ضخامت، به تدریج حذف می‌شود. پایداری ویژگی‌های سازند میلا در نواحی گوناگون ایران می‌تواند مؤید شرایط یکسان رسوبی حوضه‌های کامبرین میانی –پسین در گستره‌های وسیعی از ایران باشد. یافته‌های جدید زمین‌شناسی ایران نشان می‌دهد که:

* با توجه به شواهد روی زمین بستگی کوارتزیت رویی با سازند میلا بیشتر از سازند لالون است. به همین‌رو و بنا به توصیهٔ کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی، کوارتزیت رویی از سازند لالون حذف و ردیف‌های آغازین سازند میلا دانسته می‌شود و لذا، باید یک عضو به سازند میلا اضافه شود.

* همبری عضو ۵ بُرش الگو با دیگر عضوهای این سازند ناپیوسته و از نوع دگرشیبی موازی است. به همین دلیل و همچنین به دلیل داشتن سن اردویسین، توصیهٔ کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی ایران بر آن است که عضو ۵، از سازند میلا حذف شود.

* با توجه به افزودن یک عضو (کوارتزیت رویی) به قاعدهٔ سازند میلا و حذف یک عضو (عضو ۵) از رأس این سازند، واحد سنگی میلا کماکان دارای ۵ عضو خواهد بود، مشروط بر آنکه از عضوهای ۱، ۲، ۳ و ۴ بُرش الگو، با شماره‌های ۲، ۳، ۴ و ۵ یاد شود.

کامبرین در ایران مرکزی

در گستره‌های وسیعی از ایران مرکزی، سنگ‌های کامبرین همان ویژگی‌های کامبرین البرز – آذربایجان را دارند. به گونه‌ای در این نواحی نیز استفاده از نام‌های سلطانیه، باروت، زاگون، لالون و میلا امکان‌پذیر است. اما، در حوضه‌های کافتی نواحی عقدا، شمال کرمان، بافق و راور، سیما و سنگ‌شناسی سنگ‌های کامبرین متفاوت از دیگر نواحی ایران مرکزی و البرز –آذربایجان است و همین امر سبب گردیده تا واحدهای سنگ‌چینه‌ای متفاوتی شناسایی و معرفی شوند (شکل ۴-۲) .

در « عَقدا » (بین نایین و یزد)، سنگ‌های کامبرین با حدود ۶۵۰ متر ضخامت با دولومیت آغاز می‌شود که با عضو دولومیت میانی سازند سلطانیه قابل قیاس می‌باشد. بر روی دولومیت‌های گفته شده، با یک ناپیوستگی چینه‌ای، ردیفی از شیل کربناتی میکادار به رنگ سبز زیتونی تا خاکستری، به ضخامت ۱۵۰ تا ۱۸۰ متر وجود دارد که نبوی (نقشهٔ یزد) به آن سازند هشم(Heshem Fm) نام داده است. سنگ‌آهک‌های نازک لایهٔ سازند هشم سنگواره‌هایی مانند

Protohertzina anabarica, Olivoodes multisulcatus دارد که حمـدی (۱۳۷۴) آنهـا را متعلق به کامبرین پیشین می‌داند و لذا سـازند هشـم را بـا عضـو شـیل بـالایی سـلطانیه قابـل قیـاس می‌داند. بر روی سازند هشم، واحد سنگ‌چینه‌ای دیگری متشـکل از سـنگ آهـک‌هـای سـیاه رنـگ و کوه‌ساز به نام سازند عقدا (نبوی نقشهٔ یـزد) وجـود دارد کـه ضـخامت آن از ۳۵ تـا ۴۰۰ متـر متغیـر است.

از ویژگی‌های سنگ‌آهک‌های عقدا، فراوانی جلبک‌های کامبرین است کـه سـاختار اسـتروماتولیتی از نوع usatica Schenf Columnaefacta دارد. شـواهد دیرینـه‌شناسـی و جایگـاه چینـه‌شناسـی سبب شده تا حمدی (۱۳۷۴) بر این باور باشدکه سازند آهکـی عقـدا، هـم‌ارز عضـو دولومیـت بـالایی سازند سلطانیه است و سن آتابانین دارد. در ناحیـهٔ عقـدا، سـازندهای بـاروت و زاگـون وجـود نـدارد و سازند لالون با ناپیوستگی موازی روی سنگ‌آهک‌های عقدا نشسته است.

در « شـمال کرمـان »، ردیـف‌هـای آغـازین کـامبرین پیشـین (سـلطانیه، بـاروت، زاگـون) را بایـد در مجموعه‌های درهم سری ریزو و سری دسو جستجو کرد. در ایـن نـواحی (سـاغند –بـافق)، ضـخامت سازند زاگون به لحاظ تغییر رخساره و تبدیل به سازند لالون متغیر است و گـاهی بـه صـفر مـی‌رسـد. در دنبالهٔ رسوب‌گذاری زاگون، حجم بزرگی از ماسـه سـنگ‌هـای سُـرخ –ارغـوانی تشـکیل شـده کـه گاهی درشت دانه و حتی کنگلومرایی است. در شمال کـــرمان بـه ایـن ماسـه‌سـنگ‌هـا کـه جایگـاه چینـــه‌نگاشتی و سنگ‌شناختـــی مشابه بـا سـازند لالـون دارد، «سـری داهـو » نـام داده شـده اسـت (هوکریده، ۱۹۶۲) که حدود ۴۰۰ متر ماسه سنگ سُرخ –ارغوانی و میان‌لایه‌هـایی از رُس ماسـه‌ای است. این سری با واسطهٔ یک زون برشی قاعـده‌ای بـه طـور محلـی و بـا دگرشـیبی زاویـه‌ای بـر روی آهک‌های سری دسو قرار می‌گیرد. بخش بالایی این سری با کوارتزیتی سفیدرنگ، اغلب بـا قلـوه‌هـایی از چرت سیاه پوشیده می‌شود که هم‌ارز کوارتزیت رویی دیگر نـواحی اسـت. در کـامبرین میـانی، پـس از یک ایست رسوبی آشکار، در اثر فرونشینی تدریجی کف حوضهٔ رسوبی، دریای کـم ژرفـای کـامبرین

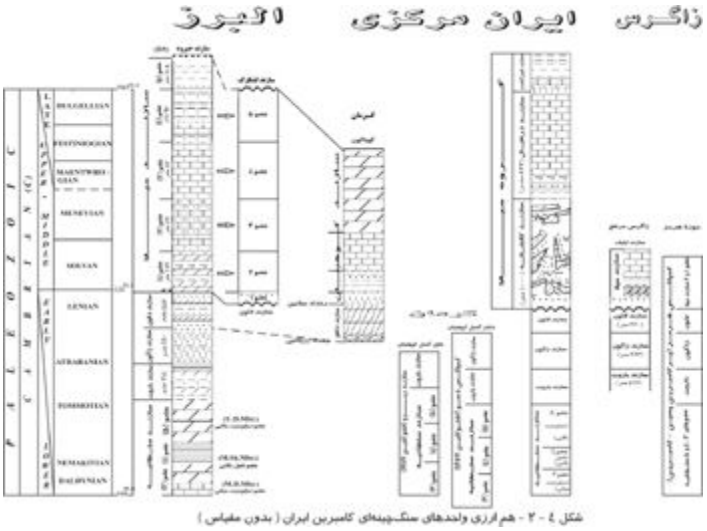
میانی – بالایی بر نواحی شمال کرمان حاکم شده است. در شمال کرمان رسوبات کربناتی کامبرین میانی –بالایی با تغییرات ناچیز سنگ‌شناختی و افزایش لایه‌های شیلی سُرخ‌رنگ، کم و بیش با یک افق ماسه‌سنگ کوارتزی سفید آغاز می‌شود و به دنبال آن ردیف‌های کربناتی حاوی Redlichia می‌آید. سنگ‌شناسی این مجموعه شباهت نزدیکی با سازند میلا دارد، ولی در شمال کرمان برای این سنگ‌ها، نام « سازند کوهبنان (Kuhbanan Fm.) » انتخاب شده است (هوکریده و همکاران، ۱۹۶۲).

اگرچه سازند کوهبنان ناحیهٔ کرمان با سازند میلا قیاس شده، اما ولفارت (۱۹۷۴) و حمدی (۱۳۷۴) بر این باورند که تغییرات سنی سازند کوهبنان از اواخر کامبرین پیشین تا کامبرین میانی است. گسترش جغرافیایی سازند کوهبنان محدود به نواحی کرمان، کوهبنان، راور و رفسنجان است.

در « ناحیهٔ شیرگشت » (شمال طبس)، ردیف‌های کامبرین پیشین مشابه سازندهای سلطانیه، باروت، زاگون و لالون دیگر نواحی ایران است. ولی، در این ناحیه، روتنر و همکاران (۱۹۶۴)، در روی ردیف‌های کامبرین پیشین، یک واحد سنگ‌چینه‌ای در مرتبهٔ گروه معرفی کرده‌اند که شامل سه سازند کالشانه، درنجال و شیرگشت است. دو سازند کالشانه و درنجال به سن کامبرین میانی – پسین و سازند شیرگشت به سن اردویسین است.

سازند کالشانه (Kalshaneh Fm.) : مجموعهٔ درهمی از سنگ‌های رسوبی (دولومیت، سنگ‌آهک، شیل، ماسه‌سنگ- گچ) و سنگ‌های آتشفشانی (بیشتر دیاباز) است که فاقد نظم چینه‌ای است به همین دلیل، بُرش الگو ندارد و ضخامت آن حدود ۱۰۰۰ متر برآورد شده است. جایگاه چینه‌شناسی ظاهری سازند کالشانه سبب شده تا این مجموعهٔ درهم به سن کامبرین میانی دانسته شود ولی عناصر سازنده، سیمای ظاهری و ساخت پیچیدهٔ آن یادآور مجموعهٔ دسو، به سن پرکامبرین پسین –کامبرین، است.

سازند درنجال : در محل بُرش الگو، شامل ۸۲۳ متر سنگ‌آهک‌های نازک لایه با هوازدگی کرم – قهوه‌ای روشن همراه با میان‌لایه‌هایی از آهک‌های اسپاری، مارن و سیلت سنگ است که گاهی ترک‌های گلی و بلورهای دروغین نمک دارد. مرز زیرین سازند درنجال به خوبی توصیف نشده است. مرز بالایی آن با یک لایهٔ کلیدی راهنما از سنگ‌آهک، به ضخامت حدود ۲۰ متر، مشخص می‌شود که به داشتن بازوپایان فراوان مشخص است. در ناحیهٔ شیرگشت به دلیل تدریجی بودن گذر کامبرین به اردویسین، این لایهٔ کلیدی حاوی بازوپا، به عنوان مرز دو سیستم کامبرین و اردویسین انتخاب شده است. انواعی از تریلوبیت‌ها (Saukia sp., Idahoia sp, Iranaspis sp و ۰۰۰) و همچنین نمونه‌هایی از بازوپایان (Obolus sp. Billingsella sp و ۰۰۰) معرف زمان کامبرین میانی – پسین و نشانگر هم‌ارزی سازند درنجال، به ویژه با عضوهای ۲، ۳ و ۴ سازند میلا است (کوشان، ۱۹۷۳).



شکل ٤ - ۲ - هم ارزی واحدهای سنگ‌چینه‌ای کامبرین ایران (بدون مقیاس)

کامبرین در زاگرس

در پهنهٔ زاگرس سنگ‌های کامبرین دو رخسارهٔ متفاوت دارند.

در منطقهٔ فارس، بیشتر انباشته‌های تبخیری سری هرمز، سن کامبرین دارد و به نظر می‌رسد که سکوی فارس باریکه‌های کافتی پرکامبرین پسین تا زمان کامبرین ادامه داشته‌اند، به گونه‌ای که به

باور اشتوکلین (۱۹۹۰)، « کمپلکس هرمز » هم‌ارز جانبی و زمانی سازندهای بایندور، سلطانیه، باروت، زاگون، لالون و عضو (۱) سازند میلا است و حتی قویدل سیوکی (۱۳۵۹) بر اساس شواهد پالینولوژی، در چاه شمارهٔ (۱) درنگ، مرز بالای نمک‌های هرمز را متعلق به کامبرین بالایی می‌داند. زاهدی (۱۳۷۹) نیز وجود نهشته‌های نمک کامبرین میانی را در زاگرس مرتفع گزارش کرده است و تغییر سن نمک‌ها از پرکامبرین پسین تا کامبرین سبب شده تا گاهی نمک‌های زاگرس به دو سن متفاوت دانسته شوند، ولی تداوم شرایط تشکیل نمک از پرکامبرین پسین تا کامبرین پیشین بیشتر محتمل است.

در زاگرس مرتفع، سنگ‌های کامبرین به ویژه در کوه دنا، زردکوه، اشترانکوه، سبزو، چال‌پرواری برونزد دارند. بُرش چال‌پرواری یکی از کامل‌ترین ردیف‌های کامبرین زاگرس است که حدود ۱۳۵۶ متر ستبرا دارد (مطیعی، ۱۳۷۲). در این نواحی (زاگرس مرتفع) ردیف‌های کامبرین، سنگ رخساره‌ای به طورکامل مشابه با البرز، آذربایجان و گستره‌های وسیعی از ایران مرکزی دارند. شباهت سنگ‌شناختی حاکی از شرایط یکسان رسوبی است، به گونه‌ای که استفاده از نام سازندهای کامبرین البرز – آذربایجان همچنان در پهنهٔ زاگرس امکان‌پذیر است .سازند سلطانیه : به عنوان ردیف‌های آغازین کامبرین، در زاگرس مرتفع گزارش نشده است.

ولی در زاگرس چین‌خورده، بخشی از سری هرمز می‌تواند هم‌ارز جانبی سلطانیه باشد.سازند باروت : بهترین رخنمون را در کوه سبزو دارد که شامل ۱۵۲ متر دولومیت نازک لایه با میان‌لایه‌هایی از شیل سُرخ – ارغوانی است. در کوه دنا، سازند باروت با ۵۱۲ متر ضخامت، سنگ‌شناسی مشابهی با کوه سبزو دارد. در این نواحی، سازند باروت سنگواره ندارد، ولی با توجه به مقایسه‌های منطقه‌ای، به سن کامبرین پیشین دانسته شده است.

سازند شیلی زاگون : در کوه دنا (۲۸۳ متر)، سبزو، کوه لاجین و کوه گره شامل شیل‌های میکادار رنگارنگ، از سُرخ ارغوانی تا سبز –آبی، است که به طرف بالا، به تدریج ماسه‌ای می‌شود. به گونه‌ای

که ردیف‌های پایانی آن از نوع ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ و ریزدانه و شیل است. مانند دیگر نقاط ایران، در کوه‌های زاگرس هم زاگون سنگواره ندارد، ولی با توجه به جایگاه چینه‌شناسی به سن کامبرین پیشین است.

سازند ماسه‌سنگی لالون : در بیشتر نقاط زاگرس مرتفع، به جز زردکوه، رخنمون دارد. اگرچه در این نواحی ماسه‌سنگ‌های کوارتزی ارغوانی رنگ لالون شبیه ردیف‌های مشابه با دیگر نقاط ایران است، ولی نبوی (۱۳۵۴) بر این باور است که، در مقایسه با دیگر نواحی، ماسه‌سنگ‌های لالون زاگرس رنگ روشن‌تری دارد و کمتر کوارتزی است.

سازند میلا : در زاگرس به خوبی با بُرش الگوی آن در البرز قابل مقایسه است (مطیعی، ۱۳۷۲). اگرچه گاهی به این نهشته‌ها « سازند بازفت » گفته شده ولی واژهٔ سازند میلا کاربرد بیشتری دارد. شمال دره بازفت، زردکوه، کوه سبزو، کوه لاجین، کوه گره و کوه دنا، بخش‌هایی از زاگرس مرتفع هستند که سازند میلا رخنمون دارد.

ستوده‌نیا (۱۹۷۵)، سازند میلای زاگرس را به سه عضو تقسیم کرده است.

عضو A (در پایین)، حدود ۷۰ متر دولومیت با کمی شیل است که سنگوارهٔ شاخص ندارد.

عضو B (در وسط)، ضخامت متغیری (۲۶ تا ۱۳۷ متر) شیل‌های سُرخ –سبز و سیلت سنگ است که در قسمت میانی آن تناوبی از دولومیت وجود دارد. این عضو هم سنگوارهٔ بارز ندارد.

عضو C (در بالا)، تناوب منظمی از سنگ‌آهک نازک‌لایه و شیل است که گاهی لایه‌های ماسه‌سنگی و دولومیتی به آن افزوده می‌شود.

بر اساس سنگواره‌هایی مانند Billingsella cf. rhombo, Billingsella sp., Obolus sp.، سن این عضو، کامبرین میانی تا پسین است، ولی بر اساس مطالعات گرده شناسی،

قویدل (۱۹۹۰) اکریتارک‌های عضوC را به سن کامبرین میانی تا بالایی و تا حدی ترمادویسین آغازین از اردویسین می‌داند.

اردویسین در ایران

عنوان: مقدمه

در ایران سنگ‌های اردویسین گسترش محدود دارند و به استثنای ناحیهٔ شیرگشت، در دیگر سایر، سنگ‌های اردویسین با یک واحد آواری از ماسه‌سنگ‌های کوارتزی سفیدرنگ آغاز می‌شود که با سنگ‌های کهن‌تر ارتباط ناپیوسته از نوع دگرشیبی فرسایشی دارد. با این حال، در ناحیهٔ کلمرد (باختر طبس) همبری انباشته‌های اردویسین با سنگ‌های پرکامبرین (سازند کلمرد) از نوع دگرشیبی زاویه‌ای و با گرانودیوریت‌های این زمان (پرکامبرین) از نوع دگرشیبی آذرین‌پی است (شکل ۴-۳). وجود برونزدهای مشترک سنگ‌های کامبرین و اردویسین سبب شده تا همبری سنگ‌های یاد شده پیوسته دانسته شود، در حالی که ناپیوستگی‌های یاد شده شواهدی از یک ایست رسوبی پیش از اردویسین است که به جز فرونشست شیرگشت در دیگر نقاط ایران اثرگذار بوده است.

به جز ناحیهٔ تالش و لرستان که سنگ‌های اردویسین کربناتی است، در دیگر نقاط ایران، ردیف‌های اردویسین بیشتر از نوع شیل، سیلت سنگ و ماسه‌سنگ است که به داشتن رنگ متمایل به سبز و سنگ‌واره‌هایی از نوع تریلوبیت، بازوپا و سیستوییدها شاخص هستند. ثابت بودن نسبی رخسارهٔ سنگ‌های اردویسین می‌تواند حاکی از محیط‌های دریایی کم ژرفای کنار قاره در سراسر ایران باشد. اشتامفلی (۱۹۷۸) محیط ته‌نشینی این رسوبات را به یکی از مسیرهای عبور دریای برقاره‌ای ایران مرکزی با تتیس کهن دانسته است، ولی لاسمی (۱۳۷۹) به محیط‌های رسوبی ژرف باور دارد که به تدریج به نهشته‌های فلات قاره و سپس نهشته‌های ساحلی تبدیل می‌شده است.

جدا از سنگ‌های رسوبی، در نواحی ماکو، اسفراین، جنوب خاوری زون سنندج –سیرجان و کوه‌های تالش، سنگ‌های اردویسین ایران دارای انواعی از سنگ‌های آذرین بیرونی هستند که بیشتر از نوع گدازه‌های بازیک زیردریایی است. اشتامفلی (۱۹۷۸)، بربریان (۱۹۸۱)، علوی (۱۹۹۱)، روانه‌های بازالتی یاد شده را بخشی از مجموعهٔ ماگمایی اردویسین –سیلورین می‌دانند که در اثر نخستین شکستگی سکوی پالئوزوییک ایران شکل گرفته‌اند.توزیع جغرافیایی سنگ‌های اردویسین در نقاط مختلف کوه‌های البرز –آذربایجان (اسفراین، شمال شاهرود، عَلَم‌کوه، میلا کوه، طالقان، آبیک، خلخال، ماکو، تالش، ارومیه، مهاباد، شمال باختری تبریز)، ایران مرکزی (شیرگشت، کلمرد، کرمان، ۰۰۰) و زاگرس (زردکوه، گهکم، فراقان) نشان می‌دهد که با وجود رخنمون‌های محدود و پراکنده، پیشروی دریای اردویسین بسیار گسترده بوده است، به طوری که حتی پاره‌ای از فرازمین‌های کهن پرکامبرین مانندکلمرد (باختر طبس) و عَلَم‌کوه (باختر کلاردشت) با دریای پیشروندهٔ اردویسین پوشیده شده‌اند. و لذا، نبود و کمبود رخنمون‌های اردویسین را می‌توان حاصل چرخه‌های فرسایشی پس از اردویسین دانست.از نظر سن، سنگ‌های اردویسین ایران به طور کلی به اردویسین پیشین تا میانی تعلق دارند. اما، در شمال باختری کرمان و در زاگرس،

تغییرات سنی ردیف‌های مورد سخن تا اردویسین پسین است. نبود سنگ‌های اردویسین پایانی می‌تواند نتیجهٔ پسروی دریا و آغاز جنبش‌های معادل کالدونین باشد هر چند که چرخه‌های فرسایشی بعدی نیز در فرسایش و حذف مؤثر بوده‌اند. افت سطح دریا در نتیجهٔ یخبندان اردویسین پسین که به ظاهر عربستان را تحت تأثیر قرار داده می‌تواند در پسروی دریای اردویسین پایانی نقش داشته باشد. گفتنی است که از شواهد یخبندان اواخر اردویسین عربستان، در ایران اثری دیده نشده که شاید نشانگر این نکته باشد که ایران در عرض‌های شمالی‌تر قرار داشته است. با وجود یکی بودن رخساره‌های سنگی، بررسی سنگ‌های اردویسین در سه پهنهٔ البرز –آذربایجان، ایران مرکزی و زاگرس می‌تواند بیانگر نام و ویژگی‌های چینه‌شناختی این انباشته‌ها باشد.

اردویسین در البرز –آذربایجان

در البرز –آذربایجان، نهشته‌های اردویسین رخنمون متعدد، ولی گسترش محدود دارند و در همه جا پس از یک ایست رسوبی، به طور هم‌شیب، بر روی سنگ‌های کامبرین و یا قدیمی‌تر قرار دارند. در این نواحی (البرز –آذربایجان) سه واحد سنگ‌چینه‌ای « لشکرک »، «عضو ۵ سازند میلا » و « سازند قلی » نشانگر ردیف‌های اردویسین اندکه از میان آنها سازند لشکرک کاربرد بیشتری دارد.سازند لشکرک : با ۱۷۵ متر ضخامت، توسط گانسر و هوبر (۱۹۶۲) شناسایی و توسط گلاس (۱۹۶۵)، در خاور قلهٔ لشکرک (شمال طالقان، باختر کلاردشت) مطالعه و معرفی شده که مرز زیرین آن با سازند لالون گسلی و در بالا با سازند آهکی مبارک (کربنیفر) پوشیده می‌شود. بُرش الگوی سازند لشکرک متشکل از سه واحد زیر است.

۱- ۹۵ متر، شیل و ماسه سنگ با یک افق ۶۰ متری از دولومیت زرد تا سُرخ چرت‌دار بدون فسیل در قاعده.

۲- ۲۵ متر، سنگ‌آهک گره‌دار به رنگ سُرخ همراه با تناوبی از مارن، دارای تریلوبیت، سیستوئید و بازوپا.

۳- ۵۵ متر، تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ همراه با لایه‌های نازکی از سنگ‌آهک بی فسیل (در بالا).دولومیت‌های چرت‌دار واحد پایینی با ردیفی از ماسه‌سنگ کوارتزی پوشیده می‌شود و با تناوب‌های شیل و ماسه‌سنگ ادامه می‌یابد. ۶۰ متر دولومیت چرت‌دار بُرش الگو در همه جا وجود ندارد و به دو طرف، پس از نازک شدن از بین می‌رود و سازند لشکرک بیشتر با افق ماسه‌سنگ کوارتزی سفیدرنگ آغاز می‌شود. به نظر می‌رسد دولومیت‌های چرت‌دار مورد سخن بخشی از سنگ‌های کامبرین (سازند میلا) هستند و لذا شایسته است از سازند لشکرک حذف گردند. بر

اساس سنگواره‌های موجود، به ویژه Orthia, Michelinoceras sp., Orthoceras sp., sp Endoceras. سن سازند لشکرک اردویسین پیشین تا میانی است.

« عضو ۵ سازند میلا »، ۱۲۹ متر شیل، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک‌های نازک لایه است که با افقی از کوارتزیت سفیدرنگ آغاز می‌شود و ارتباط ناپیوسته‌ای با عضوهای کهن‌تر سازند میلا دارد. ویژگی‌های سنگی و سنی این عضو مشابه سازند لشکرک است به همین‌رو، کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی ایران استفاده از واژهٔ عضو ۵ سازند میلا را توصیه نمی‌کند و نظر بر این است که در تمام نقاط البرز –آذربایجان به سنگ‌های اردویسین، سازند لشکرک گفته شود.

سازند قلی (Qelli Fm): در ۵۰ کیلومتری جنوب باختری شهرستان بجنورد، در زیر شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سبزرنگ اردویسینحدود ۱۶۰ متر آگلومرا به رنگ سبز روشن همراه با سنگ‌های آتشفشانی قلیایی وجود دارد. حضور آتشفشانی‌های یاد شده سبب گردیده تا افشار حرب (۱۳۷۳) از نام سازند قلی استفاده کند که شامل سه بخش جداگانه است:بخش پایینی با ۲۶۲ متر ضخامت شامل آگلومرا، سنگ‌های آتشفشانی قلیایی، سنگ‌آهک، شیل و شیل آهکی است.بخش میانی با ۴۱۲ متر ضخامت شامل شیل، ماسه‌سنگ، سیلت سنگ قهوه‌ای، سیلت آهکی و شیل میکادار است.بخش بالایی با ۲۲۴ متر ضخامت شامل شیل سیلتی، ماسه‌سنگ، سیلت ماسه‌سنگی و شیل است. جدا از بُرش الگو (روستای قلی –باختر اسفراین) سازند قلی را می‌توان در نواحی سالوگ، گزن، جلگهٔ شقان، جنوب خاوری گرگان دید. در بین روستاهای خوش ییلاق و تیل‌آباد (در امتداد راه شاهرود به آزادشهر) ۱۱۵ متر تناوب شیل و ماسه‌سنگ میکادار به رنگ خاکستری زیتونی وجود دارد که در قاعدهٔ آن ۶۵ متر بازالت و آگلومرا دیده می‌شود (اشتامفلی، ۱۹۷۴). می‌توان این مجموعه را با سازند قلی مقایسه کرد. ساخت‌های رسوبی، دانه‌بندی تدریجی، قالب حفر شدگی‌های قاشقی و شیاری، لایه‌بندی مورب، چین‌های لغزشی، لایه‌بندی پیچیده و چرخه‌های کامل و ناقص بوما سبب شده تا لاسمی (۱۳۷۹)، انباشتگی سازند قلی را در یک دریای ژرف و توسط جریان‌های

توربیدیتی بداند.لازم به ذکر است که گدازه‌های اردویسین محدود به البـرز خـاوری نیسـت. در ناحیـهٔ کلور از توابع خلخال، گدازه‌های زیردریایی، به رنـگ سـبز تیـره، وجـود دارد کـه تنـاوب‌هـای کربنـاتی درون آن حاوی کنودونت‌های اردویسین است (حمزه‌پور، ۱۹۷۰).

اردویسین در ایران مرکزی

در گستره‌های وسیعی از ایران مرکزی، سنگ‌های اردویسین شامل نهشته‌هـای دریـایی از نـوع شـیل، ماسه‌سنگ، مارن و سنگ‌های کربناتی با فسـیل تریلوبیـت، بازوپـا، کنودونـت و ۰۰۰ اسـت در ناحیـهٔ شیرگشت، روتنر و همکاران (۱۹۶۸) به این انباشته‌ها « سازند شیرگشت » نـام داده‌انـد کـه سـومین سازند از گروه میلا است.بُرش الگوی سـازند شیرگشـت بـا سـتبرای حـدود ۱۲۳۶ متـر، ضـخیم‌تـرین انباشته‌های اردویسین ایران است. بخش زیرین این سازند شامل ۵۷ متر سنگ‌آهـک‌هـای گرهـک‌دار با میان‌لایه‌هایی از مارن است که با چند ده متر سـنگ‌آهـک‌هـای ماسـه‌ای سُـرخ فسـیل‌دار پوشـیده می‌شود. ولی، حجم اصلی سازند شیرگشت را انباشته‌های شـیلی و ماسـه‌سـنگی سـبز رنـگ تشـکیل می‌دهد که میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های کربناتی آهکـی دارد. بـر خـلاف دیگـر نقـاط ایـران، در ناحیـهٔ شیرگشت گذر کامبرین پسین (سازند درنجال) به اردویسین (سازند شیرگشت) تدریجی اسـت و یـک لایه سنگ‌آهک دارای بازوپایان به نام لایه‌های بیلینگ‌لا این دو را از همـدیگر جـدا مـی‌سـازد. تجمـع سنگواره‌های گوناگون، سن اردویسین پیشین تا میانی را برای سازند شیرگشت تعیین می‌کنـد.جـدا از تفاوت‌های درخور توجه ضخامت، ویژگی‌های سنگی سازند شیرگشت کم و بیش در سـایر برونزدهـای اردویسین ایران مرکزی به ویژه نواحی کلمرد، ازبکوه، جام، انارک، کرمان و ۰۰۰ حفـظ شـده اسـت و به همین دلیل در همه جا از نـام سـازند شیرگشـت اسـتفاده مـی‌شـود. خـور، تنهـا ناحیـه‌ای از ایـران مرکزی است که سنگ‌هـای اردویسـین آن دگرگـونی و بـه سـن اردویسـین پسـین اسـت (آیسـتوف، ۱۹۸۴).

اردویسین در زاگرس

در کوه‌های زاگرس، همانند دیگر نواحی ایران، رخسارهٔ چیرهٔ سنگ‌های اردویسین ردیف‌های شیلی – ماسه‌سنگی متمایل به سبز است که به ویژه در کوه سورمه، زردکوه، چالی شه و کوه فراقون برونزد دارند. در کوه‌های زاگرس سه واحد سنگ‌چینه‌ای زیر نشانگر نهشته‌های اردویسین هستند:

۱- سازند ایلبیک : شامل حدود ۲۷۳ متر شیل و ماسه‌سنگ است که به طور هم‌شیب و مابین سازند میلا (در زیر) و سازند زردکوه (در بالا) قرار دارد. در نواحی که سازند زردکوه وجود ندارد (کوه چالی‌شه) مرز بالایی سازند ایلبیک با سازند فراقون (پرمین) از نوع دگرشیبی است.

۲- سازند زردکوه : که فقط در امتداد زردکوه رخنمون دارد شامل شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز است که توسط ستوده‌نیا به دو عضو غیر رسمی تقسیم شده است. عضو پایینی زردکوه حدود ۹۰ متر شیل و ماسه سنگ است که با همبری ناگهانی و پیوسته بر روی سازند ایلبیک قرار دارد و به داشتن تریلوبیت شاخص است. عضو بالایی سازند زردکوه با حدود ۲۴۷ متر ضخامت همچنان از نوع شیل و ماسه‌سنگ است که در بخش میانی آن یک لایهٔ کنگلومرایی وجود دارد. این عضو، به داشتن گراپتولیت، بارز است. تریلوبیت‌های عضو پایینی و گراپتولیت‌های عضو بالایی سازند زردکوه مبین سن اردویسین است، ولی، آکریتارک‌ها، کیتینوزواها و اسکلوکودونت‌ها نشان می‌دهد که ۱۱۰ متر قسمت زیرین سازند زردکوه به آشکوب ترمادویسین پسین و بخش بالایی آن معرف آشکوب آرنیگین تا لانویرنین از اردویسین می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۲).بر اساس مطالعات برگریزان (۱۳۷۳)، ستون قائم سنگ‌های اردویسین شمال بندرعباس، گویای یک چرخهٔ (توالی) بزرگ کم ژرفا شونده است که در آن، نهشته‌های بخش ژرف دریا به تدریج به نهشته‌های فلات قارهٔ زیر پایهٔ امواج توفانی و سپس به نهشته‌های ساحلی تبدیل می‌شود و سرانجام به ناپیوستگی پیش از سیلورین پایان می‌پذیرد. این ناپیوستگی ممکن است در نتیجهٔگسترش یخچال‌های پایان اردویسین باشد (لاسمی، ۱۳۷۹).

۳- سازند سیاهو : نام جدیدی است که به ردیف‌های شیلی و ماسه‌سنگی اردویسین زاگرس داده شده است. بُرش الگوی این سازند را قویدل (۱۳۷۳) در تنگ زکین کوه فراقون، در فاصلهٔ ۶۵ کیلومتری شمال بندرعباس مطالعه و معرفی نموده است.در بُرش الگو، سازند سیاهو با ۸۰۷ متر ستبرا، با حدود ۳۰ متر ماسه‌سنگ الوان، دانه درشت و قلوه‌دار دارای ساخت‌های رسوبی موج نقش و لایه‌بندی متقاطع آغاز می‌شود و با توالی به نسبت همگنی از شیل‌های سیلتی میکادار به رنگ زیتونی – خاکستری، ماسه‌سنگ‌های ریزدانهٔ خاکستری و سنگ‌آهک‌های قهوه‌ای فسیل‌دار ادامه می‌یابد. در محل بُرش الگو، همبری پایینی مشخص نیست ولی، در دیگر نقاط، همچون ارتفاعات لرستان و خوزستان با سازند زردکوه است. مرز بالایی این سازند به یک دگرشیبی فرسایشی است.با وجود اورتوسراس، تریلوبیت، کرینوییید، بریوزوآ و بازوپای فراوان، تعیین سن سازند سیاهو تنها بر مبنای ارزش چینه‌شناسی گونه‌های مختلف پالینومورف قرار داردو قویدل، در محل بُرش الگو ۱۰۰ گونه پالینومورف شناسایی کرده که در ۶ زون زیستی آکریتارک و ۴ زون‌زیستی کیتینوزوآ سامان داده شده‌اند.

بر پایهٔ مطالعات یاد شده، زمان اردویسین بالایی (کارادوسین –آشگیلین) برای سازند سیاهو پیشنهاد شده است. گراپتولیت‌های مطالعه شده توسط ریکارد و همکار (۲۰۰۰ میلادی) منجر به شناسایی دو زون زیستی شده است. زون زیستی persculptus متعلق به آشکوب آشگیل از اردویسین پسین و زون زیستی conceps که متعلق به جوان‌ترین قسمت اردویسین پسین است. جدا از بُرش الگو، سازند سیاهو همچنان در کوه سورمه، چند چاه اکتشافی در فارس، ولی به ضخامت‌های متغیر، شناسایی شده است.سنگواره‌های گوناگون، معرف محیط‌های دریایی است، ولی ساخت‌های رسوبی فراوان که در افق‌های مختلف سازند سیاهو وجود دارد، حاکی است که دریای اردویسین زاگرس ژرفای چندانی نداشته است. ویژگی‌های سنگی سازند سیاهو و جایگاه چینه‌شناسی آن به خوبی قابل قیاس با نهشته‌های شیلی – ماسه‌سنگی اردویسین دیگر نواحی ایران و معرف شرایط یکسان رسوبی است. (**شکل ۴-۳**)

عنوان: مقدمه

جغرافیای دیرینه و چگونگی پراکنش سنگ‌های سیلورین در ایران ایـن بـاور را بـه وجـود آورده اسـت که به لحاظ تداوم حرکات شاغولی وابسته به رخداد کالدونین و یا گسترش جهانی یخچـال‌هـا و افـت سطح دریاها، در زمان سیلورین خشکی ایرانزمین وسـعت بیشـتری داشـته و بـه همـین‌رو، در ایـران، دورهٔ سیلورین، یک دورهٔ نبود رسوبگذاری است. بـا ایـن حـال، در نـواحی محـدودی از البـرز خـاوری، ایران مرکزی و جنوب خاوری زاگرس سنگ‌هایی بـه سـن سـیلورین گـزارش شـده اسـت. بـه همـین دلیل، نبوی (۱۳۵۵) بر این باور است که در پیامد جنبش‌های زمین‌ساختی کالدونی، بخـش شـمال و شمال باختری ایران به صورت خشکی (خشکی کالدونی) درآمده است.

مرز خاوری ایـن خشـکی از علـی‌آبـاد گرگـان آغـاز و پـس از گـذر از سـمنان و محـلات بـه زردکـوه بختیاری رسیده است. ولی، وجود سنگ‌های سیلورین در تالش، محدودهٔ این خشـکی را پرسـش‌آمیـز می‌سازد.سنگ‌های سـیلورین ایـران بیشـتر شـامل شـیل، سـنگ آهـک و ماسـه‌سـنگی حـاوی انـواع گراپتولیت، مرجان، بازوپایان، تریلوبیت و کنودونت است کـه نشـانگر محـیط‌هـای رسـوبی از نـوع کـم ژرفا است. یکی از ویژگـی‌هـای سـنگ‌هـای سـیلورین ایـران، فراوانـی سـنگ‌هـای آتشفشـانی از نـوع بازالت‌های زیردریایی اسـت کـه تأییـدی بـر یـک مرحلـهٔ بازشـدگی(Opening Stage) در پوسـتهٔ کراتونی سکوی پالئوزوییک ایران است. گفتنی اسـت در برخـی نقـاط ایـران (جنـوب گرگـان، جنـوب خاوری زون سنندج – سیرجان)، سنگ‌های آذرین سیلورین نسبت به سنگ‌هـای رسـوبی ایـن زمـان گسترش بیشتری دارند.

سیلورین در ایران مرکزی

برای نخستین بار، روتنر و همکاران (۱۹۶۸)، برای سنگ‌های سیلورین ایران مرکزی نام «سازند نیور(Niur Fm.) » را انتخاب کردند که نخستین سازند از گروه گوشکمر(Gushkamar Group) است و در محل بُرش الگو (روستای نی‌وار در جنوب خاوری ازبکوه) متشکل از ۴۴۶ متر سنگ‌آهک‌های قهوه ای تیرهٔ مرجان‌دار با میان‌لایه‌های ناچیز از شیل و یک بخش دولومیتی در قسمت زیرین است. رخسارهٔ سنگ‌های سیلورین بُرش الگو در تمام ایران مرکزی ثابت نیست، به گونه‌ای که در ناحیهٔ شیرگشت، سازند نیور شامل ۶۲۸ متر نهشته‌های ماسه‌سنگی سفیدرنگ همراه با لایه‌های آهکی فسیل‌دار است که به عنوان برش مرجع (Reference Section) شناخته می‌شود و همین رخسارهٔ آواری سیلورین است که در بسیاری از نواحی ایران مرکزی از جمله جام، ترود، شمال بافق، انارک، کاشان و ۰۰۰ عمومیت دارد و معرف رخساره‌های آواری حاصل از کوهزایی کالدونین است.

یکی از ویژگی‌های سنگ‌های سیلورین ناحیهٔ شیرگشت حضور جریان‌های گدازه تیره‌رنگ با ترکیب بازالت اولیوین‌دار است که به طور عموم در بخش پایینی سازند جای دارند و یادآور تکاپوهای آتشفشانی سیلورین البرز خاوری است. افزون بر ناحیهٔ شیرگشت، گدازه‌های بازی سیلورین، همچنان بخشی از سنگ‌های سیلورین نواحی جام، ترود، شمال بافق و زرند کرمان را تشکیل می‌دهد.فراوانی مرجان، بازوپایان، کنودونت و انواع گوناگونی از پالینومورف‌های دریایی (آکریتارک، کیتینوزوا و ۰۰۰) در بُرش الگو و بُرش مرجع و مطالعهٔ دقیق این سنگواره‌ها سبب شده، تا ضمن تأیید محیط رسوبی دریای کم عمق و نزدیک به ساحل، سن سیلورین میانی – پسین سازند نیور مسجل باشد.در خاور ایران مرکزی به ویژه در نواحی طبس، جام (سازند بزکوه، علوی نایینی، ۱۹۷۲)، باختر کاشمر، کاشان، انارک، نیشابور، خور، شمال بافق، زرند کرمان، رفسنجان، رخساره‌های آواری و گاه گدازه‌های آتشفشانی سازند نیور گسترش درخور توجه دارند.

با وجود ایـن، در شـمال کرمـان (ناحیـهٔ زرنـد) رسـوبات سـیلورین بیشـتر از نـوع سـنگ‌آهـک تیـرهٔ فسیل‌دار همراه با دولومیت، کوارتزیت و شیل است که لایه‌هایی از گـچ و دسـت کـم سـه افـق گـدازه دارد. اگر چه رخسارهٔ این سنگ‌ها یادآور بُرش الگوی سازند نیور است، ولـی گونـاگـونی سـنگ‌شناسـی گویای شرایط و نوع محیط رسوبی متفـاوت اسـت. در ضـمن در ناحیـهٔ تـرود، سـنگ‌هـای دگرگـونی وجود دارد کـه از نظـر چینـه‌شناسـی و سـنگ‌شناسـی شـباهت زیـاد بـه سـازند نیـور دارنـد بـه بـاور هوشمندزاده و همکـاران (۱۳۵۷) در اثـر فـاز کـوهزایی پـیش از آپتـین (سـیمرین پسـین) دگرگـون شده‌اند، ولی احتمال دگرگونی این سنگ‌هـا در زمـان باژوسـین –بـاتونین (سـیمرین میـانی) بیشـتر است.

سیلورین در البرز

به جز ناحیهٔ تالش، گسترش سنگ‌های سیلورین البرز منحصـر بـه بخـش خـاوری ایـن کـوه‌هـا اسـت. نواحی جاجرم، کوه کورخود، ربـاط قـره‌بیـل، بجنـورد، شـمال شـاهرود، بخـش‌هـایی از البـرز خـاوری هستندکه برونزدهایی از سنگ‌های سیلورین دارند. در نـواحی ربـاط قـره‌بیـل، جـاجرم و همچنـین در ناحیهٔ قلی، سنگ‌های سیلورین شامل یک بخش شیلی تریلوبیـت و مرجـان‌دار در پـایین، یـک بخـش کربناتی حاوی مرجان و بازوپایان در وسط و یـک بخـش ماسـه سـنگی در بـالا اسـت. در بـرش ربـاط قره‌بیل و جاجرم، در بـالای بخـش کربنـاتی پـایینی، افـق‌هـای بـازالتی وجـود دارد کـه افشـار حـرب (۱۳۷۳)، آنها را با بازالت‌های سلطان میدان ناحیهٔ گرگان قابل قیـاس مـی‌دانـد. رخسـارهٔ سـنگ‌هـای سیلورین البرز خاوری مشابه ایران مرکزی است. به همین دلیل، در البرز خاوری هم بـرای ردیـف‌هـای سیلورین از نام « سازند نیور » استفاده شده است.

جدا از سازند نیور، یکی از واحدهای سـنگ‌چینـه‌ای سـیلورین البـرز خـاوری « بازالـت‌هـای سـلطان میدان » است که جایگاهی بـین سـنگ‌هـای اردویسـین و دونـین دارد و ویژگـی‌هـای آن در بخـش ماگماتیسم پالئوزوییک بیـان خواهـد شـد.در البـــرز بـاختری، بـه ویـژه در ناحیـهٔ فومنـات (کـلارک،

۱۹۷۵) و خلخال (حمزه‌پور، ۱۹۷۰) ردیف‌هایی از سنگ‌آهک ضخیم‌لایه، سُرخ‌رنگ و حاوی سرپایان وجود دارد که به طور غیررسمی به نام « سازند درو (Derow Fm.) » نام‌گذاری شده و تغییرات سنی آن از اردویسین تا دونین پیشین است و لذا می‌تواند معرف بخشی از سنگ‌های سیلورین البرز باشد. سنگ رخسارهٔ استثنایی و نیز گسترش محدود برونزدهای یاد شده تعلق آنها را به حوضه‌های رسوبی مستقل و متفاوت از البرز خاوری و ایران مرکزی تداعی می‌کند.

سیلورین در زاگرس

در کوه‌های زاگرس، نهشته‌های سیلورین به طور عمده درکوه گهکم، فراقون، دامنهٔ جنوبی زردکوه و یا در چاه‌های اکتشافی زیره (فارس ساحلی) و پارس (خلیج فارس) گزارش شده‌اند که شامل ضخامت متغیری (۷۰ تا ۷۰۰ متر)، شیل‌های خاکستری تیره‌رنگ میکادار و گراپتولیت‌دار است که میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و کمی سنگ‌آهک دارد و در بیشتر جاها با یک واحد کنگلومرایی، به ضخامت ۴/۵ متر، در روی نهشته‌های اردویسین قرار دارد و با سنگ‌های دونین پوشیده می‌شود. همانند دیگر نواحی ایران، مرز زیرین و زبرین این رسوبات از نوع دگرشیبی موازی است. فراوانی گراپتولیت سبب شده تا در گذشته، به آن شیل‌های گراپتولیت‌دار سیلورین نام داده شود. ولی، در حال حاضر « سازند سرچاهان» معرف سنگ‌های سیلورین زاگرس است که بُرش الگوی آن توسط قویدل (۱۳۷۴) مطالعه و معرفی شده است.

سازند شیلی سرچاهان در محل بُرش الگو، (۱۲۰ کیلومتری شمال بندرعباس)، حدود ۱۰۲ متر ستبرا دارد که با ردیف‌های ماسه‌سنگ کنگلومرایی، آهک ماسه‌ای و سنگ‌آهک آغاز و با شیل‌های ورقه‌ای خاکستری تیره و زیتونی حاوی تناوب‌هایی از ماسه‌سنگ و کمی سنگ‌آهک ماسه‌ای دارای بازوپا ادامه می‌یابد.در محل بُرش الگو، مرز زیرین سازند سرچاهان به دولومیت‌های دانه‌ریز صورتی رنگی است که با سازند باروت (کامبرین پیشین) قیاس شده است، ولی این حد، وضعیت ثابتی ندارد. مرز بالایی سازند سرچاهان نیز ثابت نیست، در محل بُرش الگو، ناپیوسته و با سازند

ماسه‌سنگی زاکین، به سن دونین است. به لحاظ سنگواره‌های شاخص مطالعات دیرینه‌شناسی انجام شده به روز و قابل اطمینان است وجود ۵۴ گونهٔ پالینومورف (آکریتارک، کیتینوزوآ، هاگ، اسکلوکودونت) قویدل را قادر ساخته است تا در سازند سرچاهان دو زون زیستی، حاوی گونه‌های آکریتارک شناسایی کند.

به استناد کار و همکار (۲۰۰۰ میلادی) گراپتولیت‌های سازند سرچاهان شامل زون‌های زیستی leptoichcca, conuolutus و scdgwickii هستند که معرف سیلورین پیشین‌اند.سنگ‌های گراپتولیت‌دار سیلورین زاگرس غنی از مواد آلی است. این باور وجود دارد که سنگ منشأ مخازن گازی افق گروه دهرَم، ردیف‌های سیلورین هستند (افشارحرب، ۱۳۸۰).

دونین در ایران

عنوان: مقدمه

نارسایی‌های دیرینه‌شناسی سبب شده تا بر خلاف دونین بالا، دیرینه‌جغرافیای دونین پایین و دونین میانی ایران در پردهٔ ابهام باشد.تصور عموم زمین‌شناسان بر آن است که در آغاز دونین شرایط جغرافیای دیرینهٔ ایرانزمین همانند اواخر سیلورین بوده به این ترتیب که در شمال و شمال باختری ایران خشکی کالدونی و خاور آن با دریای کم ژرفایی پوشیده می‌شد که تحت تأثیر حرکت‌های شاغولی و رو به بالای رخداد کالدونی قرار داشته است (شکل ۴-۴).

به همین دلیل، سنگ‌های دونین پایین در بخش بزرگی از ایرانزمین دیده نمی‌شود و سنگ‌های دونین میانی به طور پیشرونده و باناپیوستگی بر روی سنگ‌های کهن‌تر قرار دارد. در دونین پسین، از وسعت خشکی کالدونی کاسته شده و در نتیجه نهشته‌های دونین بالایی با گستردگی زیاد و پس از یک ایست رسوبی، در نواحی زیادی از ایران نهشته شده‌اند. با این حال، در پاره‌ای نقاط ایران مرکزی (طبس، کرمان، اردکان و ۰۰۰) و البرز خاوری (خوش ییلاق، بجنورد و ۰۰۰) ردیف‌های

آواری سُرخ‌رنگی (سازند پادها) وجود دارد که بیشتر بـه دلیـل جایگـاه چینـه‌شناسـی بـه سـن دونـین پیشین دانسته شده‌اند. ولی، سن دونـین پیشـین بـه طـور یقـین مـورد تأییـد قـرار نگرفتـه و حتـی مطالعات پالینولوژی گویای آن است که ماسه‌سنگ‌های مورد نظر سـن دونـین پسـین دارنـد. چنانچـه سن دونین پسین ماسه‌سنگ‌های سُرخ (سازند پادها) حتمی باشد، جـا دارد کـه در مـورد ردیـف‌هـای منسوب به دونین میـانی هـم تردیـد داشـت. جـدا از ردیـف‌هـای منسـوب بـه دونـین پـایین، وجـود فسیل‌هایی مانند بازوپایان، مرجـان، کنودونـت و ۰۰۰ متعلـق بـه آشـکوب‌هـای ایفلـین –ژیوسـین نشانگر آن است که شرایط دریایی از دونین میانی آغاز و در دونین بالا به بیشترین حـد رسـیده اسـت. ولی، بررسی پالینومورف‌های دریایی سبب شد تا قویدل سیوکی بر این باور باشد کـه در زمـان دونـین پیشین و میانی، دریای آزاد از سراسر سکوی ایران عقب نشسته و این خـروج تـا دونـین پسـین ادامـه داشته است.

یکی از ویژگی‌های دونین ایران، تداوم و تکرار ناآرامی‌های وابسته به رخداد کالدونی است کـه گـاه بـا شکل‌گیری گدازه‌های آتشفشانی بازیک و زمانی با جایگیری پیکره‌های نفـوذی (سـینیت‌هـای مرنـد – جلفا) همراه بوده است. با تکیه بر نتایج پالینولوژی و توصیف ویژگـی‌هـای چینـه‌شناسـی، سـنگ‌هـای دونین ایران را می‌توان در دو گروه سنگ‌های آواری به سن دونین پیشین و سنگ‌های به طـور عمـده کربناتی به سن دونین میانی – پسین جای داد.

دونین در ایران مرکزی

به لحاظ نداشتن رسوبات دریایی فسـیل‌دار و کمبـود بیـرون‌زدگـی، چنـد و چـون دیرینـه جغرافیـای دونین پایین ایران روشن نیست. با تکیـــه بر داده‌های زمین‌شناسی موجود، چنین به نظـــر مـی‌رسـد که در دونین پایینـــی، نواحی باختر ایـران از آب بیـرون بـوده در حـالی کـه در ایـران مرکـزی و البـرز خاوری، نهشته‌های قاره‌ای دونین پایینی بیشتر به صورت ماسه‌سنگ‌های سُـرخ‌رنـگ کـوارتزی و بـین لایه‌های دولومیتی است که به طور محلی افق‌هایی از گچ دارد و یـا بـه طـور جـانبی بـه نهشـته‌هـای

گچی تغییر رخساره می‌دهد. در همه جای ایران به آواری‌های سُرخ‌رنگ موردنظر سازند پادها (Padeha (t) Fm.) نام داده شده است.

سازند ماسه‌سنگی پادها : به عنوان دومین سازند از گروه گوشکمر(Gushkamar Group) به داشتن رنگ مایل به سُرخ –صورتی شاخص است و جدا از تغییر رخساره‌های ناچیز محلی، بیشتر شامل ماسه‌سنگ‌های کوارتزی است که میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ سُرخ، شیل سُرخ و یا گچ دارد. ساخت‌های رسوبی ماسه‌سنگ‌ها بیشتر از نوع لایه‌بندی مورب جناغی و لایه‌بندی مسطح با سیمای ورقی هستند. مطالعات پالینولوژی نشان می‌دهد که گل سنگ‌های تخریبی که در تناوب با رخساره‌های ماسه‌سنگی هستند، در محیط‌های آرام کشندی و یا بخش‌های ژرف‌تر سکو نهشته شده‌اند، ولی رخساره‌های تخریبی هنگامی که سطح آب دریا پایین بوده است، در محیط‌های ساحلی نهشته شده‌اند. گفتنی است که اگرچه در بعضی نواحی، از جمله ناحیهٔ شیرگشت، گذر سیلورین (سازند نیور) به دونین پایین (سازند پادها) بدون دگرشیبی و تدریجی دانسته شده ولی، تغییرات رخساره ناگهانی از سیلورین به دونین نشان از یک ایست رسوبی احتمالی در مرز سیلورین به دونین دارد که می‌تواند در همه جای ایران سراسری باشد. نداشتن سنگوارهٔ شاخص (به جز کوه سه گوش در ناحیهٔ اسفوردی) سبب شده تا در همه جا، با تکیه بر جایگاه چینه‌شناسی، سازند پادها به سن دونین پیشین دانسته شود. ولی، بر اساس مطالعات پالینولوژی، قویدل و همکاران (۱۳۷۳)، بر این باورند که در سازند پادها، پالینومورف‌های دریایی تنوع و فراوانی بیشتری نسبت به انواع خشکی دارند و مهم‌تر آنکه ردیف‌های مقایسه شده با سازند پادها، به سن دونین پسین (فرازنین پیشین) است . در صورت پذیرش سن دونین پسین، ضروری است برای سنگواره‌های دونین میانی (مرجان، بازوپایان، کنودونت ۰۰۰) موجود در روی سازند پادها، پاسخ قانع‌کننده داشت.گفتنی است که سنگ رخسارهٔ عمومی سازند پادها در نواحی اسفوردی، بینالود، دامغان، سمنان، شمال خاوری اصفهان (زفره – چاریسه)، انارک، کاشان، ترود، جام، گناباد، فردوس، تربت‌حیدریه، بهاباد، شمال طبس، ازبک‌کوه، رباط قره‌بیل، دره رامیان، خوش ییلاق، بجنورد، تغییر چندانی ندارد و می‌تواند

معرف شرایط یکسان رسوبی در گستره‌های وسیعی از خاور ایران باشد. ولی، در نواحی جاجرم، بجنورد، رباط قره‌بیل و کوه کورخود همراهان گچی این سازند در خور توجه است.در برخی نقاط ایران مرکزی، بر روی ماسه‌سنگ‌های سُرخ سازند پادها، ردیف‌های بیشترکربناتی با فسیل‌های دونین میانی و بالایی وجود دارد. به همین رو، پذیرفته شده که در دونین میانی، محیط رسوبی ژرف‌تر شده و تا دونین پسین ادامه داشته است. واحدهای سنگ‌چینه‌ای سیبزار، بهرام و شیشتو، معرف سازندهای زمان دونین میانی –بالایی ایران مرکزی هستند.

سازند دولومیتی سیبزار : که توسط روتنر و همکاران (1968 a) در ازبکوه مطالعه و معرفی شده، به عنوان نخستین واحد سنگی دونین میانی و پایین‌ترین سازند از گروه ازبکوه، شامل توالی همگنی از دولومیت‌های خاکستری تیره با رنگ فرسایش قهوه‌ای است که با ردیف‌های زیرین خود (سازند پادها) ارتباط ناپیوسته، ولی با ردیف‌های کربناتی آهکی روی خود (سازند بهرام) گذر تدریجی دارد. در این دولومیت‌ها، به جز مرجان و بازوپایان نامشخص، سنگوارهٔ بارزی وجود ندارد و لذا سن دونین میانی بیشتر بر مبنای جایگاه چینه‌شناسی است.سازند دولومیتی سیبزار یکی از واحدهای سنگی کلیدی ایران مرکزی است که تاکنون در نواحی ازبکوه، شیرگشت، فردوس، خواف، بشرویه، تایباد، کاشمر، کوه‌های بینالود، انارک، خور، کاشان، جام، ترود گزارش شده است، ولی گزارشی مبنی بر وجود این سازند در البرز و زاگرس وجود ندارد.

سازند آهکی بهرام : نام خود را از سرتخت بهرام، در جنوب ازبکوه گرفته است. بنا به گزارش روتنر و همکاران (1968 a) سنگ‌آهک‌های بهرام شامل ۳۰۰ متر سنگ‌آهک‌های آبی –خاکستری و سیاه است که به طور محلی گرهک‌ها و میان‌لایه‌هایی از شیل‌های مارنی تیره رنگ دارد. مرز زیرین سازند بهرام، با دولومیت‌های سیبزار، تدریجی است. به جز جاهایی که سازند بهرام در توالی چینه‌شناسی عادی و در زیر سازند شیشتو قرار دارد، در دیگر نواحی مرز بالایی این سازند ناپیوسته و فرسایشی است.

در محل بُرش الگو، سازند بهرام به دو بخش بهرام (۱) با سن ژیوسین و بهرام (۲) با سن فرازنین تقسیم شده، ولی در دیگر رخنمون‌ها، بخش‌های دوگانهٔ مذکور چندان آشکار نیست و به مجموعهٔ آنها، سازند بهرام گفته می‌شود. بازوپایان، مرجان‌ها، کنودونت‌ها و اندکی خرده‌های تریلوبیت، سنگواره‌هایی هستند که تعلق سازند آهکی بهرام را به آشکوب‌های ژیوسین (دونین میانی) – فرازنین (دونین پسین) مسجل می‌سازند.

جدا از بُرش الگو (ازبکوه) سنگ‌آهک‌های بهرام، با رخسارهٔ سنگی کم و بیش مشابه با بُرش الگو، همچنان در نواحی خور، انارک، ترود، جام، سمنان، دامغان، بینالود، گناباد – تایباد – کهریزنو – خواف، فردوس، اقلید گزارش شده است. گفتنی است که در کوه‌های چاه‌شیرین ترود و در نواحی اقلید و نیریز، ردیف‌های کربناتی سازند بهرام به لحاظ عملکرد رخداد سیمرین پیشین، دگرگون هستند (هوشمندزاده و همکاران،۱۳۵۷). در بینالود، در سنگ‌آهک‌های منسوب به سازند بهرام، چهار افق اکسیدآهن وجود دارد در ضمن، در قسمت بالایی سازند بهرام، کانسارهای چینه‌کران سرب، روی و باریم گزارش شده است (واشکون و همکاران، ۱۹۸۳).

سازند شیشتو : یک واحد سنگ‌چینه‌ای دو زمانه است. به همین رو، به دو زیر سازند به نام‌های شیشتو (۱) در زیر و شیشتو (۲) در بالا تقسیم شده است که مرز بین این دو با افقی از شیل‌های زغالی سیاه‌رنگ به نام افق موش (Mush Horizone) مشخص می‌شود (روتنر و همکاران، a 1968). شیشتو (۱) سن دونین پسین (فرازنین – فامنین)، و شیشتو (۲) سن کربنیفر پیشین (تورنزئن – ویزئن) دارد. در محل بُرش الگو (ازبکوه)، شیشتو (۱) تناوبی از شیل، مارن و آهک است ولی، در بُرش مرجع (حوض دوراه)، این زیر سازند با ۳۲۶ متر ضخامت، تناوبی از شیل سبز تیره، ماسه‌سنگ کوارتزی و سنگ‌آهک‌های فسیل‌دار است که در نزدیک به رأس آن، لایه‌ای راهنما به ضخامت ۲۸ متر از سنگ‌آهک سُرخ و شیل، حاوی سرپایان خوب حفظ شده (لایهٔ گونیاتیت‌دار)، وجود دارد.

رنگ سُرخ این لایه کلیدی سبب می‌شود تا لایهٔ مذکور در زمینه‌ای از ردیف‌های خاکستری رنگ، سیمای شاخص داشته باشد. شیشتو(۱) در همه جا مجموعه‌ای غنی از بازوپایان، مرجان، بریوزوآ، سرپایان و کنودونت دارد که همگی به زمان فرازنین –فامنین اشاره دارند.گسترش جغرافیایی شیشتو (۱) به طور عمده در نواحی طبس –ازبکوه است. در خاور دهبید فارس ردیف‌هایی یادآور سازند شیشتو هستند ولی در دیگر نقاط ایران مرکزی، این سازند گزارش نشده و به نظر می‌رسد که رخسارهٔ شیلی، ماسه‌سنگ،آهکی سازند شیشتو در نواحی بیرون از محدودهٔ طبس –شیرگشت، به ردیف‌های کربناتی شیمیایی تغییر رخساره می‌دهد.گفتنی است که در شمال کرمان ردیف‌های آواری قابل قیاس با سازند پادها وجود دارد که در پاره‌ای از گزارش‌های زمین‌شناسی به سن آشکوب ایفلین –ژیوسین، دانسته شده‌اند، ولی داستان‌پور (۱۹۹۶) با تکیه بر استدلال‌های دیرینه‌شناسی بر این باور است که ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ و واحد کنگلومرایی قیاس شده با سازند پادها، متعلق به دونین پسین است که در نواحی هوتک، گریک و شمس‌آباد با سنگ‌های کربناتی با همین سن (دونین پسین) پوشیده شده‌اند.

گوناگونی رخساره‌های سنگی و زیستی دونین در ایران مرکزی می‌تواند نشانگر استقلال و جدا بودن حوضه‌های رسوبی باشد.

دونین در البرز –آذربایجان

در البرز- آذربایجان، سنگ‌های دونین چند رخسارهٔ سنگی متفاوت دارند. گوناگونی رخساره‌ها به حدی است که تغییرات جانبی رخساره‌ها را منتفی می‌سازد و وجود حوضه‌های مستقل با شرایط رسوبی متفاوت، می‌تواند قابل قبول‌تر باشد. جدا از رخسارهٔ سنگی، آغاز و پایان توالی‌ها و حتی پدیدهٔ ماگمایی در این سنگ‌ها متفاوت است. در البرز خاوری سازندهای پادها و خوش ییلاق، در البرز مرکزی سازند جیرود و در البرز غربی (ماکو) سازندهای مولی و ایلان قره معرف سنگ‌های دونین هستند.

دونین در البرز خاوری : در البرز خاوری دو سازند پادها و خوش‌ییلاق معرف سنگ‌های دونین‌اند. سازند ماسه‌سنگی پادها : ضمن داشتن ویژگی‌های سنگ‌چینه‌ای مشابه با ایران مرکزی بین بازالت‌های سلطان میدان (در زیر) و سازند خوش‌ییلاق (در بالا) قرار دارد (شکل ۴-۵).

سازند خوش‌ییلاق : به عنوان الگوی سنگ‌های دونین میانی –بالایی البرز خاوری، یکی از ستبرترین ردیف‌های دونین البرز است که میان سازند آواری پادها (در زیر) و سازند آهکی مبارک (در بالا) قرار دارد و بُرش الگوی آن توسط بزرگ‌نیا (۱۹۷۳) در گردنهٔ خوش‌ییلاق مطالعه و معرفی شده است. جدا از توصیف لایه به لایهٔ بُرش الگو، در یک نگاه کلی توالی‌های این سازند را می‌توان به چهار عضو زیر تقسیم کرد.

* واحد آواری پایینی، شامل تناوب کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلت سنگ و شیل که درون لایه‌های تیره‌رنگی از سنگ‌آهک دارد (این واحد به طور عموم با واریزه‌های سطحی پوشیده است و لذا برونزد محدود دارد).

* واحد کربنات‌های پایینی، شامل سنگ‌آهک‌های پرفسیل، آهک‌های ارژیلی –سیلتی، سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و آهک‌های دولومیتی.

* واحد آواری بالایی متشکل از ماسه‌سنگ سُرخ - قهوه‌ای که سیمای لایهٔ کلیدی دارد.

* واحد کربنات‌های بالایی، شامل تناوبی از سنگ‌آهک‌های پرفسیل، سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری، شیل آهکی و سنگ‌آهک رُسی.

فراوانی انواع گوناگونی از بازوپایان، کنودونت، تانتاکولیتس، تریلوبیت، مرجان، پالینومورف و مهره‌داران، تعیین سن دقیق سازند خوش ییلاق را ممکن ساخته است. ولی سن لایه‌های دریایی آغازین این سازند مورد بحث دیرینه شناسان بوده و هست. ودیگ (۱۹۸۴)، با تکیه بر کنودونت‌ها، سن ایفلین پسین –ژیوسین را برای بخش زیرین سازند خوش ییلاق معرفی کرده و به یک نبود

چینه‌ای به سن ایفلین باور دارد. (این هیاتوس در بسیاری نقاط ایران سراسری است). گروهی از دیرینه‌شناسان لایه‌های آغازین سازند خوش‌ییلاق را به سن دونین میانی (آشکوب ایفلین) می‌دانند. ولی، احمدزاده هروی، حمدی- ژانویه و گلشنی، دیرینه‌شناسانی هستند که آغاز سازند خوش ییلاق را آشکوب امزین ((Emsian از دونین پیشین می‌داند.دیدگاه قویدل سیوکی (۱۹۹۴)، با دیگر دیرینه‌شناسان تفاوت آشکار دارد. نامبرده با استناد به مطالعات پالینولوژی، در سازندهای پادها و خوش ییلاق سه زون زیستی شناسایی و معرفی کرده است . به باور قویدل:

* زون زیستی ۱، به سن فرازنین پیشین است که بخش زیرین سازند پادها را شامل می‌شود.

* زون زیستی ۲، به سن فرازنین میانی که در بخش بالای پادها و قسمت بیشتر سازند خوش ییلاق شناسایی شده است.

* زون زیستی ۳، به سن فرازنین پسین –فامنین پیشین که شامل بخش بالایی سازند خوش ییلاق است.

نتایج مطالعات پالینولوژی بُرش الگوی سازند خوش ییلاق مشابه نتایج حاصل از سازند جیرود در البرز مرکزی (حسنک در، امامزاده هاشم) با سن دونین پسین است. در حالی که، پاره‌ای از بازوپایان دونین میانی گزارش شده در سازند خوش ییلاق همان‌هایی است که در سازند جیرود هم وجود دارد.از نظر جغرافیایی، گسترش سازند خوش ییلاق محدود به محل بُرش الگو نیست. رسوب‌های دریایی دونین نواحی جاجرم، کوه کورخود، بجنورد، رباط قره‌بیل نیز با سازند خوش ییلاق مقایسه شده‌اند. اصیلیان مهابادی (۱۳۷۴) با بررسی سنگ‌شناسی و محیط رسوبی خوش ییلاق در کوه اُزوم و در رباط‌قره‌بیل، بر این باور است که سازند خوش ییلاق دو رخسارهٔ کربناتی و تخریبی دارد که در برگیرندهٔ محیط‌های فراکشندی و میان کشندی، تالاب، سد زیست‌آواری و بخش ژرف‌تر سکو است.

در این مدل، در هنگام پایین بودن سطح آب دریا و یا هنگام پیشروی آن، رخساره‌های تخریبی جایگزین رخساره‌های کربناتی می‌شدند.

دونین در البرز مرکزی

در البرز مرکزی، سنگ‌های دونین پایینی و میانی وجود ندارد و سنگ‌های کامبرین –اردویسین، پس از یک چرخهٔ فرسایشی طولانی با ردیف‌های پیشروندهٔ دونین بالایی به نام سازند جیرود پوشیده شده‌اند.

سازند جیرود (Fm (Geirud (Jeirud : در محل بُرش الگو (روستای جیرود –شمال خاوری تهران) چهار عضو (D, C, B, A) و ۷۶۰ متر ضخامت دارد. از عضوهای چهارگانهٔ سازند جیرود فقط عضو A به سن دونین پسین است که با یک واحد آواری، به ضخامت ۲۰ متر از دیگر عضوها (D, C, B) و به سن کربنیفر پیشین جدا می‌شود. مرز پایینی عضو A ، با واحد سنگ‌چینهٔ پایینی (سازند میلا) از نوع دگرشیبی موازی و بسیار شاخص است ولی در مورد مرز بالایی آن اتفاق نظر وجود ندارد.

آسرتو و همکار (۱۹۶۴)، در مطالعات اولیه، عضو A، با ۳۵۵ متر ضخامت، را به سن دونین پسین دانستند که شامل ۱۴۰ متر ماسه‌سنگ و آهک ماسه‌ای در پایین، ۱۴۰ متر بازالت پلاژیوکلازدار در وسط و ۵۵ متر ماسه‌سنگ، گنگلومرا و سنگ‌آهک فسیل‌دار در بالا بود. حضور حدود ۲ متر شیل خاکستری حاوی اکریتارک، گرده و هاگ‌های متعلق به آخرین آشکوب دونین (استرونین) در مرز زیرین گدازه‌های بازالتی سبب شد تا در سال ۱۹۶۶، گدازه‌های بازالتی مرز دونین و کربنیفر دانسته شود و ستبرای ردیف‌های دونین بالایی از ۳۳۵ متر به ۱۴۰ متر کاهش یابد.

ولی، علوی نایینی (۱۳۷۲) و زمین‌شناسان B.R.G.M ، بر این باورند که پیشنهاد اولیهٔ آسرتو پذیرفتنی‌تر است. داده‌های فسیلی و منطقه‌ای و حذف جانبی گدازه‌های بازالتی تأییدی بر این نظر

است. چرا که در نواحی که سازند جیرود (عضوA) وجـود نـدارد، کربنیفـر بـا کوارتزیـت‌هـای عضـو B آغاز می‌شود.

گفتنی است که بنا به توصیهٔ کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی ایـران، در حـال حاضـر واژهٔ « سـازند جیـرود » تنها هم‌ارز با عضو A بُرش الگو است کـه معـرف سـنگ‌هـای دونـین بـالایی البـرز مرکـزی و بـاختری اسـت. عضـوهای B، C و D بـه سـن کربنیفـر، قابـل قیـاس بـا سـازند مبـارک اسـت و لـذا کـاربرد ندارند.لازم به ذکر است که یکی از ویژگی‌هـای سـازند جیـرود داشـتن آپاتیـت‌هـای کربنـاتی کلـردار (فرانکولیت) است که به صورت دانه‌ای و یا سیمان به ویژه در لایه‌هـای آواری و شـیل‌هـای تیـره‌رنـگ لایه‌های زیرین سازند دیـده مـی‌شـود. در درهٔ شمشـک عیـار لایـه‌هـای فسـفات‌دار ۸ تـا ۲۰ درصـد P2O5 است. اگرچه ذخیرهٔ لایه‌های فسفات‌دار اقتصادی است ولی فرآوری آنهـا دشـوار اسـت. جـدا از درهٔ شمشک، دیگر بُرش‌های سازند جیـرود (فیـروزکـوه، دلیـر، مبـارک‌آبـاد) همچنـان نشـانه‌هـایی از فسفات دارد که با لایه‌های فسفات‌دار ایـران مرکـزی، زاگـرس و حتـی پـاره‌ای از کشـورهای همسـایه قابل قیاس است.

دونین در آذربایجان (ماکو)

گستره‌های وسیعی از آذربایجان عاری از سنگ‌هـای دونـین اسـت، و بـه نظـر مـی‌رسـد کـه در زمـان دونین، آذربایجان بخشی از خشکی کالدونی بوده اسـت. در ناحیـهٔ مـاکو –پُلدشـت تـوالی بـه نسـبت ستبری از سنگ‌های دونین وجود دارد که سنگ رخساره‌ای به نسـبت متفـاوت از دیگـر نـواحی ایـران دارند و توسط علوی نایینی و بلورچی (۱۹۷۳) به دو واحد سـنگ‌چینـه‌ای غیـر رسـمی زیـر تقسـیم شده‌اند.

سازند مولی (Muli Fm) : حدود ۱۲۰۰ متر ستبرا و دو عضو دارد. عضو پایینی (۷۵ متر)،کوارتزیت سُرخ با سیمان سیلیسی است و عضو بالایی (۱۱۷۵ متر) به طور عمده از دولومیت با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ کوارتزی سُرخ - سفید و سنگ‌آهک‌های دولومیتی ساخته شده است.

سنگواره‌های سازند مولی (بازوپایان، شکم‌پایان، کرینوییـد) قابل نامگذاری نیستند. اما بر اساس جایگاه چینه‌شناسی (روی اردویسین دگرگونی –زیر دونین بالایی) این سازند به سن دونین پیشین تا میانی تصور شده است. بر خلاف بُرش الگو، در ناحیهٔ پُلدشت (کنار رودخانهٔ ارس) سازند مولی دارای سنگواره‌های دونین میانی و قابل قیاس با سازندهای سیبزار و بهرام در ایران مرکزی است.

سازند ایلان قره (Ilanqareh Fm) : با ۱۳۰۰ متر ستبرا، در روی سازند مولی (دونین پیشین – میانی) و در زیر سازند روته (پرمین بالایی) قرار دارد و شامل دولومیت ماسه‌ای به رنگ روشن، آهک‌های نازک لایهٔ شیلی، شیل و آهک‌های ماسه‌ای است. این سازند دارای چهار عضو است. سنگواره‌های سه عضو زیرین (a, b, c) معرف آشکوب فرازنین از دونین پسین و عضو چهارم (d) وابسته به کربنیفر پیشین است.

دونین در سنندج –سیرجان

بخشی از دگرگونی‌های جنوب خاوری سنندج –سیرجان به ویژه ناحیهٔ اسفندقه –حاجی‌آباد سن دونین دارند. سبزه‌ئی (۱۳۷۳، منتشر نشده) بخش دونین دگرگونی‌های مورد سخن را به دو کمپلکس خَبر (در زیر) و سَرگَز (در بالا) تقسیم کرده است.« کمپلکس خبر » از مرمرهای مختلف تشکیل شده که گاهی حاوی فسیل‌های کربنویید، بازوپایان، مرجان، بریوزوآ و پالینومورف است که تعلق آن را به دونین مسجل می‌سازد.« کمپلکس سَرگَز » از شیست، فیلیت، کوارتزیت و حجم زیادی شیست سبز همراه با گدازهٔ بالشی است که در بخش پایینی آن تناوب کربناتی وجود دارد.

کمپلکس سرگز نوعی رسوب‌آشفته(Turbidite) است که پالینومورف‌های فرازنین بالایی –فامنین آغازی دارد.

دونین در زاگرس

در بخش‌هایی از شمال خاوری زاگرس (زاگرس مرتفع) به ویژه در نواحی زردکوه، اشترانکوه، کوه دنا، کوه گهکم و فراقون توالی همگنی از ماسه‌سنگ‌های کمی کوارتزی سفیدرنگ با میان‌لایه‌هایی از دولومیت‌های کرم‌رنگ وجود دارد که در روی شیل‌های گراپتولیت‌دار سیلورین و در زیر ردیف کربناتی پرمین (سازند دالان) قرار دارند. جایگاه چینه‌شناسی، به ویژه نداشتن سنگوارهٔ شاخص سبب شده بود تا ردیف‌های مورد نظر به سن کربنیفر –پرمین دانسته شوند.

مطالعات پالینولوژی قویدل (۱۳۷۷) نشان داد که بخش بیشتر سنگ‌ماسه‌های منسوب به پرمو – کربنیفر، به واقع سن دونین میانی –بالایی داشته و جزء کوچک‌تری از بخش بالایی آن متعلق به پرمین زیر است. مطالعات تکمیلی قویدل نشان داد که بین ردیف‌های آواری دونین بالایی و افق‌های آغازین پرمین یک ایست رسوبی به بزرگی بیش از ۷۰ میلیون سال، بین اواخر فرازنین از دونین، تمامی کربنیفر، تا آشکوب ساکمارین از پرمین وجود دارد.

نا پیوستگی مورد سخن سبب شد تا این سنگ‌ماسه‌ها (سازند فراقون) به دو عضو جداگانه تقسیم شود. یکی « عضو چالیشه » در زیر و به سن دونین پسین، دوم، « عضو زاکین » به سن پرمین پیشین، در بالا. وجود یک ایست رسوبی طولانی در درون سازند فراقون و ناهماهنگی آن با استانداردهای چینه‌شناسی جهانی سبب شد تا کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی ایران پیشنهاد تقسیم سازند فراقون به دو عضو چالیشه و زاکین را نپذیرد. به همین رو، برای ردیف‌های آواری دونین بالایی نام « سازند زاکین » انتخاب شد و به نهشته‌های آواری پرمین نام « سازند فراقون » داده

شد. بدین ترتیب با توجه به پیشنهاد قویدل و تائید کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی ایران، در حال حاضر سازند آواری زاکین (زاکین) معرف سنگ‌های دونین زاگرس است.

بُرش الگوی « سازند آواری زاکین »، در کوه فراقون، در ۸۰ کیلومتری شمال بندرعباس، توسط قویدل (۱۳۷۷) معرفی شده است. در این محل، سازند زاکین با ۲۸۵ متر ستبرا، ردیف به نسبت همگنی از ماسه‌سنگ‌های سفیدرنگ با رنگ فرسایش متمایل به قهوه‌ای است که میان‌لایه‌هایی از دولومیت‌های دانه ریز قهوه‌ای، شیل‌های تیرهٔ زغالی و گاهی کنگلومرای ماسه‌ای خاکستری دارد. میان‌لایه‌های شیلی اغلب پوشیده است و نمود روشن ندارند ولی تناوب‌های دولومیتی به صورت نوارهای قهوه‌ای رنگ در زمینه‌ای از ماسه‌سنگ مایل به سفید، سیمای برجسته دارند. در کوه فراقون، سازند زاکین بین دو سطح ناپیوستگی محدود است. همبری پایینی آن با سازند سرچاهان (سیلورین) و حد بالایی آن با کنگلومرای قاعدهٔ سازند فراقون (به سن پرمین پیشین) است.

سنگواره‌های سازند آواری زاکین منحصر به آکریتارک و میوسپورها هستند. حاصل مطالعهٔ پالینومورف‌های یاد شده شناسایی ۵ زون زیستی است. زون زیستی I و II در ستبرای ۹۶ متر از سازند زاکین قرار دارد و سن دونین پیشین دارد. زون‌های زیستی III و IV، در ستبرای ۱۵۴ متر و سن دونین میانی دارد. بیوزون V در ستبرای ۳۵/۵ متر از این سازند ظاهر و سن نسبی دونین پسین دارد. بدین‌سان تغییرات سنی این سازند از دونین پیشین (ژدینین (Gedinnian)) تا دونین پسین (فرازنین (Frasnian)) است.

بررسی‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که سازند زاکین از نگاه رخساره‌ای تفاوت آشکار با دیگر واحدهای سنگ‌چینه‌ای دونین ایران (جیرود، خوش ییلاق، پادها، سیبزار، بهرام، شیشتو) دارد. به باور قویدل (۱۳۷۷)، ردیف‌های آواری زاکین، به ویژه از نگاه زیست‌چینه‌ای، همانند ردیف‌های دونین عربستان همچون تاویل، جوف و جُبه است و نظر به این که سازندهای یاد شده در عربستان سنگ مخزن نفت است، بنابراین سازند زاکین می‌تواند به عنوان مخازن نفت مورد توجه باشد.

عنوان: مقدمه

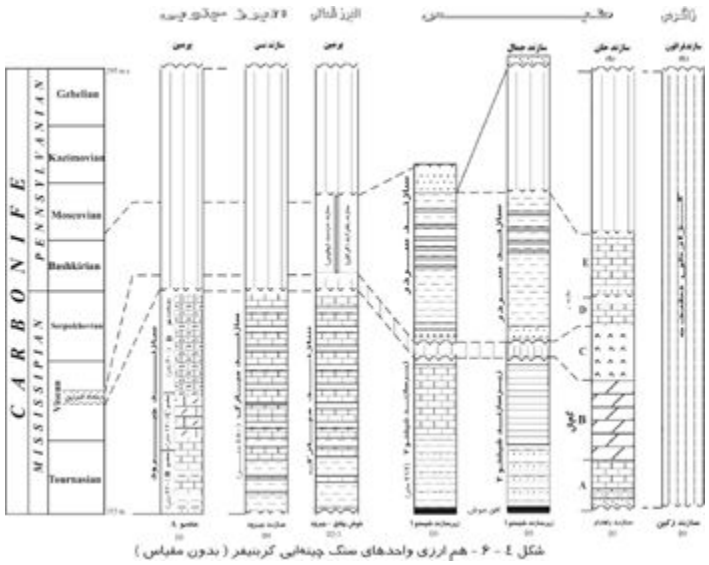
به جز آذربایجان و زاگرس، در بیشتر نواحی ایران، نهشته‌های سکویی دونین پسین پس از یک ایست رسوبی ناچیز، تا کربنیفر پیشین ادامه دارد. در نتیجهٔ همچون سنگ‌های دونین بالایی، سنگ‌های کربنیفر پایینی گسترش به نسبت زیادی در ایران دارندو به تقریب در همه جا روی سنگ‌های دونین بالا قرار دارند. با این حال، در پاره‌ای نقاط (شرق دماوند، تالش، کوه‌های کلمرد) سنگ‌های کربنیفر بر روی نهشته‌های کهن‌تر از دونین بالایی دیده شده‌اند (شکل ۴-۶).

سنگ‌های کربنیفر شناخته شدهٔ ایران، بیشتر به سن کربنیفر پایینی تا اوایل کربنیفر بالا (آشکوب نامورین) هستند و از این رو، این باور وجود دارد که در اوایل کربنیفر پسین، با آغاز جنبش‌های زمین‌ساختی هم ارز هرسی‌نین، بار دیگر زمین‌ساخت ناحیه‌ای سبب حرکت‌های خشکی‌زایی، بالا آمدگی‌های وسیع و آشفتگی‌های محلی شده، به طوری که نواحی وسیعی از سکوی ایران در معرض فرسایش قرار گرفته و گاه باعث فرسایش ستبرای زیادی از سنگ‌های پالئوزوییک زیرین شده است. ولی از نگاه منطقه‌ای، می‌توان پذیرفت که نوسانات سطح آب دریا در بیرون آمدن سکو و پذیرا شدن فرسایش، نقش اساسی‌تر داشته است. داده‌های منطقه‌ای حاکی است که بر خلاف دونین پسین و کربنیفر پیشین که سطح آب دریاها در بالاترین مقدار بوده، در زمان نامورین و در ادامهٔ آن تا آشکوب ساکمارین یخچال‌ها بخش‌های زیادی از ابرقارهٔ گندوانا را زیر پوشش داشته‌اند. این رخداد یخچالی با پایین‌ترین حد سطح آب دریاهای نامورین پسین و وستفالین پیشین انطباق دارد. اگرچه دوره‌های یخچالی یاد شده بر سرزمین ایران بی اثر بوده ولی احتمال تأثیر آن بر اُفت سطح آب می‌تواند پذیرفتنی باشد. گفتنی است که جدا از خشکی‌زایی سراسری نامورین، در نواحی گوناگون البرز و ایران مرکزی، در توالی سنگ‌های کربنیفر پایین ایران، به ویژه در بین ردیف‌های

ویزئن میانی، همچنان شواهد روشنی از انفصال رسوبی و حاکمیت دوره‌های فرسایشی وجود دارد. برای این دورهٔ فرسایشی می‌توان نام « البرزین » را پیشنهاد کرد.

نوع سنگ‌های کربنیفر پایینی در بیشتر نقاط ایران کربنات‌های آهکی است ولی شیل‌های تیره رنگ و مارن نیز وجود دارد که حاوی انواع گوناگونی از بازوپایان، گونیاتیت، تریلوبیت، برویوزوآ و ۰۰۰ است. رخسارهٔ سنگی و زیستی سنگ‌های یاد شده نشان از دریاهای گرم و کم ژرفا دارد. در ایران مرکزی تنوع رخساره‌های سنگی کربنیفر درخور توجه است و به نظر می‌رسد که دریای کربنیفر پیشین ایران مرکزی، بلوک‌های ساختاری با شرایط رسوبی متفاوتی را زیر پوشش داشته که در جدایش آنها، گسل‌های ژرف نقش عمده داشته‌اند.

یکی از ویژگی‌های کربنیفر ایران نبود سنگ‌های ماگمایی است. اما بعضی از آندزیت‌های کوه‌های طالش و بخشی از روانه‌های زیردریایی جنوب خاوری پهنهٔ سنندج –سیرجان را به سن کربنیفر دانسته‌اند، ولی به احتمال بیشتر سن آنها دونین است. سنگ‌های مافیک و اولترامافیک مشهد که به سن کربنیفر دانسته شده بود، باقیماندهٔ اقیانوس تتیس کهن است که سن پرمین دارند.



شکل ٤ - ۶ - هم ارزی واحدهای سنگ چینه‌ای کربنیفر (بدون مقیاس)

کربنیفر در البرز

در کوه‌های البرز، سنگ‌های کربنیفر به طور عمده ردیف‌هایی کربناتی با تغییرات سنی از آشکوب تورنزین تا نامورین هستند. یک رویداد فرسایشی، به سن ویزئن میانی (فاز البرزین)، سبب شده است تا توالی‌های کربنیفر البرز ناپیوسته باشد. به ردیف‌های کربناتی زیر سطح ناپیوستگی ویزئن میانی « سازند مبارک » نام داده شده، و ردیف‌های ویزئن میانی –نامورین در درهٔ چالوس به نام « سازند دزدبند » و در ناحیهٔ گرگان « سازند باقرآباد » و «سازند قزل قلعه » نام دارند.

سازند آهکی مبارک : با ۴۵۰ متر ستبرا، ایزوپیک(Isopique) عضوهای C, B و D سازند جیرود و معرف سنگ‌های کربنیفر پایین البرز است. اگرچه این واحد سنگی به طور عمده ردیف‌های کربنیفر البرز جنوبی را تداعی می‌کند ولی گسترش آن در البرز شمالی نیز درخور توجه است و حتی در مقایسه با البرز جنوبی ستبرای بیشتر دارد. به گزارش آسرتو (۱۹۶۳) در محل بُرش الگو، سازند مبارک بر روی سازند میلا و در زیر سازند نسن (پرمین بالایی) قرار دارد ولی در دیگر نواحی سازند مبارک بیشتر با سازند جیرود همبر است و ردیف‌های روی آن ممکن است به سن‌های گوناگون (پرمین، تریاس، ژوراسیک) باشد. در دو ناحیهٔ گدوک و تاقدیس آینه‌ورزان کربنات‌های مبارک با ناپیوستگی هم‌شیب، روی سازند لالون و در شمال شاهرود بر روی سازند خوش ییلاق دیده می‌شود. با وجود همگنی نسبی، آسترتو سازند مبارک را به چهار زون سنگی زیر تقسیم کرده است.

* زون سنگی ۱، ۹۰ – ۸۰ متر، مارن‌های آهکی تیره و مارن‌های سیاه رنگ،

* زون سنگی ۲، ۱۵۰ متر، سنگ‌آهک‌های نازک لایه به رنگ خاکستری تیره،

* زون سنگی ۳، ۸۰ متر، سنگ‌آهک‌های متراکم و سخت به رنگ سیاه،

* زون سنگی ۴، ۱۳۰ متر، سنگ آهک‌های خاکستری تیره با رنگ هوازدهٔ زرد،

هم در بُرش الگو و هم در دیگر بُرش‌ها زون‌های سنگی چهارگانه وضوح چندانی ندارند و در یک نگاه کلی، این سازند، ردیف همگنی از سنگ آهک لایه‌ای است که میان‌لایه‌های شیلی – مارنی تیره رنگ دارد و به جز در بُرش دره‌ها، واریزه‌های سطحی تناوب‌های شیلی را پوشانده‌اند.

به دلیل فراوانی انواع سنگواره‌ها (روزنه‌داران، مرجان‌ها، بازوپایان)، مطالعات دیرینه‌شناسی انجام شده درخور توجه است. چهار زون زیستی Earlandia، Septabrunsiina krainica، Paleaspiroplectammina diversa و Dainella chomatica از ویژگی‌های سازند مبارک است. زیست‌زون‌های مذکور، نشانگرآشکوب تورنزین پیشین تا ویزئن میانی هستند.

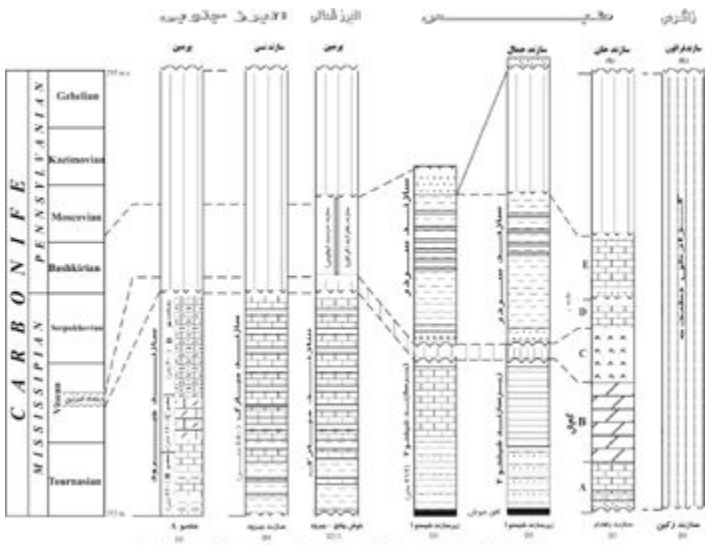
مقایسه‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که از نظر جایگاه چینه‌شناسی و سنی، سازند مبارک قابل قیاس با زیرسازند شیشتو (۲) در ایران مرکزی است هرچند که سنگ رخسارهٔ این دو تفاوت زیاد دارد.درویش‌زاده (۱۳۷۰)، محیط رسوبی سازند مبارک را آب‌های ساکن، فقیر از اکسیژن و غنی از گوگرد توصیف کرده که به نسبت عمیق بوده و از برجستگی‌ها فاصلهٔ قابل توجه داشته است. مهاری (۱۳۷۰) و لاسمی و مهاری (۱۳۷۲)، با توجه به زیررخساره‌های گوناگون، سنگ‌آهک‌های سازند مبارک را نهشته‌های محیط‌های سد زیست‌آواری، تالاب، پهنهٔ کشندی و همچنین دریای باز می‌دانند که بر روی یک سطح شیب‌دار ملایم (Ramp) کربناتی نهشته شده است. در ناحیهٔ جاجرم (کوه اُزوم) سازند مبارک سرشت مشابهی دارد و بنا به گزارش زاده‌محمدی (۱۳۷۰)، ۷ چرخهٔ پسرونده، نشانگر یک توالی بزرگ پسرونده در سازند مبارک است. گفتنی است که سازند مبارک در نواحی الموت، سنگ‌رود، کوه خشاچال، فومن، ماسوله، کلور (خلخال)، البرز خاوری (خوش ییلاق، تیل‌آباد، شمال شاهرود، گنبد کاووس، نوده و ۰۰۰) شمال شهمیرزاد و ۰۰۰ گسترش دارد.

در ناحیهٔ آق‌دربند، سنگ‌آهک‌های معادل سازند مبارک، ضمن داشتن سنگواره‌های شاخص، مرمری شده‌اند. شبیه بودن ردیف‌های کربنیفرآق‌دربند با البرز، یکی از دلایلی است که افتخارنژاد کپه‌داغ را

ادامهٔ سکوی پالئوزوییک صفحهٔ ایران می‌داند. گفتنی که سازند مبارک دارای پتانسیل هیدروکربنی است. بخش‌های زیرین این سازند دارای لایه‌های مارنی و آهک‌های میکریتی غنی از مواد آلی است و در بخش بالایی آن، لایه‌های ضخیم دولومیت و سنگ‌آهک می‌توانند سنگ مخزن مناسبی باشند.

در دامنهٔ جنوبی البرز سن سنگ‌های کربنیفر (سازند مبارک) محدود به تورنزین – ویزئن میانی است و به نظر می‌رسد که خروج ویزئن میانی دامنهٔ جنوبی تا زمان پرمین به درازا کشیده است. بر خلاف دامنهٔ جنوبی، در دامنهٔ شمالی البرز پس از فاز فرسایشی ویزئن میانی (رخداد البرزین) دوباره دریا پیشروی داشته است. به نهشته‌های این دریای پیشرونده به طور غیررسمی سازندهای « باقرآباد »، « قزل‌قلعه » و « دزدبند » نام داده شده است.

در درهٔ رامیان « سازند باقرآباد »، با چهار عضو آهک ماسه‌ای (در زیر)، آهک زیرین، ماسه سنگ و آهک بالایی (در بالا) به آشکوب‌های ویزئن تا باشکرین نسبت داده شده است.در باختر آزادشهر « سازند قزل‌قلعه »، با ۲۸۰ متر ضخامت شامل سه عضو آهک ماسه‌ای در زیر، ماسه سنگ و چند لایهٔ زغالی در وسط و سیلت سنگ و شیل در بالا است.در آبریز شمالی درهٔ چالوس (روستای دزدبند) « سازند دزدبند » سه سازند یاد شده که معرف پیشروی دوبارهٔ دریای کربنیفر پایین بر روی سکوی البرز شمالی هستند می‌توانند با یکدیگر و هر یک آنها به تنهایی، قابل قیاس با ردیف‌های آواری سازند سردر در ایران مرکزی باشند (شکل ۴-۶).



شکل ٤ - ۶ - هم ارزی واحدهای سنگ چینه‌ای کربنیفر (بدون مقیاس)

کربنیفر در ایران مرکزی

در ایران مرکزی، سنگ‌های کربنیفر به رخساره‌های متفاوت‌اند. در « بلوک طبس »، نهشته‌های کربنیفر بیشتر رسوب‌های آواری انباشته شده در حوضه‌های با فرو نشست زیاد است. به همین دلیل، تفاوت رخساره‌ها و تغییر ستبرا و سن رسوبات درخور توجه است. در بلوک طبس، زیرسازند شیشتو (۲) و سازند سردر، با تغییرات سنی کربنیفر پیشین تا پسین (؟) نشانگر سنگ‌های کربنیفر هستند. در حالی که، در سکوهای محاط به بلوک طبس، مانند نواحی یزد، اردکان، اردستان و ۰۰۰، سنگ‌های کربنیفر رخسارهٔ کربناتهٔ آهکی دارند و یادآور نهشته‌های سازند آهکی مبارک در البرز هستند.

در « بلوک کلمرد » سنگ‌های کربنیفر همچنان رخسارهٔ کربناتی دارد ولی ستبرای درخور توجهی گچ (گاهی تا ۱۲۰ متر)، از ویژگی‌های کربنیفر این بلوک است که تاکنون در دیگر مناطق ایران گزارش نشده است. رخسارهٔ کربناتی –گچی نهشته‌های کربنیفر بلوک کلمرد در ایران همانند ندارد و به همین دلیل، به طور غیررسمی، به نام « سازند گچال »، نام‌گذاری شده است. ارائهٔ شرحی بر زیرسازند شیشتو (۲)، سازند سردر و سازند گچال می‌تواند معرف ویژگی‌های کربنیفر ایران مرکزی باشد.

زیرسازند شیشتو (۲) -بُرش الگوی این زیرسازند در ازبکوه است کـه شـرح چنـدانی از آن در دسـترس نیست. بُرش مرجع این واحد سنگی، در بُرش حوض دو راه، ۲۱۷ متر ضـخامت دارد و بیشـتر تنـاوبی از سنگ‌آهک خاکستری تیره و شـیل اسـت. فراوانـی شـیل در پـایین و سـنگ‌آهـک در بـالا، تقسـیم شیشتو (۲) را به دو واحد شیلی (زیر) و کربناتی (بالا) ممکن می‌سازد. سن زیرسازند شیشـتو (۲)، بـر اساس سرپایان، بازوپایان و مرجان‌هـا، از تـورنزین پایـانی تـا ویـزئن آغـازی اسـت. هـم در بُـرش الگـو (ازبکوه) و هم در بُرش مرجع (حوض دوراه) مرز زیرین شیشتو (۲) منطبـق بـر « افـق مـوش » اسـت که به ظاهر تدریجی و پیوسته است ولی گُرگیج (۱۳۸۱) این مرز را گسل می‌دانـد. ولـی مـرز بـالای این سازند با سازند سردر، یک سطح فرسایشی موازی است که با افق‌هـای کنگلـومرایی قاعـدهٔ سـازند سردر مشخص می‌شود و معرف ایست رسوبی و چرخهٔ فرسایشی ویزئن میانی است که در همـه جـای ایران سراسری است و برای آن نام البرزین پیشنهاد شده است. با وجـود تفـاوت زیـاد رخسـارهٔ سـنگی، زیرسازند شیشتو (۲) را می‌توان با سازند آهکی مبارک البرز مقایسه کرد.

سازند آواری سردر : این سازند یادآور نهشته‌های شیلی ماسه سنگی کربنیفر ایـران مرکـزی اسـت کـه بُرش الگوی آن در کوهپایه‌های باختری کوه‌های شتری (دره سردر) اندازه‌گیـری شـده اسـت. در محـل بُرش الگو، سازند سردر در یک ساختار تاقدیس گونه برونـزد دارد کـه مرکـز آن دیـده نمـی‌شـود و لـذا ستبرا، و چند و چون سنگ‌شناسی بخش زیرین آن دانسـته نیسـت. بـه همـین رو بـرش کمکـی ایـن سازند در دامنهٔ جنوبی کوه جمال (درهٔ حوض دوراه) می‌تواند نشانگر ویژگـی‌هـای بیشـتر ایـن سـازند باشد.به تقریب در بسیاری از نقاط بلوک طبس، سازند سردر، ضـخامت متغیـری از نهشـته‌هـای شـیلی – ماسه‌سنگی سبزرنگ تـا خاکسـتری اسـت کـه تنـاوب‌هـای مکـرری از ماسـه سـنگ‌هـای آهکـی، کوارتزیت و یا سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای قهوه‌ای رنگ دارد. مجموعهٔ یـاد شـده سـیمای تپـه ماهورهـای تیره‌رنگ دارد که در شناسایی سازند کار ساز است.

توالی شیل‌ها و ماسه سنگ‌های سازند سردر، با لایه‌ای راهنما از کوارتزیت‌های سفیدرنگ، به ضخامت ۷۴ متر، پوشیده می‌شود که به لحاظ داشتن رخسارهٔ آواری، عضوی از سازند سردر دانسته شده است. ولی، یافته‌های جدید روی زمین این باور را به وجود آورده که پیوند کوارتزیت‌های مورد سخن با ردیف‌های کربناتی زمان پرمین (سازند جمال) به مراتب بیشتر از سنگ‌های کربنیفر (سازند سردر) است و به همین رو، بنا به پیشنهاد کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی، عضو کوارتزیتی یاد شده از ردیف‌های کربنیفر حذف و نهشته‌های آواری دریای پیشروندهٔ پرمین می‌شود.

از روی فسیل‌هـــای یافت شده، این سازند را به دو زیر سازند « سردر ۱ » و « سردر ۲ » تقسیم کرده‌اند (علوی نایینی، ۱۳۷۲). مرز بین این دو به خوبی روشن نیست و در بیشتر نقاط تفکیک یاد شده امکان‌پذیر نیست.

در بُرش حوض دوراه (برش مرجع) و همچنین در دو سوی رود سردر، لایه‌های آغازین سردر شامل ۳۰ تا ۵۰ متر کنگلومرای چرتی، همراه با میان‌لایه‌هایی از ماسه سنگ است که با ناپیوستگی هم‌شیب بر روی لایه‌های بالایی، شیشتو (۲) نشسته است. با توجه به سن بخش زیرین سازند سردر (ویزئن پسین)، ناپیوستگی فرسایشی پیش از سازند سردر، تأییدی به چرخه‌های فرسایشی و پس نشست دریای کربنیفر پیشین است که در ایران یک پدیدهٔ سراسری است. همبری بالای این سازند همچنان به یک دگر شیبی فرسایشی است که در زیر لایهٔ کوارتزیتی سفیدرنگ پرمین (سازند جمال) قرار دارد.با وجود فراوانی سنگواره، دربارهٔ این سازند دیدگاه دیرینه‌شناسی مشترکی وجود ندارد. استپانوف (۱۹۶۷) سردر (۱) را ویزئن پسین تا نامورین و سردر (۲) را به سن کربنیفر پسین و پرمین می‌داند. در حالی که والیسر (۱۹۶۶)، سردر (۲) را متعلق به پنسیلوانین پیشین می‌داند. حضور گونیاتیت‌های وستفالین (sp Gasterioceras) در آخرین لایه‌های سردر، سبب شد تا یزدی (۱۹۹۶) مرز بالای سردر را محدود به آغاز وستفالین بداند.دیدگاه‌های سنی گوناگون، ارائهٔ تصویری روشن از مرز سنی سازند سردر و در نتیجه مرز کربنیفر و پرمین ایران مرکزی را دشوار

می‌سازد. با وجود این، داده‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که یک ایست رسوبی در بالای سازند سردر حتمی است ولی وجود افق‌های آواری فسیل‌دار کربنیفر پایانی در قاعدهٔ پیشروی بزرگ بعدی (پیشروی پرمین) سبب شده تا سازند سردر، توالی کاملی از نهشته‌های کربنیفر ایران مرکزی دانسته شود.

گفتنی است که رخسارهٔ سازند سردر اختصاص به کوه‌های شتری و شیرگشت دارد، در نواحی ازبکوه، فردوس، گناباد، کرمان، بزمان، انارک و ۰۰۰ سنگ‌های کربنیفر با سازند سردر، مقایسه شده‌اند، ولی تفاوت رخسارهٔ آنها به نسبت زیاد است.

سازند گچال : به جز کوه‌های شتری –شیرگشت، در بیشتر نواحی ایران مرکزی (یزد، اردکان، اردستان، انارک) نهشته‌های کربنیفر ردیف‌های کربناتی آهکی هستند. در فرابوم کلمرد (باختر طبس) رخسارهٔ سنگ‌های کربنیفر، کربناتی و به داشتن یک عضو تبخیری شاخص است. به همین دلیل، در بلوک کلمرد برای سنگ‌های کربنیفر نام « سازند گچال » انتخاب شده که تفاوت رخساره‌ای آشکاری با سازند آواری سردر در حوضهٔ طبس دارد. در بُرش معرفی شده، (آقانباتی، ۱۹۷۵)، سازند گچال چهار عضو دارد.

عضو A، (در پایین)، با حدود ۷۵ متر ضخامت ، شامل سنگ‌آهک‌های لایه‌ای مطبق است که با چند لایهٔ ماسه سنگ کوارتزی وبا ناپیوستگی هم‌شیب، گاهی روی سنگ‌های دونین و گاه روی ردیف‌های اردویسین قرار دارد. ریز و درشت سنگواره‌های این عضو، به ویژه انواع بازوپایان آن مشابه انواع موجود در زیر سازند شیشتو(۲) کوه‌های شتری و یا در لایه‌های آغازین سازند سردر است.

عضو B، حدود ۷۰ تا ۹۰ دولومیت‌های خاکستری ضخیم لایهٔ صخره ساز است. در این عضو سنگواره دیده نشده ولی به لحاظ قرارگیری در زیر سطح فرسایشی ویزئن میانی –سن تورنزین – ویزئن پذیرفته شده است.

عضو C، به عنوان یک لایهٔ کلیدی راهنما، مرحلهٔ پسروی دریای کربنیفر را مشخص می‌کند که گاهی با نهشت ۱۲۰ تا ۱۵۰ متر گچ و با کمی دولومیت همراه است. این عضو به طور جانبی نازک و گاه حذف می‌شود. جایگاه چینه‌شناسی و هم‌ارزی منطقه‌ای نشان می‌دهد که این عضو نشانگر فاز پسروی دریای ویزئن بوده و به تقریب در همه جای ایران قابل شناسایی است (فاز البرزین).

عضو D، با ۲۲ تا ۹۸ متر ستبرا شامل سنگ‌آهک‌های خاکستری روشن رنگ است که حاوی کنودونت، مرجان‌های درشت و ۰۰۰۰ ویزئن تا نامورین است. این عضو با ردیف‌های پیشرونده ویزئن میانی –نامورین البرز (سازندهای دزدبند ، باقرآباد و قزل‌قلعه) و با وجود تفاوت‌های رخساره‌ای زیاد با بخش زیرین سازند سردر قابل قیاس است . لازم به ذکر است ردیف‌های کربنیفر بلوک کلمرد محدود به چهار عضو گفته شده نیست. یافته‌های فسیل‌شناسی نشان می‌دهد که ردیف‌های آواری و کربناتی روی عضو D، که در گذشته به سن پرمین دانسته شده بود، کماکان دارای سنگواره‌های کربنیفر است و بر این اساس سازند گچال دارای ۵ عضو با تغییرات سنی ویزئین تا آغاز نامورین است (هفت‌لنگ، ۱۳۷۹، گرگیج، ۱۳۸۱).

کربنیفر در زاگرس

در اشتران‌کوه، زردکوه، کوه‌دنا و همچنین در نواحی گهکم –فراقون، حدود ۳۰ تا ۴۸۸ متر، رسوبات ماسه سنگی دانه‌درشت، با لایه‌بندی نازک تا توده‌ای، به رنگ سفید وجود دارد که در گذشته به سن کربنیفر دانسته می‌شد. مطالعات پالینولوژی قویدل (۱۳۶۲) نشان داده است که ماسه‌سنگ‌های مورد نظر سن دونین پسین (سازندزاکین) و پرمین پیشین (سازند فراقون) دارند. به گفتهٔ دیگر، در کوه‌های زاگرس سیستم کربنیفر یک دورهٔ خروج از آب و فرسایش به بزرگی ۷۰ میلیون سال است (وضع مشابهی در بخش وسیعی از کوه‌های سلطانیهٔ زنجان و شمال باختری آذربایجان وجود دارد، افتخارنژاد، ۱۳۵۹).

کربنیفر در مشهد

در جنوب باختری مشهد تا شمال خاوری فریمان، آمیزه‌ای از سنگ‌های پلیتی- ماسه‌ای، رسوب‌های پلاژیک همراه با عدسی‌های بزرگ اولترامافیک و مافیک، با خاستگاه اقیانوسی، وجود دارد که با مقایسه با سنگ‌های مشابه در افغانستان و توران، به سن دونین –کربنیفر (مجیدی، ۱۹۷۸) و بخشی از پی سنگ هرسی‌نین صفحهٔ توران دانسته شده‌اند. یافته‌های زمین‌شناسی جدید، نشان می‌دهد که سنگ‌های منسوب به کربنیفر، باقیماندهٔ منشورهای برافزایشی تتیس کهن به سن « پرمین » هستند.

کربنیفر در سنندج –سیرجان

در زون سنندج –سیرجان به ویژه در جنوب خاوری این زون، سنگ‌های منسوب به کربنیفر دگرگون هستند. دگرگونی‌های کربنیفر زون سنندج –سیرجان بخشی از دگرگونی‌های پالئوزوییک است که به دلیل تأثیر شدید رویداد سیمرین پیشین، در زمان تریاس پسین، دگرگون شده‌اند. سبزه‌ئی (منتشر نشده) برای این دگرگونی‌ها نام کمپلکس چاه چُغُوک را انتخاب کرده که تناوبی از سنگ ماسه، شیل، گدازه‌های بالشی- رسوب‌های آشفتهٔ آهکی، چرت‌های نازک لایه و گدازه‌های اسیدی زیر دریایی با سنگواره‌های کربنیفر بالایی تا پرمین زیرین است.

در نواحی سیرجان، پاریز، چهارگنبد، سنگ‌های متعلق به کربنیفر را به نام « گروه خواجو » نامگذاری کرده‌اند که حدود ۲۰۰۰ متر ستبرا دارد و شامل سه واحد جداگانه است (دیمیتریویچ، ۱۹۷۳).

* واحد پایینی، شامل شیست، میکاشیست و گابرو که در رخسارهٔ شیست سبز دگرگون شده است.

* واحد میانی، شامل فیلیت، کالک شیست و دیاباز دگرگون شده،

* واحد بالایی، شامل مرمر و دولومیت‌های مرمری،گروه خواجو سنگواره ندارد و سن آن نامشخص است. اما، از بین سه واحد مذکور، واحد بالایی با مرمرهای کوه زیدان مقایسه و به سن کربنیفر پسین —پرمین پیشین دانسته شده است. دو واحد دیگر ممکن است کهن‌تر از کربنیفر باشند

.در ناحیهٔ بَردسیر کرمان، مجموعه‌ای از کوارتزیت، میکاشیست و کالک شیست به نام «مجموعهٔ دگرگونی سوریان» را به سن کربنیفر پیشین دانسته‌اند.

در ناحیهٔ باغین کرمان، « سازند بوج » شامل مرمر توده‌ای در زیر، گابرو —دیوریت در وسط و مرمر لایه‌ای در بالا است (دیمیتریویچ، ۱۹۷۳) . از این سه واحد، مرمرهای لایه‌ای به کربنیفر نسبت داده شده‌اند.در پهنهٔ مکران (طاهرویی، میناب، بشاگرد و فنوج) در پوستهٔ قاره‌ای و دگرگونی‌جداکنندهٔ مکران شمالی از مکران جنوبی (کمپلکس باجگان —دورکان) سنگ‌های کربنیفر گزارش شده است. مک‌کال (۱۹۸۵) این مجموعهٔ دگرگونی را ، ادامهٔ جنوب خاوری زون سنندج —سیرجان در پهنهٔ مکران می‌داند.

پرمین در ایران

عنوان: مقدمه

گسترش جغرافیایی سنگ‌های پرمین ایران،بسیار زیاد است و این باور وجود دارد که در زمان کربنیفر پایانی و یا پرمین پیشین، با آرام گرفتن رخداد زمین‌ساختی هرسی‌نین و حرکت‌های رو به پایین زمین، شرایط لازم برای پیشروی گستردهٔ دریا فراهم آمده است، به گونه‌ای که بسیاری از فرابوم‌های قدیمی در شمال آذربایجان، البرز، ایران مرکزی، سنندج —سیرجان و همچنین زاگرس با دریای کم ژرفا و پیشروندهٔ پرمین پوشیده شده، و سنگ‌های پرمین را می‌توان بر روی ردیف‌های گوناگون کربنیفر، دونین، سیلورین، اردویسین و کامبرین دید.

شواهد متعدد از پیشروی و پسروی مکرر در توالی سنگ‌های پرمین ایران گویای آن است کـه دریـای پرمین به طور قابل ملاحظه‌ای تحت تأثیر حرکت‌های دیررس هرسی‌نـین قـرار داشـته اسـت. جـدا از نبودهای رسوبی کوتاه و موقتی که به طور عموم با تشکیل افق‌هـای بوکسـیت و لاتریـت و یـا نهشـت رسوب‌های تبخیری همراه بوده، رسوبات پـرمین ایـران نشـانگر سـه چرخـهٔ رسـوبی بـزرگ اسـت. هـر چرخهٔ با رخساره‌های آواری پیشـرونده آغـاز مـی‌شـود و بـه دنبـال آن، بـا افـزایش ژرفـا، ردیـف‌هـای کربنـاتی آهکـی –دولـومیتی و سـرانجام بـا نهشـت آواری‌هـای پسـرونده، چرخـهٔ رسـوبی سـرانجام می‌گیرد. لازم به ذکر است که:

* در بیشتر موارد، رسوب‌های پسرونده، به دلیل دوره‌های فرسایشی پیش از چرخـهٔ رسـوبی جـوان‌تـر، فرسوده و حذف شده‌اند.

* مرز زیرین چرخه‌های رسوبی سه گانهٔ یاد شده از نوع دگرشیبی موازی است.

* چرخه‌های رسوبی سه گانه در همه جای ایران وجود ندارد. گاهی فقط می‌توان یک و یـا دو چرخـهٔ رسوبی را دید.

* جدا از چرخهٔ رسوبی نخست، چرخه‌های رسـوبی دوم و سـوم هـم مـی‌تواننـد بـر روی سـنگ‌هـای کهن‌تر از پرمین قرار گیرند.

آخرین دورهٔ پسروی دریای پرمین در پایان این سیستم صـورت گرفتـه، بـه همـین دلیـل، مـرز بـالای ردیف‌های پرمین ایران به طور عموم ناپیوسته ولی از نـوع دگرشـیبی مـوازی اسـت. بـا ایـن حـال، در چند ناحیه از ایران (جلفا، کندوان، آمل، شهرضا و آبـاده) شـواهدی از رسـوبگذاری پیوسـته از پـرمین به تریاس گزارش شده است.

جدا از سنگ‌های رسوبی گسترده، بخش درخور توجهی از سنگ‌های پـرمین زون سـنندج -سـیرجان از نوع دیابازها و یا بازالت‌های قلیایی همراه با رسوب‌های فلـیش گونـهٔ تخریبـی –آهکـی بـا تغییـرات

زمانی و مکانی زیاد هستند. ویژگی‌های سنگی و شیمیایی مجموعهٔ یاد شده (دیابازها و رسوب‌های آشفته) می‌تواند نشانگر کافت‌های درون قاره‌ای شکل گرفته از نیروهای کششی حاکم بر سکوی پالئوزوییک ایران، به ویژه آغاز شکل‌گیری اقیانوس آلپی زاگرس (تتیس جوان) باشد. چنین به نظر می‌رسد که کافتی شدن پلاتفرم پالئوزوییک ایران منحصر به زون سنندج –سیرجان نبوده، و ممکن است زون منشورهای برافزایشی مکران نتیجهٔ کافتی شدن سکوی پرمین باشد. مهم‌تر آنکه، بقایای پوستهٔ اقیانوسی تتیس کهن در شمال خاوری ایران حاکی است که کافت پالئوزوییک پسین شمال خاوری ایران در زمان پرمین به تکامل رسیده است و لذا شاید بتوان گفت که پرمین یکی از دوره‌های اثرگذار بر زمین‌شناسی ایران بوده است.

پرمین در البرز –آذربایجان

در البرز –آذربایجان برونزدهای گسترده‌ای از سنگ‌های پرمین وجود دارد. در این مناطق، سه واحد سنگ‌چینه‌ای به نام‌های سازند دورود (در زیر)، روته (در وسط) و نسن (در بالا) معرف توالی‌های پرمین است. این سازندها هر یک به تنهایی یک چرخهٔ رسوبی کامل است که میان دو سطح فرسایشی جای دارند. به جز حالت‌های استثنایی، چرخه‌های رسوبی سه گانهٔ پرمین البرز – آذربایجان،کامل نیست و شواهد زمین‌شناسی موجود نشان می‌دهد که پاره‌ای نواحی البرز – آذربایجان با پیشروی‌های بعدی و جوان‌تر دریای پرمین پوشیده شده‌اند. به همین دلیل، قرارگیری سنگ‌های چرخهٔ سوم (سازند نسن) در روی ردیف‌های کهن‌تر از پرمین دور از انتظار نیست (در مبارک‌آباد، سازند نسن، روی سازند آهکی مبارک است). در بین سه سازند یاد شده، به ویژه در البرز باختری و آذربایجان، چرخهٔ دوم پرمین (سازند روته) بیشترین رخنمون را دارد و چنین استنباط می‌شود که در زمان رسوبگذاری سازند روته، دریای پرمین بیشترین گسترش را داشته است. گفتنی است که در البرز –آذربایجان:

* تفکیک ردیف‌های پسروندهٔ سازند دورود از افق‌های پیشروندهٔ سازند روته ساده نیست و در پاره‌ای نقاط این دو واحد آواری سُرخ‌رنگ، یکی پسرونده و دیگری پیشرونده، از یکدیگر تفکیک نشده‌اند.

* در جاهایی که آخرین ردیف‌های آواری سازند دورود و لایه‌های آواری آغازین سازند روته، قابل تفکیک نبوده‌اند (نشده‌اند)، سازند روته یک واحد کربناتی محض فرض شده است.

* در نقاطی که ردیف‌های پرمین با سازند روته (دومین چرخهٔ رسوبی) آغاز می‌شود، رسوب‌های آواری سُرخ‌رنگ آغازین سازند روته، به عنوان سازند دورود فرض شده‌اند.سازند دورود : سازند دورود، به عنوان نخستین چرخهٔ رسوبی پرمین البرز –آذربایجان، در سال ۱۹۶۳، توسط آسرتو، در بالا دست درهٔ جاجرود (دوراهی دورود –شمشک) مطالعه و معرفی شده است. در بُرش الگو، سازند روته با ۱۵۰ متر ستبرا، شامل بر چهار واحد سنگی است، که از پایین به بالا، عبارتند از:

* واحد (۱)، ردیفی از مارن رُسی زرد –خاکستری، همراه با سنگ‌آهک‌های مارنی و لایه‌های نازکی از کوارتزیت سُرخ‌رنگ است.

* واحد (۲)، حدود ۲۵ متر کنگلومرای ضخیم لایه و شیل‌های رنگین است.

* واحد (۳)، تا ۵۰ متر ستبرا دارد و شامل سنگ‌آهک‌های فوزولین‌دار، متراکم و ضخیم لایه است که روزنه‌داران، بازوپایان، کنودونت‌ها و جلبک‌های آن، سن پرمین پیشین (آسلین –ساکمارین) را نشان می‌دهند.

* واحد (۴)، حدود ۵۵ متر، سیلت سنگ سُرخ همراه با شیل‌های سُرخ –سبز و ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ است که با یک افق (۷۰ تا ۱۲۰ سانتی‌متر) از ماسه‌سنگ کوارتزی سفیدرنگ پایان می‌یابد. گفتنی است که بُرش الگوی سازند دورود نیاز به بازنگری دارد زیرا:

* واحد (۱) بُرش الگو، در همه جا وجود ندارد و به دو سو، پس از نازک شدن، حذف می‌شود.

* واحد (۱)، اگر چه به عنوان ردیف‌های آغازین پرمین دانسته شده ولی دارای کنودونت نوع Prioniodoniagela (احمدزادهٔ هروی، ۱۹۷۱) و روزنه‌داران نوع Globivalvulina (بزرگ‌نیا، ۱۹۷۳) است که تعلق آن را به ویزئن تا نامورین زیرین (کربنیفر) مسجل می‌سازد.

* بر پایهٔ گزارش‌های موجود، در درهٔ کرج و در باختر قُل‌قُل چشمه، سازند دورود با واحد (۲) آغاز می‌شود.این نکات نشان می‌دهد که واحد ۱ (ردیف‌های کربنیفر) با واحد ۲، ارتباط ناپیوسته دارد و لذا شایسته است تا از بُرش الگو حذف شود. بدین ترتیب سازند دورود، دو واحد آواری دارد که توسط واحدی از سنگ‌آهک فوزولین‌دار از یکدیگر جدا شده‌اند.

مناطق رامیان (در این محل در قاعدهٔ سازند دورود، لایه‌های توف و بازالت گزارش شده است، (درویش‌زاده، ۱۳۷۰)،)درهٔ علیای چالوس، خوش ییلاق، آوج، زنجان، سمنان، فیروزکوه، کوه‌های سلطانیه، کبودرآهنگ، مهاباد، باختر دریاچهٔ ارومیه و ۰۰۰ مناطقی از البرز –آذربایجان هستند که سازند دورود گزارش شده است.

بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی، علیزاده کتک لاهیجانی (۱۳۷۰)، با توجه به همراهی کربنات‌های بخش میانی سازند دورود باماسه‌سنگ‌های کوارتزی، محیط پیدایش تخریبی‌های این سازند را دریایی مشخص کرده است. ولی لاسمی (۱۳۷۹)، با توجه به رنگ، سنگ‌شناسی و توالی قائم، بیشتر این آواری‌ها (زیرین و زبرین) را متعلق به محیط غیردریایی و زیر نفوذ رودخانه می‌داند.

سازند آهکی روته : به عنوان دومین چرخهٔ رسوبی پرمین البرز –آذربایجان، در سال ۱۹۶۳، توسط آسرتو، در درهٔ روته (شمال خاوری روستای روته)، به ضخامت ۲۳۰ متر، مطالعه و معرفی شده است.سازند آهکی روته را می‌توان در گستره‌های وسیعی از البرز خاوری (خوش ییلاق، تیل‌آباد، خاور گرگان و ۰۰۰)، البرز مرکزی (روته، دلیچای، دربندسر، آمل، گدوک و ۰۰۰) و آذربایجان

(ماکو، مراغه، تکاب، شاهین‌دژ، زنجان، بوکـان، ارومیـه، مهابـاد و ۰۰۰) دیـد. در بیشـتر ایـن نـواحی، بدون در نظر گرفتن ردیـف‌هـای آواری پایـه، سـازند آهکـی روتـه ردیـف‌هـای بـه نسـبت همگنـی از سنگ‌آهک‌های لایه‌ای، خاکستری تا تیره با تناوب‌هایی از لایه‌های نازک مارن دانسته شده است.

به طور معمول در همه جا « روته » فقط یادآور سنگ‌های خاکستری چهـره‌سـاز اسـت، در حـالی کـه افزودن ردیف‌های آواری به پایهٔ این سازند، ضروری است.بر خـلاف بـاور آسـرتو (۱۹۶۴)، مـرز زیـرین سازند روته در همه جا ناپیوسته ولی هم‌شیب و ممکن است به سنگ‌های گوناگـونی باشـد. هـم‌شـیب و تدریجی دانستن مرز دو سازند دورود (در زیر) و روته، در برش الگو و کوه‌هـای بـی‌بـی شـهربانو، بـه طور یقین نتیجهٔ نداشتن شناخت روشن از ردیف‌های آواری سازند روته و نسبت دادن آنهـا بـه سـازند دورود است. جدا از سطوح فرسایشی، بین سازند درود (در زیر) و روته، یک واحد لاتریتـی وجـود دارد که اشتامفلی (۱۹۷۸) آن را به نبود آرتنسکین مربوط می‌داند. سطوح پایانی سـنگ آهـک‌هـای روتـه همواره نشانگر یک سطح فرسایشی –کارستی است که ممکـن اسـت بـا گـدازه‌هـای آتشفشـانی (درهٔ چالوس) و یا عدسی‌های بوکسیت –لاتریت (بوکـان، آوج، کبـودرآهنـگ، بـی‌بـی شـهربانو) مشـخص باشد. در بیشتر نواحی البرز جنوبی، سطح بالایی سـازند روتـه، بـه سـازند الیکـا (تریـاس) و یـا سـازند شمشک (تریاس –ژوراسیک) است، ولی در البرز شمالی، سنگ‌آهک‌های روته با ردیف‌هـای جـوان‌تـر پـرمین (سـازند نسـن) فصـل مشـترک ناپیوسـته دارد.از نظـر دیرینـه‌شناسـی، سـازند روتـه یکـی از پرفسیل‌ترین واحدهای سنگی پرمین البرز –آذربایجان است به همـین دلیـل، مرجـان‌هـا، بازوپایـان، جلبک‌ها و روزنه‌داران سازند به خوبی مطالعه شده و معرف بخـش زیـرین پـرمین بـالایی (مرغـابین) دانسته شده‌اند. ولی به باور بزرگ‌نیا (۱۹۷۳)، ۲۵ متر آخر این سازند به سن جُلفـین اسـت و بایـد آن را معادل سازند نسن دانست.سازند روته را می‌توان با سـازند جمـال در ایـران مرکـزی و یـا لایـه‌هـای گنیشیک در کوه‌های جلفا مقایسه کرد (شکل ۴-۸).

لاسمی (۱۳۷۹)، محیط رسوبی سازند روته را همسان محیط‌های کربناتی عهد حاضر، به ویژه سواحل جنوبی کنونی خلیج‌فارس می‌داند که چهار رخسارهٔ دریایی باز، سدی، تالابی و پهنه‌های کشندی دارد.

سازند آهکی نسن : گلوس (۱۹۶۴)، بُرش الگوی سازند آهکی نسن را، به عنوان سومین چرخهٔ رسوبی پرمین البرز –آذربایجان، در درهٔ نور، مطالعه و معرفی کرد.در بُرش الگو، سازند نسن با ۲۳۰ متر ضخامت روی گدازه‌های ملافیری سازند روته و در زیر نخستین ردیف‌های منسوب به تریاس (سازند الیکا) قرار دارد. هر دو مرز زیرین و زبرین آن ناپیوسته ولی هم‌شیب است.

گلوس بُرش الگوی نسن را به دو بخش پایینی و بالایی تقسیم کرده است. « نسن پایینی » با ۸۵ متر ضخامت شامل ردیف‌های ماسه‌سنگی در پایین و حدود ۶۴ متر سنگ‌آهک سیاه رنگ مارنی – شیلی ریزدانه در بالا است.

« نسن بالایی »، با ۱۴۴ متر ستبرا شامل تناوبی از شیل‌های مارنی سیاه‌رنگ و سنگ‌آهک‌های گرهک‌دار تیره‌رنگ در پایین و سنگ‌آهک‌های ضخیم‌لایه حاوی قلوه‌های چرت در بالا است.نسن پایینی دارای روزنه‌دارانی است که زون زیستی پارافولینای بالایی را از زمان گودالوپین پسین (مُرغابین پسین) مشخص می‌کنند. نسن بالایی از پایین به بالا، شامل زیست‌زون‌های: (بالا) Permophricodothyris – Ohdhamina, Tylopecta, Spinomarginifera و Reichellia (پایین)این چهار زون زیستی، نشانگر آشکوب جلفین هستند. بدین‌سان، تغییرات سنی سازند نسن از گوادالوپین تا جلفین است. سن گوادالوپین لایه‌های نسن پایینی و هم‌ارزی زمانی آن با بخش بالایی روته سبب شده تا گروهی از دیرینه‌شناسان بر این باور باشند که نسن پایینی همان سازند روته است و لذا واژهٔ سازند نسن را تنها به ۱۴۴ متر نسن بالایی اختصاص می‌دهند. ولی، با توجه به این که نسن پایینی در روی ناپیوستگی روته قرار گرفته و همچنین به لحاظ این که در واحدهای سنگ‌چینه‌ای، زمان چندان سرنوشت‌ساز نیست، لذا شایسته است که

نسن پایینی از برش الگو حذف نشود و به تمام سنگ‌های بین دو ناپیوستگی روته و الیکا (تریاس)، نسن نام داده شود.

گسترش جغرافیایی سازند نسن، بیشتر در دامنه‌های شمالی البرز است، با این حال، در گردنهٔ امامزاده هاشم، درهٔ مبارک‌آباد و همچنین منطقهٔ آوج و کبودرآهنگ (بلورچی، ۱۹۷۷)، ضخامت‌های ناچیزی از سازند نسن گزارش شده است.

از نگاه سنگ‌شناسی و محیط‌های رسوبی، در سازند نسن دو دسته رخسارهٔ گلسنگ حوضه‌ای و کربنات سکویی تشخیص داده شده است (مختارپور، ۱۳۷۶). رخسارهٔ دستهٔ اول معرف دریای باز و رخسارهٔ دستهٔ دوم نشانگر رخساره‌های دریایی باز، سدی و تالابی است لاسمی (۱۳۷۹). از نظر چینه‌شناسی توالی، بر این باور است که در سازند نسن، دو توالی قابل تشخیص است. توالی نخست با لایه‌های آواری پایهٔ سازند نسن آغاز و پس از یک پیشروی ناگهانی رخسارهٔ بخش ژرف‌تر رَمپ کربناتی پدید آمده و سپس رخساره‌های پسرونده سدی و تالابی شکل گرفته‌اند. توالی دوم دربر گیرندهٔ دستهٔ رسوبی پیشروندهٔ حوضه‌ای تا سکویی است که با مرز پیوسته از توالی زیرین جدا می‌شود و به ناپیوستگی لاتریتی / کارستی زیر سازند الیکا (تریاس) پایان می‌پذیرد.

پرمین در جلفا

یکی از کامل‌ترین بُرش‌های پرمین ایران در منطقهٔ مرزی جلفا مطالعه شده است. از ویژگی‌های آشکار این برش، تداوم ظاهری رسوبگذاری از پرمین به تریاس است. به همین رو، مطالعات دیرینه‌شناسی انجام گرفته در این برش از سال ۱۸۷۸ تاکنون در خور توجه است.با توجه به مطالعات بسیار جامع استپانوف و همکاران (۱۹۶۹)، جدا از توصیف لایه به لایه، سنگ‌های پرمین بالایی ناحیهٔ جلفا را می‌توان به شرح جدول زیر خلاصه کرد. پرتوآذر (۱۳۷۴) به واحدهای C و D « سازند اَلی باشی» نام داده و آن را به سن جلفین پسین –دورآشامین می‌داند.

نام واحد		سنگ‌شناختي	ضخامت (متر)	قابل قياس با			سن
				ارمنستان	ايران		
					زون زيستي/ عضو	سازند	
لايه‌هاي گذار تدريجي	واحد E	شيل رسي، كمي مارني، ارغواني حاوي سرانيت‌هاي «تريباس» و براكيوپودهاي «پرمين»	۱۷/۶۰	Bernhacdites Zone Djulfites Zone Tompophiceras Zone Phisonites - Comelicania Zone	-	-	پرموتریاس
لايه‌هاي جلفا	واحد D (جلفاي بالايي)	سنگ‌آهك مارني نازك لايه همراه با شيل‌هاي «ارغواني»	۱۴/۵	Vedioceras - Haydenella Zone	Reichelins	سازند نسن	جلفين
	واحد C (جلفاي پايني)	آهك مارني نازك لايه همراه با شيل‌هاي «خاكستري روشن»، كمي قلوه‌دار	۱۷/۶	Araxoceras-Oldhamina Zone	Permophi-ricothyris		
				Araxilevis Zone	Tyloplecta		
لايه‌هاي خاچيك	واحد B	سنگ‌آهك خاكستري با ميان‌لايه‌هاي شيل قلوائي (۶ متر)، شيل مارني تيره حاوي چرت	۱۶۸	Conodonfusiella-Reichelina Bed	Spinornaraginifera		گوادالوپين
				Khachic Horizon	عضو شامار (غيررسمي)	سازند روته	
لايه‌هاي گنيشيك	واحد A	سنگ‌آهك خاكستري تيره تا سياه با لايه‌بندي ضخيم، حاوي كمي گره‌هاي چرتي	۳۰۸	Gnishic Horizon	عضو سيل‌گرد (غيررسمي)		

پرمین در ایران مرکزی

وجود برونزدهای به نسبت گسترده سنگ‌های پرمین در نواحی طبس، شیرگشت، کلمرد، کرمان، بهاباد، بیابانک، انارک، بافق، تربت‌جام، ازبکوه، تربت‌حیدریه، کاشمر، نایبند، بیرجند، بزمان و ۰۰۰ گویای پیشروی گستردهٔ دریای پرمین در ایران مرکزی است که در همه جا به ردیف‌های رسوبی این دریای پیشرونده » سازند جمال» نام داده شده است. اگرچه سازند جمال یادآور ردیف‌های « کربناتی» زمان پرمین است، ولی در همه جای ایران مرکزی، لایه‌های آغازین این سازند با ردیف‌های آواری آغاز می‌شود. شباهت رخسارهٔ این آواری‌ها با نهشته‌های آواری کربنیفر (سازند سردر) سبب شده تا آواری‌های موردنظر بخش انتهایی سازند سردر دانسته شوند. در حالی که وجود یک ناپیوستگی رسوبی در پایهٔ این آواری‌ها و به ویژه گذر تدریجی آنها به سنگ‌آهک‌های پرمین حتمی و نشانگر پیوند آنها با سازند جمال است.

وجود سنگواره‌های کربنیفر پسین در ردیف‌های آواری پایه سازند جمال نشانگر آن است که پس از چرخهٔ فرسایشی هرسی‌نین، در آشکوب‌های پایانی کربنیفر (مسکووین – قزلین) دریا، به ویژه بلوک در حال نشست طبس را فرا گرفته و رسوبگذاری آغاز شده در کربنیفر پایانی، بدون انفصال تا زمان پرمین ادامه پیدا کرده است. لذا شایسته است تا دست کم در ناحیهٔ طبس، سازند جمال را به دو بخش آواری (در زیر) و کربناتی (در بالا) تقسیم و تغییرات سنی آن را از کربنیفر پسین (مسکووین – قزلین) تا پرمین بدانیم.

سازند آهکی جمال : بُرش الگوی سازند جمال، توسط اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۵)، در پهلوی جنوبی کوه جمال، در جنوب طبس، مطالعه و معرفی شده است. در این محل، مرز زیرین سازند جمال به سازند سردر است و در بالا، با ناپیوستگی هم‌شیب با واحد سنگ چینه‌ای سازند سُرخ شیل، به سن تریاس پیشین، پوشیده می‌شود.

در بُرش الگو، سازند آهکی جمال شامل ۴۷۳ متر سنگ‌های کربناتی است که حدود ۶۰ متر بالای آن دولومیت کرم رنگ و بقیهٔ آن، سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای ریفی، به رنگ خاکستری است. مرجان به ویژه فوزولینیده از مهم‌ترین سنگواره‌های سازند جمال است که به ویژه در بخش میانی این سازند یافت می‌شوند و تغییرات سنی آنها از بخش بالایی پرمین پیشین تا جُلفین است.یافته‌های زمین‌شناسی جدید نشان می‌دهد که بر خلاف شرح بیان شده برای بُرش الگو، سازند جمال منحصر به ردیف‌های کربناتی نیست. به عبارت دیگر ۷۴ متر آواری‌های زیر سنگ‌آهک‌های سازند جمال به واقع ردیف‌های آواری پیشروندهٔ این سازند هستند.

به همین‌رو، بنا به پیشنهاد کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی، آواری‌های مورد سخن از سازند سردر حذف و نخستین عضو سازند جمال دانسته می‌شوند. بدین ترتیب، در بُرش‌های کامل، سازند جمال یک عضوماسه‌سنگ کوارتزی در زیر، یک عضو سنگ‌آهک مرجانی در وسط و یک عضو دولومیتی در بالا دارد.

طاهری (۱۳۸۱)، به ردیف‌های آواری حد فاصل سازند سردر (در زیر) و کربنات‌های سازند جمال، « عضو زَلَدو » نام داده و با توجه به پراکندگی فوزولیناسه‌آ و شناسایی دو زون زیستی به تغییرات سنی قزلین پسین –آسلین اعتقاد دارد. ایشان، در برش حوض دوراه (کوه جمال) ردیف‌های «کربناتی» پرمین را شامل چهار زون زیستی و به سن بُلورین –جُلفین –دورآشامین؟ می‌داند.

پرمین در آباده

در جنوب آباده، توالی به نسبت ضخیمی (۱۱۹۰ متر) از سنگ‌های پرمین پایینی تا بالایی وجود دارد که به لحاظ داشتن گذر تدریجی به تریاس، شاخص است. رخسارهٔ متفاوت این سنگ‌ها و همچنین گذر تدریجی آنها به تریاس سبب شده تا طراز (۱۹۶۹)، ردیف‌های پرمین ناحیه را به گونه‌ای دیگر نامگذاری و معرفی نماید که نتیجهٔ آن در جدول زیر خلاصه شده است.

شماره واحد	واحد سنگ چینه‌ای (غیر رسمی)	ضخامت (متر)	سنگ شناسی	زون‌های زیستی	اشکوب	در مقایسه با جلفا
۷	سازند همبست	۱۹	سنگ‌آهک نازک لایه، سرخ مایل به قهوه‌ای	Paratirofites Beds Beds Pseudoqastrioceras Araxoceras Beds Araxilevis Beds	پرمو- تریاس (جلفین- ایندوان)	واحد E (لایه‌های گذر تدریجی)
٦		۱۷/٥	سنگ‌آهک، سنگ‌آهک مارنی، خاکستری سنست		جلفین	واحد C (جلفای پایینی)
٥	سازند ابادہ	٥٦	سنگ‌آهک سیاه، سخت، بودار، دیواره‌ساز	Codonofusiella–Reichelina Beds	ابادیین	-
٤		۲۷۸	شیل‌های سرخ تا ارغوانی در زیر، سنگ‌آهک سیاه، شیل و مارن خاکستری تیره در بالا			
۳	سازند سورمق	۱۱۰	سنگ‌آهک خاکستری تیره، با سختی متوسط	Statta Zone (حدواسط کواداللوپین، وجوان‌تر)	کواداللوپین	واحد B (لایه‌های خاچیک)
۲		۲٦۰	سنگ‌آهک خاکستری، سیاه، متراکم، حاوی لایه‌های چرت در پائین و قلوه‌های چرت در بالا	Verbeekina-Chusenella Zone		واحدهای A و B (لایه‌های کنیشیک و خاچیک)
۱		٤٥۰	سنگ‌آهک، خاکستری، توده‌ای با افقی ازماسه‌سنگ‌آهکی درشت دانه در زیر	Neoschwagerina Zone Afghanella Zone Polydiexodina Zone	اسلین – ارتنسکین	واحد A

پرمین در بلوک کلمرد

در بلوک کلمرد، واقع در باختر طبس، سنگ‌های پرمین تفاوت رخساره‌ای محسوسی با بُرش الگوی این سنگ‌ها در کوه جمال دارند. در این ناحیه (کلمرد)، سنگ‌های پرمین متشکل از سه چرخهٔ رسوبی دانسته شده است. به همین لحاظ سنگ‌های یاد شده (پرمین) به سه عضو A, B و C تقسیم و به مجموعهٔ آنها، با اقتباس از نام روستای رباط‌خان (۹۰ کیلومتری باختر طبس) « سازند خان » نام داده شده است (آقانباتی، ۱۹۷۵).

یافته‌های دیرینه‌شناسی جدید (آقانباتی و هفتلنگ، ۱۳۷۹) نشان داده است که عضو A سازند خان حاوی Pseudoepimastopora sp. Globivalvulina cf. sphaerica (Abich),

Pseudostaffella sp. به سن مسکووین است. به همین دلیل، با توجه به بازنگری انجام شده، سازند غیررسمی خان متشکل از دو عضو، با تغییرات سنی مرغابین –جُلفین، می‌باشد.

پرمین در شهرضا

در شمال خاوری شهرستان شهرضا، ردیف رسوبی کاملی از سنگ‌های پرمین برونزد دارد. باغبانی (۱۳۷۵)، رسوبات پرمین ناحیهٔ شهرضا را با عنوان « گروه شورجستان » نام‌گذاری کرده که با ناپیوستگی فرسایشی بر روی رسوبات کربنیفر و به طور هم‌شیب و بدون نبود چینه‌ای در زیر رسوبات تریاس زیرین قرار می‌گیرد و از نظر تداوم رسوبگذاری از پرمین به تریاس مشابه نواحی جلفا و آباده است. ردیف‌های پرمین شهرضا در جدول زیر خلاصه شده است.

دوره	اشکوب	زون زیستی	سنگ شناسی	ضخامت	واحد سنگی: سازند	واحد سنگی: گروه
پرمین	جلفین	Vedioceras nakamurai subzone Araxoceras tectum subzone Araxillevis Zone Codonofusilla Rectostipulina Zone	سنگ‌آهک سرخ متمایل به قهوه‌ای سنگ‌آهک خاکستری	۸۰	سازند همبست	گروه شورجستان
	ابادیین	Yabeina (Lepidolina) Zone Discospirella Zone Paraglobivalvulina – Chusenella abichi Zone	- تناوب شیل، سیاه و سنگ‌آهک ورقه‌ای - سنگ‌آهک خاکستری	۲۰۶ ۴۱۴	سازند آباده	
	مرغابین (گوادالوپین)	Neoschwagerina margaritae Zone Eopolydiexodina dauqlasi Zone Neoschwagerina sinplex Zone	بخش بالایی (۶۰ متر) سنگ‌آهک میکریتی با لایه‌ها و قلوه‌های چرت بخش پایینی (۳۸۰ متر) سنگ‌آهک و آهک دولومیتی، ضخیم لایه، خاکستری صخره‌ساز	۴۴۰	سازند سوره	
	کوبرگندرین	Cancellina Zone				
	پلوریین	Maklaya Zone				
	ارتنسکین	Misellina Zone Pseudofusulina, Parafusulina Zone				
	ساکمارین	Robustoschwagerina	ماسه سنگ، سنگ‌آهک و شیل دارای یک ردیف کنگلومرایی به ضخامت ۰/۵ متر در پایه	۱۴۲	سازند وژنان	
	اسلین	Pseudoschwagerina-Pseudo Fusulina				

پرمین در مشهد –فریمان

بر خلاف تمام گسترهٔ ایران زمین که سنگ‌های پرمین خاستگاه قاره‌ای –سکویی دارد، در جنوب باختری مشهد تا شمال خاوری فریمان مجموعه‌ای از سنگ‌های مافیک و اولترامافیک وجود دارد که همراهانی از سنگ‌های رسوبی پلاژیک، به سن پرمین دارند. مجموعهٔ سنگ‌های مافیک، اولترامافیک و همراهان رسوبی آنها، سیمای منشورهای برافزاینده دارند و بیشتر زمین‌شناسان بر این باورند که مجموعهٔ یاد شده، ضمن داشتن خاستگاه اقیانوسی، نشانگر زمیندرز تتیس کهن است که دو صفحهٔ توران و ایران را از یکدیگر جدا می‌سازد.

در ناحیهٔ مشهد، این مجموعه، دگرگونی و بدون سنگواره شاخص است که گاهی به سن پرکامبرین و زمانی به سن دونین –کربنیفر دانسته شده است. در ناحیهٔ سفید سنگ از درجهٔ دگرگونی سنگ‌ها کاسته شده و می‌توان نشانه‌هایی از سنگواره‌های پرمین را به ویژه در سنگ‌های آهکی دید. بهترین رخنمون این مجموعه را افتخارنژاد (۱۳۷۰) در دره انجیر، واقع در ۲۰ کیلومتری جنوب باختری آق‌دربند گزارش کرده است. در دره انجیر، مجموعه‌ای از سنگ‌های دیابازی، توف، رادیولاریت، چرت و سنگ‌آهک وجود دارد که با سنگ‌های مافیک و اولترامافیک پیوند گسلی دارند. سنگواره‌های موجود در افق‌های آهکی این مجموعه حاوی انواع گوناگونی از سنگواره‌های جلفین پیشین است. جدا از بخش‌های کربناتی، چرت‌های پلاژیک این مجموعه، به ویژه در ناحیهٔ فریمان، دارای کنودونت‌های اواخر پرمین زیرین هستند.

پرمین در سنندج –سیرجان

پیچیدگی‌هایی که در تعیین مرز سنندج –سیرجان و ایران مرکزی وجود دارد، سبب شده تا دیدگاه‌های موجود در مورد سنگ‌های پرمین این پهنه، متفاوت باشد. باغبانی (۱۳۷۰)، سنگ‌های پرمین نواحی سورمق، آباده، شهرضا را متعلق به زون سنندج –سیرجان می‌داند. لاسمی (۱۳۷۱)

بر این باور است که توالی‌های پرمین نواحی آباده –شهرضا رخسارهٔ تتیس جوان دارد. تفاوت دیدگاه‌ها، ارایهٔ شرحی بر سنگ‌های پرمین سنندج –سیرجان را دشوار می‌سازد. ولی، در یک نگاه کلی به نظر می‌رسد که بیشتر سنگ‌های پرمین این ناحیه سنگ‌های کربناتی آهکی-دولومیتی هستند که همراهانی از شیل و سنگ‌های آتشفشانی آلکالن دارند. در ناحیهٔ مریوان، سنگ‌های آتشفشانی بازی تا متوسط، حجم اصلی سنگ‌های پرمین ناحیه را تشکیل می‌دهند. دگرگونی و دگرشکلی، یکی از ویژگی‌های سنگ‌های پرمین سنندج –سیرجان است که در ایجاد آن رویداد زمین‌ساختی سیمرین پیشین نقش داشته است

پرمین در زاگرس

یافته‌های جدید دیرینه‌شناسی زاگرس گویای آن است که ایست رسوبی و چرخه‌های فرسایشی پیش از پرمین این پهنه دست کم به بزرگی ۷۰ میلیون است، به گونه‌ای که لایه‌های آغازین سیستم پرمین (آشکوب ساکمارین) با دگرشیبی موازی سطوح فرسایشی دونین پسین (فامنین پیشین) و گاهی سنگ‌های کامبرین را می‌پوشانند.

جدا از ردیف‌های آواری دریای پیشروندهٔ پرمین، سهم بیشتر سنگ‌های پرمین زاگرس از نوع نهشته‌های کربناتی آهکی است که شباهت کافی به ردیف‌های همزمان در عربستان دارد. به همین‌رو تا پیش از سال ۱۹۷۷، برای سنگ‌های پرمین زاگرس از نام « سازند خوف (Khuff Fm.) » استفاده می‌شد که از واحد سنگی پرمین عربستان اقتباس شده بود.

بر پایهٔ مطالعات زابو و خرد پیر (۱۹۷۸) و قویدل (۱۹۸۸)، در حال حاضر دو واحد سنگ‌چینه‌ای فراقون (درزیر) و دالان (دربالا)، معرف سنگ‌های پرمین زاگرس است. گفتنی است که مجموعهٔ دو سازند فراقون و دالان، همراه با سازند کنگان (تریاس پایینی)، یک واحد سنگ‌چینه‌ای در مرتبهٔ گروه است که «گروه دهرَم (Deheram Group) » نام دارد.

سازند ماسه‌سنگی فراقون : برش الگوی سازند فراقون زیر سطحی است و در چاه شمارهٔ یک کوه سیاه انتخاب شده است (مطیعی، ۱۳۷۲). برونزدهای سطحی این سازند را می‌توان در کوه فراقون (۸۰ کیلومتری شمال بندرعباس) چالیشه، اشترانکوه، کوه گوگرد، کوه دنا، کوه گهگم و کوه سورمه دید.

در گذشته ماسه‌سنگ‌های فراقون نشانگر سنگ‌های پرمو –کربنیفر و زمانی هم یادآور ردیف‌های دونین بود. ولی در حال حاضر این واحد سنگ‌چینه‌ای تنها نشانگر ردیف‌های پیشروندهٔ پرمین پیشین است. از نگاه سنگ‌شناسی، لایه‌های آغازین این سازند بیشتر کنگلومرای کوارتزی با قلوه‌های نیم گرد است که با آژندی ماسه‌سنگی و سیمان سیلیسی در بر گرفته شده‌اند، ولی بیشتر سازند ماسه‌سنگ کوارتزی با دانه‌بندی متوسط تا دانه ریز دلتایی –رودخانه‌ای است که تناوب‌هایی از شیل و لایه‌های آهکی دارد. در چاه انجیر (۱)، کبیرکوه (۱) و هلیان (۱) بیشتر این سازند شامل شیل است (مطیعی، ۱۳۷۲).

ستبرای سازند فراقون از ۵۳ متر در کوه فراقون تا ۵۰۰ متر در چالیشه متغیر است. در بیشتر نواحی مرز زیرین ماسه‌سنگ‌های فراقون ناپیوسته و ممکن است به کامبرین (کوه دنا) اردویسین (کوه سورمه) و یا دونین (کوه فراقون و کوه گهکم) باشد ولی در همه جا، مرز بالایی این سازند با کربنات‌های سازند دالان (پرمین) تدریجی است.

سن سازند فراقون، به لحاظ نداشتن سنگوارهٔ شاخص چندان روشن نیست. اگرچه در گذشته ردیف‌های آواری فراقون را به سن پرمو –کربنیفر دانسته‌اند ولی مطالعه پالینومرف‌های این سازند (قویدل، ۱۹۸۸) معرف آشکوب ساکمارین از پرمین پیشین است. بدین ترتیب در کوه‌های زاگرس وجود یک نبود چینه‌شناسی از فرازنین بالایی و فامنین، تمامی کربنیفر تا پرمین پیشین حتمی است.

سازند ماسه‌سنگی فراقون را می‌توان با آواری‌های دریای پیشروندهٔ پرمین در البرز (سازند دورود) و یا ماسه‌سنگ‌های کوارتزی موجود در پایهٔ سازند جمال (ایران مرکزی) مقایسه کرد.

سازند آهکی دالان : سازند دالان نشانگر رخساره‌های کربناتی ردیف‌های پرمین بالایی زاگرس است. بُرش الگوی این سازند با ۷۴۸ متر ضخامت، در چاه شمارهٔ (۱) کوه سیاه است. بهترین رخنمون سطحی آن با ۶۳۸ متر ستبرا، در کوه سورمه (۱۱۰ کیلومتری جنوب شیراز) برونزد دارد.

در یک دید سراسری، باغبانی (۱۹۸۱) سازند دالان را به سن گوبرگندینین ((Gubergendinian تا دورآشامین ((Dorashamian می‌داند. مرز زیرین سازند دالان، از نوع پیوسته و تدریجی و به سازند آواری فراقون است. در بسیاری از نواحی زاگرس یک دگرشیبی در مرز پرمین و تریاس قابل شناسایی است.

سازند دالان در شرایط رسوبی مشابهی انباشته نشده به همین رو، این سازند در نواحی گوناگون سنگ رخسارهٔ متفاوت دارد (شکل ۴-۷). باغبانی (۱۳۶۹) به سه سنگ رخساره و مطیعی (۱۳۷۲) به چهار سنگ رخساره باور دارند. از تلفیق این دو دیدگاه، سازند دالان را می‌توان به رخساره‌های زیر تقسیم کرد.

رخسارهٔ کربناتی محدود همراه با سنگ‌های تبخیری: این رخساره که معرف ویژگی‌های عمومی بُرش الگو است به ویژه در نواحی فارس و لرستان گسترش دارد و نشانگر محیط‌های کم انرژی تا انرژی متوسط است. در این نواحی، سازند دالان شامل سه عضو زیر است.

عضو « کربناتی پایینی (Carbonate Member Lower) »، با ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر ستبرا، شامل سنگ‌آهک‌های دولومیتی و دولومیت با روزنه‌داران کوچک، جلبک و به ندرت فوزولینید است. این بخش دو افق گچ به نام‌های A و B دارد. بررسی‌های دیرینه‌شناسی جامع باغبانی (۱۹۸۱) در نواحی مختلف زاگرس، گویای آن است که عضو کربناتی پایینی دارای چهار زون زیستی زیر است:

Kahlerina – Globivalvulina - Eopoly diexodina -Eoverbeekina -(بالا) Neaendothyra -(پایین)با استناد به این زون‌های زیستی، عضو کربناتی پایینی، سن گوبرگندینین و مرغابین دارد.

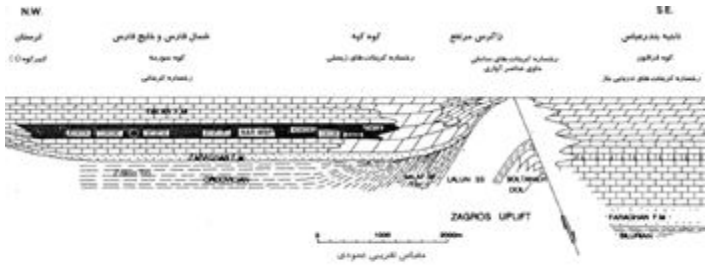
« عضو تبخیری نار »، با ۸۰ تا ۲۲۷ متر ضخامت، شامل انیدریت‌های ضخیم لایه در تناوب با دولومیت‌های ائولیتی و گچی است. از فارس به سمت زاگرس مرتفع، بخش تبخیری نار ابتدا به سنگ‌آهک تبخیری و سپس به لایه‌های کربناتی تغییر رخساره می‌دهد. زون‌های زیستی زیر سبب شده تا باغبانی، بخش انیدریتی نار را به سن مرغابین بالایی و آبادیین بداند.(بالا)Discospirella -Palaglobivalvulina -Schwagerina -Kahlerina – Globivalvulina-(پایین)

عضو « کربناتی بالایی (Carbonate Upper) »، با حدود ۳۰۰ متر ضخامت، شامل سنگ‌آهک‌های ائولیتی در پایین و سنگ‌آهک‌های میکریتی و دولومیت در بالا است. عضو کربناتی بالایی دو ویژگی دارد. یکی تخلخل بسیار زیاد که سبب شده تا این عضو سنگ مخزن ذخایر گازی باشد. دوم داشتن افق‌های متعدد گچ که به ستبرترین آنها افق C نام داده شده است. زون‌های زیستی این عضو عبارتند از:(بالا)Paradagmarita -Rectostipulina - Shanita-(پایین)

رخسارهٔ کربناتی ساحلی – دریای آزاد: در زاگرس مرتفع، سازند دالان با حدود ۱۰۰۰ متر ستبرا، رخسارهٔ کربناتی محض دارد و شامل ردیف‌هایی از سنگ‌آهک، آهک دولومیتی و دولومیت است که لایه‌بندی آن از متوسط تا توده‌ای تغییر می‌کند. عدسی‌ها و گرهک‌های چرت در بخش‌های میانی و بالایی این ردیف‌های وجود دارد.در کوه گره، زردکوه، قلعه کوه و اشترانکوه فراوانی مرجان‌ها، لاله‌وشان، جلبک‌ها، بازوپایان و روزنه‌دارانی چون فوزولینیدها، نشانگر رخساره‌های کربنات‌های آلی ساحلی است. ولی، در کوه‌های گهکم و فراقون، فراوانی فوزولینید، بازوپایان و جلبک، بیانگر رخسارهٔ کربناتی دریای آزاد با انرژی متوسط تا کم می‌باشد.

رخسارۀ کربناتی – آواری نزدیک ساحل: در کوه دنا، سازند دالان شامل آهک‌های فوزولینیدار است. وجود یک بخش آواری سبب شده تا در این ناحیه سازند دالان قابل تقسیم به سه عضو « سنگ‌آهک پایینی »، « ماسه‌سنگ گیاه‌دار میانی » و « دولومیتی بالایی » باشد. سه عضو یاد شده می‌تواند نشانگر عضوهای سه گانۀ برش الگو باشند. ولی در این نواحی، عضو تبخیری نار با ردیف‌های ماسه‌سنگی جایگزین شده است.

سنگ‌شناسی و محیط رسوبی سازند دالان: کاووسی (۱۳۷۴) سنگ‌های رسوبی سازند دالان را از دیدگاه رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی در کوه‌های دنا و سورمه بررسی کرده است. بر اساس این مطالعات، ریز رخساره‌های سازند دالان در زیر محیط‌های دریای باز، زیست‌آواری و ائوییدی، تالابی و پهنه‌های کشندی و در یک سکوی کربناتی نوع رمپ، با آب و هوای خشک، همسان با خلیج فارس امروزی، نهشته شده‌اند.لاسمی (۱۳۷۹) بر پایۀ تغییرا ت قائم، هشت چرخۀ رسوبی پسرونده (توالی) در سنگ‌های سازند دالان کوه دنا شناسایی کرده است که سه توالی در عضوکربناتی پایینی، سه توالی در عضو انیدریتی نار و دو توالی در عضو کربناتی بالایی جای دارد.



شکل ٤ - ٧ -انتشار رخساره‌های چهارگانه سازند دالان و چگونگی کنترل بلندای زاگرس در آن رخساره‌ها (مطیعی ۱۳۷۲)

مرز پرمین تریاس در ایران

در بیشتر نواحی ایران، سنگ‌های حاوی سنگواره‌های آشکوب دورآشامین و بخش بالایی آشکوب جلفین وجود ندارد و مرز پرمین و تریاس ناپیوسته و از نوع دگرشیبی موازی است که این دیدگاه با افق‌های هوازده، ماسه‌سنگ‌های آهنی تیره رنگ و یا عدسی‌هایی از بوکسیت و لاتریت مسجل

می‌شود. با وجود این، در چند ناحیهٔ ایران مانند جلفا، شهرضا، آباده، کندوان، آمل، مرز پرمین به تریاس تدریجی دانسته شده، ولی یافته‌های فسیل‌شناسی جدید نشان می‌دهد که حتی در نواحی یاد شده، بعضی از زون‌های زیستی پرمین – تریاس وجود ندارد. برای مثال در برش پرمین – تریاس ناحیهٔ جلفا که به عنوان کامل‌ترین بُرش‌های مرز پرمین – تریاس ایران معرفی شده نبود زون زیستی Otoceras wood wardi سبب شده تا گروه دیرینه‌شناسی مشترک ایران و ژاپن، بر این اعتقاد باشند که به احتمال یک ناپیوستگی رسوبی در گذر پرمین به تریاس ناحیهٔ جلفا وجود دارد.**شکل ۴-۸**

ماگماتیسم و دگرگونی پالئوزوییک

عنوان: 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. به همین دلیل، توالی پالئوزوییک ایران کامل نیست ولی با وجود ایست‌های رسوبی مکرر و گاه بسیار طولانی، ردیف‌های پالئوزوییک 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، در مقایسه با زمان پرکامبرین و زمان‌های بعد (مزوزوییک و سنوزوییک)، سنگ‌های آتشفشانی به ویژه توده‌های نفوذی و پدیدهٔ دگرگونی در پالئوزوییک ایران در کمترین مقدار است و این باور وجود دارد که در زمان پالئوزوییک، آرامشی نسبی بر سرزمین ایران حاکم بوده است. در هر حال، انواع سنگ‌های ماگمایی با ترکیب سنگ‌شناسی اسیدی (گرانیتی – ریولیتی)، میانه (تراکی آندزیت –آندزیت) و بازی (بازالت، گابرو، دیاباز) و حتی اولترامافیک از

مناطق ضعیف پوسته و شکستگی‌های ژرف به سطح زمین راه یافته و یا درون پوسته جایگیر شده‌اند که در میان آنها، تکاپوهای آتشفشانی بازالتی ناشی از ذوب بخشی گوشتهٔ بالایی، سهم بیشتری دارند. با توجه به شواهد موجود، از نظر محیط تشکیل و شرایط ترمودینامیک، سنگ‌های ماگمایی پالئوزوییک ایران را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد.

گروه نخست سنگ‌های ماگمایی آلکالن هستند که در محیط‌های نیمه قاره‌ای –دریایی (سکو) شکل گرفته‌اند. گروه دوم نشانگر ماگمازایی محیط‌های رسوبی ژرف تا نیمه ژرف است که از آن جمله می‌توان به سنگ‌های ماگمایی پالئوزوییک در زون سنندج –سیرجان و مناطق شمال خاوری ایران (مشهد –فریمان) اشاره کرد که جریان‌های گرمایی و تکاپوهای دینامیکی، موجب دگرگونی ناحیه‌ای دیناموترمال در سنگ‌های ماگمایی شده است (امامی، ۱۳۷۹).

سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوییک

در توالی پالئوزوییک ایران سنگ‌های آتشفشانی به سن اردویسین –سیلورین، دونین –کربنیفر و پرمین وجود دارد که دست کم نشانگر سه فاز کششی و شکسته شدن سکوی اپی‌کاتانگایی ایران است. بر خلاف نتایج حاصل از سن سنجی‌های پرتوسنجی که نتایج رضایت‌بخش نداشته، جایگاه چینه‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی مذکور کمک شایانی به برآورد سن آنها داشته است. جدا از سنگ‌های آتشفشانی با جایگاه چینه‌شناسی مشخص، در نواحی جنگلی دامنهٔ شمالی البرز، به ویژه در کوه‌های طالش، سنگ‌های پالئوزوییک 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 است. حضور سنگ‌های آتشفشانی مورد سخن، به همراه ستبرای زیاد رسوبات پالئوزوییک وجود یک کافت پر تحرک را در دامنهٔ شمالی البرز قوت می‌بخشد (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵).

سنگ‌های آتشفشانی سیلورین : بـه نظـر مـی‌رسـد، یکـی از مهـم‌تـرین فعالیـت‌هـای ماگمـایی پالئوزوییک، در سیلورین رخ داده باشد، زیرا در نقاطی از ایران، به ویژه در البـرز خـاوری و خـاور ایـران مرکزی، که ردیف‌های رسوبی سیلورین برونزد دارند، واحـد سـنگ‌چینـه‌ای ایـن زمـان (سـازند نیـور) دارای همراهانی از گدازه‌های بازالتی است. گفتنی است که:

* از جنوب گرگان، (دشت سلطان میدان درجنـوب بـاختری گرگـان، مینودشـت) تـا شـمال شـاهرود (گردنهٔ خوش‌ییلاق، تیل‌آباد)، گدازه‌های سـیلورین حـدود ۲۵۰ تـا ۷۰۰ متـر ضـخامت دارنـدو ژنـی (۱۹۷۷) برای این گدازه‌ها نام « بازالت‌های سلطان میدان » را انتخاب کرده است (شـکل ۴-۵). سـن پرتوسنجی این گدازه‌ها به زمان‌هـای گونـاگون (کـامبرین، کربنیفـر، اوایـل ژوراسـیک، آغـاز تریـاس) اشاره دارد که با جایگاه چینه‌شناسی آن هماهنگی ندارد.

* بخش بزرگی از سنگ‌های سیلورین زون سـنندج –سـیرجان، بـه ویـژه در ناحیـهٔ سـیرجان از نـوع گدازه‌های اسپیلیتی است و چنین بـه نظـر مـی‌رسـد کـه فـاز کششـی سـیلورین، در زون سـنندج – سیرجان، بیشترین اثر را داشته است.

* آثار دگرگونی ضعیف در همهٔ سنگ‌هـای آتشفشـانی سـیلورین وجـود دارد کـه بـه احتمـال نتیجـهٔ عملکرد فاز کالدونین است، هرچند حرکت‌های جوان‌تر نیز مؤثر بوده‌اند.

* گدازه‌های بـازالتی سـیلورین بـه طـور عمـوم تیـره رنـگ بـوده و سـاخت بالشـی دارنـد کـه نشـانگر تکاپوهای آتشفشانی زیردریایی است.

* ترکیب شیمیایی این گدازه‌ها قلیایی اسـت، بـه همـین رو روانـه‌هـای مـورد نظـر حاصـل نخسـتین شکستگی سکوی پالئوزوییک ایران دانسته شده‌اند. ژنی (۱۹۷۷) به دلیل بـالا بـودن مقـدار تیتـانیم و قلیایی بالا، این بازالت‌ها را از نوع قاره‌ای می‌داند.

* در پاره‌ای نقاط ایران به ویژه جنوب گرگان –شمال شاهرود، جنوب باختری اسفراین، سنگ‌های آتشفشانی سیلورین، در مقایسه با سنگ‌های رسوبی گسترش و ستبرای بیشتر دارند.

* گدازه‌های سیلورین تنها از نوع بازالت نیست بلکه انواع سنگ‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی نیز وجود دارد.

* چنین به نظر می‌رسد که سنگ‌های بازالتی تیره‌رنگ موجود در واحدهای کهن‌تر از سیلورین (کامبرین و به احتمال اردویسین نواحی شیرگشت، ماکو، قلی، تَتَورود و ۰۰۰) نتیجهٔ همین فاز آتشفشانی باشند.

* جدا از البرز خاوری (گرگان، شاهرود، اسفراین، رباط قره‌بیل و ۰۰۰)، 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 شد تا اشتامفلی (۱۹۷۸) و شهرابی (۱۳۵۶) به رویداد زمین‌ساختی تاکونین در ایران اعتقاد داشته باشند.

سنگ‌های آتشفشانی دونین: در پاره‌ای نقاط ایران، نهشته‌های رسوبی دونین، همراهانی از سنگ‌های آتشفشانی بازیک دارند. سازند جیرود شناخته شده‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای دونین بالای ایران است که همراهان بازالتی آن، گاه تا حدود ۱۵۰ متر ستبرا دارند. جدا از درهٔ جاجرود (بُرش الگوی جیرود)، سنگ‌های دونین نواحی آمل، شمال قزوین، علم‌کوه، کوه‌های طالش و نواحی لکرکوه، انارک (برش شاه گنبد) همراهان بازالتی دارند.

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.

سنگ‌های آتشفشانی پرمین: 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 است و گاه با رسوبات نوع فلیش همراه هستند. بر اساس فراوانی سنگ‌های آتشفشانی قلیایی پرمین در زون سنندج –سیرجان این باور به وجود آمد 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.

جدا از پهنهٔ سنندج –سیرجان، 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.

در آذربایجان و در ایران مرکزی سنگ‌های آتشفشانی پرمین گزارش نشده‌اند ولی وجود افق‌های بوکسیت ولاتریت در نقاط مختلف نواحی مذکور، ممکن است حاصل هوازدگی سنگ‌های آتشفشانی پرمین باشد. هرچند هوازدگی سنگ‌های کربناتی نیز نقش داشته‌اند.

در استان چهارمحال و بختیاری، در نزدیکی دوپُلان، بین سنگ‌های پرمین و تریاس زاگرس، ردیف به نسبت ضخیمی از بازالت و ریولیت با موقعیت چینه‌شناسی بسیار روشن دیده می‌شود (امامی، ۱۳۷۹).

از جنوب باختری مشهد تا شمال خاوری فریمان، تکاپوهای آتشفشانی پرمین از نوع گدازه‌های بازالتی و یا دیابازی است که به رنگ تیره و ساخت بالشی شاخص است. گدازه‌های بازی یاد شده بخشی از منشورهای برافزایشی هستند که تشکیل آنها در زمیندرز تتیس کهن حتمی است.

مؤمن‌زاده (۱۳۶۰)، به یک فاز فلززایی به سن پرمین باور دارد که مواد معدنی قابل توجه آن در البرز از نوع سرب، روی، باریت و نقره است. کانسار سرب و نقرهٔ دونا –الیکا در البرز مرکزی و انجیرهٔ یزد و به احتمال، سیاه کوه عقدا در ایران مرکزی، نمونه‌هایی از کانسارهای همزاد آتشفشانی پرمین هستند.

توده‌های نفوذی پالئوزوییک

در شرایط زمین‌ساختی به نسبت آرام پالئوزوییک 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 پالئوزوییک دانسته شده‌اند. هرچند که در بسیاری از حالات، بازنگری سنی این توده‌ها را می‌توان پیشنهاد داد. عمده‌ترین نفوذی‌های منسوب به پالئوزوییک ایران عبارتند از:

« گرانیتوییدهای مشهد » : در جنوب –جنوب باختری مشهد تا شمال دشت تربت‌جام، برونزدهای ناپیوسته‌ای از توده‌های گرانیتوییدی وجود دارد که در یک راستای تقریبی شمال باختری –جنوب خاوری آرایش شده‌اند. (شکل ۴-۹)

مجیدی (۱۹۷۸)، گرانیتوییدهای مشهد را با نفوذی‌های مشابه در افغانستان، توران و قفقاز مقایسه و با بهره‌گیری از سن پرتوسنجی، توده‌های مذکور را به سن کربنیفر و جایگیری آنها را مدیون رخداد هرسی‌نین دانسته است (گرانیتوییدهای مشهد به سن تریاس پسین –ژوراسیک میانی‌اند) . ترکیب سنگ، بافت و سن نسبی گرانیتوییدهای مشهد با یکدیگر متفاوت است و می‌توان آنها را از سه نوع متفاوت دانست.

« **انواع قدیمی یا گرانیت‌های پورفیری** » : این گرانیت‌ها، با بیشترین رخنمون، از نوع پورفیری بیوتیت‌دار (تودهٔ سنگ بست)، گرانودیوریت (تودهٔ خواجه‌مراد) تا تونالیت (توده‌های طرقبه و وکیل‌آباد) است و بیشتر آنها جهت‌دار بوده و سیمای گنیسی دارند و به نظر می‌رسد که نخستین فاز گرانیت‌زایی مشهد را تشکیل می‌دهند. شواهد موجود، بیانگر عملکرد همزمان دگرشکلی‌های زمین‌ساختی با تبلور کانی‌ها است. وجود میکای سیاه و یا هضم سنگ‌های پلیتی تیره‌رنگ مجاور، سبب شده است تا این گرانیت‌ها به رنگ خاکستری تیره باشند و این تیره‌رنگی، وسیلهٔ مناسبی برای شناسایی آنها است. سن پرتوسنجی بیوتیت‌های این نفوذی‌ها به روش پتاسیم –آرگون، در حدود ۱۶ ± ۲۵۶ و ۹ ± ۲۱۵ میلیون سال است.

« **انواع جدید یا لُکوگرانیت** » : در ناحیهٔ مشهد گرانیت‌های سفیدرنگی وجود دارد که در گرانیت‌های میکادار و تیره رنگ قدیمی تزریق شده‌اند و به همین‌رو، می‌توان این گرانیت‌های روشن‌رنگ را دومین فاز گرانیت‌زایی مشهد دانست. نداشتن پورفیروبلاست، نبود جهت‌گیری کانی‌ها و کمبود میکای سیاه، بهترین شاخص برای شناخت این گرانیت است. سن پرتوسنجی گرانیت‌های جدید ۱۰ ± ۲۴۵ میلیون سال است (مجیدی، ۱۹۷۸).

« **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. به باور امامی (۱۳۷۹)، گرانیتوییدهای مشهد از نظر میزان قلیایی‌ها در برابر اکسید سدیم، جزو سری سنگ‌های کلسیمی - قلیایی به شمار می‌روند. در نورم غالب این سنگ‌ها، کرندوم ظاهر شده و در مواردی به حدود ۸ درصد می‌رسد. شاید بتوان ذوب پوستهٔ سیالیک را در تشکیل این تودهٔ ماگمایی مسئول دانست و در نتیجه این سنگ‌ها به انواع گرانیتوییدی نوع « S » نزدیک می‌شوند.

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. 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 رسوب‌های 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.

* گرانیتوییدهای مشهد در رسوب‌های پلاژیک دگرگون شده و همراهان اولترابازی 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.

* 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.

* با توجه به چند مرحله‌ای بودن گرانیت‌زایی، این احتمال نیز وجود دارد که گرانیت‌های پورفیروی قدیمی به سن تریاس پسین و لکوگرانیت‌های جوان، وابسته به رویداد سیمرین میانی (ژوراسیک میانی) باشند. در هر حال به مطالعات بیشتری نیاز است.

« **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 می‌داند که در اثر رخداد هرسی نین، گاهی تا رخسارهٔ آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. گفتنی است که:

* اولترامافیک مذکور ترکیب شیمیایی تولئیتی دارند و تناوب ظاهری آنها با سنگ‌های رسوبی پیرامون سبب شده تا سنگ‌های یاد شده نوعی جریان‌های گدازه‌ای همزمان با رسوبگذاری دانسته 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 پالئوزوییک 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.

* از جنوب باختری مشهد به سمت تربت جام، به ویژه با دور شدن از توده‌های نفوذی، درجهٔ دگرگونی کاهش می‌یابد. در ناحیهٔ سفیدسنگ، بین لایه‌های آهکی پلاژیک همراه با سنگ‌های مافیک و اولترامافیک، حاوی سنگواره‌های مشخص پرمین میانی – پسین است و لذا، سن دونین – کربنیفر و دگرگونی هرسی‌نین پذیرفتنی نیست.

* امروزه این باور وجود دارد که سنگ‌های یاد شده که سیمای آلوکتون‌های توربیدایتی دارند، بازمانده‌های اقیانوس تتیس کهن هستند که در ترياس 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 ((Obduction کرده‌اند.

« **نفوذی‌های تالش** » : در ناحیهٔ ماسوله و تالش، بعضی توده‌های نفوذی از نوع دیوریت، گابرو، پریدوتیت مانند توده‌های گرانیتی خاور گشترودخان و حوالی ماسوله به دونین میانی و یا قدیمی‌تر نسبت داده شده‌اند (دیویس و همکاران، ۱۹۷۵) ولی در بسیاری از حالات سن آنها قطعی نیست.

« **سینیت‌های مرند – جلفا** » : در ناحیهٔ مرند و جلفا چند تودهٔ سینیتی ریز دانه وجود دارد که به لحاظ داشتن اُرتوکلازهای گُلی 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 دانسته شده است (قرشی، ۱۳۶۸).

« **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، اولترا بازی‌های میشو و مورو برونزد دارند.

« **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 دانسته 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.

شکل ٤-٩-گرانیتوئیدهای مشهد. انواع قدیمی به رنگ تیره و جدید به رنگ روشن‌اند

دگرگونی پالئوزوییک

در برخی نقاط ایران سنگ‌های پالئوزوییک دگرگون شده و به طور دگرشیب با سنگ‌های نادگرگونی همان دوران پوشیده شده‌اند. به همین‌رو، به رغم آرامش نسبی، در پاره‌ای از نقاط، عملکرد نیروهای زمین‌ساختی به ظاهر با دگرگونی همراه بوده است. دگرگونی‌های منسوب به پالئوزوییک را می‌توان در نواحی زیر دید.

« **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 کرینوییدهای 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.

« **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. در مورد سن سنگ و

زمان دگرگونی اتفاق نظر وجود ندارد. اشتوکلین (۱۹۶۸) سنگ و 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 دانسته نشد و مسلم شد که عامل دگرگونی را باید 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 پالئوزوییک مشهد، مربوط به سیمرین پیشین و فازهای جوان‌تر (سیمرین میانی) است.

« **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.

« **ناحیهٔ طالش** » : در جنوب باختری فومن و خاور ماسوله یک مجموعهٔ دگرگونی به نام « کمپلکس گشت ((Gasht Complex» وجود دارد (کلارک و همکاران ۱۹۷۵). این مجموعه دارای دو بخش جداگانه است.بخش پایینی از نوع میکا شیست و گنایس‌های دانه درشت بیوتیت‌دار است. بخش بالایی که با یک دگرشیبی فرسایشی بر روی واحد پایینی قرار دارد، شامل فیلیت‌های شیستی، شیست‌های مسکویت‌دار است که بیشترین سهم را شیست‌های پلیتی دارند. 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.

علوی (۱۹۹۱) بین مجموعهٔ گشت و سنگ‌های پالئوزوییک 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.

« **ناحیهٔ سنندج –سیرجان** » : یکی از ویژگی‌های آشکار پهنهٔ سنندج –سیرجان به عنوان یک کافت درون قاره‌ای، همراهی سنگ‌های پالئوزوییک با سنگ‌های آتشفشانی است. مجموعه‌های رسوبی و همراهان آتشفشانی پالئوزوییک 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 شده‌اند.

در مورد عامل و زمان دگرگونی سنگ‌های پالئوزوییک سنندج –سیرجان اتفاق نظر وجود ندارد. گروهی فرآیند دگرگونی را در دو زمان متفاوت می‌دانند. در دگرگونی نخست سنگ‌های پالئوزوییک پایین در رخسارهٔ شیست سبز دگرگون شده‌اند. در دگرگونی دوم، سنگ‌های پرمین – تریاس، در مرز بالای شیست سبز تا دگرگونی ملایم دگرگون شده‌اند. هر دو دگرگونی، با رسوبات دگرگون نشدهٔ ژوراسیک پوشیده شده‌اند و لذا، دگرگونی نخست مربوط به رویداد هرسی‌نین و دگرگونی دوم حاصل رخداد سیمرین جوان است.

یافته‌های زمین‌شناسی جدید این باور را به وجود آورد که دگرگونی هرسی‌نین پرسش‌آمیز است و دو فاز دگرگونی یاد شده به سن تریاس پسین و وابسته به رخداد سیمرین پیشین است که به صورت دگرگونی دیناموترمال عمل کرده است.

منابع اقتصادی پالئوزوییک

فسفات: فسفات‌های پالئوزوییک ایران بخشی از یک رویداد فسفات‌زایی جهانی و به سه سن متفاوت است (هلالات و بلورچی، ۱۳۷۳).

« **فسفات‌های کامبرین پیشین** » : به صورت پلت‌های فسفاتی در بخش‌های شیلی سازند سلطانیه، در حد فاصل عضو دولومیت میانی و عضو شیل بالایی به ویژه در البرز مرکزی (دلیر، ولی‌آباد، فیروزکوه و ۰۰۰)، طالقان، کوه‌های سلطانیه، تکاب و شاهین‌دژ (زمان کندی، حاجی کندی) شناخته شده‌اند. ذخایر شناخته شده، به طور کلی از نوع فسفات کم عیار با ناخالصی فراوان است که بهره‌برداری آنها، هم اکنون مقرون به صرفه نیست.

« **فسفات‌های اردویسین** » : به ویژه در نهشته‌های شیلی –ماسه سنگی سازند شیرگشت در ایران مرکزی (کلمرد، زرند و ۰۰۰) و یا رسوب‌های اردویسین زردکوه بختیاری شناخته شده و از دیدگاه اقتصادی مورد توجه نیستند.

« **فسفات‌های دونین** » : در ردیف رسوبی شیلی و ماسه‌سنگی سازند جیرود و هم‌ارزهای آن تکوین یافته که از آن جمله می‌توان به ذخایر مناطق جیرود، فیروزکوه، دامغان، آذربایجان (مرند – ماکو)، شاهرود و ۰۰۰ اشاره کرد که بیشتر به دلیل آمیختگی کانی‌های آپاتیت و کوارتز و نسبت بالای آهن، از نظر کانه‌آرایی پیچیده بوده و از لحاظ عیار، ناخالصی‌ها و نسبت بازیافت صرفهٔ اقتصادی ندارند.

« **لاتریت** » : ناآرامی‌های زمین‌ساختی زمان پرمین موجب تشکیل افق‌های متعدد عدسی شکل از بوکسیت، لاتریت و کائولینیت شده که بوکسیت‌های اطراف بوکان (کردستان)، یزد، شمال جاجرم، البرز مرکزی و غرب طبس از آن جمله است. مقدار بوکسیت چندان زیاد نیست. ذخایر بیشتر از نوع دیاسپور است که پیچیدگی‌های فرآوری دارند. ولی، ذخایرکائولینیت دوپُلان و شاهین‌دژ در صنایع نسوز کاربرد دارند.

« **سرب و روی** » : جدا از ذخایر سرب دونین منطقهٔ ازبکوه، در معدن دونا رگه‌هایی از سرب و روی به همراه باریت، به سن پرمین وجود دارد که منشأ اولیهٔ آنها رسوبی بوده ولی در فازهای جوان آلپی سیمای رگه‌ای یافته‌اند.

« **نفت و گاز** » : در کوه‌های زاگرس ردیف‌های آواری دو سازند زاکین (دونین) و فراقون (پرمین پایینی) به عنوان سنگ مخزن و ردیف‌های کربناتی سازند دالان (پرمین بالایی) به عنوان سنگ منشأ از نظر ذخایر هیدروکربنی مورد توجه هستند. بخشی از ذخایر گازی میدان کنگان در کربنات‌های سازند دالان (پرمبن پسین) است.جدا از موارد یاد شده، در جنوب کاشمر، کوه‌های بینالود و ناحیهٔ انارک، تکاپوهای آتشفشانی زیردریایی موجب تشکیل کانی‌های سرب، آهن، باریت و مس شده که به صورت انباشت همزمان با رسوبگذاری با سازند آهکی بهرام (دونین) دیده می‌شوند ولی چندان گسترده نیستند

فصل پنجم- مزوزوییک در ایران

زِیرفصل: مقدمه

عنوان: توضیح

مزوزوییک، به عنوان دومین ائون فانروزوییک، حدود ۱۶۰ میلیون سال از تاریخ کرهٔ زمین (۲۲۵ – ۶۵ میلیون سال پیش) را به خود اختصاص می‌دهد. در این دوران، تحولات ژئودینامیکی کرهٔ زمین

درخور توجه است، به گونه‌ای که مزوزوییک را دوران اشتقاق قاره‌ها و گسترش کف اقیانوس‌ها نام داده‌اند.در میانه‌های تریاس، با نخستین اشتقاق گندوانا صفحهٔ استرالیا – قطب جنوب، صفحهٔ هند و ماداگاسکار از ابرقارهٔ گندوانا جدا شده‌اند.

در اشتقاق دوم گندوانا، که در ژوراسیک پایانی صورت گرفته، آفریقا و آمریکای جنوبی از یکدیگر جدا شده‌اند که در اثر آن اقیانوس اطلس جنوبی پدیدار شده است (در زمان کرتاسهٔ پایانی پهنای اطلس جنوبی ۳۰۰۰ کیلومتر بوده و در حال حاضر ۵۰۰۰ کیلومتر است و کماکان در حال گسترش است). گفتنی است که اقیانوس اطلس شمالی نیز از زمان کرتاسهٔ پسین، میان دو قارهٔ اروپا و آمریکای شمالی شکل گرفته ولی در دورهٔ ترشیری کامل شده است.

بررسی جغرافیای دیرینه مزوزوییک ایران در مکان، نشان می‌دهد که شرایط سکویی پالئوزوییک بی هیچ‌گونه رویداد زمین‌ساختی مهم تا تریاس میانی ادامه یافته است. از همین‌رو، سنگ‌های اوایل مزوزوییک 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 Early Cimmerian ، 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.

در یک نگاه کلی، می‌توان گفت که از تریاس پسین تا پایان مزوزوییک سه پهنهٔ آبی مستقل دائمی و یا موقتی در ایران وجود داشته است. در باختر – جنوب باختری ایران (زاگرس)، رخسارهٔ سنگی ردیف‌های پس از تریاس میانی – کرتاسهٔ بالایی معرف نهشته‌های دریایی با ژرفای متوسط و گاه عمیق‌اند که رخسارهٔ دریای تتیس جوان را دارند. تفاوت رخسارهٔ سنگ‌های موردنظر با سایر نواحی ایران آن چنان است که وجود یک حوضهٔ رسوبی از نوع تتیس جوان را در زاگرس مسجل می‌سازد. در گسترهٔ واقع در شمال خاوری زاگرس تا لبهٔ جنوبی کپه‌داغ، نهشته‌های تریاس بالا – ژوراسیک

میانی ردیف‌های شیلی، ماسه‌سنگی زغالدار و سنگ‌های ژوراسیک میانی –کرتاسهٔ پایانی ردیف‌های مارنی و کربناتی‌اند که در محیط‌های دریایی با ژرفای متوسط نهشته شده‌اند. ردیف‌های زغالدار یاد شده همسانی بسیار چشم‌گیر با سنگ‌های همزمان در آسیای مرکزی (ترکمنستان، افغانستان و ۰۰۰) دارند که نشانهٔ یکپارچگی ایران مرکزی –البرز با آسیای مرکزی و سرانجام گرفتن نهایی دریای موسوم به تتیس کهن است. در شمال خاوری ایران (کپه‌داغ)، ترادف‌های لیاس –کرتاسهٔ پایانی به گونه‌ای هستند که وجود یک حوضهٔ رسوبی مستقل با رسوبگذاری به ظاهر پیوسته را تداعی می‌کنند. ولی، همسانی رخسارهٔ سنگی و حتی گاهی، زیستی این ردیف‌ها با البرز و حتی ایران مرکزی به گونه‌ای است که وجود یک حوضهٔ رسوبی مستقل را در پهنهٔ کپه‌داغ پرسش‌آمیز می‌نماید، با این وجود در زمین‌شناسی ایران این پندار وجود دارد که در گسترهٔ زمانی مزوزوییک، کپه‌داغ حوضهٔ رسوبی جداگانه‌ای بوده است، که این پندار نیاز به بازنگری دارد.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 مزوزوییک ایران اثرگذار بوده‌اند نمونه‌های زیر نشانه‌هایی از پیامد رخدادهای یاد شده بر ژئودینامیک ایران است.

* جدا شدن کامل صفحهٔ ایران از صفحهٔ زاگرس در آغاز تریاس پسین، همراه با تکوین دریای تتیس جوان، در محل راندگی اصلی زاگرس.

* حرکت صفحهٔ ایران به سوی صفحهٔ توران و برخورد این دو همراه با بسته شدن کامل تتیس کهن.

* سرانجام گرفتن محیط‌های پلاتفرمی پالئوزوییک –تریاس میانی و شکل‌گیری حوضه‌های رسوبی پیش‌بوم تریاس پسین –ژوراسیک میانی.

* شکل‌گیری اشتقاق‌های درون قاره‌ای از نوع تتیس جوان همراه با اقیانوس‌زایی در امتداد گسل‌های طولی و عمدهٔ ایران مرکزی.

* 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.

نکته‌های یاد شده نشان از آن دارد که بر خلاف آرامش نسبی پالئوزوییک، در زمان مزوزوییک پوستهٔ ایرانزمین 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 مزوزوییک صفحهٔ ایران است.

تریاس در ایران

عنوان: مقدمه

دورهٔ تریاس حدود ۳۵ میلیون سال (۲۳۰ تا ۱۹۵ میلیون سال پیش) از تاریخ زمین را به خود اختصاص می‌دهد. به دلیل سه قسمتی بودن سنگ‌های تریاس در اروپای مرکزی و آلمان، برای نهشته‌های نخستین سیستم مزوزوییک از واژهٔ « تریاس » استفاده شده است. در زمین‌شناسی ایران این باور وجود دارد که سنگ‌های تریاس ایران به ویژه کربنات‌های پلاتفرمی تریاس پایینی – میانی با رخساره‌های تریاس آلپ همانند هستند به همین رو، در ایران هم تریاس به سه زیر سیستم پایینی، میانی و بالایی تقسیم می‌شود.به جز کپه داغ و نخلک، در بیشتر نقاط ایران رخسارهٔ سنگی و حتی رخسارهٔ زیستی سنگ‌های تریاس یکسان‌اند. با این وجود، با توجه به ویژگی‌های سنگی، ردیف‌های تریاس ایران را می‌توان به دو گروه بزرگ تقسیم کرد.

گروه نخست، نهشته‌های کربناتهٔ آهکی و دولومیتی، معرف محیط‌های دریایی از نوع سکوهای نزدیک به قاره‌اند که سن تریاس پیشین - میانی دارند. گروه دوم نهشته‌های تیره رنگ شیلی و

ماسه‌سنگی زغالداراند که در پیش بوم‌های تریاس میانی نهشته شده‌اند و سن تریاس پسین دارند(**شکل ۵-۱**). مرز دو گروه سنگی یاد شده شواهدی گوناگون از یک رخداد زمین‌ساختی از نوع کوهزایی دارد که در زمین‌شناسی ایران با رویداد سیمرین پیشین هم‌ارز دانسته شده است . رخداد زمین‌ساختی یاد شده که با پدیده‌های چین‌خوردگی، گسلش، ماگمازایی و جایگیری توده‌های نفوذی همراه بوده سبب شده تا محیط‌های دریایی تریاس پایینی –میانی به حوضه‌های پیش‌خشکی تریاس بالایی تبدیل شوند. جدا از دو گروه سنگی یاد شده، بخشی از سنگ‌های تریاس ایران از نوع گدازه‌های قلیایی هستند که به ویژه در پایهٔ ردیف‌های تریاس بالایی دیده می‌شوند. توده‌های گرانیتی تریاس را می‌توان به ویژه در لبهٔ جنوب باختری صفحهٔ ایران (سنندج –سیرجان) و یا در حاشیهٔ شمالی آن (البرز شمالی) دید. دگرگون شدن سنگ‌های تریاس میانی و کهن‌تر و همچنین پدیدهٔ کانی‌زایی از جمله پیامدهای وابسته به رویداد سیمرین پیشین است.

با وجود یکسان بودن نسبی شرایط رسوبی در البرز، ایران مرکزی و زاگرس، می‌توان ناهمسانی در ردیف‌های تریاس ایران بود. بیشترین تغییر در سنگ‌های تریاس پایینی و میانی ناحیهٔ آق‌دربند دیده می‌شود که گواهی بر شرایط رسوبی متفاوت و شاید استقلال حوضهٔ کپه داغ در زمان یاد شده باشد. سنگ‌های تریاس بالا درکپه داغ ویژگی‌های سنگی و اقتصادی مشابه با سایر نقاط ایران دارند. این همسانی تا بدانجا است که بسته شدن دریای تتیس کهن را پیش از تریاس پسین مسجل می‌نماید.

تریاس در البرز

در کوه‌های البرز، ناآرامی‌های زمین‌ساختی اواخر پرمین موجب پس نشست کامل دریا از سکوی پرمین شده است به گونه‌ای که به جز چند ناحیه، ردیف‌های کربناتهٔ تریاس پایینی –میانی با دگرشیبی فرسایشی، سطوح فرسوده شدهٔ پرمین میانی (سازند روته) و یا پرمین بالایی (سازند نسن) را می‌پوشانند. خاک‌های فسیل، افق‌های اکسیده و گاهی عدسی‌های بوکسیتی –لاتریتی

مؤید ناپیوستگی پیش از تریاس‌اند. با توجه به رخساره و سن، ردیف‌های تریاس البرز را می‌توان در دو زمان تریاس پیشین – میانی و تریاس پسین بررسی کرد.

تریاس پیشین – میانی در البرز : سنگ‌های تریاس پایینی – میانی البرز، ردیف‌های کربناتی آهکی – دولومیتی به نام « سازند الیکا » هستند که بُرش الگوی آن را کلاوس (۱۹۶۴) در درهٔ نور، و در ۵ کیلومتری پایین دست روستای الیکا، به ضخامت ۲۹۵ متر، مطالعه و معرفی کرده است.

در محل بُرش الگو و سایر نقاط البرز، بخش پایینی سازند الیکا، ضخامتی متغیر از سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه و آهک‌های مارنی است که کمی مارن و یا میان‌لایه‌های نازک دولومیت دارد. لایه‌بندی نازک، رنگ متمایل به خاکستری روشن، فراوانی ساخت‌های کرم مانند از ویژگی‌های بخش پایینی سازند الیکا است که شناسایی و تفکیک آن را از دولومیت‌های ضخیم لایهٔ بخش بالایی فراهم می‌سازد. فراوان‌ترین سنگواره‌های بخش یاد شده دو کفه‌ای‌های نوع کلارایا، گاستروپودهای کوچک و آثار کرم مانند هستند، مقدار ناچیزی جلبک، روزنه‌داران و به ندرت آمونیت، سنگواره‌های دیگر این بخش‌اند. فراوانی آثار کرم، ویژگی آشکارآهک‌های لایه‌لایه است. به همین‌رو در بیشتر جاها به بخش پایینی سازند الیکا، به طور غیر رسمی آهک‌های ورمیکوله Vermiculate limestone گفته می‌شود. سنگواره‌های این بخش چندان بارز نیستند ولی باور همگان بر سن تریاس پیشین است.

بخش بالایی سازند الیکا، در همه جا، کربنات‌های دولومیتی –آهکی، ضخیم لایه، روشن رنگ و متراکم به ضخامت‌های متفاوت (تا ۱۰۰۰ متر) اند.که سیمای برجسته و کوه‌ساز دارند و به « دولومیت‌های الیکا » معروف‌اند. به جز سنگواره‌های میکروسکپی ناچیز، دولومیت‌های الیکا سنگوارهٔ شاخص ندارند ولی معرف سنگ‌های تریاس میانی البرز هستند. با این وجود، در برخی نقاط البرز (شهمیرزاد)، لایه‌های بازپسین دولومیت الیکا میکروفسیل‌های آشکوب کارنین (آغاز تریاس پسین) دارند.در بعضی نقاط البرز به ویژه در نواحی ورسک، شهمیرزاد، تاقدیس آینه ورزان و ۰۰۰ توالی

کامل‌تری از ردیف‌های کربناتی تریاس وجود دارد. در این‌گونه نواحی، جدا از دو بخش آهکی و دولومیتی، بخش سوم به سازند الیکا افزوده می‌شود که شامل سنگ‌آهکی‌های سفیدرنگ، ریزدانه و ستبرلایه است که به ویژه در نزدیک پل ورسک شاخص است و از همین‌رو، «بخش آهکی ورسک» نام دارد. سن آهک ورسک چندان روشن نیست. زانی‌تنی و همکاران (۱۹۷۳) در ناحیهٔ آرو (خاور دماوند) روزنه‌دار Involutina را به سن نورین زیرین دانسته ولی سایر مطالعات دیرینه‌شناسی بیشتر معرف آشکوب کارنین‌اند.

سازند الیکا گسترش جغرافیایی وسیعی در آذربایجان، کبودرآهنگ، البرز مرکزی و البرز خاوری دارد. در این نواحی تغییرات سنگ‌شناختی ناچیز است ولی ستبرا از ۱۰۰۰ متر در درهٔ هراز، ۲۹۵ متر در بُرش الگو و در بعضی نقاط چند ده متر متغیر است. تحلیل حوضه‌های رسوبی الیکا در چند برش جداگانهٔ البرز مرکزی سبب شد تا جهانی (۱۳۷۹) بر این باور باشد که نهشته‌های سازند الیکا در حاشیهٔ شمالی قارهٔ سیمری نهاده شده و شامل طیفی گسترده از رخساره‌ها است که در سه دسته رخسارهٔ کربناته وابسته به شرایط آرام، رخسارهٔ کربناتهٔ وابسته به شرایط توفانی و رخسارهٔ آواری قابل گروه‌بندی است. همین بررسی‌ها نشانگر آن است که بخش زیرین سازند الیکا در یک سکوی کربناته از نوع رَمپ هم‌شیب، نهشته‌های آغازی بخش میانی سازند در یک سکوی رمپ گسترده (پلاتفرم اپی‌ریک) گذاشته شده و به سوی بالا به حاشیه‌ای تبدیل شده‌اند.

سازند الیکا را می‌توان با مجموعهٔ دو سازند سُرخ شیل و شتری در ایران مرکزی و سازند خانه‌کت در زاگرس قابل قیاس دانست (شکل ۵-۲). ردیف‌های آغازین تریاس آق‌دربند (کپه‌داغ) یادآور سنگ‌آهک‌های ورمیکوله است ولی بخش بیشتر ردیف‌های تریاس آق‌دربند ناهمسانی رخساره‌ای چشم‌گیر با سازند الیکا دارند.

تریاس پسین در البرز : به جز ناحیهٔ پالند (وحدتی، ۱۳۶۴) و جنوب گلندرود (دبیری، ۱۳۸۰) که گذر ردیف‌های سکویی سازند الیکا به نهشته‌های شیلی - ماسه‌سنگی زغالدار تریاس بالایی تدریجی

است، در دیگر نقاط البرز، گذر تریاس میانی به تریاس بالایی ناپیوسته و نشانگر شواهدی از رویدادزمین‌ساختی سیمرین پیشین است که با پایان گرفتن شرایط سکویی تریاس میانی، بالا آمدن زمین و پس‌نشست دریا همراه بوده است. ولی در تریاس پسین (نورین) با پیشروی دوبارهٔ دریا پهنهٔ البرز به یک خلیج به نسبت باریک تبدیل شده که به سوی خاور گسترش زیاد داشته و از سمت باختر با دریای آزاد در ارتباط بوده است (رضوی و معین‌السادات، ۱۳۷۲). در خلیج یاد شده رژیم هیدرودینامیکی ضعیف ولی فرونشست کف، زیاد بوده است به گونه‌ای که برای انباشت مقداری در خور توجه (گاهی ۱۰۰۰ متر) گل و لای شرایط لازم فراهم بوده است.

در زمان نورین پسین با پس نشست دریا، البرز نخست به دشت آبرفتی –دلتایی و سپس در زمان رتین Rhaetianبه یک دشت آبرفتی تبدیل شده که گاه در آن مرداب‌های تورب‌زار شکل می‌گرفته‌اند. به دلیل شرایط جغرافیای دیرینهٔ حاکم، ردیف‌های تریاس بالای البرز نهشته‌های به نسبت همگن شیل و ماسه‌سنگ است که به داشتن لایه‌های زغال شاخص‌اند. ترادف‌های زغالدار تریاس بالایی البرز سنگ رخسارهٔ به طورکامل همسان با سنگ‌های ژوراسیک پایینی –میانی دارند و این همسانی تا بدانجا است که در بیشتر موارد تفکیک نهشته‌های زغالدار تریاس بالا از ژوراسیک پایین ناممکن است. از همین‌رو، در نقاط زیادی از البرز، نهشته‌های زغالدار تریاس بالایی از رسوب‌های مشابه، ولی به سن ژوراسیک پایینی –میانی، تفکیک نشده‌اند و حتی گاه سنگ‌های تریاس بالایی به سن ژوراسیک دانسته شده‌اند.

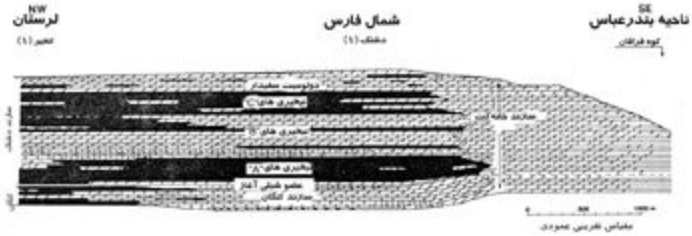
در ۱۹۶۳ آسرتو به مجموعهٔ رسوب‌های زغالدار البرز « سازند شمشک » نام داد و تغییرات سنی آن را از لیاس (آشکوب هتانژین) تا دوگر (آشکوب باتونین) دانست. ولی، یافته‌های زمین‌شناختی جدید نشان داد که سازند شمشک یک واحد زمین‌ساختی-چینه‌شناختی Tectonostratigraphyدر مرتبهٔ گروه است که در فاصله زمانی دو رخداد کوهزایی سیمرین پیشین و میانی نهشته شده و می‌تواند مشتمل بر چند سازند باشد، به همین دلیل، در حال حاضر برای این چرخهٔ رسوبی بزرگ

«نام گروه شمشک » انتخاب شده که به سن نورین –باتونین است که در البرز شمالی با یک بخش آهنی – بوکسیتی و رس‌های فلینیتی به رنگ سُرخ – قهوه‌ای آغاز می‌شود ولی، در البرز جنوبی، آغاز گروه شمشک با بازالت‌های تیره‌رنگ زیردریایی است که با رسوب‌های زغالدار ادامه می‌یابد.بخش‌های تریاس بالایی این گروه، در شرایط رسوبی نابرابر، بر جای گذاشته شده‌اند به همین لحاظ در همه جا ویژگی‌های سنگی و نام همسان ندارند. اگرچه در نقاط بسیاری از البرز، ردیف‌های تریاس بالایی از گروه شمشک به دلیل فقر داده‌های فسیلی وضوح چندان ندارند، ولی، در ناحیهٔ سمنان و پاره‌ای از نقاط زغال‌خیز البرز، مطالعه سنگواره‌های گیاهی و یا جانوری در تفکیک رسوب‌های تریاس بالا کمک شایان کرده است که نتایج آن در دو جدول زیر خلاصه شده است.

* ناهمسانی شرایط حاکم بر حوضهٔ رسوبی سبب شده است تا سازند طزره در همهٔ جا ترکیب سنگی یکسان نداشته باشد. در حوضهٔ بایی‌جان حدود ۵۰ متر و در ناحیهٔ ورسک و نزدیک پل اریم حدود ۶۰ متر گچ در پایهٔ طرزه وجود دارد.

* به باور نبوی (۱۳۶۱) در دامنهٔ شمالی البرز، رخسارهٔ چیرهٔ طزره از نوع نهشته‌های کنگلومرایی همراه با میان چینه‌هایی از ماسه‌سنگی درشت دانه و شیل است. نهشته‌های کنگلومرایی ناحیهٔ رامسر به ستبرای ۱۲۰۰ متر و جنوب گرگان به ستبرای ۱۰۰۰ متر شایستهٔ هم‌ارزی با طزره دانسته شده‌اند.

* رسوب‌های زغالدار تریاس بالایی البرز را می‌توان با همه و یا بخش‌هایی از سازندهای نایبند در طبس، پرسفید در کاشان، درهٔ گُر –دَهرود درکرمان، قدیر در نایبند، فردوس در لوت هم‌ارز دانست.



شکل ۵ - ۲ - ارتباط زمانی و مکانی واحدهای سنگ‌چینه‌ای تریاس حوضه زاگرس

تریاس پسین البرز از نگاه کارشناسان شرکت فولاد

زمان	گروه	سازند	بخش	سنگ‌شناسي	ضخامت (متر)	محيط رسوبي	پراكندگي جغرافيايي
ژوراسیک			الشت				
تریاس پسین	شمشک	طارم	گلاندرز	ماسه‌سنگ، سيلت سنگ، ارژيليت، داراي ۱۱ لايه زغالسنگ اقتصادي	۱۱۵۰-۱۵۰	درياچه‌اي ابرفتي، شبه فليشي	رامسر، ني‌دشت، گلندرود، قشلاق
			لله بند	سيلت سنگ، ارژيليت ، ماسه‌سنگ با ساخت نواري	۵۰/۱۱۰۰	ابرفتي ابرفتي - دلتايي	گلندرود، الیکا، بلده، لله بند
			اکرا سر	سيلت سنگ خاكستري و ارژيليت با تناوب‌هاي اتفاقي از رسوب‌هاي زغالدار	۱۰۰۰ -۰۰	دريايي	جاجرم، سفيدرود، بلده، الیکا

تریاس در ایران مرکزی

شباهت‌های سنگی و زیستی ردیف‌های تریاس ایران مرکزی، با البرز در خور توجه است. به همین‌رو، همانند کوه‌های البرز، نهشته‌های تریاس پایینی – میانی از نوع نهشته‌های کربناتی نواحی نزدیک به ساحل‌اند که به طور عموم با سنگ‌های کهن‌تر ارتباط ناپیوسته دارند و مرز بالایی آنها نیز همچنان معرف سطوح فرسایشی و پس نشست دریا، وابسته به رخداد زمین‌ساختی سیمرین پیشین است.

نهشته‌های تریاس بالای ایران مرکزی، ردیف‌های شیلی ماسه‌سنگی زغالدارند که در پیش بوم فرازمین‌های حاصل از رخداد سیمرین پیشین نهشته شده‌اند. این رسوب‌های سنگواره‌های گوناگون دریایی دارند، پس این امکان وجود دارد که در مقایسه با البرز، حوضه‌های رسوبی تریاس بالا ایران مرکزی ژرفای بیشتر داشته و یا به طور مقطعی با پیشروی‌های کوتاه مدت دریا پوشیده می‌شده است.ردیف‌های کربناتی تریاس پایینی – میانی البرز، جدا از نوسانات موقتی کف دریا، یک چرخهٔ رسوبی بزرگ‌اند که در فاصلهٔ زمانی دو رویداد پالاتین و سیمرین پیشین نهشته شده‌اند ولی، سنگ‌های تریاس بالایی بخشی از یک ابر سیکل رسوبی هستند که پس از رویداد سیمرین پیشین (پیش از نورین) آغاز و تا سیمرین میانی (باتونین) ادامه داشته است.

تریاس پایینی – میانی در ایران مرکزی : شرایط به نسبت یکسان رسوبی سبب شده است تا کربنات‌های سکویی تریاس پایینی و همچنین نهشته‌های دولومیتی تریاس میانی، در همه جای ایران مرکزی، هم نام باشند. در ناحیهٔ طبس –شیرگشت، به ردیف‌های شیلی –کربناتی تریاس پایینی « سازند سُرخ شیل» نام داده شده و « سازند دولومیتی شتری » معرف سنگ‌های تریاس میانی است.

سازند سُرخ شیل : سازند سُرخ شیل یک واحد سنگی بارز به سن تریاس پایینی است که به داشتن رنگ سُرخ آجری شاخص است به همین رو شناسایی آن به عنوان لایه‌ای کلیدی در میان کربنات‌های دولومیتی سازند جمال در زیر و دولومیت‌های خاکستری سازند شتری در بالا بسیار آسان است.

در گسترهٔ طبس –شیرگشت، به ویژه در محل بُرش الگو (گدار سُرخ) این سازند ضخامت متغیری از شیل‌های آهکی –رُسی سُرخ‌رنگ است که تناوب‌هایی منظم از سنگ‌آهک روشن‌رنگ و دولومیت‌های خاکستری -کرم دارد. میان‌لایه‌های کربناته به ویژه در بخش بالایی سازند بیشتراند به گونه‌ای که سازند سُرخ شیل با یک گذر تدریجی، به واحد سنگ‌چینهٔ رویی (دولومیت‌های شتری) می‌رسد. بر خلاف مرز زبرین، مرز زیرین سازند سُرخ شیل ناپیوسته است و می‌تواند به سازندهای متفاوت باشد، با وجود این، در محل بُرش الگو (گدار سُرخ) همبری زیرین این سازند با کربنات‌های پرمین (سازند جمال) تدریجی دانسته شده (اشتوکلین، ۱۹۶۵) . ولی، وجود عدسی‌هایی ناپیوسته از ماسه‌سنگ‌های سیلیسی آهن‌دار، همراه با عدسی‌های بوکسیت ولاتریت می‌تواند نشانگر ناپیوستگی رسوبی میان دو سازند باشد ولی، چنین استنباط می‌شودکه ناپیوستگی موردنظر در مرز پرمین –تریاس نیست بلکه یک ناپیوستگی درون سازندی در بخش پایینی سازند سُرخ شیل است.

بیرون از بلوک طبس، به ویژه در نواحی مشرف به فرازمین‌های کهن، تغییرات سنگ‌شناختی، رنگ و ستبرای سازند سُرخ شیل در خور توجه هستند. در این‌گونه نواحی سازند سُرخ شیل، بیشتر رخسارهٔ آواری دارد و در بسیاری از حالات، در مقایسه با بُرش الگو، ضخامت کمتری دارند.

در جنوب لکرکوه، معدن پودانو (شمال بهاباد) و همچنین در بخش‌هایی از کوه‌های پیرحاجات (باختر شیرگشت) به بخش زبرین سازند سُرخ شیل، افق‌های چند ده‌متری رسوبات تبخیری و تخریبی اضافه شده است. شرایط تبخیری یاد شده، یادآور حوضه‌های تبخیری زاگرس چین‌خورده (سازند دشتک و کنگان) است که به احتمال فرجام پس نشست دریای تریاس میانی در اثر رخداد سیمرین پیشین است.

سنگواره‌های موجود در سازند سُرخ شیل بیشتر از نوع دو کفه‌ای‌ها (Pseudomonotis, Claraia) و گاستروپودهای کوچک‌اند که همراه با اثر کرم‌های شبیه سرپولوس در سطوح لایه‌بندی دیده می‌شوند. سنگواره‌های موجود چندان شاخص نیستند، با این همه، بر پایهٔ بعضی سنگواره‌های میکروسکپی و همچنین جایگاه چینه‌نگاشتی، این سازند به سن تریاس پیشین و قابل قیاس با بخش آهکی سازند الیکا در البرز دانسته می‌شود. افزون بر ناحیهٔ طبس، سازند سُرخ شیل در نواحی کلمرد، شیر کشت، پشت‌بادام، گناباد، لکرکوه، شمال کرمان نیز گزارش شده است.

سازند دولومیتی شتری : سازند دولومیتی شتری، معرف سنگ‌های دولومیتی تریاس میانی ایران مرکزی است که هم از نظر سنگ‌شناسی و هم از نظر جایگاه چینه‌نگاری به خوبی با بخش دولومیتی سازند الیکا در البرز و همچنین با بخش‌هایی از کربنات‌های دولومیتی سازند خانه‌کت در زاگرس مرتفع قابل قیاس است.حجم اصلی سازند دولومیتی شتری، در محل بُرش الگو (کمر زرک) حدود ۸۲۰ متر دولومیت‌های لایه‌لایهٔ خاکستری‌رنگ، ریزدانه و متراکم است که فرسایش‌پذیری آن ناچیز است به همین رو بسیاری از چکادهای بلند کوه شتری را می‌سازد. در سایر نواحی ایران مرکزی، این سازند همچنان سیمای خشن و بلند دارد که از ویژگی‌های چهره‌ساز این سازند

است.پیوند زیرین سازند شتری در همه جا به سازند سُرخ شیل است کـه بـا یکـدیگر گـذر تـدریجی و پیوسته دارند.

لایه‌های پایانی دولومیت‌های شتری به گونه‌ای فراگیر فرسوده شده و به رنگ گراییـده بـه سُـرخ اسـت که به طور هم‌شیب و با دگرشیبی خفیف، با ردیف‌های پیشروندهٔ تریاس بـالایی پوشـیده مـی‌شـود. بـا این همه، در نقاطـــی که توالی کربنات‌های تریاس میانی کامـل‌تـــر اسـت، سـازند شتـــــری دارای یک عضو آهکی به نام « سنگ‌آهک‌هـای اسـپَهَک » اسـت. عضـو آهکـی اسـپهک واحـد شاخصـی از سنگ‌آهک‌های ضخیم لایهٔ سفیدرنگ است که در پاره‌ای نقاط ایـران مرکـزی (شـتری، بهابـاد، راور و ۰۰۰) سنگپوشی بر دولومیت‌های شتری است. در بُرش الگو (۱۴ کیلـومتری جنـوب خـاوری شـهرک اسپهک در جنوب خاوری طبس) و در سایر نقـاط ایـران مرکـزی، ایـن عضـو رخسـارهٔ ثابـت دارد و در همه جا شامل ردیفی از سنگ‌آهک ضخیم‌لایه، سفیدرنگ و متراکم اسـت ولـی، سـتبرای آن از ۱۵۲ (بُرش الگو) متغیر است به همین دلیل این عضو در همه جا وجود ندارد. ارتبـاط سـنگ‌آهـک اسـپهک با دولومیت‌های شتری به ظاهر پیوسته است ولی وجـود افقـی چنـد ده سـانتیمتری از مـواد آهـن‌دار نشـان مـی‌دهـد کـه مـرز ایـن دو ناپیوسـته اسـت. سـنگ‌آهـک اسـپهک سـنگوارهٔ درشـت نـدارد. میکروفسیل‌های مطالعه شدهٔ این سازند به سن کارنین دانسته شده است (صنوبری مـذاکرهٔ شـفاهی). جایگاه و رخسارهٔ آهک اسپهک به گونه‌ای است که قیاس آن را با عضو آهکـی ورسـک سـازند الیکـا در البرز مسجل می‌سازد.

سازند دولومیتی شتری از رخساره‌های پایدار ایران مرکزی است. رخنمون‌های این سـازند را مـی‌تـوان در نواحی جام، آباده، کلمرد، راور، کاشان، تفرش، کوه نایبند، لکرکوه، بهابـاد، بـافق و کرمـان دیـد کـه گاهی با تغییرهای ناچیزی سنگ‌شناسی همراه اسـت. بـه طـور مثـال، در کـوه نایبنـد، سـازند شـتری سیمای توده‌ای دارد و یا در نواحی شیرگشت و لکرکوه ممکن است همه و یـا بـه طـور بخشـی آهکـی باشد و یا در معدن پودانو (شمال بهاباد) چند افق گچ به آن اضافه می‌شود.

تریاس پسین در ایران مرکزی : پس از رویداد سیمرین پیشین، با پیشروی دوباره دریا بر روی پیش بوم‌های Foreland Basins تریاس میانی، ردیفی به نسبت ستبر از سنگ‌های بیشتر شیلی و ماسه‌سنگی و گاهی کربناته بر جای گذاشته شده است که تغییرات سن آنها از تریاس پسین تا ژوراسیک میانی است. ردیف‌های تریاس بالای این نهشته‌ها، معرف یک چرخهٔ رسوبی کامل است که پیش از ۲۱۹۵ متر ستبرا، نام « سازند نایبند » و سن نورین –رتین دارند.

سازند نایبند : سازند نایبند کهن‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای گروه شمشک ایران مرکزی است که نخستین بار توسط داگلاس (۱۹۲۹)در ناحیهٔ نایبند شناسایی و به سه سری حوض شیخ (در زیر) سری نایبند (در وسط) و سری حوض خان (در بالا) تقسیم شد. بازنگری سری‌های یاد شده توسط اشتوکلین (۱۹۶۱) نشان داد که سری حوض شیخ جوان‌تر از سری نایبند است. در سال ۱۳۵۵، برش الگوی معرفی شده توسط برونیمَن و همکاران (۱۹۷۱) که در پهلوی جنوبی کوه نایبند اندازه‌گیری شده بود مورد تصویب کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی ایران قرار گرفت که از پایین به بالا شامل چهار عضو است:

* « **عضو گلکان** »، شامل ۹۱۵ متر شیل‌های مدادی به شدت هوازده و سیلت سنگ‌های خاکستری بیرنگ است که در یک سوم بالای آن، لایه‌های ماسه‌سنگ به آن افزوده می‌شود. نقش موج، چینه‌بندی متقاطع از ساخت‌های رسوبی و صدف دو کفه‌ای‌های نازک پوسته (مگالدون ؟) اثرات گیاهی، سنگواره‌های این عضواند.

* « **عضو بیدستان** »، شامل ۴۵۰ متر، شیل، سیلت سنگ و کمی ماسه‌سنگ است که همراهانی از سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای نازک لایه و مارن حاوی سنگواره‌های کروی کیسه‌تنان از جنس Heterastridum دارد. میان‌لایه‌های آهکی عضو بیدستان رنگ متمایل به قهوه‌ای دارند. به همین رو این عضو رنگ زمینهٔ گراینده به کرم صورتی دارد که به شناسایی و تفکیک آن از سایر عضوها

کمک می‌کند. نرم‌تنان دو کفه‌ای، به ویژه ایندوپکتن، فراوان‌ترین سنگواره‌های بیدستان‌اند ولی هترآستریدیوم‌های کروی شاخص‌تراند که معرف آشکوب نورین هستند.

* « **عضو حوض شیخ** »، شامل ۳۶۵ متر، ردیفی همگن از شیل‌های مدادی است که به تدریج، به طرف بالا، به سیلت سنگ و سرانجام به ماسه‌سنگ‌های متمایل به قهوه‌ای تبدیل می‌شوند. دوکفه‌ای‌ها و هیدروزویرها فراوان‌ترین سنگواره‌های موجوداند که کمکی به تعیین سن نمی‌کنند، ولی سن نورین قابل قبول دانسته شده است.

* « **عضو حوض‌خان** »، شامل ۴۶۵ متر سنگ‌آهک‌های ریفی، بیشتر مرجانی و صخره‌ساز است که به طور عموم همراهانی از شیل‌های ورقه‌ای و ماسه‌سنگ دارد. گاهی این عضو رخسارهٔ چیرهٔ مرجانی را ندارد و حجم بیشتر آن ماسه‌سنگ و شیل است. عضو حوض‌خان سنگواره‌هایی از مرجان‌ها، هیدروزوا، براکیوپودها، دوکفه‌ای‌ها، شکم پایان و گاهی خارپوستان دارد که جملگی به آشکوب نورین تعلق دارند.چهار عضو یاد شده، رخساره و ستبرای ثابت ندارند و بنابراین تغییرات جانبی رخساره‌ها و ستبرا، حتی در فواصل نه چندان دور می‌تواند درخور توجه باشد. به همین دلیل در بیشتر حالت‌ها، شناسایی و تفکیک عضوها، امکان‌پذیر نیست.

تا سال ۱۹۷۸، عضو آهکی حوض‌خان، پایان بخش ردیف‌های تریاس بالای ایران مرکزی بود. در این سال، کلایور و همکاران سه عضو جدید به سازند نایبند افزودند و بدین سان، سازند نایبند دارای چهار عضو رسمی گلکان ( )، بیدستان ( )، حوض شیخ ( )، حوض‌خان ( )، در پایین و سه عضو غیررسمی (– شیل‌های زغالدارو ماسه‌سنگ)، (–سنگ‌آهک مرجانی)،) –ماسه‌سنگی سُرخ) در بالا شد.

کارشناسان شرکت فولاد، ارتباط عضو هفتم را با سایر عضوهای سازند نایبند ناپیوسته می‌دانند. در ضمن به مجموع دو عضو پنجم و ششم « عضو قدیر » نام داده‌اند. و بدین سان، نامبردگان بر این باورند که سازند نایبند ۵ عضو (گلکان، بیدستان، حوض شیخ، حوض‌خان و قدیر) دارد.

گفتنی است که در همه جا، فصل مشترک سازند نایبند (در بالا) و سازند شتری (در پایین) نمودار یک کارست کهن و آغشته به اکسید آهن فراوان است که به طور محلی مقادیری باریت و گالن دارد. دربارهٔ مرز بالایی این سازند اتفاق نظر وجود ندارد. تشابه رخساره‌ای سنگ‌های تریاس بالا (سازند نایبند)، با ردیف‌های ژوراسیک پایینی (سازند آب‌حاجی) اظهارنظر روشن را ناممکن می‌سازد.

مطالعات پالینولوژی موسوی (۱۳۸۱) بیانگر شواهد سنی دقیق‌تری از سازند نایبند است. نامبرده با شناسایی ۹ زون زیستی، بر این باور است که عضو گلکان به سن کارنین پسین –نورین پیشین، عضو بیدستان به سن نورین میانی، عضو حوض شیخ نورین پسین و عضو حوض‌خان به سن نورین پسین –رتین پیشین است. از طرف دیگر فراوانی و تنوع پالینومورف‌های دریایی (آکریتارک – داینوفلاژله) نسبت به انواع خشکی (پولن و اسپور) نشان می‌دهد که محیط رسوبی این سارند دریای کم عمق بوده که در ساحل آن گیاهان متنوعی می‌روییده‌اند.

هم *ارزی و گسترش جغرافیایی* : سازند نایبند، به عنوان بخشی از نهشته‌های زغالدار تریاس بالایی ایران رخسارهٔ شبه مولاسی همزمان با کوهزایی سیمرین پیشین دارد که در حوضه‌های کم ژرفا ولی با نشست زیاد نهشته شده‌اند.

در ایران مرکزی، این سازند (نایبند) از نواحی یزد، خرانق، اردکان، کوه‌های شتری، بُشرویه، گناباد، بیابانک –بافق، کلمرد، اصفهان، کاشان، تفرش، گلپایگان و لکرکوه گزارش شده است.

در ناحیهٔ کرمان به رسوب‌های هم رخساره و هم سن سازند نایبند نام‌های « دَهرود » و « داربیدخون » داده شده است. در البرز سه واحد سنگی غیررسمی اکراسر، لله‌بند، وکلاریز هم ارز زمانی و رخساره‌ای سازند نایبنداند. در کوه‌های زاگرس این سازند همانند ندارد. در کپه‌داغ، سازند میانکوهی شرایط زمانی و رخساره‌ای مشابه با سازند نایبند دارد.

بدین‌سان، دیده می‌شود که به جز پهنهٔ زاگرس، در سایر نقاط ایران سنگ‌های تریاس بالا هم رخساره و هم سن‌اندکه این همانندی حاکی از حاکمیت حوضه‌های پیش‌بوم با ژرفای نه چندان زیاد و آب و هوای به نسبت گرم است که از هر جهت با ردیف‌های زمان مشابه در آسیای مرکزی قابل قیاس و نشانهٔ یکپارچگی نواحی شمال خاوری راندگی اصلی زاگرس (صفحهٔ ایران) با آسیای مرکزی (صفحهٔ توران) است. در ضمن، اجتماع پالینولوژیکی سازند نایبند بیشترین شباهت را با افغانستان، آلمان، شمال آمریکا و شمال اروپا دارد. به همین رو، موسوی (۱۳۸۱) بر این باور است که در زمان تریاس پسین، ایران مرکزی در حاشیهٔ جنوبی خشکی اوراسیا بوده است.

تریاس در زاگرس

در کوه‌های زاگرس به ویژه در زاگرس مرتفع، ردیف‌های منسوب به تریاس رخسارهٔ کربنات‌های آهکی دولومیتی دارند که به سمت زاگرس چین خورده و خلیج فارس ردیف‌های تبخیری به آن اضافه می‌شود (شکل ۵-۲). تغییرات سنی این نهشته‌ها از تریاس پیشین تا تریاس میانی است و تاکنون سنگ‌هایی که دارای فسیل‌های شاخص تریاس پسین باشند دیده نشده است هرچند که ستوده‌نیا (۱۹۷۸) وجود آن را منتفی نمی‌داند.

در « **زاگرس مرتفع** »، سنگ‌های تریاس، بیشتر، از نوع سنگ‌آهک‌های لایه‌لایه و دولومیت است که اثرات کرم فراوان، دو کفه‌ای و آمونیت دارد. رخسارهٔ سنگ‌های یاد شده شباهت کافی با ردیف‌های تریاس پایینی و میانی البرز و ایران مرکزی دارد ولی از آنها پرفسیل‌تر است. شباهت‌های

سنگی گفته شده تا بدانجا است کـه شـرایط رسـوبی یکسـان و حتـی حوضـهٔ رسـوبی مشـترک را در صفحهٔ زاگرس و صفحهٔ ایران تداعی می‌کند و شاید بتوان نتیجه گرفت که یکپارچگی دو صـفحهٔ یـاد شده تا تریاس میانی ادامه داشته است. آشکار است که حوضـهٔ یـاد شـده در همـه جـا ژرفـای یکسـان نداشته است. ژرفای بیشینه در زاگـرس مرتفـع بـوده ولـی بـه سـوی جنـوب بـاختری (زاگـرس چـین خورده- خلیج فارس)، در اثر کاهش ژرفا، شرایط تبخیری حاکم بوده است. گفتنـی اسـت کـه انباشـت ردیف‌های تبخیری تریاس منحصر بـه زاگـرس چـین خـورده نیسـت، در پـاره‌ای نقـاط ایـران مرکـزی (شمال بهاباد، راور، ۰۰۰) هم می‌توان افق‌های تبخیری تریاس را دید.

از نظر سنی، سنگ‌های تریـاس زاگـرس معـرف تریـاس پیشـین – میـانی‌انـد. کـاهش ژرفـای دریـای تریاس میانی، انباشت گچ و نبود سنگ‌های تریاس بالایی می‌توانـد گویـای عملکـرد رویـداد سـیمرین پیشین و جدایش زاگرس از ایران مرکزی باشد.

زابو و خردپیر، (۱۹۷۸) بر پایهٔ ویژگـی‌هـای سـنگی، ردیـف‌هـای تریـاس زاگـرس را بـه دو نـوع زیـر تقسیم کرده‌اند.

* نخست، رسوبات کربنـاتی و رسـوبات تبخیـری کـه شـامل دو « سـازند کنگـان » در زیـر و «سـازند دشتک » در بالا است، که بیشتر در زاگرس چین‌خورده و خلیج فارس رخنمون دارند.

* دوم، ردیف‌های کربناتی بدون همراهان تبخیری، به نام « سازند خانه کت » کـه در زاگـرس مرتفـع رخنمون دارد.

تریاس در زاگرس مرتفع : در زاگرس مرتفع، کربنات‌های تریاس نام « سـازند دولـومیتی خانـه‌کـت »، دارند که هم‌ارز مجموعهٔ دو سازندکنگان و دشتک است. بُرش الگوی این سـازند، در تنـگ قُمبَـری، واقع در تاقدیس خانه‌کت (۱۱۰ کیلومتری خاور شیراز)، و بُرش مرجع آن در اشترانکوه است.

از نظر سنگ‌شناسی، بُرش الگوی سازند خانه‌کت شامل ۳۶۴ متر دولومیت‌های خاکستری رنگ تیره، بسیار ریزدانه، سیلیسی، متوسط تا نازک لایه است که ۱۲۲ متر بالای آن حالت فروریختگی و برشی دارد و در رأس آن، دولومیت‌های توده‌ای متبلور و متخلخل به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. در بُرش مرجع، این سازند شامل کربنات‌های رُسی و شیل در بخش پایین و باقی ردیف شامل آهک و دولومیت‌هایی از محیط رسوبی کم عمق‌اند که واجد ترک‌های گلی، ساختمان‌های استروماتولیتی و برش‌های انحلالی است. از ویژگی‌های سنگ‌شناختی بُرش اشترانکوه فراوانی ترکیبات رُسی است.

در بُرش الگو، مرز زیرین خانه‌کت چندان روشن نیست ولی در اشترانکوه سنگ‌آهک‌های لایه‌لایه، حاوی اثر کرم، بر روی کربنات‌های سازند دالان، با ناپیوستگی، جای دارند. مرز زبرین دولومیت‌های خانه‌کت با شیل و دولومیت‌های لیاس (سازند نیریز) ناپیوسته و فرسایشی است.

ویژگی‌های زیست چینه‌ای دولومیت‌های خانه‌کت به نام Trocholina Zone نامگذاری شده است که در روی ردیف‌های دوکفه‌ای‌دار تریاس پایینی جای دارد. وجود دوکفه‌ای‌های نوع Claraia در پایین، آمونیت‌های نوع Ceratites در وسط و دو کفه‌ای‌های نوع Halobia در بالا سبب شده است تا وایند (۱۹۶۹) دو سوم پایینی سازند خانه‌کت را متعلق به تریاس و یک سوم بالایی را متعلق به رتین تا لیاس بداند. ولی، به باور مطیعی (۱۳۷۲)، سازند خانه‌کت از تریاس پایینی تا رتین به حساب می‌آید. جدا از بُرش الگو، سازند دولومیتی خانه‌کت همچنان در نواحی بروجرد (کوه میش پرور)، قالی‌کوه، دزدان، بروجرد نیز گزارش شده است، ولی، در بیشتر نقاط زاگرس مرتفع (کوه دنا، کوه گره، زردکوه) به لحاظ فازهای فرسایشی پیش از ژوراسیک همه و یا بخشی از سازند خانه‌کت فرسوده شده است. رخسارهٔ سنگی خانه‌کت یادآور سازند الیکا در البرز و مجموعهٔ دو سازند شتری و سُرخ شیل در ایران مرکزی است (شکل ۵-۳).

تریاس در زاگرس چین خورده : به جز کوه سورمه، در سایر نقاط زاگرس چین خورده سنگ‌های تریاس رخنمون ندارند. حفاری‌های اکتشافی زاگرس چین خورده و خلیج فارس نشان می‌دهد که

در گستره‌های یاد شده، ردیف‌های تریاس همراهان درخور توجهی از رسوبات تبخیری دارند. از همین‌رو، رخسارهٔ سنگی آنها با سازند دولومیتی خانه‌کت متفاوت است. در این نواحی دو واحد سنگی کنگان (درپایین) و دشتک (در بالا) شاخص سنگ‌های تریاس‌اند.

سازند کنگان : نام کنگان از میدان عظیم گازی کنگان، در حاشیهٔ خلیج فارس، در ۱۷۵ کیلومتری جنوب خاوری بندر بوشهر گرفته شده ولی بُرش الگوی آن در چاه شمارهٔ (۱) کوه سیاه واقع در خاور تاقدیس و گنبد نمک خورموج است (مطیعی، ۱۳۷۲).

از دیدگاه سنگ‌شناختی، سازند کنگان سه رخسارهٔ متفاوت دارد (زابو –خردپیر، ۱۹۷۸).

« **رخسارهٔ کربناتی تمیز Carbonate Clean** »، شامل گرین استون‌های اُئولیتیک، پلیتی و گل سنگ است که گاهی کمی انیدریت دارد و به طور بخشی و یا همهٔ آن دولومیتی شده است.

« **رخسارهٔ ارژیلی شیلی قاعده‌ای** »، این رخساره گسترش جغرافیایی محدود دارد و شامل شیل و سنگ‌آهک‌های رُسی و لایه‌هایی از دولومیت است. سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه و خاکستری تیرهٔ این رخساره حاوی اثرات فراوان کرم و دوکفه‌ای‌های نوع کلارایا هستند به همین دلیل شناسایی آنها، در روی زمین، ساده است.

« **رخسارهٔ کربناتی تبخیری** »، رخسارهٔ چیرهٔ سازند کنگان است که به ویژه در لرستان دیده می‌شود. به دلیل وجود Claraia elegans و Claraia ourita، سن سازند کنگان، آشکوب اسکیتین از تریاس پیشین دانسته شده است. از نظر مهندسی مخازن نفتی، ویژگی‌های سازند کنگان مشابه سازند دالان (پرمین) است. در ضمن در روی زمین هم تفکیک این دو سازند دشوار است به همین دلیل، سازند کنگان سومین واحد سنگی از « گروه دهرَم» است.

گفتنی است که گروه دهرَم، افقی بسیار مهم از نظر تجمع گـاز اسـت و ذخـایر عمـدهٔ گـاز زاگـرس در این گروه قرار دارند. سنگ مخزن اصـلی گـروه دهـرَم را سـازند کنگـان و بخـش بـالایی سـازند دالان تشکیل می‌دهند. در بخش زیرین سازند دالان نیز مخزن درجـه دومـی جـای دارد. در مخـزن پـایینی عضو انیدریتی نار، از سازند دالان و در مخزن بالایی لایه‌هـای تبخیـری دشـتک و شـیل آغـار، سـنگ پوش هستند.

سازند تبخیری دشتک: این سازند پیش‌تر به نام شـیل سـودیر Sudair Shale نامیـده مـی‌شـد. در محل بُرش الگو (تاقدیس دشتک، ۷۵ کیلـومتری بـاختر شـیراز) مـرز زیـرین و زبـرین ایـن سـازند گسله است. به همین رو، برش چـاه شـمارهٔ (۱) کـوه سـیاه، بـه ضـخامت ۸۱۴ متـر، بـه عنـوان الگـو انتخاب شده است. سازند دشتک رخسارهٔ سنگی ناهمگن دارد از همـین‌رو از پـایین بـه بـالا، بـه شـش عضو زیر تقسیم شده است.

« **عضو شیلی آغار** »، در گذشته این عضو را واحد جداکنندهٔ پرمین و تریاس می‌دانسـتند و امـروزه عضوی از سازند دشتک به حساب مـی‌آیـد کـه نـام آن از تاقـدیس آغـار، در حـوالی فیروزآبـاد فـارس گرفته شده که از ذخایر گازی عظیم کشور است. این عضو شامل ۱۰ تا ۴۰ متر شـیل قهـوه‌ای تیـره بـا تناوب‌هایی از شیل‌های سُرخ و سبز است به همین دلیل سیمای رنگارنـگ دارد و بـا تیغـه‌هـای نـازک دولومیت، آنیدریت و سیلت سنگ در تناوب است. گسترش جغرافیایی عضو شـیلی آغـار درخـور توجـه است و به تقریب در همه جا گسترش دارد.

« *عضو تبخیری A* »، به ضخامت ۲۲۰ متر، شامل سنگ‌آهک و دولومیـت رُسـی در پـایین، آنیـدریت ضخیم لایه تا توده‌ای در وسط و یک ردیف شیلی در بالا است.

« *بخـش تبخیـری B* »، بـه ضـخامت ۴۰ متـر، ردیفـی از آنیـدریت و دولومیـت اسـت کـه گسـترش جغرافیایی زیاد دارد.

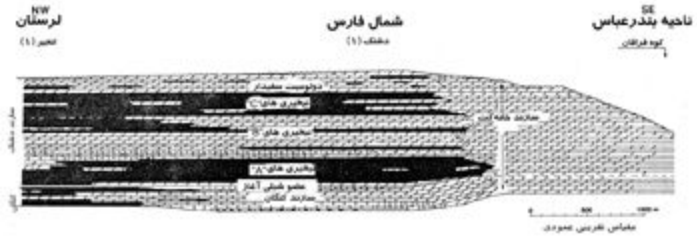
« *عضو تبخیری C* »، ضخامتی متغیر (۰ تا ۲۵۰ متر) از دولومیت و آنیدریت است که به طور جانبی یکی با دیگری جانشین می‌شود.

« *عضو دولومیت سفیدار* »، شامل یک لایهٔ راهنما از دولومیت‌های سخت و برجسته به رنگ قهوه‌ای تیره، متبلور، با دانه‌های درشت تا متوسط است که نام آن از چاه شمارهٔ (۱) سفیدار، واقع در ۶۰ کیلومتری جنوب شیراز، گرفته شده است. عضو دولومیت سفیدار در همه جا وجود ندارد. در کوه سورمه، در قاعدهٔ این عضو یک طبقه کنگلومرای آهکی وجود دارد که شاید بتواند نشان دهندهٔ یک فاز فرسایشی باشد.

« *عضو تبخیری D* »، شامل تناوبی از دولومیت، آنیدریت و شیل است که گسترش جغرافیایی محدود دارد. گفتنی است که، از میان عضوهای یاد شده دو عضو شیلی آغار و دولومیت سفیدار، رسمی و بقیه غیررسمی‌اند.عضوهای شش گانهٔ یاد شده رخساره، ضخامت و دوام همیشگی ندارند. تغییرات جانبی رخساره‌ها و تبدیل یک عضو به عضو دیگر و یا حذف شدگی فرسایشی در سازند دشتک زیاد است. با همهٔ این‌ها، این سازند (دشتک) در نواحی فارس و لرستان بسیار گسترده است. لازم به گفتنی است که:

* در بارهٔ سن سازند دشتک اتفاق نظر وجود ندارد. برزگر (۱۳۶۰) به سن تریاس میانی –بالایی، شرکت نفت بریتانیا (BP) به تریاس پایینی، خردپیر و زابو به سن تریاس پایینی تا میانی باور دارند که قابل قبول‌تر است.

* سازند دشتک نخستین سازند از « گروه کازرون » است. دومین سازند این گروه « سازند نیریز » به سن ژوراسیک پایینی است.



شکل ۵ - ۲ - ارتباط زمانی و مکانی واحدهای سنگ‌چینه‌ای تریاس حوضه زاگرس

رخساره‌های استثنایی تریاس ایران

عنوان: مقدمه

در دو ناحیهٔ آق‌دربند (کپه‌داغ) و نخلک (ایران مرکزی)، سنگ‌های تریاس پایینی و میانی رخساره‌های سنگی و زیستی ویژه دارند که با سایر نقاط ایران شباهت چندان ندارند. استثنایی بودن رخسارهٔ تریاس آق‌دربند با نگرش به انباشت در حوضهٔ شمال خاوری ایران (به احتمال حاشیهٔ جنوبی صفحهٔ توران) دور از انتظار نیست. ولی در ناحیهٔ نخلک این باور وجود دارد که سنگ‌های تریاس فلس‌های نابرجا هستند که از صفحهٔ توران به روی لبهٔ خرد قارهٔ ایران مرکزی منتقل و سپس در اثر چرخش خردقاره، در خلاف جهت عقربه‌های ساعت، به محل امروزی نقل مکان پیدا کرده‌اند.

تریاس در آق‌دربند

پنجرهٔ فرسایشی آق‌دربند، در ۱۰۰ کیلومتری جنوب خاوری مشهد، و در لبهٔ جنوبی کوه‌های کپه‌داغ جای دارد. وجود پاره‌ای از ویژگی‌های زمین‌شناختی متفاوت با سایر نواحی ایران سبب شده تا آق‌دربند و بالمعال کپه‌داغ لبهٔ جنوبی صفحهٔ توران دانسته شود.

یکی از تفاوت‌های بارز زمین‌شناسی آق‌دربند رخنمون‌هایی از سنگ‌های تریاس است که رخسارهٔ سنگی و زیستی ویژه دارد و به صورت نواری به درازای ۲۰ و پهنای ۲ تا ۴ کیلومتر، با روندی باختر – شمال باختری، در یک زون فلسی رخنمون دارند. به همین‌رو چند و چون ردیف‌های تریاس این

ناحیه، به ویژه بخش زیرین آن چندان شفاف نیست. در منطقهٔ سفیدکوه، در نزدیکی آبادی کوچک قره‌قیطان رخنمون‌هایی قهوه‌ای رنگ از کنگلومرا، ماسه‌سنگی دانه درشت، شیل‌های سیلیسی وجود دارند که بوسیلهٔ سنگ‌آهک‌های سازند سفیدکوه، به سن اسکیتین پسین پوشیده می‌شوند.

به نهشته‌های آواری قهوه‌ای‌رنگ زیر سنگ‌آهک‌های اسکیتین پسین (سازند سفیدکوه) نام غیررسمی « سازند قره‌قیطان » داده شده ولی سن آن مورد بحث است. روتنر (۱۹۸۳) سازند قره‌قیطان را مُلاس‌های پس از کوهزایی هرسی‌نین می‌داند که به صورت انباشتگی مخروط افکنه‌ای در لبهٔ جنوبی صفحهٔ توران و یا در گودال (اقیانوسی) مجاور آن نهشته شده‌اند، در حالی که افتخارنژاد (۱۹۸۴)، به لحاظ قرارگیری آواری‌های مورد نظر در زیر سنگ‌های اسکیتین پسین (سازند سفیدکوه) سن اسکیتین پیشین را باور دارد.ساختار فلسی و پیچیدهٔ ناحیه سبب شده تا معمای نهشته‌های کنگلومرایی « سازند قره‌قیطان » به ویژه پیوند آن با سنگ‌های تریاس آق‌دربند نیاز به مطالعات بیشتر داشته باشد.

جدا از سازند قره‌قیطان، روتنر (۱۹۹۱) به مجموعهٔ سنگ‌های تریاس ناحیهٔ آق‌دربند « گروه آق‌دربند » نام داده که شامل چهار سازند است و به داشتن تکاپوهای آتشفشانی شدید شاخص است.

گروه آق‌دربند: در سال ۱۹۸۳، روتنر، برای تریاس آق‌دربند نام « سازند آق‌دربند » را انتخاب کرد که شامل چهار عضو بود. در بازنگری بعدی روتنر و همکاران (۱۹۹۱)، سازند آق‌دربند را به « گروه آق‌دربند » تغییر مرتبه دادندکه شامل سازند آهکی سفیدکوه (در زیر)، سازند نظر کرده، سازند آتشفشانی سینا و سازند شیلی میانکوهی (در بالا) بود.

سازندهای سفیدکوه، به ویژه نظر کرده و سینا در ایران مرکزی و البـرز هماننـد ندارنـد. در حـالی کـه، نهشتهٔ شیلی سازند میانکوهی، با سن نورین هـم از نظـر سـنی و هـم از نظـر رخسـارهٔ سـنگی یـادآور نهشته‌های زغالدار تریاس بالای البرز و ایران مرکزی هستند.

انحصاری بودن رخسارهٔ سنگ‌های تریاس پایینی و میانی می‌تواند گواهی بر استقلال حوضـهٔ کپـه‌داغ باشد در حالی که همانندی سنگ‌های تریاس بالایی ایـن پهنـه حـاکی از یکپـارچگی صـفحهٔ ایـران و صفحهٔ توران است که در زمان پیش از نورین به یکدیگر رسیده‌اند.در تـوالی گـروه آق‌دربنـد، یـک فـاز فرسایشی موقت در زمان آنیزین پسین، یک نبود چینه‌ای به سن کارنین پسـین و رویـدادی دیگـر بـه سن نورین پیشین قابل شناسایی است به همین رو سنگ‌های تریاس آق‌دربنـد قابـل تقسـیم بـه سـه دورهٔ رسوبی زیراند.

۳-دورهٔ نورین پسین –رتین پیشین

۲-دورهٔ لادینین –کارنین پیشین

۱-دورهٔ اسکیتین –آنزین پیشین

با توجه به ناپیوستگی‌های یاد شده، بنا به توصیهٔ کمیتهٔ ملی چینـــه‌نگـاری ایـران، شایسـته اسـت تـا واژهٔ « گروه آق‌دربند » حذف و سازندهای چهارگانهٔ یـاد شـده هـر یـک بـه تنهـایی معـرف بخشـی از سنگ‌های تریاس ناحیهٔ آق‌دربند باشند.

سازند آهکی سفیدکوه: کامـل‌تـرین بُـرش سـازند آهکـی سـفیدکوه را مـی‌تـوان در بخـش شـمال باختری سفیدکوه دید که شامل حدود ۲۰۰ متر سنگ‌آهک ضخیم‌لایه تا توده‌ای زردرنـگ اسـت کـه میان‌لایه‌های نازک سنگ‌آهک خاکستری روشن تا خاکستری آبی حاوی گرهـک و آثـار کـرم دارد. در ده متر قاعدهٔ ایـن سـازند سـنگ‌هـای آذریـن-آواری دانـه درشـت سـیاه‌رنـگ بـا ترکیـب آنـدزیتی و

کنگلومرای سیاه‌رنگ وجود دارد که با سنگ‌آهک‌های ائولیتی دنبال می‌شود. وجود لایه‌بندی چلیپایی در کالک آرنیت‌های نزدیک به قاعدهٔ سازند، تأییدی بر رسوب این سنگ‌آهک‌ها در ژرفای کم است. بازوپایان، روزنه‌داران، کنودونت‌های سازند سفیدکوه به آشکوب اسکیتین پسین تعلق دارند.

سازند نظر کرده : بُرش سازند نظر کرده در دامنهٔ جنوب باختری کوهی به همین نام، واقع در ۱/۵ کیلومتری باختر روستای آق‌دربند، اندازه‌گیری شده است. در پایهٔ سازند ۱۰ متر شیل و مارن سیلتی، ماسه‌سنگی توفی وجود دارد که بر روی آن ۹ متر سنگ‌آهک گره‌دار گلوکونیتی، ۱۲ متر مارن ماسه‌ای جای دارد. بقیهٔ ردیف‌ها را سنگ‌آهک زیست آواری تشکیل می‌دهد که دارای سنگوارهٔ بازوپایان، شکم‌پایان، بریوزوآ و آمونیت است و نشان دهندهٔ زمان آنزین پیشین‌اند. تغییرات ستبرای این سازند از ۲۰ تا ۵۰ متر است و گاهی هم وجود ندارد.

سازند آتشفشانی سینا : این سازند با ۴۰۰ تا ۷۰۰ متر ستبرا، گاهی بر روی سازند نظر کرده و گاهی بر روی سازند آهکی سفیدکوه جای دارد. در بیشتر برش‌ها، این سازند رخسارهٔ متغیر دارد و به شدت چین خورده و گسسته است. در یک نگاه کلی، سازند سینا از ماسه‌سنگ، شیل و مارن توفی تشکیل شده که لایه‌های کنگلومرایی دارد. ولی در نگاهی دقیق‌تر، سازند ولکانیکی سینا شامل دو عضو زیر است. « عضو ماسه‌سنگی پایینی » حدود ۲۷۰ تا ۳۵۰ متر تناوب ماسه‌سنگی توفی و لایه‌های نازک‌تر شیل‌های توفی به رنگ سبز و سُرخ ارغوانی، شیل آهکی و سنگ‌آهک توفی است. به طور محلی، در نیمهٔ زیرین این بخش نهشته‌های کنگلومرایی متشکل از قلوه‌های چرت، سنگ‌های دگرگونه، گرانوفیری، در یک سیمان ماسه‌سنگی لیتارنیت وجود دارد.

« عضو شیلی بالایی »، با ۳۰۰ تا ۵۰۰ متر ضخامت شامل تناوب شیل توفی با لایه‌های نازک ماسه‌سنگی دانه‌ریز و شیل‌های آهکی پرفسیل است که رنگ سبز تیره تا خاکستری مایل به سبز دارد. در قاعدهٔ این بخش، لایه‌ای کلیدی بنام « مارن فقیر » قرار دارد که دارای سنگوارهٔ فراوان و

به رنگ صورتی و سبز روشن است که آن را از بقیهٔ واحد مشخص می‌سازد. لایه‌های کلیـدی فقیـر بـا ۲۰ تا ۲۵ متر ستبرا دارای روزنه‌داران، به ویژه سفالوپودهای اواخر لادنین پسین است.

سازند شیلی میانکوهی : این سازند با حـدود ۲۰۰ متـر سـتبرا شـامل ردیفـی همگـن از شـیل بـا لایه‌های سیلت سنگ و ماسه‌سنگی دانه‌ریـز اسـت کـه بـه داشـتن رنـگ قهـوه‌ای شـاخص اسـت. بـه همین‌رو، به آسانی از شیل‌های سبزرنگ سازند سـینا قابـل تفکیـک اسـت. در یـک نگـاه کلـی، سـازند میانکوهی از سه واحد تشکیل شده است. پایین‌ترین واحد، یک لایهٔ زغالی کارپـذیر و اقتصـادی اسـت (معدن زغالسنگ آق‌دربند) که حدود یک متر ستبرا دارد. در روی لایهٔ زغالی کمی لایه‌هـای ماسـه‌ای و نیز یک لایهٔ کنگلومرایی، حاوی قلوه‌های آتشفشانی وجـود دارد. بخـش بیشـتر سـازند میـانکوهی از نوع شیل‌های گراییده به قهوه‌ای، همگـن و بـدون لایـه‌هـای تـوفی و مـواد آتشفشـانی اسـت. وجـود روزنه‌داران کف‌زی با پوستهٔ ماسه‌ای نشانگر محیط غیرقاره‌ای دانسته شده است.

سازند میانکوهی در میان دو ناپیوستگی رسوبی جای دارد. ناپیوستگی مـرز زیـرین بـه سـن لادنـین – کارنین است. ناپیوستگی مرز بالایی حاصل عملکـرد کـوهزایی سـیمرین پیشـین دانسـته شـده کـه در زمان نورین پسین تا رتین پیشین اتفاق افتاده است (روتنر، ۱۹۹۱).

سنگواره‌های گیاهی و جانوری سازند میانکوهی را به خوبی می‌توان با نهشته‌های زغالـدار البـرز، ایـران مرکزی، افغانستان و آسیای مرکـزی مقایسـه کـرد. از ویژگـی‌هـای سـازند میـانکوهی داشـتن ذخـایر زغالسنگی کُک شو است که به ویژه در پهلوی ناودیس آق‌دربنـد و در پایـهٔ آن جـای دارد. کارشناسـان شرکت فولاد طول منطقهٔ زغالدار را حدود ۸ کیلومتر برآورد کرده‌اند که شامل ۵ لایـهٔ زغـالی کارپـذیر به ستبرای ۱ تا ۲ متر است.

ذخیرهٔ زغالسنگ حدود ۳۰ میلیون تن برآورد شده است.ذخایر زغالسنگی آق‌دربند یادآور نهشته‌های زغالی تریاس بالا در البرز و ایران مرکزی است و خود تأکیدی بر شرایط یکسان رسوبی در همهٔ نواحی واقع در شمال خاوری ابر گسلهٔ زاگرس است.

سازند شیل قلعه گَبری : شیل‌های قلعه گَبری، واحد سنگ‌چینه‌ای جوان‌تر از سازند میانکوهی است که در پایهٔ خود یک افق از ماسه‌سنگی کوارتزی حاوی لایه‌های زغالی و سنگواره‌های گیاهی به سن رتین دارد. به باور روتنر (۱۹۹۱)، سازند میانکوهی و شیل‌های قلعه گَبری دو واحد سنگی مستقل‌اند که با یکدیگر ارتباط ناپیوسته دارند. نامبرده با تکیه به ناپیوستگی یاد شده، زمان رویداد زمین‌ساختی سیمرین پیشین کپه‌داغ را پس از نورین و پیش از رتین می‌داند، در حالی که در سایر نقاط ایران این رخداد (سیمرین پیشین) به سن پیش از نورین است. گفتنی است که شیل‌های قلعه گبری یک واحد سنگی پرسش‌آمیز است که نیاز به مطالعهٔ بیشتر دارد.

تریاس در نخلک

از دیدگاه سنگ‌شناختی، سنگ‌های تریاس ناحیهٔ نخلک، با بیشینه ستبرای ۲۷۰۱ متر، با هیچیک از ردیف‌های سنگی شناخته شدهٔ تریاس ایران مرکزی قابل قیاس نیستند. ولی داودزاده و همکاران (۱۹۷۲)، علوی (۱۹۹۷)، وزیری (۱۳۷۵) بر این باورند که رخسارهٔ سنگی ردیف‌های تریاس نخلک قابل قیاس با سنگ‌های همزمان در ناحیهٔ آق‌دربند است. شباهت پذیرفته شده و همچنین داده‌های مغناطیس دیرینه سبب شده است تا مسایل ژئودینامیکی خاصی در زمین‌شناسی ایران مطرح باشد که از آن به نام « چرخش خردقارهٔ ایران مرکزی » یاد می‌شود.

در ناحیهٔ نخلک، مرز زیرین سنگ‌های تریاس به یک راندگی است. مرز زبرین آن نیز در فرجام عملکرد یک گسل تراستی، بریده و پوشیده با سنگ‌های کرتاسه است. جدا از دو مرز زیرین و زبرین، شواهدی چند از گسستکی گسلی را می‌توان درون این مجموعه شناسایی کرد، به سانی که

با وجود نظم ظاهری، این مجموعهٔ رسوبی ساختار پیچیده و دست‌خورده دارد. با وجود دست‌خوردگی‌های چندباره، داودزاده و همکاران (۱۹۷۲)، نهشته‌های تریاس نخلک را به سه واحد سنگ‌چینه‌ای در مرتبهٔ سازند، به نام‌های « سازند عَلَم » (در زیر)، « سازند باغ‌قُرق » (در وسط) و « سازند آشین » (در بالا) تقسیم کرده و به مجموعهٔ آنها « گروه نخلک » نام داده‌اند.

سازند عَلَم : بر خلاف دیگر نقاط ایران که نهشته‌های تریاس پایینی –میانی، در یک محیط فلات قاره‌ای بر جای گذاشته شده‌اند، سازند عَلَم با ۸۷۳ متر ستبرا، به طور کامل دریایی و دارای آمونوییدهای فراوان است. سنگ‌آهک‌های ماسه‌دار با چند لایه ماسه‌سنگ، کنگلومرا و شیل‌های بنفش و یک واحد ماسه‌سنگی دارای آثار گیاهی در بالاترین افق‌های سازند عَلَم سبب شده است تا وزیری (۱۳۷۵)، بخش پایینی سازند عَلَم را کربنات‌های مربوط به فلات قاره و بخش بالایی آن را رخسارهٔ آواری توربیدیتی بداند که در شیب قاره، به صورت فنگلومرای زیردریایی بر جای گذاشته شده‌اند.

سازند باغ‌قُرق : با ۱۲۵۱ متر ضخامت، به سن آنزین پسین –لادنین میانی است که به طور عمده از آواری‌های دانه درشت، کنگلومرا به همراه ماسه‌سنگ و شیل تشکیل شده که با ردیف‌های کهن‌تر (سازند عَلَم) و جوان‌تر (سازند آشین) ارتباط ناپیوسته از نوع دگرشیبی فرسایشی دارد. بنا به گزارش وزیری (۱۳۷۵) این سازند در محیط قاره‌ای توسط بادزن‌های آبرفتی، رودخانه‌های مئاندری بریده بریده نهشته شده است.

سازند آشین : با ستبرای ۲۸۱ متر، به سن لادی‌نین پسین –کارنین پیشین بیشتر ماسه‌سنگی دانه‌ریز و شیل است که میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و آهک‌های ماسه‌ای دارد. در مقایسه با سازند عَلَم، آشین فسیل‌های دریایی کمتری دارد و به احتمال به رخساره‌های فلات قاره تا قاره‌ای نزدیک شده است ولی، وزیری (۱۳۸۰) محیط رسوبی سازند آشین را بخش پایانی ساختارهای فنگلومرای زیردریایی در انتهای محیط شیب قاره‌ای تا پهنه‌های کف اقیانوسی می‌داند.گفتنی است که گروه

نخلک و سازندهای وابسته، به دلیل ناپیوستگی‌های درون تشکیلاتی به ویژه گسله بودن شدید در سطوح زمانی متعدد، ویژگی‌های چینه‌نگاشتی استاندارد ندارند. بازنگری این ردیف‌ها پرسش‌های دیگری از زمین‌شناسی ایران را پاسخ خواهد داد.

ماگماتیسم و دگرگونی تریاس

عنوان: مقدمه

در ایران، رژیم آرام رسوبی –زمین‌ساختی پرکامبرین پسین –پالئوزوییک تا تریاس پسین ادامه داشته است. ولی، در زمان پیش از آشکوب نورین، جنبش‌های آلپ آغازی (سیمرین پیشین) با چین‌خوردگی، گسلش، دگرگونی و ماگماتیسم همراه بوده است. سنگ‌های چین‌خورده و دگرگونی و همچنین سنگ‌های آذرین مربوط به حرکات زمین‌ساختی موردنظر به طور دگرشیب با رسوب‌های تریاس پسین –لیاس پوشیده شده‌اند که نشانگر سرانجام گرفتن حرکات سیمرین پیشین در زمان پیش از آشکوب نورین است.

سنگ‌های آتشفشانی تریاس

سنگ‌های آتشفشانی تریاس ایران بیشتر از نوع بازی، گاهی میانه و به ندرت اسیدی هستند. این گدازه‌ها در بیشتر جاها سن تریاس پسین و ترکیب شیمیایی قلیایی دارند. ریولیت‌های قلیایی این زمان نشانگر نفوذ و هجوم ماگمای بازالتی در میان سنگ‌های ژرف پوسته و ذوب آنها است. ولی، در بسیاری از حالات گدازه‌های بازالتی تریاس بدون ذوب پوسته جایگیر شده‌اند. شباهت‌های سنگ‌شناسی موجود میان سنگ‌های تریاس بالا و ژوراسیک پایین سبب شده است تا در بسیاری از موارد روانه‌های بازالتی –اسپلیتی تریاس، به سن لیاس دانسته شوند.

در « البرز »، سنگ‌های آتشفشانی تریاس بالا از نوع گدازه‌های بازالتی –اسپلیتی بادامک‌دار هستند که سطوح کارستی شدهٔ سازند الیکا (تریاس میانی) و یا کهن‌تر را می‌پوشانند. از خاور شهرستان

دماوند تا فیروزکوه و شمال سمنان این گدازه‌ها، سیمایی از یک لایهٔ کلیدی تیره رنگ دارند که کربنات‌های روشن رنگ تریاس میانی (سازند الیکا) را می‌پوشانند. در بسیاری از حالات، پس از جایگیری، در اثر پدیدهٔ دگرسانی، گدازه‌ها به افق‌های آهن‌دار و یا عدسی‌های بوکسیت و لاتریت تبدیل شده‌اند که در بعضی نقاط نظیر سنگسر (سمنان)، تویه –دروار (باختر دامغان) و سنگرود (لوشان) به عنوان نسوز استفاده می‌شوند. دلنباخ (۱۹۶۴) به روانه‌های بازالتی یاد شده « گدازه‌های جابان » و نبوی (۱۳۶۱) به افق‌های آهن‌دار « واحد پَروَر » نام داده‌اند. گفتنی است که، کوه‌های شمال قزوین (آنلز و همکاران، ۱۹۷۵)، فیروزکوه –جابان (آلنباخ، ۱۹۶۶)، کندوان – سیاه‌بیشه (گلاوس، ۱۹۶۵) مناطقی از البرزاند که گدازه‌های تریاس بالا گزارش شده است.

در « سنندج - سیرجان »، عمده‌ترین فعالیت ماگمازایی تریاس شامل سنگ‌های آتشفشانی همراه با شیست‌اند که توسط دایک‌های دیابازی قطع شده‌اند. این سنگ‌ها از نوع ریولیت و توف‌های وابسته‌اند که به ویژه در نواحی سورمق، اقلید برونزد دارند (آلریک و همکاران، ۱۹۷۷). در خاور خونخوره (گردنهٔ کولی‌کُش – سر راه شیراز) افزون بر ریولیت، انواعی از آندزیت، بازالت و سنگ‌های توفی یافت می‌شوندکه با ماسه‌سنگ‌های توفی و شیل در تناوب‌اند. گدازه‌های بالشی نشانگر یک ولکانیسم زیردریایی است. این گدازه‌ها سنگ‌های دگرگونه را قطع کرده‌اند ولی خود دگرگونه نیستند و در هیچ جا سنگ‌های ژوراسیک پایینی را قطع نمی‌کنند و قطعات این سنگ‌ها در میان کنگلومرای قاعدهٔ ژوراسیک بالایی وجود دارد (طراز، ۱۹۷۲). در جنوب خاوری دهکدهٔ گوشتی از توابع اقلید، ریولیت به صورت پشته‌های بزرگ و کوچک در میان دولومیت‌های آهن‌دار که به شدت خرد شده‌اند، نفوذ کرده است. با توجه به نسبت عناصر اصلی و کمیاب، امامی (۱۳۷۹)، نتیجه گرفته است که ریولیت‌های تریاس سنندج –سیرجان، مظاهر سطحی فرآیند آناتکسی مواد ناهمگون هستند که از ماگمایی پرمایه از آلکالن‌ها، خواه سدیم‌دار و یا پتاسیم‌دار، حاصل شده‌اند.

در « ناحیهٔ ترود » در حد فاصل دولومیت‌های تریاس میانی (سازند شتری) و ردیف‌های شیلی – ماسه‌سنگی تریاس بالا (سازند نایبند)، گدازه‌های ستبر آندزیتی وجود دارد (هوشمندزاده، ۱۳۵۷)، در سایر نقاط ایران مرکزی به ویژه در پهنهٔ لوت، این گدازه‌ها حضور دائمی دارند ولی در بیشتر جاها، به ناروا، به زمان ژوراسیک نسبت داده شده‌اند.

توده‌های نفوذی تریاس

توده‌های نفوذی تریاس بیشتر در دامنهٔ شمالی البرز (لاهیجان، ماسوله، تالش، مشهد) و یا زون سنندج – سیرجان برونزد دارند. توده‌های نفوذی تریاس شمال ایران بیشتر از نوع برخوردی و حاصل تصادم صفحهٔ ایران و صفحهٔ توران، در زمان تریاس پسین‌اند. نفوذی‌های تریاس سنندج – سیرجان ممکن است نتیجهٔ نیروهای کششی حاکم بر ناحیه و جایگیری هسته‌های گَرم باشند انواع زیر عمده‌ترین نفوذی‌های تریاس ایران‌اند.

« **گرانیت لاهیجان** » بزرگ‌ترین تودهٔ نفوذی البرز شمالی است که از انواع دانه متوسط بیوتیت‌دار و گرانودیوریت است. در جنوب لاهیجان، تزریق گرانیت یاد شده در سنگ‌های دگرگونهٔ کربنیفر با ایجاد یک هالهٔ دگرگونی در رخسارهٔ هورنبلند هورنفلس همراه است و از سوی دیگر قلوه‌های گرانیتی را می‌توان درون کنگلومرای ژوراسیک دید (آنلز و همکاران، ۱۹۷۵). گفتنی است که گرچه جایگاه چینه‌نگاشتی گرانیت لاهیجان به سن تریاس تأکید دارد ولی، موسوی (۱۳۷۳)، گرانیت لاهیجان را، با کمی تردید، به مراحل پایانی فار کوهزایی هرسی‌نین نسبت داده است. نامبرده، عمدهٔ سنگ‌های نفوذی ناحیهٔ لاهیجان را از نوع مونزوگرانیت و گرانودیوریت می‌داند که ویژگی‌های سنگ‌های گرانیتوییدی نوع (I) را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها متاآلومینه و از یک ماگمای کالکوآلکالن ناشی شده‌اند. جدای از سن، یافته‌های موسوی، می‌تواند گواهی بر ذوب پوسته‌های اقیانوسی تتیس کهن، در زمان تریاس پسین باشد.

« **گرانیت تورمالین‌دار ماسوله** »، به همراه پیکره‌های دیوریتی و گابرویی در نهشته‌های آواری و دگرگونهٔ پالئوزوییک کوه‌های تالش تزریق شده و بوسیلهٔ نهشته‌های زغالدار گروه شمشک به سن رتو – لیاس پوشیده شده‌اند. این پیکره‌های نفوذی نتیجهٔ تپش‌های ماگمایی چند زمانه‌اند که از میان آنها، سن رادیومتری مسکویت‌های گرانیت ماسوله به روش روبیدیم –استرانسیم نشانگر سن ۵ + ۱۸۰ میلیون سال است (کرافورد، ۱۹۷۷). سن رادیومتری یاد شده و همچنین جایگاه چینه‌نگاشتی توده‌های یاد شده تأییدی بر زمان تریاس پسین‌اند.

در « **ناحیهٔ آق‌دربند** »، واقع در شمال خاوری ایران، سنگ نهشته‌های موجود در زیرآهک‌های آنیزین بوسیلهٔ دایک‌های پرشمار قطع شده‌اند ولی، این دایک‌ها بر سنگ‌آهک‌های آنیزین بی‌تأثیر مانده (روتنر، ۱۹۸۴). این دایک‌ها را می‌توان از فعالیت‌های نفوذی نیمه ژرف تریاس دانست.

در « **ناحیهٔ قائن** »، شواهدی از یک ماگماتیسم نفوذی از نوع گرانیت پورفیری قهوه‌ای رنگ و گنیس وجود دارد که با پوششی از سنگ‌های رسوبی –آتشفشانی و دگرگونی دربر گرفته شده‌اند. اگر چه این نفوذی‌ها به سن تریاس دانسته شده‌اند ولی ممکن است با نفوذی‌های ژوراسیک میانی پهنهٔ لوت (شاه‌کوه، چهار فرسخ) هم خانواده باشند.

« **گرانیتوییدهای مشهد** » تپش‌های ماگمایی چند فازه هستند که از میان آنها انواع لکوگرانیت، به سن رادیومتری ۸±۲۱۱ میلیون سال، از آن تریاس پسین است. انواع کهن‌تر این گرانیتوییدها به سن کربنیفر دانسته شده‌اند، هرچند که سن تریاس پسین آنها بیشتر محتمل است (نگاه شود به نفوذی‌های پالئوزوییک).

در « **ناحیهٔ ساغند** » گرانیتی صورتی رنگ به نام « گرانیت اسماعیل‌آباد » وجود دارد، که دارای میکای سیاه و به ندرت دو میکایی است این گرانیت، در سنگ‌های پرمین تزریق و با کنگلومرای کرتاسه پوشیده شده است. سن رادیومتری آن به روش روبیدیم –استرانسیم حدود ۲۴۰ میلیون

سال است (کرافورد، ۱۹۷۷). ولی، این سن با جایگاه چینه‌نگاشتی (تزریق در سنگ‌های پرمین)، تودهٔ هماهنگی ندارد. حقی‌پور (۱۹۷۴) گرانیت اسماعیل‌آباد را به سن تریاس می‌داند.

در «**زون سنندج – سیرجان**» به ویژه در نواحی اسفندقه، ده‌بید، باختر و جنوب سیرجان (نواحی قوری و چشمه انجیر) توده‌های نفوذی کوچک از نوع گرانیت، گرانودیوریت، مونزونیت، دیوریت و گابرو وجود دارند که به دلیل تزریق در سنگ‌های دگرگونهٔ پالئوزوییک – تریاس میانی و پوشیده شدن با کنگلومرای ژوراسیک، جایگاه چینه‌نگاشتی تریاس پسین دارند.در ناحیهٔ اسفندقهٔ کمپلکس درونی سیخوران، از نوع نفوذی‌های لایه‌لایه تفریق یافته از اولترابازیک تا گرانیت است که از یک ماگمای بازالتی – تولییتی فقیر از مواد آلکالن و غنی از اکسید کلسیم منشاء گرفته است که به گونه‌ای فراگیر در کافت‌های بین قاره‌ای، از نوع دریای سُرخ، جایگیر می‌شود (سبزه‌ئی، ۱۹۷۴). این مجموعه از سه بخش اصلی متشکل از مجموعهٔ اولترامافیک – مافیک، گابروهای ایزوتروپ و دایک‌های دیابازی به سن‌های متفاوت تشکیل شده است. گابروهای ایزوتروپ، به پیکر یک مجموعهٔ سترگ نفوذی، واحد کومولای اولترامافیک را قطع کرده‌اند و در دگرگونه‌های پالئوزوییک دگرگونی همبری شدید ایجاد نموده‌اند. دایک‌های پراکندهٔ دیابازی نیز واحدهای پیشین (اولترامافیک‌ها و گابروها) را قطع کرده‌اند. نتایج رادیومتری سبب شده است تا قاسمی و همکاران (۱۳۷۷) بر این باور باشند که واحدهای اولترامافیک به سن پالئوزوییک پسین ولی گابروهای ایزوتروپ و دایک‌ها به سن تریاس میانی‌اند. گفتنی است که این مجموعه به مجموعه‌های افیولیتی شباهتی ندارند و ناشی از تکتونیک کششی و بالا آمدن گوشته هستند. گفتنی است که به توده‌های نفوذی تریاس زون سنندج – سیرجان بهای چندانی داده نشده ولی بی شک این توده‌ها در دگرشکلی دینامیک ناحیه نقش داشته‌اند و توانسته‌اند تا حرارت‌های لازم برای دگرگونی مجاورتی و ناحیه‌ای را فراهم آورند.

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 ۰۰۰) می‌توان دید.

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، اسکاپولیتی شدن مجموعهٔ دگرگونه انجامیده است. در ضمن، در ناحیهٔ ده‌بید، یکی از پیامدهای فاز یکم 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. گفتنی است که:* دگرگون و دگرشکل شدن کمپلکس‌های سرگز –آبشور، چاه چُغوک، خَبر و ۰۰۰ حاصل عملکرد دو فاز یاد شده است.

* در بارهٔ عامل دگرگونی دو دیدگاه متفاوت وجود دارد. سبزه‌ئی به جایگیری هسته‌های گرم و علوی به فازهای کششی باور دارند.

* 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.

* دو فاز دگرگونی گفته شده، پیش از پیشروی چرخهٔ رسوبی تریاس پسین –ژوراسیک میانی (گروه شمشک) پایان یافته است.

در « **ناحیهٔ ساغند – پشت‌بادام** »، سنگ‌های تریاس بالا 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 نادگرگونه پوشیده شده‌اند. حقی‌پور (۱۹۷۴) نتایج فاز دگرگونی تریاس را بشرح زیر می‌داند.

* کاهش درجهٔ دگرگونی در برخی از سنگ‌های پرکامبرین که با دگرسانی و کلریتی شدن همراه بوده است.* دگرگون شدن ردیف‌های پرکامبرین پسین –تریاس میانی در رخسارهٔ شیست سبز.

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

* ایجاد جهت یافتگی جدید با روند خاوری –باختری با شیب زیاد.

* 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 ار تفرش (حاجیان، ۱۹۷۰)، کاشان (زاهدی، ۱۹۷۳) گزارش شده ولی، شواهدی وجود دارد که دگرگون شدن ردیف‌های تریاس بالا، را مدیون رویداد زمین‌ساختی جوان‌تری می‌نمایدکه سن ژوراسیک میانی (فاز موسوم به سیمرین میانی) دارد. بازنگری انجام شده در ناحیهٔ تفرش تأییدی بر این نظر است.

در « **ناحیهٔ مشهد** »، مجیدی (۱۹۷۸) سه فاز دگرگونی شناسایی کرده است که، دو فاز نخست مربوط به پالئوزوییک و فاز سوم از آن 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 گرانیتوییدهای 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.

در « **ناحیهٔ تکنار**» (جنوب سبزوار)، سنگ‌های سازند تکنار، (پرکامبرین) و نفوذی‌های همراه آن (گرانیت بورنورد) نشانه‌هایی از درجهٔ خفیفی از دگرگونی رخساره پرهنیت –پمپی‌یلیت 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 پالئوزوییک 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 »، بیشتر از نوع مرمر با همراهانی از شیست و آمفیبولیت.

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

نیاز به یادآوری است که، رخساره و درجهٔ دگرگونی در هر دو مجموعه یکسان است. ولی، در هر دو مجموعه، شدت دگرگونی از باختر به خاور افزایش می‌یابد، به گونه‌ای که در حاشیهٔ باختری، آمفیبولیت‌های بخش پایینی از نوع آبی ولی در حاشیهٔ خاوری از نوع سبز است و یا میکاشیست‌های بخش بالایی در باختر، دانه ریزتر از خاوراند.

در بارهٔ سن دگرگونه‌های ده‌سلم اتفاق نظر وجود ندارد. در ۱۹۶۸ اشتوکلین این دگرگونی‌ها را به سن پرکامبرین دانست. در ۱۹۷۰، ری‌یر و محافظ با دستیابی به سن رادیومتری ۲۱۰ میلیون سال به سن تریاس اشاره داشتند. در ۱۹۷۲، اشتوکلین و همکاران بخش پایینی دگرگونی‌های ده‌سلم را به سن تریاس پسین (سازند نایبند) و بخش بالایی را به سن ژوراسیک پایینی – میانی دانستند 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 کـه سـنگ‌هـای گـروه شمشک (تریاس پسین-ژوراسیک میانی) به دو روش ناحیه‌ای و مجاورتی دگرگون شده‌اند.

فصل پنجم

مزوزوییک در ایران

ژوراسیک در ایران

مقدمه

سیستم ژوراسیک، به طول حدود ۶۰ میلیـون سـال، نـام خـود را از کـوه‌هـای ژورا در مـرز فرانسـه و سـویس گرفتـه و شـامل سـه زیـر سیسـتم ژوراسـیک پـایینی (لیـاس)، ژوراسـیک میـانی (دوگـر) و ژوراسیک بالایی (مالم) است. سنگ‌های لیـاس و اوایـل دوگـر ایـران، پیونـد نزدیکـی بـا نهشـته‌هـای تریاس بالا دارند. از سوی دیگر، سنگ‌های ژوراسیک بالای ایران نیز به نـوعی بـا نهشـته‌هـای کرتاسـهٔ آغازی در ارتباط است.بررسی‌های دیرینه جغرافیـای ژوراسـیک ایـران، گویـای ایـن اسـت کـه در ایـن زمان، سرزمین ایران شامل دو گسترهٔ مستقل بوده که در امتداد محل تقریبی رانـدگی اصـلی زاگـرس از یکدیگر جدا بوده‌اند (شکل ۵-۵).

نوع سنگ‌ها و زیسـتواران ایـن دو گسـتره تفـاوت آشـکار دارد و لـذا بررسـی ژوراسـیک ایـران در دو صفحهٔ ایران (البرز، ایران مرکزی، کپه‌داغ) و صفحهٔ زاگرس، می‌تواند بیانگر ویژگی‌های چینـه‌شناسـی این سیستم باشد. بخشی از سنگ‌های ژوراسیک ایران خاستگاه ماگمایی دارد. سـنگ‌هـای آتشفشـانی ژوراسیک جایگاه چینه‌شناسی ثابتی ندارد و به نظـر مـی‌رسـد کـه بسـیاری از گـدازه‌هـای آتشفشـانی منسوب به ژوراسیک، در واقـع سـن تریـاس پسـین دارنـد. برخـی از تـوده‌هـای نفـوذی ایـران ماننـد گرانیت‌های شیرکوه یزد، آیرکان انارک، کلاه قاضی اصفهان، شاه‌کـوه لـوت و ۰۰۰ بـه سـن ژوراسـیک

بالا دانسته شده‌اند ولی به تقریب در همه جا، این نفوذی‌ها تنها در سنگ‌های ژوراسیک پایینی – میانی تزریق شده‌اند و تاکنون نفوذ آنها در سنگ‌های ژوراسیک بالا گزارش نشده است.

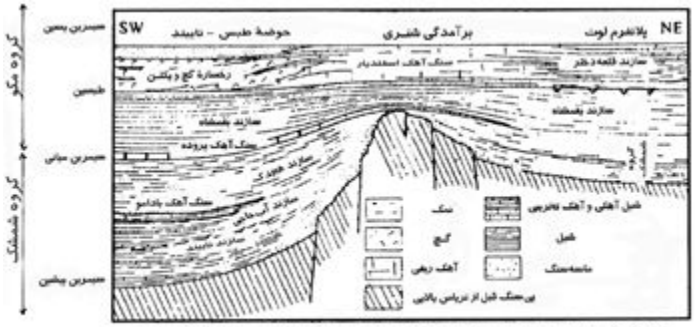
جدا از جایگاه چینه‌شناسی، داده‌های پرتوسنجی نیز نشانگر سن ژوراسیک میانی است و نه ژوراسیک پسین.در پاره‌ای نقاط، به ویژه در زون سنندج –سیرجان و بلوک لوت، سنگ‌های ژوراسیک در رخسارهٔ شیست سبز و به ندرت آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. به طور عموم، فرآیند دگرگونی به سن ژوراسیک پسین و نتیجهٔ رخداد سیمرین پسین دانسته شده، ولی داده‌های گوناگون، مانند محدود بودن پدیدهٔ دگرگونی به سنگ‌های ژوراسیک پایینی –میانی، پوشیده شدن این دگرگونی‌ها با ردیف‌های نادگرگونی ژوراسیک بالا و ۰۰۰، بیشتر بر زمان ژوراسیک میانی و عملکرد سیمرین میانی تأکید دارد.

سنگ‌های ژوراسیک ایران دارای ذخایر غنی زغالسنگ، هیدروکربن و نشانه‌هایی از بوکسیت ولاتریت است در ضمن بخشی از سنگ‌های این زمان، در صنایع ساختمانی و سیمان کاربرد دارند.تأثیر دو رویداد زمین‌ساختی بر حوضه‌های رسوبی ژوراسیک ایران درخور توجه است. به نخستین رویداد که تاکنون ناشناخته بوده و در اواسط دوگر (باژوسین –باتونین) روی داده، سیمرین میانی نام داده شده است. پیامد تحولات زمین‌ساختی این رویداد، چین‌خوردگی، ماگماتیسم و دگرگونی است و به نوعی می‌توان آن را کوهزایی دانست که اثرات آن به ویژه در زون سنندج – سیرجان و بلوک لوت بیشترین مقدار است. دومین رویداد زمین‌ساختی ژوراسیک ایران، رویداد سیمرین پسین است. اگرچه زمان این رویداد را مرز ژوراسیک –کرتاسه و آن را نوعی کوهزایی همراه با چین‌خوردگی ماگماتیسم دانسته‌اند، ولی با تکیه بر داده‌های زمین‌شناسی جدید ژوراسیک ایران، می‌توان گفت که بر خلاف باور عموم این رویداد نه در مرز ژوراسیک –کرتاسه، که در زمان کرتاسهٔ پیشین (پیش از بارمین) رخ داده است. در ضمن، این رویداد ماهیت خشکی‌زا داشته و بسیاری از تحولات زمین‌ساختی منسوب به زمان ژوراسیک پسین و رویداد سیمرین پسین،

در واقع حاصل چین‌خوردگی و ماگمازایی سیمرین میانی است که تاکنون ناشناخته بوده است. جدا از دو رخداد گفته شده در سنگ‌های ژوراسیک بالای ایران شواهدی از یک ناپیوستگی رسوبی وجود دارد که به آن رخداد طبسین گفته شده است.

ژوراسیک در صفحهٔ ایران

در صفحهٔ ایران، (سنندج –سیرجان، ایران مرکزی، البرز، آذربایجان)، سنگ‌های ژوراسیک نشانگر دو چرخهٔ رسوبی بزرگ و جداگانه هستند که مرز آنها به رویدادهای زمین‌ساختی است. نخستین سیکل رسوبی ژوراسیک به سن ژوراسیک پایینی / میانی و شامل شیل و ماسه‌سنگ‌های زغالدار است که در محیط کولابی و مردابی نزدیک به ساحل نهشته شده‌اند و ستبرای آن از چندین متر تا بیش از سه هزار متر متغیر است. رسوب‌های زغالدار یاد شده، به همراه ردیف‌های مشابه ولی به سن تریاس پسین، چرخهٔ رسوبی واحدی در



شکل ۵ -۵- انتشار و هم ارزی واحدهای سنگ‌چینه‌ای ژوراسیک در دو سوی برآمدگی شتری
(اشتوکلین و همکاران ۱۹۶۵)

مرتبهٔ گروه هستند که برای آنها نام « گروه شمشک» انتخاب شده است. مرز زیرین این گروه با ناپیوستگی سیمرین پیشین و مرز بالایی آن با رویداد سیمرین میانی مشخص می‌شود.

دومین چرخهٔ رسوبی ژوراسیک صفحهٔ ایران، از نوع مارن و سنگ‌آهک‌های آمونیت‌دار است که با ردیف‌های آواری سُرخ‌رنگ و یا نهشته‌های تبخیری به پایان می‌رسد. سنگ‌های این چرخهٔ رسوبی

نیز در فاصلهٔ دو رخداد زمین‌ساختی سیمرین میانی (ژوراسیک میانی) و سیمرین پسین (کرتاسهٔ آغازی) نهشته شده‌اند، لذا یک چرخهٔ رسوبی در مرتبهٔ گروه با نام غیررسمی « گروه مَگو » است.

با وجود چیرگی شرایط یکسان رسوبی بر حوضه‌های ژوراسیک صفحهٔ ایران، واحدهای سنگ‌چینه‌ای این زمان در نواحی البرز، ایران مرکزی، کپه‌داغ و زون سنندج –سیرجان هم نام نیستند.

ژوراسیک در ایران مرکزی

با نظری بر روابط زمین‌ساختی، چینه‌شناسی، نوع رخساره‌ها و نیز شرایط محیطی، سنگ‌های ژوراسیک ایران مرکزی تاریخچهٔ سنگی و زیستی مشابه با کوه‌های البرز دارد، به گونه‌ای که به جز موارد استثنایی، تفکیک واحدهای سنگ‌چینه‌ای ژوراسیک در این دو پهنه (البرز و ایران مرکزی) چندان ضروری نبوده است. به سخن دیگر، همانند البرز، در ایران مرکزی هم می‌توان سنگ‌های زمان ژوراسیک را در دو چرخهٔ رسوبی زغالدار (گروه شمشک) و چرخهٔ رسوب‌های دریایی (گروه مگو) جای داد که مرزهای زیرین و بالایی آن منطبق بر رویدادهای زمین‌ساختی است (شکل ۵-۴).

چرخهٔ رسوب‌های زغالدار ایران مرکزی : رسوب‌های زغالدار ایران مرکزی، به سن لیاس –دوگر میانی، در حوضه‌های پیش‌بوم کم ژرفای قاره‌ای –مردابی –کولابی با شرایط به تقریب یکسان نهشته شده‌اند. به همین دلیل، رخسارهٔ همگن و تفکیک نشدنی دارند. با وجود این، در برخی نقاط، با بهره‌گیری از تفاوت‌های سنگی و سنگواره‌ای می‌توان رسوب‌های موردنظر را به چند واحد سنگی تقسیم کرد.رسوب‌های ژوراسیک پایین (هتانژین –پلینسباچین) رخسارهٔ آبرفتی، رودخانه‌ای، دشت سیلابی دریاچه‌ای - مردابی و نام « سازند آب‌حاجی » دارند. نهشته‌های زمان توآرسین –باژوسین پیشین از نوع سنگ‌آهک‌های ائولیتی حاوی بلمنیت، دوکفه‌ای، مرجان و آمونیت به نام « سازند

بادامو » است که کربنات‌های فراهم شده در دریای باز، کم ژرفا، گرم با محیط زیست مناسب برای رشد زیستوران فراوان و شوری عادی را نشان می‌دهد.

از آغاز باژوسین، با پسروی دریا و کاهش ژرفای حوضه، ردیف پسرونده‌ای بر جای گذاشته شده که نهشته‌های زغالی آن نشان از گسترش کوتاه مدت تورب‌زارها و رویش گیاه در نواحی نزدیک به خشکی دارد. داشتن سنگواره‌های دریایی نشانگر آن است که نهشته‌های پسرونده باژوسین به نام « سازند هُجدک » بیشتر در محیط‌های دریایی کم ژرفا نهشته شده‌اند. اگرچه در پاره‌ای نقاط شناخت و تفکیک سازندهای سه گانهٔ یاد شده امکان‌پذیر است، ولی این کار، در همه جا شدنی نیست. لذا، برای مجموعهٔ تفکیک نشدنی آنها از عنوان « گروه شمشک » استفاده می‌شود که از آن جمله می‌توان به نواحی شتری، شیرگشت، فردوس، جنوب باختری کرمان، کاشان، رفسنجان، بلوک لوت و ۰۰۰ اشاره کرد.

سازند آب‌حاجی : تا پیش از سال ۱۳۵۴، در ایران مرکزی، به کلیهٔ رسوب‌های شیلی ماسه‌سنگی، گاهی زغالدار زیر سنگ‌آهک بادامو (سازند بادامو)، سازند شمشک گفته می‌شد. با این وجود، در بعضی نقاط، به کمک سنگواره‌های موجود، بخش تریاس پسین (سازند نایبند) از رسوب‌های لیاس جدا می‌شد، ولی در بیشتر موارد چنین کاری نیز صورت نمی‌گرفت.

رسوب‌های شیلی و ماسه‌سنگی زغالدار زیر سازند بادامو، از نگاه رخساره‌ای و سنی، تنها با بخش پایینی سازند شمشک (ماسه‌سنگ پایینی و سری زغالدار پایینی) همخوان است و نه با همهٔ آن. از سال ۱۳۵۴، برای نهشته‌های میان دو سازند نایبند (تریاس پسین)، و سازند بادامو (توآرسین – باژوسین) نام « سازند آب‌حاجی » انتخاب شد که بیشتر از نوع نهشته‌های ماسه‌سنگی و شیلی است و یک بخش ماسه‌سنگ کوارتزی در پایهٔ آن وجود دارد.

بخش ماسه‌سنگ کوارتزی پایه، ردیف شاخصی به ستبرای ۲۰ تا ۱۸۰ متر از نوع ماسه‌سنگ‌های کوارتزی و ماسه‌سنگ‌های سفید با لایه‌بندی ستبر است که به طور معمول، بخش میانی آن کنگلومرایی است. رنگ عمومی این بخش، سفید است و در میان نهشته‌های سبز رنگ جای دارد و از این رو، شناسایی آن حتی از فاصله‌های دور به سادگی امکان‌پذیر است. در بلوک کلمرد (اطراف رباط خان) افق‌های نسوز این بخش قابل استخراج و اقتصادی است.

بخش شیل بالایی، ۵۰ تا ۱۴۰ متر شیل و شیل‌های ماسه‌ای مایل به سبز با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ آهکی، گاهی صدف سنگی است. هاگ‌های موجود در لایه‌های زغالی این بخش، سن لیاس (سینه‌مورین – آآلنین) دارد. سازند آب‌حاجی را می‌توان دست کم با سری زغالدار پایینی بُرش الگوی شمشک در البرز درخور قیاس دانست. در ناحیهٔ کرمان، واحد سنگی « طُغراجه » شامل دو بخش است. بخش پایینی طُغراجه، ضخامت متغیری از ماسه‌سنگ چندزادی روشن رنگ است که پس از یک ایست رسوبی، روی سنگ‌های رتین (واحد دره گُر) جای دارد. این آواری‌ها هم‌ارز ماسه‌سنگ‌های کوارتزی پایهٔ سازند آب‌حاجی است. بخش بالایی طُغراجه از نوع آرژیلیت و سیلت سنگ‌های سبز رنگ با تناوب‌های ناچیز از ماسه‌سنگ سنگواره‌دار است که با توجه به شباهت‌های سنگی و سنی، معادل بخش شیلی سازند آب‌حاجی می‌باشد.

جدا از ناحیهٔ کرمان، ردیف‌های هم‌ارز سازند آب‌حاجی را با تغییرات ناچیز سنگ‌شناسی می‌توان در نواحی مزینو، جنوب کفه طبس و بلوک لوت دید.

سازند آهکی بادامو : در نقاط بسیاری از ایران مرکزی، همانند البرز، در اواخر لیاس –اوایل دوگر، با پیشروی گستردهٔ دریا، محیط‌های رسوبی دریایی حاکم شده است.

در ناحیهٔ کرمان، به نهشته‌های کربناتی این دریای پیشرونده، « سازند بادامو » نام داده شده که به طور عمده، سنگ‌آهک‌های خاکستری تیره، ماسه‌ای، ائولیتی است که به داشتن آمونیت فراوان

شاخص است. نام سازند بادامو از کوه و آبادی بادامو، در ۲۴ کیلومتری باختر کرمان، گرفته شده، ولی بُرش مطالعه شده در این محل، گسترش و ستبرای کافی ندارد. به همین‌رو برش اندازه‌گیری شده در کنارآبادی تیتو (۱۷ کیلومتری شمال خاوری زرند) به عنوان برش الگو دانسته شده است که دارای زون‌های زیستی توآرسین تا باژوسین میانی است. در این محل، سازند بادامو ۱۶۳ متر ستبرا دارد، ولی این ستبرا ثابت نیست. در ناودیس زرند، ۹۰ متر، در ناحیهٔ هُجدک ۱۲ متر، در شمال ناودیس زرند ۲۰ تا ۵۰ متر است و گاهی نیز وجود ندارد (سید امامی، ۱۹۷۱).

در مناطقی که رخسارهٔ بادامو آهکی است، شناسایی مرز زیرین و بالایی آن بسیار ساده است، ولی در نقاطی که تناوب‌های شیلی – ماسه‌سنگی این سازند زیاد است، مرزهای زیرین و بالایی سازند بادامو گویا نیست. از نگاه دیرینه‌شناسی، سیدامامی (۱۹۷۱) آغاز سازند بادامو را با پیدایش آمونیت‌های نوع Grammoceratid و لایه‌های دارای آمونیت‌های Stephanoceratoid را پایان بخش این سازند می‌داند.

سنگواره‌های جانوری سازند بادامو آشکارا نشانگر آن است که این سازند دریایی است. درصد بالای ماسه، برخی لایه‌های کنگلومرایی ولایه‌بندی چلیپایی نشانهٔ محیط‌های رسوبی نزدیک به ساحل است. ائولیت‌های فراوان به تحرک و انرژی زیاد حوضه اشاره دارند و سرانجام وجود بریوزوآ و لوله‌های کرم موجود در روی صدف‌ها، همچنان به پایین بودن میزان رسوبگذاری نسبت داده شده است.

مطالعات سیدامامی (۱۹۷۱) نشان می‌دهد که زون‌های زیستی این سازند بسیار فشرده و نزدیک به هم است، به گونه‌ای که تعداد زیادی آمونیت در واحدهای کم ستبرا جای دارند. در ضمن، آمونیت‌های سازند بادامو از هر جهت با انواع موجود در قفقاز و اروپای باختری تطابق دارند که گویای ارتباط همیشگی حوضهٔ توآرسین-باژوسین صفحهٔ ایران با دریای تتیس در شمال است. در بسیاری از نقاط کرمان، سازند آهکی بادامو، واحد سنگی مشخصی با نقش کلیدی است که توالی

شیلی – ماسه‌ای ژوراسیک پایین – میانی ناحیهٔ کرمان را از یکدیگر جدا می‌کند. در شمال کرمان، رخسارهٔ چیرهٔ آهک‌های ائولیتی سازند بادامو به انواع ماسه‌سنگی و شیلی تبدیل می‌شود. در چنین حالتی، سه سازند آب‌حاجی (در زیر) بادامو (در وسط) و هُجدک (در بالا) هم رخساره می‌شوند و تفکیک آنها از یکدیگر دشوار و ناممکن است. در این‌گونه نواحی است که کاربری گروه شمشک مفهوم بیشتری پیدا می‌کند.در نواحی طبس، شیرگشت، جام، لکرکوه و نایبندان، یک لایهٔ راهنما از سنگ‌آهک را به عنوان سازند بادامو دانسته‌اند، در حالی که لایهٔ منسوب به سازند بادامو در نواحی مذکور، واحد سنگی جوان‌تری به سن باتونین است که ارتباطی به سازند بادامو ندارد و بنا به تصویب کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی، « سازند پروده » نامیده شده است.

گفتنی است در نواحی زغال‌خیز کرمان، کارشناسان شرکت زغالسنگ کرمان به ردیف‌های توآرسین سازند بادامو، واحد « نیزار » و به واحدهای باژوسین آن، واحد « باب نیزو » نام داده‌اند.تغییرات سنی سازند بادامو، از توآرسین تا باژوسین میانی، نشان می‌دهد که دریای پیشروندهٔ لیاس پایانی – دوگر پیشین ناحیهٔ کرمان در مقایسه با البرز، پایدارتر بوده و است، به گونه‌ای که ماسه‌سنگ‌های بالایی (توآرسین – آآلنین) گروه شمشک البرز فقط با بخش زیرین سازند بادامو قابل قیاس است و بخش‌های انتهایی آهک بادامو، فاقد معادل دریایی در البرز است.

سازند آواری هُجدک : در بیشتر نقاط ایران مرکزی، بر روی ردیف‌های دریایی سازند بادامو، توالی به نسبت ستبری از رسوب‌های آواری زغالدار وجود دارد که نشانگر برقراری دوبارهٔ شرایط کم ژرفای رسوبی است که یکی از مهم‌ترین نهشته‌های زغالسنگی ناحیهٔ کرمان را در بر دارند. سری ماسه‌سنگ‌های سبز، سری گیاهدار ژوراسیک، ماسه‌سنگ‌های بالایی، سری زغالدار نام‌های قدیمی این نهشته‌هاست. در سال ۱۹۶۴، با اقتباس از دهکده و معادن زغال هُجدک، نام « سازند هُجدک » به تصویب کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی رسیده، هرچند کارشناسان شرکت فولاد از اسامی « خُمرود »

و « دشت خاک » استفاده می‌کند.با وجود گستردگی و ستبرای زیاد، سازند هُجدک برش الگو ندارد.

از نگاه سنگ‌شناسی سازند هُجدک تناوبی از ماسه‌سنگ‌های آرکوزی –کوارتزی و شیل‌های سبز و خاکستری تا قهوه‌ای است که به داشتن سنگال‌های رُسی –هماتیتی سُرخ‌رنگ لایه‌ها و عدسی‌های متعدد (حدود ۳۰ لایه) زغالسنگ شاخص است که در بین آنها لایهٔ زغالی « D »، در فاصلهٔ ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر بالاتر از پایهٔ این نهشته‌ها، از همه باارزش‌تر است. از ویژگی‌های دیگر سازند هُجدک، فراوانی سنگواره‌های دریایی است که تنها در تناوب‌های آهکی دیده می‌شود و نشانگر چیرگی محیط‌های دریایی کم ژرفاست.مرز پایینی سازند هُجدک، به سازند بادامو است که ظاهر تدریجی دارد. مرز بالایی این سازند در همه جا فرسایشی و نشانگر عملکرد رویداد سیمرین میانی است.سازند هُجدک دارای مجموعه‌ای غنی از سنگواره‌های جانوری، به ویژه دوکفه‌ای‌ها، و سنگواره‌های گیاهی است که به طور عموم سن باژوسین پسین –باتونین پیشین دارند. اگرچه به سن کالووین هم اشاره شده است، ولی جایگاه چینه‌شناسی هُجدک بین سازند بادامو (توآرسین – باژوسین میانی) و سنگ‌آهک پروده (باتونین پسین) سن کالووین سازند هُجدک را پرسش‌آمیز می‌سازد.

یکی از ویژگی‌های بارز سازند هُجدک، داشتن شیل‌های زغالدار و به ویژه افق‌های زغالسنگی است. در ناحیهٔ کرمان، افق زغالدار موسوم به زون « D » دارای حدود ۳۰ لایهٔ زغالی است که از میان آنها ۶ – ۴ لایه ارزش اقتصادی دارند. زون دوم زغالدار سازند هُجدک، افق زغالی « E » است که شامل ۱۳ لایهٔ زغالی با ۳ تا ۵ لایهٔ اقتصادی است. ضخامت افق زغالی E ثابت نیست و پس از نازک شدن، به آرژیلیت زغالی تبدیل می‌شود. ذخایر زغالسنگی هُجدک، محدود به ناحیهٔ کرمان نیست. در بلوک کلمرد، زغال‌های حرارتی از این سازند استخراج می‌شوند. نیروگاه حرارتی طبس –مزینو (در حال مطالعه) بر اساس ذخایر زغالسنگی هُجدک در بلوک کلمرد طراحی شده است.

چرخهٔ رسوب‌های دریایی ژوراسیک در ایران مرکزی : در ایران مرکزی، همانند البرز و کپه‌داغ، سنگ‌های ژوراسیک میانی –بالایی، ردیف‌های مارنی و سنگ‌آهک‌های دریایی هستند که با ردیف‌های آواری گاه ضخیم و یا نهشته‌های تبخیری ژوراسیک پسین –کرتاسهٔ پیشین سرانجام می‌گیرند.در مرز پایینی این مجموعهٔ به نسبت ستبر، شواهد وابسته به رویداد سیمرین میانی و در مرز بالایی آن نیز نشانه‌های آشکار رویداد سیمرین پسین را می‌توان دید. لذا، سنگ‌های موردنظر چرخهٔ رسوبی بزرگی به نام « گروه مَگو » است که به دو رویداد زمین‌ساختی بزرگ محدود هستند.بیشتر سنگ‌های گروه مَگو از نوع مارن، سنگ‌آهک، ماسه‌سنگ‌های آهکی دریای باز هستند ولی پایان بخش این چرخهٔ رسوبی، ردیف‌های آواری –تبخیری است. تغییرات زمانی و مکانی رخساره‌ها سبب می‌شود تا همهٔ سنگ‌های این گروه به چند واحد سنگی تقسیم شوند(شکل ۵-۶).

نخستین واحد سنگی گروه مَگو، ردیفی از سنگ‌آهک خاکستری رنگ است که با داشتن ترکیب سنگی و ستبرای کم و بیش پایدار، سیمای کلیدی دارد. اگر چه در پاره‌ای از گزارش‌های زمین‌شناسی ایران مرکزی (شیرگشت، شتری، نایبندان و لکرکوه) به این واحد سنگی « سنگ‌آهک بادامو » گفته شده ولی یافته‌های جدید ناحیه‌ای نشان می‌دهد که چنین مقایسه‌ای نادرست بوده و از این رو به این واحد سنگی راهنما « سازند آهکی پروده » نام داده شده است.

واحد سنگی دوم گروه مَگو، بیشتر از نوع شیل، مارن‌های کمی سیلتی تا ماسه‌ای ریزدانه است که رنگ متمایل به سبز روشن دارد و به لحاظ زودفرسا بودن، بیشتر سیمای تپهٔ ماهورهای پشته مانند و نام « سازند بَغَمشاه » دارد. در همه جای ایران مرکزی، مرز بالای سازند بَغَمشاه با یک ایست رسوبی و چرخه‌های فرسایشی مشخص است که رویداد عامل، می‌تواند با رخداد جهانی « نوادین » درخور قیاس باشد که در این نوشتار به آن « رویداد طبسین » گفته شده است.

سنگ‌های ژوراسیک بالای ایران مرکزی در شرایط رسوبی متفاوت نهشته شده‌اند و به همین دلیل، رخسارهٔ همانند ندارند. در خاور کوه‌های شتری تا شمال خاوری بلوک لوت، رسوب‌های ژوراسیک

بالا از نوع ماسه‌سنگ، شیل و سنگ‌آهک ائولیتی –آواری نازک لایه است که رخسارهٔ جلوی ریف و نام « سازند قلعه‌دختر» دارد. در کوه‌های شتری، سنگ‌های ژوراسیک بالا از نوع سنگ‌آهک‌های ریفی، توده‌ای روشن رنگ است که سیمای کوه‌ساز، رخسارهٔ ریفی و نام « سنگ‌آهک اسفندیار » دارد. در باختر کوه‌های شتری (ناحیهٔ کلمرد –کرمان)، سنگ‌های ژوراسیک بالا بیشتر سنگ‌آهک‌های لایه‌لایه با میان‌لایه‌هایی از مارن‌های آهکی است که به داشتن پکتن فراوان شاخص است و نشانگر رخساره‌های پشت ریف (ریف‌های اسفندیار) است. به دلیل فراوانی پکتن، به این رخسارهٔ ژوراسیک بالایی ایران مرکزی، « سنگ‌آهک پکتن‌دار » گفته شده است (شکل ۵-۵).

بین کلمرد و بهاباد، بر روی سنگ‌آهک پکتن‌دار، دو افق سنگ‌آهک میکریتی وجود داردکه با افقی از مارن‌های آهک‌دار از یکدیگر جدا شده‌اند. این واحد سنگی، « سازند آهکی نار » خوانده می‌شود. از اواخر آشکوب کیمریجین، با آغاز حرکت‌های سیمرین پسین، شرایط تبخیری –قاره‌ای حاکم شد که با رسوب انباشته‌های گچی به نام « گچ مَگو » و یا ردیف آواری سُرخ‌رنگ به نام « لایه‌های سُرخ گَره‌دوو » همراه است.

در بعضی نقاط ایران مرکزی مانند تفرش، محلات، اصفهان، اردستان و کاشان، ردیف‌های دریایی ژوراسیک میانی –بالایی (گروه مَگو) وجود ندارد. در این نواحی، ردیف‌های زغالدار تریاس بالا – ژوراسیک میانی در بیشتر جاها به طور دگرشیب با رسوب‌های آواری پیشروندهٔ کرتاسهٔ پایین پوشیده شده‌اند. نبود ردیف‌های گروه مَگو و به ویژه دگرشیبی زاویه‌دار، نشان می‌دهد که بخشی از ایران مرکزی در اثر رویداد سیمرین میانی، در زمان باژوسین –باتونین، چین‌خورده و پسروی دریا تا پیشروی آن در کرتاسهٔ پایینی، ادامه داشته است.از طبس تا کرمان، سنگ‌های ژوراسیک میانی – بالایی، ضمن دریایی بودن، بیشتر رخسارهٔ آواری دارند، به گونه‌ای که تفکیک واحدهای سنگی

گوناگون دشوار است. در شمال کرمان به مجموعهٔ سنگ‌های ژوراسیک میانی –بالایی « سری بیدو » نام داده شده که معادل تمام سازندهای گروه مَگو است.

کارشناسان شرکت فولاد، به تمام سنگ‌های میان دو رویداد سیمرین میانی –سیمرین پسین، در شمال کرمان « سازند اسدآباد » نام داده‌اند و با توجه به ناهمگن بودن نهشته‌ها، آنها را به سه بخش پایینی – میانی و بالایی تقسیم کرده‌اند. سازند اسدآباد، جایگاه چینه‌شناسی مشابه با واحدهای سنگی « گروه مَگو » دارد.با نظری به روابط چینه‌شناسی و سنی، به ویژه نوع رخساره‌ها و شرایط رسوبی می‌توان چنین پنداشت که گستره‌های وسیعی از ایران مرکزی، شرایط رسوب‌گذاری و محیط‌های زیستی ژوراسیک میانی –بالایی، تفاوت چندان آشکاری ندارد. پیچیدگی‌های چینه‌شناسی موجود در پاره‌ای از گزارش‌ها، تنها به دلیل مطالعات ناحیه‌ای و استفاده از نام‌های جغرافیایی گوناگون است.

سازند آهکی پروده : سازند آهکی پروده، نخستین واحد سنگی از دومین چرخهٔ رسوبی نهشته‌های ژوراسیک ایران مرکزی است که پس از یک ایست رسوبی، برجای گذاشته شده است. در گسترهٔ وسیعی از طبس، شیرگشت، کلمرد، آبدوغی و راور این واحد سنگی به صورت لایه‌ای راهنما، جایگاه ثابتی میان ماسه‌سنگ‌های سازند هُجدک (در زیر) و مارن‌های بَغَمشاه (در بالا) دارد.

از نگاه سنگ‌شناختی، به جز بخش آواری پایه، سازند آهکی پروده ردیف کم و بیش یکنواختی از سنگ‌آهک‌های خاکستری رنگ است که تفاوت چشم‌گیری با نهشته‌های شیلی و ماسه‌سنگی زیرین (گروه شمشک) و مارن‌های سبز –خاکستری بالایی (سازند بَغَمشاه) دارد، به گونه‌ای که به صورت ردیفی آشکار، دو واحد سنگی یاد شده را از یکدیگر جدا می‌کند. به دلیل یکنواخت بودن ترکیب سنگ‌شناسی، تقسیم‌بندی فیزیکی، شیمیایی و زیستی سازند ناممکن است. باوجود این، بالاترین بخش آن، رنگ روشن‌تر و نمای قلوه‌ای دارد.

نام این سازند از روستای پروده (جنوب کفهٔ طبس) اقتباس شده ولی برش الگوی آن در شمال باختری طبس (خاور کوه اشلون)، به ضخامت ۴۶ متر اندازه‌گیری شده است که ۷ متر زیرین آن کنگلومرایی و بقیه سنگ‌آهک خاکستری تیره، متراکم، ضخره‌ساز با لایه‌بندی ستبر و به ندرت پیزولیتی است. از محل بُرش الگو به سمت جنوب، کنگلومرا و مارن‌های گچ‌دار بخش پایینی حذف و با افقی از سنگ‌آهک به شدت ماسه‌ای جایگزین می‌شود که دارای مرجان، دوکفه‌ای و بازوپا است.(**شکل ۵-۶**)

در محل بُرش الگو، مرز زیرین سازند با حضور یک واحد کنگلومرایی به ستبرای ۷ متر و دگرشیبی خفیف مشخص است. در شمال بهاباد، آواری‌های پایه از نوع کنگلومرای کوارتزی است. در نواحی شتری، شیرگشت، ترود و جام، سنگ‌آهک پروده با سنگ‌های کهن‌تر از ژوراسیک همبر است. مرز بالای پروده همیشه به سازند بَغَمشاه است. این مرز به گونه‌ای آشکار، ناگهانی و همساز است.سنگواره‌های سازند پروده بیشتر در لایه‌های آغازین و به ویژه در مرز بالایی آن یافت می‌شوند که بیشتر از نوع مرجان، آمونیت و اندکی میکروفسیل است. آمونیت‌های سازند پروده، توسط سید امامی و انی (۱۹۷۴(مطالعه شده و نشانگر باتونین میانی تا آغاز باتونین پسین می‌باشند.

سازند بَغَمشاه : سازند بَغَمشاه یک واحد سنگی نرم و زود فرسا، به سن ژوراسیک میانی است که به ویژه در نواحی طبس، یزد، قاین، کلمرد، لکرکوه، نایبندان، شیرگشت و جام (خاور سمنان)، ستبرا و گسترش در خور توجه دارد.

بُرش الگوی این سازند، توسط اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۵)، در ناحیه‌ای به نام لَشت بَغَمشاه، در خاور شهرطبس، به ضخامت ۴۹۶ متر اندازه‌گیری شده و بیشتر از نوع شیل، مارن‌های کم و بیش شیلی به رنگ سبز روشن و مقدار کمی ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک است که مقدار بسیار ناچیزی گچ، نمک، زغال و سنگال‌های رُسی -آهنی دارد. ترکیب مارنی این سازند به ویژه در پایین‌ترین بخش، سبب شده تا سیمای برونزدها، تپه ماهوری و در بسیاری از مناطق، با واریزه پوشیده باشد. در شمال

باختری طبس (کوه اشلون) سازند بَغَمشاه قابل تقسیم به سه عضو غیر رسمی است، عضو پایینی بیشتر مارن‌های سبز است. عضو میانی تناوب منظمی از مارن و سنگ‌آهک‌های آمونیت دار است و سرانجام، عضو بالایی سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه و صخره ساز با گسترش کمی است که در نقشه طبس به نام « سنگ‌آهک اشلون » نامگذاری شده است.

تناوب‌های آهکی عضو میانی دارای آمونیت‌های کالووین پیشین است.از جنوب طبس تا شمال کرمان، سازند بَغَمشاه مقدار زیادی نهشته‌های آواری دارد و همانند بسیاری از ردیف‌های ژوراسیک، رخسارهٔ آواری بر رخسارهٔ مارنی چیرگی دارد. رخسارهٔ آواری سازند بَغَمشاه کرمان سبب شده تا این سازند در رخسارهٔ بیدو توصیف شود. در همه جا همبری زیرین سازند بَغَمشاه به سنگ‌آهک پروده و یا معادل‌های آواری آن است که به طور عموم، ناگهانی ولی همساز هستند. مرز بالای سازند بَغَمشاه، دست کم در ناحیهٔ طبس (شتری، شیرگشت، کلمرد) معرف یک ایست رسوبی و سطحی فرسایشی است، ولی ردیف‌های جوان‌تر از بَغَمشاه در همه جا یکسان نیست. در حوضهٔ جلوی ریف، کوه‌های شتری سازند قلعه‌دختر، در کوه‌های شتری سازند آهکی اسفندیار و در حوضه‌های پشت ریف کلمرد- کرمان، سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار در روی سطح فرسوده شدهٔ سازند بَغَمشاه قرار دارند. آمونیت، بازوپایان نوع ترابراتولا و دوکفه‌ای‌ها، فراوان‌ترین سنگواره‌های سازند بَغَمشاه است که از میان آنها، آمونیت‌ها در تعیین سن بَغَمشاه بسیار کارساز بوده‌اند. در بیشتر برش‌ها، آمونیت‌های سازند بَغَمشاه، معرف آشکوب‌های باتونین بالایی تا کالووین بالایی است.ترکیب سنگی و جایگاه چینه‌شناسی سازند بَغشماه، به خوبی قابل قیاس با نهشته‌های سازند دلیچای در البرز و رسوب‌های مارنی دوگر درکپه داغ (سازند چمن بید) است. در این نواحی، یکسانی رخساره‌ها به اندازه‌ای است که شرایط رسوبی بسیار یکسان را تداعی می‌کند.

گفتنی است که اگرچه در پاره‌ای گزارش‌ها، سازند بَغَمشاه هم‌ارز جانبی سازند هُجدک دانسته شده، ولی این دو سازند جایگاه چینه‌شناسی مشابه و همزمان ندارند. و لذا این مقایسه نادرست است.

سازند قلعه دختر : در ناحیهٔ طبس، سنگ‌های ژوراسیک بالا، بـه سـن کـالووین –کیمـریجین سـه رخسارهٔ متفـاوت جلـوی ریـف (سـازند قلعـه دختـر)، ریـف (سـازند آهکـی اسـفندیار) و پشـت ریـف (سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار) دارند. بررسی‌های ناحیه‌ای نشانگر جایگـاه چینـه‌شناسـی مشـابه دو سـازند قلعه‌دختر و اسفندیار است، به گونه‌ای که در شـمال کـوه‌هـای شـتری تبـدیل جـانبی ایـن دو سـازند بسیار روشن و آشکار است. ولی، به دلیل پوشـش آبرفتـی دشـت طـبس، ارتبـاط رخسـاره‌هـای ریفـی سازند اسفندیار با نهشته‌های پشت ریف سنگ‌آهک پکتن‌دار، قابل رؤیـت نیسـت.بُـرش الگـوی سـازند قلعه دختر، در ۷ کیلومتری شمال قلعه‌ای به همـین نـام، در بـاختر شهرسـتان بُشـرویه، بـه ضـخامت ۹۷۴ متر اندازه‌گیری شده است. در این برش، قلعه‌دختر ردیفی ناهمگن و قابل تقسـیم بـه سـه عضـو جداگانه است.

« عضو ماسه‌سنگ پایینی »، با ۱۹۴ متر ستبرا، شامل ماسه‌سنگ‌های کوارتزی خاکستری یـا قهـوه‌ای با چینه‌بندی متقاطع است.

« عضو شیلی میانی »، ۴۵۸ متر شیل مارنی، ماسه‌ای و سیلیتی به رنـگ سـبز تـا قهـوه‌ای اسـت کـه میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک و ماسه‌سنگ دارد.

« عضو آهکی بالایی »، ۳۲۲ متر سنگ‌آهک نازک لایه و شیل‌های آهکی است که رنگ روشـن دارنـد و به طور محلی، به دلیل دولومیتی شدن، قهوه‌ای رنگ هستند.

در محل بُرش الگو، مـرز زیـرین سـازند قلعـه‌دختـر پوشـیده اسـت. اشـتوکلین (۱۹۶۵) بـه همسـاز و تدریجی بودن مرز سازند بَغَمشاه (در زیر) و سازند قلعه‌دختر باور دارد ولی داده‌هـای منطقـه‌ای، عضـو ماسه‌سنگی پایه و ردیف‌های قلوه‌دار و تخته‌سنگی آن، نشانگر یک ناپیوستگی رسـوبی در مـرز پـایینی سازند قلعه‌دختر است. مرز بالایی این سازند گسلیده است.

آمونیت‌های بخش بالایی بُرش الگو بیانگر سن آکسفوردین – کیمریجین است. این سن با حضور مرجان‌های kobyi e.g.cyathophora تأیید شده است. سن‌های کهن‌تر از آکسفوردین (ناحیهٔ شیر گشت)، نیاز به بازنگری دارد.

گسترش جغرافیایی سازند قلعه‌دختر تنها محدود به نواحی قاین، فردوس، باختر بشرویه و ناحیهٔ شیرگشت است. ولی حتی در این نواحی نیز تغییر رخسارهٔ تدریجی و جانبی این سازند در خور توجه است. برای نمونه در ناحیهٔ شیرگشت (برخلاف بُرش الگو)، قلعه‌دختر دو عضو دارد و یا در ناحیهٔ شیر گشت و نیز در کوه‌های شتری، دو سازند قلعه‌دختر و اسفندیار ارتباط جانبی بین انگشتی دارند.

سازندهای اسفندیار، سنگ‌آهک پکتن‌دار، سازند لار (البرز)، قسمتی از سازند سورمه (زاگرس) و نیز سازند مزدوران رخساره‌های هتروپیک سازند قلعه‌دختر هستند.

سازند آهکی اسفندیار : سازند آهکی اسفندیار نشانگر رخسارهٔ ریفی ژوراسیک بالای ایران مرکزی است که بُرش الگوی آن در کوه اسفندیار (بخش جنوبی کوه‌های شتری)، توسط اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۵)، بررسی شده است.

در محل بُرش الگو، سازند اسفندیار حدود ۶۹۰ متر ستبرا دارد. توصیف لایه به لایهٔ سازند اسفندیار، نشانگر دو قسمتی بودن بُرش الگو است. بدین‌سان که بیشتر آن شامل سنگ‌آهک‌های توده‌ای روشن‌رنگ با ساخت ریفی است ولی نزدیک به یک چهارم بخش پایینی آن از نوع ماسه‌سنگ، آهک‌های زیست‌آواری ماسه‌ای و نیز لایه‌های کنگلومرایی می‌باشد. سیمای کوه‌ساز این سازند مدیون رخسارهٔ ریفی – توده‌ای و نیز تراکم زیاد سنگ‌آهک‌ها است، به گونه‌ای که بسیاری از چکادهای بلند در خاور و شمال باختری کوه‌های شتری، از سنگ‌آهک‌های این سازند درست شده است.

در محل بُرش الگو، سازند اسفندیار بر روی سازند بَغَمشاه است. این مرز همساز ولی از نظر سنگ‌شناسی بسیار ناگهانی است. تغییر ناگهانی مارن‌های دریایی سازند بَغَمشاه به رخسارهٔ ماسه‌ای پایهٔ اسفندیار، گویای کاهش ژرفا و به احتمال زیاد ایست رسوبی است. در خاور طبس، مرز بالایی سازند اسفندیار سطحی فرسایشی است که به طور همساز، با سنگ‌های پالئوسن –کرتاسه و یا رسوب‌های جوان‌تر، پوشیده شده است. ولی در شمال کوه‌های شتری و نیز در ناحیهٔ شیرگشت، مرز بالایی سنگ‌آهک‌های اسفندیار به نهشته‌های سُرخ‌رنگ و آواری لایه‌های سرخ گره‌دو است.

اگرچه ارتباط دو سازند اسفندیار و گره‌دو هم شیب و حتی گاهی بین انگشتی دانسته شده، ولی قرارگیری سازند گره‌دو بر روی سنگ‌های گوناگون به سن‌های متفاوت، نشانگر یک چرخهٔ فرسایشی پیش از گره‌دو است.

به طور کلی، جلبک‌ها و گاهی نیز مرجان‌ها، در ساخت ریف‌های اسفندیار سهم بسزایی دارند. افزون بر جلبگ، روزنه‌داران، اسفنج‌ها، دو کفه‌ای‌ها، شکم پایان و خارپوستان از دیگر سنگواره‌های این سازند می‌باشند که زمان ژوراسیک میانی تا ژوراسیک پسین را نشان می‌دهند. در ناحیهٔ ازبکوه، بالاترین بخش سنگ‌آهک اسفندیار از نوع سنگ‌آهک ماسه‌ای سُرخ‌رنگ، با سنگواره‌های ذره‌بینی آشکوب تیتونین است. سن تیتونین در ناحیهٔ شیرگشت نیز گزارش شده است.

گسترش جغرافیایی سازند اسفندیار، به طور عمده، محدود به پهلوی باختری و دامنه‌های شمالی کوه شتری است. جنوبی‌ترین رخنمون این سازند شامل برونزدهای باریک و کشیده‌ای است که به طور پراکنده و ناپیوسته در راستای گسل نایبند دیده می‌شود.سازند ریفی اسفندیار را می‌توان با سازند لار (البرز) سازند مزدوران (کپه‌داغ) و بخش بالایی سازند سورمه (زاگرس) قیاس کرد که نشانگر شرایط رسوبی به نسبت یکسان در گستره‌های یاد شده است.

سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار –ژیپس : در گستره‌های طویلی از ایران مرکزی از شمال کرمان تا شمال کلمرد، ردیف‌های ژوراسیک بالا، ردیفی از سنگ‌آهک‌های روشن رنگ نازک لایه، مارن و ژیپس با مقدار در خور توجهی دوکفه‌ای به ویژه از نوع پکتن است. هوکریده و همکاران (۱۹۶۲)، به این رخسارهٔ استثنایی ژوراسیک بالایی نواحی کلمرد، آبدوغی، بهاباد، راور و شمال کرمان، « رخسارهٔ آهک پکتن‌دار –ژیپس » گفته‌اند. این سازند بدون بُرش الگو است.

در ناحیهٔ کلمرد، در این نهشته‌ها یک بُرش چینه‌شناسی اندازه‌گیری شده که می‌تواند معرف ویژگی آنها باشد.در ناحیهٔ کلمرد و در دیگر برونزدها، سنگ‌آهک پکتن‌دار، توالی همگنی از سنگ‌آهک‌های لایه‌ای با رنگ سبز بسیارکم‌رنگ یا کرم و سیمای از نوع دشت‌های فرسوده، با پستی و بلندی ناچیز است که به طور معمول با ورقه‌هایی از سنگ‌آهک‌های خرد شده، پوشیده شده‌اند. از کلمرد به سمت کرمان، به این واحد، افق‌های گچ افزوده می‌شود، به گونه‌ای که در ناحیهٔ راور، حجم بیشتر سازند، نهشته‌های تبخیری است. ریز رخساره‌های این سنگ‌آهک‌ها نشانگر انواعی از گلسنگ و میکریت‌های بدون عناصر آواری و ائولیت است که به ظاهر در محیط‌های رسوبی بسیار آرام و محصور بر جای گذاشته شده‌اند. این رخساره در تمام برونزدها پایدار است و پایداری رخساره، نشانگر پایداری شرایط و حوضه‌های رسوبی مستقلی است که از خاور به ریف‌های آهکی سازند اسفندیار، و از باختر به فرابوم کهن پشت‌بادام محدود بوده است.

در بیشتر برونزدها، سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار، به طور هم‌ساز بر روی سازند بَغَمشاه است. به رغم تدریجی بودن ظاهری مرز، وجود سطوح فرسوده در سطح آخرین لایه‌های سازند بَغَمشاه و حضور ردیف‌های آواری سُرخ –قهوه‌ای رنگ در پایهٔ سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار، می‌تواند به یک چرخهٔ فرسایشی و ایست رسوبی، اشاره داشته باشد. از باختر طبس (کلمرد) تا شمال بهاباد، مرز بالای سنگ‌آهک پکتن‌دار، با یک واحد سنگ‌چینه‌ای شاخص به نام « سنگ‌آهک نار » است. ولی در

شمال کرمان، سازند نار وجود ندارد و سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار به طور دگرشیب، با سنگ‌آهک‌های اوربیتولین دار و رودیست‌دار کرتاسه پوشیده شده است.

به دلیل نداشتن سنگوارهٔ شاخص، تعیین سن دقیق سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار دشوار است. دو کفه‌ای‌ها و میکروفسیل‌ها، سن عمومی ژوراسیک پسین را نشان می‌دهند. در ناحیهٔ کرمان، سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار به سن مالم –نئوکومین دانسته شده‌اند (هوکریده، ۱۹۶۲).

گسترش جغرافیایی سنگ‌آهک پکتن‌دار محدود به حوضهٔ مستقل کرمان –کلمرد است. گنبدهای نمکی و گچی ژوراسیک بالای شمال راور (اشتوکلین، ۱۹۶۱) همراهانی از آهک‌های حاوی پکتن دارد و چنین به نظر می‌رسد که به سمت خاور، سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار به رخساره‌های تبخیری می‌رسند. با وجود تفاوت رخساره، از نظر زمانی و جایگاه چینه‌شناختی مقایسهٔ این سنگ‌ها با سازندهای قلعه‌دختر، اسفندیار، مزدوران (کپه‌داغ)، لار (البرز) و بخشی از سازند سورمه (زاگرس) منطقی است.

سازند آهکی نار : در ناحیهٔ کلمرد، به آخرین توالی دریایی ژوراسیک، « سازند آهکی نار » نام داده شده است که ۶۰ تا ۹۰ متر ستبرا دارد و می‌توان آن را به سه عضو تقسیم کرد:

«عضو آهک پایینی » حدود ۲۴ متر سنگ‌آهک توده‌ای ریز دانه و کمی دوباره بلورین است. این بخش، ماکروفسیل ندارد. میکروفسیل‌هایی از نوع Pseudocyclamina, Calpionella alpina و Calpionella sp نشانگر بالاترین آشکوب ژوراسیک هستند.

« عضو سنگ‌آهک مارنی میانی » حدود۳۶ متر سنگ‌آهک خاکستری تا سبز کم‌رنگ با لایه‌بندی نازک با تناوب‌هایی از مارن‌های بسیار ظریف لایه است. به طور محلی، این عضو با واحدی از گچ توده‌ای جایگزین می‌شود.

« عضو آهک بالایی » حدود ۳۱ متر سنگ‌آهک ریز دانه و مشابه سنگ‌آهک پایینی است و تنها میکروفسیل‌هایی از نوع Thaumatoporella parvovesiculifera دارد که سن ژوراسیک پسین را نشان می‌دهند. مرز بالایی این بخش، همواره نمایانگر تغییر سنگ‌شناختی ناگهانی است که گاهی به نهشته‌های سُرخ‌رنگ مارنی، کنگلومرایی، هم‌ارز سازند گره‌دو، و گاهی به نهشته‌های گچی ژوراسیک بالایی –کرتاسهٔ پایینی (گچ مَگو) است. جدا از ناحیهٔ کلمرد، سازند نار را می‌توان تا بهاباد و شمال راور نیز دنبال کرد، ولی در دیگر نقاط ایران، این سازند هم‌ارز ندارد. با وجود فاصلهٔ زیاد، سازند نار را می‌توان با « سازند عرب » در عربستان مقایسه کرد که سنگ مخزن ذخایر نفتی ژوراسیک آن کشور را تشکیل می‌دهد. کنکاش در امکان وجود هیدروکربن در سنگ‌آهک نار پیشنهاد می‌شود.

نهشته‌های تبخیری ژوراسیک بالا : در گستره‌های وسیعی از طبس تا کرمان، همانند گستره‌های وسیعی از زاگرس و عربستان، چرخهٔ دریایی ژوراسیک بالا با نهشت حجم زیادی رسوب تبخیری به پایان رسیده است. نهشته‌های تبخیری ژوراسیک بالای ایران مرکزی، بیشتر از سنگ‌های گچی است، ولی نهشته‌های نمکی نیز گزارش شده است.

گسترده‌ترین نهشته‌های گچی ژوراسیک ایران مرکزی را می‌توان از باختر طبس تا شمال راور دید که برای آنها از نام « گچ مَگو » استفاده شده است. به طور معمول گچ‌های مَگو با مارن‌های آواری سرخ‌رنگ گچ‌دار شروع می‌شود و به تدریج میزان گچ افزایش می‌یابد تا در نهایت به نهشته‌های ضخیم گچ (گاهی تا ۶۰۰ متر) تبدیل شود. استراکدها و روزنه‌داران موجود در تناوب‌های کربناتی این مجموعه، نشانگر سن ژوراسیک پسین تا کرتاسهٔ پیشین است. در نواحی دربند و راور، در راستای یک گسل شمالی –جنوبی، در میان ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ ژوراسیک –کرتاسه، ۶ گنبد نمکی و گچی وجود دارد که به باور اشتوکلین (۱۹۶۱) ریشه در رسوب‌های ژوراسیک بالایی دارند. به سمت باختر، گنبدهای نمکی با گنبدهای گچی احاطه شده‌اند. در گنبدهای گچی، به رغم

پیچیدگی‌های ناشی از گنبدی شدن، تناوب‌هایی از سنگ‌آهک‌های شیلی پکتن‌دار وجود دارد. گفتنی است که سنگ‌های تبخیری ژوراسیک بالایی ناحیهٔ راور -دربند، نشانگر قانون‌مندی منطقه‌ای است. (هوکریده، ۱۹۶۲). بدین‌سان که بخش مرکز حوضه با گنبدهای نمکی (راور – دربند) مشخص است، در حالی که به سمت باختر، شمال و شمال خاور، سنگ‌های نمکی ابتدا به نهشته‌های گچی و کمی دورتر (به سمت باختر)، به تدریج به سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار -گچ‌دار و سرانجام به رسوب‌های بدون گچ ژوراسیک بالا می‌رسد.« گچ مَگو » و هم ردیف‌های آواری – تبخیری آن، نشانگر شرایط کولابی –تبخیری و گویای پسروی دریای ژوراسیک پسین است. شرایط گفته شده را می‌توان در نقاط زیادی از ایران، از جمله البرز جنوبی، کپه‌داغ و زاگرس دید که به خوبی با حوضه‌های تبخیری ژوراسیک –کرتاسه و اقلیم گرم این زمان، در کشورهای عربستان (انیدریت هیث) کویت و عراق (انیدریت گوتنیا) هماهنگی دارد.

لایه‌های سُرخ گَره‌دُو : لایه‌های سُرخ گَره‌دو یکی از واحدهای سنگی معرف ردیف‌های آواری سُرخ‌رنگ اواخر ژوراسیک ایران مرکزی است که در بیشتر جاها به طور ناپیوسته و گاه دگرشیب، سنگ‌های ژوراسیک بالایی و یا کهن‌تر (سازندهای قلعه‌دختر، بَغَمشاه و سنگ‌آهک‌های نار) را می‌پوشاند.در کوه‌های شتری این واحد سنگی وجود ندارد. ولی، در نواحی شیرگشت، کلمرد، راور و دربند این سازند را می‌توان دید. در ناحیهٔ شیرگشت لایه‌های سُرخ گره‌دو ردیف به نسبت ستبری (۱۰۰ – ۵۰۰ متر) از کنگلومرا، ماسه‌سنگ‌های آهکی ارغوانی رنگ و سیلیت سنگ‌های سُرخ تیره است که میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های خاکستری –آبی دارد. در پایین‌ترین بخش این لایه‌ها، واحدی از کنگلومرای قاعده‌ای، و همبری ناهمساز آن با سنگ‌ها کهن‌تر، با دیدگاه روتنر (۱۹۶۸) مبنی بر ارتباط انگشتی –جانبی گره‌دو با سازند قلعه‌دختر و یا گذر تدریجی آن با سازندهای اسفندیار و قلعه‌دختر هماهنگی ندارد.

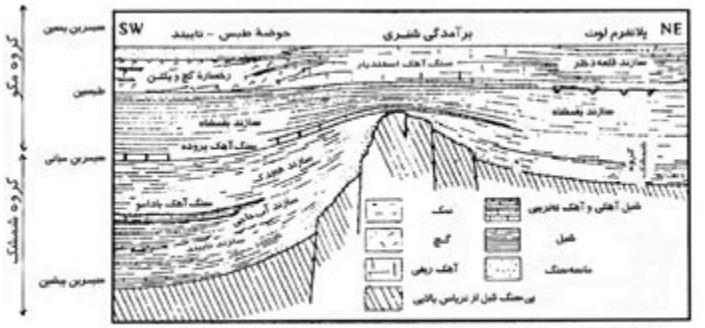
گفتنی است این آواری‌های سُرخ‌رنگ در گستره‌های وسیعی از ایران مرکزی وجود دارد، برای مثال در ناحیهٔ راور –دربند به آواری‌های مشابه، « سازند سُرخ قاره‌ای » نام داده شده که شامل توالی ضخیمی (بیش از ۵۰۰ متر) از ماسه‌سنگ به رنگ سُرخ تیره تا سُرخ مایل به سیاه با لایه‌بندی منظم است و نمک‌های ژوراسیک بالا را می‌پوشاند و همبری این دو به ظاهر تدریجی است. به باور اشتوکلین مرز بالایی این آواری‌ها، فرسایشی است که ابتدا به ردیفی سُرخ‌رنگ از ماسه‌سنگ‌های درشت دانه و سپس به مارن‌های ژیپس‌دار و سنگ‌آهک اوربیتولین‌دار کرتاسه می‌رسد.

جایگاه چینه‌شناسی شاخص در مرز ژوراسیک –کرتاسه این تصور را ایجاد می‌کند که توالی موردنظر ردیف‌های پسروندهٔ دریای ژوراسیک و انباشته‌های پیشروندهٔ کرتاسهٔ آغازین هستند. در حد فاصل بهاباد –جنوب معدن زغالسنگ پروده، یک لایهٔ راهنما از ماسه‌سنگ دانه درشت قهوه‌ای تیره با رنگ فرسایش سیاه می‌تواند تداعی کنندهٔ ژوراسیک پایانی و کرتاسهٔ آغازی باشد.

واحد سنگ‌چینه‌ای بیدو : در شمال کرمان، به ویژه در پیرامون منطقهٔ زغالدار هُجدک، ردیفی از رسوب‌های آواری (کنگلومرا، ماسه‌سنگ سُرخ) و نهشته‌های دریایی (سنگ‌آهک و مارن‌های سبزرنگ) وجود دارد که به نام‌هایی همچون « رخسارهٔ بیدو »، « سری بیدو »، « سازند بیدو » و « لایه‌های بیدو » از آن یاد شده است. از نظر هوبر و اشتوکلین (۱۹۵۴) سری بیدو از سه بخش کنگلومرای قاعده‌ای (در زیر)، ماسه‌سنگ‌های سُرخ –سبز و مارن (در وسط) و سنگ‌آهک بیدو، شامل سنگ‌آهک مارنی در زیر و مارن سُرخ و ماسه‌سنگ در بالا تشکیل شده است. تقابل دیدگاه‌های گوناگون سبب شده است که « بیدو » به عنوان یک واحد سنگی پرسش‌آمیز باشد. ولی داده‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که واحد کنگلومرایی زیرین در واقع نهشته‌های آواری و پیشرونده پایهٔ سنگ‌آهک پروده است که به طور پیشرونده واحدهای گوناگون را می‌پوشاند. ماسه‌سنگ‌های سبز و مارن‌های واحد میانی هم‌ارز آواری سازند بَغَمشاه است. سنگ‌آهک بیدو به خوبی درخور قیاس با سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار، و سرانجام عضو مارنی، ماسه‌ای، کنگلومرایی

سُرخ‌رنگ روی سنگ‌آهک‌ها، همان نهشته‌های آواری ژوراسیک بالایی – کرتاسهٔ پایینی می‌باشند و لذا « بیدو » یک واحد سنگ‌چینه‌ای در مرتبهٔ گروه و شامل سازندهای پروده، بَغَمشاه، سنگ‌آهک پکتن‌دار و ردیف‌های آواری سُرخ مرز ژوراسیک - کرتاسه است که می‌تواند پارا تایپ « گروه مَگو » باشد.

شکل ۵-۶-نمائی بخشی از ردیف‌های ژوراسیک در شمال باختر طبس (برش اشتلون) (عکس از حبیبی مود)



شکل ۵ -۵- انتشار و هم ارزی واحدهای سنگ‌چینه‌ای ژوراسیک در دو سوی برآمدگی شتری (اشتوکلین و همکاران ۱۹۶۵)

ژوراسیک در ایران مرکزی

زون سنندج – سیرجان، به عنوان یک کافت درون قاره‌ای، به دلیل داشتن پدیده‌های دگرگونی، ماگمایی و زمین‌ساخت مکرر و منطبق بر فازهای زمین‌ساختی شناخته شده، ناآرام‌ترین پهنهٔ زمین‌ساختی ایران است. این زون دارای یک آشکوب ساختاری اصلی است که از پرکامبرین پسین با کافتش شروع شده و در کوهزایی سیمرین پیشین با وارونگی زمین‌ساختی به پایان رسیده است. در تریاس پسین حوضه‌های توربیدیتی مزوزوییک شکل گرفته که به احتمال، در فاز سیمرین پسین و به احتمال بیشتر در فاز لارامید سرانجام گرفته است.

همانند دیگر نقاط صفحهٔ ایران (البـرز، ایـران مرکـزی) در زون سـنندج –سـیرجان هـم سـنگ‌هـای تریاس بالا – ژوراسیک پایین هم رخساره‌اند و در بیشتر موارد، تفکیک آنها بـه آسـانی ممکـن نیسـت. از نگاه سبزه‌ئی، در فاصلهٔ کوتاهی بین تریاس بالا و ژوراسیک پایین شرایط سـکویی برقـرار بـوده ولـی پس از آن، گودال‌های پویای مزوزوییک تا اوایـل کرتاسـه چیـره شـده‌انـد. بـه همـین دلیـل، در پهنـهٔ سنندج – سیرجان تـا لبـهٔ زاگـرس، در دورهٔ ژوراسـیک جولانگـاه رسـوب‌هـای عمیـق، رخسـاره‌هـای فلیشی، توربیدیتی بوده، در حالی که در زون‌های مجـاور شـرایط فـلات قـاره (زاگـرس) و یـا شـرایط کولابی – مردابی آرام (ایران مرکزی) چیـره بـوده اسـت.جـدا از رخسـاره و شـرایط رسـوبی متفـاوت، چگونگی عملکرد و پیامد رخدادهای زمین‌ساختی ژوراسیک بر زون سـنندج –سـیرجان قابـل قیـاس با دیگر نواحی ایران نیست. برای نمونه در ناحیـهٔ همـدان، رویـداد زمـین‌سـاختی سـیمرین میـانی بـا دگرگونی ناحیه‌ای و حتی جایگیری توده‌های نفوذی همراه بوده است و یا در ناحیـهٔ اسـفندقه، رویـداد طبسین بیشترین اثر را داشته است، در حالی که رویداد سیمرین پسین بر این زون، بـی‌اثـر بـوده و یـا اثر ناچیز داشته است.

به دلیل چیرگی شرایط گودال‌های پویا، تفکیک چرخه‌های رسـوبی ژوراسـیک دیگـر نـواحی ایـران در زون سـنندج –سـیرجان دشـوار اسـت. ولـی توصـیف نهشـته‌هـای ژوراسـیک بـه صـورت ناحیـه‌ای امکان‌پذیر است.

در « ناحیهٔ گـل‌گهـر »، سـنگ‌هـای ژوراسـیک پـایینی وجـود نـدارد. سـنگ‌هـای ژوراسـیک بـالا بـا نهشته‌های توربیدایت آغاز و بـا یـک گـذر تـدریجی، ابتـدا بـه ماسـه‌سـنگ‌هـای آهکـی و سـپس بـه آهک‌های ماسـه‌ای و در پایـان بـه مجموعـه‌ای از سـنگ‌آهـک ریفـی – ماسـه‌سـنگ‌هـای آهکـی و سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای می‌رسد که دارای سنگواره‌های ژوراسیک پسین تـا اواخـر نئوکـومین و اوایـل بارمین است.

در « ناحیهٔ باغات -خَبر »، سنگ‌های ژوراسیک تنها نشانگر زمان ژوراسیک پسین –کرتاسهٔ پیشین هستند، ولی به دلیل تفاوت‌های سنگ‌شناختی و به ویژه به لحاظ رفتار زمین‌ساختی پیچیده شناخت و توصیف ردیف‌های چینه‌ای دشوار است. به همین رو سبزه‌ئی و همکاران (۱۳۷۳)، سنگ‌های ژوراسیک را متعلق به حوضه‌های ساختاری –رسوبی جداگانه دانسته‌اند.

در « ناحیهٔ نیریز »، سنگ‌های ژوراسیک پایینی و میانی وجود ندارد. به سنگ‌های ژوراسیک بالا « گروه گلو معدن » نام داده شده (ریکو، ۱۹۷۴) که بیشتر از نوع شیل‌های سُرخ‌رنگ، کوارتزیت‌های سبز در زیر و سنگ‌آهک‌های آواری –کرانه‌ای سیاه با رنگ فرسایش زرد، در بالا است. سنگواره‌های این مجموعه، جلبگ و روزنه‌داران ژوراسیک پسین تا کرتاسهٔ پیشین هستند.

در « ناحیهٔ اسفندقه »، سنگ‌های ژوراسیک رخسارهٔ ناهمگن دارند. در اینجا سنگ‌های ژوراسیک با فوران‌های آتشفشانی، قلیایی زیردریایی، با همراهانی از سنگ‌های رسوبی آغاز و با آواری‌هایی به سن دوگر دنبال می‌شود. بالاترین بخش سنگ‌های ژوراسیک ناحیهٔ اسفندقه، از نوع سنگ‌آهک‌های کالپیونلا و رادیولردار مالم پسین است که به طور دگرشیب سنگ‌های کهن‌تر (ژوراسیک میانی) را می‌پوشاند. وجود دو دگرشیبی در این نهشته‌ها درخور توجه است. دگرشیبی بین رسوب‌های تریاس بالا –ژوراسیک میانی نشانگر رویداد سیمرین میانی و دگرشیبی بین ژوراسیک میانی و بالایی، گویای حرکت‌های زمین‌ساختی طبسین است.

در « ناحیهٔ سیرجان »، سنگ‌های ژوراسیک در دو رخنمون کوه معدن (معدن چاه‌گز) و کوه خواجو برونزد دارند. در کوه معدن سنگ‌های موردنظر دگرگونی بوده و سن ژوراسیک آنها حتمی نیست. در کوه خواجو، نهشته‌های ژوراسیک محدود به سنگ‌آهک‌های کالپیونلادار ژوراسیک بالایی –کرتاسهٔ پایینی است که به طور دگرشیب بر روی آهک‌های پرمین قرار دارند و شامل سنگ‌آهک‌های خاکستری رنگ و همگن هستند که به طور محلی تناوب‌هایی از ماسه‌سنگ‌های توفی قهوه‌ای مایل به سُرخ دارند.

در « ناحیهٔ شهرکرد »، سنگ‌های ژوراسیک پایینی، آتشفشانی است که به اسلیت‌های برشی و سنگ‌آهک‌های سیاه رادیولردار به سن ژوراسیک پسین –کرتاسهٔ پسین می‌رسند. مقایسهٔ منطقه‌ای گویای آن است که سنگ‌آهک‌های تیره رنگ قسمت بالایی پس از یک ایست رسوبی و یک رویداد زمین‌ساختی (طبسین) برجای گذاشته شده‌اند و رسوبگذاری آغاز شده، در ژوراسیک پسین تا کرتاسهٔ پیشین ادامه یافته است.

در « ناحیهٔ همدان -کرمانشاه »، سنگ‌های ژوراسیک بیشتر رخسارهٔ فلیش آتشفشانی کم و بیش دگرگون شده دارند. بُرو (۱۳۶۹) به همهٔ سنگ‌های رسوبی –آتشفشانی واقع در شمال، شمال خاوری و خاور سُنقر تا دشت اسدآباد و همچنین تپه‌های شمال و باختر کنگاور « سری آتشفشانی –آهکی سُنقر » نام داده که با شیست‌های همدان ارتباط جانبی دارد. به نظر اشراقی و جعفریان (۱۳۷۳)، بخش پایینی این مجموعه، به طور عمده از سنگ‌های آتشفشانی و بخش بالای آن بیشتر از سنگ‌های رسوبی است. ولی به دلیل تنش‌های زمین‌ساختی، نمی‌توان در همه جا، نظم یاد شده را دید. اگرچه بخش‌های آهکی این مجموعه دارای Merinees, Laeollibranches و همچنین Pseudocyclammines متعلق به ژوراسیک پسین هستند، ولی بُرو (۱۳۶۹) ردیف‌های کم دگرگون شدهٔ ناحیهٔ سُنقر و کنگاور را به سن ژوراسیک (به احتمال از لیاس تا به یقین مالم پایانی) می‌داند. ولی، اشراقی و جعفریان (۱۳۷۳) این مجموعه را به دو بخش تریاس پایینی –ژوراسیک و ژوراسیک بالا – کرتاسه تقسیم کرده‌اند که در بین این دو نشانه‌هایی از یک ناپیوستگی (رویداد سیمرین میانی) را می‌توان دید.

در « ناحیهٔ سنندج »، سنگ‌های ژوراسیک به دو حوضهٔ ساختاری زاگرس و سنندج تعلق دارند. ردیف‌های ژوراسیک بخش سنندج –سیرجان این ناحیه از دو قسمت تشکیل شده‌اند، بخش پایینی کوارتزیت، شیل و ماسه‌سنگ است که به ویژه در دامنه‌های خاوری رشته کوه صلوات‌آباد تا جنوب باختری قروه برونزد دارد. واحد بالایی شامل شیل، ماسه‌سنگ‌های خاکستری، عدسی‌های به نسبت

بزرگ سنگ‌آهک و سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی است. سنگواره‌های یافت شده در عدسی‌های آهکی، Lenticulina sp , Pseudocyclammina sp. و Rhapydionina desertaبا سن ژوراسیک پیشین تا میانی است (شکل ۵-۷).

ژوراسیک در زاگرس

سنگ‌های ژوراسیک صفحهٔ زاگرس، به عنوان بخشی از نهشته‌های دریای تتیس جوان، در مقایسه با دیگر نواحی ایران، در شرایط رسوبی به طورکامل متفاوت بر جای گذاشته شده‌اند. به همین رو، رخسارهٔ سنگی –زیستی آنها متفاوت از سایر نواحی ایران است. با وجود این، در گسترهٔ وسیع زاگرس، سنگ‌های ژوراسیک در همه جا هم رخساره نیستند، به سانی که می‌توان این سنگ‌ها را به سه گروه مجزا با سه رخسارهٔ متفاوت زیر تقسیم کرد (مطیعی، ۱۳۷۲) :

* رخساره‌های کم ژرفای تبخیری که به ویژه در لرستان و نزدیک مرز عراق نهشته شده‌اند، ولی رخنمون سطحی ندارند.

* رخساره‌های ژرف کربناتی که در زاگرس چین‌خورده به ویژه سکوی فارس بر جای گذاشته شده‌اند.

* رخساره‌های ژرف کربناتی –رادیولاریتی که معرف بخش‌های ژرف زاگرس رورانده است که به ویژه در دو ناحیهٔ نیریز و کرمانشاه، به صورت فلس‌های رانده شدهٔ نا برجا رخنمون دارند. با توجه به سه رخسارهٔ گفته شده، سنگ‌های ژوراسیک زاگرس در سه ناحیهٔ لرستان، فارس و زاگرس مرتفع قابل شناسایی است (شکل ۵-۸).

ژوراسیک در ناحیهٔ لرستان: در لرستان و شمال فروافتادگی دزفول، سنگ‌های ژوراسیک پایین رخسارهٔ کم ژرفا و تبخیری دارند که با رسوب‌های ژوراسیک دیگر نواحی زاگرس تفاوت کلی دارند و بیشتر به رسوب‌های هم زمان در عراق شبیه هستند. به همین رو برای واحدهای سنگ‌چینه‌ای این زمان (ژوراسیک پایینی) از نام‌های معرفی شده در عراق استفاده شده است.

نهشته‌های تبخیری – کلوییدی ژوراسیک پایین لرستان که در چاه شمارهٔ یک تاقدیس امام حسن (خاور قصرشیرین) شناسایی شده‌اند، شامل سه سازند « عدایه Adaiyah »، « موس Mus » و « علنAlan » است. رسوب‌های ژوراسیک میانی لرستان بیشتر از نوع شیل و سنگ‌آهک‌های رُسی متعلق به حوضه‌های رسوبی با ژرفای متوسط است که « سازند سرگَلو » نام دارد. همبری نهشته‌های ژوراسیک میانی (سازند سرگلو) با سنگ‌های ژوراسیک بالا، از نوع دگرشیبی زاویه‌دار است که نشانگر یک فاز فرسایش قاره‌ای است. در لرستان، با پیشروی دوبارهٔ دریای ژوراسیک بالا، ردیفی از سنگ‌های متورق جلبک دار به نام « سازند نَجمه » بر جای گذاشته شده است. آخرین واحد سنگ‌چینه‌ای ناحیهٔ لرستان، نهشته‌های گچی همراه با لایه‌های ناچیز از شیل خاکستری به نام « سازند گوتنیا » است که برقراری حوضه‌های تبخیری و پسروی دریای ژوراسیک را نشان می‌دهد.

سازند عدایه :سازندی انیدریتی در تناوب با دولومیت و سنگ‌های تیره رنگ است که برش الگوی آن در عراق، ۶۰ متر ستبرا دارد. مرز بالایی آن با سنگ‌آهک‌های سازند موس تدریجی و همساز است. در پایین، سازند عدایه با شیل‌ها و سنگ‌آهک‌های خاکستری تیره، با سن نامشخص همبر است. سنگواره‌های این سازند شاخص نیستند، ولی بر اساس هم‌ارزی چینه‌شناسی، به سن لیاس پسین دانسته شده است.

سازند موس : نشانگر چرخهٔ پیشروی دریا و شامل ۵۵ متر سنگ‌آهک است که به صورت تدریجی و همساز روی سازند انیدریتی عدایه قرار دارد. مرز بالایی آن با سازند جوان‌تر انیدریت علن،

همچنان تدریجی و همساز توصیف شده است. سن این سازند چندان مشخص نیست و تنها بر اساس انطباق‌های ناحیه‌ای و به احتمال، لیاس پسین دانسته شده است.

سازند عَلَن : در ایران، نزدیک به ۹۰ متر انیدریت لایه‌ای در تناوب با سنگ‌آهک است. سازند عَلَن رخنمون سطحی نداشته و شواهد کافی نیز برای تعیین سن آن وجود ندارد ولی با هم‌ارزی‌های ناحیه‌ای، سن سازند عَلَن لیاس پسین پذیرفته شده است.

سازند سرگلو: سازند سرگلو معرف ردیف‌های ژوراسیک میانی لرستان است که بیشتر از نوع شیل خاکستری تیره و سنگ‌آهک‌های رُسی نازک لایه و بودار، متعلق به حوضه‌های رسوبی با ژرفای متوسط است. بالاترین لایه‌های سازند سرگلو، دارای دوکفه‌ای‌های نازک پوستهٔ فراوان از نوع Posidonia با اندکی سنگوارهٔ رادیولاریا است که نشانگر محیط‌های رسوبی ژرف است و به یک دگرشیبی ختم می‌شود. در حوالی کرمانشاه، سازند سرگلو دارای آمونیت‌های ژوراسیک میانی است. در قالی‌کوه، اُشتران‌کوه و زردکوه، سرگلو دارای ویژگی شیل‌های نفتی است و از هر تُن آن حدود ۲۰ تا ۲۵ گالن نفت با حرارت دادن سنگ می‌توان به دست آورد (افشارحرب، ۱۳۸۰).

با وجود جدا بودن حوضه‌ها، ویژگی‌های سنگی و سنی سازند سرگلو، در خور قیاس با سازند بَغَمشاه (ایران مرکزی) سازند دلیچای (البرز)، و سازند چمن بید است.

سازند آهکی نجمه : بُرش الگوی این سازند در عراق است. در ایران، سازند نجمه، به عنوان معرف ردیف‌های ژوراسیک بالایی لرستان، حدود ۱۸ متر سنگ‌آهک پلیتی و جلبگی متورق است که ارتباط آن با سنگ‌های ژوراسیک میانی (سازند سرگلو) از نوع دگرشیبی فرسایشی و با ردیف‌های ژوراسیک بالایی (سازند گوتنیا) تدریجی است. جلبک فراوان‌ترین سنگوارهٔ سازند آهکی نجمه است که چندان شاخص نیستند، ولی سنگواره‌های پیدا شده در عراق، سن ژوراسیک پسین این سازند را مسجل می‌سازد.

سازند آنیدریتی گوتنیا : آخرین واحد سنگ‌چینه‌ای ژوراسیک بالای ناحیهٔ لرستان و از نوع نهشته‌های انیدریتی است که نشانگر کاهش ژرفای دریا و شکل‌گیری حوضه‌های تبخیری –کولابی پایان ژوراسیک است. در ایران این سازند رخنمون سطحی ندارد ولی ردیف‌های انیدریتی موجود در چاه شمارهٔ یک امام حسن و چاه شمارهٔ ۳۰۶ مسجد سلیمان با سازند قوطنیه عراق مقایسه شده‌اند. در دو چاه یاد شده، سازند گوتنیا ۱۳۷ متر انیدریت و لایه‌هایی از شیل‌های خاکستری تیره است، ولی در شمال لرستان (ایستگاه هفت‌تنگ)، این سازند شامل ۳ متر دولومیتی برشی انحلالی است. نداشتن سنگواره سبب شده تا سن ژوراسیک پسین (تیتونین) برای آن برآورد شود.

جایگاه چینه‌شناسی نهشته‌های انیدریتی سازند گوتنیا به خوبی با نهشته‌های تبخیری ژوراسیک بالایی فارس داخلی (سازند هیث)، البرز (واحد گچ و ملافیر)، ایران مرکزی (گچ مگو) و سنگ‌های نمکی ژوراسیک ناحیهٔ راور در خور قیاس است. این نهشته‌های تبخیری یادآور ردیف‌های مشابه در عربستان و نشانگر چیرگی شرایط آب و هوایی گرم ژوراسیک پسین بر گستره‌های وسیع خاورمیانه است (**شکل ۵–۹**).

ژوراسیک در ناحیهٔ فارس : در نواحی فارس و جنوب فروبار دزفول، رسوب‌های لیاس از نوع شیل‌های سیلتی –سنگ‌آهک و دولومیت به نام « سازند نیریز » است. وجود موج نقش، ترک‌های گلی، استروماتولیت‌های آهکی و انیدریت نشانگر محیط‌های رسوبی از نوع کم‌ژرفا و یا محیط‌های پهنهٔ کشندی است. در ناحیهٔ فارس، از اواخر لیاس و در زمان ژوراسیک میانی، نهشت ردیف‌های کربنات دریایی به نام « سازند سورمه » آغاز شده که به ظاهر، بدون هیچ‌گونه ایست رسوبی تا اوایل آشکوب تیتونین ادامه یافته است. در ژوراسیک پسین، ژرفای حوضهٔ فارس به شدت کاهش یافته به سانی که رخساره‌های کربناتی سازند سورمه، با « انیدریت‌های هیث » پوشیده می‌شود. در اواخر ژوراسیک، یک چرخهٔ خروج از آب با ظهور دگرشیبی در جنوب فارس مشخص است. ولی، در حوالی شیراز، رسوبگذاری کربناتی از منشأ دریایی ژرف، بدون انقطاع از ژوراسیک تا کرتاسه ادامه

داشته است. سنگواره‌های این لایه گذر، به ویـژه انـواع کالپیونلیـده، شـباهت کامـل بـه بخـش جنـوب خاوری پهنهٔ سنندج –سیرجان حتی شمال البرز و پهنهٔ کپه‌داغ دارد.

سازند دولومیتی نیریـز : سـازند نیریـز، بـه عنـوان یکـی از سـازندهای « گـروه کـازرون » معـرف سنگ‌های آواری خشکی‌زاد و رسوب‌های مرز میان خشکی‌زا –دریـایی زمـان لیـاس در ناحیـهٔ فـارس است. این سازند (نیریز)، به دلیل ماهیت سنگ‌شـناختی خـاص و فرسـایش‌پـذیری، دارای فرسـودگی عمیق در بین دو واحد سخت و صخره‌ساز سورمه (در بالا) و خانه کت (در زیـر) بـوده و لـذا شناسـایی آن آسان است.

در ناحیهٔ فارس، سازند نیریز بیشتر شیلی و سیلتی است، در حـالی کـه در کـوه دنـا و زردکـوه بـه طـور کامل کربناتی است. در محل بُرش الگو، سازند نیریز ، حدود ۲۰۰ متر ستبرا دارد و شـامل سـه بخـش جداگانه است.

یک سوم بخش پایینی آن از دولومیت‌های نازک لایهٔ خرد شده و شـیل‌هـای متمایـل بـه رنـگ سـبز، یک سوم بخش میانی از نوع دولومیت با رنگ هـوازدهٔ قهـوه‌ای و دولومیـت‌هـای ماسـه‌ای و سـیلتی و یک سوم بالایی، سنگ‌آهک‌های نازک لایهٔ رُسی –شیلی است.

به دلیل نبود سنگ‌های تریاس بالا، مرز پایینی سازند نیریز بـا سـنگ‌هـای تریـاس (سـازند خانـه‌کـت) نمایـانگر یـک مرحلـهٔ خـروج از آب و مـرز بـالایی آن در زیـر لایـه‌هـای دارای Lithiotis ، از سـازند سورمه، انتخاب می‌شود.دو سوم بخش زیرین سـازند نیریـز، فسـیل شـاخص نـدارد. یـک سـوم بخـش بـالایی آن معـرف زون زیسـتی Orbitopsella proecursosange اسـت کـه زمـان ژوراسـیک پیشین (لیاس) را مشخص می‌کند. بر خلاف دیگران، ریکو (۱۹۷۴)، سـازند نیریـز را بـه سـن تریـاس پسین – لیاس می‌داند. زابو و خردپیر (۱۹۷۶)، وجود دولومیت‌های استروماتولیتی، لایـه‌هـای رُسـی، برش‌هـای بسـیار ریزدانـه و همچنـین بـرش همـراه مـواد تبخیـری را نشـانهٔ نهشـت سـازند نیریـز در

محیط‌های دریایی کم ژرفا تا پهنهٔ کشندی می‌دانند. اگرچه سازند نیریز، هم‌ارز زمانی بخشی از گروه شمشک است، ولی هیچ‌گونه شباهت رخساره‌ای با آن ندارد.

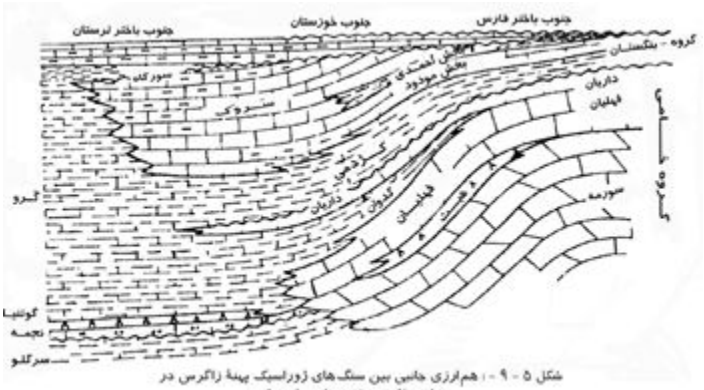
سازند سورمه : در گستره‌های وسیعی از فارس، سنگ‌های ژوراسیک میانی –بالایی از نوع سنگ‌های کربناتی بسیار همگن است که به طور ناحیه‌ای (فارس ساحلی) در بالاترین بخش، دارای نهشته‌های انیدریتی (سازند هیث) است. در محل بُرش الگو (کوه سورمه، ۱۲۰ کیلومتری جنوب باختری شیراز)، سازندسورمه با ۷۶۲ متر ستبرا، سنگ‌آهک دولومیتی و دولومیت است که یک بخش از سنگ‌آهک رسی نازک لایه و با مقاومت ضعیف، در قسمت میانی دارد. در اثر سنگ‌آهک‌های رسی مذکور، سازند سورمه سیمای سه قسمتی دارد.قسمت آغازین سازند سورمه با لایه‌های دارای دو کفه‌ای لیتیوتیس مشخص می‌شود. همبری بالایی سازند سورمه یکسان نیست. گاهی این مرز به سازند انیدریتی هیث (ژوراسیک بالایی) است و گاهی به سنگ‌آهک‌های سازند فهلیان (کرتاسهٔ پایینی) است. در حالت دوم، گذر از ژوراسیک بالا به کرتاسهٔ پایین تدریجی است و سنگ‌آهک‌های ائولیتی سازند فهلیان و یا لایه‌های حاوی Thintinnid، که معرف محیط دریایی ژرف است، به عنوان مرز انتخاب می‌شود.

از نظر سنی، اگرچه سازند سورمه نشانگر ژوراسیک میانی –بالایی است، ولی زون‌های زیستی Radiolaria, Kurnubia jurassica, Trocholina, Pfenderina, Lithiotis و Callpionella spicules نشانگرآن هستند که سازند سورمه معرف تمام دورهٔ ژوراسیک است.سازند سورمه هم‌ارز « سازند عرب » در عربستان و دیگر کشورهای عربی است که مخازن بسیار عظیم نفت را در خود دارد.

سازند آنیدریتی هیث : از فارس ساحلی به سوی خلیج فارس و عربستان، نهشته‌های انیدریتی بالای سازند سورمه، به دلیل شباهت با نهشته‌های مشابه در عربستان، به نام سازند هیث نام‌گذاری شده است. در ایران، رخنمون‌های سطحی این سازند شامل انیدریت با میان‌لایه‌های کربناتی، به

ستبرای ۳۰ تا ۱۵۰ متر است که به طور دقیق تعیین سن نشده است. سن تیتونین و یا سن ژوراسیک – کرتاسهٔ پیشین قابل پذیرش است.در کوه عسلویه و کوه گاوبست می‌توان انیدریت‌های هیث را دید. در کوه سورمه به جای انیدریت، حدود ۲۳ متر دولومیت برشی وجود دارد. از فارس به خوزستان، رخسارهٔ انیدریتی به دولومیت تبدیل می‌شود. سازند انیدریتی هیث، یادآور نهشته‌های تبخیری ژوراسیک بالایی –کرتاسهٔ پایینی دیگر نواحی ایران و پاره‌ای از کشورهای همسایه است و می‌تواند معرف تنش‌های شاغولی مثبت و یا حاصل نوسان‌های سطح آزاد آب در اقیانوس‌ها باشد.

ژوراسیک در زاگرس مرتفع : در زاگرس مرتفع، سنگ‌های ژوراسیک، بخشی از یک مجموعهٔ رسوبی ژرف با تغییرات سنی از تریاس تا کرتاسهٔ پسین هستند. در ناحیهٔ نیریز به این سنگ‌ها سازند پیچاکون (پیچَلون) گفته شده که مجموعه‌ای از رسوب‌های مارنی سیاه رنگ، سنگ‌آهک سیلیسی ائولیتی و رادیولاریت است. در ناحیهٔ کرمانشاه، سنگ‌های موردنظر شامل رادیولاریت‌های کرمانشاه، سنگ‌آهک بیستون و افیولیت‌های صحنه –هرسین است. در هر دو ناحیه، سنگ‌های یاد شده به صورت فلس‌های رو رانده هستند. اگرچه تشکیل این سنگ‌ها، به احتمال در ژرفنای حاشیهٔ شمال خاوری زاگرس (بلند زاگرس) بوده ولی تشکیل آنها در زون سنندج –سیرجان و رانده شدن آنها بر روی لبهٔ صفحهٔ زاگرس همچنان امکان‌پذیر است.



شکل ۵ - ۹ : هم‌ارزی جانبی بین سنگ‌های ژوراسیک پهنهٔ زاگرس در نواحی فارس، خوزستان و لرستان

ژوراسیک در کپه‌داغ

سنگ‌های ژوراسیک کپه‌داغ، به جز حالت‌های استثنایی، رخسارهٔ یکسان با سنگ‌های همزمان در البرز دارند. این شباهت به اندازه‌ای است که تعیین و حتی برآورد مرز میان کپه‌داغ و البرز خاوری را دشوار می‌سازد.

در این ناحیه، توالی به نسبت ستبری (گاهی بیش از ۱۸۰۰ متر) از شیل و ماسه‌سنگ تیره‌رنگ به نام « سازند کَشَف‌رود » وجود دارد. سنگ‌شناسی و سیمای عمومی برونزدهای سازند کَشَف‌رود یادآور نهشته‌های زغالدار ژوراسیک دیگر نواحی ایران است، ولی بر خلاف نهشته‌های رودخانه‌ای، کولابی، دریاچه‌ای دیگر نواحی ایران، سازند کَشَف‌رود از نوع فلیش توربیدایت است که بخشی از آن در حوضه‌های رسوبی ژرف (گاهی بیش از ۱۰۰۰ متر) نهشته شده‌اند. با وجود تفاوت‌های آشکار، سازند کَشَف‌رود را می‌توان نخستین چرخهٔ رسوبی ژوراسیک کپه‌داغ دانست.

دومین چرخهٔ رسوبی ژوراسیک این پهنه (کپه‌داغ) به سن باژوسین میانی تا ژوراسیک پسین و حتی کرتاسهٔ پیشین است که به طور دگرشیب، سطوح فرسوده کهن را می‌پوشاند. دگرشیبی پیش از باژوسین، یادآور عملکرد رویداد سیمرین میانی دیگر نواحی ایران است. بنابراین، همانند دیگر نقاط ایران، مرز پایینی دومین چرخهٔ رسوبی ژوراسیک کپه‌داغ، با رویداد سیمرین میانی آغاز می‌شود و مرز بالایی آن به رویداد زمین‌ساختی سیمرین پسین است. سنگ‌هایی که در این فاصلهٔ زمانی برجای گذاشته شده‌اند، « سازند چمن‌بید »، « سازند خانه‌زو »، « سازند مزدوران » و بخش پایینی

« سازند شوریجه » هستند. سازندهای خانه‌زو، چمن‌بید و مزدوران، نشانگر محیط‌های رسوبگذاری از نوع دریای باز با ژرفای متوسط تا زیاد است. سن بخش پایینی سازند شوریجه، ژوراسیک پسین بوده و نشانگر رخساره‌های پسروندهٔ دریای ژوراسیک است.مطالعهٔ دیرینه جغرافیا کپه‌داغ (افشارحرب، ۱۳۷۳) گویای آن است که به دلیل نداشتن شواهد سنی، بحث دربارهٔ جغرافیای دیرینهٔ باژوسین پیشین دشوار است، ولی در نیمهٔ دوم این آشکوب، در مرکز و باخترکپه‌داغ، بر اثر تجمع گل‌های آهکی، رسوب‌های سازند چمن‌بید نهشته شده است. ولی در خاور حوضه یعنی در شمال فرابوم آق‌دربند، در حوضه‌های ژرف، رسوب‌های نوع فلیش (قسمت بالای سازند کَشَف‌رود) تشکیل می‌شده و در اواخر باژوسین با پر شدن حوضهٔ خاوری، دریا از خاور کپه‌داغ پسروی کرده است.

در زمان باتونین، در مرکز و باختر حوضه، رسوب گل‌های آهکی در محیط احیاکننده و به نسبت ژرف (سازند چمن‌بید) ادامه یافته است. وجود زیای دریایی به ویژه آمونیت فراوان، ارتباط این دریا را با دریاهای آزاد نشان می‌دهد. برخلاف حوضهٔ ژرف مرکزی –باختری، نواحی سرخس و گرگان، به صورت خشکی بوده که در معرض فرسایش ملایم قرار داشت.

در زمان کالووین، تجمع گل‌های آهکی سازند چمن‌بید محدود به بخش مرکزی –باختری نبوده بلکه حوضهٔ مذکور، به صورت باریکه‌ای محصور میان دو سکوی کم ژرفا تا شمال خاوری مشهد گسترش داشته است. در ضمن، دشت سرخس با سکوی کربنات‌های کم ژرفا و پر انرژی پوشیده می‌شد در حالی که دشت گرگان، همچنان به صورت خشکی بوده است.

در آغاز آکسفوردین، در نواحی سرخس، بجنورد، قوچان، مشهد، بینالود و آلاداغ، سکوی کربناتی عمیقی وجود داشت که مرکز بیشینهٔ آن در ناحیهٔ کلات بوده است (شکل ۵-۱۰). ولی در آکسفوردین پسین، خط‌القعر و مرکز بیشینهٔ رسوب به خاور حوضه تغییر مکان داده است. در این سکوی کربناتی، گل کربناتی به شکل سازند چمن‌بید و یا در بخش‌های کم ژرفا و پر انرژی‌تر، به

صورت آهک با رخسارهٔ مزدوران بر جای گذاشته شده است. در زمان کیمریجین پیشین، سکوی کربناتی همچنان در ناحیهٔ کلات، بجنورد، شیروان و قوچان قرار داشت و گل‌های کربناتی آن یا در محیطی احیا کننده و یا در محیط کم ژرفا رسوب می‌کرد. در ضمن با پیشروی دریا به سمت باختر، دشت گرگان نیز پوشیده شد ولی در دشت سرخس مرداب کوچکی وجود داشت که در آن گچ رسوب می‌کرد. در آغاز کیمریجین پسین، دریا کم عمق‌تر شد و ورود مواد آواری به ویژه در ناحیهٔ قوچان و مشهد، به میزان درخور توجه بوده است. در کیمریجین پسین، با پسروی دریا از خاور به باختر، نواحی جنوبی و خاوری حوضه به خشکی تبدیل شد، ولی در پایانهٔ باختری حوضه، محیط دریایی تداوم داشت به گونه‌ای که رسوبگذاری آهک‌های سازند مزدوران تا آشکوب تیتونین و حتی بریازین به درازا کشیده است.

بررسی جغرافیای دیرینهٔ باژوسین پسین –تیتونین (شکل ۵-۱۱) پهنهٔ کپه‌داغ نشان می‌دهد که جدا از پسروی و پیشروی‌های محلی، محیط رسوبی دومین دورهٔ رسوبی ژوراسیک، از نوع محیط دریایی باز بوده و از این نگاه، همانندی کافی با دیگر نواحی ایران دارد.

سازند کَشَفرود : نهشته‌هایی که به نام سازند کَشَفرود (گُلداشمیت، ۱۹۱۱) نامگذاری شده، بیشتر از نوع شیل‌های تیره‌رنگ، ماسه‌سنگ و کمی سنگ‌آهک و کنگلومرا است که از نگاه رخسارهٔ سنگی و سیمای برونزدها، شباهت زیادی به رسوب‌های زغالدار ژوراسیک البرز و ایران مرکزی دارد.

بُرش الگوی این سازند در سال ۱۹۷۷ توسط مدنی در ۱۵ کیلومتری خاور روستای بَغبَغو (سر راه مشهد به معدن زغالسنگ آق‌دربند) اندازه‌گیری شده است. بر پایهٔ این مطالعات سازند کَشَفرود ترکیب سنگ‌شناسی همگن و پایدار دارد. بخش پایینی این نهشته‌ها از نوع رسوب‌های آواری درشت‌دانه و بخش بالایی آن نشانگر نهشت در آب‌های ژرف است. تغییرهای جانبی رسوب‌ها نیز همچنان ناچیز است. ولی، به طور معمول، اندازهٔ دانه‌ها از جنوب و خاور به سمت شمال و باختر کاهش می‌یابد. به همین دلیل این باور وجود دارد که نهشته‌های سازند کَشَفرود حاصل فرسایش

برجستگی‌های تریاس و یا فرابوم‌های کهن‌تر است که در جنـــوب حوضهٔ کپـه‌داغ قرار داشته و مواد آواری حاصل از فرسایش از سمت جنـــوب به داخل فرونشستی خاوری –باختری، به درازای ۵۰۰ کیلومتر، منتقل می‌شد. به باور مدنی (۱۹۷۷) نهشته‌های برجای گذاشته در این حوضه، سه رخسارهٔ رسوبی شاخص از نوع شیل سیاه، توربیدایت و رخسارهٔ پیش‌دلتایی Pro - delta دارند که در دو محیط به طور کامل متفاوت بر جای گذاشته شده‌اند. به گفتهٔ دیگر، بیشتر سازند از نوع فلیش توربیدایت و معرف نواحی ژرف مغاکی است و سهم ناچیزی از آن، نهشته‌های غیر توربیدایت محیط‌های دریایی کم ژرفا هستند. لایه‌های شیلی کَشَف‌رود مواد آلی فراوانی دارد و پذیرفته شده که منشأ گاز میدان خانگیران از سازند کَشَف‌رود است.سازند کَشَف‌رود با دگرشیبی آشکار و یک کنگلومرای پیشرونده، رسوب‌های تریاس بالا را می‌پوشاند. در بالا، سازند کَشَف‌رود ممکن است با سازند چمن بید (ژوراسیک میانی) و یا سنگ‌آهک‌های سازند مزدوران (ژوراسیک بالایی) همبر باشد. این ارتباط هم‌شیب است. در خاور ناحیهٔ سرخس، سازندهای چمن‌بید و مزدوران وجود ندارد و مرز بالای کَشَف‌رود به آواری‌های سُرخ‌رنگ سازند شوریجه است.

نخستین گزارش مستند در بارهٔ سن سازند کَشَف‌رود، از کلاپ (۱۹۴۰) است که سن ژوراسیک پیشین (توآرسین) را بیان می‌کند. بر پایهٔ همین گزارش، بخش بالایی سازند کَشَف‌رود دارای آمونیت و روزنه‌داران ژوراسیک میانی است. ولی مدنی (۱۹۷۷) و سیدامامی (۱۹۹۴) سازند کَشَف‌رود را به سن باژوسین پسین تا باتونین پیشین دانسته‌اند. این تفاوت دیدگاه، حاصل تغییر رخسارهٔ سازند چمن‌بید به انواع آواری است که در بخش خاوری کپه‌داغ برای بیشتر ردیف‌های مزوزوییک عمومیت دارد و سبب شده تا سازند چمن‌بید به جای سازند کَشَف‌رود در نظر گرفته شود.

از نظر مقایسه منطقه‌ای و هم‌ارزی، اتفاق‌نظر وجود ندارد. افشار حرب (۱۳۷۳) سازند کَشَف‌رود را از نظر سن و رخساره، با بخش بالایی گروه شمشک قابل قیاس می‌داند، ولی سیدامامی (۱۹۹۴) بر

این باور است که سازند کَشَف‌رود، یک واحد سنگی دریایی و توربیدایت است که نمی‌تواند معادل تمام و یا بخشی از گروه شمشک باشد. داده‌های منطقه‌ای بیشتر مؤید نظر افشارحرب است و آنچه که در ناحیهٔ سفیدسنگ به عنوان سازند کَشَف‌رود دانسته شده، در واقع ردیف‌های پیشروندهٔ سازند چمن‌بید است که در خاور کپه‌داغ رخسارهٔ آواری مایل به سبز دارد و حتی از نظر سیمای ظاهر با سازند کَشَف‌رود قابل قیاس نیست.

سازند مارنی چمن‌بید : رسوب‌های باژوسین بالایی -آکسفوردین بخش باختری پهنهٔ کپه‌داغ، از نوع نهشته‌های مارنی تیره‌رنگ، قیری، پیریتی و آمونیت‌دار به همراه سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه با توان نفت‌زایی و گاززایی است و در کنار راه اصلی بجنورد به گنبد کاووس، اطراف روستای چمن‌بید، بیشترین گستردگی را دارد. به همین‌رو افشارحرب (۱۹۷۰)، به این نهشته‌ها « سازند چمن‌بید » نام داده است. وی بُرش الگوی سازند چمن‌بید را در ۳/۵ کیلومتری باختری روستای چمن بید (۶۰ کیلومتری باختر بجنورد) مطالعه کرده است که فاصلهٔ آن تا کنار راه‌اصلی بجنورد –گنبدکاووس حدود یک کیلومتر است. در این محل، سازند چمن بید ۱۷۲۲ سنگ‌آهک ریز بلور و پیریت‌دار خاکستری تیره تا سیاه با تناوب‌هایی از شیل تیره رنگ و مارن است. اگرچه رخسارهٔ سنگی سازند تغییر چندانی ندارد، ولی تغییر ستبرای آن درخور توجه است. برای نمونه در ۱۸ کیلومتری جنوب بُرش الگو، ستبرای سازند از ۱۷۲۲ متر به ۳۱۶ متر کاهش می‌یابد. گاهی نیز (بُرش درخت‌بید) این سازند فقط ۷۰ متر ستبرا دارد.

در محل بُرش الگو، سازند چمن‌بید با نهشته‌های شیلی « سازند باش‌کلاته » همبری همساز و تدریجی دارد، ولی در نقاطی که سازند چمن‌بید با سنگ‌های کهن‌تر از لیاس همبر است، مرز پایینی دگرشیب و لایه‌های آغازین آن آواری –کنگلومرایی است. در بُرش الگو و دیگرنقاط کپه‌داغ، مرز بالایی سازند چمن‌بید با سازند مزدوران همساز است ولی تغییرهای سنگ‌شناسی بین دو سازند، به نسبت ناگهانی است. گاهی در این مرز سنگال‌های آهنی وجود دارد که ممکن است

نشانگر ناپیوستگی رسوبی محلی بین دو سازند باشد.بهترین رخنمون‌های سازند چمن‌بید را می‌توان در کپه‌داغ باختری دید. در کپه‌داغ خاوری این سازند تنها در دو محل برونزد دارد. گاهی سازند چمن‌بید تغییر رخساره می‌دهد و به سنگ آهک‌های کم عمق، آواری و ستبرلایهٔ سازند مزدوران می‌رسد و گاهی نیز چمن‌بید قابل تشخیص نیست و سازند مزدوران به طور کامل جایگزین آن می‌شود.مطالعات دیرینه‌شناسی نشان می‌دهد که سن سازند چمن‌بید در بُرش الگو، باژوسین پسین تا آکسفوردین است. ولی در خاور کپه‌داغ، آشکوب‌های باتونین و کالووین زیرین وجود ندارد و لایه‌های آغازین چمن‌بید سن آکسفوردین دارد. جایگاه چینه‌شناسی و نیز رخسارهٔ سنگی سازند چمن‌بید درخور قیاس با مارن‌های سازند دلیچای (البرز) و نیز سازند بَغَمشاه (ایران مرکزی) است ولی تغییرات سنی آن به گونه‌ای است که این سازند (چمن‌بید)، همچنان می‌تواند با بخش پایینی سازند لار و یا سنگ‌آهک‌های اسفندیار هم‌ارز باشد.

سازند آهکی خانه‌زو : در بخش کوچکی از کپه‌داغ خاوری، ردیفی از سنگ‌آهک‌های ستبر لایه و گاه صخره‌ساز وجود دارد که در روی فلیش توربیدایت‌های سازند کَشَفرود و در زیر نهشته‌های مارنی –آهکی سازند چمن‌بید قرار دارند. با وجود جایگاه چینه‌شناسی متفاوت، سیمای ظاهری این سنگ‌ها به طور کامل همانند رخسارهٔ کربناتی سازند مزدوران است، ولی افشارحرب (۱۳۷۳) این نهشته‌های کربناتی را یک واحد سنگی مستقل دانسته و به آن « سازند خانه‌زو » نام داده است. چنین به نظر می‌رسد که سنگ‌آهک‌های خانه‌زو، واقع مربوط به بخش‌های کم عمق دریای چمن‌بید باشد.

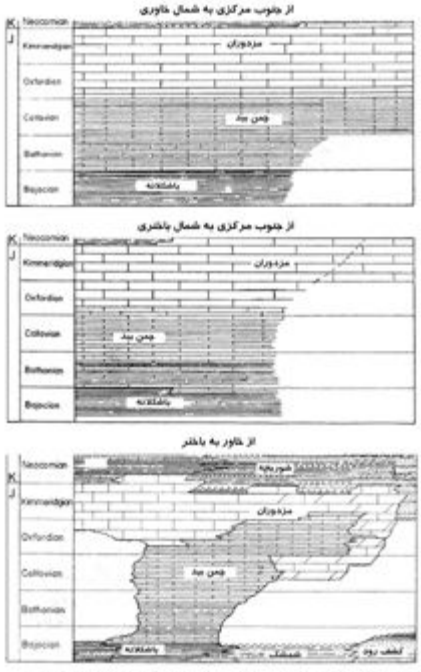
سازند آهکی مزدوران : در ناحیهٔ کپه‌داغ، سازند مزدوران آخرین واحد سنگ‌چینه‌ای کربناتی ژوراسیک و سنگ مخزن اصلی میدان گازی خانگیران است که برش الگوی آن در خاور روستای مزدوران (مزداوند – مرزداران) در ۸۰ کیلومتری خاور مشهد و سر راه مشهد به سرخس قرار دارد. در اینجا ستبرای این سازند ۴۲۰ متر است و بیشتر از سنگ‌آهک‌های میکریتی ستبر لایه و کوهساز

با رگه‌ها و یا گرهک‌های چرت تشکیل شده است. ولی لایه‌های مارن و شیل نیز دارد. بخش چرت‌دار سازند مزدوران مربوط به ژرف‌ترین بخش دریای ژوراسیک (لاسمی، ۱۳۷۳). به نظر آدابی (۱۳۶۹)، مقاطع نازک سنگ‌آهک‌های مزدوران شامل بسیاری زیادی از دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی (ائولیت‌ها، درون‌آواری‌ها، کمی پلت)، مقدار فراوانی سیمان اسپاری، میکرایت، دولومیت‌های تشکیل شده در مرحلهٔ نخست دیاژنز، دولومیت‌های تشکیل شده در مراحل آخر دیاژنز و سرانجام مقداری رسوب‌های تبخیری (گچ) است که دو نوع فشردگی مکانیکی و شیمیایی بر آن تحمیل شده است.در مورد روند دیاژنز کربنات‌های مزدوران دو نظر وجود دارد. آدابی (۱۳۷۰) دریای مزدوران را برای رسوب آراگونیت مناسب می‌داند. در حالی که لاسمی (۱۳۷۳)، با توجه به بافت سیمان‌ها و ساختار شعاعی و هم مرکز ائولیت‌ها، شرایط حاکم بر دریای ژوراسیک بالایی کپه‌داغ را برای رسوب کلسیت مناسب دانسته است. به باور لاسمی، سازند مزدوران در یک سکوی کربناتی کم ژرفا بر جای گذاشته شده که در مجاورت دریایی ژرف قرار داشته، است و نوع رخساره‌ها به گونه‌ای است که چهار محیط کشندی، لاگونی پشت سد، سد حاشیهٔ فلات قاره و دریای باز قابل شناسایی است.در بیشتر برش‌ها، سن سازند مزدوران، آکسفوردین –کیمریجین است ولی مرزهای بالا و پایین آن در همه جا همزمان نیست.

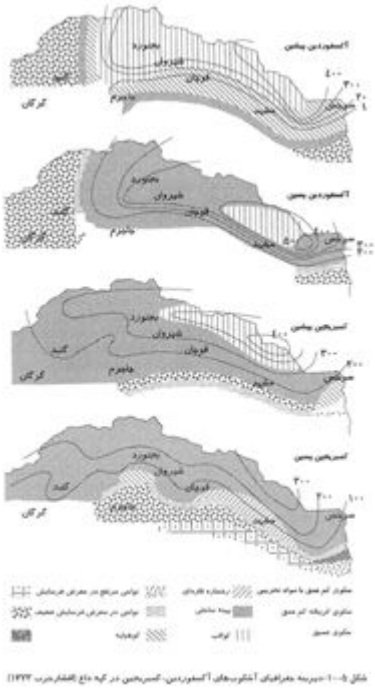
سن‌های جوان‌تر از کیمریجین (نئوکومین) در برش کوه کورخود و بُرش خاور گنبد کاووس و سن‌های کهن‌تر از آکسفوردین (کالووین) در خاور تاقدیس خور گزارش شده است.سازند مزدوران سنگ مخزن اصلی میدان‌های گازی شمال خاور ایران (میدان خانگیران) است و به همین رو از نگاه اقتصادی در خور توجه است.

از نگاه رخسارهٔ سنگی، سازند مزدوران شباهت کامل با سنگ‌آهک‌های ژوراسیک بالای کوه‌های البرز (سازند لار) دارد. تشابه آن با سنگ‌آهک سازند اسفندیار در ایران مرکزی و حتی بخش بالایی سازند سورمه در کوه‌های زاگرس در خور توجه است.سنگ رخسارهٔ بُرش الگوی سازند مزدوران ثابت

نیست. در بعضی نقاط در نیمهٔ پایینی و یا در بخش بالایی آن تناوب‌های تبخیری (گچ و انیدریت) وجود دارد و یا گاهی سازند مزدوران به سازند چمن بید تغییر رخساره می‌دهد. بیشترین تغییر رخساره را می‌توان در خاور کپه‌داغ دید. در اینجا ستبرای سازند کمتر از ۲۰۰ متر و بیشتر از نوع رسوب‌های تخریبی دارای چینه‌بندی متقاطع و آثار گیاهی است (شبستری، ۱۳۶۹). موسوی حرمی (۱۳۶۸) رخسارهٔ آواری سازند مزدوران را از سه نوع «آهکی -دولومیتی»، «آواری –تبخیری» و «آهکی – ماسه‌سنگی» می‌داند. به گزارش افشار حرب (۱۳۷۳)، در ناحیهٔ شوریجه، تنها زبانهٔ کوچکی از رخسارهٔ کربناتی سازند مزدوران باقی مانده و بخش عمدهٔ سازند، به ماسه‌سنگ تبدیل شده است. در حالی که، به سمت شمال باختری، ستبرای نهشته‌های کربناتی سازند مزدوران افزایش می‌یابد، تا جایی که در روستای سیبزار، ضخامت به ۱۴۰۰ متر می‌رسد.



شکل ۵-۱۱- تغییر رخساره و نمودهای رسوبی واحدهای سنگ چینه‌ای ژوراسیک کپه‌داغ (افشار حرب، ۱۳۷۳)



مرز ژوراسیک - کرتاسه در ایران

اگرچه در حال حاضر در مورد مرز ژوراسیک و کرتاسه اتفاق نظر جهانی وجود ندارد، ولی با استناد به جدول زمانی تهیه شده توسط اتحادیهٔ بین‌المللی علوم زمین IUGS ، حد ژوراسیک – کرتاسه در مرز دو آشکوب تیتونین (در زیر) و آشکوب بریازین (در بالا) است.

به باور عموم، در ایران، مرز ژوراسیک و کرتاسه با رویداد کوهزایی سیمرین پسین مشخص می‌شود. ولی یافته‌های زمین‌شناسی جدید بیانگر آن است که در بیشتر نواحی ایران، گذر از آشکوب تیتونین (ژوراسیک) به آشکوب بریازین (کرتاسه) با آرامش نسبی زمین‌ساختی و پیوستگی رسوبگذاری بوده است و حتی در پاره‌ای نقاط، سنگ‌های رسوبی پلاژیک در این مرز نشانگر بیشینهٔ ژرفای حوضه در مرز ژوراسیک به کرتاسه است.

در « پهنهٔ زاگرس »، به جز حوالی شیراز که رسوبگذاری کربناتی از منشأ دریایی به نسبت عمیق، بدون ایست رسوبی، از اواخر ژوراسیک (سازند سورمه) تا آغاز کرتاسه (سازند فهلیان) تداوم داشته، در دیگر نواحی زاگرس، در اواخر ژوراسیک وجود یک مرحلهٔ خروج از آب، در مرز ژوراسیک - کرتاسه، قطعی است.در « گسترهٔ ایران مرکزی »، مرز ژوراسیک – کرتاسه در همه جا یکسان نیست. در اصفهان، کاشان، اردکان، خرانق و یزد، ردیف‌های آواری پیشرونده و کربنات‌های اوربیتولین‌دار کرتاسهٔ پایینی با ردیف‌های شیلی، ماسه‌سنگی گروه شمشک (تریاس بالایی – ژوراسیک میانی) ارتباط دگرشیب دارند. به همین دلیل، دو نتیجهٔ اشتباه گرفته شده است.

۱-رویداد سیمرین پسین در ایران مرکزی از نوع کوهزا است.

۲-در ایران مرکزی همبری سنگ‌های ژوراسیک و کرتاسه دگر شیب است.

ولی، شواهد گوناگون نشان می‌دهد که دگرشیبی یاد شده بین سنگ‌های « ژوراسیک میانی » و کرتاسهٔ پایینی است و تاکنون این دگرشیبی با سنگ‌های ژوراسیک بالا دیده نشده است. در ضمن، در تمام نقاط ایران مرکزی که ردیف‌های ژوراسیک بالا وجود دارد، همبری نهشته‌های ژوراسیک – کرتاسه هم‌شیب و حتی گاهی گذر از ژوراسیک به کرتاسه پیوسته است. برای نمونه، به گزارش روتنر و همکاران (۱۹۶۸)، سن سنگ‌آهک‌های اسفندیار به ژوراسیک پایانی (آشکوب تیتونین) و حتی کرتاسهٔ پیشین می‌رسد و یا، در شمال کرمان، سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار به سن مالم – نئوکومین دانسته شده‌اند. در ضمن، در همین ناحیه (کرمان)، رسوبگذاری پیوستهٔ مشابهی بین نهشته‌های آواری سُرخ‌رنگ سازند بیدو، رسوب‌های حاوی گچ و پکتن با سنگ‌آهک‌های اوربیتولین‌دار وجود دارد (هوکریده و همکاران، ۱۹۶۲).تدریجی بودن رسوبگذاری از ژوراسیک به کرتاسه همچنان در نواحی بافق، باختر طبس (بزرگ‌نیا ، ۱۹۶۴)، جنوب سبزوار (سیدامامی و همکاران، ۱۹۷۲)، ناحیهٔ بیارجمند (نبوی و پرتوآذر، ۱۳۵۶)، ناحیهٔ میامی شاهرود (حسین‌خان‌ناظر، ۱۳۷۳) گزارش شده است.

در « پهنهٔ کپه‌داغ »، در مرز ژوراسیک –کرتاسه، با پسروی دریا به سمت باختر، توالی سُرخ‌رنگی به نام سازند شوریجه بر جای گذاشته شده است که از مرز افغانستان تا ۸۰ کیلومتری خاور گنبدکاووس رخنمون دارند. رخسارهٔ سنگی آواری‌های یاد شده، آشکارا به یک کاهش ژرفا ولی بدون هرگونه چین‌خوردگی اشاره دارد. با وجود این، در باختر کپه‌داغ، سازند شوریجه دیده نمی‌شود و در نواحی گنبدکاووس، رسوبگذاری از ژوراسیک پسین به کرتاسهٔ پیشین پیوسته است (افشارحرب، ۱۳۷۳).

در « کوه‌های البرز »، چگونگی مرز ژوراسیک –کرتاسه در البرز شمالی و البرز جنوبی متفاوت دانسته شده است و باور همگان بر این است که در نقاط زیادی از البرز شمالی (تالش، رشت، چالوس، گرگان، ساری و ...)، مرز ژوراسیک –کرتاسه تدریجی است و با نهشته‌های پلاژیک تیتونین –نئوکومین مشخص می‌شود. ولی در البرز جنوبی، یک ایست رسوبی مهم، شامل آشکوب‌های تیتونین و نئوکومین، وجود دارد. سنگ‌های تیتونین و حتی تیتونین –نئوکومین موجود در پاره‌ای از نقاط البرز جنوبی مانند ناحیهٔ جام (علوی نایینی، ۱۹۷۲) و ناحیهٔ فیروزکوه (کشانی، ۱۳۶۱) نشانگر آن است که اگرچه در البرز جنوبی سنگ‌های تیتونین –بریازین به گستردگی البرز شمالی نیست، ولی پیوسته بودن مرز ژوراسیک –کرتاسه حتمی است، به احتمال، دوره‌های فرسایشی بیش از بارمین در البرز جنوبی عملکرد شدیدتر داشته و باعث حذف ردیف‌های نئوکومین و تیتونین شده است.

زون « سنندج - سیرجان »، از جمله گستره‌هایی است که به طور عموم گذر از ژوراسیک (آشکوب تیتونین) به کرتاسه (آشکوب بریازین) در آن تدریجی است و در بیشتر جاها با سنگ‌آهک‌های میکریتی دارای سنگوارهٔ کالپیونلا و رادیولر متعلق به حوضه‌های ژرف، مشخص می‌شود. مناطق گل‌گهر، خبر، باغات (سبزه‌ئی و همکاران، ۱۳۷۳)، نیریز (ریکو، ۱۹۷۴)، سبزواران (دیمیتریویچ،

۱۹۷۳)، سُنقُر (اشـراقی و جعفریـان، ۱۳۷۴) بخـش‌هـایی از زون سـنندج –سـیرجان هسـتند کـه رسوبگذاری از ژوراسیک به کرتاسه، پیوسته گزارش شده است.

مرور مرز ژوراسیک –کرتاسه در ایـران، بیـانگر آن اسـت کـه در بخـش‌هـای وسـیعی از البـرز، ایـران مرکزی، کپه‌داغ، سنندج –سیرجان و زاگرس، رسـوبگذاری در مـرز ایـن دو سیسـتم پیوسـته بـوده و ناپیوستگی رسوبی ناشی از رویداد زمین‌سـاختی سـیمرین پسـین، پـیش از بـارمین صـورت گرفتـه و مهم آن که این رخداد (سیمرین پسـین) بـه طـور عمـده از نـوع خشـکی‌زا بـوده و شـواهد کـوهزایی منسوب به آن (سیمرین پسین)، حاصل رخداد کهـن‌تـری اسـت کـه در ژوراسـیک میـانی (سـیمرین میانی) روی داده است.

ماگماتیسم و دگرگونی ژوراسیک

مقدمه

ویژگی‌های سنگی و زیستی ژوراسیک ایران نشانگر چند ناآرامی زمین‌ساختی اسـت کـه در بـین آنهـا سه رویداد سیمرین میانی، به سن باژوسین –باتونین، طبسین به سـن ژوراسـیک پسـین و سـیمرین پسـین بـه سـن ژوراسـیک پسـین –کرتاسـهٔ پیشـین از همـه مهـم‌تـر اسـت. در بـین رویـدادهای زمین‌ساختی یاد شده، فاز سیمرین میانی نشانه‌هایی از چـین‌خـوردگی، ماگماتیسـم و دگرگـونی دارد. شواهد رویداد طبسین بیشتر بـه صـورت ناپیوسـتگی در رسـوبگذاری اسـت کـه گـاه بـه ویـژه در زون سنندج –سیرجان، با ماگمازایی همراه است. ولـی رویـداد سـیمرین پسـین، تنهـا بـا پسـروی دریـا و برقراری حوضه‌های رسوبی قاره‌ای همراه بوده اسـت. بـه همـین‌رو، بخـش درخـور تـوجهی از تکـاپوی ماگمایی و دگرگونی ژوراسیک ایـران، در ارتبـاط بـا رویـداد سـیمرین میـانی اسـت و بـر خـلاف بـاور موجود، فاز سیمرین پسین در این مهـم بـی نقـش بـوده و یـا در آتشفشـان‌زایـی اثـر نـاچیزی داشـته

است.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 در بیشترین مقدار است.

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 دانسته شده‌اند. داده‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که بسیاری از گدازه‌های بازالتی منسوب به ژوراسیک، جایگاه چینه‌شناسی ویژه‌ای بین کربنات‌های سکویی تریاس میانی و رسوب‌های 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 شده تا گدازه‌های یاد شده به سن ژوراسیک دانسته شوند. 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 دانسته‌اند. افزون بر آن، در ارومیه، مهاباد، سنندج، دماوند، راور، و در طول نوار سنندج –سیرجان روانه‌های بازیک وجود دارد که گاه مانند دماوند و راور با مجموعه‌های تبخیری و گاه مانند جنوب خاوری سنندج – سیرجان، با رسوب‌های 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.

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 رسوب‌های 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، ولی:

* به تقریب همهٔ این توده‌ها، تنها در رسوب‌های پیش از ژوراسیک بالایی به ویژه سنگ‌های تریاس بالایی – دوگر پایینی (گروه شمشک) تزریق شده‌اند و هیچ‌گاه نفوذ آنها در سنگ‌های ژوراسیک بالا دیده نشده است.

* در چند مورد (گرانیت آیرکان، گرانیت شیرکوه و ۰۰۰) سن پرتوسنجی توده‌ها معرف زمان ژوراسیک میانی است.

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

* در ناحیهٔ میامی شاهرود، یکی از این نفوذی‌ها با توالی رسوبی ژوراسیک بالا پوشیده شده‌اند.

* یافته‌های زمین‌شناسی نو 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.

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.

نفوذی‌های ژوراسیک البرز : وجود توده‌های نفوذی ژوراسیک در البرز پرسش‌آمیز است و به طور معمول یکی از تفاوت‌های آشکار با ایران مرکزی، نداشتن نفوذی‌های ژوراسیک است. با وجود این، برفاز 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. بنا به گزارش کرافورد (۱۹۷۷) سن پرتوسنجی گرانیت تالش ۱۷۵ میلیون سال است که می‌تواند با رویداد سیمرین میانی در ارتباط باشد.

نفوذی‌های ژوراسیک ایران مرکزی : مهم‌ترین نفوذی‌های ژوراسیک میانی ایران مرکزی عبارتند از:« گرانیت شیرکوه » باتولیت بزرگی است که در ۴۰ کیلومتری جنوب باختری یزد (نزدیک شهرستان تفت) رخنمون دارد و از نوع گرانیت‌های دانه‌درشت 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 بالا 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 آنندکه گرانیت شیرکوه، سن ژوراسیک میانی دارد و حاصل عملکرد رخداد سیمرین میانی است.

« گرانیت آیرکان » در شمال خور –بیابانک برونزد دارد. نتایج سن‌سنجی این گرانیت متفاوت است. پرتوسنجی گلسنگ، 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) است.

« 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 دو توده، گرانیتوییدی 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 (نقره‌بیان، ۱۳۷۴).

« 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. در مورد سن این گرانیت شواهد و نظرها یکی نیست. سن پرتوسنجی این گرانیت ۲۶۷، ۲۶۸ و ۲۴۰ میلیون سال است که به دلیل تزریق در سنگ‌های پرمین نباید درست باشد. برخی زمین‌شناسان، گرانیت اسماعیل‌آباد را جزو توده‌های نفوذی ژوراسیک می‌دانند و حقی‌پور (۱۹۷۴) سن تریاس و رویداد سیمرین پیشین را برای آن پذیرفته است (شکل ۵-۱۲).

نفوذی‌های ژوراسیک بلوک لوت : در بلوک لوت دو باتولیت بزرگ گرانیتی « شاه‌کوه » و « چهارفرسخ »، سن ژوراسیک میانی دارند.

« گرانیت شاه‌کوه » 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. در حاشیهٔ شمالی باتولیت، اثر گرمایی این توده، منحصر به سیلیسی شدن سنگ‌های ژوراسیک است. در حاشیهٔ جنوبی 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. حاشیهٔ جنوبی هاله دگرگونی، با کانی‌سازی مس همراه است. در یک نگاه کلی، تودهٔ گرانیتوییدی شاه‌کوه، از دو واحد مونزوگرانیت –گرانودیوریت و سینوگرانیت تشکیل شده که میانبارهای بزرگ میکروگرانیتی را دربر دارد. تعداد کمی دایک داسیتی، آندزیتی و آپلیتی و همچنین رگه‌های کوارتز – تورمالین کانه‌دار، این تودهٔ گرانیتی را قطع کرده‌اند. به نظر اسماعیلی و همکاران (۱۳۸۰) ویژگی‌های کانی‌شناسی این توده مشابه با گرانیت‌های نوع 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.

« گرانیت چهارفرسخ » 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.

نفوذی‌های ژوراسیک سنندج –سیرجان : در زون سنندج –سیرجان، ترکیب توده‌های نفوذی ژوراسیک بیشتر از نوع بازیک است که گاه با توده‌های نفوذی اسیدکرتاسهٔ بالا –پالئوسن عجین است و مجموعهٔ آنها، نفوذی‌های حلقوی را تداعی می‌کند. مهم‌ترین نفوذی‌های ژوراسیک سنندج - سیرجان عبارتند از: « توده‌های نفوذی چاه دزدان و چاه بازرگان »، در ناحیهٔ شهربابک، از نوع گابرو تا گرانیت است و بیرون‌زدگی روشنی ندارد و تنها با توجه به پوشیده شدن با سنگ‌های کرتاسه،

جزو نفوذی‌های ژوراسیک دانسته شده‌اند. مسکوویت‌های کوه چاه دزدان، سن پرتوسنجی ۱۵ ± ۱۱۸ میلیون سال دارد. ولی 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).

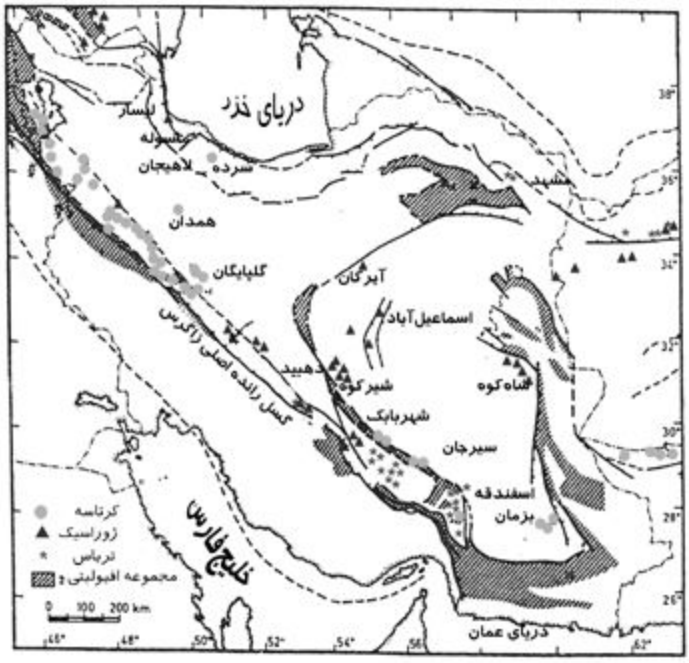
« دیوریت شمال ده‌بید » در سنگ‌های ژوراسیک نفوذ کرده و بر سنگ‌های کرتاسه و ترشیری بی اثر است به همین دلیل، طراز (۱۹۷۴) این توده را به سن ژوراسیک می‌داند. دیوریت شمال ده‌بید به شدت بُرش خورده Sheared است و دگرگونی خفیف دینامیکی را تحمل کرده است.

« گرانیت‌های الیگودرز » به صورت چندین تودهٔ نفوذی سنگ‌های ژوراسیک (لیاس – دوگر) را قطع کرده‌اند. در مورد سن این توده‌ها، دیدگاه‌ها یکی نیست. تیله و همکاران (۱۹۶۸) با توجه به وجود قلوه‌ای از گرانیت‌های مشابه در کنگلومرای پایهٔ کرتاسهٔ پایین، زمان جایگیری را پیش از کرتاسه می‌دانند. بُرو (۱۳۶۹) وجود یک قلوهٔ گرانیتی را که ممکن است از گرانیت‌های قدیمی باشد، کافی نمی‌داند و ضمن مقایسهٔ گرانیت‌های الیگودرز با گرانیت الوند همدان، به سن پالئوسن اعتقاد دارد. باقریان (۱۳۸۰)، تودهٔ منطقهٔ ملاطالب (شمال الیگودرز) را از نوع گرانیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت می‌داند و با توجه به مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی، تودهٔ مذکور را از نوع گرانیتوییدی‌های نوع S و از نوع پس از کوهزایی (لارامید) می‌داند.

« گابروی چشمه قصابان »، آشکارا نهشته‌های ماسه‌سنگی ژوراسیک ناحیهٔ همدان را بریده است.

« گابرو - دیوریت آلموقولاق » (در ۳۰ کیلومتری شمال غرب همدان) ۷ + ۱۴۴ میلیون سال سن دارد و حاصل تفریق ماگمایی است که خود از گوشتهٔ بالایی نتیجه شده است (ولی‌زاده، ۱۹۷۷). جدا از گابرو – دیوریت ژوراسیک، بخش بزرگی از تودهٔ آلموقولاق از جنس سینیت پورفیری

کوارتزدار بـه سـن کرتاسـهٔ پسـین –پالئوسـن اسـت کـه بخـش گـابرویی را در برگرفتـه و سـاختاری حلقوی به وجود آورده است.



شکل ۵ - ۱۲ - توده‌های نفوذی عمده مزوزوییک ایران

دگرگونی ژوراسیک

در برخی از حوضه‌های ساختاری –رسوبی ایـران، بـه ویـژه در زون سـنندج –سـیرجان، سـنگ‌هـای ژوراسیک دگرگونی هستند. در پاره‌ای گزارش‌های زمین‌شناسی، پدیدهٔ دگرگـونی بـه سـن ژوراسـیک پسین و در پیوند با رویداد زمین‌ساختی سیمرین پسین دانسته شده است، ولـی مشـاهدات صـحرایی نشان می‌دهد که:

* در بیشـتر منـاطق، تـوالی دگرگـونی ژوراسـیک، محـدود بـه نهشـته‌هـای رسـوبی و یـا همراهـان آتشفشانی لیاس –دوگر پیشین هستند.

* در این نواحی، سنگ‌های دوگر بالایی –مالم وجود ندارد و در صورت وجـود، یـا دگرگـونی نیسـتند و یا رخساره‌ها و درجهٔ دگرگونی آنها بسیار ضعیف‌تر از لیاس –دوگر پایینی است.

* شواهد گوناگون نشان می‌دهد که کانی‌ها و ساختارهای خطی (خطوارگی، شیست‌وارگی و ۰۰۰) حاصل از فرآیند دگرگونی ژوراسیک در بیشتر جاها تغییر جنس داده و دگرشکل شده‌اند.این نکته‌ها نشان می‌دهد که بر خلاف باور عمومی:

* پدیدهٔ دگرگونی، ژوراسیک به سن ژوراسیک میانی است و نه ژوراسیک پسین .

* در این دگرگونی نقش و اثر رویداد سیمرین میانی فراتر و قوی‌تر از سیمرین پسین است.در این نواحی (سنندج –سیرجان، بلوک لوت)، رویداد سیمرین میانی با گرانیت‌زایی همراه است. لذا جدا از دگرگونی ناحیه‌ای، همچنان دگرگونی همبری در این مهم نقش داشته است.

* تغییر درجه و رخسارهٔ دگرگونی ژوراسیک و یا دگرشکلی ساختارهای خطی وابسته به دگرگونی ژوراسیک میانی، نتیجهٔ پدیده‌های پس از ژوراسیک (کرتاسهٔ پسین) است که به صورت ناحیه‌ای و یا همبری بر سنگ‌های ژوراسیک اثر گذاشته‌اند.

دگرگونی ژوراسیک در 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.در نواحی همدان، کرمانشاه، گلپایگان، خمین، ملایر و ازنا (از نوار سنندج – سیرجان)، تناوبی از سنگ‌آهک، آندزیت و به ویژه رسوب‌های شیلی و ماسه‌سنگی

خاکستری تیره وجود دارد که از یک دگرگونی آشکار متأثرند (بربریان، ۱۹۷۳). زمان این دگرگونی، به ژوراسیک بالا نسبت داده شده است، ولی در کوه خان‌گورمز مجموعهٔ دگرگون شدهٔ موردنظر را ردیفی از سنگ‌آهک‌های ژوراسیک بالایی نادگرگونه می‌پوشاند. وجود سنگ‌آهک‌های نادگرگونی ژوراسیک بالا بر روی شیل‌های دگرگون شدهٔ همدان نشانگر سن ژوراسیک میانی و بیانگر عملکرد سیمرین میانی است. در دگرگونه‌های همدان –کرمانشاه، شیست‌وارگی به خوبی گسترش دارد ولی خطوارگی چندان آشکار نیست. این شیست‌وارگی توسط یک فاز جدیدتر دگرشکلی (کرتاسهٔ بالا) با الگوی تک چین و ساختار شکنجی، تغییر کرده و محور تک چین‌ها موازی زاگرس است. بدین‌سان در ناحیهٔ همدان، دست کم دو فاز دگرشکلی دینامیک وجود دارد. فاز نخست، با فشار متوسط است که در شرایط مناسب شیمیایی و ترمودینامیکی، بلورهای کیانیت را ایجاد کرده و فاز دیگرکه از نظر دگرگونی چندان اهمیت ندارد ولی موجب چین دادن شیست‌وارگی فاز نخست شده و خود یک شیست‌وارگی جدید به وجود آورده است (بربریان و علوی تهرانی، ۱۹۷۱)،

فاز نخست ژوراسیک میانی، و فاز دوم متعلق به کرتاسهٔ پسین است. گفتنی است که:

* پیرامون ملایر و بروجرد، درجهٔ دگرگونی از شیست سبز بالاتر نمی‌رود.

* در پاره‌ای مناطق مانند آزنا، تالک شیست‌های ژوراسیک، دارای عدسی‌های بزرگ و به نسبت خالص تالک است.

* در ناحیهٔ همدان و آزنا، از رگه‌های کوارتز موجود در دگرگونی‌های ژوراسیک در صنایع شیشه و فروسیلیس استفاده می‌شود.

* آندالوزیت‌های حاصل از فرآیند دگرگونی، ارزش اقتصادی دارند و می‌توان از آنها به عنوان دیرگداز استفاده کرد.

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.

کرتاسه در ایران

مقدمه

نام سیستم کرتاسه از سنگ نهشته‌های گل سفیدی اروپای شمالی گرفته شده که با ۷۵ میلیون سال عمر، طولانی‌ترین دورهٔ مزوزوییک است.

در ایران، مرز ژوراسیک –کرتاسه به خوبی توصیف نشده و باور همگان بر آن است که این مرز با رخداد زمین‌ساختی سیمرین پسین مشخص می‌شود که از نوع کوهزایی است. ولی، یافته‌های نوین نشان می‌دهند که بر خلاف پندارهای موجود، در بسیاری از نقاط ایران، مرز آشکوب‌های تیتونین (ژوراسیک پایانی) و بریازین (کرتاسهٔ آغازی) تدریجی و از نوع محیط‌های ژرف است. به سخن دیگر، رویداد نامگذاری شده به سیمرین پسین، در اوایل کرتاسهٔ پیشین و پس از آشکوب بریازین و به احتمال قوی در زمان نئوکومین (پیش از بارمین) رویداده که موجب خروج گستردهٔ زمین از آب و برقراری شرایط قاره‌ای شده است. به همین‌رو است که به جز زاگرس، حوضهٔ فلیشی خاور ایران و مکران، نهشته‌های پس از رخداد سیمرین پسین انباشته‌های آواری سرخ رنگ است که با یک گذر تدریجی به ردیف‌های کربناتی اُربیتولین‌دار بارمین –آپتین می‌رسد. ردیف‌های آواری مورد سخن (شوریچه در کپه داغ، سنگستان در ایران مرکزی، سازند نقره و ۰۰۰) سنگوارهٔ شاخص ندارند و بیشتر به لحاظ چینه نگاشتی به سن نئوکومین دانسته شده‌اند.

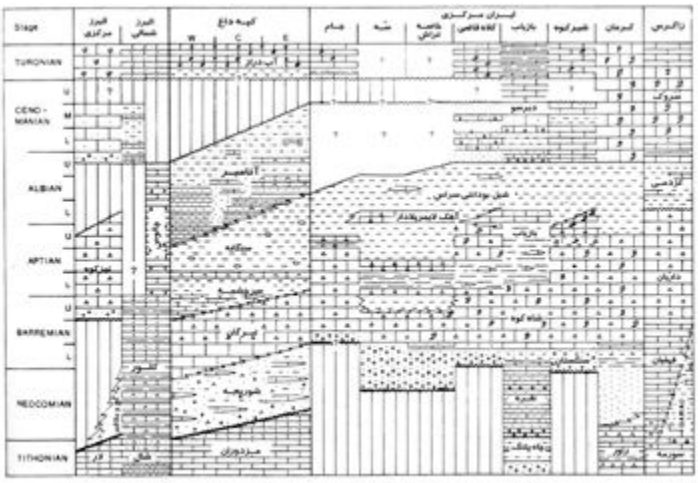
سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار بارزترین ردیف‌های کرتاسه پایینی ایران هستند که در البرز (سازند تیزکوه)، کپه‌داغ (سازند تیرگان)، ایران مرکزی (سازند تفت و سازند شاه‌کوه) و کوه‌های زاگرس (سازندهای فهلیان و داریان) گسترش در خور توجه دارند (شکل ۵-۱۳). در گستره‌های وسیعی (به جز حوضهٔ فلیشی زابل – مکران)، سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار بارمین –آپتین با گذری تدریجی، گاهی ناپیوسته (زاگرس) به انباشته‌های شیلی – مارنی، سبز – خاکستری می‌رسند که آمونیت‌های نوع بودانتی سراس و سن آلبین دارند که در زاگرس سازند کژدمی، در ایران مرکزی سازند درهٔ زنجیر و در کپه‌داغ سازندهای سرچشمه و سنگانه نام‌گذاری شده‌اند. با وجود این، در مناطقی که چرخه‌های فرسایشی وابسته به رخداد اتریشی شدید باشند، شیل‌های آلبین وجود ندارد.

در بسیاری از نقاط ایران، به جز زاگرس، در مرز تقریبی کرتاسهٔ پیشین و کرتاسهٔ پسین شواهدی از نوعی رخداد زمین‌ساختی دیده می‌شود که به جز موارد نادر (شرق تهران ، یزد) بیشتر از نوع زمین‌زا و قابل قیاس با رخداد جهانی اتریشی است.

سنگ نهشته‌های کرتاسهٔ بالایی ایران ویژگی‌های رخساره‌ای یکسان ندارند و به نظر می‌رسد که بر خلاف شرایط یکسان رسوبی کرتاسهٔ پایینی، حوضه‌های رسوبی کرتاسهٔ بالایی از یکدیگر جدا بوده‌اند و بر هر حوضه شرایط ویژه‌ای حاکم بوده است. به همین لحاظ، واحدهای سنگ‌چینه‌ای کرتاسهٔ بالایی ایران، به جز زاگرس و کپه داغ، نامگذاری نشده‌اند و یا نام‌های محلی دارند. یکی از ویژگی‌های کرتاسه پسین ایران، تکرار حرکت‌های زمین‌ساختی وابسته به رخدادهای قابل قیاس با چرخهٔ ساب هرسی نین است. به همین رو است که وقفه‌های رسوبی و چرخه‌های فرسایشی درون تشکیلاتی در ردیف‌های کرتاسهٔ بالای ایران مکرر است. بازپسین ایست رسوبی کرتاسه در زمان پس از ماستریشتین صورت گرفته که قابل قیاس با رخداد لارامین است و که سیستم کرتاسه را به پایان برده است.جدا از انباشته‌های رسوبی، بخشی از سنگ‌های کرتاسهٔ ایران از نوع روانه‌های خروجی و یا توده‌های نفوذی است.

سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پایینی را می‌توان کمی در البرز و بیشتر در زون سنندج –سیرجان (اقلید، حاجی‌آباد، کبودرآهنگ، ارومیه، مهاباد و ۰۰۰) دید. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ بالایی به ویژه در نواحی البرز شمالی، اهر، زنجان، سنندج –سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه –بزمان و خاور ایران بسیار گسترده‌اند. در نوارهای افیولیتی سبزوار –کاشمر، تربت حیدریه، باختر ارومیه و حوضهٔ فلیشی خاور ایران، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ بالایی خاستگاهی از گوشته دارند که در بازپسین مراحل افیولیت‌زایی و در گودی‌های ژرف تشکیل شده‌اند و بخشی از مجموعه‌های افیولیتی کرتاسهٔ ایران را تشکیل می‌دهند. توده‌های نفوذی منصوب به کرتاسهٔ پسین، سن رادیومتری ۶۴ تا ۷۰ میلیون سال دارند که به ویژه در زون سنندج –سیرجان (همدان، بروجرد، اراک و ۰۰۰) برونزد دارند. تودهٔ نفوذی بزمان نیز نشانگر آغاز فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عمان به زیر مکران ایران است که از زمان کرتاسهٔ پسین (۶۴ میلیون سال پیش) فعال بوده است.

جدا از تکاپوهای ماگمایی، پدیدهٔ اقیانوس‌زایی، تشکیل پوسته‌های اقیانوسی، بسته‌شدن زمیندرزهای تتیس جوان در زاگرس و ایران مرکزی، رانده شدن پوسته‌های اقیانوسی بر روی حاشیهٔ قاره‌ها و سرانجام پدیده‌های کانی‌زایی با خاستگاه ماگمایی جملگی به پویایی ژئودینامیک ایران در زمان کرتاسه اشاره دارند.



شکل ۱۳-۵ واحدهای سنگ چینه‌ای کرتاسه ایران در حوضه‌های ساختاری-رسوبی عمده (ایمل و همکاران ۱۹۹۷)

کرتاسه در البرز

در بیشتر نقاط البرز شمالی، سنگ‌های پلاژیک همگنی با سنگواره‌های تیتونین (ژوراسیک پسین) و نئوکومین (کرتاسهٔ پیشین) وجود دارد که تعیین مرز ژوراسیک –کرتاسه در آنها تنها به کمک یافته های فسیلی امکان‌پذیر است. نکتهٔ یاد شده نشان می‌دهد که در البرز شمالی، گذر از ژوراسیک به کرتاسه، آرام و تدریجی است و به جز ناحیهٔ کلور که رسوبگذاری دریایی از ژوراسیک تا کرتاسهٔ پسین پیوسته بوده (سید امامی، ۱۹۷۲)، در دیگر نواحی البرز شمالی، رویداد سیمرین پسین در زمان پیش از بارمین عمل کرده است.در البرز جنوبی، بر خلاف گزارش‌های موجود که به یک ناپیوستگی رسوبی در مرز ژوراسیک -کرتاسه اشاره دارد، وجود سنگواره‌های تیتونین و حتی تیتونین –نئوکومین در کوه‌های سه‌پایه (کرومبرگ، ۱۹۲۲) و (ریویه، ۱۹۳۳)، جنوب تهران (ریویه، ۱۹۴۱)، جام (علوی نایینی، ۱۹۷۲) و فیروزکوه (کشانی، ۱۳۶۷) گویای آن است که در مرز ژوراسیک - کرتاسه، شرایط زیست‌چینه‌ای و سنگ‌چینه‌ای البرز جنوبی، تفاوت چندانی با البرز شمالی نداشته، ولی در البرز جنوبی دوره‌های فرسایشی پیش از بارمین (فاز فرسایشی سیمرین پسین) شدیدتر بوده و به طور محلی موجب فرسایش بیشتر نهشته‌های نئوکومین و تیتونین شده است.پس از چرخه های فرسایشی پیش از بارمین (سیمرین پسین)، گستره‌های وسیعی از البرز با دریای پیشروندهٔ نئوکومین پوشیده شده است ولی شرایط رسوبی متفاوت همراه با تکاپوهای آتشفشانی سبب شده تا سنگ‌های کرتاسه البرز، به ویژه البرز جنوبی و البرز شمالی تفاوت‌های آشکار داشته باشد و ارایهٔ شرحی بر کرتاسهٔ البرز تنها با تکیه بر ویژگی‌های منطقه‌ای امکان‌پذیر است.

کرتاسه در البرز جنوبی

کرتاسه پیشین در البرز جنوبی: داده‌های زمین‌شناسی موجود نشانگر آن است که در دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی، رسوبات کرتاسهٔ پایینی رخنمون‌های گسترده دارد، ولی حرکات زمین‌ساختی حین و پس از رسوبگذاری، بر سنگ‌های این زمان اثرگذار بوده‌اند.

به نظر صادقی (۱۳۷۸)، ته‌نشست رسوبات ژوراسیک بالایی (سازندهای لار و آب نیک)، در محیط فروکشندی Sub – Tidal تا نیمه‌عمیق، تا نئوکومین ادامه یافته است، ولی به سمت بالا، این رسوبات به توالی نواحی کم عمق‌تر دریایی با شرایط فروکشندی تا میان‌کشندی Inter - Tidal تبدیل شده‌اند. رسوبات نئوکومین –بارمین، با ناپیوستگی زاویه‌دار و گاه موازی، در زیر سنگ‌آهک های اُربیتولین‌دار آپتین قرار دارند. اگرچه دریای پیشروندهٔ آپتین بسیار گسترده بوده ولی نبود سنگ‌آهک های اُربیتولین‌دار آپتین در پاره‌ای نقاط البرز جنوبی مانند منطقهٔ الرم و سیدآباد نشانهٔ فراخاست پیش از حد این مناطق در اثر حرکات زمین‌ساختی پیش از آپتین است.

به جز دو ناحیهٔ خرسنگ و کوه‌های سه‌پایه، در دیگر نواحی البرز جنوبی، رسوبات آلبین برونزد ندارند. در منطقهٔ خرسنگ، رسوبات آلبین در محیط دریایی به نسبت ژرف، با انرژی ضعیف شکل گرفته‌اند که آسرتو (۱۹۶۶) آنها را بخش بالایی سازند تیزکوه و به نام «بخش هَشتَر» نامگذاری کرده است. در منطقهٔ سه پایه، بر روی سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار، حدود ۹۶ متر شیل سبز با سطح شکست تاره خاکستری تیره وجود دارد که فاقد هر گونه سنگوارهٔ شاخص است ولی به سن آلبین دانسته شده‌اند که می‌تواند یادآور شیل‌های آلبین دیگر نواحی ایران باشد. بنابراین، جدا از توالی کرتاسهٔ آغازی که رسوبگذاری پیوسته‌ای با سنگ‌های ژوراسیک دارند، پس از فاز فرسایشی سیمرین پسین، پیشروی دریای کرتاسه در دامنهٔ جنوبی البرز در مناطقی مانند خاور تهران از بارمین و در مناطقی مانند سمنان، دماوند، فیروزکوه، آبیک قزوین و عَلَم‌کوه از آپتین رخ داده ولی در اواخر آلبین، تحت تأثیر فاز کوهزایی اتریشین (۱۰۰ میلیون سال) کل البرز جنوبی از آب خارج و شرایط قاره‌ای بر آن چیره شده است.

در البرز جنوبی، رخسارهٔ چیرهٔ سنگ‌های کرتاسهٔ پایین سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار است که به تقریب در همه جا رخسارهٔ سنگی همگن و همانند دارند. ریزرخسارهٔ سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار آپتین گویای آن است که این رسوب‌ها در محیط‌های دریایی کم ژرفا با شرایط فروکشندی تا میان‌کشندی، با انرژی ضعیف تا متوسط نهشته شده‌اند و به طور دگرشیب بر روی سنگ‌آهک‌های سازند لار، و یا سنگ‌های کهن‌تر قرار دارد. مؤلفان مختلف برای توالی اُربیتولین‌دار البرز جنوبی از نشانه‌های U1 (آسرتو، ۱۹۶۴)، K1 (دلنباخ، ۱۹۶۴)، C1 (اشتایگر، ۱۹۶۶) و سازند تیزکوه (آسرتو و ایپولیتو، ۱۹۶۴) استفاده کرده‌اند که در بین آنها سازند تیزکوه رایج‌تر بوده و نشانگر سنگ‌های کرتاسهٔ پایین البرز جنوبی است.

سازند تیزکوه : را آسرتو و ایپولیتو (۱۹۶۴)، با اقتباس از نام « تیزکوه » در نزدیکی آبادی پلور، معرفی کرده‌اند ولی این سازند بُرش الگو ندارد. در این محل سازند مورد نظر، با ۱۷۰ متر ضخامت، شامل دو واحد سنگ‌شناختی است. واحد آواری متشکل از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک ماسه‌ای زردرنگ در پایین و سنگ‌آهک‌های روشن‌رنگ، مایل به صورتی، ضخیم‌لایه و صخره ساز در بالا. مجموعهٔ این دو، یک توالی رسوبی را تشکیل می‌دهند که مرز زیر آن با ژوراسیک بالایی – کرتاسه آغازی (سازند لار) و مرز بالای آن با ردیف‌های سنومانین دگرشیبی زاویه‌دار است.بر خلاف ردیف های آواری پایه که چندان نمود ندارد، بخش کربناتی سازند تیز کوه سیمای شاخصی دارد و پاره‌ای از چکادهای بلند البرز جنوبی را می‌سازد. به طور معمول، « تیزکوه » یادآور ستیغ‌های کربناتی خشنی است که به داشتن اُربیتولین شاخص است. به همین دلیل، به طور عموم از این واحد سنگی به نام « سنگ‌آهک‌های تیزکوه » یاد می‌شود.

در بین سنگواره‌های فراوان، روزنه‌داران اُربیتولین و دوکفه‌ای‌های نوع رودیست شاخص‌تر است. فراوانی اُربیتولین در پایین و رودیست در بخش بالایی سبب شده تا آسرتو 1966 (b)، بُرش‌های

میان درهٔ کرج و درهٔ هراز را به دو بخش غیررسمی به نام « خَرسنگ » در پایین و « هَشتَر» در بالا تقسیم کند.

« بخش خَرسنگ » با ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر ستبرا شامل برش‌های تک‌زادی، ماسه‌سنگ کوارتزی و سنگ‌آهک‌های تیره‌رنگ اُربیتولین‌دار با لایه‌بندی نامشخص است که به سمت بالا به سنگ‌آهک های میکرایتی خاکستری تیره می‌رسد. در قاعدهٔ این بخش و بر روی ماسه‌سنگ‌های کوارتزی ضخامتی نزدیک به ۴۰ متر بازالت اولیوین‌دار به رنگ سبز وجود دارد . این بخش (خَرسنگ) روی سازند آب‌نیک (ژوراسیک میانی –بالایی) قرار گرفته و سن آن آپتین تعیین شده است.

« بخش هَشتَر» شامل ۱۷۰ متر میکرایت نازک لایه به رنگ خاکستری روشن همراه با میان لایه‌هایی از میکرایت‌های چرت‌دار صورتی رنگ است که به داشتن رودیست فراوان و سن آلبین شاخص است.در بیشتر بُرش‌ها، از جمله بُرش الگو، سنگواره‌های سازند تیزکوه نشانگر آشکوب آپتین است. ولی در برخی بُرش‌ها، تغییرات سنی این سازند از بارمین تا اوایل آلبین است و حتی به باور دلنباخ (۱۹۶۴) لایه‌های پایانی این سازند ممکن است به سنومانین تعلق داشته باشد، ولی این سن مورد تأیید همگان نیست.به جز تغییرات ستبرا، در بیشتر نقاط البرز جنوبی (درهٔ کرج، باختر سفیدرود، درهٔ هراز و ۰۰۰) سازند تیزکوه رخسارهٔ سنگی همگن و پایدار دارد. ویژگی‌های سنگی و زیستی این سازند همچنان یادآور کربنات‌های اُربیتولین‌دار زاگرس، کپه‌داغ و ایران مرکزی است که نشانگر شرایط یکسان رسوبی زمان کرتاسهٔ پیشین در گسترهٔ ایران‌زمین است.

کرتاسهٔ بالا در البرز جنوبی : ردیف‌های کرتاسهٔ بالای البرز جنوبی در شرایط رسوبی متفاوتی نهشته شده‌اند و به همین دلیل، تغییر رخساره‌ها در خور توجه است و تاکنون ردیفی که نشانگر ویژگی های عمومی کرتاسهٔ بالای البرز جنوبی باشد قابل نامگذاری و معرفی نبوده است. از نواحی گوناگون البرز جنوبی، مطالعات انجام شده بر روی بُرش‌های شمال و خاور تهران، نسبت به دیگر

نقاط، بیشتر است. در منطقهٔ فیروزکوه، اشتایگر (۱۹۶۶)، رسوب‌های کرتاسهٔ بالایی را به سه واحد C3, C2 و C4تقسیم کرده است. در منطقهٔ لار، آسرتو (۱۹۶۴) برای رسوب‌های ناهمگن کرتاسهٔ بالا از نشانه‌های , U4 U2, U3 و U5 استفاده کرده است. در خاور تهران (کوه‌های سپایه)، دلنباخ (۱۹۶۴) ردیف‌های کرتاسهٔ بالا را به واحدهای K2c, K2b, K2a و K3تقسیم کرده است. در جنوب فیروزکوه، کشانی (۱۳۶۷)، تقسیمات اشتایگر را باور دارد. همان‌گونه که دیده می‌شود، در شمال و خاور تهران، زمین‌شناسان مختلف نسبت به ویژگی‌های سنگی و به ویژه زیستی و به تبع آن، هم‌ارزی‌های محلی ردیف‌های کرتاسهٔ بالا دیدگاه‌های به طورکامل متفاوت و گاه متناقض دارند، به گونه‌ای که جمعبندی نظرها دشوار و حتی ناممکن است (شکل ۵-۱۴).

مرز کرتاسهٔ پایین – کرتاسهٔ بالا، همانند دیگر نقاط ایران (به جز زاگرس) با فاز کوهزایی اتریشین و ناپیوستگی رسوبی و گاه تکاپوهای آتشفشانی مشخص است. در پی این کوهزایی (اتریشین) دریای پیشروندهٔ سنومانین بیشتر مناطق دامنهٔ جنوبی البرز مرکزی را پوشانده به گونه‌ای که توالی سنومانین، با کنگلومرای قاعده‌ای سنگ‌آهک‌های اُربیتولین را با دگرشیبی زاویه‌دار و یا موازی می‌پوشاند. از اواخر سنومانین، بر ژرفای حوضهٔ رسوبی افزوده شده، به گونه‌ای که در زمان تورونین، به ویژه نواحی شمال گسل مُشا – فشم با دریای به نسبت ژرفی پوشیده می‌شد که محل مناسبی برای نهشت آهک‌های چرت‌دار نواحی نیمه عمیق و عمیق، سنومانین پسین - تورونین بوده است، ولی در باختر فیروزکوه، حوضهٔ سنومانین پسین – تورونین ژرفای کمتری داشته که منجر به نهشت رسوب‌های آهکی حاوی روزنه‌داران کف‌زی و گاه پلانکتون، در محیطی دریایی با شرایط فروکشندی تا نیمه عمیق شده و حتی در کوه‌های سپایه، محیط دریایی تورونین بسیار کم عمق و ناپایدار و با انرژی متوسط تا زیاد بوده و سرانجام در نواحی جنوب باختری فیروزکوه (بُرش سیدآباد) سنگ‌های تورونین وجود ندارد . تغییرات رخساره‌ای مزبور در نواحی به نسبت نزدیک، به احتمال نتیجهٔ عملکرد گسل‌ها و ایجاد شرایط ناهمسان در نواحی مختلف حوضه است (صادقی، ۱۳۷۸).

شرایط رسوبگذاری در دریای کُنیاسین مشابه تورونین بوده، بـه گونـه‌ای کـه در شـمال گسـل مُشـا – فشم حوضه ژرفای بیشتری داشته و رسوبات تورونین به آرامی به سنگ‌آهک‌هـای میکرایتـی متوسـط تا سـتبرلایهٔ خاکسـتری محـیط آرام و بـه نسـبت عمیـق مـی‌رسـد، ولـی بـه سـمت خـاور در غـرب فیروزه‌کوه، ضمن کاهش ژرفا، سنگ‌آهک‌های فاقد چرت انتهای تـورونین جـای خـود را بـه یـک متـر ماسه‌سنگ‌آهکی و سپس به سنگ‌آهک‌هایی می‌دهد که در محیط دریایی با شـرایط فروکشـندی تـا نیمه عمیق شکل گرفته‌اند. در جنوب گسل مُشا – فشم، دریـای کنیاسـین، هماننـد دریـای تـورونین، ژرفای کمتر و انرژی بیشتری داشته است به گونه‌ای که در منطقـهٔ سـه پایـه و دربنـدک، ضـخامتی از رسوبات تخریبی متشکل از ماسه‌سنگ‌آهکی، آهک ماسه‌ای، ماسه‌سنگ و سیلت سنگ، بـا ریـتم‌هـای تکراری همراه با آثاری مانند موج‌نقش، نقـش‌شـیار و گـاه چینـه‌بنـدی متقـاطع همـراه بـا روزنـه‌داران پلانکتون و کـف‌زی نهشـته شـده کـه تفکیـک آنهـا از رسـوبات تخریبـی سـانتونین ممکـن نیسـت.در سانتونین، شرایط رسوبی به ویژه در شمال و جنوب گسل مُشا – فشم به طور کامـل مشـابه کُنیاسـین بوده، به گونه‌ای که دریـای سـانتونین در تمـامی نـواحی شـمالی گسـل مُشـا – فشـم از ناحیـهٔ لار تـا فیروزکوه حضور و گسترش داشته و از شرایط به نسبت نیمه عمیق برخوردار بوده است.

در ضمن با فرونشینی تدریجی جنوب باختری فیروزکوه، ایـن منـاطق کـه از نئوکـومین تـا سـانتونین شرایط قاره‌ای داشته‌اند، با دریای سانتونین پوشیده شده است. این پیشروی، بـه احتمـال تحـت تـأثیر رخداد ساب هرسی نین که از تورونین تا سانتونین تداوم داشته، رخ داده است.

در جنوب گسل مُشا – فشم، شـرایط محیطـی دریـای سـانتونین بـا نـواحی شـمالی آن بـه طورکامـل متفاوت بوده است، به گونه‌ای که در ایـن نـواحی، در زمـان سـانتونین دریـای کـم عمـق و پـر انـرژی حضور داشته است و رسوبات تخریبی با ضـخامت زیـاد را تـه‌نشـین کـرده اسـت. بـه همـین دلیـل، در منطقهٔ سه پایه تا دربندک، در ادامـهٔ رسـوبات تخریبـی کنیاسـین، رژیـم رسـوبگذاری تخریبـی ادامـه یافته و با نزدیک شدن زمان سانتونین، حتـی دانـه‌بنـدی درشـت‌تـری داشـته کنگلـومرای ضـخیم تـا

توده‌ای را بر جای گذاشته است که نشانگر عمق کم و انرژی بیشتر دریا نسبت به زمان کنیاسین است. دلنباخ (۱۹۶۴) این رسوبات تخریبی را با نشانهٔ K2b و به سن اواسط کنیاسین (؟) تا اواسط سانتونین (؟)، ولی صادقی (۱۳۷۸) سن کامپانین پیشین را باور دارد.دریای کامپانین در بیشتر مناطق دامنهٔ جنوبی البرز مرکزی گسترش داشته است. رسوبات این زمان (کامپانین) در مناطق شمالی و جنوبی گسل مُشا –فشم با اختلاف رخسارهٔ آشکاری همراه است. در شمال گسل مُشا – فشم، دریای کامپانین با شرایطی در مرز فروکشندی تا نیمه عمیق بوده و در گذر از سانتونین به کامپانین تغییرات آشکاری مشهود نیست.

در نواحی جنوبی گسل مُشا –فشم دریای کامپانین ضمن گسترش در خور توجه، شرایط متفاوتی با نواحی شمالی گسل مزبور داشته است. دلنباخ، در نواحی شرق تهران بر روی آهک‌های واحد K2c آهک های گل سفیدی و مارن‌های دارای گلوبوترونگانایید‌های (واحد K3) کامپانین را معرفی کرده، ولی صادقی (۱۳۷۸) فسیل‌های شاخص ماستریشتین را یافته است.اگرچه در دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی رسوبات ماستریشتین چندان گزارش نشده ولی مطالعات صادقی (۱۳۷۸) حضور دریای ماستریشتین را در درهٔ لار و نواحی فیروزکوه اثبات کرده است. به گونه‌ای که در محدودهٔ الرم، رسوبات ماستریشتین، به ضخامت حدود ۲۰۰ متر شامل سنگ‌آهک، آهک مارنی در تناوب با مارن آهکی و شیل مارنی –آهکی به رنگ خاکستری روشن تا متمایل به سبز و زرد دارای میکروفسیل های فراوان پلانکتون است که رسوبگذاری در محیط‌های آرام و عمیق دریایی را مشخص می‌کند. یافته های جدید صادقی (۱۳۷۸) نشان می‌دهد که در نواحی جنوبی گسل مُشا – فشم نیز دریا در طول ماستریشتین حضور داشته است. دریای ماستریشتین تحت تأثیر حرکت‌های زودرس فاز کوهزایی لارامین قرار داشته و سرانجام در اواخر ماستریشتین، این مناطق همراه با مناطق شمالی گسل مُشا –فشم تحت تأثیر فاز کوهزایی لارامین قرار گرفته و به خشکی تبدیل شده است. آثار این پدیده به صورت دگرشیبی زاویه‌دار آشکاری برجا مانده است، به گونه‌ای که در منطقهٔ الرم رسوبات ماستریشتین با دگرشیبی آشکار در زیر آهک‌های آلوئولین‌دار و نومولیت‌دار

ائوسن و در تخت علی و سیدآباد در زیر کنگلومرای فجن و در دربنـدک و جنـوب زره در زیـر رسـوبات تخریبی پالئوسن –ائوسن قرار گرفته است.

کرتاسه در البرز شمالی

در بیشـتر نـواحی البـرز شـمالی، بـه جـز جنـوب چـالوس، گـذر از ژوراسـیک (تیتـونین) بـه کرتاسـه (بریازین) آرام و تدریجی است. در هر حال، در پاره‌ای نقاط مـی‌تـوان ناپیوسـتگی رسـوبی وابسـته بـه رویداد سیمرین پسین را در بین سنگ‌های بریازین و ردیف‌های جـوان‌تـر نئوکـومین دیـد. گونـاگـونی شرایط حاکم بر حوضه‌های رسوبی کرتاسـهٔ البـرز شـمالی، بیـان ویژگـی‌هـای سـنگی و زیسـتی ایـن سیستم را در البرز شمالی دشوار می‌سازد و لذا مسائل کرتاسـهٔ البـرز شـمالی را، از بـاختر بـه خـاور، در سه گسترهٔ محدودهٔ باختری البرز شمالی (نواحی بندرانزلی - ماسوله، جنوب رشـت، ناحیـهٔ لاهیجـان)، محدودهٔ مرکزی البرز شمالی (چالوس) و محدودهٔ خاوری البـرز شـمالی (گرگـان –گنبـد) مـی‌تـوان مورد بررسی قرار داد.

کرتاسه در محدودهٔ باختری البرز شمالی: در محـدودهٔ بـاختری البـرز شـمالی، تـوالی کرتاسـهٔ پـایین، رخسارهٔ سنگی متنوعی از نواحی سـاحلی، ریفـی و یـا رَمـپ‌هـای کربنـاتی دارنـد کـه نشـانه‌هـایی از ناآرامی‌های زمین‌ساختی دارد. برای نمونه در پایانهٔ باختری منطقهٔ انزلـی –ماسـوله شـواهدی از یـک فاز کوهزایی میان رسوبات بارمین و آپتین وجود دارد کـه تـاکنون در هـیچ نقطـه‌ای از ایـران گـزارش نشده است (صادقی، ۱۳۷۸). در اواخر آلبین، دومین فاز کـوهزایی کرتاسـه (اتریشـین، ۱۰۰ میلیـون سال) بر محدودهٔ موردنظر اثر کرده است. پیشروی دریای کرتاسـهٔ بـالا، در همـه جـا همزمـان نیسـت. در ناحیهٔ بندرانزلی، پیشروی بعـدی دریـا در آغـاز سـنومانین بـوده، در حـالی کـه در ناحیـهٔ لاهیجـان پیشروی دریای کرتاسهٔ بالا در سـنونین پیشـین صـورت گرفتـه و یـا در جنـوب رشـت (کـوه دُرفَـک) بایوهرم‌های آلبین، به طور دگرشیب با رسوبات سانتونین پوشیده شـده‌انـد و سـرانجام در ناحیـهٔ انزلـی – ماسوله، پیشروی بعدی تا ماستریشتین به تعویق افتاده است. منـاطق لاهیجـان و جنـوب رشـت در

ماستریشتین پسین، بر اثر رخداد لارامین، از آب خارج شده‌اند، در حالی که در ناحیهٔ انزلی – ماسوله، رسوبات آهکی ماستریشتین به آرامی به سنگ‌آهک‌های دانین (پالئوسن) می‌رسند.شرحی بر کرتاسهٔ نواحی بندرانزلی – ماسوله، جنوب رشت و ناحیهٔ لاهیجان، می‌تواند بیانگر ویژگی این سنگ‌ها در محدودهٔ باختری البرز شمالی باشد.

کرتاسه در نواحی بندرانزلی – ماسوله : در دامنه‌های شمالی رشته کوه‌های تالش، به ویژه از نصف‌النهار بندرانزلی به سمت باختر ویژگی‌های سنگی و زیستی سنگ‌های ژوراسیک پایانی و کرتاسه به گونه‌ای است که به دلیل تفاوت‌های آشکار با دیگر بخش‌های البرز، نوع و شرایط رسوبی به طور کامل استثنایی را در این بلندی‌ها (تالش) تداعی می‌کند. دیویس و همکاران (۱۹۷۵)، بدون اشاره به حوضه‌های ساختاری –رسوبی، شرح کاملی بر سنگ‌های کرتاسهٔ این ناحیه نوشته‌اند. داده‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که گسترهٔ موردنظر منطبق بر بخشی از فرونشست پاراتتیس است که نوگل (منتشر نشده) برای آن از واژهٔ کاسپین –خزر استفاده کرده است. در گسترهٔ انزلی – ماسوله، سنگ‌های کرتاسه سه رخسارهٔ متفاوت ساحلی –دلتایی، کولابی –پشت‌ریف و ریفی دارند.

« رخسارهٔ ساحلی –دلتایی » کرتاسه را بیشتر در منطقهٔ شمال خاوری کوه‌های تالش می‌توان دید که شامل سنگ‌های آواری است که مقدار درخور توجهی توف و یا گدازه‌های آندزیتی تا قلیایی، به ویژه در بخش بالایی آن دیده می‌شود، به گونه‌ای که سیمای دوگانهٔ رسوبی –آذرین دارد. توالی آواری، از جنس سیلت سنگ، گلسنگ‌های سیلتی و ماسه‌سنگ هستند که میان‌لایه‌هایی اتفاقی از سنگ‌آهک دریایی و یا کنگلومرا دارند. خرده‌های گیاهی و زغالی فراوان ویژگی‌های این رخساره است.در نزدیکی هشتپر، رخساره‌های ساحلی –دلتایی حدود ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متر ستبرا دارند، ولی به سمت باختر و جنوب، کاهش ضخامت درخور توجه است. سنگواره‌های موجود در میان‌لایه‌های آهکی این رخساره، نشانگرآشکوب سنومانین تا ماستریشتین پسین است. قرارگیری این توالی بر

روی سنگ‌های کهن‌تر از ژوراسیک پسین، می‌تواند نشانهٔ یک فرابوم کهن و فرسایش طولانی پیش از سنومانین باشد.

« رخسارهٔ کولابی – پشت‌ریف » به ویژه در بخش مرکزی دامنه‌های شمالی کوه‌های تالش (تپه ماهورهای پیرامون شهر ماسوله و در منطقهٔ شال)، رخنمون‌های محدود و پراکنده دارند. رخسارهٔ چیره، کربنات‌های آهکی است ولی این رخساره پایدار نیست و میان‌لایه‌هایی از شیل، ماسه‌سنگ و توف چه در زمان و چه در مکان به کربنات‌ها افزوده می‌شود. میان‌لایه‌های توفی به ویژه در بخش بالایی فراوان‌تر است. بخش پایینی این رخساره، دارای آمونیت و روزنه‌داران آشکوب بریازین است. در ردیف‌های بالاتر، آمونیت‌های بارمین و حتی در لایه‌های پایانی این رخساره اینوسراموس‌های بارمین –آپتین گزارش شده است. مرز زیرین این سنگ‌آهک‌ها ممکن است با رخساره‌های ریفی سازند لار (ژوراسیک بالایی) باشد. مرز بالایی آنها به شیل‌های آهکی سبز –خاکستری رنگی است که سن سنونین دارد و به ایست رسوبی آلبین –تورونین اشاره دارد.در بخش مرکزی دامنه‌های شمالی کوه‌های تالش، سنگ‌های کرتاسهٔ بالا، رخسارهٔ پیشرونده دارد و به طور دگرشیب سنگ‌آهک‌های بریازین –آپتین را می‌پوشاند. پیشروی دریای کرتاسه در همه جا همزمان نیست و تغییرات سنی آن از آشکوب کنیاسین تا سانتونین است. لایه‌های پیشرونده در همه جا ترکیب سنگی همگن ندارد، ولی بخش عمدهٔ توالی ترکیبی از ماسه‌سنگ و شیل است که میان‌لایه‌های آتشفشانی دارد و در بالا به سنگ‌آهک‌های قلوه‌ای می‌رسد که ریز سنگواره‌های ماستریشتین پسین –دانین دارد.

« رخسارهٔ ریفی » کرتاسه، بیشتر در باختر انزلی –ماسوله رخنمون دارد و به طرف خاور و شمال خاور به رخسارهٔ کولابی –پشت ریفی می‌رسد. ولی در دیگر جهت‌ها به تدریج نازک می‌شود و یا با رسوب‌های جوان‌تر از کرتاسه پوشیده می‌شود.

این رخسارهٔ ریفی، بیش از ۵۰۰ متر ستبرا دارد و تغییرات سنی آن از نئوکومین تا کامپانین بالایی است. سنگ‌های نئوکومین این رخساره، آهک‌های مارنی و شیل‌های آهکی است. سنگ‌های بارمین چندان مشخص نیست. سپس گدازه‌های آندزیتی و لایه‌های توف با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار به سن آپتین –آلبین وجود دارد. سنگ‌های کرتاسهٔ بالا ستبرای چندانی ندارند و بیشتر سنگ‌آهک‌های متبلور و صدف‌دار با جلبک و روزنه‌داران پلانکتون به سن سنومانین – کامپانین هستند.

کرتاسه در جنوب رشت : در جنوب رشت (کوه دُرفَک)، توالی پیوسته‌ای از سنگ‌های ژوراسیک بالا –بارمین وجود دارد که با سه ناپیوستگی رسوبی تا آشکوب ماستریشتین ادامه می‌یابد. این مجموعه که حدود ۳۵۰۰ متر ضخامت دارد قابل تقسیم به ردیف‌های زیر است (آنلز و همکاران، ۱۹۷۵) :« سنگ‌های تیتونین » با حدود ۷۰۰ متر ستبرا، سنگ‌آهک‌های همگن، خاکستری رنگ و دارای قلوه‌های چرت است.

« سنگ‌های نئوکومین » با حدود ۸۰۰ متر ستبرا، سنگ‌آهک‌های سیلتی –ماسه‌ای، سنگ‌آهک نازک لایه و ماسه‌سنگ است که دارای آمونیت‌های نوع Berriasellidae و دیگر سنگواره‌های بارز نئوکومین است.« سنگ‌های بارمین » رسوبات تخریبی است که با سنگ‌های جوان‌تر کرتاسهٔ پایین (آپتین) ارتباط دگرشیب دارد (تنها دگرشیبی معرفی شده بین بارمین و آپتین) .

« سنگ‌های آپتین - آلبین » با حدود ۸۰۰ متر ستبرا، رخنمون‌های محدود و پراکنده دارند که با دولومیت، کنگلومرا، ماسه سنگ آغاز و با سنگ‌آهک‌های بایوهرمی اُربیتولین‌دار ادامه می‌یابد.

« سنگ‌های سنونین » توالی همگنی از سنگ‌آهک‌های گلوبوترونکانادار است که در میان دو دگرشیبی پس از آلبین و پیش از ماستریشتین) قرار دارند.

« سنگ‌های ماستریشتین » با حدود ۱۲۰۰ متر ستبرا، از نوع سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای است که به طور محلی گلوکونیت می‌شود و قلوه‌های کوارتز در آن عمومیت دارد. توالی ماستریشتین، به طور دگرشیب در زیر کنگلومرایی قرار می‌گیرد که با سازند فجن (پالئوسن) قیاس شده است.

کرتاسه در ناحیه لاهیجان –اَملَش : بنا به گزارش آنلز و همکاران (۱۹۷۵)، در ناحیهٔ لاهیجان – اَملَش، همانند دیگر نقاط البرز شمالی گذر ژوراسیک به کرتاسه تدریجی است. ولی در اینجا، لایه‌های گذر ژوراسیک –کرتاسهٔ رخسارهٔ آواری (سیلت سنگ، ماسه‌سنگ، گلسنگ) دارند که با دیگر نقاط البرز شمالی تفاوت آشکار دارد.

« سنگ‌های بارمین » این ناحیه حدود ۲۰۰ متر گدازه‌های قلیایی است.

« سنگ‌های آپتین -آلبین » با سنگ‌آهک‌های حاوی اُربیتولین مشخص می‌شود. یک ناپیوستگی رسوبی از نوع دگرشیبی زاویه‌دار بین آلبین و سنونین قابل شناسایی است.

« سنگ‌های سنونین » با حدود ۱۳۰۰ متر ستبرا، سنگ‌های آذرین قلیایی زیردریایی از نوع آگلومرای لایه‌ای، توف، گدازه وگدازه‌های قلیایی است که با سنگ‌آهک‌های دارای اُربیتولین، ارتباط دگرشیب دارد. میان‌لایه‌های آهکی این مجموعه دارای گلوبوترونکاناهای سنونین است.

مجموعه‌های آتشفشانی سنونین، منحصر به ناحیهٔ لاهیجان –اَملَش نیست. در برش‌های چم‌رود، پل رود بالایی، خشکه‌رود و شمال پرنکوه، بخش بزرگی از سنگ‌های سنونین همچنان از نوع آگلومرا، گدازه، توف و ۰۰۰ است.

« سنگ‌های ماستریشتین » آواری و از نوع کنگلومرا و ماسه‌سنگ است که حدود ۳۰۰ متر ستبرا دارد و مرز پایین آن با مجموعهٔ آتشفشانی سنونین و مرز بالای آن با کنگلومرای پالئوسن (سازند فجن) دگرشیبی زاویه‌دار است.

کرتاسه در محدودهٔ مرکزی البرز شمالی : در جنوب چالوس، توالی ویژه‌ای از سنگ‌های کرتاسه وجود دارد که ضخامت درخور توجهی از سنگ‌های آتشفشانی دارد. به گزارش کارتیه (۱۹۷۱)، در پایانهٔ شمالی درهٔ چالوس، سنگ‌های ژوراسیک میانی (سازند دلیچـــای) و ژوراسیک بالایی (سازند لار) وجود ندارد و نهشته‌های شیلی -ماسه‌سنگی گروه شمشک را توالی سنگ‌های کرتاسه می‌پوشاند که ضمن داشتن ناپیوستگی‌های رسوبی بزرگ، تغییرات سنی آن از بریازین تا کامپانین است.

در اینجا، پایین‌ترین بخش ردیف‌های کرتاسه، ردیفی از سنگ‌آهک ائولیتی، روشن‌رنگ و توده‌ای همراه با لایه‌های نازک شیل آهکی –رسی و مارن است که جلبک و کالپیونلاهای بریازین – والانژنین دارد. کارتیه به بخش میانی سنگ‌های کرتاسهٔ جنوب چالوس، « سازند چالوس » نام داده که حدود ۱۸۰۰ متر ستبرا دارد و با ناپیوستگی، سطح هوازدهٔ سنگ‌آهک‌های بریازین –والانژنین را می‌پوشاند. سازند چالوس ۵ عضو دارد :

« عضو آتشفشانی زیرین » با ۳۲۵ متر ضخامت شامل دیاباز سُرخ تیره تا قهوه‌ای و لایه‌های سیلتی مارنی و به احتمال به سن والانژنین –بارمین است.

« عضو آهک زیرین » شامل ۱۷۰ متر سنگ‌آهک اُربیتولین‌دار و شیل‌های ماسه‌ای با سن بارمین پسین –آپتین است.

« عضو آتشفشانی میانی » شامل ۱۲۰ گدازه‌های دیابازی، سنگ‌های آذرآواری و مارن‌های سیلتی سُرخ‌رنگ است.

« عضو آهک بالایی » شامل ۷۰ متر سنگ‌آهک سیلیسی و ماسه‌ای اُربیتولین‌دار است که بخش پایینی آن سن بارمین پسین –آپتین ولی بخش بالایی آن سن سنومانین؟ –سنونین دارد.

بدین‌سان در جنوب چالوس، سنگ‌های آلبین سرنوشت روشنی ندارند و وجود یک ناپیوستگی بین آپتین –سنونین محتمل است.

« عضو آتشفشانی بالایی » با حدود ۵۰۰ متر ضخامت، شامل یک توالی رسوبی –آذرین، از کنگلومرا (در زیر)، بازالت الیوین‌دار (در وسط) و کنگلومرا در بالاست که سن سنومانین میانی – پسین دارد. بالاترین توالی کرتاسهٔ جنوب چالوس، سنگ‌آهک و مارن گلوبوترونکانادار به سن سانتونین – ماستریشتین است. این نهشته‌ها، به طور هم‌شیب و پیوسته به رسوبات دانین می‌رسد و این نشانگر آن است که در جنوب چالوس، عملکرد رخداد کوهزایی لارامین منطبق بر مرز کرتاسه – ترشیری نیست. گفتنی است که در بخش شمالی درهٔ هراز، ویژگی‌های سنگی کرتاسه، مشابه جنوب چالوس است، ولی بنا به گزارش سوسلی (۱۹۷۶)، در درهٔ هراز، سنگ‌های کرتاسه در روی مجموعهٔ گچ –ملافیر (ژوراسیک بالایی –نئوکومین) دیده می‌شوند.

کرتاسه در محدودهٔ خاوری البرز شمالی : در نواحی گنبد –گرگان –نوده، همانند پاره‌ای از نواحی البرز شمالی و البرز جنوبی، می‌توان شاهد یک گذر تدریجی ولی همراه با تغییر رخساره، از تیتونین (ژوراسیک پسین) به آشکوب‌های بریازین –هوتریوین (کرتاسهٔ پایینی) بود، به گونه‌ای که سنگ‌آهک‌های سازند لار در انتها مارنی می‌شوند و به تدریج به رخسارهٔ مارنی –رُسی –آهکی سازند پاقلعه به سن والانژنین تا بارمین می‌رسد. به نظر می‌رسد که در این نواحی، ناپیوستگی رسوبی وابسته به رخداد زمین‌ساختی سیمرین پسین پس از آشکوب هوتریوین اثرگذار بوده است. فونتن (۱۹۷۷)، سنگ‌های کرتاسهٔ جنوب گنبدکاووس را در قالب سه واحد سنگی غیررسمی معرفی کرده است :

سازند پاقلعه : به سن والانژنین –هوتریوین و ضخامت تا ۵۰۰ متر که به سه بخش زیر قابل تقسیم است.

« بخش پایینی » ۲۰۰ تا ۲۵۰ متر مارن، رس‌های خاکستری –آبی به سن والانژنین پیشین با تناوب‌هایی از سنگ‌آهک نازک لایه در بالا است.

« بخش میانی » حدود ۱۹۰ متر سنگ‌آهک تخریبی قهوه‌ای به سن والانژنین پسین –هوتریوین است که به داشتن صدف فراوان و میان‌لایه‌های رسی –ماسه‌سنگی مشخص است.

« بخش بالایی » حدود ۱۲۰ متر دولومیت و میکرایت گلی رنگ به سن هوتریوین پسین –بارمین است.سازند پاقلعه ویژگی یک چرخهٔ پسرونده دارد. مرز پایین آن با سازند لار تدریجی، و مرز بالای آن با کنگلومرای چندزادی سازند جامی شوران (آپتین –آلبین)، ناپیوسته است.

سازند جامی‌شوران : یادآور سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار بارمین –آپتین دیگر مناطق ایران است. این سازند همچنان با یک واحد آواری ماسه سنگی به ضخامت ۲۰ تا ۳۰ متر آغاز و به تدریج به میکرایت‌های رودیست‌دار با رخسارهٔ اورگونین به ضخامت ۲۶۰ تا ۲۷۰ متر می‌رسد که در بخش پایین، نازک لایه و ماسه‌سنگی، و در بالا توده‌ای و ریفی است.

مرز پایینی سازند جامی‌شوران با سازند پاقلعه، از نوع دگرشیبی موازی است ولی مرز بالایی آن با ردیف‌های کرتاسهٔ پسین « سازند قلعه موران »، دگرشیبی زاویه‌دار خفیف است. با توجه به داده‌های سنگی و زیستی، سازند جامی‌شوران یادآور رَمپ‌های کربناتی بارمین –آپتین ایران است که با سازند تیزکوه البرز و دیگر سازندهای همزمان درخور قیاس است.

سازند قلعه‌موران : نشانگر یک واحد سنگی از سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای، گلوکونیت‌دار و تا اندازه‌ای گل سفیدی است که سن سنونین پسین (سانتونین –کامپانین) دارد و با ردیف‌های سنونین دیگر نقاط ایران قابل قیاس است.

بخش پایینی این سازند حدود ۱۰ متر ماسه سنگ گلوکونیت‌دار و یا بیومیکرایت ماسه‌سنگی است که بقایایی ازپلانکتون‌ها، خارپوستان و اینوسراموس دارد. بخش بالایی، با ۶۰ تا ۷۰ متر ستبرا، شامل سنگ‌آهک‌های گرهکی، گل سفیدی و سرشار از قطعات اسفنج است.ماسه‌سنگ گلوکونیت‌دار بخش پایینی و کارست‌های قدیمی، شاهدی بر یک ایست رسوبی از نوع دگرشیبی به سن آلبین تا سنونین پسین است که دو سازند جامی‌شوران (در زیر) و قلعهٔ موران (در بالا) را از یکدیگر جدا می‌سازد.

در اواخر کرتاسه، حوضهٔ البرز خاوری، تحت تأثیر کوهزایی لارامین از آب خارج شده است.

کرتاسه در آذربایجان

در گستره‌های وسیعی از آذربایجان، کهن‌ترین سنگ‌های کرتاسه، ردیف‌های کربناتی اُربیتولین‌دار، به سن بارمین- آپتین با رخنمون محدود و بسیار پراکنده است که به طور دگرشیب زمین‌های گوناگون به ویژه رسوب‌های زغالدار و دگرشکل شدهٔ گروه شمشک را می‌پوشانند.

ردیف‌های آلبین و جوان‌تر بیشتر نواحی آذربایجان نهشته‌های شیلی –مارنی فلیش گونه هستند که به طور عموم، همراهانی از گدازه‌های بازیک زیردریایی دارند و به نهشت آنها در گودال‌های پویای فروبوم، محدود به زون‌های گسلی، اشاره دارند که از میان آنها، سه فرونشست زنجان – مراغه، فرونشست شمال تبریز -جلفا و فرونشست باختر ارومیه (ماکو- مهاباد) بارزتر است. در بیشتر فرونشست‌های فروبومی، به ویژه در شمال تبریز و باختر دریاچهٔ ارومیه، در زمان سنونین پسین با سرانجام گرفتن حوضه‌های فلیشی، شرایط آرام و سکویی، دوباره چیره شده است.

در « فرونشست زنجان –مراغه » بخش ناچیزی از توالی کرتاسه شامل سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار آپتین است که به طور عمده در جنوب خاوری سلطانیه، باختر زنجان (۵۰۰ تا ۶۰۰ متر)و همچنین در بخش خاوری دریاچهٔ ارومیه مانند دربند، دیزج و ۰۰۰ برونزد دارند. در این فرونشست،

گستره‌های باختر زنجان (حد فاصل کَرَسف تا سعیدآباد) همچنین از خاور میاندوآب تا بندر رحمانلو و زینتلو و نیز در جزایر اسپیر، قویون‌داغی و اشک، سنگ‌های کرتاسه از تناوب لایه‌های شیل و ماسه سنگ کوارتزی به رنگ هوازده خاکستری تیره تا سیاه به شدت چین‌خورده تشکیل شده که در بین آنها سنگ‌های آتشفشانی از نوع نیمه بازیک تا بازیک دیده می‌شود. به نظر شهرابی (۱۳۷۳)، همبری ردیف‌های شبه فلیشی کرتاسه با سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار آپتین (سازند تیزکوه) تدریجی است. در این رسوبات فلیشی، سنگواره کمیاب است. در کوه محمود (ناحیهٔ مراغه) تنها آمونیت موجود را سیدامامی از نوع Pusania sp. به سن آلبین دانسته است (شهرابی، ۱۳۷۳). ولی در باختر زنجان (فلتوق)، در میان آهک‌های مارنی و آهک ماسه‌ای موجود در رسوبات شبه فلیشی، آمونیت، بلمنیت و میکروفسیل‌های پلانکتون شاخص، سن تورونین را برای این نهشته‌ها اثبات می‌کند ولی سن بالایی این توالی دانسته نیست (صادقی، ۱۳۷۸).

در « فرونشست شمال تبریز » توالی کرتاسهٔ پیشین، به ویژه در کوه مورو، با رسوب‌های آواری سُرخ روشن به ستبرای حدود ۳۰ متر آغاز می‌شود و به تدریج به حدود ۴۵ متر سنگ‌آهک‌های خاکستری رنگ با لایه‌بندی منظم، دارای دوکفه‌ای و اُربیتولین فراوان، به سن آپتین –آلبین می‌رسد.در شمال تبریز، توالی فلیش کرتاسهٔ بالا از شیل و ماسه‌سنگ همراه با لایه‌های آهکی تشکیل شده و آندزیت‌های زیردریایی نیز بخش مهمی از این توالی را تشکیل می‌دهند. اسدیان (۱۳۷۲)، نمونه‌هایی را که از بخش‌های مختلف این واحد گرفته، به سن ماستریشتین می‌داند. در کرتاسهٔ پسین، شرایط دریایی کم عمق نوع سکو، جانشین حوضه‌های عمیق فروبوم شده. رسوبات این دریای کم عمق، به ویژه در شمال آذربایجان در منطقهٔ بین خوی و جلفا، حدود ۷۰۰ تا ۶۰۰۰ متر مارن و آهک‌های مارنی دارای گلوبوترونکا است که عدسی‌هایی از سنگ‌آهک‌های ریفی با فسیل رودیست، اینوسراموس و آمونیت دارد. مارن و آهک‌های گلوبوترونکادار نیز خود با دگرشیبی مهم در زیر توالی پالئوژن قرار می‌گیرد (شمیرانی، ۱۳۶۳).

« فرونشست باختر دریاچهٔ ارومیه » بخش شمال باختری اولاکوژن سنندج –سیرجان است که ردیف‌های کرتاسهٔ آن در گودال‌های پویای مزوزوییک شکل گرفته‌اند به همین‌رو، نهشته‌های کرتاسهٔ آن رخسارهٔ فلیش توربیدایت دارند که به داشتن اولیستولیت‌های کربناتی، جریان‌های آشفته و به ویژه حجم‌های زیاد سنگ‌های آتشفشانی شاخص است. بخشی از ردیف‌های کرتاسهٔ بالایی این فرونشست، رسوب‌های پلاژیک کرتاسهٔ بالایی، به ویژه ماستریشتین است که با مجموعه‌های افیولیتی همراه‌اند.در باختر دریاچهٔ ارومیه، حقی‌پور (۱۳۶۷)، رخساره‌های فلیشی کرتاسه را با شیل‌های بیابانک و شیل‌های سنندج قابل قیاس دانسته و ستبرای آنها را بیش از ۲۰۰۰ متر برآورد می‌کندکه به طور عمده شامل شیل، شیل‌های سیلتی –اسلیتی و کوارتزیتی شده (دگرگونی خفیف) و میان لایه‌های ماسه‌سنگ، سیلت سنگ، عدسی‌ها و لایه‌های سنگ‌آهک، سنگ‌آهک کنگلومرایی یا کنگلومرا با سیمان کربناتی است که تناوب‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی / داسیتی نیز به همراه دارد.

میکروفسیل‌های لایه‌های کربناتی، تغییرات سنی از تریاس پسین –تا آپتین دارد و به نظر می‌رسد که شرایط فلیشی آغاز شده از تریاس پسین، تا کرتاسه ادامه داشته است.سنگ‌های کرتاسهٔ بالای باختر دریاچهٔ ارومیه، بخشی از آمیزهٔ افیولیتی محور ماکو – مهاباد است که ویژگی عمومی آمیزه‌های رنگین کرتاسهٔ پسین ایران را دارند و به طور دگرشیب با توالی ستبری (بیش از ۱۰۰۰ متر) از ماسه سنگ، شیل و کنگلومرا به رنگ‌های سبز تیره، خاکستری تیره و سُرخ تیره پوشیده شده‌اند. اینها به دلیل داشتن گونه‌های متنوعی از گلوبوترونکانا، به سن ماستریشتین هستند ولی احتمال دارد که دارای بخش‌های جوان‌تر مانند پالئوسن –ائوسن نیز باشند. آمیزه‌های افیولیتی و مجموعه‌های فلیشی کرتاسهٔ پسین باختر دریاچهٔ ارومیه، یادآور مجموعه‌های افیولیتی –فلیشی خاور ایران است.

« در فرونشست سنندج » توالی کرتاسهٔ پایین، مجموعه‌ای بُر خورده از شیل‌های تیره‌رنگ، ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک‌های دارای اُربیتولین و سنگ‌های آتشفشانی از گونهٔ حدواسط تا بازیک و بدون نظم چینه‌ای هستند و حتی به طور محلی رسوب‌ها و محیط‌های آشفته را تداعی می‌کنند. اُربیتولین‌های آپتین شاخص‌ترین سنگوارهٔ واحدهای کربناتی است. سیدامامی دو آمونیت پیدا شده در واحدهای شیلی این مجموعه را از نوع(KOENEN) Prodeshaysites tenuicostatms و Pseudohaploceras sp به سن آپتین دانسته است (زاهدی ۱۹۸۵). نهشته‌های کرتاسهٔ بالایی ناحیهٔ سنندج، همچنان فلیش گونه و شامل مجموعهٔ ستبری (۱۷۰۰ متر) از شیل‌های تیره‌رنگ هستند که لایه‌های چندی از سنگ‌آهک، کنگلومرا و آتشفشانی دارند و شهر سنندج بر روی آن ساخته شده است و به همین‌رو « شیل سنندج » نامیده شده است.

واحدهای کنگلومرایی توصیف شده در این مجموعه، شامل کوارتزیت، سنگ‌آهک، اتشفشانی و شیل است. سنگ‌آهک‌ها کمی گرد شده و سنگ‌های آتشفشانی بیشتر گوشه هستند. خمیرهٔ کنگلومرا، آهک رُسی با دانه‌های کوارتزیت و تکه‌های شیل سیاه فراوان است که به روشنی به جریان‌های آشفته زیردریایی اشاره دارد. نسبت دادن این شیل‌ها به زمان کرتاسهٔ پسین، به دلیل تناوب‌های آهکی دارای روزنه‌داران گلوبوترونکانا، دوکفه‌های اینوسراموس، آمونیت است که همگی آنها از آن کرتاسهٔ پسین (سنونین) اند.

کرتاسه در ایران مرکزی

سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دارکرتاسهٔ پایینی، یکی از شاخص‌ترین واحدهای سنگی ایران مرکزی است که اغلب با ردیف‌های آواری سُرخ‌رنگ آغاز و به طور پیشرونده و گاه دگرشیب سنگ‌های کهن‌تر را

می‌پوشاند. گستردگی زیاد این سنگ‌ها، در نواحی گوناگون ایران مرکزی، گویای پیشروی گستردهٔ دریا و پوشیده شدن بسیاری از کهن پشته‌ها، با دریای پیشروندهٔ کرتاسهٔ پایین است.

به طور کلی، در مناطقی که توالی کرتاسهٔ پایین بر روی سنگ‌های کهن‌تر از « ژوراسیک بالا » قرار دارند، همبری آنها از نوع دگرشیبی زاویه‌دار و گاه آذرین‌پی است. ولی در محل‌هایی که سنگ‌های کرتاسهٔ پایینی با ردیف‌های ژوراسیک بالا همبر است، مانند جنوب باختری کرمان، جنوب راور، ناحیهٔ بافق، منطقهٔ خور، جنوب سبزوار و ۰۰۰، همبری آنها هم‌شیب و حتی ممکن است تدریجی باشد. دگرشیبی زاویه‌دار پایهٔ سنگ‌های کرتاسهٔ پایین به رخداد کوهزایی « سیمرین پسین »، به سن ژوراسیک پسین نسبت داده شده است، در حالی که این دگرشیبی، پیامد رویداد زمین‌ساختی کهن‌تری (سیمرین میانی) به سن ژوراسیک میانی است. بنابراین، با توجه به داده‌های دیرینه‌شناسی، ردیف‌های کرتاسهٔ پایین پس از یک ناپیوستگی رسوبی برجای گذاشته شده‌اند که در برخی مناطق (اصفهان، یزد، اردکان و ۰۰۰) از ژوراسیک میانی تا نئوکومین (پیش از بارمین) است و در بعضی نقاط، این ناپیوستگی نوعی هیاتوس محدود به آشکوب‌های آغازین نئوکومین (والانژین – هوتریوین) می‌باشد. به دنبال این هیاتوس، دریای کرتاسه به تدریج در مناطق مختلف ایران مرکزی پیشروی کرده، به گونه‌ای که این پیشروی در منطقهٔ گلپایگان از زمان هوتریوین، در اصفهان، زفره، انارک از زمان بارمین، در نواحی کاشان، کوه‌گز، هفت تومون، طبس و گناباد از زمان آپتین، در پشت‌بادام – ساغند از زمان آلبین، و در جندق از سانتونین رخ داده است (صادقی، ۱۳۷۸).

سنگ‌های کرتاسهٔ پایین ایران مرکزی دو رخسارهٔ به طورکامل متفاوت دارد. در گستره‌های وسیعی از این پهنه، رخسارهٔ سنگ‌های کرتاسهٔ پایین نشانگر سکوهای کربناتی است، ولی در فروافتادگی‌های محدود به زون‌های گسلی، حوضهٔ فرونشست درخور توجه داشته و به همین‌رو در این گونه نواحی، سنگ‌های کرتاسهٔ پایین رخسارهٔ فلیش گونه دارند. رخساره‌های فروبوم کرتاسهٔ

پایین ایران مرکزی، رخسارهٔ به نسبت همگنی از شیل و ماسه‌سنگ‌های سبز، با ستبرای زیاد (۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر) است که « سازند شیلی بیابانک » معرف آنها می‌باشد. رخسارهٔ کربناتی کرتاسهٔ پایین شامل سه واحد سنگی زیر است :

« ردیف‌های آواری زیرین » متشکل از نهشته‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی، به سن هوتریوین – بارمین، به رنگ سُرخ –ارغوانی که گاهی میان‌لایه‌هایی از مارن و یا سنگ‌آهک دارد و در شمال کرمان، افق‌های گچ به آن افزوده می‌شود. ستبرای این واحد از خیلی کم (۱۵ تا ۱۰ متر) تا حدود چند صد متر متغیر است.

« ردیف‌های کربناتی میانی » واحدی بسیار آشکار از کربنات‌های ستبرلایه با سیمای کوه‌ساز است که به داشتن اُربیتولین و دیگر سنگواره‌های بارمین –اوایل آلبین شاخص است. رخسارهٔ سنگی کربنات‌های اُربیتولین‌دار ایران مرکزی نشانگر محیط‌های دریایی گرم با ژرفای کم و گاهی نشانگر محیط‌های ریفی است که رخسارهٔ اورگون Orogonian Facies دارد و با سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار دیگر مناطق ایران، شباهت‌های سنگی و زیستی زیادی دارد.

« ردیف‌های شیلی – مارنی بالایی » ردیفی از شیل و مارن‌های رُسی تیره‌رنگ با رنگ هوازدگی مایل به سبز زیتونی –زرد است که به ویژه در اصفهان، یزد، خاور سمنان، کاشان، انارک و ۰۰۰، سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار را می‌پوشاند. این واحد سنگی، سیمای فرسوده و تپه ماهوری دارد و سنگواره‌های گوناگون آن، به ویژه آمونیت‌های نوع بودانتی سراس معرف آشکوب آلبین است. به همین‌رو، از این ردیف‌های شیلی اغلب با عنوان « شیل‌های آلبین » یاد می‌شود. گسترش جغرافیایی شیل‌های آلبین محدود به ایران مرکزی نیست. در پهنه‌های زاگرس، البرز، کپه‌داغ و ۰۰۰، نیز ردیف‌های آلبین، شیل‌های سبزرنگ هستندکه می‌تواند بیانگر شرایط یکسانی رسوبی زمان آلبین در تمام ایران باشد. شاخص‌ترین نهشته‌های شیلی آلبین ایران مرکزی را می‌توان در

باختر گسل چاپدونی دید که از جنوب خور تا بیاضه و خاور یزد ادامه دارد. ولی چرخه‌های رسوبی پس از آلبین سبب شده تا این‌گونه شیل‌ها در همه جا دیده نشود.

ردیف‌های سه گانهٔ کرتاسهٔ پایین ایران مرکزی هنوز به طور رسمی نام‌گذاری نشده‌اند. با وجود این، در ناحیهٔ یزد - تفت، به طور غیررسمی، به رسوبات تخریبی پایه « سازند سنگستان »، به سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار میانی « سازند تفت »، و به شیل‌های آلبین « سازند درهٔ زنجیر » نام داده شده است (نبوی، ۱۹۷۲) و یا در ناحیهٔ خور به ترتیب هم‌ارز سه سازند یاد شده در ناحیهٔ یزد – تفت از نام‌های « نقره »، « شاه‌کوه » و « بازیاب » استفاده شده است.

در ایران مرکزی، همانند دیگر نقاط ایران (به جز زاگرس)، مرز کرتاسهٔ پایین و کرتاسهٔ بالا ناپیوسته همراه با فازهای فرسایشی، هم‌ارز با رخداد زمین‌ساختی اتریشین است. چنین به نظر می‌رسد که از اوایل کرتاسهٔ پسین، تحولات زمین‌ساختی موجب تغییرات زیادی در وسعت، ژرفا و شرایط زیستی حوضه‌های رسوبی شده، به سانی که در اثر این رویداد حوضه‌های مستقلی به وجود آمده که از نظر رخساره شرایط رسوب‌گذاری و محیطی با هم اختلاف عمده داشته و آغاز و پایان آنها در همه جا همزمان نیست. به همین‌رو، در بیشتر نقاط ایران مرکزی، ردیف‌های کرتاسهٔ بالا با رسوب‌های کم ژرفای سنومانین آغاز می‌شود ولی در مجموع ماسه‌سنگ کلوکونیت‌دار، سنگ‌آهک‌های هیپوریت و اینوسراموس‌دار و نهشته‌های شیلی – مارنی عمومیت دارد. در حالی که در فرونشست انار – بردسیر، نهشته‌های سنومانین در حوضه‌های کم عمق تا نیمه عمیق انباشته شده‌اند. و یا در مناطقی مانند گلپایگان و تفرش، ردیف‌های آشکوب سانتونین آغازگر ردیف‌های کرتاسهٔ بالا است. در تغییرات مربوط به رخساره و ستبرای رسوبات کرتاسهٔ بالایی ایران مرکزی رویدادهای زمین‌ساختی و فعالیت دوبارهٔ گسل‌ها نقش اساسی داشته‌اند. برای نمونه در باختر گسل نایین، توالی کرتاسهٔ بالا از نوع سنگ‌آهک‌های پلاژیک و ژرف است، در حالی که در خاور همین گسل، رسوبات کرتاسهٔ بالای نخلک، چوپانان و جندق رخسارهٔ کم ژرفا دارند و یا این گونه سنگ‌ها وجود ندارد.

در بیشتر نقاط ایران مرکزی، توالی کرتاسهٔ بالا کامل و پیوسته نیست. شواهد ناپیوستگی‌های رسوبی متعدد و مکرر است. ناپیوستگی‌های رسوبی بین توالی کرتاسهٔ بالای ایران مرکزی و یا حذف قسمتی از توالی‌ها، نیز پیامد ناآرامی‌های زمین‌ساختی همزمان با رسوبگذاری است که از آن جمله می‌توان به ناپیوستگی دگرشیب بین رسوبات سانتونین و کامپانین در جندق و هفت تومون، دگرشیبی بین رسوبات کامپانین و ماستریشتین میانی با بالایی و سرانجام خروج گستردهٔ زمین در نواحی اصفهان، زفره، گلپایگان و یزد در اواخر ماستریشتین اشاره کرد که عامل آن رویداد لارامین است.

از سنگ‌های بسیار شاخص کرتاسهٔ بالای ایران مرکزی، آمیزه‌های افیولیتی –رسوبی این زمان است که در محل کافت‌های ژرف درون قاره تشکیل شده و در حال حاضر، به دلیل بسته شدن کافت، به صورت آمیزه‌ای از پوسته‌های اقیانوسی، و رسوب‌های پلاژیک در امتداد برخی گسل‌های طولی و عمدهٔ ایران مرکزی برونزد دارند و رخنمون آن، نشانگر محل تقریبی زمیندرزهای کهن پیرامون صفحه‌های ایران مرکزی است.

تأثیر شدید و سریع تحولات زمین‌ساختی بر رخساره‌های سنگی سبب شده تا ردیف‌های کرتاسهٔ ایران مرکزی یا نامگذاری نشوند و یا نام‌های غیررسمی داشته باشند. به همین دلیل، ویژگی‌های چینه‌شناسی کرتاسهٔ ایران مرکزی، در واحدهای ریخت‌زمین‌ساختی جداگانهٔ زیر قابل بررسی است (شکل ۵-۱۵).

کرتاسه در فرونشست اراک –اصفهان -شهرضا

فرونشست اراک –اصفهان –شهرضا، بخشی از زون ساختاری پیچیده و همراه سنگ‌های دگرگونی (فالکن، ۱۹۶۱) و یا زون خرد شده (مک‌کویلن، ۱۹۶۲) است که علوی (۱۹۹۴) آن را حاشیهٔ شمال خاوری کوهزاد زاگرس می‌داند. در این محور، سنگ‌های کرتاسه بیشتر سیمای ورق‌های نابرجا دارند

که از شمال خاور به جنوب باختر جا به جا شده‌اند. ولی در مناطقی مانند اصفهان، که تنش‌های فشارشی کمتر اثر داشته، می‌توان برش‌های کاملی از سنگ‌های کرتاسهٔ پایین و بالا را دید. مطالعهٔ رخساره‌های سنگی و زیستی سنگ‌های کرتاسهٔ اصفهان می‌تواند به عنوان الگویی از ردیف‌های کرتاسهٔ پایین و بالای فرونشست اراک –اصفهان –شهرضا باشد، هرچند این توالی در همه جا دیده نمی‌شود.

در فرونشست یاد شده، سنگ‌های کرتاسه، توالی ستبری از نهشته‌های فلیش گونهٔ شیلی و ماسه‌سنگی را می‌پوشاند که تغییرات سنی آنها از تریاس پسین تا ژوراسیک میانی است و در زمین‌شناسی ایران به آن « گروه شمشک » نام داده شده است. در نواحی مورد بحث، سنگ‌های گروه شمشک دستخوش دگرگونی دینامیک شده‌اند و به همین دلیل، چین‌خوردگی پیشرفته‌ای دارند و همبری آنها با سنگ‌های کرتاسه، به ویژه در بُرش‌های دست نخورده از نوع دگرشیبی زاویه‌دار است. اگرچه دگرگونی و دگرشیبی مورد سخن پیامد رویداد سیمرین پسین دانسته شده ولی داده‌های منطقه‌ای نشانگر آن است که توالی چین‌خوردهٔ گروه شمشک، فرابوم‌های رخداد سیمرین میانی هستند که پس از یک دورهٔ فرسایشی طولانی، با دریای پیشروندهٔ کرتاسهٔ پیشین پوشیده شده‌اند. به این ترتیب، در فرونشست اراک –اصفهان –شهرضا، سنگ‌های کرتاسه یک واحد زمین‌ساختی – چینه‌شناختی شاخص است که مرز پایین آنها به رویداد سیمرین میانی و مرز بالای آن به رخداد کوهزایی لارامید است. با استناد به کار زاهدی و همکاران (۱۹۷۶)، سیدامامی و همکاران (۱۹۷۱) و خسرو تهرانی (۱۹۷۷)، توالی کرتاسهٔ ناحیهٔ اصفهان را می‌توان از پایین به بالا، به واحدهای سنگی زیر تقسیم کرد :

« آواری‌های سُرخ‌رنگ پایه » شامل ردیفی از آواری‌های سُرخ رنگ است که به طور دگرشیب بر روی نهشته‌های تریاس بالا –ژوراسیک میانی و یا توده‌های نفوذی (گرانیت کلاه‌قاضی) سیمرین میانی قرار گرفته و به سمت بالا ریزدانه می‌شود. رنگ مایل به سُرخ از ویژگی‌های این واحد است

که به صورت لایه‌ای راهنما، واحدهای تیره‌رنگ ژوراسیک (گروه شمشک) را از سنگ‌آهک‌های صخره‌ساز کرتاسه جدا می‌کند. در جنوب اصفهان ستبرای این واحد از چند متر (۱۰ تا ۱۵ متر) فراتر نمی‌رود، ولی در شمال خاوری اصفهان (زفره) ستبرای آن تا ۴۰۰ متر می‌رسد. این آواری‌ها به خوبی قابل قیاس با نهشته‌های مشابه (بخش بالای سازند شوریجه، آواری‌های قاعدهٔ سازند تیزکوه و ۰۰۰) در بسیاری از نقاط ایران است.

« لایه‌های گذر دولومیتی » شامل حدود ۲۵ متر دولومیت‌های قهوه‌ای مایل به سُرخ است که با ماسه‌سنگ‌های پایه (در زیر) و سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار (در بالا) گذر تدریجی دارد. در لایه‌های پایانی این واحد، سنگواره‌هایی از بازوپایان، دوکفه‌ای‌ها، خارپوستان و آثار کرم دیده می‌شود. تنها آمونیت این واحد را سیدامامی (۱۳۵۰) از نوع Matheronites soulieri (ATHERON) و به سن بارمین پسین یافته و نتیجه گرفته است که در منطقهٔ اصفهان، پیشروی دریای کرتاسه پیش از بارمین پسین بوده است.

« سنگ‌آهک اُربیتولین‌دار پایینی » شامل ۳۵۰ تا ۴۰۰ متر، سنگ‌آهک توده‌ای اُربیتولین‌دار به ویژه انواع (BLUMENBACN Orbitolina) lenticularis و(Dictyoconus arabicus HENSON) به سن بارمین پسین است. دوکفه‌ای‌های ضخیم، شکم‌پایان، رودیست و خارپوستان سنگواره‌های دیگر این واحد است. این سنگ‌آهک در همه جا از جمله کوه صُفه، ریخت‌شناسی خشن و صخره‌ساز دارند که به شناسایی آن کمک می‌کند (این واحد را می‌توان با سازند فَهلیان زاگرس هم‌ارز دانست).

« مارن – شیل اُربیتولین‌دار »، حدود ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر شیل – مارن خاکستری‌رنگ و ویژگی آن داشتن اُربیتولین فراوان، کمی آمونیت Deshayesites cf. deshayesi (ORBIGNY) Prodeshayesites tenuicostatus (KOENEN) به سن آپتین پیشین و میانی است. این واحد، لایه‌ای کلیدی زودفرسا است که در همه جا وجود ندارد و دو واحد سنگ‌آهک اُربیتولین‌دار

توده‌ای پایینی و بالایی را از یکدیگر جدا می‌کند. در جایی که این واحد سنگی وجود ندارد، تفکیک دو سنگ‌آهک اُربیتولین‌دار پایینی و بالایی دشوار است (این واحد را می‌توان با شیل‌های گَدوان زاگرس هم‌ارز دانست).

« سنگ‌آهک اُربیتولین‌دار بالایی » شامل ضخامت متغیری (حدود ۱۰۰ متر) از سنگ‌آهک‌های ستبرلایه و توده‌ای کوه‌ساز است که مقدار زیادی مرجان، دوکفه‌ای، شکم‌پایان درشت نرینیا Nerinea و اُربیتولین‌های آپتین میانی – پسین دارد. جدا از اُربیتولین‌ها، دوکفه‌ای‌های نوع Pseudotoncasia همچنان مؤید سن یاد شده است. (این واحد را می‌توان با سازند داریان در زاگرس هم‌ارز دانست).سنگ‌آهک اُربیتولین‌دار پایینی و مارن - شیل اُربیتولین‌دار میانی و سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار بالایی بر روی هم نشانگر سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار ایران مرکزی هستندکه می‌تواند با بخش کربناتی سازند تیزکوه (البرز)، سازند تیرگان (کپه‌داغ) و خامی بالایی (فَهلیان، گَدوان، داریان) در زاگرس قابل قیاس باشد.

« سنگ‌آهک لیمریلادار » در بُرش کلاه‌قاضی، این واحد شامل سنگ‌آهک سیلیسی خاکستری بسیار تیره تا سیاه، با هوازدگی آجری رنگ است، ولی در بُرش زفره، به سنگ‌آهک‌های مارنی به رنگ خاکستری روشن، به ضخامت حدود ۸۰ متر، تغییر رخساره می‌دهد (سیدامامی، ۱۳۵۰)، که البته در همه جا وجود ندارد. آمونیت‌های (SCHLITHEIM), D. aequinodum (QUENTEDT)) به بخش جوان‌تر آلبین پیشین تا بخش قدیمی آلبین پسین تعلق دارند (سیدامامی، ۱۳۷۵).

« شیل‌های بودانتی‌سراس‌دار » شامل ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر شیل خاکستری مایل به سبز زیتونی میان‌لایه‌های نازکی از سنگ‌آهک‌های شکم‌پایان است. آمونیت‌های بودانتی‌سراس به ویژه نوع (Beudanticerace beudanti (BRONGNIARI شاخص‌ترین سنگوارهٔ این شیل‌هاست که سن آلبین پیشین – میانی دارد. ریخت‌شناسی تپه ماهوری سبزرنگ، و سن آلبین

این شیل‌ها، یادآور شیل‌های آلبین دیگر مناطق ایران است که در زاگرس « سازند کژدمی »، در کپه‌داغ « سازند سرچشمه » و در ناحیهٔ یزد « سازند درهٔ انجیر » نام دارند. شباهت‌های گفته شده درخور توجه است و به شرایط رسوبی بسیار یکسان زمان آلبین در ایرانزمین اشاره دارد.

« سنگ‌آهک ماسه‌ای گلوکونیتی » واحدی بارز به رنگ سبز تا خاکستری و ضخامت کم است که مرز زیرین آن با شیل‌های بودانتی سراس و مرز بالایی آن از نوع ناپیوستگی موازی است (سیدامامی و همکاران، ۱۹۷۱). این واحد سرشار از روزنه‌داران، بازوپایان و به ویژه آمونیت‌های شاخص آلبین پسین تا سنومانین پسین است. جایگاه چینه‌شناسی و ویژگی‌های سنگی و زیستی این واحد، یادآور سازند آیتامیر در کپه‌داغ است.

« سنگ‌آهک اینوسراموس‌دار » شامل حدود ۱۰۰ متر سنگ‌آهک لایه‌ای پلاژیک به رنگ خاکستری روشن و حاوی دوکفه‌ای‌های نوع اینوسراموس است که سن تورونین – کُنیاسین دارد. بسیاری از ویژگی‌های این واحد سنگی، می‌تواند با سازند آب دراز در کپه‌داغ قابل قیاس باشد.« مارن‌های اکینیددار » شامل حدود ۱۲۰ متر مارن خاکستری مایل به آبی با میان‌لایه‌هایی ناچیز از سنگ‌آهک است. روزنه‌داران به ویژه گلوبوترونکانا، خارپوستان و دیگر سنگواره‌های این واحد به سن سانتونین و کامپانین هستند. ویژگی‌های سنگی و تا اندازه‌ای زیستی این واحد، قابل قیاس با سازند آب‌تلخ در کپه‌داغ است.

« سنگ‌آهک‌های زیستی » شامل سنگ‌آهک‌های زیستی – تخریبی توده‌ای و قهوه‌ای رنگ و پایان بخش توالی کرتاسهٔ اصفهان است که قطعات فراوان رودیست دارد. وجود روزنه‌دارانی مانند جنس‌های شاخص گلوبوترونکانا، نشانگر سن کامپانین پسین – ماستریشتین است. این سنگ‌آهک‌ها را می‌توان قابل قیاس با سازند کلات در کپه‌داغ دانست.لازم به ذکر است که توالی‌های کرتاسهٔ پایینی فرونشست اراک –اصفهان –شهرضا، هم با رخساره‌های سکویی کرتاسهٔ پایین زاگرس در ناحیهٔ فارس و هم با سنگ‌های همزمان در کپه‌داغ رخسارهٔ سنگی و گاهی زیستی مشابه

دارند. اگرچه ردیف‌های کرتاسهٔ بالای زاگرس با سنگ‌های هم سن در منطقهٔ اصفهان همانند نیست، ولی توالی چینه‌ای و به ویژه سنگ‌شناسی نهشته‌های کرتاسهٔ بالایی اصفهان را به آسانی می‌توان با واحدهای مشابه در کپه‌داغ مقایسه کرد.

کرتاسه در بلوک یزد – پشت‌بادام

بلوک یزد – پشت‌بادام بخش باختری ریز قارهٔ ایران مرکزی است که توسط گسل‌های طولی امتداد لغز راستگرد با تحدّب به سمت باختر از دیگر قسمت‌های ایران مرکزی جدا می‌شود.

در این بلوک، ردیف‌های تریاس بالا-ژوراسیک میانی (گروه شمشک) به خوبی چین‌خورده و نشانگر نوعی دگرگونی دینامیک است. دگر شکلی یاد شده و ماگمازایی ژوراسیک میانی (گرانیت شیرکوه) مدیون یک رویداد زمین‌ساختی از نوع کوهزایی است. به همین‌رو، در این بلوک ردیف‌های دوگر میانی – مالم وجود ندارد و سنگ‌های کرتاسه، با دگرشیبی زاویه‌دار، ردیف‌های کهن‌تر از ژوراسیک میانی – بالایی را می‌پوشاند. ساختار بلوکی ناشی از رویداد سیمرین میانی سبب شده تا در این بلوک، سنگ‌های کرتاسه دو رخسارهٔ متفاوت داشته باشند. نخست رخساره‌های فلیشی که در حوضه‌های فروافتادهٔ فروبومی نهشته شده‌اند. دوم، رخسارهٔ کربنات‌های سکویی که نشانگر دریاهای باز ولی کم ژرفا است.

رخسارهٔ سکویی کرتاسه در بلوک یزد – پشت‌بادام: در بلوک یزد – پشت بادام، رخساره‌های سکویی کرتاسه به طور عمده محدود به کرتاسهٔ پایینی است و به جز سنگ‌های سنومانین، سنگ‌های کرتاسه بالا وجود ندارد. در این بلوک، ردیف‌های آواری پایه سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار، کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ (سازند سنگستان) است که به تدریج به ردیف‌های کربناتی (سازند تفت) و در بُرش‌های کامل به شیل‌های آمونیت‌دار آلبین (سازند دره زنجیر) می‌رسد.

سازند آواری سنگستان : سنگستان یک سازند غیر رسمی متشکل از آواری‌های سُرخ‌رنگ (کنگومرا، ماسه‌سنگ و ۰۰۰) است. نبوی (۱۹۷۲)، این آواری‌ها را ردیف‌های پیشروندهٔ کرتاسهٔ پایینی ایران مرکزی می‌داند که با سنگ‌آهک‌های اُربیتولین دار بارمین –آلبین ارتباط پیوسته دارد. پرتوآذر و ابوتراب (۱۳۶۰)، بر این باورند که آواری‌های مورد نظر، توالی پسروندهٔ ژوراسیک بالا هستند که با دگرشیبی آذرین‌پی روی گرانیت شیر کوه و یا با دگرشیبی زاویه‌دار روی سنگ‌های گوناگون قرار دارد.اگر چه این سازند توسط نبوی (۱۹۷۲) معرفی شده، ولی بُرش الگوی آن را پرتوآذر (۱۳۶۰) در پهلوی جنوب خاوری خارکوه در جنوب علی‌آباد در ۲۰ کیلومتری تفت اندازه‌گیری کرده است. در این بُرش، سازند سنگستان ۱۱۰۰ متر ستبرا دارد و در یک نگاه کلی می‌توان آن را به سه عضو تقسیم کرد.

« عضو پایینی » با ۹۷۵ متر ستبرا، توالی آواری به رنگ سُرخ است. این عضو با افق‌های کنگلومرایی دارای قلوه‌های گرانیت شیرکوه آغاز می‌شود و به ردیف‌های ماسه‌سنگ می‌رسد. چرخه‌های دوتناوبی کنگلومرا و ماسه‌سنگ چند بار تکرار می‌شود.

« عضو میانی »، حدود ۳۵ متر سنگ‌آهک و شیل است که به دلیل داشتن سنگ‌واره‌هایی مانند Textularia sp. ، Boueina sp.، Torinosuella peneroplifomis، Salpingoporella annulats و ۰۰۰ به سن کیمریجین تا پُرتلندین دانسته شده است.

« عضو بالایی » شامل ۹۰ متر ماسه‌سنگ با هوازدگی سُرخ تا ارغوانی است و در بخش انتهایی آن لایه‌های متعدد مارنی و آهکی وجود دارد. سن این بخش بر اساس فسیل‌های ذره‌بینی متعدد توسط تهرانی و وزیری‌مقدم (۱۳۷۲)، والانژنین تا بارمین زیرین مشخص شده است.

گفتنی است که عضوهای پایینی و میانی در همه جا وجود ندارد و سازند سنگستان منحصر به عضو ماسه‌سنگ بالایی است. به همین دلیل تغییرات ستبرای آواری‌های منسوب به سازند سنگستان، در خور توجه است.داده‌های منطقه‌ای نشانگر آن است که عضوهای پایینی و میانی می‌تواند هم‌ارز آواری‌های ژوراسیک بالا در دیگر نواحی ایران مرکزی باشند، ولی عضو ماسه‌سنگ بالایی، ردیف‌های پیشروندهٔ کرتاسهٔ پایین است که به سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار گذر تدریجی دارد. به عبارت بهتر، آنچه که در بُرش الگو به عنوان سازند سنگستان در نظر گرفته شده، مجموعه‌ای از سنگ‌های ژوراسیک بالا و آواری‌های پیشروندهٔ دریای کرتاسهٔ پایین است. چنین حالتی به ویژه در کوه‌های کپه داغ (سازند شوریجه) و یا بخش جنوبی بلوک طبس نیز دیده می‌شود.

سازند آهکی تفت : سازند آهکی تفت یک واحد سنگی غیر رسمی و معرف سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار بلوک یزد –پشت بادام است. نام این سازند توسط نبوی (۱۹۷۲) و با اقتباس از نام شهرستان تفت انتخاب شده ولی واحد سنگی تفت، برش الگو ندارد. در همه جا، سازند تفت توالی همگنی از سنگ‌آهک‌های ستبرلایه، خاکستری –خاکستری تیره، کرم رنگ و ستیغ ساز با نمای ظاهری لانه زنبوری و حفره‌های انحلالی است. اُربیتولین، شاخص‌ترین سنگواره است که در زمینه‌ای از سنگ‌آهک‌های میکرایت، اینترامیکرایت و ائواسپارایت دیده می‌شود. به باور سیدامامی (۱۹۷۲) شروع این آهک‌ها در بارمین بوده و به طور متناوب تا آپتین ادامه یافته و در موارد اندک، ممکن است تشکیل این آهک‌ها تا آغاز آلبین ادامه داشته است.

ویژگی‌های سنگ‌شناختی و زیستی سازند تفت همانند سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار دیگر نواحی ایران مرکزی است. در ضمن، بخش آهکی سازند تیزکوه (البرز)، سازند تیرگان (کپه‌داغ)، مجموعهٔ دو سازند فَهلیان و داریان با سازند تفت قابل قیاس است.گفتنی است که در شمال ناحیهٔ معدنی مهدی‌آباد، بخش بالایی سنگ‌آهک‌های تفت، به ضخامت ۳۳۴ متر، شامل توالی کربناته‌ای از سنگ‌آهک، سنگ‌آهک مارنی، شیل آهکی و سنگ‌آهک تیره‌رنگ بوده و ویژگی آن چرت فراوان

است. باباخانی (۱۳۶۷) به ردیف‌های چرت‌دار سازند تفت نام غیررسمی « سازند آبکوه » داده که کاربرد محلی دارد.

سازند شیلی درهٔ زنجیر : در جنوب شهرستان تفت، توالی همگنی از شیل‌های سبز مایل به زیتونی وجود دارد که با سنگ‌آهک‌های سازند تفت ارتباط پیوسته دارد ولی مرز بالایی آن به یک راندگی است. با وجود نداشتن ویژگی‌های لازم، به نهشته‌های شیلی موردنظر سازند درهٔ زنجیر نام داده شده که به فراوانی دارای آمونیت، دوکفه‌ای، مرجان، شکم‌پا و بلمنیت است (نبوی، ۱۹۷۲). این ردیف شیلی – مارنی در بیشتر موارد بخش‌هایی از آشکوب آلبین را در بر می‌گیرد ولی در مواردی ممکن است تا آپتین زیرین و حتی میانی پایین رود (سیدامامی، ۱۳۷۵). فراوانی آمونیت‌های بودانتی سراس به سن آلبین، سبب شده که در بیشتر نقاط ایران مرکزی از این نهشته‌ها با عنوان شیل‌های بودانتی سراس و یا شیل‌های آلبین یاد شود. با این وجود، در ناحیهٔ کرمان (هوکریده، ۱۹۶۲) از نام « مارن‌های سبزرنگ کرتاسه » و در جنوب خور (آیستوف و همکاران، ۱۹۸۴) از نام « سازند بازیاب » استفاده کرده‌اند. سازند شیلی درهٔ زنجیر را می‌توان با شیل‌های آلبین سازند کژدمی در زاگرس و شیل‌های سازند سنگانه در کپه‌داغ قیاس کرد.

رخساره‌های فروبوم کرتاسه در بلوک یزد – پشت بادام: در گستره‌های باریکی از ایران مرکزی، مانند فروافتادگی بیابانک - خور – یزد و همچنین فروافتادگی انار – بردسیر، بر خلاف کربنات‌های سکویی دیگر نقاط، سنگ‌های کرتاسه بیشتر از نوع شیل‌های مایل به سبز – خاکستری با سیمای فلیش گونه است و نهشت آنها در حوضه‌های فروبومی، محدود به زون‌های گسل، آشکار است. ولی در جنوب بیابانک و باختر پشت‌بادام، شیل‌های یاد شده با کربنات‌های اُربیتولین‌دار کرتاسه ارتباط بین‌انگشتی دارند و از این‌رو، شیل‌های مورد نظر، ممکن است توالی شیب قاره سکوهای کربنات ایران مرکزی باشند.

به رخسارهٔ فروبومی کرتاسهٔ پایین که از جنوب خاوری خور تا بیاضه و خاور یزد، به تقریب در روند شمالی –جنوبی برونزد دارند، « شیل‌های بیابانک » نام داده شده که شامل حدود ۳۰۰۰ متر شیل‌های خاکستری روشن تا سبز، سبز زیتونی، خاکستری تیره تا سیاه با میان‌لایه‌هایی از شیل ماسه‌ای، سیلتی، آهکی، مارنی و یا افق‌های نازک و کم ضخامت ماسه‌سنگ است. تناوب‌های کربناتی این شیل‌ها دارای آمونیت و بلمنیت است و تمام مجموعه دستخوش دگرگونی دینامیک خفیف در حد فیلیت شده است. در جنوب کوه‌های چاپدونی، افقی از کنگلومرا و ماسه‌سنگ، شیل‌های بیابانک را به دو بخش زیرین و بالایی تقسیم می‌کند. همبری این دو بخش از نوع دگرشیبی زاویه‌دار است (حقی‌پور، ۱۹۷۴).

در شیل‌های بیابانک مرجان، اسفنج، شکم‌پایان، دوکفه‌ای و به ویژه آمونیت فراوان است. مجموعهٔ‌آمونیتی شیل‌های بیابانک، به ویژه نوع Beudanticeras beudanti (BRONGNIART) که در بالاترین بخش شیل‌ها دیده شده، نشانگر سن آلبین میانی –پسین است و نشان می‌دهد که سن این شیل‌ها از آلبین فراتر نمی‌رود. آمونیت‌های بودانتی سراس شیل‌های بیابانک، یادآور رخساره‌های شیلی آلبین دیگر نواحی ایران است.در سال ۱۹۸۴، آیستوف و همکاران، به جای شیل‌های بیابانک از واژهٔ « سازند بیابانک » استفاده کردند که در کوه سُرخ (۲۰ کیلومتری جنوب بیاضه) شامل حدود ۴۰۰۰ تا ۴۵۰۰ متر شیل رُسی و مارنی اسلیتی شده با میان‌لایه‌های آهکی، سیلتی و ماسه‌ای است که به طور همساز بر روی توالی نئوکومین –بارمین (سازند نقره) قرار دارد ولی به طور جانبی به سنگ‌آهک‌های ستبر لایه اُربیتولین‌دار آپتین (سازند شاه‌کوه – سازند تفت) می‌رسد. در این محل سازند بیابانک به سه بخش ماسه‌سنگی (در پایین) اسلیتی –آهکی (در وسط) و بخش اسلیتی (در بالا) تقسیم شده است.

روزنه‌داران و آمونیت‌های این سازند، به سن آپتین پیشین تا آلبین میانی دانسته شده‌اند.در شمال مهرجان و جنوب بیاضه، برای رخساره‌های ایزوپیک شیل‌های بیابانک از نام «سازند میرزا »

استفاده شده که بیشتر از شیل‌های آهکی بسیار نرم و روشن متمایل به سبز و همچنین شیل‌های اسلیتی تشکیل شده است. به گزارش آیستوف و همکاران (۱۹۸۴)، سازند میرزا به طور ناهمساز بر روی سطح فرسودهٔ شیل‌های بیابانک قرار دارد و رخسارهٔ نرم‌تر این سازند وجه تمایز آن از سازند (شیل‌های) بیابانک است. ویژگی‌های سنگی و زیستی شیل‌های بیابانک، به سازند میرزا شباهت کامل دارد و تغییرات جانبی ناچیز سنگ‌شناسی، استفاده از نام‌های گوناگون را توجیه نمیکند.

« در فرونشست انار –بردسیر » به عنوان بخش جنوبی بلوک یزد –پشت‌بادام، توالی کرتاسه با ۲۳۰۰ متر ستبرا، توالی به نسبت کاملی از کرتاسهٔ پایین و بالا است که به ویژه نهشته‌های کرتاسهٔ بالای آن رخسارهٔ فلیش گونه دارد. در گزارش شمارهٔ ۵۲ سازمان زمین‌شناسی، ردیف‌های کرتاسهٔ فرونشست انار –بردسیر، به دو بخش کرتاسهٔ پایین و کرتاسهٔ بالا تقسیم شده‌اند.

« کرتاسهٔ پایین » با ردیف‌های آواری بارمین آغاز می‌شود که بر روی سنگ‌آهک‌های زیست آواری با سن نامشخص قرار دارد. بیشتر توالی، شامل دولومیت‌های آهکی (درزیر) و سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار (در بالا) است که توسط شیل و مارن‌های خاکستری –سبز از یکدیگر جدا شده‌اند. اگرچه این کربنات‌ها یادآور سنگ‌آهک‌های اُربیتولین دار (پایینی و بالایی) ناحیه اصفهان است، ولی ساختارهای رسوبی گویای جریان‌های توربیدایتی و لغزش‌های زیردریایی است که به شیب قاره اشاره دارند.

« سنگ‌های کرتاسهٔ بالا » به دو عمیق شدگی حوضه و تشکیل نهشته‌های فلیشی ستبر و یا رسوب‌های ژرف معادل آن اشاره دارد. یکی فلیش‌های سنومانین –تورونین و دیگری فلیش‌های کامپانین – ماستریشتین. دو مجموعهٔ فلیشی یاد شده به وسیلهٔ توالی مارن‌های سبز کُنیاسین – سانتونین از یکدیگر جدا شده‌اند که به کاهش عمق و آرامش نسبی حوضه اشاره دارد.

« فلیش سنومانین » مجموعه‌ای از سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای –زیست‌آواری، سنگ‌آهک ریزدانه، سنگ‌آهک‌های زیستی، گری‌وک‌های آهکی و مارنی است که دارای روزنه‌داران و دیگر ریزسنگواره‌های پلانکتون به سن سنومانین هستند.

« فلیش تورونین » رخسارهٔ سنگی متنوع دارد و شامل سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری متبلور، سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای، سنگ‌آهک‌های ائولیتی، میکروکنگلومرا، ماسه‌سنگ، گری وک است که سنگواره‌های پلانکتون به ویژه انواع گلوبوترونکانا دارد. داشتن توالی توربیدیتی بدون تفریق دانه‌بندی، لغزش‌های توربیدایتی دانه درشت از ویژگی‌های فلیش‌های تورونین است.

« مارن‌های سبز سنونین زیرین »، شامل حدود ۲۰۰ متر مارن همگن به رنگ سبز –خاکستری است که در پایین آهکی و در بالا ماسه‌ای است. انواع گلوبوترونکانا های کنیاسین –سانتونین، شاخص‌ترین سنگواره‌های این واحد است . مارن‌های یاد شده بدون آشفتگی رسوبی است و به یک دورهٔ رسوبگذاری آرام در بین فلیش‌های کرتاسهٔ بالا اشاره دارد.

« فلیش کامپانین - ماستریشتین » به سه واحد جداگانه تقسیم می‌شود.

« واحد زیرین »، با ۸۰۰ متر ستبرا ، از نوع گری‌وک‌های آهکی دانه ریز است.

« واحد میانی » کنگلومرای دانه درشت است که گاهی قطر اجزای آن از دو متر بیشتر است. سیمای این واحد نشانگر جریان‌های لغزشی رسوبات و جریان‌های توربیدایتی است.

« واحد بالایی » شامل سنگ‌آهک‌های نازک لایه صورتی رنگ با ریزسنگواره‌های ماستریشتین است.

کرتاسه در منطقهٔ خور - جندق

در گسترهٔ خور –جندق تغییرات زیاد در زمان پیشروی، رخسارهٔ سنگی و ستبرای سنگ‌های کرتاسه، سبب شده تا در فواصل کوتاه، توالی یاد شده ویژگی‌های گوناگون داشته باشند.

ناپیوستگی های رسوبی مکرر از ویژگی‌های ردیف‌های کرتاسهٔ این منطقه است که می‌تواند نشانگر ناپایداری حاکم بر حوضهٔ رسوبی باشد. بررسی سنگ‌های کرتاسهٔ این منطقه، توسط محافظ و مشتاقیان (۱۹۶۳)، خسرو تهرانی (۱۹۷۷) و آیستوف و همکاران (۱۹۸۴) نشانگر آن است که :

« در ناحیهٔ خور » مرز زیرین ردیف‌های کرتاسه دیده نمی‌شود و کهن‌ترین لایه‌ها از نوع سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای است که به طرف بالا مارنی می‌شود و به دلیل داشتن Epiaster sp. وHemiaster sp. سن سنومانین دارد.در این ناحیه، ردیف‌های تورونین –کنیاسین وجود ندارد. سنگ‌آهک‌های تخریبی –زیستی –مارنی سانتونین –کامپانین، به ضخامت ۴۰۰ متر، با سنگ های کهن تر کرتاسه (سنومانین) مرز دگرشیب دارد. سنگ‌آهک‌های پلاژیک ماستریشتین با ۴۵۰ متر ستبرا، به طور هم‌شیب بر روی ردیف‌های سانتونین –کامپانین قرار دارد ولی بخش پایانی توالی ماستریشتین که از نوع سنگ‌های مارنی است، با سنگ‌های زیرین (ماستریشتین) ارتباط ناپیوسته دارد. حذف تورونین –کنیاسین، دگرشیبی زاویه‌دار در پایهٔ سنگ‌های سانتونین - کامپانین، دگرشیبی موازی به سن ماستریشتین، نشانهٔ پیشروی و پسروی مکرر دریا در ناحیهٔ خور است.

« در ناحیهٔ جندق » رخسارهٔ سنگی و همچنین ناپیوستگی‌های رسوبی سنگ‌های کرتاسه متفاوت از مناطق مجاور (خور، بیابانک و ۰۰) است. در اینجا، کرتاسهٔ پایین وجود ندارد و به ظاهر، سنگ‌های کرتاسهٔ بالا با دگرشیبی زاویه‌دار سنگ‌های دگرگونی کهن‌تر را می‌پوشاند. کرتاسهٔ ناحیهٔ جندق شامل دو توالی جداگانه است. توالی سانتونین که بین دو ناپیوستگی پر اهمیت از نوع دگرشیبی زاویه‌دار قرار دارد، شامل ۱۵۰ متر، سنگ‌آهک‌های قهوه‌ای تا خاکستری است که بخش زیرین آن آواری (کنگلومرا –ماسه‌سنگ) است. توالی ماستریشتین، با ۲۷۰ متر ستبرا، با نهشته‌های کنگلومرایی دارای سیمان آهکی آغاز شده و به تدریج به سنگ‌آهک‌های مارنی سُرخ و خاکستری و سپس به سنگ‌آهک‌های دولومیتی و آهک‌های مارنی –ماسه‌ای می‌رسد. گلوبوترونکانا و

اوربیتوییدها از سنگواره های شاخص ردیف‌های آهکی به سن ماستریشتین پیشین تا پسین هستند. گفتنی است که دگرشیبی زاویه‌دار پیش از سانتونین و دگرشیبی پیش از ماستریشتین، منحصر به دو ناحیهٔ خور و جندق نیست. این ناپیوستگی‌ها را می‌توان در بسیاری از برش‌های کرتاسهٔ این ناحیه مانند برش‌های هفتمون، کوره‌گز، چوپانان و ۰۰۰ دید.

« در خاور بیاضه »، بین روستاهای حسن‌آباد و بازیاب (بُرش شاه‌کوه)، یکی از کامل‌ترین بُرش‌های کرتاسهٔ ناحیهٔ خور برونزد دارد که توسط آیستوف و همکاران (۱۹۸۴) به واحدهای سنگی، غیررسمی زیر تقسیم شده است :

سازند نقره : با چند ده متر تا ۵۰۰ متر ستبرا، نشانگر ردیف‌های آواری پیشروندهٔ کرتاسهٔ پایین است که از ماسه سنگ‌های سبز –سُرخ، سیلت سنگ و کنگلومرا ساخته شده است. در برخی بُرش‌ها، این سازند افق‌های متعددی از سنگ‌آهک ماسه‌ای، مارن حاوی فسیل‌های دریایی به ویژه اُربیتولین، شکم‌پایان و رودیست دارد که به احتمال به نئوکومین –بارمین دارند.

در کوه معراجی، سازند نقره، توالی‌های پالئوزوییک و مزوزوییک را با دگرشیبی آشکار می‌پوشاند. ولی در مناطقی که توالی‌های ژوراسیک بالایی –کرتاسهٔ پایینی (سازند چاه پلنگ) وجود دارد، این دو سازند به ظاهر یک ردیف پیوسته را می‌سازند. مرز بالایی سازند نقره با واحد سنگی رویی (سازند شاه‌کوه)، پیوسته و تدریجی است.

ویژگی‌های سازند نقره به گونه‌ای است که مقایسهٔ آن را با توالی‌های پیشرونده و سُرخ‌رنگ نئوکومین دیگر نقاط ایران، از جمله سازند سنگستان امکان‌پذیر می‌سازد.

سازند شاه‌کوه : از ضخامت متغیری (۱۰۰ – ۴۶۰ متر) سنگ‌آهک خاکستری رنگ اُربیتولین‌دار تشکیل شده که گاهی، به ویژه در بخش بالایی آن، میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک ماسه‌ای و مارن دارد. بر اساس ریزسنگواره‌های جانوری، بازوپایان، دوکفه‌ای‌های نوع رودیست و ۰۰۰ سن این سازند

آپتین تا آلبین گزارش شده است. ولی سیدامامی (۱۳۵۷)، به استناد افق آمونیتی لایمریلا که حدود ۳۰۰ متری بالای این سازند قرار دارد، سازند شاه‌کوه را به سن بارمین تا آپتین پیشین می‌داند. سازند شاه‌کوه را می‌توان هم‌ارز سنگی و زمانی سازند تفت در ناحیهٔ یزد و سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار ناحیهٔ اصفهان دانست.

سازند بازیاب : حدود ۵۵۰ متر گلسنگ، مارن‌های رُسی و لایه‌های دو تا سه متری سنگ‌آهک و آهک ماسه‌ای است که به طور هم‌شیب بر روی سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار سازند شاه‌کوه قرار دارد. به گزارش سیدامامی (۱۳۵۷)، در خاور بازیاب بخش پایینی این سازند از شیل‌های آهکی خاکستری و تناوبی از لایه‌های دو تا سه متری سنگ‌آهک ساخته شده که از سنگواره بسیار فقیر است. بخش بالایی آن، حدود ۱۵۰ متر مارن رسی به رنگ هوازدگی زیتونی است. آمونیت‌های Beudanticeras sp., Douvilleiceras sp. و ... سن بخش بالایی سازند بازیاب را آلبین زیرین تا میانی نشان می‌دهد. این سازند (بازیاب) را می‌توان با ردیف‌های مشابه و هم سن مانند شیل‌های بودانتی سراس‌دار اصفهان، شیل‌های درهٔ زنجیر یزد، شیل‌های کژدمی در زاگرس و حتی شیل‌های بیابانک هم‌ارز و قابل قیاس دانست.

سازند دبَرسو : به ویژه در نیمهٔ جنوبی پهنهٔ خور –انارک برونزد دارد و شامل سنگ‌آهک‌های آلی - آواری خاکستری رنگ است که در پایهٔ آن کنگلومرا و ماسه‌سنگ، در بالاترین بخش آن عضوی مارنی با میان‌لایه‌های آهکی وجود دارد.

به طور معمول، سازند دبَرسو به طور هم‌شیب بر روی سازند بازیاب دیده می‌شود. ولی در پهلوی خاوری شاه‌کوه، همبری این سازند با ردیف‌های کهن‌تر (سازندهای شاه‌کوه و نقره) دگرشیب است. بر پایهٔ سنگواره‌های موجود، سن سازند دبرسو سنومانین –تورونین دانسته شده که با سنگ‌آهک اگزوژیردار سنومانین –تورونین البرز و همچنین واحد شمارهٔ ۲ که توسط آسرتو(۱۹۶۶)، در البرز مرکزی (شمال گسل مشا –فشم) معرفی شده، قابل قیاس است (اشتوکلین، ۱۹۷۱).

سازند هفتمون : در بیشتر جاها شامل سنگ‌آهک‌های رودیست‌دار و اندکی سنگ‌آهک ماسه‌ای است که به ندرت تناوب‌هایی از ماسه‌سنگ، مارن و یا میان‌لایه‌هایی از کنگلومراهای عدسی شکل دارد. مرز زیرین این سازند با سازند دبَرسو دگرشیب است که با ضخامت متغیر (چند تا ۱۲۰ متر) از کنگلومرا مشخص می‌شود. در بُرش هفتمون، این سازند بیشترین ستبرا (۹۲۵-۹۰۰ متر) را دارد ولی به طرف شمال (کوه رشید –کوه سُرخ) ستبرای آن تا ۵۶۰ متر کاهش می‌یابد. رودیست، شکم‌پا، دوکفه‌ای، بازوپا و خارپوست، سنگواره‌های این سازند است که به ویژه با تکیه بر رودیست‌های موجود، سن سازند هفتمون، سنونین پیشین دانسته شده‌اند. به باور اشتوکلین (۱۹۷۱)، سازند هفتمون را می‌توان با سنگ‌آهک‌های هیپوریت‌دار کرتاسهٔ بالایی دیگر مناطق ایران مرکزی مقایسه کرد.

سازند فرخی : شامل ضخامت متغیری (۱۸۰ – ۶۵ متر) از سنگ‌آهک خاکستری روشن با قلوه و یا نوارهای چرت است که با داشتن خارپوست و دوکفه‌ای فراوان شناخته می‌شود. پایین‌ترین بخش این سازند، ۴۵ تا ۱۲۰ متر مارن با لایه‌هایی از ماسه‌سنگ است. بازوپا، دوکفه‌ای و خارپوست نشانگر آن هستند که سازند فرخی، سن سنونین پسین –دانین دارد (شکل ۵-۱۶).

کرتاسه در بلوک طبس: در بلوک طبس (شکل ۲-۱۴) گسترش سنگ‌های کرتاسه محدود به نیمهٔ جنوبی این بلوک است. کامل‌ترین بُرش کرتاسهٔ این بلوک، با تغییرات سنی نئوکومین – ماستریشتین را می‌توان در شمال خاوری کرمان (کوه جوپار) دید. به سمت شمال، به ویژه در نواحی راور، کوه دربند، خاور و شمال بهاباد ردیف‌های جوان کرتاسه وجود ندارد، به گونه‌ای که در زیر مدار ۳۱ درجه، فقط ردیف‌های آواری و پیشروندهٔ نئوکومین را می‌توان دید که با نهشته‌های آواری –تبخیری ژوراسیک بالایی گذر هم‌شیب و شاید تدریجی دارند.

همانند دیگر نواحی ایران مرکزی، در بلوک طبس هم، زمین‌ساخت بلوکی بر حوضه‌های رسوبی کرتاسه اثر درخور توجه داشته است. به همین دلیل، در نقاطی که تأثیر حرکت‌های بلوکی ناچیز

بوده درگذر ژوراسیک پسین به کرتاسهٔ پیشین، شواهدی از کاهش ژرفای حوضه وجود دارد ولی مرز دو سیستم هم‌شیب و به ظاهر با ناپیوستگی‌های کم اهمیت و حتی تدریجی است. ولی در نقاطی که پشته‌های کهن حاصل از رویدادهای طبسین (ژوراسیک بالا)، سیمرین میانی (ژوراسیک میانی)، سیمرین پیشین (تریاس پسین) با دریای پیشروندهٔ کرتاسه پوشیده شده‌اند، ردیف‌های آغازین کرتاسه وجود ندارد و مهم‌تر آنکه همبری سنگ‌های کرتاسه با سنگ‌های کهن‌تر، دگرشیب است. دگرشیبی زاویه‌دار میان سنگ‌های کرتاسهٔ پایین با ردیف‌های گروه شمشک در ناحیهٔ بهاباد (مهدوی، ۱۳۷۷) یا با ردیف‌های سازند نایبند و یا سازند بَغَمشاه در شمال بهاباد (فریدی و همکاران، ۱۳۸۳)، از آن جمله است.

در بلوک طبس، مطالعهٔ رخسارهٔ سنگی کرتاسه بسیار گسترده است ولی از رخسارهٔ زیستی این سنگ‌ها اطلاع چندانی در دسترس نیست. جمعبندی بررسی‌های انجام شده در نواحی شمال بهاباد (فریدی، ۱۳۸۲)، حُرجُند (سهندی، ۱۳۷۸)، کرمان (عزیزان، ۱۳۷۸)، بهاباد و راور (حاج‌ملاعلی، ۱۳۷۳)، می‌تواند بیانگر ویژگی‌های ردیف‌های کرتاسه در بلوک طبس باشد.

کرتاسهٔ پایین در بلوک طبس : در بلوک طبس، توالی کرتاسهٔ پایین شامل چند واحد سنگی زیر است :

« واحد آواری سُرخ‌رنگ پیشرونده »، به طور عمده شامل ماسه‌سنگ دانه درشت همراه با میان‌لایه‌های کنگلومرایی است که به طور هم‌شیب و گاه دگرشیب ردیف‌های کهن‌تر از کرتاسه را می‌پوشاند. این آواری‌های سُرخ‌رنگ، از یک طرف رخسارهٔ سنگی مشابه با ردیف‌های پسروندهٔ ژوراسیک دارند و از سوی دیگر با توالی‌های همزمان در منطقهٔ یزد (سازند سنگستان)، ناحیهٔ خور (سازند نقره) و حتی سازند شوریجه در کپه‌داغ قابل قیاس است.

در شمال خاوری کرمان (کوه‌جوپار)، در سیلت سنگ‌های آغازین این واحد، دو لایه سنگ‌آهک صدف‌دار وجود دارد که دارای گونه‌های خوب حفظ شده بریوزوآ از نوع Salpingoporella steinhauser به سن نئوکومین است (دیمیتریویچ، ۱۹۷۳).

« واحد مارن گچی - گچ »، را می‌توان در بسیاری از نقاط بخش جنوبی بلوک طبس دید. در پهلوی شمال خاوری کوه جوپار، واحد آواری سُرخ‌رنگ پیشروندهٔ نئوکومین، به مارن‌های سبز به ستبرای ۵۰ تا ۷۰ متر می‌رسد که بیشتر رُسی و آهن‌دارند و بیوکالک‌آرنایت‌های آن دارای شکم‌پایان کوچک و تکه‌هایی از دو کفه‌ای‌های دارای پوستهٔ ضخیم ولی نامشخص است. در شمال بهاباد، واحد آواری پیشرونده وجود ندارد و توالی کرتاسه با واحد شاخصی از گچ شروع می‌شود که به طور دگرشیب بر روی سازند نایبند (تریاس پسین) و یا سازند بَغَمشاه (ژوراسیک میانی) نشسته است. در ناحیهٔ کرمان، واحد موردنظر، تناوبی از مارن، مارن گچ‌دار، دولومیت، شیل و سنگ‌آهک است. وضع مشابهی در ناحیهٔ بهاباد گزارش شده است. در ناحیهٔ راور، در سنگ‌آهک‌های شیلی این واحد سنگواره‌هایی به سن والانژنین گزارش شده است.

« واحد سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار »، در بخش جنوبی بلوک طبس واحد چهره‌سازی از سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار به سن آپتین –آلبین وجود دارد که یادآور سنگ‌های مشابه در دیگر نواحی ایران مرکزی است. در بیشتر گزارش‌های موجود، ارتباط کربنات‌های اُربیتولین‌دار با ردیف‌های کهن‌تر کرتاسه (واحد آواری نئوکومین و واحد مارنی –گچی والانژنین) را پیوسته دانسته‌اند، ولی در ناحیهٔ راور، واحد اُربیتولین‌دار با واسطهٔ ضخامت کمی از کنگلومرای سُرخ و سخت به طور دگرشیب بر روی گروه شمشک دیده می‌شود و یا در شمال کرمان (کوه جوپار) سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار با ردیف‌های آواری آغاز می‌شود که دو افق بسیار مشخص سنگ‌آهک اُربیتولین‌دار به سن آپتین –آلبین میانی دارد. ولی حجم اصلی سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار شامل ۴۵۰ متر تناوب نامنظم اینترابیواسپارایت و اینترابیومیکرایت تیره رنگ تا زرد و سنگ‌آهک‌های نرم

مارنی است. ریزسنگواره‌های فراوان این سنگ‌آهک‌ها به سنومانین نسبت داده شده‌اند که در مقایسه با سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار دیگر نواحی ایران، سن سنومانین می‌تواند پرسش‌آمیز باشد.

کرتاسهٔ بالایی در بلوک طبس : کامل‌ترین ردیف‌های کرتاسهٔ بالایی بلوک طبس در پایانهٔ جنوبی این بلوک و در کوه جوپار مطالعه شده است (دیمیتریویچ، ۱۹۷۳). در این برش، گذر از کرتاسهٔ پایینی به بالایی تدریجی دانسته شده و ردیف‌های کرتاسهٔ بالایی بُرش مذکور (جوپار) به سن‌های زیراند:

« سنگ‌های تورونین »، شامل تناوبی از بیوکالک‌آرنایت و مارن‌های ماسه‌ای، به ضخامت ۲۵۲ متر، حاوی ریزسنگواره‌های Heterohelix sp., Globotruncana sp., Hedbergella sp., Oligostegina sp و ۰۰۰. ویژگی‌های رسوب‌شناسی و روزنه‌داران این نهشته‌ها نشانگر عمیق شدن ناگهانی حوضه است.

« سنگ‌های سنونین »، از دو واحد به طور کامل متمایز مارنی (در زیر) و سنگ‌آهک (در بالا) تشکیل شده است. واحد مارنی با ۱۵۵ متر ستبرا، و میان‌لایه‌هایی از بیومیکرایت و بیوکالک آرناریت، حاوی روزنه‌داران فراوان سنونین پیشین است. در این مجموعه، انواع Globotruncana (BROTZEN concava) و G. formicata (PLUMMER) سن سانتونین و نوع G. elevata سن کامپانین دارند.

واحد آهکی سنگ‌های سنونین، بیش از ۱۵۰ متر ضخامت دارد. ویژگی‌های سنگی و زیستی سنگ‌آهک‌های سنونین نشانگر نوسانات ژرفای حوضه است، به گونه‌ای که بخش پایینی این سنگ‌آهک‌ها، بیشتر از نوع بیومیکرایت مارنی همراه با گلوکونیت، متعلق به محیط دریایی کم عمق هستند ولی بخش میانی از جنس بیومیکرایت خاکستری روشن، دارای چرت و ریزسنگواره‌های پلاژیک است که به فرونشست و افزایش ژرفای حوضه اشاره دارد. وجود بیومیکرایت‌های دارای

ائولیت‌های کاذب، کنگلومرای درون سازندی و بیومیکرایت‌های توده‌ای در بالاترین بخش این آهک‌ها، می‌تواند نشانگر محیط‌های کم عمق باشد. ریزسنگواره‌های موجود در قاعدهٔ این واحد آهکی، نشانگر زمان کامپانین است ولی، سنگواره‌های رأس آن، بیانگر آن است که توالی پایانی این واحد به آشکوب ماستریشتین تعلق دارد.

گفتنی است که در باختر و جنوب گوک، ناحیه‌ای پهناور با توالی سنونین پوشیده شده که به تدریج به مارن‌ها و ماسه‌سنگ‌های پالئوسن می‌رسد.

کرتاسه در بلوک لوت

در بلوک لوت به عنوان بخش خاوری ریزقارهٔ ایران مرکزی، سنگ‌های کرتاسه دو رخسارهٔ متفاوت دارند. در جنوب بیرجند، ردیف‌های کرتاسهٔ فلیش گونه‌اند و همراه با مجموعه‌های افیولیتی خاور ایران، به صورت ورق‌های بُر خورده، و از پهنهٔ فلیشی خاور ایران به حاشیهٔ خاوری بلوک لوت جابه‌جا شده‌اند و در نتیجه جایگاهی نابرجا دارند. در مناطقی که سنگ‌های کرتاسه برجا هستند، ردیف‌های کربناتی رخسارهٔ چیره است که به دو زمان کرتاسهٔ پیشین و کرتاسهٔ پسین تعلق دارند.

« سنگ‌های کرتاسهٔ پایین » بلوک لوت ویژگی‌های عمومی سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار کرتاسهٔ ایران مرکزی را دارد که به صورت پیشرونده و در بیشتر جاها به طور دگرشیب بر روی سنگ‌های تریاس بالایی – ژوراسیک میانی (گروه شمشک) و یا سنگ‌های کهن‌تر نشسته‌اند. در اینجا نیز ردیف‌های آغازین کرتاسهٔ پایینی وجود ندارد و داده‌های دیرینه‌شناسی نشان می‌دهد که پیشروی دریا، از زمان آپتین آغاز و تا آلبین و گاهی تا سنونین زیرین ادامه داشته است. همانند دیگر نقاط ایران مرکزی. پیشروی دریا با نهشت‌های آواری‌های درشت دانه آغاز و به سمت بالا ریزدانه می‌شوند و با یک گذر تدریجی به سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه می‌رسد که در شمال خاوری لوت (دهسلم –

رخنه) تا ۱۰۰۰ متر ستبرا دارد. اُربیتولین شاخص‌ترین سنگواره است که به طور عموم، با بقایایی از بریوزوآر، مرجان و دوکفه‌ای همراه است.

« سنگ های کرتاسهٔ بالا » در بلوک لوت سن ماستریشتین دارند و طور دگرشیب ردیف‌های کرتاسهٔ پایین را می‌پوشانند که می‌تواند نشانگر ناپیوستگی رسوبی بزرگ از سنومانین تا ماستریشتین باشد. سنگ های کرتاسهٔ بالای لوت با ۵۰۰ متر ستبرا، با کنگلومرای سُرخ‌رنگ آغاز و به طرف بالا، ابتدا به ماسه‌سنگ و سپس به آهک‌های ماسه‌ای و پس از آن به سنگ‌آهک‌های توده‌ای ریفی تبدیل می‌شود که دارای (ARCHIAC) Orbitoides media d' و دیگر سنگواره‌های ماستریشتین است.در کوه گرماب، بر خلاف دیگر نقاط بلوک لوت، ردیف‌های ماستریشتین، نهشته های مارنی نواحی کم ژرفا است که میان‌لایه‌های نازکی از ماسه‌سنگ‌های آهکی و سنگ‌آهک های ماسه‌ای دارد و به طور دگرشیب، سنگ‌های کهن‌تر از کرتاسهٔ پایین (تریاس بالا – ژوراسیک میانی، گروه شمشک) را می‌پوشاند. ولی مرز بالایی آن با سنگ‌های رسوبی و آذرآواری پالئوسن –ائوسن هم‌شیب و تدریجی است.

کرتاسه در زاگرس

به جز ناحیهٔ شیراز که در آن رسوبگذاری از ژوراسیک تا کرتاسه پیوسته بوده، در دیگر نواحی زاگرس، پس از ایست رسوبی ژوراسیک پایانی، گستره‌های وسیعی از زاگرس با دریای پیشروندهٔ کرتاسه پوشیده شده است. سنگ‌های کرتاسهٔ زاگرس رخسارهٔ سنگی یکسان ندارند و در شرایط رسوبی همسان نهشته نشده‌اند. در ناحیهٔ لرستان، توالی کرتاسه، شیل‌های تیره رنگ پلاژیک است، در حالی که در ناحیهٔ فارس، رخنمون‌های کرتاسهٔ پایین نشانگرکربنات‌های سکویی است و لذا پذیرفته شده که در ناحیهٔ لرستان، دریای کرتاسه بیشترین ژرفا را داشته و تغییرات رخساره‌ای به کربنات‌های سکویی فارس، نشانگر کاهش ژرفا در آن امتداد است.

در کرتاسهٔ بالایی نیز حوضهٔ زاگرس شرایط یکسانی نداشته است، در شمال خاوری خوزستان گودی اصلی بزرگ ناودیس تتیس و از خاور عراق تا فارس ساحلی، گودی خوزستان قرار داشته است. این دو گودی، با یک پشتهٔ میانی از یکدیگر جدا بوده‌اند و بر روی همین پشته است که ریف‌های رودیستی سازند تاربور (به سن ماستریشتین) به وجود آمده‌اند.

بر خلاف استاندارد چینه‌شناسی جهانی، سیستم کرتاسهٔ زاگرس به سه بخش پایینی، میانی و بالایی تقسیم شده است. مهم‌ترین عامل، پیوستگی رسوبگذاری از آلبین به سنومانین است. افزون بر آن، در مرزهای بالایی آپتین، تورونین و ماستریشتین ناهمسازی وجود دارد.

« بخش پایینی کرتاسه »، دو رخسارهٔ متفاوت دارد. در ناحیهٔ لرستان شیل‌های رادیولردار خاکستری تیره تا سیاه و آهک‌های رُسی عمیق « سازند گَرو » و در ناحیهٔ فارس و جنوب فروافتادگی دزفول، سه سازند « فَهلیان »، « گَدوان » و « داریان » به سن نئوکومین –آپتین است.

« بخش میانی کرتاسه »، با ناپیوستگی آغاز می‌شود و شامل شیل‌ها و آهک‌های « سازند کژدمی » به سن آلبین و سنگ‌آهک‌های کم عمق « سازند سَروَک » به سن سنومانین است. در این بخش سه فاز فرسایشی زیر ثابت شده است:

* در همبری آپتین (سازند داریان) و آلبین (سازند کژدمی)، یک زون هوازده شامل گلوکونیت، سیلت سنگ، ماسه‌سنگ و آهن وجود دارد.

* در پایان سنومانین، یک فاز فرسایشی سبب شده تا آهک‌های سازند سَروَک به دو بخش سنومانین و تورونین تقسیم شود.

* فاز فرسایشی پس از تورونین.

« بخش بالایی کرتاسه »، پس از یک ایست رسوبی، با سنگ‌آهک‌های کم عمق » سازند ایـلام » آغـاز و با شیل‌های عمیق « سازند گورپی » ادامه می‌یابد. در ماستریشتین، بـا تخریـب فرابـوم‌هـای شـمال خاوری راندگی اصلی، حجم زیادی مـواد آواری موجـب نهشـت ماسـه‌سـنگ، کنگلومـرای کـربناتی، سیلت سنگ‌هـای « سازند امیران » شده‌اند. افزون بر آن، آهک‌هـای ریفـی « سـازند تـاربور » نیـز از ردیف‌های کرتاسهٔ بالای زاگرس است (شکل ۵-۱۷).

بخش پایینی کرتاسه در زاگرسبخش پایینی کرتاسهٔ زاگـرس دو رخسـارهٔ متفـاوت سـکویی و پلاژیـک دارد. رخساره‌های سکویی کرتاسهٔ پایین زاگرس شامل سـه سـازند فَهلیـان، گَـدوان و داریـان اسـت و رخساره‌های پلاژیک آن بخشی از سازند شیلی گَرو است.

سازند آهکی فَهلیان : در کوه دال (بُرش الگـو) نزدیکـی روسـتای فَهلیـان، در ۹۰ کیلـومتری خـاور دوگنبدان (گچساران)، سازند فَهلیان شامل ۳۶۰ تـا ۳۶۵ متـر سـنگ‌آهـک‌هـای ائـولیتی متـورق تـا توده‌ای به رنگ قهوه‌ای خاکستری با ریخت خشن است که یکـی از سـنگ مخـزن‌هـای گـروه خـامی می‌باشد. در پایین این سازند، به طور محلی، برش انحلالی وجود دارد که ممکن اسـت معـادل سـازند هیث باشد.

مرز پایینی سازند فَهلیان ممکن است به سازند سورمه (ژوراسیک بالایی) و یا سـازند انیـدریتی هیـث باشد. اگر فَهلیان روی هیث باشد (فارس ساحلی) شناسایی مرز ساده است. در جایی کـه هیـث وجـود ندارد (به ویژه در شمال شیراز)، تفکیک فَهلیان و سورمه دشـوار اسـت، ولـی واحـدهای آهکـی دارای Tintinnid فراوان که معادل شیلBerriasella اسـت، مشـخص کننـدهٔ مـرز ژوراسـیک –کرتاسـه است.

مرز بالایی فَهلیان با شیل‌های گَدوان واضح است. ولی در جایی کـه شـیل‌هـای گَـدوان وجـود نـدارد، مانند شمال فروافتادگی دزفول، سازند فَهلیان و داریان قابل تفکیک نیستند.بر اسـاس ریزسـنگواره‌هـا،

جلبگ، آمونیت، خارپوست و پالینومورف، سن به سازند فَهلیان سن نئوکومین –آپتین تعیین شده است.سازند فَهلیان را می‌توان در تمام مناطق فارس، شمال خاوری خوزستان و شمال خاوری لرستان دید، ولی در جنوب غرب لرستان و خوزستان، این سازند به شیل و سنگ‌آهک‌های سازند گَرو تبدیل می‌شود.

سازند شیلی – آهکی گَدوان : سازند گَدوان یک واحد بارز شیلی در میان دو آهک خشن فَهلیان (در زیر) و داریان (دربالا) است بُرش الگوی این سازند در گوه گَدوان در ۴۰ کیلومتری شمال خاوری شیراز به ضخامت ۱۲۰ متر، شامل تناوبی از شیل‌های خاکستری مایل به زرد یا سبز با میان‌لایه‌های خاکستری از سنگ‌آهک رُسی، دارای خرده صدف است.

بر اساس سنگواره‌های موجود، سن سازند گَدوان نئوکومین بالایی تا آپتین است. در خوزستان و شمال باختری فارس، این سازند بیشتر شیلی است، ولی به سوی جنوب خاوری (فارس)، به تدریج به رسوب‌های آهکی تبدیل می‌شود به گونه‌ای که در فارس ساحلی، شناخت آن از سازند رویی (داریان)، دشوار است.در میانهٔ سازند گَدوان، یک آهک بارز، به نام « بخش آهکی خلیج » شناسایی شده است که بُرش آن در جزیرهٔ خارک، به ضخامت ۱۵ متر، اندازه‌گیری شده و شامل آهک بی رُس متعلق به محیط دریایی کم عمق و باز است. بخش آهکی خلیج در برخی از میدان‌های نفتی منطقهٔ زاگرس دارای نفت است. به شیل‌های گَدوان که در پایین و بالای آهک خلیج دیده می‌شوند، گاهی گَدوان پایینی و گَدوان بالایی گفته می‌شود.سازند شیلی گَدوان، سنگ پوش مخازن فَهلیان را تأمین می‌کند و از مواد آلی نیز غنی است و در تولید نیز به عنوان سنگ مادر نقش دارد (افشارحرب، ۱۳۸۰).

سازند آهکی داریان : در گذشته به این سنگ‌آهک‌ها « آهک اُربیتولین‌دار » و یا « آهک آپتین – آلبین » گفته می‌شد ولی با اندازه‌گیری بُرشی در کوه گَدوان در شمال دهکدهٔ داریان در شمال خاوری شیراز، نام « سازند داریان » انتخاب شد (جیمز و وایند، ۱۹۶۵).

در محل بُرش الگو، این سازند شامل ۲۸۶/۵ متر سنگ‌آهک قهوه‌ای –خاکستری ستبرلایه تا توده‌ای خشن و صخره‌ساز است که به داشتن اُربیتولین فراوان به سن آپتین شاخص است.

مرز پایینی داریان با گَدوان تدریجی است ولی در بالا، با کژدمی به شدت فرسایش یافته است و لایه‌های ائولیتی و گلوکونیتی آن را از سازند کژدمی جدا می‌کند.

اگر چه سنگ‌آهک‌های داریان دو واحد شیلی گَدوان (در زیر) و کژدمی (دربالا) را جدا می‌کند، ولی دو سازند داریان و کژدمی هم زمان هستند (مطیعی، ۱۳۷۲). به گفتهٔ دیگر، سازند کژدمی حذف می‌شود و آهک داریان در زیر آهک بنگستان (دوسازند سَروَک و ایلام) قرار می‌گیرد. در ناحیهٔ ایذه، سازند گَدوان هم وجود ندارد. در اینجا سازندهای آهکی فَهلیان داریان، سَروَک و ایلام روی هم قرار می‌گیرند که تنها با مطالعه فسیل‌شناسی می‌توان آنها را جدا کرد. سازند داریان سنگ مخزن مهمی در گروه خامی است.

سازند شیلی گَرو : نام این سازند از تنگ گَرو در کبیرکوه لرستان گرفته شده و بُرش الگوی آن در ۱۰ کیلومتری شمال خاوری روستای قلعه دره مطالعه شده است (جیمز و وایند، ۱۹۶۵).در محل بُرش الگو، سازند گرو با ۸۲۵ متر ضخامت به ۵ عضو تقسیم شده، ولی در یک نگاه کلی، سازند گرو از تناوب آهک‌های بسیار رُسی سیاه رادیولردار با شیل‌های سیاه‌رنگ بیتومین‌دار پیریتی و چرتی آمونیت و بلمنیت‌دار تشکیل شده است. در هر حال، در لرستان مرکزی این سازند بیشتر شیلی است. ولی در فروافتادگی دزفول سنگ‌آهک بیشتر است. مرز پایینی سازند گرو بیشتر به رسوبات تبخیری هیث و گوتنیا است. مرز بالایی آن بسیار متغیر است. گرو می‌تواند در زیر سازندهای مختلفی مانند ایلام و حتی سازند فَهلیان قرار گیرد (مطیعی، ۱۳۷۲) این موضوع نتیجهٔ پیشروی رسوبات ساحلی به حوضهٔ رسوبی گرو است.

پلانکتون‌ها و رادیولرها نشانگر محیط کم انرژی و بی اکسیژن (حوضهٔ ژرف دریایی) است. ریزسنگواره‌ها، آمونیت و رادیولر، سن سازند گرو را نئوکومین تا کُنیاسین نشان می‌دهند.سازند گرو، سنگ منشأ نفت با پتانسیل زیاد است.

بخش میانی کرتاسه در زاگرس

بخش میانی کرتاسهٔ زاگرس شامل دو سازند کژدمی و سَروَک است که مرز پایینی آنها به ناپیوستگی آپتین و مرز بالای آنها به ناپیوستگی تورونین است. با این حال، در ناحیهٔ لرستان « سازند شیلی سورگاه » و در ناحیهٔ فارس ساحلی « بخش شیلی لافان » را می‌توان جزو کرتاسهٔ میانی دانست.

سازند شیلی کژدمی : نام سازند کژدمی از قلعهٔ کژدمی در فروافتادگی دزفول (در تنگ گورگورا – شمال گچساران) گرفته شده که در محل بُرش الگو، ۲۳۰ متر شیل قیری خاکستری تیره و گاه سیاه رنگ، و دارای لایه‌هایی از سنگ‌آهک رُسی تیره رنگ و مارن است. در هر حال، ۳۵ متر پایینی آن سُرخ‌رنگ و اکسیده است و دانه‌های گلوکونیت را می‌توان تا یک صد متری مرز پایین آن دید. در این سازند، لایه‌های آهکی به ویژه در ۹۰ متر زیرین وجود دارد که زبانه‌هایی از سازند داریان است. این سازند، سنگ منشأ بسیار مهمی در حوضهٔ رسوبی زاگرس است.

مرز پایینی سازند کژدمی به سنگ‌آهک‌های داریان است که مرزی ناپیوسته بوده و با لایه‌های سُرخ‌رنگ مشخص می‌شود، ولی مرز بالایی آن با سنگ‌آهک‌های سَروَک، تدریجی است.

رخسارهٔ شیلی سازند کژدمی را می‌توان در تمام خوزستان و فارس دید ولی در ناحیهٔ لرستان، کژدمی رخسارهٔ آهکی دارد. در این حالت، تفکیک سنگ‌آهک‌های داریان، کژدمی، سَروَک و ایلام دشوار است.با توجه به پلانکتون‌ها، روزنه‌داران، خارپوستان و آمونیت‌ها (در گذشته نام این سازند شیل‌های آمونیت‌دار بوده)، سن سازند شیلی کژدمی، آلبین تا سنومانین است.تغییرات جانبی

کژدمی زیاد است. گاهی با سازند گرو جانشین می‌شود گاه آهکی شده و یا بـه صـورت زبانـه در داخـل سازند داریان است و گاهی نیز با سازندهای بورقان و نهر عمر از کویت و جنوب عـراق تـداخل زبانـه‌ای دارد (مطیعی، ۱۳۷۲).

ســازند آهکـــی سَــروَک : در گذشــته بــه ایــن واحــد ســنگی، ســنگ‌آهــک‌هــای هیپوریــت‌دار، سنگ‌آهک‌های رودیست‌دار و سنگ‌آهک لشتکان گفته می‌شد، ولی بـا انـدازه‌گیـری برشـی در تنـگ سَـروَک در کـوه بنگسـتان، در شـمال بهبهـان، نـام « سـازند سَـروَک » جـایگزین نـام‌هـای پیشـین شد.سازند سَروَک دو رخسارهٔ متفاوت دارد. در محـل بُـرش الگـو و فـارس سـاحلی، رخسـاره‌هـای کـم عمق این سازند گسترش دارد. در حالی که در ناحیـهٔ لرسـتان، مـی‌تـوان رخسـاره‌هـای عمیـق سـازند سَروَک را دید.

« رخسارهٔ کم عمق سازند سَروَک » در محل بُرش الگو، شامل ۳۰۰ متر سـنگ‌آهـک لایـه‌ای رُسـی و سنگ‌آهک‌های گل سفیدی در پایین است ولی بیشتر سازند را سنگ‌آهـک‌هـای سـفیدرنگ، تـوده‌ای، دارای چرت و رودیست تشکیل می‌دهد. ولی در فـارس سـاحلی، رخسـارهٔ کـم عمـق سـازند سَـروَک، شبیه بخش آهکی مودود در قطر و بخش شیلی احمدی در کویـت اسـت کـه ایـن اسـامی در زاگـرس هم بکار می‌رود.

« بخش آهکی مودود Mauddud»، زبانه‌ای از سازند مودود است، بُرش آن در قطر اسـت و تـا عـراق و کویت نیز ادامه دارد. در ایران این واحد سنگی، سنگ‌آهک ضخیم لایهٔ اُربیتـولین‌دار اسـت کـه روی سازند کژدمی قرار دارد و با بخشی از سازند سَروَک برابر است.

« بخش شیلی احمدی »، زبانه‌ای از سازند شیلی احمـدی کویـت اسـت کـه در ایـران ۳۰ تـا ۶۰ متـر شیل خاکستری حاوی اگزوژیرا، به سن سنومانین اسـت. بخـش احمـدی بـه طـور هـم‌شـیب بـر روی بخش آهکی مودود، ولی به صورت دگرشیب در زیر سازند ایلام است.

« رخسارهٔ عمیق سازند سَروَک »، در لرستان، شامل سنگ‌آهک‌های مارنی –رُسی تیره رنگ و نازک لایه، با ریزسنگواره‌های پلانکتون فراوان است.

دو رخسارهٔ کم عمق و عمیق سازند سَروَک با یکدیگر ارتباط بین انگشتی دارند. از سوی دیگر، در شمال لرستان، سازند سَروَک با شیل‌های عمیق گرو همچنان ارتباط بین انگشتی دارد (شکل ۵-۱۴).

مرز پایینی سازند سَروَک با شیل‌های کژدمی تدریجی و مرز بالایی آن با سازند ایلام ناهمساز فرسایشی و آغشته به ترکیب‌های آهن است.وجود یک ناپیوستگی موازی، به سن پس از سنومانین در میان سازند سَروَک، سبب شده تا این سازند به سَروَک پایینی (سنومانین) و سَروَک بالایی (تورونین) تقسیم شود. سازند سَروَک پس از سنگ‌آهک آسماری مهم‌ترین سنگ مخزن حوضهٔ زاگرس است (افشارحرب، ۱۳۸۰).

سازند شیلی سورگاه : در ناحیهٔ لرستان، یک واحد شیلی دو سازند سَروَک (در زیر) و ایلام (در بالا) را از یکدیگر جدا میکند و از سوی دیگر با واحد شیلی گرو ارتباط انگشتی دارد. به این واحد سنگی سازند سورگاه نام داده شده که بُرش الگوی آن در تنگ گراب، در پایانهٔ شمال باختری کبیرکوه ایلام اندازه‌گیری شده است. در این محل، سورگاه شامل ۱۷۵ متر شیل خاکستری روشن یا تیرهٔ پیریت‌دار نرم‌فرسا در تناوب با آهک است که در چاه‌های حفر شده در لرستان، در میانهٔ آن، سنگ‌آهکی به ضخامت ۳۰ متر وجود دارد. گفتنی است که در لرستان، سازند سورگاه سنگ پوش سنگ مخزن سَروَک را تشکیل می‌دهد.

مرز پایینی سازند سورگاه با سازند سَروَک ناپیوسته همراه با حفره‌های بزرگ و رُس‌های لیمونیتی به ضخامت تا یک متر است. گاهی نیز سورگاه بر روی سازند گرو است. مرز بالایی آن با سازند ایلام

ناپیوسته و آغشته به مواد آهن‌دار است.بر اساس پلانکتون‌های فراوان، محیط رسوبی سازند سورگاه از نوع ژرف و سن آن تورونین تا سانتونین زیرین است.

در فارس ساحلی، یک واحد شیلی سازند سَروَک (در زیر) و سازند ایلام (در بالا) را جدا می‌کند. این واحد شیلی که « بخش شیلی لافان » نامگذاری شده، از دیدگاه متفاوت هم‌ارز سازند سورگاه است. تغییرات سنی این شیل‌ها زیاد است، ولی سن سنونین پیشین، منطقی‌تر است (مطیعی، ۱۳۷۲).

گروه بنگستان : بر اساس گزارش جیمز و وایند (۱۹۶۵)، از آلبین تا کامپانین، یک چرخهٔ رسوبی از سازندهای کژدمی، سَروَک، سورگاه و ایلام را می‌توان در زاگرس شناسایی کرد. به مجموعهٔ سازندهای یاد شده گروه بنگستان نام داده شده که نام آن از کوه بنگستان در شمال بهبهان گرفته شده است.

امروزه کوشش می‌شود تا سازند کژدمی از این گروه حذف شود. سازند سورگاه هم همیشگی نیست. در این صورت گروه بنگستان شامل دو سازند سَروَک (در زیر) و سازند ایلام (در بالا) خواهد بود. در چنین حالتی ترجیح داده می‌شود به جای گروه بنگستان از «سازند بنگستان » متشکل از دو سازند سَروَک و ایلام استفاده شود (مطیعی، ۱۳۷۲). سازند بنگستان در نتیجهٔ ناپیوستگی پس از سنومانین و تورونین قابل تقسیم به بنگستان پایینی (بخش سنومانین سَروَک)، بنگستان میانی (بخش تورونین سَروَک) و بنگستان بالایی (سازند ایلام) است.

بخش بالایی کرتاسه در زاگرس

چهار سازند ایلام، گورپی، تاربور و امیران، نشانگر بخشی از سنگ‌های کرتاسهٔ بالایی زاگرس هستند. بخش پایینی سازند ساچون نیز سنگوارهٔ ماستریشتین دارد.

سازند آهکی ایلام : سازند ایلام به دو رخسارهٔ عمیق و کم عمق دیده می‌شود. برش الگوی این سازند که نشانگر رخساره‌های عمیق است، در پایانهٔ شمال باختری کبیرکوه در ۱۲ کیلومتری شهرستان ایلام اندازه‌گیری شده است. در این بُرش، سازند ایلام شامل ۱۹۰ متر سنگ‌آهک‌های رسی دانه ریز پلاژیک خاکستری رنگ با لایه‌بندی منظم و میان‌لایه‌های نازک شیل، و سن سانتونین – کامپانین است.وجود قلوه‌های درشت هماتیت در پایهٔ بُرش الگو، نشانگر ناپیوستگی رسوبی است که ممکن است به سازند سَروَک و یا سورگاه باشد. ولی مرز بالایی آن با سازند گورپی همساز است.رخساره‌های کم عمق سازند ایلام در نواحی فارس و خوزستان، گسترش دارد که شامل سنگ‌آهک‌های قلوه‌ای است که همچنان سن سانتونین تا کامپانین دارد. در برخی نقاط می‌توان ارتباط بین انگشتی دو رخسارهٔ پلاژیک و کم عمق سازند ایلام را دید.

سازند شیلی گورپی : بُرش الگوی این سازند در تنگ پابده در شمال مسجد سلیمان (میدان نفتی لالی) ۳۲۰ متر ستبرا دارد، ولی پیش از معرفی این بُرش، به این واحد سنگی « مارن دزک »، « مارن‌های گلوبیژرینا »، گفته می‌شد که شامل سازند گورپی و سازند پابده بود.

در بیشتر نواحی زاگرس، سازند گورپی شامل مارن، شیل‌های خاکستری مایل به آبی است که میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های نازک رُسی دارد و به دلیل زود فرسا بودن، سیمای آن فرسوده است.

در فارس داخلی، رخسارهٔ آهکی سازند تابور، به طور بین انگشتی جانشین سازند گورپی می‌شود. اگرچه مرز زیرین گورپی با سازند ایلام (درزیر) تدریجی دانسته شده، ولی سطح هوازده در این مرز می‌تواند نشانگر دگرشیبی خفیف باشد. در نقاطی که ایلام وجود ندارد، گورپی روی سَروَک بوده و در این حالت، ناپیوستگی رسوبی پیش از سازند گورپی آشکارتر است. مرز بالایی سازند گورپی با سازندهای مختلف است. در لرستان مرز بالایی گورپی با شیل‌های ارغوانی سازند پابده با شواهدی از دگرشیبی فرسایشی است. سازند گورپی، در همه جا همزمان نیست. در نواحی فارس و خوزستان

مرز زیرین گورپی، سانتونین و مرز بالایی آن ماستریشتین است. در لرستان، لایه‌های زیرین به سن کامپانین و لایه‌های بالایی تا پالئوسن ادامه دارد. سازند گورپی، سنگ پوش مخازن نفتی سَروَک است.

این سازند (گورپی) دارای دو عضو آهکی رسمی (امام حسن، سیمره) و یک عضو غیر رسمی (آهک منصوری) است (مطیعی، ۱۳۷۲).

« عضو آهکی امام حسن » ۱۱۴ متر سنگ‌آهک رُسی، ستبرلایه، ریز دانه و خاکستری به همراه میان‌لایه‌های مارن است. به دلیل سختی بیشتر، در درون شیل‌های گورپی برجستگی دارد. این عضو بیشتر در لرستان و فروافتادگی دزفول دیده شده است.

« عضو آهکی سیمره » شامل سنگ‌آهک‌های قهوه‌ای رنگ دارای دو کفه‌ای‌های نوع لوفا است و در مقایسه با بخش آهکی امام حسن، رخسارهٔ کم عمق‌تری دارد.

« عضو آهکی منصوری » یک سنگ‌آهک نریتیک منقطع در سازند گورپی است که در باختر خوزستان برونزد دار، ولی به سمت شمال خاوری ناپدید می‌شود.

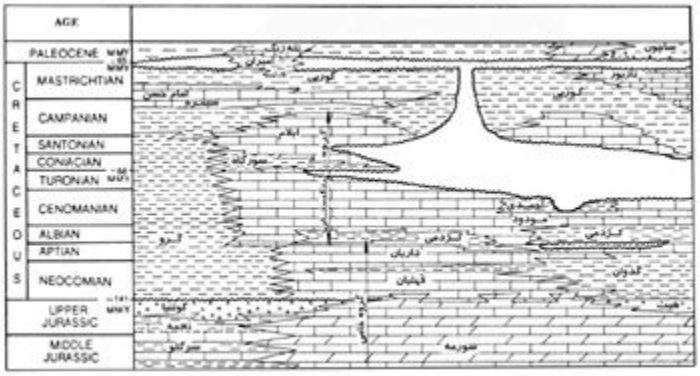
سازند آهکی تاربور : سازند آهکی تاربور یک واحد سنگ‌چینه‌ای از نوع ریف‌های رودیستی است که در فارس داخلی توسعه دارد. به همین‌رو، بُرش الگوی آن در کوه گَدوان و در نزدیکی روستای تاربور در استان فارس مطالعه شده است. در محل الگو، سازند تاربور حدود ۵۲۷ متر سنگ‌آهک‌های توده‌ای با مقدار فراوانی صدف است که میان دو واحد کمی هوازدهٔ سازند گورپی (در زیر) و سازند ساچون (دربالا) قرار دارد. همبری آن با واحد زیرین (گورپی) هم‌شیب و ناگهانی است ولی در مرز بالایی آن مقداری قلوه‌های آهنی وجود دارد که به یک ناپیوستگی رسوبی اشاره دارد.

سنگواره‌های گوناگون به ویژه لوفتوزیا Loftusia و سایدرولیتس Siderolites نشانگر زمان کامپانین – ماستریشتین و شرایط ریف است. وجود برخی سنگواره‌های گروه خامی و تریاس سبب شده بود تا این سازند به سن ژوراسیک و یا تریاس دانسته شود که این تصور نادرست است (مطیعی، ۱۳۷۲).سنگ‌های آذرین با ساخت بالشی به صورت بین لایه‌ای و یا سنگ‌های آذرین درونی بازیک، متعلق به ترشیری بالایی نیز در این توالی تداخل دارند (مطیعی، ۱۳۷۲).

گفتنی است که از فارس داخلی به سوی جنوب باختر، سازند تاربور تغییر رخساره می‌دهد. نخست به سنگ‌آهک‌های نازک لایه با منشأ عمیق و سپس با رخسارهٔ شیلی سازند گورپی جانشین می‌شود.

سازند آواری امیران : سازند آواری امیران شامل حدود ۸۷۱ متر سیلت سنگ و ماسه‌سنگ به رنگ سبز زیتونی تیره تا قهوه‌ای و مقداری سنگ‌آهک و کنگلومرا با رخسارهٔ فلیش گونه است، به همین‌رو، گاهی با نام فلیش‌های امیران از آن یاد می‌شود. در حوالی خرم‌آباد، بخش پایینی فلیش‌های امیران کنگلومرایی است که به آن « بخش کنگلومرای خرم‌آباد » نام داده‌اند (مطیعی، ۱۳۷۲).

سازند امیران فقط در شمال خاوری لرستان برونزد دارد. به همین دلیل بُرش الگوی آن در تاقدیس امیران، در کنار راه اندیمشک –خرم‌آباد (نزدیک روستای معمولان) اندازه‌گیری شده است. مرز پایینی امیران با مارن‌های خاکستری رنگ سازند گورپی هم‌شیب و تدریجی است. مرز بالایی آن ممکن است به « سنگ‌آهک‌های تله‌رنگ » و یا « کنگلومرای کشکان » باشد. امیران به طور جانبی به سازندهای گورپی و پابده تبدیل می‌شود.سازند امیران زمان گذر و در لرستان به سن پالئوسن و در ناحیهٔ کرمانشاه –خرم‌آباد به سن ماستریشتین است.



شکل ۵ - ۱۷ - ارتباط زمانی و مکانی واحدهای سنگی کرتاسهٔ زاگرس

کرتاسه در کپه‌داغ

بررسی دیرینه جغرافیای کرتاسه توسط افشارحرب (۱۳۷۲) نشانگر آن است که به جز بخش شمال باختری کپه‌داغ (پیرامون گنبدکاووس) که رسوبگذاری دریایی از ژوراسیک به کرتاسه پیوسته است، در دیگر نواحی به ویژه در خاور و جنوب کپه‌داغ، در اواخر ژوراسیک و آغاز کرتاسه شواهدی از یک خشکی‌زایی گسترده را می‌توان دید.

به همین‌رو، نهشته‌های آغاز کرتاسه از نوع آواری‌های سُرخ‌رنگی به نام « سازند شوریجه » است که در محیط‌های مردابی، دشت ساحلی، دلتایی و یا محیط سبخایی نهشته شده‌اند. به تدریج، از زمان هوتریوین، رژیم‌های قاره‌ای – مردابی به انواع مردابی – دریایی تبدیل شده و در زمان بارمین، نخست سکوی کربناتی کم ژرفا و پُر انرژی و در آپتین محیط‌های دریایی بر تمام منطقه چیره شده که شرایط مناسبی برای نهشت سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و ائولیتی « سازند تیرگان » بوده است. حوضه در آپتین پسین، ژرفای بیشتر داشته و با ورود رُس، « سازند سرچشمه » نهشته شده است. در آلبین، ورود رُس مداوم‌تر بوده که حاصل آن « سازند شیلی سنگانه » است. در سنونین پیشین، در یک دریای پسرونده به سمت باختر، ردیفی از ماسه‌سنگ‌های گلوکونیتی به نام « سازند آیتامیر » نهشته شده و در پایان سنومانین میانی، به جز بخش شمال خاوری حوضه، دیگر مناطق خشکی بوده و به همین دلیل، در بسیاری از نواحی، از اواخر سنومانین تا آغاز سنونین و حتی در بعضی

نقاط تا اواخر تورونین، شواهدی از یک نبود رسوبی وجود دارد. در تورونین پسین، بخش شمال خاوری با دریای آزاد ارتباط داشته، ولی در باختر و جنوب مرکزی منطقه، خشکی کم شیبی وجود داشت که تحت تأثیر فرسایش ملایم قرار داشته است. شرایط دریایی زمان تورونین، با تغییرات اندک، کم و بیش تا ماستریشتین ادامه یافته و در طی آن سازندهای « آبدراز »، « آب تلخ »، « نیزار » و « کلات » نهشته شده‌اند.

از اواسط ماستریشتین پسین، به جز ناحیهٔ سَرَخس و شمال گنبد کاووس، دیگر مناطق خشکی بوده و در پایان ماستریشتین، تنها در شمال باختر، سکوی کربناتی کم ژرفایی وجود داشته است.دیرینه جغرافیا نشان می‌دهد که بر خلاف باور عموم، به دلیل تأثیر حرکت‌های زمین‌ساختی، پیشروی و پسروی دریای کرتاسه مکرر بوده و در پهنه کپه داغ، رسوبگذاری پیوسته نبوده است. در هر حال، ردیف‌های کرتاسه کپه داغ، یکی از کامل‌ترین و ستبرترین نهشته‌های کرتاسهٔ ایران است که واحدهای سنگ چینه‌ای زیر در آن مشارکت دارند (شکل ۵-۱۸)

سازند آواری شوریجه : در نقاط زیادی ازکپه داغ، به جز پایانهٔ باختری آن (نواحی گنبد کاووس)، سنگ‌آهک‌های ژوراسیک بالا (سازند مزدوران) با ردیف آواری سُرخ‌رنگی پوشیده می‌شود که از آن به نام « سازند شوریجه » یاد می‌شود. نام این سازند از روستای شوریجه گرفته شده، ولی بُرش الگوی رسمی آن، در کنار راه مشهد به کلات (درهٔ خور)، به ضخامت ۹۸۰ متر، مطالعه شده است.سازند شوریجه بیشتر از نوع رسوب‌های آواری (شیل، رُس سنگ، ماسه‌سنگ، کنگلومرا)، کمی سنگ‌گچ و لایه‌های ناچیز سنگ‌های کربناتی است که سیمای قهوه‌ای –سُرخ دارد و به صورت ردیفی راهنما و سُرخ‌رنگ، سنگ‌آهک‌های صخره‌ساز ژوراسیک بالا (مزدوران) را از سنگ‌آهک‌های کرتاسهٔ پایین (سازند تیرگان) جدا می‌کند.در محل بُرش الگو (درهٔ خور)، سازند شوریجه به سه بخش تقسیم شده است (افشار حرب، ۱۳۷۳).

* « بخش آواری تبخیری زیرین » شامل ۳۳۴ متر شیل قهوه‌ای مایل به سُرخ و ارغوانی، ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک و سنگ گچ است.

* « بخش کربناتی تبخیری میانی » از ۲۷۶ متر سنگ‌های کربناتی، سنگ گچ، شیل، ماسه‌سنگ و سیلت سنگ تشکیل شده است.

* « بخش آواری بالایی » شامل ۳۷۱ متر ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌هایی از شیل قهوه‌ای مایل به سُرخ است. در این بخش، سنگ‌های کربناتی و سنگ گچ دیده نمی‌شود.

رخسارهٔ آواری و سیمای سُرخ –صورتی سازند شوریجه را می‌توان از مرز افغانستان تا ناحیهٔ آرموتلی (۸۰ کیلومتری خاور گنبد کاووس) دنبال کرد. ولی شرایط و نوع محیط رسوبی سبب شده تا بخش‌های سه گانهٔ بُرش الگو در همه جا رخساره و ستبرای یکسان نداشته باشد. برای نمونه، در بُرش حمام‌قلعه، ماسه‌سنگ قاره‌ای بخش بالایی به رسوب‌های دریایی و سنگ‌های کربناتی تغییر رخساره داده است.در محل بُرش الگو، همبری شوریجه با سازند مزدوران تدریجی است. همبری بالایی آن با سازند تیرگان، اگرچه با تغییر رخسارهٔ ناگهانی است، ولی می‌توان شاهد یک گذر تدریجی بود. ولی گاهی (مانندرهٔ ارداک) سطح بالایی شوریجه فرسایشی است و بر روی آن کنگلومرای پلیوسن قرار دارد و یا در کوه اُزون، سنگ‌آهک کلات به سن ماستریشتین بر روی این سطح قرار دارد.

سازند شوریجه بیشتر از رسوب‌های قاره‌ای –مردابی تشکیل شده ولی زبانه‌هایی از رسوب‌های دریایی حاوی سنگواره دارد. بخش زیرین لایه‌های دریایی به سن بریازین –والانژنین، سن بخش میانی آن هوتریوین و بخش بالایی به سن بارمین دانسته شده است. در مورد سن سازند شوریجه اتفاق نظر وجود ندارد.کلانتری به استناد دو برش حمام‌قلعه و زنگانلو، شوریجه را به سن کیمریجین –نئوکومین می‌داند. رهقی، نمونه‌های بُرش نایبا –جوزک را به سن تیتونین –نئوکومین

می‌داند.نهشته‌های آواری – تبخیری و سُرخ‌رنگ سازند شوریجه، با رسوب‌های همزمان (ژوراسیک پسین – کرتاسهٔ پیشین) دیگر نقاط ایران به ویژه نهشته‌های سُرخ و آواری نواحی کرمان – طبس (لایه‌های سُرخ گره‌دو، سازند سُرخ آواری، نهشته‌های آواری – گچی مَگو) شباهت کامل دارد. با وجود تفاوت‌های رخساره‌ای، نهشته‌های تبخیری گوتنیا و هیث در زاگرس و واحد گچ و ملافیر البرز مرکزی، می‌توانند از نظر زمانی و شرایط رسوبی، به نوعی با سازند شوریجه هم‌ارز باشند. در ترکمنستان به آواری‌های مشابه با شوریجه « ماسه‌سنگ شاتلیک » نام داده شده که سنگ مخزن اصلی میدان‌های گازی دولت‌آباد – دونمز، شاتلیک، مارلی و بایرام‌علی است. در ایران، شوریجه دارای دو لایه ماسه‌سنگ گازدار به نام ماسه‌سنگ D معادل ماسه‌سنگ شاتلیک ترکمنستان است (افشارحرب، ۱۳۸۰).

سازند آهکی تیرگان : بُرش الگوی سازند تیرگان، در کوه تیرگان، واقع در ۳۹ کیلومتری جنوب خاوری درگز مطالعه شده است. در ضمن این سازند دارای بُرش مرجعی است که در جنوب خاوری روستای جوزک (باختر کپه‌داغ) قرار دارد.سازند تیرگان از سنگ‌آهک‌های ستبر لایه تا توده‌ای ائولیتی و زیست‌آواری با میان‌لایه‌های ناچیزی از سنگ‌آهک‌های مارنی، مارن و شیل آهکی است. ستبرای زیاد لایه‌ها و به ویژه تراکم و سختی سنگ‌آهک‌ها سبب شده تا این سازند از واحدهای چهره‌ساز بین ردیف‌های آواری سُرخ‌رنگ سازند شوریجه و نهشته‌های شیلی – مارنی سرچشمه باشد. به همین دلیل یکی از واحدهای فیزیوگرافیک کپه‌داغ را می‌سازد.در خاور کپه‌داغ (بُرش شوراب)، سازند تیرگان کمترین ستبرا (۲۰ متر) را دارد ولی به سمت باختر، ضخامت سازند افزایش می‌یابد، به گونه‌ای که در محل برش مرجع، ۳۱۰ متر و در بُرش الگو ۷۸۰ متر ستبرا دارد و حتی در چاه قزل‌تپه شمارهٔ ۲ ضخامت تیرگان ۱۰۰۵ متر است.در محل بُرش الگو و بُرش مرجع مرزهای پایینی و بالایی تیرگان با تغییر رخساره ناگهانی گزارش شده است، ولی بررسی‌های رسوبشناسی جدید، حاکی از تدریجی بودن مرزهای زیرین و بالایی این سازند است و حتی گاهی سازند تیرگان ممکن است با واحد کهن‌تر (سازند شوریجه) و یا جوان‌تر (سازند سرچشمه) پیوند بین انگشتی

داشته باشد. اُربیتولین شاخص‌ترین سنگوارهٔ سازند تیرگان است که اغلب هستهٔ ائولیت‌های آهکی را تشکیل می‌دهد. بر پایهٔ سنگواره‌های موجود، سن سازند تیرگان نئوکومین (بارمین) تا آپتین است.

سازند تیرگان یکی از واحدهای سنگی و پایدار پهنهٔ کپه‌داغ است، ولی گاهی این سازند وجود ندارد. برای نمونه در ناحیهٔ جاجرم، سازند تیرگان گسترش نیافته و سنگ‌آهک کلات به سن ماستریشتین، بر روی ماسه‌سنگ‌های شوریجه است و یا در ۸۲ کیلومتری گنبدکاووس، باز سازند تیرگان وجود ندارد و سازند آیتامیر بر روی سازند شوریجه قرار دارد.

گفتنی است که جدا از تغییرات ستبرا، گاهی می‌توان شاهد تغییر رخسارهٔ سازند تیرگان بود. برای نمونه در بُرش حمام‌قلعه، ۹۰ متر از بخش میانی سازند را ماسه‌سنگ‌های خاکستری و نخودی رنگ همراه با لایه‌های نازک آهک و مارن تشکیل می‌دهد. جدا از پهنهٔ کپه‌داغ، سنگ‌آهک‌های ائولیتی سازند تیرگان را می‌توان در دامنه‌های شمالی بینالود (جنوب جادهٔ مشهد – قوچان) و کوه شاه‌جهان (شمال اسفراین) دید. این رخنمون‌ها هیچ‌گونه نشانه‌های زمین‌ساختی ندارند و به نظر می‌رسد که دریای تیرگان، به سمت جنوب تا کوه‌های بینالود، گسترش داشته است.

سازند مارنی سرچشمه : نام این سازند از روستای سرچشمه (۱۴ کیلومتری شمال خاوری بینالود) گرفته شده، ولی بُرش الگوی آن در دماغهٔ خاوری تاقدیس خور، کنار راه مشهد به کلات، مطالعه شده است.سازند سرچشمه در محل بُرش الگو، با ۳۱۰ متر ستبرا، از دو بخش غیررسمی و یک لایهٔ کلیدی تشکیل شده است. بخش زیرین سازند، حدود ۱۷۸ متر مارن همگن به رنگ خاکستری مایل به آبی است. بخش بالایی سازند ۱۳۲ متر شیل آهکی خاکستری تیره است که میان‌لایه‌های نازکی از سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری دارد. پایان بخش سازند سرچشمه، یک لایه کلیدی یک متری از سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری است که راهنمای خوبی برای تعیین مرز بالایی سازند می‌باشد. در بُرش‌های گوناگون، تغییرات نسبت بخش مارنی پایینی به شیل بالایی زیاد است و گاهی ممکن است یکی از آنها وجود نداشته باشد.تغییرات ضخامت سازند سرچشمه درخور توجه

است. در یک نگاه کلی، ستبرا از خاور به باختر افـزایش مـی‌یابـد. در بُـرش نـار (خـاوری‌تـرین بـرش)، سازند سرچشمه ۱۵۰ متر ضخامت دارد. در ۱۰۰ کیلـومتری شـمال خـاوری گنبـدکاووس ضـخامت سازند سرچشمه ۱۰۹۰ متر است. هر دو همبری سازند با واحدهای سنگی زیـرین (سـازند تیرگـان) و بالایی (سازند سنگانه) هم‌شیب است. ولی گاهی دو سـازند تیرگـان (درزیـر) و سرچشـمه بـا یکـدیگر ارتباط بین انگشـتی دارنـد.جـدا از روزنـه‌داران فـراوان، در بـاختر کپـه‌داغ، سـازند سرچشـمه آمونیـت فراوان دارد.

مجموعهٔ سـنگواره‌هـای ایـن سـازند، نشـانگر سـن بـارمین پسـین تـا آپتـین میـانی اسـت.گسـترش جغرافیایی سازند سرچشـمه در خـور توجـه اسـت. از مـرز افغانسـتان بـه سـمت بـاختر، سرچشـمه را می‌توان در یک فاصلهٔ ۱۱۰ کیلومتری دید. ولی در شمال کوه کورخـود-ربـاط قـره‌بیـل، ایـن سـازند رخنمون ندارد و سازند آیتامیر روی سنگ‌های کهن‌تـر از سـازند سرچشـمه (تیرگـان، شـوریجه) قـرار دارد.

سازند شیلی سنگانه : بُرش الگوی سازند سنگانه در ۴ کیلومتری شمال بـاختری روسـتای سـنگانه، در ۷۰ کیلومتری شمال خاوری مشهد، (در نزدیکی کلات) مطالعه شده است. از نظـر سـنگ‌شـناختی، سازند سنگانه شامل شیل‌های همگن به رنگ خاکسـتری تیـره تـا سـیاه کمـی مایـل بـه سـبز، بـدون لایه‌بندی شاخص و مقدار ناچیز میان‌لایه‌های سـیلت سـنگ اسـت.سـازند سـنگانه دو ویژگـی آشـکار دارد، یکی سیمای ریخت‌شناسی تپه ماهوری فرسوده و پشته مانند بـه رنـگ سـبز –خاکسـتری، دوم گرهـک‌هـای عدسـی و بیضـوی شـکل از رس‌هـای آهـن‌دار کـه گـاه هسـته‌ای از سـنگوارهٔ آمونیـت دارد.ضخامت سازند سنگانه در محل بُرش الگو، ۷۵۰ متر است، ولی به سـمت شـمال و بـاختر، سـتبرا تا ۲۰۰۰ متر افزایش می‌یابد. هر دو همبری سازند سنگانه با واحـدهای زیـرین (سـازند سرچشـمه) و زبرین (سازند آیتامیر) هم‌شیب است. ولی گاهی تفکیک سرچشمه و سـنگانه نـاممکن اسـت و گـاهی

نیز (شمال گسل کورخود –رباط قره بیل) مرز بالایی سنگانه فرسایشی و به سازند کلات به سن ماستریشین و یا سازند چلکن به سن پلیوسن است.

سازند شیلی سنگانه، به سن آلبین، یادآور شیل‌های آلبین نواحی جام، اصفهان و یزد (سازند غیر رسمی دره زنجیر) و سازند کژدمی در زاگرس است. این شباهت می‌تواند نشانگر شرایط یکسان رسوبی بر حوضه‌های زمان آلبین ایران باشد.

سازند آواری آیتامیر (آتامیر) : بُرش الگوی این سازند در ۵ کیلومتری جنوب خاوری روستای آیتامیر، در ۷۰ کیلومتری شمال خاوری گنبدکاووس قرار دارد. از نظر سنگ‌شناختی، بخش پایینی سازند آیتامیر ۶۱۲ متر ماسه‌سنگ با ریخت‌شناسی برجسته و بخش بالایی آن ۳۸۸ متر شیل است. گلوکونیت فراوان در دو بخش یاد شده سبب شده تا این سازند سیمای سبز زیتونی داشته باشد که راهنمای خوبی برای شناسایی آن است. سازند آیتامیر در محل بُرش الگو، ۱۰۰ متر ستبرا دارد. ستبرای این سازند در کنترل گسل‌های طولی همزمان با رسوبگذاری است و در یک نگاه کلی، از شمال به جنوب ضخامت کاهش می‌یابد، به گونه‌ای که در جنوب گسل کورخود –رباط قره‌بیل، ضخامت این واحد سنگی فقط ۶ متر است و حتی در نواحی جنوبی‌تر (شمال گسل جاجرم) این سازند وجود ندارد.

در بیشتر بُرش‌ها مرز زیرین سازند آیتامیر با سازند سنگانه تدریجی و مرز بالایی آیتامیر همواره فرسایشی و نشانگر خشکی‌زایی اوایل کرتاسهٔ پسین است.بخش ماسه‌سنگی سازند آیتامیر در محل بُرش الگو، بدون سنگواره است ولی در دیگر نواحی (مراوه تپه و شمال درهٔ اترک) دارای آمونیت‌های سنومانین پیشین است. بخش شیلی (بالایی) سازند آیتامیر دربر دارندهٔ روزنه‌داران گوناگون با سن سنومانین است. ولی سن آپتین پسین –سنومانین میانی بیشتر محتمل است.ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های گلوکونیتی سنومانین جدا از پهنهٔ کپه داغ، در جنوب اصفهان نیز برونزد دارد که جایگاه چینه‌شناسی و ویژگی‌های زیستی مشابه با سازند آیتامیر دارد.

سازند آب‌دراز : بُرش الگوی این سازند در خاور راه مشهد –سَرخس در حدود یک کیلومتری گردنهٔ مزدوران قرار دارد. از نظر سنگ‌شناختی، سازند آب دراز دو رخسارهٔ متفاوت دارد. در خاور جادهٔ درگز – قوچان، سازند آب‌دراز شامل شیل خاکستری روشن است که سه و گاهی چهار تناوب از سنگ‌آهک گچی دارد. در باختر جادهٔ درگز –قوچان، آب دراز تنها از نوع سنگ‌آهک گچی – مارنی همگن است. در هر دو رخساره، سیمای عمومی سازند، رنگ سفید مایل به خاکستری دارد و دوکفه‌ای‌های نوع اینوسراموس و آمونیت از ویژگی‌های آن است. در محل بُرش الگو، سازند آب دراز ۱۸۸ متر ستبرا دارد ولی به سوی جنوب خاور و باختر، سازند ضخیم‌تر میشود. ولی، در شمال جاجرم، این سازند وجود ندارد و سنگ‌آهک کلات بر روی سازند شوریجه دیده می‌شود.در همه جا، مرز زیرین آب دراز ناپیوسته و نشانگر چرخهٔ فرسایشی اوایل کرتاسهٔ پسین است. مرز بالایی آب دراز به سازند آب‌تلخ تدریجی و منطبق بر آخرین لایهٔ سنگ‌آهک گچی سازند آب دراز است. ولی گاهی مرز بالای آب دراز، ناپیوسته و با ردیف‌های جوان‌تر کرتاسه بالا است .

روزنه‌داران، آمونیت، اینوسراموس و خارپوست از سنگواره‌های شاخص سازند آب دراز است. در بیشتر بُرش‌ها، تغییرات سنی سازند آب‌دراز از تورونین تا کونیاسین است . ولی گاهی لایه‌های تورونین وجود ندارد و یا گاهی لایه‌های پایانی این سازند به آشکوب سانتونین است. بنابراین، مرز پایین و بالای این سازند در همه جا همزمان نیست.

سازند شیلی آب تلخ : نام این سازند از روستای آب تلخ در خاور راه مشهد –سَرَخس گرفته شده که در ۷۷ متری شمال خاوری مشهد قرار دارد. بُرش الگوی این سازند در ادامهٔ برش سازند آب دراز، در حدود یک کیلومتری گردنهٔ مزدوران اندازه‌گیری شده است.در محل بُرش الگو، سازند آب تلخ با ۸۱۳ متر ضخامت، شامل شیل آهکی به رنگ خاکستری مایل به آبی و کمی مارن است.

نزدیک به سطح بالایی سازند، لایه‌های نازک ماسه‌سنگ رس‌دار و سنگ‌آهک مارنی- ماسه‌ای وجود دارد.در بُرش الگو، همبری سازند با سازند پایینی (آب دراز) و سازند بالایی (نیزار) هم‌شیب و

تدریجی است. روزنه‌داران بُرش الگو، سن این سازند را سانتونین میانی و ماستریشتین پیشین تعیین کرده است. وکیل باغمیشه (۱۳۷۶)، به دلیل انقراض استراکود جنس Cythereis، سازند آب تلخ را پایان بخش کرتاسهٔ کپه داغ می‌داند.سازند آب تلخ بهترین گسترش را در خاور کپه داغ دارد. در ۱۵ کیلومتری بُرش الگو، ضخامت سازند تا ۱۲۵۰ متر افزایش می‌یابد. سازند آب تلخ در بخش‌های باختری کپه داغ، تنها در ناودیس آیتامیر دیده می‌شود و در دیگر برش‌ها، سازند آب تلخ یا رسوب نکرده و یا فرسوده شده است.

سازند ماسه‌سنگی نیزار : بُرش الگوی این سازند در تنگ نیزار، بر سر راه مشهد به سَرَخس قرار دارد. در این محل سازند مذکور، ۳۱۸ متر ماسه‌سنگ‌های ضخیم لایهٔ گلوکونیتی دانه ریز تا متوسط دانه و شیل با لایه‌هایی از سنگ‌آهک ماسه‌ای در بخش بالایی است. تخلخل فراوان از ویژگی‌های بارز این ماسه‌سنگ‌ها است.سازند نیزار به طور هم‌شیب بر روی سازند آب تلخ و در زیر کلات قرار دارد. این سازند، سنگوارهٔ شاخص ندارد و تنها به دلیل جایگاه چینه‌شناسی به سن ماستریشتین دانسته شده است.

گسترش سازند نیزار به طور عمده به نواحی جنوب خاوری کپه داغ محدود است. از درگز به سوی باختر، این سازند گزارش نشده است. در برونزدهای خاوری، تغییرات ضخامت و سنگ‌شناختی ماسه‌سنگ‌های نیزار زیاد است. برای نمونه در نزدیک مرز افغانستان (برش نار) نیزار فقط ۴۵ متر ضخامت دارد . در تنگ چهل‌کمان بخش زیرین سازند شامل ماسه‌سنگ و بخش بالایی آن شیل ماسه‌ای است و یا در بُرش جنوب ناودیس کلات، سازند نیزار با ۵۹۰ متر ضخامت شامل یک بخش ماسه‌سنگی کم سیمان در زیر، یک بخش سنگ‌آهک در وسط و یک بخش ماسه‌سنگ‌آهکی در بالاست.

سازند آهکی کلات : نام این سازند از ناودیس کلات و شهرک کلات نادری گرفته شده، ولی بُرش الگوی آن در تنگ نیزار (سرراه مشهد به سَرَخس) مطالعه شده است. در این محل، سازند کلات

شامل ۲۷۷ متر سنگ‌آهک ماسه‌ای زیست آواری و صخره ساز با همراهانی از شیل آهکی است. در بُرش الگو، ۵ بخش قابل شناسایی است که از پایین به بالا عبارتند از :

* بخش سنگ‌آهک زیرین به ضخامت ۸۵ متر،

* بخش شیل زیرین به ضخامت ۸۴ متر،

* بخش سنگ‌آهک میانی به ضخامت ۲۳ متر،

* بخش شیل بالایی به ضخامت ۵۳ متر،

* بخش سنگ‌آهک بالایی به ضخامت ۳۲ متر.

بخش پنجم سازند کلات، از نوع بایوستروم رودیستی است که در تشکیل آن رادیولیتیده و هیپوریتیده مشارکت دارند. مطالعات سنگ‌شناسی محبوبی و همکاران (۱۳۷۶) نشان داد که سنگ‌های بخش پنجم سازند کلات، از سه رخسارهٔ آهک و یک رخسارهٔ مارنی و شیلی تشکیل شده است که در کم عمق‌ترین بخش یک چرخهٔ بزرگ پسرونده، در یک محیط دریایی گرم، با شوری زیاد عمق و انرژی کم، بر جای گذاشته شده‌اند.از ۵ بخش بُرش الگو فقط بخش زیرین در تمام منطقه گسترش دارد. بخش‌های دیگر به سوی خاور و باختر نازک شده و ناپدید می‌شوند.

در محل بُرش الگو، همبری این سازند با سازند نیزار هم‌شیب و همساز است. مرز بالایی آن به رسوب‌های قاره‌ای هم‌شیب است، ولی این مرز ناپیوسته است.بخش‌های ۵ گانهٔ برش الگو، انواع گوناگونی از روزنه‌داران ماستریشتین دارند که در بین آنها، انواع گلوبوترونکانا از همه شاخص‌تر است. در تنگ نیزار (بُرش الگو)، یک لایهٔ صدف سنگ در قاعدهٔ سازند و چندین لایه سنگ‌آهک رودیستی در بخش بالایی وجود دارد.وکیل باغمیشه (۱۳۷۶)، سنگواره‌های منسوب به ماستریشتین را آواری و حمل شده می‌داند و با استناد به روزنه‌داران کف‌زی مانند Eponides sp.، Rotalia

sp.، Elphidium sp. و روزنه‌داران پلانکتون مانند Globigerinatheka sp. و Hantkenina sp و استراکودهای موجود مانند Paleomonosmirabilia sp، Hermanites sp.، Cushmanidia sp.، Legominocythere sp سن سازند کلات را ائوسن می‌داند که این دیدگاه نیاز به بررسی بیشتر دارد.

سازند کلات بیشتر در مناطق مرکزی و خاور کپه داغ گسترش دارد. در باختر کپه داغ، ردیف‌های قیاس شده با سازند کلات رخسارهٔ بُرش الگو را ندارند و از جنوب به شمال، ضخامت آنها کاهش می‌یابد. در این نواحی، همبری سازند کلات با سازندهای زیرین (شوریجه، آب دراز، سنگانه) ناپیوسته و فرسایشی است.

سازند شیلی نفته : نام این سازند از روستای نفته در خاور کپه داغ گرفته شده و شامل حدود ۶۰ متر شیل‌های خاکستری‌رنگ، گاه با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک ماسه‌ای است که تنها در خاور کپه داغ برونزد دارد. مرز پایینی آن با سازند کلات و مرز بالایی آن با سازند پستلیق (به سن پالئوسن) هم‌شیب و تدریجی است.

کرتاسه در مکران

در پهنهٔ مکران، سنگ‌های کرتاسه دو خاستگاه متفاوت دارند. در کربنات‌های پیش‌کمانی جداکنندهٔ مکران شمالی از مکران جنوبی، سنگ‌های کرتاسه بیشتر از نوع کربنات‌های سکویی به همراه کمی روانه‌های آتشفشانی هستند. بخش بیشتر سنگ‌های کرتاسهٔ مکران، آمیزه‌ای از سنگ‌های اولترامافیک، مافیک و رسوب‌های پلاژیک نواحی ژرف‌اند که در دراز گودال‌های ژرف شکل گرفته و پی‌سنگ مکران را می‌سازند. سنگ‌های قاره‌ای و اقیانوسی یاد شده نظم چینه‌ای ندارند و بیشتر به صورت آمیزه‌های زمین‌ساختی هستند که در فواصل کوتاه تغییر جنس می‌دهند. به همین‌رو نام و ویژگی‌های گوناگون دارند. شکل‌های زیر نشانگر نام واحدهای سنگی و ارتباط مکانی سنگ‌های کرتاسه در نواحی طاهرویی، میناب، فنوج و نیک‌شهر است که می‌تواند بیانگر بخشی از ویژگی‌های کرتاسهٔ مکران باشند. در ضمن، مجموعه‌های نفوذی بند زیارت، رمشک و همچنین نهشته‌های فلیشی غیرقابل تفکیک و سنگ‌آهک‌های سکویی بخش‌های دیگری از سنگ‌های کرتاسهٔ مکران‌اند (شکل ۵-۱۹)

نوضیح شکل(۵-۱۹)

KPecm.: پی‌سنگ افیولیتی مکران شامل: (sh) شیل و سیلیت، سنگ‌آهک پلاژیک، (r) رادیولاریت، (sp) اسپلیت، (on) آندزیت، (b) بازالت، (gb) گابرو، (db) دپایاز، (d) دیوریت، (ub) هارزبوژیت، (sr) سرپانتینیت

Kd: مجموعهٔ دورکان شامل: سنگ‌آهک، گدازه‌های بازیک تا متوسط، سنگ‌های آتشفشانی دگرگون، فیلیت، شیست.

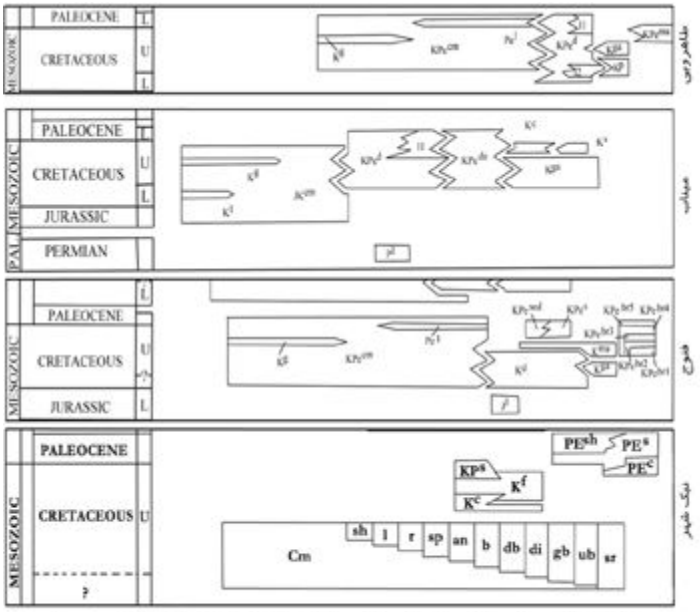
Kpede: مجموعهٔ درانار شامل: گدازه‌های بالشی قلیایی، سنگ‌آهک پلاژیک، چرت، نهشته‌های ماسه‌ای و کمی توده‌های نفوذی

.Kga: مجموعهٔ گنج شامل: گدازه‌های بازیک تا متوسط، رسوب‌های آشفته، سنگ‌آهک، توف، توده‌های نفوذی کوچک.

Kma: مجموعهٔ مختارآباد شامل: گدازه‌های بالشی بازالتی، سنگ‌آهک پلاژیک، شیل، سنگ‌ماسهٔ توفی و کمی توده‌های دیابازی.

KPebr: مجموعهٔ بُن‌رود شامل: سنگ‌آهک، توف، شیل، سنگ‌های آتشفشانی بازی با ساخت بالشی.

KP: واحد پاتوران شامل: شیل، ماسه‌سنگ، گدازه‌های بازیک تا متوسط، سنگ‌آهک، فیلیت.



شکل ۵-۱۹-هم ارزی مکانی واحدهای سنگ چینه‌ای کرتاسه مکران در نواحی طاهرویی-میناب-فنوج و نیک شهر (مکال، ۱۹۸۵)

ماگماتیسم و دگرگونی کرتاسه

مقدمه

یکی از ویژگی‌های کرتاسهٔ ایران، تأثیر قابل ملاحظهٔ تنش‌های زمین‌ساختی است که گاه به صورت فشارشی و گاهی به صورت کشش بوده‌اند. در حالت‌های کششی، فرونشست‌های باریک و عمیق (از نوع تتیس جوان) به وجود آمده که در بسیاری از حالات، تا رسیدن به گوشته پیش‌رفته است و در نتیجهٔ آن، ضمن تشکیل کافت‌های درون قاره‌ای عمیق و انباشت رسوبات، مواد ماگمایی، به ویژه مربوط به گوشته، در این فرونشست‌ها جایگیر شده‌اند. در فازهای فشردگی، ضمن بسته شدن کافت‌های درون قاره‌ای، چین‌خوردگی، دگرگونی و آمیختگی رسوبات روی داده است.

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 پایین 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.

سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه

از نظر زمانی، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ ایران را می‌توان به دو گروه کرتاسهٔ پایین و کرتاسهٔ بالا تقسیم کرد. گدازه‌های کرتاسهٔ بالا، 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

(b1986)، گدازه های ژوراسیک پسین –نئوکومین و کرتاسهٔ پسین ایران ترکیب کلسیمی - قلیایی دارند.

« سنگ های آتشفشانی کرتاسهٔ پایین »، به طور عمده به صورت تکاپوهای آتشفشانی پس از کوهزایی بوده و به طور اساسی شامل سنگ‌های بازیک قلیایی است. سنگ‌های بازالتی این زمان در مناطق قاین، خارتوران، تهران قزوین، رشت، ارومیه، سنندج و ۰۰۰ گزارش شده است. در آمل و ساری، بازالت های کرتاسهٔ پایین با مواد آذرآواری همراه است. جدا از بازالت، گاهی گدازه‌های کرتاسهٔ پایین 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 پایین را بیشتر در زون سنندج –سیرجان، یا کمان ماگمایی ارومیه –بزمان و پهنهٔ البرز می توان دید. نواحی زیر از جمله مناطقی است که سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ پایین در آن گزارش شده است.

* در اقلید، در میان سنگ‌های کرتاسهٔ پایین، 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 پایینی دیده می‌شود (عمیدی، ۱۹۷۵).

* در سَرو بالا، سنگ های 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، 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 پایین 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 پایین شامل دیاباز الیوین و اوژیت‌دار و دیاباز هماتیتی (ملافیر) است که گاهی در قاعدهٔ سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار سازند تیزکوه قرار دارند.

« سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ بالا » به طور عمده به صورت گستره‌های آتشفشانی بازیک تا حدواسط مانند سنگ‌های بازالتی –اسپیلیتی است. اثرات دگرسانی بر این مجموعه، موجب بروز پاراژنز ثانویه و تشکیل سنگ‌های ماگمایی دگرگونی و یا دگرسان، گردیده است. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ بالا به ویژه در نواحی زیر گزارش شده‌اند:

* در اهـر از نـوع بازالـت‌هـای زیردریـایی، آنـدزیت، تفریـت‌هـای آنالیسـم‌دار همـراه بـا مـواد آذرآواری (لسکویه و همکاران، ۱۹۷۸).

* در سنندج – مهاباد، از نوع سنگ‌های آتشفشانی با خصلت متوسط تا بازیک (افتخارنژاد، ۱۹۸۰).

* درکمان ماگمایی ارومیه –بزمان به ویژه سـورک نطنـز و نـایین از نـوع ریولیـت (درزیـر) آنـدزیت و داسیت (دربالا)، به ضخامت ۱۰۰ تا ۱۲۰۰ متر (عمیدی، ۱۹۷۵).

* دردامنـهٔ شـمالی البـرز مرکـزی بـه ویـژه عَلَـم‌کـوه، پـل رود، چـم‌رود، لاهیجـان، اَملَـش از نـوع آتشفشان‌های اسید تا بازیک (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵).

* در زنجان از نوع آندزیت‌های پیروکسن و هورنبلنددار (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۴).

* در البـــرز شرقی دایک‌هایـی سازند لار را قطع کرده‌اند که سن پرتوسنجـــی آنهـا ۱/۸±۹۶، ۱/۶± ۱۰۸ و ۱/۶±۱۰۰، است کـه از نـوع قلیـایی گـاهی سـدیمی و گـاهی پتاسـیمی اسـت (اشـتامفلی، ۱۹۷۸).

* در خارتوران در مرز میان کرتاسهٔ زیرین –بالایی تکاپوهای آتشفشـانی همـراه بـا رسـوبات پلاژیـک گزارش شده است (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲).

* در شمال تبریز، فلیش‌های کرتاسهٔ بـالا، همراهـانی از سـنگ‌هـای آتشفشـانی دارنـد (افتخـارنژاد و همکاران، ۱۹۷۵).

* در ماسوله، سنگ‌های آتشفشانی به صورت میان‌لایـه‌ای همـراه بـا سـنگ‌هـای ماستریشـتین اسـت (دیویس و همکاران، ۱۹۷۲).

در باریکه های افیولیتی نواحی گوناگون ایران از جمله شمال سبزوار، شرق کاشمر، تربت حیدریه، ماکو، غرب ارومیه و ۰۰۰ ، گدازه‌های آندزیتی –بازالتی گسترده‌ای وجود دارد که اغلب با رسوبات پلاژیک 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.

در برخی نواحی ایران از جمله در شمال زاهدان، گدازه‌های کرتاسهٔ بالا به درون حوضهٔ فلیشی راه یافته و مجموعه‌های آتشفشانی -رسوبی کرتاسهٔ بالا را به وجود آورده‌اند.

توده‌های نفوذی کرتاسه

همهٔ توده های 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 (شکل ۵-۷). به نفوذهای یاد شده، باید دایک‌ها و گاه توده‌های استوک مانند را افزود که به طور معمول ترکیب حدواسط –بازیک دارند.

« در البرز باختری »، نفوذی کرتاسهٔ پسین منحصر به یک تودهٔ کوچک از سینیت و مونزونیت است که سنگ های گروه شمشک را بریده‌اند. این تودهٔ کوچک را آنلز (۱۹۷۵) به نام « مونزونیت سرده » نامگذاری و به زمان کرتاسه نسبت داده شده است.

« در نوار سنندج – سیرجان » توده‌های نفوذی کرتاسهٔ پایانی –پالئوسن، به ویژه بین همدان – گلپایگان برونزد دارند. توده‌های نفوذی اسیدی مورد نظر، بخشی از توده‌های گابرویی ژوراسیک و

محصولات گرمایی آنها را هضم کرده و یا به صورت بیگانه‌سنگ در بر دارند که نشانگر قدمت این دو نوع سنگ نسبت به یکدیگر است.

مهم‌ترین نفوذی کرتاسهٔ بالای نوار سنندج –سیرجان، « گرانیت الوند » در جنوب باختری همدان است. این توده حدود ۴۰ کیلومتر درازا و ۱۰ کیلومتر پهنا دارد و در راستای شمال باختر –جنوب خاور، بلندی‌های اصلی کوه الوند (با ارتفاع ۳۵۶۵ متر) را می‌سازد.

گرانیت الوند به رنگ خاکستری روشن با دانه‌های متوسط بوده و نوعی گرانیت کلسیمی - قلیایی با پورفیربلاست‌های میکروکلین و کوارتز است که شیست‌های همدان را قطع کرده و خود با سنگ‌آهک های سازند قم به سن آکیتانین پوشیده شده است. رخسارهٔ سنگ شناختی این توده متنوع است، ولی ترکیب ژئوشیمیایی سنگ‌ها تا حدودی شباهت دارد. تزریق گرانیت الوند در شیست های همدان، با ایجاد یک هالهٔ دگرگونی از نوع هورنفلس‌های مسکوویت‌دار و تورمالین‌دار همراه است.

حالت مشابهی در نزدیکی تویسرکان دیده می‌شود، اما در این ناحیه هورنفلس‌ها با ضخامت نزدیک به ۸ کیلومتر و رخساره‌های مختلف هورنفلس، به طورکامل مستقل از گرانیت الوند است (برو، ۱۳۶۹). هورنفلس های نزدیک تویسرکان شامل سنگ‌های به طور کامل تیرهٔ توده‌ای با بیوتیت – پورفیروپلاست های بزرگ از کردیریت و آندالوزیت است که با حاشیه‌ای از اسپنیل سبزرنگ احاطه شده است. به باور برو (۱۳۶۹)، گرانیت الوند این رخساره‌های دگرگونی را بریده است. بنابراین، عامل دگرگونی، یک فاز دگرگونی گرمایی پس از ژوراسیک و پیش از جایگیری گرانیت الوند است. از گرانیت الوند، دو نمونه (همدان و تویسرکان) برای سنجش سن پرتوسنجی مطالعه شده است. بیوتیت های این دو گرانیت، به روش پتاسیم –آرگون سن ۶۴ میلیون سال را نشان می‌دهد که با زمان پالئوسن زیرین همخوان است (برو، ۱۳۶۹) . در ضمن، گرانیت الوند هیچ‌گونه خردشدگی و یا دگرشکلی ناشی از فاز مهم زمین‌ساختی کرتاسهٔ پسین را نشان نمی‌دهد، و در نتیجه همزمان و یا

پس از فاز کوهزایی لارامید به وجود آمده است. از نفوذی‌های هم‌ارز الوند می‌توان به گرانودیوریت سامن (۱۵ کیلومتری جنوب غرب ملایر) و گرانیت یونس در ملایر، برخی گرانیت‌های گلپایگان، گرانیت سُدیک بروجرد و سرانجام گرانیت طلادار آستانهٔ اراک اشاره کردکه در امتداد روند زاگرس قرار دارند.

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، 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 مزوزوییک آغاز شده و تا امروز ادامه دارد.

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 بالا دگرگون شده‌اند.در پایانهٔ شمال باختری زون سنندج –سیرجان، یعنی در نواحی سنندج و مهاباد، رسوبات فلیش‌گونه و تناوب‌های آهکی کرتاسهٔ بالا دگرگون شده‌اند.

درجهٔ این دگرگونی ضعیف و رخسارهٔ آن شیست سبز است. در ناحیهٔ سقز و نوار مرزی ایران و عراق، دگرگونی درجهٔ بالاتری دارد، به گونه‌ای که عدسی‌های بزرگ سنگ‌آهک به مرمر تبدیل شده‌اند. عامل افزایش درجهٔ دگرگونی، یقین توده‌های نفوذی بعدی است که در زمان ترشیری جایگیری شده‌اند.در شمال باختری صحنه، سنگ‌آهک‌های کرتاسه به شدت تکتونیزه و شیستی شده و تبلور دوباره دارند (بُرو و همکاران، ۱۹۷۵).

در همدان، دگرگونی کرتاسهٔ پسین، موجب چین‌خوردن شیست‌وارگی فاز ژوراسیک شده و خود شیست‌وارگی جدیدی را در راستای N 140E و به موازی زاگرس و یک خطوارگی نامشخص به وجود آمده است (هوشمندزاده، ۱۹۷۲) . وضع کم و بیش مشابهی در بین بروجرد و اراک تا شهرکرد دیده می‌شود.مجموعه‌های افیولیتی و رسوبات فلیشی متعلق به کافت‌های درون‌قاره‌ای پوستهٔ ایران به طور عموم به شدت تکتونیزه و دگرگونی است. عامل این دگرگونی، نیروهای فشارشی است که سبب بسته شدن کافت‌ها شده‌اند. در ابتدای بسته شدن کافت، که فشار نسبت به دما بیشتر است، سنگ‌های مجموعهٔ افیولیتی در رخسارهٔ پرهنیت –پمپلی‌ئیت (بدون دگرشکلی) تا رخسارهٔ شیست آبی دگرشکلی دگرگون شده‌اند. ولی در مراحل پایانی فشارشی، با افزایش دما، رخسارهٔ دگرگونی به شیست سبز و حتی آمفیبولیت نزدیک شده است.

در بیشتر کافت‌های ایران، به ویژه در حاشیهٔ شمالی پهنهٔ مکران (حاشیهٔ جنوبی جازموریان) و در کنارهٔ باختری پهنهٔ فلیشی زابل، نهشته‌های فلیشی کرتاسهٔ بالا دگرگون شده و به اسلیت، فیلیت و شیست‌های براق تبدیل شده‌اند. گفتنی است که شدت دگرگونی، به ویژه در مجاورت گسل‌های عمده بیشتر است و با دور شدن از گسل، به تدریج درجهٔ دگرگونی کاهش می‌یابد. بنابراین، افزون بر نیروهای فشردگی کرتاسهٔ بالا، حرکت‌های بعدی در امتداد گسل‌ها می‌توانند در دگرگونی نقش داشته باشد. در نیریز، سن پرتوسنجی آمفیبولیت مجموعهٔ افیولیتی نیریز، حدود ۸۷ و ۸۹ میلیون سال است که به زمان بسته شدن زمیندرز نیریز اشاره دارد.

فصل ششم - سنوزوییک در ایران

مقدمه

توضیح

در ایران همانند دیگر نقاط جهان، سنوزوییک از ۶۵ میلیون سال پیش و پس از رخداد کوهزایی جهانی لارامین آغاز شده است و شامل دو دورهٔ ترشیری و کواترنری است. جدا از رویداد زمین‌ساختی و تحولات ژئودینامیکی، از نگاه زیستی نیز مرز مزوزوییک و سنوزوییک با ناپدید شدن خزندگان بزرگ، آمونیت‌ها، بلمنیت‌ها و بسیاری از موجودات ذره‌بینی مشخص می‌شود.رخداد لارامین یکی از رویدادهای زمین‌ساختی اثرگذار بر زمین‌شناسی ایران است که در اثر آن ضمن به هم‌رسیدن صفحه‌های جدا مانده و بسته شدن زمیندرز کهن (به جز مکران) حوضه‌های رسوبی مستقل سنوزوییک ایران شکل گرفته‌اند.

در البرز، رخداد لارامین سبب شده است تا دامنهٔ شمالی از دامنهٔ جنوبی جدا شود به همین رو نهشته‌های سنوزوییک بخش شمالی ایران در دو حوضهٔ رسوبی مستقل انباشته شده‌اند. در بخش شمالی البرز،کهن‌ترین نهشته‌های سنوزوییک، ردیف‌های دریایی میوسن هستند که رخسارهٔ پاراتتیس دارند و نشانگر پیش‌روی دریایی میوسن پس از یک دورهٔ خروج طولانی است. شرایط دریایی میوسن البرز شمالی، کم و بیش تا زمان کواترترنری ادامه داشته است. در بخش جنوبی البرز، پس از دوره‌های فرسایشی و انباشت آواری‌های پالئوسن (کنگلومرای فجن) زمین با دریای کم ژرفایی پوشیده شده که محل مناسبی برای ته‌نشست سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار ائوسن پیشین،

(سازند زیارت)، و توفیت‌های سبز ائوسن میانی (سازند کرج) بوده است. در مرز ائوسن – الیگوسن، رخداد زمین‌ساختی پیرنئن موجب خروج گسترده البرز جنوبی شده است به همین‌رو سنگ‌های الیگوسن و حتی نئوژن البرز جنوبی گسترش بسیار محدود دارند و اغلب ردیف‌های انباشته شده در حوضچه‌های بین کوهی با شرایط اکسیدی هستند. رخداد زمین‌ساختی مرز میوسن – پلیوسن (فاز آتیکن) ضمن اثرگذاری بر فراخاست و مورفوتکتونیک البرز، سبب شده تا نهشته‌های پلیوسن البرز انباشته‌های کنگلومرایی (سازند هزار دره) باشند که در کوهپایه‌های جنوبی البرز به ویژه در حد فاصل قزوین تا سمنان رخنمون دارند. همانند زمان پلیوسن، در زمان کواترنری نیز شرایط رسوبی البرز جنوبی از نوع رودخانه‌ای سیلابی است که حاصل آن فرسایش شدید بلندی‌ها و پر شدن سریع گودی‌ها است.

در ایران مرکزی، بیشتر سنگ‌های پالئوسن انباشته‌های کنگلومرایی حاصل از چرخه‌های فرسایشی رخداد لارامین هستند. سنگ‌های ائوسن گاهی نشانگر تکاپوهای آتشفشانی و گاهی انباشته‌های فلیش گونه‌اند که در حاشیهٔ قاره‌ها انباشته شده‌اند. عملکرد رخداد پیرنئن موجب برقراری محیط‌های اکسیدی –قاره‌ای محدود شده به همین‌رو سنگ‌های الیگوسن ایران مرکزی گسترش محدود دارند و بیشتر از نوع مارن –سنگ ماسه و کنگلومرا هستند (سازند سرخ پایینی) که رنگ سرخ دارند. پس از رخداد پیرنئن ، در اواخر الیگوسن بخش باختری ایران مرکزی (قم، ماکو، آذربایجان، تفرش، کاشان ۰۰۰) با دریای پیشروندهٔ الیگوسن - میوسن پوشیده شده است. سنگ‌های این دریای پیش‌رونده کربنات‌های سکویی نوع رمپاند (سازند قم) که در محیط‌های کم‌ژرفا انباشته شده‌اند و نشان می‌دهند که در این زمان (الیگوسن –میوسن) قسمت‌های باختری ایران مرکزی زیر دریای پیشرونده‌ای بوده است که به احتمال از زاگرس به این ناحیه آمده است. سنگ‌های نئوژن ایران مرکزی انباشته‌های قاره‌ای –اکسیدی هستند و نشانگر آنند که از میوسن پیشین، با پسروی دریا، محیط‌های قاره‌ای حاکم شده که تا زمان پلیوسن و حتی کواترنر ادامه یافته است

.در پهنهٔ زاگرس سنگ‌های پالئوژن به سه رخسارهٔ ساحلی (سازند ساچون)، سکویی (سازند جهرم) و ژرف (سازنده پابده) هستند که نشانگر شرایط و ژرفای متفاوت محیط رسوبگذاری پالئوژن زاگرس می‌باشند. در ائوسن میانی، در اثر رخداد پیرنئن، دریا از نواحی ساحلی و سکویی پس نشسته در حالی که در تراف‌ها رخساره‌های ژرف سازند پابده به انباشت خود ادامه می‌داده‌اند. سنگ‌های الیگوسن – میوسن پیشین زاگرس، حتی در نواحی سکویی، کربنات‌های کم ژرفا است (سازند آسماری) که به بازگشت دوبارهٔ دریا و پوشیده شدن نواحی سکویی اشاره دارد. ردیف‌های میوسن پیشین – پلیوسن زاگرس (گروه فارس) معرف انباشتگی رسوب‌های همزمان با کوهزایی هستند که در یک دریای پسرونده به سمت جنوب باختری ته نشست شده‌اند. خروج گستردهٔ زمین در زمان پلیوسن سبب شده تا پسروی دریای نئوژن، در زمان پلیوسن در بیشترین مقدار باشد به همین رو سنگ‌های پلیوسن زاگرس انباشته‌های کنگلومرایی (سازند بختیاری) هستند.

در شمال خاوری ایران (کپه داغ) در آغاز سنوزوییک، رخداد لارامین همچنان سبب پسروی دریا و انباشت نهشته‌های قاره‌ای پالئوسن (سازند پسته لیق) شده است. ولی، از اواخر پالئوسن به طور محلی (سازند چهل کمان) و از ابتدای ائوسن به طور سراسری محیط دریایی سازند خانگیران برقرار شده است. در مرز تقریبی ائوسن –الیگوسن، عملکرد رخداد پیرنئن سبب خروج گسترده و پس نشست دریا برای همیشه از کپه داغ گردیده به همین رو سنگ‌های نئوژن این ناحیه، ته نشست قاره‌ای –اکسیدی هستند که گسترش بسیار محدود دارند.

در کوه‌های خاور ایران، پس از رخداد لارامین، حوضه‌های فلیشی شکل گرفته‌اند که تا زمان ائوسن میانی دوام داشته‌اند ولی در این زمان در اثر برخورد نهایی صفحه‌های لوت و افغان، دریا به طور گسترده و برای همیشه به سمت جنوب پسروی کرده است. در حوضهٔ مکران، نهشته‌های پالئوسن به رخساره‌های گوناگون خشکی، دریایی کم ژرفا و دریایی ژرف‌اند که به ویژه انواع ژرف آنها با پوسته‌های اقیانوسی همراه‌اند و بخشی از آمیزه‌های رنگین مکران را تشکیل می‌دهند. شرایط و

ژرفای دریای ائوسن مکران تغییرات زیاد داشته است به همین لحاظ واحدهای سنگ‌چینه‌ای ائوسن به رخساره و نام‌های گوناگون‌اند که گاهی با سنگ‌های پالئوسن و گاهی با سنگ‌های الیگوسن پیوند دارند. نهشته‌های الیگوسن مکران رخسارهٔ شیلی –ماسه‌ای فلیش‌گونه (واحد انگوران) دارند که پس از رخداد الیگوسن میانی (رویداد ساوین) ته نشست شده‌اند و رسوبگذاری آنها تا میوسن ادامه داشته است. نهشته‌های میوسن بالایی مکران، رسوب‌های مارنی ژیپس‌دار، سنگ ماسه، شیل و کنگلومرا است که به نام گروه و یا واحد مکران نامگذاری شده‌اند. تغییرات محلی رخساره‌ها سبب شده تا گاهی برای ردیف‌های میوسن بالایی- پلیوسن مکران از نام‌هایی همچون کنگلومرای پالمی و یا واحد تاهتون استفاده شود. جدا از سنگ ماسه‌های سست کم‌سیمان، بخشی از انباشته‌های پلیوسن مکران کنگلومرایی با قطعات بزرگ است که گاهی واحد نهنگ و گاهی کنگلومرای تلخاب نام دارند.

نهشته‌های کواترنری ایران، به طور عمده رودخانه‌ای –سیلابی هستند که پهنه‌های آبرفتی جوان را می‌سازند. با وجود این در حوضه و حاشیهٔ خزر، نهشته‌های کواترنری دریایی است. در ضمن، در پاره‌ای نقاط ایران سنگ‌های کواترنری از نوع روانه‌های بازالتی، پادگانه‌های دریایی، نهشته‌های بادی و رسوب‌های کویری است.جدا از انباشته‌های رسوبی، در نتیجه فشارش و تنش‌های وابسته به دو رخداد کوهزایی آلپ میانی و پایانی، بخشی از سنگ‌های سنوزوییک ایران معرف تکاپوهای ماگمایی هستند که به صورت روانه‌ها و خاکسترهای آتشفشانی و یا توده‌های نفوذی، به ویژه در صفحهٔ ایران رخنمون دارند. فراوانی سنگ‌های ماگمایی سنوزوییک به اندازه‌ای است که از این دوران به عنوان «دوران ماگماتیسم» ایران یاد می‌شود که گاهی، به ویژه در زمان ترشیری، تکاپوهای آتشفشانی همراه با فلززایی است به همین رو از ترشیری ایران به عنوان « دورهٔ فلزی» نیز یاد می‌شود.

ترشیری در البرز

مقدمه

اثر کوهزایی اواخر کرتاسه (لارامید)، برجستگی‌هایی در البرز شمالی به وجود آمده و در نتیجه ردیف‌های ترشیری البرز در دو حوضهٔ رسوبی مستقل و جدای از یکدیگر انباشته شده‌اند. بیشتر البرز شمالی در ترشیری از آب بیرون بوده و فاقد رسوب است، ولی در نئوژن، حاشیهٔ جنوبی دریای خزر و دشت گرگان به عنوان بخشی از حوضهٔ رسوبی پاراتتیس (پُنتوکاسپین)،که حوضه‌ای مستقل و جدای از البرز بوده، محل نهشت رسوبات تبخیری ماسه‌ای، سیلتی رُسی بوده است. در البرز جنوبی، توالی ستبری از رسوب‌های دریایی پالئوژن و نهشته‌های قاره‌ای نئوژن دیده می‌شود. در اینجا سنگ‌های پالئوسن بیشتر از نهشته‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی است که گاه همراهانی از گدازه‌های آتشفشانی دارد و به تدریج به سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار دریایی کم عمق ائوسن زیرین می‌رسد. در ائوسن میانی، حجم درخور توجهی (حدود ۳۰۰۰ متر) از توف و توفیت‌های سبز، در حوضهٔ در حال فرونشینی البرز جنوبی نهشته شده که سرانجام به رسوب‌های کم عمق و تبخیری ائوسن بالایی می‌رسد. در مرز ائوسن –الیگوسن، رخداد زمین‌ساختی پیرنئن موجب خروج گستردهٔ البرز جنوبی شده و به همین‌رو، توالی‌های الیگوسن در البرز جنوبی وجود ندارد. ولی در حوضه‌های میان کوهی این بلندی‌ها، توالی‌هایی از رسوبات قاره‌ای اکسیدی وجود دارد که ویژگی‌های سنگی آنها، مشابه ردیف‌های نئوژن (سازند سُرخ بالایی) ایران مرکزی است.

پالئوسن در البرز

در دامنهٔ شمالی البرز توالی‌های پالئوسن گسترش بسیار محدود دارد و به ظاهر رویدادهای زمین‌ساختی لارامید سبب شده تا گستره‌های وسیعی از این نواحی از آب خارج باشد. در بیشتر نقاط البرز جنوبی، رخسارهٔ پالئوسن، قاره‌ای (سازند کنگلومرایی فجن) است که در کمتر مکانی آثار فسیل از آن گزارش شده است. سازند فجن، گاه در قاعدهٔ رسوبات ائوسن زیرین، گاه در بخش

بالایی ائوسن زیرین و یا در رسوبات ائوسن میانی (لوتسین) قرار مـی‌گیـرد (حاجیـان، ۱۳۷۵) و دارای ضخامت‌های متفاوت از چند متر تا بیش از ۲۰۰۰ متر است و لـذا، انتسـاب آن بـه پالئوسـن نیـاز بـه بازنگری دارد. اگرچه سازند کنگلومرایی فجن نشانگر ردیف‌های پالئوسن در البـرز اسـت، ولـی اشـتایگر (۱۹۶۶) در ناحیهٔ فیروزکوه لایه‌های آهکی حـاوی اوسـتراکودها، Textularia sp.، Cularia sp.، Amblyochara begudina را بـه پالئوسـن نسـبت داده اسـت. و یـا، در ناحیـهٔ اهـر، سـنگ‌هـای پالئوسن به طور عمده گدازه، برش و توف (سازند محمدآباد) است کـه در بخـش زیـرین آن ردیفـی از مارن، کنگلومرا، سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای، مولاس‌های سُرخ حاوی دوکفه‌ای دیده می‌شود. آهـک‌هـای ماسه‌ای این توالی رسوبی، حاوی روزنه‌داران، جلبک، مرجـان و خارپوسـت بـه سـن پالئوسـن اسـت. در این ناحیه، دگرشیبی وابسته به فاز لارامید دیده نمی‌شود، ولـی مـرز کرتاسـه - پالئوسـن ناپیوسـته است.

سازند کنگلومرایی فجن (فاجان) : سازند کنگلومرایی فجن نشانگر چرخه‌هـای فرسایشـی پـس از رویداد کوهزایی لارامید است که به طور عموم ردیف‌های کهن‌تر را با دگرشیبی زاویـه‌ای مـی‌پوشـاند. برش الگوی این سازند را دلنباخ (۱۹۶۴) در ۱۰۰ کیلومتری خاور تهـران و نزدیـک روسـتای فاجـان، به ضخامت ۱۵۰۰ متر انـدازه‌گیـری کـرده ولـی ضـخامت ایـن سـازند تغییـرات زیـادی دارد. از نگـاه سنگ‌شناختی، این سازند شامل ضخامت متغیری از کنگلومرای چندزادی، ماسه‌سنگ‌های سُـرخ‌رنـگ و مارن ماسه‌ای است ولی، به طور محلی، سازند فجن نوعی کنگلومرای آتشفشانی (آکلومرا) است.

در محل برش الگو، کنگلومرای فجن، به طور دگرشیب سنگ‌آهک‌های اوربیتـولین‌دار کرتاسـهٔ زیـرین (سازند تیزکوه) را می‌پوشاند و در بالا، با سازند آهکـی زیـارت هـم‌شـیب اسـت. ولـی در برخـی نقـاط، مانند باختر فیروزکوه، دو سازند فجن (در زیر) و زیارت (در بالا) در زمـان و مکـان، بـا یکـدیگر ارتبـاط بـین انگشـتی دارنـد.بـا وجـود داشـتن آلوئـولین و نومولیـت، سـازند فجـن بیشـتر بـر اسـاس جایگـاه چینه‌شناسی به سن پالئوسن –ائوسن دانسته شده اسـت، ولـی بـا توجـه بـه اینکـه در پـاره‌ای نقـاط

ایران، رویداد کوهزایی لارامید سن پس از دانین Danian دارد و با تکیه بر پیوند تدریجی و بین انگشتی دو سازند فجن و زیارت احتمال ائوسن بودن این نهشته‌های کنگلومرایی بیشتر است.گفتنی است که آلنباخ (۱۹۶۶)، در ناحیهٔ دماوند، کنگلومرای موجود در قاعدهٔ سنگ‌آهک‌های زیارت را بخش قاعده‌ای سازند زیارت می‌داند و از آن به نام کنگلومرای زیارت یاد می‌کند.خاوری‌ترین رخنمون‌های سُرخ‌رنگ سازند فجن را می‌توان در شمال شاهرود (درهٔ مُجن) دید. به سمت باختر این سازند در شمال باختری دامغان (تویه، درروار)، شمال سمنان، باختر و خاور فیروزکوه، درهٔ منجیل، و کوه‌های سلطانیه گزارش شده است. پاره‌ای از کنگلومراهای قیاس شده با سازند فجن، نیاز به بازنگری دارند.

از نگاه رخساره، به ویژه جایگاه چینه‌شناسی، سازند فجن را می‌توان با ردیف‌های هم‌رخساره در ایران مرکزی (کنگلومرای کرمان)، کپه‌داغ (سازند پسته‌لیق) و حتی بخش شیل ارغوانی سازند پابده در زاگرس مقایسه کرد.

ائوسن در البرز

گسترش سنگ‌های ائوسن محدود به پهلوی جنوبی بلندی‌های البرز است که از نگاه رخسارهٔ سنگی و زیستی شباهت زیادی با ردیف‌های همزمان در آذربایجان دارد. واحدهای سنگ‌چینه‌ای فجن (فاجان)، زیارت، توفیت‌های کرج و سازند کُند نشانگر ردیف‌های ائوسن البرز است که به ویژه در البرز مرکزی مطالعه و معرفی شده‌اند، ولی با اندکی تغییر در دیگر نقاط البرز و حتی آذربایجان (زنجان، تکاب و ۰۰۰) شناسایی و مطالعه شده‌اند.

سازند آهکی زیارت : سازند آهکی زیارت، نشانگر واحدی از سنگ‌آهک نومولیت‌دار به سن ائوسن میانی است که به طور معمول در فاصلهٔ چینه‌شناسی سازند کنگلومرایی فجن در زیر و توفیت‌های سازند کرج در بالا قرار دارد. ولی، گاهی نیز این سازند جایگاه عمومی خود را ندارد و ممکن است

شامل چند واحد آهکی باشد که در پایین با سازند فجن و در بالا با سازند کرج تناوب و ارتباط بین انگشتی داشته باشد.برش الگوی این سازند را دلنباخ (۱۹۶۴) در خاور تهران، در نزدیکی گورستانی واقع در باختر دهکدهٔ توچال، به ضخامت ۴۳۵ متر، اندازه‌گیری کرده است. در این محل، سازند زیارت شامل دو بخش است.

بخش زیرین حدود ۱۵۰ متر مارن‌های مایل به زرد و گچ‌دار است و بخش بالایی آن حدود ۳۰۰ متر سنگ‌آهک‌های ضخیم‌لایه و ریفی است که به داشتن نومولیت فراوان شاخص است.ویژگی‌های سنگی برش الگو در همه جا پایدار نیست. برای نمونه، بخش مارن پایینی برش الگو در همه جا وجود ندارد و یا بخش ریفی بالای برش الگو، به طور محلی، ممکن است مارنی، توفی و یا ماسه‌ای باشد. در هرحال، داشتن رنگ بژ روشن، فراوانی نومولیت، بقایای نرم‌تنان، جلبگ، بریوزوآ و حتی لایه‌هایی از برش آهکی، از ویژگی‌های سازند زیارت است.در محل برش الگو، سنگواره‌های فراوان سازند زیارت، سن آن را پالئوسن تا ائوسن میانی نشان داده است. در منطقهٔ دماوند، آلنباخ (۱۹۶۴) وجود بعضی از آلوئولینیده‌ها را گویای وجود رسوبات آشکوب ایلردین، و لایه‌های زیرین و میانی آهک‌های زیارت را متعلق به آشکوب کوزین Cusian می‌داند.

گسترش جغرافیایی سنگ‌آهک‌های زیارت محدود به البرز مرکزی نیست. در البرز خاوری (شمال شاهرود)، البرز غربی (منجیل –رودبار)، کوه‌های سلطانیه و جنوب آذربایجان نیز هم‌ارزهای این سازند گزارش شده است.

سازند توفی کرج : سازند کرج به عنوان یکی از شاخص‌ترین واحدهای سنگ‌چینه‌ای البرز جنوبی، شامل توالی به نسبت ستبری از توف‌های سبزرنگ، سنگ‌های رسوبی و گدازه‌های آتشفشانی و به ندرت تبخیری است که در گذشته به نام‌های گوناگون سری سبز (تییزه، ۱۸۷۷)، لایه‌های سبز (ریویه، ۱۹۳۴)، توفیت‌های سبز البرز (درویش‌زاده، ۱۳۶۰) و ۰۰۰ از آن یاد شده است. در ۱۹۶۷، ددوآل، در درهٔ کرج برشی از این سازند را معرفی و به آن « سازند کرج » نام داد.

برش الگوی سازند کرج نوعی برش مرکب است کـه در دو مقطـع جداگانـه انـدازه‌گیـری شـده اسـت، اگرچه سازند کرج یادآور توف‌های سبز البـرز جنـوبی اسـت، ولـی در بـرش الگـو و همچنـین در دیگـر رخنمون‌ها، سازند کرج ترکیب سنگ‌شناسی همگن ندارد، به همین‌رو، در بـرش الگـو، بـا ۳۳۰۰ متـر ضخامت، به ۵ عضو تقسیم شده که از پایین به بالا عبارتند از:

«بخش شیل پایینی»، با ۱۰۵۵ متر ستبرا، شامل شیل‌های آهکی و سیلتی خاکستری تیره اسـت کـه میان‌لایه‌هایی از توف خاکستری، توف شیشه‌ای بـه رنـگ سـبز –خاکسـتری دارد. در نزدیکـی قاعـدهٔ این عضو، ۲۰ متر گدازهٔ پورفیری اوژیت‌دار وجود دارد.

«بخش توف میانی»، با ۱۱۷۷ متر ستبرا، شامل توف‌های ضخیم‌لایه و شیشه‌ای به رنگ سـبز آبـی تـا سبز روشن است که در قسمت بالایی، شیل‌های آهکی دارد.

«شیل آسارا»، شامل ۱۶۷ متر شـیل آهکـی بـا مقـدار نـاچیزی از تـوف و شـیل تـوفی اسـت. در ایـن بخش، باقیمانده گیاه گزارش شده است.

«بخش توف بالایی»، با ۹۱۷ متر ستبرا، به طور عمده شامل توف سـبز اسـت کـه لایـه‌هـایی از شـیل توفی، ماسه‌سنگ توف‌دار و شیل آهکی دارد.

«شیل کندوان»، شامل حـدود ۱۵۰ متـر شـیل آهکـی و آهـک قیـری وگـاه بـه شـدت متخلخـل و ژیپس‌دار است که در گردنهٔ کندوان (شمال گچسر) برونزد دارد.

گفتنی است کـه عضـو پـنجم در بـرش الگـو دیـده نشـده و تعلـق آن بـه سـازند کـرج پرسـش‌آمیـز است.اشتوکلیـــن (۱۹۷۲) بر این باور است که از نگـاه سـنگ‌شناسـی، شـیل‌هـای کنـــدوان ممکـن است هم‌ارز «سازند کُند» باشد که جوان‌تر از سـازند کـرج اسـت و ارتبـاط ناپیوسـته‌ای بـا آن (سـازند کرج) دارد.عضوهای چندگانهٔ برش الگـوی سـازند کـرج، سـنگ‌شناسـی و سـتبرای پایـداری ندارنـد و

تغییرات آنها در فواصل کوتاه، درخور توجه است به همین‌رو، عضوهای یاد شده تنها در طول برش الگو کاربرد دارد.

در دیگر نقاط البرز، سازند کرج عضوبندی نمی‌شود و یا از عضوهای غیررسمی و محلی استفاده می‌شود. برای نمونه، در کوه‌های طارم (شمال خاوری زنجان)، این سازند به دو عضو غیررسمی به نام «کُردکَند» (۲۴۰۰ متر توف ماسه‌سنگی و مارن) در زیر و «اَمَند» (۱۴۰۰ متر ماسه‌سنگ و آندزیت) در بالا تقسیم شده است.در درهٔ چالوس (برش الگو)، مرز پایینی سازند کرج به طور مستقیم بر روی شیل‌های سبز تیره و سنگ‌ماسه‌های سازند شمشک است و مرز بالایی آن به کنگلومرای سُرخ‌رنگی است که به احتمال سن نئوژن دارد (اشتوکلین، ۱۹۷۲). ولی، در بیشتر نقاط البرز جنوبی، مرز زیرین سازند کرج با سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار سازند زیارت و هم‌شیب است. گاهی نیز توف‌های سازند کرج، بدون حضور سنگ‌آهک‌های زیارت، با ردیف‌های کنگلومرایی سازند فجن (فاجان) هم مرز است.آثار گیاهان تک لبهٔ قاره‌ای (در توف بالایی)، روزنه‌دار پلانکتون نواحی ژرف، آثار و بقایای ماهیان (در شیل پایینی) سنگواره‌های گزارش شده از سازند کرج هستند که به طور عمده به زمان ائوسن میانی تعلق دارند. از ناهمگونی سنگواره‌ها و حفظ شدگی ضعیف آنها چنین برمی‌آید که شاید فسیل‌ها در جا نباشند، ولی جایگاه چینه‌شناسی سازند کرج، سن ائوسن میانی آن را تأیید می‌کند.

تنوع سنگواره‌ها به ویژه ساخت‌های رسوبی، تفسیر محیط رسوبی سازند کرج را دشوار ساخته است. این باور وجود دارد که سازند کرج به رغم ستبرای زیاد، در یک دورهٔ کوتاه نهشته شده که محدود به بخش میانی و پسین ائوسن میانی است. در ضمن، تغییر عمق و تغییر شرایط رسوبی سازند کرج درخور توجه است. ساخت‌های رسوبی موجود در نهشته‌های آذرآواری، آتشفشانی آواری، نظیر لایه‌بندی، لایه‌بندی تدریجی، ریزلایه‌بندی خمیده، قالب شیاری و لغزش‌های گرانشی، نه تنها گویای نهشت در محیط دریایی است بلکه حاکی از جریان‌های آشفته در محیط رسوبی است.

بادزن‌های زیردریایی و اولیستوستروم‌ها همچنان نشانهٔ جریان و حمل توده‌های رسوبی است. به همین‌رو، لاسمی (۱۳۷۰) بر این باور است که بخش بزرگی از مجموعهٔ ماگمایی البرز در گودال‌های ژرف قاره‌ای، در کف شیب قاره و در جلوی یک کمان ماگمایی فعال تشکیل شده‌اند در ضمن، گالپیرین و همکاران (۱۹۶۲) با توجه به داده‌های ژئوفیزیکی نیز بر این باورند که جنوب دریای خزر شبیه گودال اقیانوسی است که موهو در ۴۰ کیلومتری به اعماق فرورفته و احتمال دارد که توفیت‌های سبز البرز به وسیلهٔ آتشفشان‌های انفجاری از نوع جزایر کمانی و حاشیهٔ قاره‌ای به وجود آمده باشند. مراحل آخر این گونه آتشفشان‌ها، به فعالیت شوشونیتی پایان می‌یابد که شوشونیت‌های طالقان (ائوسن پایانی) می‌توانند نمونه‌ای از آن باشند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).دلنباخ (۱۹۶۴)، در شمال خاوری تهران (لتیان)، سازند کرج را به ۱۹ چرخهٔ رسوبگذاری متناوب تقسیم کرده که بیشتر شامل توف (اُوپالی، ماسه‌ای، چندزادی، شیشه‌ای، فلدسپاتی)، سیلکسیت، کالسدونیت، روانه‌های گدازه‌ای، ماسه‌سنگ میکروکنگلومرایی، پُرسلانیت و سنگ‌آهک است. وجود توف‌های دانه‌درشت در قاعدهٔ هر چرخهٔ رسوبی و ریزدانه شدن آنها به سمت بالا و سرانجام پایان گرفتن چرخه با رسوبات سیلیسی رادیولردار سبب شده تا واتان (۱۹۶۹) برای سازند کرج ویژگی سیکلوتمی پیشنهاد کند.

باید گفت که سازند کرج منحصر به توف و نهشته‌های رسوبی نیست. در درهٔ کرج –چالوس، در میان نهشته‌های سبز سازند کرج، بخش‌های گدازه‌ای زیردریایی وجود دارد که به طور عمده به صورت فوران‌های انفجاری به شکل نهشته‌های هیالوکلاستیک همراه با دایک‌های تغذیه کننده نمایان هستند. در کوه‌های تالش نیز، در بخش بالایی سازند کرج روانه‌های گدازه سبز تیره از جنس پیروکسن آندزیت، با بافت پورفیری، وجود دارد. در منطقهٔ طارم، انواع فرعی روانه‌ها، در بخش بالایی سازند دیده می‌شود که شامل انواع بازیک مانند الیوین و الیوین –اورژیت بازالت هستند. انواع اسیدی‌تر مانند بیوتیت داسیت و بیوتیت ریولیت هم در بین توف‌ها وجود دارند. در البرز مرکزی و مناطق شمال تهران نیز واحدهای گدازه‌ای و برش‌های هیالوکلاستیک وابسته به

فعالیت‌های انفجاری زیردریایی شایان توجه است.از نظر گسترش جغرافیایی، اگرچه سازند توفی کرج یادآور فوران‌های انفجاری ائوسن میانی البرز جنوبی، است ولی باید گفت که جدا از البرزجنوبی، این سازند با ویژگی‌های سنگی و رنگی مشابه، همچنان در کوه‌های سلطانیهٔ زنجان، تکاب، باختر قم، تفرش، آران و پاره‌ای از نقاط ایران مرکزی گسترش درخور توجه دارد و لذا، فوران‌های انفجاری ائوسن میانی پدیده‌ای گسترده‌تر از البرز جنوبی است که به طور کلی به صورت خاکستر و در برخی نقاط (عباس‌آباد شاهرود) به صورت آگلومراست که تا ۱۵۰۰ متر ضخامت دارد.

سازند کُند Kond Fm. : در بسیاری از نقاط البرز جنوبی، سازند کرج آخرین واحد سنگ‌چینه‌ای ائوسن است. ولی، در دو ناحیه از خاور تهران (دهکدهٔ کُند و نزدیک روستای بُلان)، بر روی سازند کرج مجموعه‌ای از سنگ‌ماسه، کنگلومرا، لایه‌های گچ، مارن و سنگ‌آهک مارنی بودار، وجود دارد که دارای سنگواره‌های ائوسن پایانی (آشکوب پریابونین) هستند. مطالعات دلنباخ (۱۹۶۴)، بر روی رخنمون دهکدهٔ کُند، منجر به معرفی واحد سنگ‌چینه‌ای به نام «سازند کُند» شده که حدود ۲۵۰ متر ضخامت دارد. برش الگوی سازند کُند قابل تقسیم به سه عضو غیررسمی است. حدود ۸۰ تناوب کنگلومرا و ماسه‌سنگ در پایین، حدود ۴۰ متر ژیپس در وسط و حدود ۱۲۰ متر سنگ‌آهک و مارن در بالا (عضو بالایی تا اندازه‌ای بوی قیر می‌دهد). رخنمون بُلان –آجان مشابه برش الگو نیست. در اینجا، سازند کُند شامل حدود ۳۰۰ متر سنگ‌آهک ریفی، مقداری ژیپس و دولومیت است.

سنگواره‌های گزارش شده از سازند کُند از نوع Discocyclina sp.، Miliodes، Ostreids، Nummulites cf. striatus (BURG)، Gypsina globules (REUSS)، Rotalia sp. است که معرف ائوسن پسین هستند. سازند کُند یک چرخهٔ رسوبی محدود بین دو ناپیوستگی است. مرز زیرین آن (به دلیل وجود قلوه‌های توف) با سازند کرج ناپیوسته و به ظاهر موازی است. مرز بالایی آن با نهشته‌های الیگوسن، به نام سازند سُرخ زیرین، دگرشیب است.

الیگوسن در البرز

در زمین‌شناسی ایران این باور وجود دارد که رخداد زمین‌ساختی پیرنئن، اثر قابل توجهی بر دیرینه جغرافیای ایران به ویژه البرز داشته به گونه‌ای که در نتیجهٔ آن، با پسروی دریا، تمام البرز به خشکی گسترده‌ای تبدیل شده و به همین‌رو، ردیف‌های الیگوسن در البرز وجود ندارد.

میوسن در البرز

جدا از نواحی ساحلی دریای خزر و دشت گرگان –گنبد که بخشی از دریای پاراتتیس است، در دیگر نقاط البرز، توالی میوسن به طور عمده محدود به فرونشست‌های میان‌کوهی است که به ویژه در درهٔ جاجرود، میگون، سراسر لواسانات و در فرونشست قزل‌اوزن –گیلوان (بین کوه‌های طارم و تالش) رخنمون دارند. در این نواحی، ردیف‌های منسوب به میوسن، به طور عمده نهشته‌های سُرخ‌رنگی از مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرا است که به طور محلی گچ و یا نمک دارند و گاهی نیز چند متر سنگ‌آهک میلیولیددار در بخش زیرین آنها دیده می‌شود.

نهشته‌های مذکور به طرف حاشیهٔ حوضه تبدیل به کنگلومرا می‌شود و سه دورهٔ مشخص کنگلومرازایی در این ناحیه قابل شناسایی است. کنگلومرای دور سوم ممکن است هم سن و هم‌ارز سازند هزاردره باشد. ددوآل (۱۹۶۷)، گلوس (۱۹۶۵)، آسرتو (1966 b) به این انباشته‌های قاره‌ای «سازند سُرخ» نام داده‌اند. سیما و ویژگی‌های سنگ‌شناختی این نهشته‌ها قابل قیاس با سازند سُرخ بالایی ایران مرکزی است. ولی احتمال هم‌ارزی آنها با مجموعهٔ سازندهای سُرخ زیرین، سنگ‌آهک‌های قم و سازند سُرخ بالایی وجود دارد. در چنین حالتی تغییرات سنی آنها از الیگوسن تا میوسن خواهد بود.

پلیوسن در البرز

سازند هزاردره : درکوهپایه‌های البرز جنوبی، به ویژه در حد فاصل قزوین تا سمنان، نهشته‌های کنگلومرایی بارزی وجود دارد که با ناپیوستگی (دگرشیب و یا هم‌شیب) بر روی سنگ‌های

قدیمی‌تر، به ویژه توفیت‌های سازند کرج قرار دارند. چنین به نظر می‌رسد که به دنبال رخداد زمین‌ساختی میوسن پسین –پلیوسن (فاز آتیکان)، چرخه‌های فرسایشی شدید چیره شده که حاصل آن، فرسایش شدید بلندی‌ها و پر شدن سریع گودی‌ها با رسوبات آبرفتی –کوهپایه‌ای است. تغییرات سنی این نهشته‌های آبرفتی –رودخانه‌ای از پلیوسن تا زمان حال است که نخستین بار توسط ریبن (۱۹۵۵) مطالعه و به چهار سری A، B، C و D تقسیم شد. بازنگری بعدی ریبن باعث تغییر مرتبهٔ سری‌های یاد شده به سازند گردید. سیمای ریختی بخش پلیوسن این نهشته‌های کنگلومرایی به صورت دره‌های متعدد، با گودی کم است. به همین‌رو، در البرز جنوبی، نام «سازند هزاردره» دارد که تپه‌های باختر رودخانهٔ جاجرود به عنوان برش الگوی آن انتخاب شده است. سازند هزاردره، نهشته‌های رودخانه‌ای سیلابی است که از شمال خاوری تهران و از میان کوه‌های البرز و سه پایه به سوی جنوب و جنوب خاوری تهران جاری بوده‌اند. مهم‌ترین ویژگی‌های سازند آبرفتی هزاردره عبارت است از:

* ستبرای زیاد (۱۰۰۰ تا ۱۲۰۰ متر)

* یکنواختی در اندازهٔ قلوه‌ها (۲۰-۵ cm)

* همگنی در جنس قلوه‌ها (۸۵٪ توف کرج)

* داشتن شیب زیاد (°۹۰ - ۵۰)

* وجود لایه‌های همگن و یکنواخت

* تراکم و سیمانی شدن شدید

* تخلخل کم و ناتراوا (به جز عدسی‌های ماسه‌ای)

* رنگ روشن

باید گفت که:

* سازند هزاردره، به دلیل داشتن قطعاتی از آروارهٔ Rhinocerid (نزدیکی منجیل) و شکم‌پایان Planorbis به سن پلیوسن یا پلیستوسن است ولی در برخی نقاط ممکن است از میوسن پسین آغاز شده باشد.

* در بیشتر مناطق (ورامین، کرج، قزوین و ...)، در مرز بین سازند هزاردره با سازند سُرخ بالایی دگرشیبی دیده نشده، ولی در بعضی مناطق (مانند قم) مرز مشخص و تندی در اثر تغییر شیب، رنگ و سنگ‌شناسی بین این دو سازند وجود دارد.

* سازند هزاردره هم‌ارز رسوبات پلیوسن بالایی – پلیستوسن «سازند بختیاری» است. ریبن (۱۹۶۶)، سازند هزاردره را با شیل‌های آب شیرین لیگنیت‌دار میوسن پسین ساری داغ تبریز و همچنین لایه‌های ماهی‌دار تبریز مقایسه کرده است.

* لاتریتی شدن درون سازندی، نشانهٔ نبودهایی در سازند آبرفتی هزاردره است.

* سازند آبرفتی هزاردره پس از نهشت، به دلیل نیروهای وارده، در راستای خاوری –باختری یا شمال باختری جنوب خاوری به صورت نامتقارن چین خورده و یال جنوبی شیب کمتری دارد.

ترشیری در جنوب دریای خزر و مُغان

مقدمه

در دشت گرگان، ساحل جنوبی دریای خزر و دشت مُغان، ویژگی‌های سنگی و زیستی ردیف‌های ترشیری، تفاوت آشکاری با دیگر نواحی ایران دارد. این تفاوت‌ها به حدی است که وجود یک حوضهٔ رسوبی مستقل را در نواحی یاد شده حتمی می‌سازد. بر پایهٔ داده‌های مستند، از آغاز پالئوژن، دریای تتیس به دو حوضهٔ جنوبی (مدیترانهٔ کنونی) و شمالی (پاراتتیس) تقسیم شده است. حوضهٔ

جنوبی با اقیانوس اطلس در ارتباط بوده ولی حوضهٔ شمالی (دریای پاراتتیس)، به جز مقاطع زمانی خاص که با مدیترانه در ارتباط بوده، در دیگر زمان‌ها محیطی بسته و لب شور بوده است. دریای پاراتتیس که وسیع‌ترین دریای بین قاره‌ای سنوزوییک بوده، از پیش گودال Foredeepآلپ در فرانسه تا دامنهٔ تین‌شان در چین گسترش داشته و پس از تکوین کوه‌های آلپ، کارپات، بالکان، پونتید، قفقاز، کپه‌داغ و البرز، به سه حوضهٔ کوچک‌تر باختری، مرکزی و خاوری تقسیم شده که از میان آنها پاراتتیس خاوری، نواحی واقع در شمال کریمه، قفقاز، دریای سیاه، دریای خزر، دریاچهٔ آرال و ترکمنستان را زیر پوشش داشته است. دریای خزر و ساحل جنوبی آن، دشت گنبد - گرگان، بندرانزلی، شمال آستارا و دشت مُغان بخش‌هایی از ایران شمالی هستند که از میوسن میانی به بعد با پاراتتیس خاوری پوشیده می‌شد، ولی به دلیل فرونشینی بستر به ویژه اُفت سطح دریا، از آب بیرون مانده‌اند. چینه‌شناسی ترشیری نواحی مذکور به شرح زیر است.

پالئوسن –ائوسن

در جنوب دریای خزر، سنگ‌های پالئوسن میانی، ائوسن و الیگوسن وجود ندارد و ردیف‌های کرتاسهٔ بالایی (ماستریشتین) و یا مارن و آهک‌های پالئوسن زیرین با دگرشیبی زاویه‌دار توسط نهشته‌های لب‌شور میوسن میانی با رخسارهٔ پاراتتیس پوشیده شده‌اند. به همین‌رو، نتیجه شده که نواحی مذکور (البرز شمالی –جنوب دریای خزر)، در اثر رخداد آلپ میانی (فاز لارامید) از آب بیرون بوده است و به همین لحاظ نهشته‌های پالئوسن (به جز ۴۵ متر بخش پایینی آن)، ائوسن و الیگوسن در جنوب و خاور دریای خزر وجود ندارد.در دشت مُغان، سنگ‌های پالئوسن گسترش محدودی دارند و شامل مارن و سنگ‌آهک مارنی است که میان‌لایه‌هایی از برش و گدازه‌های جریانی دارد. این مجموعه در فاصلهٔ چینه‌شناسی کرتاسهٔ بالایی و ائوسن (سازند قره‌آقاش) قرار دارد و حاوی میکروفسیل‌های دانین – پالئوسن و یا ائوسن زیرین است.به ردیف‌های ائوسن دشت مُغان سازند قره‌آقاش گفته شده است.

الیگو – میوسن (سازند زیوه)

در منطقهٔ مُغـــان، مجموعه‌ای از نهشته‌های تخریبی دانه‌درشت کنگلومرایی تا دانـه‌ریـز رُسـی بـه نـام «سازند زیوه» وجود دارد که سن الیگوسن – میوسن میانی دارند که از بلندی‌هـای شـمال اردبیـل بـه محیط رسوبی مُغان حمل شده‌اند.

برش الگوی سازند زیوه در نزدیکی دهکدهٔ زیوه، واقع در جنوب شهرک مـرزی اصـلاندوز مطالعـه شـده است. این سازند که با ناپیوستگی هـم‌شـیب و گـاه دگرشـیب بـر روی نهشـته‌هـای ائوسـن قـرار دارد، ترکیب سنگی همگن ندارد. به همین‌رو سازند زیوه به سه واحد جدا تقسیم شده است.

«زیوهٔ پایینی» دو سنگ‌شناسی متفاوت دارد که به شـکل بـین انگشـتی بـا یکـدیگر ارتبـاط دارنـد. در حاشیه جنوبی حوضهٔ مُغان، این واحـد کنگلـومرایی اسـت، ولـی بـه سـوی خـاور و بـاختر و شـمال، رسوبات دانه ریزتر شده و بـه ماسـه‌سـنگ و سـیلت رُسـی حـاوی آثـار گیـاهی، رگچـه‌هـای زغـالی و پولک‌های ژیپس تبدیل می‌شود. ضخامت زیوه زیرین به درستی مشخص نیست. ولی تصـور مـی‌شـود که بیشترین ضخامت در خاور منطقه، ۲۳۰۰ متر باشد که به طرف باختر کـاهش مـی‌یابـد. ضـخامت زیاد این کنگلومرا که از طریق رودخانه‌ای قدیمی حمل و در حاشیهٔ حوضـه نهشـته شـده‌انـد نشـان از فرسایش شدید در ناحیهٔ منشأ و یک فاز بالا آمدگی مشخص دارد. وجـود رگچـه‌هـای زغـالی و شـیل تیره‌رنگ در بین لایه‌های کنگلومرایی ناشی از به زیر آب رفتن متناوب و تشکیل محـیط‌هـای مردابـی موقت با pH منفی است. وجود صدف دوکفـه‌ای‌در میـان‌لایـه‌هـای ماسـه‌ای ایـن کنگلـومرا، نشـانگر تشکیل آن در یک محیط ساحلی است. کنگلومرای قاعدهٔ سازند زیـوه مـی‌توانـد هـم‌ارز زمـانی دیگـر واحدهای سازند باشد.

«زیوهٔ میانی» به طور معمول از ماسه‌سنگ تشکیل شده که میان‌لایه‌های شیلی گیاه‌دار و رگچـه‌هـای نازک زغال و گچ دارد. همزمان با نهشت این ماسـه‌سـنگ‌هـا تکاپوهـای آتشفشـانی محـدودی وجـود

داشته که به شکل توف و یا گدازه، همراه با ماسه‌سنگ‌ها دیده می‌شود. ضخامت زیوهٔ میانی در حدود ۸۰۰ متر است، ولی به طرف باختر قره‌سو به یکصد متر می‌رسد. به طرف جنوب، ماسه‌سنگ زیوهٔ میانی کنگلومرایی می‌شود، به گونه‌ای که مرز آن با کنگلومرای زیوهٔ پایینی مشخص نیست.

«زیوهٔ بالایی» بیشتر از نوع ماسه‌سنگ، ماسه‌سنگ فلدسپات‌دار کنگلومرایی و سیلت رُسی زردرنگ با میان‌لایه‌های نازکی از آهک و دولومیت است. وجود یک لایهٔ کنگلومرایی سبب شده تا زیوهٔ بالایی به سه زیر واحد «سیلت پایینی»، «کنگلومرای میانی» و «سیلت رُسی بالایی» تقسیم شود.

سنگواره و سن سازند زیوه : سازند زیوه، به طور عموم تهی از آثار فسیل جانوری است. حضور ژیپس، نبود سنگوارهٔ جانوری، وجود رگچه‌های لیگنیت و آثار گیاهی فراوان، در سراسر سازند زیوه، تأییدی بر نهشت این رسوبات در یک حوضهٔ بسته با پوشش گیاهی در اطراف حوضه است. به باور نوسکایا (۱۹۸۴)، آلودگی فزایندهٔ هیدروژن سولفوره مهم‌ترین شاخص حوضهٔ پاراتتیس است به همین‌رو، این نهشته‌ها از فسیل بسیار فقیر هستند.

تنها گونهٔ فسیلی گزارش شده از سازند زیوه Cytheridea cf. paracuminata است که در قسمت بالایی سازند پیدا شده (ویلم، ۱۹۶۱)، که مشابه انواع هلوتین بالایی –تورتونین حوضهٔ وین است. اُستراکود، دندان ماهی و بیشتر از همه برگ، شاخه، تنهٔ درخت سایر سنگواره‌های سازند زیوه هستند.در خاور قره‌سو، سازند زیوه بر روی مارن‌های ائوسن بالایی است و عضو رویی سازند زیوه توسط ردیف‌های فسیل‌دار تورتونین پوشیده می‌شود. در نتیجه سن این سازند، پس از ائوسن پسین تا پایان میوسن میانی تعیین شده است.

میوسن پسین

سنگ‌های «تورتونین پایینی»، در جنوب دریای خزر (علم‌ده –نکارود)، کهن‌ترین ردیف‌های نئوژن است که به طور دگرشیب بر روی ردیف‌های پالئوسن زیرین و یا کرتاسهٔ بالایی نشسته است.

نهشته‌های مذکور با ۲۵۰ متر ستبرا، توالی متناوبی از مارن سُرخ، سبز، آبی، ماسه‌سنگ خاکستری – سُرخ همراه با لایه‌های نازک میکرو کنگلومرا است که در بعضی نقاط در بخش قاعده‌ای آن یک لایهٔ نازک بازالت و در زیر آن، مارن‌های گچ‌دار دیده می‌شود. ضخامت گچ ممکن است تا ۲۰ متر برسد (یاسینی، ۱۳۶۰). در منطقهٔ مُغان، ردیف‌های مشابهی به ضخامت ۲۰۰ تا ۵۵۰ متر، به تورتونین نسبت داده شده ولی در اینجا بین لایه‌های آهکی و دولومیتی، حاوی دوکفه‌ای‌ها و شکم‌پایان، نیز وجود دارد.

سنگ‌های «تورتونین بالایی»، در سراسر مُغان تا جنوب دریای خزر، ویژگی‌های سنگ‌شناسی مشابهی دارند و اغلب از ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز، سیلت، رُس و رُس سنگ با بین لایه‌های آهکی، دولومیتی و یا رُس سُرخ‌رنگ تشکیل شده‌اند. در کنارهٔ خاوری رودخانهٔ تجن و درهٔ رودخانهٔ تار، این نهشته‌ها رنگ سبز، خاکستری، قهوه‌ای سُرخ دارند و به دو قسمت تقسیم شده‌اند. قسمت پایینی به داشتن صدف Spaniodontella و قسمت بالایی به داشتن صدف (Pholas beds) Barnea beds مشخص است. ولی در منطقهٔ مُغان، ردیف‌های تورتونین بالایی، ژیپس‌دار و خاکستری رنگ‌اند و به همین دلیل گاه به نام «سری خاکستری» نامیده می‌شوند. در هر حال، در جنوب مُغان، این رسوبات کنگلومرایی است.

سنگ‌های «سارماسین»، بیشتر از نوع سیلت رُس‌دار به رنگ اُخرایی، قهوه‌ای یا زرد، گاه مارنی، ژیپس‌دار و ماسه‌سنگ‌آهکی درشت‌دانه به طور محلی کنگلومرایی هستند.در حوضهٔ مُغان، این رسوبات با ۲۴۰۰ متر ضخامت، تغییرات سنگ‌شناختی جانبی زیادی دارند. در جنوب دریای خزر، بهترین مقطع رسوبات سارماسین را می‌توان در یال شمالی تاقدیس هفت‌تن، در کنار رودخانهٔ تالار دید که حدود ۱۷۰ متر ضخامت دارد و شامل تناوبی از سنگ‌آهک، آهک ماسه‌ای، مارن و ماسه‌سنگ است. بیشتر لایه‌ها ماسه‌سنگی، سرشار از صدف نرم‌تنان است. در جوارم و گلندرود، رخنمون‌های دیگری از رسوبات سارماسین وجود دارد (یاسینی، ۱۳۶۰).ه

م در حوضهٔ مُغان و هم در جنوب دریـای خـزر، سـنگواره‌هـای گونـاگون معـرف سارماسـین زیـرین – میانی هستند. در این نواحی سارماسین بالایی گزارش نشده است.

پلیوسن

در بخش ایرانی پاراتتیس، نبود چینه‌شناسی روشـنی از سارماسـین بـالایی تـا پلیوسـن وجـود دارد. در جنوب دریای خـزر، به نهشـته‌هـای کنگلـومرایی و مارنـــی پلیوسـن «سـری قـاره‌ای» نـام داده شـده (ارنی، ۱۹۳۰) که با ناپیوستگی هم‌شیب بر روی ماسه‌سنگ‌های سارماسین میانی قرار دارنـد، ولـی در حال حاضر از نهشته‌های حدواسط دریایی –قاره‌ای مذکور «سری» یا «سازند چلکن» یـاد مـی‌شـود. در اینجا، نبود چینه‌شناسی پلیوسن شامل پونسین و کیمـرین اسـت. در منطقـهٔ مُغـان سـری قـاره‌ای (سازند چلکـن) وجـود نـدارد و نبـود چینـه‌ای مهمـی بـین سـنگ‌هـای سارماسـین میـانی و سـازند آقچه‌گیل وجـود دارد. ایـن نبـود شـامل زیـر آشـکوب‌هـای Meotian، Pontain، Cimmerrian، Kouialnitsk متعلق به میوسن بالایی تا پلیوسن بالایی می‌شود ویلیام و همکاران، ۱۹۶۱).

سازند (سری) چلکن : که از نظـر حضـور نفـت و گـاز اقتصـادی درخـور توجـه اسـت بیشـتر از نـوع کنگلومرای قهوه‌ای ضخیم‌لایه همراه با لایه‌هایی از رُس، ماسه‌سنگ و ماسه‌سنگ سیلتی برنـگ سُـرخ مایل به قهوه‌ای است که در منطقهٔ خزر به عنوان سنگ مخزن و گاه سنگ منشأ دانسته مـی‌شـود. در فروافتادگی خزر جنوبی، این نهشته‌ها در عمق ۳۰۰۰ متر حفاری شده‌انـد ولـی در خـاور دره‌هـزار در ارتفاع ۵۰۰ متر و در جنوب خاوری بهشهر در ۱۷۰۰ متر گزارش شده‌اند. بایـد گفـت کـه از خـاور بـه باختر، ضخامت نهشته‌های چلکن افزایش می‌یابد. در برش علم‌ده، سازند چلکن بـا دگرشـیبی بـر روی رسوب‌های زردرنگ سارماسین قرار دارد، ولی در حفاری‌هـای عمیـق فـرح‌آبـاد، نهشـته‌هـای پلیوسـن دارای رخسـارهٔ دریاچـه‌ای اسـت کـه در عمـق ۱۳۴۰ تـا ۱۴۰۰ متـر بـه طـور مسـتقیم روی سنگ‌آهک‌های کرتاسهٔ میانی قرار دارندکـه در چـاه شـمارهٔ ۳ گرگـان دارای گـاز بـه مقـدار اقتصـادی است.در سری قاره‌ای (سازند چلکن)، فسیل نایاب است و فقط از قسمت زیرین این نهشـته‌هـا انـدکی

دوکفه‌ای آب شیرین و قطعاتی از استخوان مهره‌داران پیدا شده، بـه همـین علـت ایـن لایـه‌هـا را بـه پونسین نسبت می‌دهند. ولی، رخسارهٔ دریاچه‌ای پلیوسن دارای اُستراکودهای آب شـیرین مـی‌باشـد و فریدی (۱۹۶۴)، آن را زون استراکوددار زیرین نامگذاری کرده است.

سازند آقچه‌گیل : معرف نهشته‌هـای دریـایی پلیوسـن بـالایی اسـت کـه بـرش الگـوی آن در خـاور دریای خزر، در شبه جزیرهٔ ترکمن‌باشی (کراسنوودسک) ترکمنسـتان متشـکل از سـنگ‌آهـک، مـارن، رُس و ماسه به رنگ خاکستری متمایل بـه سـفید اسـت کـه بـه طـور هـم‌شـیب بـر روی ردیـف‌هـای پلیوسن پایینی (سازند چلکن) و در زیر ته‌نشست‌های پلیوسن بالایی - کواترنر (سـازند آپشـرون) قـرار گرفته است. در منطقهٔ مُغان و بخش ساحلی دریای خزر، نهشـته‌هـای مشـابهی بـا سـازند آقچـه‌گیـل وجود دارد به همین‌رو همچنان از این نام استفاده می‌شود. ولی، زمین‌شناسان شرکت نفت بـرای ایـن نهشـته‌هـا از واژهٔ زون رنگـین Coloured Zone اسـتفاده مـی‌کننـد.سـازند آقچـه‌گیـل در قاعـدهٔ کنگلومرایی است ولی به طرف بالا دانه‌ریز می‌شود که شامل ماسه‌سنگ ، سـیلت و رُس ژیـپس‌دار (بـه رنـگ‌هـای خاکسـتری، قهـوه‌ای، زرد) ماسـه‌سـنگ صـدف سـنگی و لایـه‌هـای سـفیدرنگ خاکسـتر آتشفشانی است. در پایان پلیوسـن بـالایی، بـا پسـروی دریـا، رسـوبات رودخانـه‌ای شـامل کنگلـومرای سُست با قلوه‌های آتشفشانی تشکیل شـده و بـه احتمـال نشـانگر یـک خشـکی‌زایـی و آغـاز سیسـتم کواترنر است.استراکود، و دیگـر زیـای میکروسـکوپی، دوکفـه‌ای‌هـا و نـانوپلانکتون‌هـا سـنگواره‌هـایی هستند که در سازند آقچه‌گیل ساحل خزر و منطقهٔ مُغان پیدا می‌شوند. پوستهٔ نـازک دوکفـه‌ای‌هـای موجود، ریز شدن و شـفاف شـدن پوسـتهٔ روزن‌داران مـی‌توانـد دلیلـی بـر شـیرین بـودن آب حوضـهٔ آقچه‌گیل مُغان باشد.

سازند آپشرون (آبشوران) : در سواحل جنوبی دریای خزر تا دشـت گرگـان و بـه نـدرت در دشـت مُغـان، بـر روی سـازند آقچـه‌گیـل ردیفـی از رسـوبات دریـایی از نـوع مـارن خاکسـتری –سـبز و یـا خاکستری تیره و ماسه‌های سخت شده لایه‌هایی از شن و گاهی لایه‌های نـازک خاکسـتر آتشفشـانی

وجود دارد که حاوی صدف دوکفه‌ای و شکم‌پایان است. این نهشته‌ها رسوبات پلیوسن بالایی – پلیستوسن دریای پاراتتیس هستند که برش الگویی در جزیرهٔ آپشرون، واقع در جنوب باختری دریای خزر (نزدیک جمهوری آذربایجان) دارد.در دشت گرگان ضخامت این سازند از ۴۵۰ متر در خاور به ۸۰۰ متر در باختر (کنار خزر) افزایش می‌یابد. در چاه‌های گرگان، به طور معمول، یک لایهٔ اُئولیت در نزدیکی رأس این نهشته‌ها وجود دارد (موسوی، ۱۳۸۰).اگرچه سازند آپشرون به سن پلیوسن پسین – پلیستوسن است، ولی نیکی فوروآ (۱۹۶۸) رسوب‌های آپشرون را متعلق به کواترنر پیشین می‌داند.

ترشیری در ایران مرکزی

مقدمه

به جز نواحی جندق، یزد و نایین که چین‌خوردگی لارامید عملکرد ضعیف داشته، در سایر نواحی ایران مرکزی، توالی‌های پالئوسن به طور عمده نهشته‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی است که به طور دگرشیب و گاه هم‌شیب، سنگ‌های کهن‌تر را می‌پوشانند. سنگ‌های ائوسن ایران مرکزی دو خاستگاه متفاوت دارند. در کمان ماگمایی ارومیه –بزمان و در گستره‌های وسیعی از ایران مرکزی و بلوک لوت، سنگ‌های ائوسن، روانه یا خاکسترهای آتشفشانی ستبری است که در محیط‌های آبی و یا خشکی شکل گرفته‌اند. ولی، در حاشیهٔ قاره‌ها فرسایش بلندی‌های حاصل از چین‌خوردگی لارامید، موجب نهشت سریع توالی‌های فلیش گونه با ستبرای زیاد شده است. حرکات کوهزایی ائوسن پایانی (رخداد پیرنئن) موجب تشکیل حوضه‌های رسوبی کم عمق قاره‌ای شده به همین دلیل نهشته‌های الیگوسن ایران مرکزی آواری‌های سُرخ‌رنگ قاره‌ای است که به تقریب فاقد فسیل بوده یا فسیل‌های شاخص ندارند. لذا، به جز چند مورد، سن این نهشته‌ها، از روی موقعیت چینه‌شناسی آنها تعیین شده است.

گانسر (۱۹۵۵) برای ردیف‌های الیگوسن ایران مرکزی نام «سازند سُرخ پایینی Lower Red Fm. » را پیشنهاد کرده است. در الیگوسن بالایی (شاتینChattian)، در بخش باختری ایران مرکزی، شواهدی از یک پیشروی دریایی وجود دارد که تا میوسن پیشین دوام داشته است. به سنگ‌آهک‌های این دریای پیشرونده «سازند قم» گفته شده که در بیشتر جاها سن الیگوسن – میوسن دارد. در اواخر میوسن پیشین، به دنبال رویداد میوسن میانی (استیرین)، دریا از بخش باختری ایران مرکزی پس نشسته و به جای آن حوضه‌های رسوبی قاره‌ای در اغلب نقاط ایجاد شده است. این نهشته‌ها که اکنون در بیشتر گودی‌های Depressions مرکز، شمال باختر و خاور ایران قرار دارند، «سازند سُرخ بالایی Upper Red Fm. » نام دارند.

همانند دیگر نقاط ایران، توالی پلیوسن ایران مرکزی همچنان کنگلومرایی است که با دگرشیبی زاویه‌دار و یا هم‌شیب، بر روی سازندهای قدیمی‌تر نهشت شده است. اما، در ناحیهٔ مراغه آذرآواری استخوان‌دار Maragheh Bon Beds، در ناحیهٔ تبریز دیاتومیت‌های آب شیرین، در ناحیهٔ لوت باختری سیلت‌های افقی سازند لوت، سن پلیوسن دارند. در شمال لوت و کمان ماگمایی ارومیه – بزمان، سنگ‌های پلیوسن خاستگاه ماگمایی دارند.

پالئوسن در ایران مرکزی

در ایران مرکزی، سنگ‌های پالئوسن، بر حسب محیط‌های رسوبگذاری و جغرافیایی رخساره‌های متفاوت دارند. در بسیاری از برونزدها، رسوبات منسوب به پالئوسن کنگلومرایی است و گاهی آن را هم‌ارز «کنگلومرای کرمان» می‌دانند. این آواری‌ها در شماری از برونزدها قدیمی‌ترین ردیف‌های سنوزوییک است و نظر به این که روی آنها را رسوبات و دیگر سنگ‌های ائوسن می‌پوشاند، بدون هیچ‌گونه شاهد فسیل‌شناسی، آنها را به پالئوسن نسبت داده‌اند. کنگلومراهای پالئوسن ایران مرکزی، باید نهشته‌های آواری پس از چین‌خوردگی لارامید باشند ولی گاهی (مناطق سورک و خانه‌خاتون کرمان) دیده می‌شود که ارتباط ردیف‌های کرتاسهٔ بالا با کنگلومرای پالئوسن

تدریجی است. در هر حال، باید گفت که سنگ‌های پالئوسن ایران مرکزی منحصر به کنگلومرا نیست. گاهی سنگ‌های آتشفشانی، رسوبات کربناتی و نهشته‌های فلیش گونه‌ای را به سن پالئوسن دانسته‌اند.

«در ناحیهٔ کرمان»، سنگ‌های پالئوسن سنگ رخسارهٔ یکسان ندارند و به ظاهر در حوضه‌های رسوبی مستقل نهشته شده‌اند. بدین معنی که سنگ‌آهک‌ها، شیل و ماسه‌سنگ‌ها نشانگر رخسارهٔ آب‌های کم‌ژرفا و رسوبات کنگلومرایی نشانگر محیط حاشیه‌ای تا قاره‌ای هستند. به ردیف‌های کنگلومرایی پالئوسن ناحیهٔ کرمان، از دیرباز «کنگلومرای کرمان» گفته شده که به دیرینگی کرتاسه – پالئوسن است. برش الگوی این واحد سنگی را هوکریده و همکاران (۱۹۶۲) در ۷ کیلومتری شمال کرمان به ضخامت ۳۰۰ متر اندازه‌گیری کرده‌اند. در مورد سن این کنگلومرا و گسترش آن، نظرها متفاوت است. به عقیدهٔ هوکریده و همکاران (۱۹۶۲) کنگلومرای کرمان در شرایط دریایی تشکیل شده و قسمتی از آن به سن کرتاسه است. به باور رحیم‌زاده (۱۹۸۳) کنگلومرای کرمان همواره به طور دگرشیب بر روی سنگ‌های کهن‌تر قرار دارد و شامل دو بخش جداگانه است. بخش پایینی دارای لایه‌های سیلتی و تخریبی ریزدانه با لایه‌بندی نازک است در حالی که، بخش بالایی با تغییرات ضخامت ۲۲۰ تا ۱۴۵۰ متر، نهشته‌های کنگلومرایی با میان‌لایه‌هایی از گری‌واک و ماسه‌سنگ دانه درشت، با ساختار چینه‌بندی متقاطع است. رحیم‌زاده بر این باور است که بخش پایینی کنگلومرای کرمان به سن پالئوسن و بخش بالای آن ائوسن است. گفتنی است دیمیتریویچ (۱۹۷۳)، بخش ریزدانه و زیرین کنگلومرای کرمان را به دیرینگی کرتاسهٔ پسین می‌داند که قابل قبول‌تر است. در ضمن، دیمیتریویچ گسل نایبند را نوعی تفکیک کنندهٔ رخساره‌ها دانسته به گونه‌ای که در خاور این گسل گذر از رسوبات کرتاسهٔ بالا به کنگلومرای کرمان تدریجی است در حالی که در باختر این گسل، ارتباط کنگلومرا و سنگ‌های کرتاسه ناپیوسته و دگرشیب است. جایگاه چینه‌شناسی و شرایط تشکیل کنگلومرای کرمان، قابل قیاس با سازند کنگلومرایی فجن در البرز، سازند پسته‌لیق در کپه‌داغ و به احتمال بخش شیل ارغوانی سازند پابده در زاگرس است.

«در ناحیهٔ لکرکوه»، ردیف‌های منسوب به پالئوسن، شامل ۴۳۵ متر تناوب کنگلومرا، ماسه‌سنگ، مارن گچ‌دار و شماری لایه گچ به رنگ‌های سُرخ –قهوه‌ای است که به ردیفی (۱۵۰ متر) از کالک آرنیت ریز تا متوسط دانه، به رنگ خاکستری ختم می‌شود. در خاور لکرکوه (از بلوک لوت)، ردیف ضخیم‌تری (۱۰۳۵ متر) از کنگلومرا و ماسه‌سنگ به رنگ هوازدهٔ قهوه‌ای برونزد دارد که به طور دگرشیب آهک‌های کرتاسه را می‌پوشاند و خود در زیر سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری قرار دارد. گسترش جانبی این ردیف‌ها نامنظم و دارای تغییرات زیاد است.

«در بلوک لوت»، به ویژه در نواحی قائن و گناباد، سنگ‌های پالئوسن خاستگاه آذرین –رسوبی دارند و بخشی از کمپلکس سه گانهٔ پالئوسن –ائوسن زیرین، ائوسن میانی و ائوسن –الیگوسن هستند.

در منطقهٔ قائنات، سنگ‌های پالئوسن و ائوسن با رخساره‌های گوناگون فلیش و سنگ‌های آذرین شامل سه مجموعهٔ جداگانه است که مجموعهٔ زیرین آن فلیش گونه و به ظاهر سن پالئوسن L. Cusian تا ائوسن پیشین Ypresian دارد. در منطقهٔ گناباد، سنگ‌های آذرین نیمه عمیق Subvolcanic، که جوان‌تر از کرتاسهٔ بالایی هستند گسترش زیاد دارد و هم‌ارز مجموعهٔ سنگ‌هایی است که در مناطق قائن و تایباد برونزد دارند. زمان تشکیل این سنگ‌ها پیش از الیگوسن است. این سنگ‌ها به سه کمپلکس تقسیم شده‌اند و از نظر سنی در زمان پالئوسن تا ائوسن تکوین یافته‌اند.

قدیمی‌ترین کمپلکس را به سن پالئوسن -ائوسن پیشین دانسته‌اند که شامل سنگ‌های آذرین از نوع داسیتوییدهای پورفیری و برش آتشفشانی با عناصر اسیدی است که میان‌لایه‌های رسوبی مانند میکروکنگلومراهای ناهمگن (چندزادی) و سنگ‌آهک ماسه‌ای دارد.در ناحیهٔ الله‌آباد، قدیمی‌ترین رسوبات سنوزوییک، رسوبات تخریبی فلیشی به سن پالئوسن است که به سوی بالا به بازالت بالشی

با میان‌لایه‌های کنگلومرا تبدیل می‌شود.در ناحیهٔ بم، ردیف‌های پالئوسن کنگلومرای سُرخ‌رنگ با قلوه‌های به تقریب گرد شده و جور شده است که قابل مقایسه با کنگلومرای کرمان است.

«در ناحیهٔ جندق»، توالی از سنگ‌های کرتاسه تا پالئوسن وجود دارد. بخش زیرین این ردیف حدود ۵۵ متر کنگلومرا است که به طور دگرشیب بر روی سنگ‌های قدیمی نشسته است و به تدریج به سوی بالا، به لایه‌های آهکی حاوی سنگواره‌های کرتاسه می‌رسد. در دنبالهٔ ردیف‌های کرتاسه، فسیل‌های پالئوسن مانند .Kathina sp، Miscellanen miscella یافت می‌شود.

«در ناحیهٔ یزد»، به ویژه در محدودهٔ چاه‌ترش در۸۵ کیلومتری جنوب –جنوب خاوری یزد، توالی سنگ‌های کربناتی برونزد دارد که بخش پایینی آن حاوی میکروفسیل‌های ماستریشتین پایانی و بخش بالایی آن با ترکیب ماسه‌سنگ دولومیتی حاوی سنگواره‌های پالئوسن است. به باور خسرو تهرانی (۱۹۷۷)، رسوبگذاری با اندک تغییرات جانبی از زمان کرتاسهٔ پسین تا پالئوسن تداوم داشته است. در همین ناحیه (کوه روسر) ردیف‌های پالئوسن با نهشته‌های کنگلومرایی (۳۵۰ متر)، به سن دانین، آغاز و به تدریج به محیط عمیق‌تر دریایی متشکل از ماسه‌سنگ‌آهکی و سنگ‌آهک ماسه‌ای به سن تانسین می‌رسد.

«در ناحیهٔ انارک -نخلک»، سنگ‌های پالئوسن (۶۰ متر) به طور عمده از کنگلومرا تشکیل شده‌اندکه کمی میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ کوارتزی و اندکی مارن سُرخ دارد. در این محل، بین سنگ‌های کرتاسه و پالئوسن دگرشیبی دیده نمی‌شود ولی مرز بین آواری‌های پالئوسن و گدازه‌های ائوسن ناپیوسته است.«در ناحیهٔ نایین»، و در رشته کوه زرد، لایه‌های آهکی ماستریشتین، به طور هم‌شیب با ردیفی از سنگ‌آهک برشی متراکم با فسیل Miscellanea، و قطعات دیاباز و ملافیر، پوشیده می‌شود که سن پالئوسن میانی –پایانی دارد و به تدریج به یک ردیف رسوبی متشکل از سنگ‌آهک ماسه‌ای و برش خاکستری تبدیل می‌شود که دارای فسیل‌های ائوسن زیرین است. در جنوب نایین کوه بیخی، رسوبات پالئوسن با دگرشیبی زاویه‌دار روی آتشفشانی‌ها و آهک‌های

کرتاسهٔ بالا دیده می‌شوند. رسوبات پالئوسن کوه بیخی شامل ۸۰ متر کنگلومرا در زیر و ۲۵۰ متر سنگ‌آهک خاکستری در بالاست.

«در ناحیهٔ خور»، به ردیف‌های پالئوسن –ائوسن زیرین «سازند چوپانان» نام داده شده که به طور عمده شامل سنگ‌آهک‌های پلاژیک است و در پایهٔ آن، واحدی از ماسه‌سنگ، با ضخامت متفاوت وجود دارد که نشانگر پیشروی دریایی پالئوسن بر روی سنگ‌های کرتاسه است. سن بخش قابل توجه‌ای از سازند چوپانان بر اساس شمار زیادی از میکروفسیل‌ها پالئوسن است. گفتنی است که سازند چوپانان بر روی سطح فرسایش یافتهٔ سنگ‌های دانین Danian قرار می‌گیرد و لذا در این ناحیه، فاز فرسایشی لارامید پس از آشکوب دانین عمل کرده است.

در بخش شمالی «کوه‌های خاور ایران»، سنگ‌های پالئوسن شامل سنگ‌های آذرین (آندزی بازالت تا داسیت) همراه با آگلومرا، آذرآواری‌ها و سنگ‌های میکریتی (دریاچه‌ای) به رنگ‌های صورتی تا قهوه‌ای زرد یا سفید است. میان‌لایه‌های رسوبی (کنگلومرا، آذرآواری و میکریت‌ها) از پایین به بالا افزایش می‌یابند.« در منطقهٔ شاهرخت »، سه واحد سنگی متفاوت رخنمون دارد که به پالئوسن – ائوسن نسبت داده شده‌اند. واحد زیرین به طور کامل دریایی است و گذر پالئوسن به ائوسن ناهمساز است. واحد میانی شامل رسوبات سُرخ‌رنگ به سن ائوسن پیشین تا میانی و واحد بالایی، سنگ‌های آذرین و آذرین رسوبی ائوسن پسین و الیگوسن است.واحد زیرین (پالئوسن –ائوسن) با لایه‌های ماستریشتین پسین پیوند ناهمساز دارد و شامل ستیغ‌های آهکی است که به سوی بالا و جانبی به تدریج به مارن و ماسه‌سنگ تبدیل می‌شود.

تمام لایه‌های مارنی این واحد دارای جلبک، میکروفسیل‌های پلانکتون Globigerina velascoensis, G.pseudomenaroli (CUSHMON AND RENZ) Globoratalia cf. aequa cushua (BALL:) پالئوسن است. اما بخشی از سنگ‌آهک‌ها به دلیل داشتن انواع آسلینا و نومولیت، شاخص ائوسن هستند.«در منطقهٔ گزیک»، ردیف‌های پالئوسن –ائوسن قابل

تقسیم به دو واحد است. واحد زیرین رسوبات دریایی آهکی با رخسارهٔ ریفی از نوع حاشیه‌ای Peri reefal ، بیوهرم، بیوستروم حاوی جلبک است. مرجان‌ها و بریوزوآ کمتر در ساخت آن شرکت دارند. واحد بالایی که به طور عمده از رسوبات غیر دریایی تا کولابی تشکیل شده، سن ائوسن میانی دارد. در قاعدهٔ لایه‌های پالئوسن –ائوسن، یک واحد ماسه‌سنگی سُرخ و کنگلومرا دیده می‌شود که به سوی بالا به رخسارهٔ دریایی تبدیل شده و گویای پیشروی دریاست. وجود حفره‌های حاصل از کرم‌های حفار و همچنین خرده سنگ‌های کربناتی، نشانگر یک محیط ساحلی و یا رسوبات پهنهٔ کشندی است.

«در ناحیهٔ خاش»، سنگ‌های پالئوسن با رخسارهٔ سنگ‌آهک مرجان‌دار با اندکی ماسه‌سنگ، سیلت سنگ و کنگلومرا است که برونزد محدود دارند.«در ناحیهٔ چهل‌کوره»، در شمال غرب زاهدان، در قاعدهٔ سنگ‌های سنوزوییک، رسوبات فلیش مانند شامل تناوبی از ماسه‌سنگ، شیل و عدسی‌های سنگ‌آهک دیده می‌شود که روی آن را سنگ‌آهک خاکستری حجیم می‌پوشاند.

«در ناحیهٔ شمال‌بندان»، (بین بیرجند –زاهدان) مجموعه‌ای از سنگ‌های پالئوسن برونزد دارد که از بالا به پایین شامل واحدهای زیر است.

۶- ماسه‌سنگ و لایه‌های تخریبی دانه‌ریز (فلیش) به نام سازند دوکوهانه

.5 .Dokuhaneh Fm- واحدهای لغزشی

4.Slump- سنگ‌آهک آلوداپیک به نام سازند پلنگ

3..Palang Fm- سنگ‌آهک بالایی

۲.- شیل‌های آهکی و سنگ‌های آذرین

۱- سنگ‌آهک زیرین.

در زون «سنندج –سیرجان»، سنگ‌های پالئوسن در نواحی زیر گزارش شده است:«در ناحیهٔ مهاباد»، به ویژه در دو ناحیهٔ زبکاZebeka و گاسکر Gasker، سنگ‌های پالئوسن –ائوسن با مجموعهٔ آمیزه رنگین دیده می‌شود.«در ناحیهٔ سنندج»، به ویژه در خاور آن (حوضهٔ گاوه‌رود) رخنمونی از سنگ‌آهک سُرخ‌رنگ گلوبوروتالیادار به همراه رادیولاریت برونزد دارد. در شمال و باختر سنندج، ردیف‌های کرتاسهٔ بالا (شیل‌های سنندج) در پیوند با رسوبات فلیشی و آتشفشانی‌های ائوسن است. با توجه به گذر تدریجی بین این دو، وجود رسوبات پالئوسن در این فاصله امکان‌پذیر است.

«در ناحیهٔ کرمانشاه»، در خاور و شمال شهرکرمانشاه، رسوبات پالئوسن –ائوسن در حوضهٔ گستردهٔ گاوه‌رود، برونزد داشته و تا بخش وسیعی از نواحی باختری سنندج ادامه دارند. در این حوضه (گاوه‌رود) مجموعه‌های رسوبی به نام میان‌کوه، کوه کرگان و غیره تشخیص داده شده است. ردیف‌های چینه‌ای کوه کرگان، به ۴ واحد اصلی قابل تقسیم است.

* نهشته‌های آتشفشانی قاعده‌ای در تناوب با سنگ‌آهک پالئوسن، شامل گدازه‌های دریایی از نوع بازالت اسپلیتی که به ویژه در اطراف شهرهای صحنه و هرسین، راه سنندج به کرمانشاه، جنوب باختری سُنقُر و در شمال راه سُنقُر به کامیاران دیده می‌شود.

* سنگ‌آهک آلوئولینادار به رنگ روشن که بالاترین لایه‌های آن حاوی Alveolina cucumiformis به سن پالئوسن (ایلردین زیرین) است.

* سنگ‌آهک سُرخ‌رنگ میکریتی حاوی قلوه‌های سیلیسی به رنگ مایل به قهوه‌ای.

* فلیش ائوسن.

«در ناحیهٔ آباده»، بخش قاعده‌ای ردیف‌های پالئوسن رسوبات کنگلومرایی (کنگلومرای کرمان) است که با سنگ‌آهک و سنگ‌های ریولیتی پوشیده می‌شود. در این منطقه، تکاپوهای آتشفشانی تا زمان

ائوسن ادامه داشته است.«در ناحیهٔ اقلید»، گسلش مکرر، ارتباط و ردگیری ردیف‌های رسوبی پالئوسن را دشوار می‌سازد ولی مطالعات فسیل‌شناسی نشانگر سنگواره‌های .Rotalia sp، .sp Globigerina، Daviesina sp.، Alveolind، Orbitoides sp. و ... است که سن پالئوسن را تأیید می‌کنند.

«در ناحیهٔ چهارگنبد»، به ویژه در نزدیکی معدن چهارگنبد، برونزدهایی از مجموعه‌های افیولیتی شامل واحدهای اقیانوسی و سنگ‌های رسوبی وجود دارد. پیچیدگی‌های زمین‌ساختی این مجموعه، پیوند بین سنگ‌ها را نامشخص کرده است. واحدهای رسوبی این مجموعه به سن کرتاسهٔ پسین تا پالئوسن پایانی (ایلردین) است.

ائوسن در ایران مرکزی

در ایران مرکزی، ویژگی‌های سنگی و زیستی ردیف‌های ائوسن تفاوت آشکار دارند که نشانگر شرایط جغرافیای دیرینه متفاوت در گسترهٔ ایران مرکزی است. در یک نگاه کلی، در مقایسه با زمان پالئوسن، دریای ائوسن گسترش و ژرفای بیشتر داشته و ناپیوستگی‌ها و ناهمسازی‌های چینه‌ای، به ویژه فراوانی تکاپوهای آتشفشانی وابسته به رویداد آلپ میانی، نشانگر ناآرامی‌های زمین‌ساختی چیره بر حوضه‌های رسوبی ائوسن ایران مرکزی است که از میان آنها، ناآرامی‌های ائوسن میانی از همه شاخص‌تر است. باید گفت که این رویداد، در همه جا همزمان نبوده و اثر یکسان نداشته‌اند. بررسی ناحیه‌ای سنگ‌های ائوسن در زیر پهنه‌های کمان ماگمایی ارومیه –بزمان، شمال باختر ایران مرکزی، پهنهٔ لوت، زون سنندج –سیرجان، و کوه‌های خاور ایران، می‌تواند بیانگر ویژگی‌های عمومی این سنگ‌ها (ائوسن) باشد.

در شمال باختری ایران مرکزی، برونزدهای ائوسن با اندک تغییر، ویژگی‌هایی نزدیک به ائوسن البرز دارند به گونه‌ای که گاه واژه‌های فجن، زیارت و کرج، همچنان در این نواحی کاربرد دارد برای

نمونه در ناحیهٔ «ماکو» سنگ‌های ائوسن دو رخسارهٔ متفاوت دارند. در برونزدهای آمیزه‌های رنگین این ناحیه، سنگ‌های آهکی به سن پالئوسن تا ائوسن میانی وجود داردکه به ویژه در سیه‌چشمه برونزد دارند. ولی در باختر و شمال کلیسا کندی، سنگ‌های ائوسن از نوع فلیش است که در پایهٔ آن، کنگلومرایی با عناصری از آمیزهٔ رنگین وجود دارد. نومولیت و دیگر روزنه‌داران از سنگواره‌های شاخص فلیش‌ها هستند.

«در ناحیهٔ تکاب»، سنگ‌های ائوسن با کنگلومرا آغاز می‌شود و با توف‌های سبز، سنگ‌آهک ماسه‌ای، گدازه‌های آندزیتی و مارن ماسه‌دار ادامه می‌یابد. در خاور تکاب، ردیف‌های ائوسن سنگ‌آهک‌های توفی نومولیت‌دار به سن لوته‌سین، به ضخامت ۳۰۰۰ متر است که در پایهٔ آن، واحد کنگلومرای سُرخ‌رنگ وجود دارد.

«در منطقهٔ زنجان»، کنگلومرای قاعدهٔ ائوسن، لایه‌هایی از ماسه‌سنگ توفی ارغوانی دارد که به سوی بالا، ابتدا به ماسه‌سنگ و سرانجام به سنگ‌آهک دولومیتی و توف سبز می‌رسد. در اینجا، افزون بر کنگلومرای قاعده ولایه‌های سنگ‌آهک روی آن که مانند سازندهای فجن و زیارت است، حجم بزرگی از سنگ‌های ائوسن از نوع توف سبز و سنگ‌های آذرین هستند که به سازند کرج شباهت دارند.

«در منطقهٔ همدان»، لایه‌های کنگلومرایی (مشابه فجن) و آهک‌های تخریبی نومولیت‌دار (مشابه زیارت) ائوسن به طور پیشرونده لایه‌های قدیمی‌تر را می‌پوشاند که قسمت بالای آن به لایه‌های آذرین بیرونی می‌رسد.

«در منطقهٔ تفرش»، به عنوان بخشی از کمان ماگمایی ارومیه –بزمان، سنگ‌های ائوسن، رسوبی – آتشفشانی است که با کنگلومرا شروع و به انواع گدازه‌های آتشفشانی تبدیل می‌شود و سپس با انواع

توف‌ها، ماسه‌سنگ‌ها، مارن و سنگ‌آهک ادامه می‌یابد. در اینجا سنگ‌های ائوسن بـه ۶ واحـد (از E1 تا E6) تقسیم شده‌اند که ۸ افق نومولیتی دارند.

در «جنوب باختری کرمان»، سنگ‌های ائوسن به طور عمـده خاسـتگاه آتشفشـانی دارنـد کـه نشـانگر نهشت زیاد مواد آتشفشانی و ستبر شـدن سـریع لایـه‌هـا در فاصـلهٔ زمـانی کوتـاه اسـت. چهـار واحـد سنگی غیر رسمی به نام‌های «مجموعهٔ رسوبی ائوسن زیرین»، «مجموعهٔ آتشفشانی بَحـــر آسـمان»، «مجموعهٔ رسوبی ائوسن میانی»، «کمـپلکس رازک» و «مجموعـهٔ آذریـن هـزار» معـرف سـنگ‌هـای ائوسن جنوب باختری کرمان هستند.

«مجموعـهٔ رسـوبی ائوســن زیـرین» ضـمن داشـتن رخسـارهٔ فلـیش گونـه، بـه طـور عمـده شـامل میکروکنگلـومرا، میکروکلسـی‌رودیـت، گـری‌واک فلدسـپات‌دار، کالـک آرنیـت، بیوکالـک آرنیـت، سـیلت‌سـنگ، مـارن ماسـه‌دار و میکریـت اسـت. سـنگواره‌هـای Glomalveolina cf. subtilis، Assilina sp.، Globigerina sp، Operculina sp. و ۰۰۰ در بخـش بـالایی ایـن مجموعـه، نشانگر ائوسن پیشین است. «مجموعهٔ آتشفشانی بحر آسمان» با حدود ۷ هزار متـر ضـخامت، نشـانگر تکاپوهای آتشفشانی ائوسن زیرین است که با سـنگ‌هـای آذریـن و آذرآواری بـا ترکیـب اسـیدی آغـاز ردیف‌های آذرآواری، آندزیت – بازالتی ادامه می‌یابد. این مجموعهٔ آتشفشـانی در نوبـت‌هـای جداگانـه شکل گرفته که در فاصلهٔ زمانی بـین آنهـا، مقـداری رسـوب دریـایی نهشـته شـده‌انـد. از ردیـف‌هـای رسوبی مجموعهٔ بحر آسمان، سنگواره‌هایی ماننـد(Globorotalia cf. (RENZI، Globorotia cf. (LEHNERI و Calyptraphorous cf. (JACKSON به سن ائوسـن پیشـین گـزارش شده است. «مجموعهٔ رسوبات ائوسن میانی» پس از یک نبود رسوبی همراه بـا چـین‌خـوردگی ملایـم، نهشته شده‌اند این مجموعـه، سـنگ‌شـناختی ثـابتی نـدارد. در باریکـهٔ سـبزواران –دهـج، مجموعـهٔ رسوبی ائوسن میانی با حـدود ۳ متـر ماسـه‌سـنگ کـوارتزدار آغـاز و بـا تـوف آنـدزیتی و یـک واحـد توربیدیت ادامه می‌یابد. بخش بالایی ردیف‌های توفی ایـن مجموعـه حـاوی سـنگ‌آهـک‌هـای زرد بـا

سنگواره‌های ائوسن میانی و شاید هم ائوسن بالایی است. در باریکهٔ ساردوییه –اسفندقه، کمپلکس رسوبی ائوسن میانی شامل نهشته‌های آواری قاره‌ای با پوششی از سنگ‌های آذرآواری و یا سنگ‌آهک حاوی سنگواره‌های لوته‌سین بالایی تا پریابونین پیشین است. در حاشیهٔ شمال باختری دشت جیرفت، این کمپلکس بیشتر رخسارهٔ توربیدایت دارد.

«کمپلکس رازک» شامل سنگ‌های آذرین بازی و اسیدی است که در بیشتر نقاط کرمان، به سه زیر واحد با سنگ‌شناسی متفاوت تقسیم می‌شود. بخش زیرین آن بیشتر سنگ‌های بازی، بخش میانی سنگ‌های اسیدی و بخش بالایی ترکیب بازی دارد. ولی، در مناطقی مانند انار و شهربابک، بخش اسیدی میانی وجود ندارد. در هر سه بخش مجموعهٔ رازک، همراهانی از سنگ‌های رسوبی با فسیل‌هایی مانند Nummulites guerrads، N. Striatus، Globorotalia sp.، cf. lepidacyclina sp.، Lithothamnium sp و ۰۰۰ وجود دارد که به بالاترین بخش از لوته‌سین و پایین‌ترین بخش پریابونین تعلق دارند. «کمپکس هزار» بالاترین مجموعه از سنگ‌های آذرین ائوسن ناحیهٔ کرمان است که از تناوب‌های ناهمگن از جنس ماسه‌سنگ توفی، کنگلومرا، توف، تراکی آندزیت، تراکی بازالت، ایگنیمبریت، لایه‌های نازک سنگ‌آهک، آگلومرا و غیره تشکیل شده است. Nummulites aturicus، N. cf. anomala، Discocyclina sp و ۰۰۰ بخشی از سنگواره‌های کمپلکس هزار و معرف پایین‌ترین بخش از آشکوب پریابونین هستند.

«در فرونشست اردکان - یزد»، در حوالی خرانق، سنگ‌های ائوسن به داشتن سنگ نمک فراوان شاخص است. به گزارش هوبر (۱۹۵۵)، این نمک‌ها بر روی کنگلومرای پالئوسن (کنگلومرای کرمان) و در زیر سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه نومولیت‌دار قرار دارند و لذا، سن ائوسن آنها حتمی است. در حال حاضر نمک‌های ائوسن به صورت ۸ گنبد نمکی برونزد دارند که در سنگ‌های ترشیری جوان‌تر از ائوسن تزریق شده‌اند.نهشته‌های نمکی ائوسن ایران مرکزی، محدود به فرونشست اردکان – یزد نیست. در کویر بزرگ هم، سنگ نمک‌های خالص و روشن رنگی به سن ائوسن وجود دارد که

در هستهٔ گنبدهای نمکی بزرگ به سطح زمین رسیده‌اند. ولی سه تفاوت عمده بین این دو نمک وجود دارد. نخست، در منطقهٔ خرانق، نمک به سن ائوسن میانی ولی در کویر بزرگ به سن ائوسن بالایی است. دوم، نمک‌های ائوسن کویر بزرگ درونگیرهای آذرین ندارد. سوم، گنبدهای کویر، حاوی مقدار بیشتری ژیپس و انیدریت است.

در زون «سنندج -سیرجان»، چنین تصور می‌شود که به لحاظ عملکرد رخداد لارامید سنگ‌های ترشیری وجود ندارد ولی، در میان‌کوه سُنقُر، نهشته‌های ائوسن با دگرشیبی بر روی گدازه‌ها و مرمرهای ژوراسیک و در زیر سنگ‌آهک‌های الیگوسن –میوسن (سازند قم) قرار دارند (برو، ۱۹۷۰). در اینجا، ردیف‌های ائوسن، شامل کنگلومرا در زیر، مارن‌های خاکستری گلوبیژرینادار با افق‌های آذرین در وسط و گدازهٔ بازی (اسپلیت، بازالت، ۰۰۰) با میان‌لایه‌های مارنی در بالا است. به طرف شمال باختر، ردیف‌های مارنی به تدریج از توف‌های آذرین غنی می‌شوند به طوری که در بعضی نقاط، توف‌ها یک واحد چهره ساز با چند صد متر ضخامت هستند. Globigerina gr. Eocena، Globigerina gr. cerroazulensis Centralis سنگواره‌های یافت شده در واحدهای مارنی هستند که سن ائوسن پیشین تا میانی را نشان می‌دهند.

اگرچه رخنمون‌های ائوسن پراکنده‌اند ولی به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها در یک محیط نزدیک به دریای باز نهشته شده‌اند. افزون بر ناحیهٔ سُنقُر، در باختر –شمال باختری کامیاران، بر روی سنگ‌آهک‌های کوه بیستون (کوه شاهو) مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی، سنگ‌آهک آلوئولین‌دار، سنگ‌آهک سُرخ و فلیش‌های ائوسن وجود دارد که تغییرات سنی آنها از پالئوسن تا ائوسن است. سنگ‌آهک آلوئولین‌دار این مجموعه به سن پالئوسن میانی –ائوسن پیشین، معرف محیط‌های نریتیک است که در بالا به سنگ‌آهک‌های سُرخ گلوبوروتالیادار پلاژیک می‌رسد.یکی دیگر از نواحی زون سنندج –سیرجان که در آن سنگ‌های ترشیری گزارش شده، باختر سنندج

است. در اینجا، فلیش‌های گسترده‌ای که در بعضی نقاط دارای سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار هستند با تغییرات سنی پالئوسن تا ائوسن زیرین گزارش شده است (زاهدی، ۱۹۸۵).

در «بلوک لوت»، سنگ‌های ائوسن ویژگی‌های نزدیک به البرز به ویژه ایران مرکزی دارند. بدین‌ترتیب که در اینجا نیز ردیف‌های رسوبی، گاه فلیش گونه، آغازگر ائوسن است ولی از ائوسن میانی، تکاپوهای آتشفشانی با خاستگاه گوناگون آغاز می‌شود که ممکن است تا ائوسن بالایی – الیگوسن برسد. نواحی زیر می‌توانند معرف بخشی از سنگ‌های ائوسن لوت باشند.

در «منطقهٔ قائن»، سه مجموعهٔ رسوبی –آتشفشانی به سن پالئوسن –ائوسن گزارش شده است. مجموعهٔ پایینی از نوع فلیش، آتشفشانی و رسوبات تخریبی غیردریایی به سن پالئوسن تا ائوسن پیشین (اپیرزین تا کوزین) است. مجموعهٔ میانی، تناوبی از سنگ‌های رسوبی و آذرین غیردریایی به سن ائوسن میانی‌اند. مجموعهٔ بالایی بیشتر نهشته‌های کنگلومرایی به سن ائوسن پسین تا ابتدای الیگوسن است.

در «ناحیهٔ ده‌سلم»، سنگ‌های ائوسن به شکل نوار پهن ولی گسسته از دهکده کودگانه تا جنوب باختری ده‌سلم برونزد دارند. در اینجا، سنگ‌های ائوسن با رخسارهٔ توف و سنگ‌های آذرین در زیر و سنگ‌آهک نومولیت‌دار، مارن و گدازه‌های داسیتی –آندزیتی در بالا است. به ظاهر این سنگ‌های آذرین به سوی بالا به انواع دیگری مانند ریولیت، آندزیت –بازالت، بازالت و توف به سن الیگوسن می‌رسند.

در «ناحیهٔ بصیران»، سنگ‌های ائوسن بیشتر ترکیب آتشفشانی دارند که به ویژه در بخش باختری و جنوب بصیران تا سربیشه و نواحی جنوبی‌تر گسترش دارند. در این نواحی، سنگ‌های ائوسن از نوع سنگ‌آهک ماسه‌ای و ماسه‌سنگ است که با مجموعه‌ای از توف‌های متبلور شیشه‌ای دانه ریز با ترکیب آندزیت پوشیده می‌شوند.

در «ناحیهٔ چهارفرسخ»، نهشته‌های شیلی و ماسه‌سنگی ائوسن، عدسی‌های آهکی دارند که با ناپیوستگی بر روی سنگ‌های کرتاسه و در زیر نئوژن قرار دارند. چین‌خوردگی شدید و دگرگونی خفیف از ویژگی آنها است.

در «ناحیهٔ بیرجند»، بخش زیرین ائوسن به رخسارهٔ کنگلومرایی با میان‌لایه‌های مارنی، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک نومولیت‌دار است. ائوسن میانی، مجموعه‌ای از سنگ‌آهک آلوئولینا و نومولیت‌دار، مارن است که پس از یک نبود رسوبی به کنگلومرا، سنگ‌های آذرآواری، مارن توفی، شیل‌های مدادی و ماسه‌سنگ می‌رسد. بین ائوسن میانی و ائوسن بالایی الیگوسن ناپیوسته است. ائوسن بالا-الیگوسن شامل کنگلومرای قاعده‌ای، ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌های آذرآواری، توف برش و بالاخره ایگنیمبریت، گدازه و توف‌های اسیدی است.

در «ناحیهٔ سه‌چنگی» (غرب بیرجند)، مجموعهٔ سنگ‌های پالئوژن شامل مارن توفی سُرخ‌رنگ، ماسه‌سنگ و کنگلومرا در قاعده است. بر روی آنها یک مجموعهٔ دیگر از کنگلومرا، گچ، توف گچ‌دار، آذرآواری، ایگنیمبریت و داسیت حالت به تقریب افقی قرار دارد.

در «شمال جازموریان»، رخنمون‌های پراکندهٔ ائوسن با کنگلومرا و ماسه‌سنگ آغاز و با لایه‌های توف، مارن ماسه‌ای، توف جوش خورده داسیتی، ماسه‌سنگ توفی، ایگنیمبریت ادامه می‌یابد و در تارک آن، داسیت صورتی تا سُرخ‌رنگ قرار دارد. میان‌لایه‌های سنگ‌آهک تخریبی نومولیت‌دار، با مارن و کنگلومرا، سن ائوسن پسین دارند.

الیگوسن – میوسن در ایران مرکزی

در قسمت‌های باختری ایران مرکزی، یک واحد سنگ‌چینه‌ای، به طور عمده کربناتی، شاخص با تغییرات سنی الیگوسن پسین تا میوسن پیشین وجود دارد. ولذا پذیرفته شده که به دنبال رخداد پیرنئن و یک دورهٔ رسوبگذاری قاره‌ای در الیگوسن پایینی، باریکه‌ای از باختر ایران مرکزی از ماکو

تا جنوب جازموریان، با یک دریای پیشرونده پوشیده می‌شده. زمان پیشروی و پسروی دریای موردنظر در همه جا یکسان نیست. در بعضی جاها مانند منطقهٔ سبزواران و قم، این پیشروی در آشکوب روپلین (الیگوسن پیشین) و در بعضی نقاط مانند آذربایجان، در آشکوب آکی‌تانین و حتی بوردیگالین بوده است. پسروی دریای مذکور هم در همه جا همزمان نیست. در طول زمان روپلین تا بوردیگالین و حتی جوان‌تر، این حوضه دچار تحولاتی شده که در نهایت یک چرخهٔ رسوبی بزرگ را به وجود آورده است.

ردیف‌های نهشته شده در این دریا، به طور عمده رسوبات آهکی است که در نواحی ساحلی، سکوهای کربناتی و سراشیبی سکوی کربناتی نهشته شده‌اند. در هر حال، همراهان، موضعی، تبخیری به ویژه نهشته‌های مارنی گسترده نشان می‌دهد که بستر دریا توپوگرافی ناهمگن داشته و ژرفای آن از محیط‌های کولابی تا ژرفای مناسب برای نهشت مارن در تغییر بوده است.جایگاه چینه‌شناسی، رخسارهٔ سنگی و ویژگی‌های زیستی این سنگ‌آهک‌ها، به ویژه ذخایر هیدروکربنی آنها، شباهت بسیار نزدیک با واحد سنگ‌چینه‌ای سازند آسماری در زاگرس دارد که بیشترین ذخایر نفتی جنوب باختری ایران را دارد. این شباهت‌ها به حدی است که حتی می‌توان تصور کرد که دریای الیگوسن – میوسن باختر ایران مرکزی به واقع ادامهٔ شمال خاوری دریای آسماری است که به گونه‌ای تا ایران مرکزی ادامه داشته است.

به دلیل گستردگی زیاد، شاخص بودن، و داشتن تمرکزهای هیدروکربنی، مطالعات انجام شده بر روی سنگ‌آهک‌های الیگوسن – میوسن باختر ایران مرکزی درخور توجه است. این واحد سنگی برای نخستین بار توسط لوفتوس (۱۸۵۴) و آبیک (۱۸۵۸) از دریاچهٔ ارومیه و تیتز (۱۸۷۵) از ایران مرکزی و اشتال (۱۹۱۱) از قم گزارش شده است. سازند الیگو- میوسن (فورر و سودر، ۱۹۵۵)، نئوژن زیرین دریایی (رپین، ۱۹۳۵)، مارن آکی‌تانین لپیدوسیکلینادار قم (فورون، ۱۹۴۱) نام‌های گوناگونی است که به این واحد سنگ‌چینه‌ای داده شده ولی از ۱۹۵۵ به بعد، به پیشنهاد گانسر و

دوزی، برای این سنگ‌ها از نام «سازند قم» استفاده می‌شود. اما در ناحیهٔ چهارگنبد برای سنگ‌های الیگوسن از نام «سازند چهارگنبد» استفاده شده که کاربرد چندانی ندارد. بربریان (۱۹۸۳) زایش حوضهٔ رسوبی سازند قم را ناشی از فرورانش پوستهٔ اقیانوسی تتیس جوان به زیر ایران مرکزی می‌داند که با بازشدگی پشت کمانی Back – arc spreading و نهشت رسوبات دریایی سازند قم و فرآیندهای آتشفشانی آلکالن، همراه بوده است.

سازند قم : گستردگی زیاد و وجود ذخایر هیدروکربنی در ردیف‌های الیگوسن – میوسن ناحیهٔ قم سبب شده تا نام سازند از این شهر گرفته شود. ولی چون تغییرات رخساره‌ای این سازند زیاد است، تاکنون برشی الگویی معرفی نشده است.در ۱۹۵۵، گانسر، فورر و سودر، در ناحیهٔ قم، این سازند را به شش عضو (A, B, C, D, E, F) تقسیم کردند. آبه و همکاران (۱۹۶۴) عضو C را به چهار بخش (C1- C4) تقسیم کردند و بدین‌ترتیب سازند قم، ۹ عضو دارد که با نشانه‌های f, e, d, c4, c3, c2, c1, b, a مشخص می‌شود. با این حال، جدا از عضوهای نه‌گانه، به باور بزرگ‌نیا (۱۹۶۶)، در ناحیهٔ کاشان، عضو قدیمی‌تری را می‌توان به سازند قم اضافه کرد که نامبرده «عضو نامشخص» و یا «بی‌نام» را پیشنهاد کرده است. از سوی دیگر، آبه و همکاران (۱۹۶۴)، یک عضو تبخیری به آخر رسوبات دریایی اضافه کردند. این واحد تبخیری، در حقیقت سنگ‌پوش مخازن نفتی منطقه است.

در ناحیهٔ قم، این سازند ۱۲۰۰ متر ضخامت دارد و ویژگی‌های سنگی و زیستی عضوهای نه‌گانهٔ آن به علاوهٔ دو عضو پیشنهادی جدید، از پایین به بالا، به شرح زیر است :- «عضو بی‌نام»، ۲۰ تا ۳۰ متر، تناوبی از مارن سیلتی سُرخ و سبز، ماسه‌سنگ و آهک نازک دارای مرجان، میلیولید است که در نطنز ۴۸ متر ضخامت و فسیل Nummulites intermedius دارد. این عضو که قدیمی‌ترین بخش سازند قم است، با فسیل‌های Eulepidma cf. dilatata به سن روپلین مشخص می‌شود که قابل مقایسه با بخش زیرین آسماری در زاگرس است.-

-«عضو a»،

۸۵ –۴۰ مترکلسی رودایت و کلکارنایت، قهوه‌ای رنگ، ضخیم لایه تا توده‌ای و تا اندازه‌ای ماسه‌ای (ساب‌آرکوز یا ساب‌لیتارنایت) است. میلیولیده، روتالیده، تکستولاریده، فسیل‌های این عضو است که چندان شاخص نیستند، ولی به خاطر موقعیت چینه‌شناسی، به سن شاتین دانسته می‌شوند.

- «عضو b»

صفر تا ۲۶۰ متر، مارن، مارن ماسه‌ای، ماسه‌سنگ کمی گلوکونیت‌دارو یک افق کنگلومرایی، با قطعات آتشفشانی، در بالا است. این عضو حاوی، Miogypsina sp.، Miogypsinoides complanata، Rotalia viennotti، Globoquadrina sp.، Globorotalia opima opima است. مرز بین الیگوسن و میوسن در بخش بالایی عضو b (مارن ماسه‌دار) قرار دارد.

- «عضو c1»،

۲۰۰ تا ۳۶۰ متر، تناوبی از بایواسپارودایت، بایومیکرودایت و مارن است. در برخی نقاط مانند کوه دوبرادر، به طور محلی آهک ریفی نیز وجود دارد. از این عضو سنگواره‌هایی مانند Miogypsins sp.، Globigerina prabulloides، Operculina cf. complanato، Anomalinella rostrata گزارش شده ولی در بالاترین حد این عضو روزنه‌داران جای خود را به انواع لب شور می‌دهند.

- «عضو c2»

با رخسارهٔ نیمه‌خشکی، ۶ تا ۱۵۰ متر، شیل قرمز و خاکستری، ماسه‌سنگ، ژیپس و به طور محلی گدازه و لایه‌های آذرآواری است. این عضو، فقط حاوی استراکودهای آب‌های شیرین –لب شور می‌باشد. رسوبات شیلی قرمز و ژیپس نشانه‌ای از نخستین پس نشست دریای قم دانسته می‌شود.

- «عضو c3»

صفر تا ۸۰ متر، سنگ‌آهک بریوزوئردار (بایواسپارودایت و بایومیکرودایت) است که در پایهٔ آن لایه‌هایی از ائولیت وجود دارد و نشانگر آغاز دومین سیکل رسوبی سازند قم است. سنگواره‌هایی مانند Amphystegina lessona، Nephrolepidina sp. ، Eulepidium sp نشانگر آشکوب آکیتانین و معادل آسماری میانی‌اند.

- «عضو c4»

صفر تا ۱۰۰متر، مارن سبز روشن تا زرد است که گاهی به طور جانبی به شیل آهکی و آهک ریفی تبدیل می‌شود. انواع Globigerina stainforthi، Globigerina praebulloides، G. triloba triloba، G. ouachitoensis ciperaensis از سنگواره‌های این عضواند.

-«عضو d»

۲۰ تا ۴۰ متر، ژیپس و کمی شیل قرمز است که فسیل ندارد و چرخهٔ رسوبی دوم قم را به پایان می‌برد. (این عضو حد آکی‌تانین –بوردیگالین است).

- «عضو e»،

۸۰ تا ۶۵۰ متر، مارن سبز، با کمی ژیپس و کمی میان‌لایه‌های آهک رسی (کلکارنایت رسی) است. این واحد مارنی ضخیم‌ترین واحد مارنی سازند قم است که در حوضهٔ دریای باز نهشته شده و دارای Globigerinoides triloba triloba، G. sacculifera، G. bisphaerica، Robulus vertex، Cibicides ungerianus، C. dutemplei به سن بوردیگالین است.

- «عضو f»،

۱۸۰ تا ۳۲۰ متر، آخرین عضو آهکی سازند قم با گسترش محدود است و به شکل عدسی بزرگی به طول حدود ۲۰ کیلومتر رخنمون دارد. سنگ‌آهک این عضو از نوع کلسی رودایت توده‌ای است که با عضو e ارتباط بین لایه‌ای دارد. انواع Neoalveolina melo curdica، Peneroplis evolutus، Dendritina rangi، meandropsia anahensis، Acervulina sp.، Archaias sp. موجود، متعلق به بوردیگالین و نشانگر هم‌ارزی عضو f با آسماری بالایی است.

به عضوهای گفته شده باید عضو تبخیری نهایی پیشنهادی آبه و همکاران (۱۹۶۴) را اضافه کرد که وجود آثار جانوری پلانکتون نشانگر منشأ دریایی آن است و خاتمهٔ پیشروی دریا را نشان می‌دهد.

چرخه‌های رسوبی سازند قم : عضوهای تبخیری c2 و dسازند قم، نشانگر خاتمهٔ چرخه‌های رسوبی هستند. و لذا، این سازند می‌تواند شامل سه چرخهٔ رسوبی جداگانه باشد. هر چرخهٔ رسوبی با رخساره‌های دریایی کم عمق آغاز و به رخسارهٔ کولابی پایان می‌یابد.

نخستین چرخهٔ رسوبی، به ضخامت ۴۱۰ تا ۷۸۰ متر، شامل عضوهای a، b، c1 و c2 است.،

چرخهٔ دوم رسوبی، با ضخامت ۰ تا ۱۳۰ متر، شامل عضوهای c3، c4 و dاست.

چرخهٔ سوم رسوبی، با ضخامت ۱۵۰ تا ۵۵۰ متر، شامل عضوهای f , e و تبخیری پایانی است.

چرخه‌های فرسایشی درون سازندی واحد سنگ‌چینه‌ای قم با استاندارهای چینه‌شناسی هماهنگی ندارند و لذا بهتر است در برش‌های کامل این نهشته‌ها را به سه سازند جداگانه تقسیم کرده و در نقاطی که سازندها و در نتیجه، چرخه‌های رسوبی آشکار نیستند، به مجموعهٔ نهشته‌های الیگوسن – میوسن ایران مرکزی «گروه قم» نام داد.

مرز زیرین و بالایی سازند قم : مرز زیرین سازند قم در همه جا یکسان نیست. بر حسب میزان فرسایش پیش از پیشروی، این مرز (زیرین) ممکن است به شکل‌ها و با سازندهای گوناگون باشد که

در بین آنها سازند سُرخ پایینی بیشترین سهم را دارد. در بیشتر جاها این مرز ناگهانی و ممکن است با دگرشیبی خفیف باشد ولی دگرشیبی موردنظر چندان آشکار نیست. برای مثال می‌توان به نمونه‌های زیر اشاره داشت.

* در منطقهٔ ماکو شمالی‌ترین رخنمون سازند قم را می‌توان دید که به طور دگرشیب بر روی سنگ‌های دگرگونی (به احتمال اردویسین) و دیگر سازندهای قدیمی‌تر نهشته شده و این قدیمی‌ترین سنگ‌هایی است که به طور مستقیم توسط سازند قم پوشیده شده‌اند (علوی نایینی و عمیدی، ۱۹۷۳).

* در تاقدیس ابردژ واقع در شمال خط آهن ورامین –گرمسار، عضوهای a وb وجود ندارند و سازند قم با ۷ متر کنگلومرای قاعده‌ای و با دگرشیبی موازی روی سازند سُرخ پایینی قرار دارد.

* در بعضی رخنمون‌های اطراف سمنان (زون قدمگاه) سازند قم تنها ۵۰ متر ضخامت دارد و با دگرشیبی مشخصی، بدون کنگلومرای قاعده‌ای، بر روی مارن‌های ائوسن قرار دارد.

* در شمال ده‌بید، در چند محل برونزدهای کوچکی از سازند قم دیده می‌شود که به طور پیشرونده و با ناپیوستگی زاویه‌دار، بر روی دولومیت‌های تریاس دیده می‌شوند (طراز، ۱۹۷۴).

* در باختر عطاری سمنان (شمال کوه پیغمبران)، رخسارهٔ کنگلومرایی سازند قم با دگرشیبی بی‌زاویه، بدون واسطه سازند سُرخ پایینی، بر روی سنگ‌های ائوسن قرار دارد (علوی‌نایینی ۱۹۷۲).

* در منطقهٔ راونج قم و نواحی اطراف، نهشته‌های دریایی سازند قم روی کنگلومرای رویی سازند سُرخ پایینی قرار دارد (امامی، ۱۹۸۱).

* در اطراف قمصر، سازند قم، بدون دگرشیبی مشخص بر روی سازند سُرخ پایینی و نهشته‌های ائوسن دیده می‌شود (اشتوکلین، ۱۹۵۳).

* در نطنز و جنوب اردستان، سازند قم، با تماس فرسایشی و بدون دگرشیبی قابل ملاحظه، بدون حضور سازند سُرخ پایینی، بر روی سنگ‌های آذرین ائوسن قرار دارند (سجادی، ۱۳۶۹).

* در خاور مورچه خورت، سنگ‌آهک‌های الیگوسن، بر روی دولومیت‌ها و ماسه‌سنگ‌های پالئوزوییک قرار دارند (اشتوکلین، ۱۹۵۳). وضع مشابهی در دامنهٔ شمالی کوه میشو (تبریز) وجود دارد. در اینجا نیز آهک‌های تخریبی زردرنگ سازند قم بر روی ردیف‌های پرمین قرار دارند (دانش، ۱۳۶۹).

* در منطقهٔ بافت کرمان، در کنارهٔ باختری کوه لاله‌زار، سنگ‌های قیاس شده با سازند قم، آتشفشانی‌های زیرمجموعهٔ رازک زیرین، به سن ائوسن را می‌پوشاند (دیمیتریویچ، ۱۹۷۳).

* در منطقهٔ سبزواران، آهک‌های الیگوسن دشت وسیعی را می‌پوشانند و با ناپیوستگی بر روی سنگ‌های ائوسن قرار دارند (دیمیترویچ، ۱۹۷۳).

«مرز بالای سازند قم» در همه جا به یک سطح فرسایشی است که گاه با حذف پاره‌ای از عضوهای سازند همراه است. این سطح به طور معمول ناگهانی و به ردیف‌های آواری سازند سُرخ بالایی است که در بیشتر جاها هم‌شیب و گاه با دگرشیبی است. با این حال، در منطقهٔ کاشان، از باختر به سمت کویر، ضخامت سازند قم کاهش می‌یابد و سرانجام سازند سُرخ بالایی به طور مستقیم روی نهشته‌های ائوسن قرار می‌گیرد. در اینجا ارتباط سازند قم با سازند سُرخ بالایی تدریجی است. در این حد تدریجی سنگوارهٔ Neoalveolina melo curdica به سن میوسن پیشین تا میانی وجود دارد و این جوان‌ترین سنی است که به سازند قم داده شده است.تغییرات سن سازند قم سازند قم یادآور ردیف‌های کربناتی الیگوسن – میوسن باختر ایران مرکزی است. ولی، این سازند در همه جا همزمان نیست و بر حسب زمان پیشروی و پسروی دریا و یا چرخه‌های فرسایشی، تغییرات سنی

سازند قم درخور توجه است و لذا، سازند قم ممکن است معرف تمام یا بخشی از آشکوب‌های روپلین، شاتین،آکی‌تانین، بوردیگالین و حتی هلوتین تا تورتونین باشد. برای نمونه

:* عضو بی‌نام که توسط بزرگ‌نیا (۱۹۶۵) به عنوان قدیمی‌ترین عضو سازند قم دانسته شده با فسیل‌های، Nummulites intermedus و Eulepidina cf. dilatata به سن آشکوب روپلین از الیگوسن پیشین است. وضع مشابهی را سجادی (۱۳۶۹) در منطقه‌ای بین نطنز تا اردستان گزارش کرده است. در منطقهٔ حنا (سبزواران) سنگوارهٔ نومولیت اینترمدیوس همچنان گزارش شده است. بنابراین شاید بتوان نتیجه گرفت که از حوضهٔ قم تا حنا، بخش پایینی سازند قم به سن الیگوسن پیشین است، ولی بعدها دریا از حوضهٔ قم به طرف شمال باختری گسترش یافته و در زمان‌های شاتین، آکی‌تانین و گاهی بوردیگالین، به سایر نواحی رسیده است.

* در کوه‌های رزن (شمال همدان) سنگ‌های الیگوسن وجود ندارد و از ۳۵۰۰ متر سنگ‌آهک و مارن سازند قم، ۲۷۰۰ متر زیرین آن به آکیتانین و ۸۰۰ متر بالایی به بوردیگالین تعلق دارند (بلورچی، ۱۹۷۹).

* در منطقهٔ ترود (سوسن‌وار)، الیگوسن به کلی حذف می‌شود و سازند قم با نهشته‌های میوسن پایینی حاوی Neoalveolina شروع می‌شود (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷).

* در جنوب خاوری کاشان (کوشکوه)، سنگواره‌های موجود در زون تدریجی بین سازند قم و سازند سُرخ بالایی از نوع Neoalveolina melo curdica است که به میوسن پیشین تا میانی تعلق دارند و این، جوان‌ترین سنی است که به سازند قم داده شده است (سجادی، ۱۳۵۹).

* در برش نطنز، سنگ‌های آشکوب شاتین ضخامت قابل توجهی (۴۷۳ متر) دارند در حالی که سنگ‌های آشکوب روپلین ضخامت کمتری داشته (۱۹۲ متر) و رسوبات آکی‌تانین گسترش چندان ندارند (سجادی، ۱۳۶۹). بنابراین در اینجا سازند قم بیشتر به سن الیگوسن است.

* در باختر زفره، سنگ‌آهک‌های قم محدود بـه عضـوهای c2 و c3 اسـت و سـن آنهـا از آکـی‌تـانین تجاوز نمی‌کند (امجدزاده، ۱۳۷۰). نبود عضوهای a، b و c مربوط بـه پیشـروی تـأخیری اسـت ولـی نبود عضوهای جوان‌تر (f, e, d, c4) ممکن است فرسایشی و یا پسروی زودهنگام باشد.

* در منطقـهٔ مهابـاد –ارومیـه، رسـوبات دریـایی قیـاس شـده بـا سـازند قـم، محتـوی فسـیل‌هـای بوردیگالین‌اند که از نظر موقعیت چینه‌شناسی، فقط معادل بخش بالایی سازند قم هسـتند (شـهرابی، ۱۳۷۲).

* در اطراف قره کلیسای ماکو، پایین‌ترین ردیف‌های سـازند قـم، مقـدار درخـور تـوجهی ماسـه‌سـنگ دارد و حاوی سنگواره‌های آکی‌تانین است (الیگوسن وجود ندارد)، (علوی نایینی و بلورچی، ۱۹۷۳).

* در جنوب و اطراف بلورد سیرجان، دریای قم پیشروی مکرر داشته و بـه بـاور دیمیتریـویچ (۱۹۷۳)، جوان‌ترین نهشته‌های این دریا در زمان‌های هلوتین تـا تورتـونین نهشـته شـده کـه در چنـین حـالتی جوان‌ترین ردیف‌های سازند قم را خواهیم داشت.با توجه به موارد گفته شده، و در نظـر گـرفتن فاصـلهٔ زمانی بین روپلین تا بوردیگالین باید پذیرفت که دریـای قـم، حـدود ۲۰ میلیـون سـال، بـاختر ایـران مرکزی را زیر پوشش داشته است.

تغییر رخسارهٔ سازند قم : تغییر رخسـارهٔ سـازند قـم بسـیار زیـاد اسـت، بـه گونـه‌ای کـه در بسـیاری از نقاط شناسایی و تفکیک عضوهای چندگانه نـاممکن اسـت. وجـود همراهـان آذریـن بـارزترین تغییـر رخسارهٔ سازند قم است که گاه درصد قابل توجهی از سازند را به خود اختصاص می‌دهد.

* از جنوب باختری قم (نیزار) تا شمال باختری تفرش (کریان)، سازند قـم، فقـط شـامل چهـار واحـد جداگانه با رخسارهٔ ساحلی است. و حتی به طور محلی بـا افـزایش مقـدار ماسـه و کنگلـومرا رخسـارهٔ قاره‌ای به خود می‌گیرد.

* در مناطق کهلوبالا، پرندک، گردنهٔ رنگ‌ریز (منطقهٔ رزن –آوج)، فقط بخش بالایی سازند قم دیده می‌شود که شامل رخنمون‌های کوچک و بزرگ سنگ‌آهک گچی سفیدرنگ با میان‌لایه‌های مارن زرد است و فقط ۱۵۰ متر ضخامت دارد.

* از آبگرم همدان به سمت باختر، سازند قم تناوبی از سنگ‌آهک و مارن است که عدسی‌های ناپیوسته‌ای از گدازه (بازالت) و آذرآواری (توف شیشه‌ای) دارد. در این محل و دیگر برش‌ها، آتشفشانی‌ها جایگاهی ثابت ندارند و ممکن است به ضخامت‌های متفاوت و در افق‌های چینه‌شناسی گوناگون باشند.

* در رشته کوه آوج (شمال مانیان)، از ۲۳۵۵ متر ضخامت سازند قم، تنها ۳۰۰ متر سنگ‌آهک، و بقیه توف و آتشفشانی است (بلورچی، ۱۹۷۹).

* در کوه‌های رزن (شمال همدان) و جنوب نوبران ساوه، حجم درخور توجهی از سازند قم مارن‌های خاکستری – سبز روشن است. در این نواحی، مارن تشکیل دهندهٔ اصلی سازند قم است. سیمای مارن‌ها به گونه‌ای است که یادآور سازند میشان در زاگرس می‌باشد.

* در کوشک نصرت قم، ضخامت سازند قم کاهش یافته و تناوبی از مارن و سنگ‌آهک با قاعده‌ای ماسه سنگی است.

* در تاقدیس ابردژ و سورک در شمال خط آهن ورامین به گرمسار، عضوهای a و b وجود ندارد و سازند قم با عضو c1 آغاز می‌شود (کلهر، ۱۹۶۱).

* در بُن‌کوه گرمسار، ۳۴۴ متر بخش زیرین سازند قم آهک‌های ماسه‌ای و آواری خاکستری رنگ و ۷۰ متر بخش رویی از نوع مارن خاکستری -سبز با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های گچی است. در شمال سُرخهٔ سمنان واحد مارن رویی ۲۰۰ متر ضخامت دارد و عدسی‌های گچ به ضخامت تا ۶ متر در زیر و روی آن وجود دارد.

* از منطقهٔ عطاری (خاور سمنان) به سمت شمال (تاقدیس حاجی‌آباد) سازند قم رخسارهٔ کربناتی ندارد و ماسه‌سنگ، مارن سُرخ و ژیپس جایگزین آن می‌شود (علوی نایینی، ۱۹۷۲).

* در باختر عطاری (شمال کوه پیغمبران)، سازند قم بیشتر کنگلومرایی است (از این محل به طرف شمال، سازند قم دیده نمی‌شود).

* در حد فاصل جنوب قم تا میمه، سازند قم شامل سه واحد آهک و مارن (در زیر)، سنگ‌آهک (در وسط)، ماسه‌سنگ و مارن (در بالا) است (اشتوکلین، ۱۹۵۲).

* از نراق به سمت جنوب، بخش عمده‌ای از سازند قم آهکی است، به طوری که در هستیجان، به جز ۲۲ متر قسمت زیرین که از سنگ‌آهک نازک لایه با قاعده‌ای ماسه‌ای –کنگلومرایی است باقیماندهٔ سازند، آهک جلبکی است (امامی، ۱۹۸۱).

* در باختر جادهٔ دلیجان –میمه و در نزدیکی موته، سازند قم بیشتر رخسارهٔ قاره‌ای دارد و تنها در بالاترین قسمت آن مقداری آهک زرد –خاکستری وجود دارد که به احتمال متعلق به سازند قم می‌باشد (تیله و همکاران، ۱۹۶۸). در شمال باختری موته، رخساره‌های کنگلومرای سازند قم به ۱۰۰ متر ماسه‌سنگ آهکی می‌رسد که سنگوارهٔ آکی‌تانین دارد و قابل قیاس با عضو c1 است.

* در شرق کوه گوگرد واقع در جنوب سمنان، سازند قم به صورت عدسی‌هایی از سنگ‌آهک زردرنگ و یک لایهٔ ۵ متری ژیپس با ۳۰ متر ضخامت است و با عضو آهک قاعده‌ای قابل قیاس است.

* در نطنز و جنوب باختری اردستان (کسوج)، در درون سنگ‌های آهکی، توف و آهک‌های توفی سازند قم قطعات آتشفشانی فراوانی وجود دارد.

* از اردستان به سوی خاور، در حاشیهٔ کویر بزرگ (جنوب هلوحیدر و خاور سهیل پاکوه) مقدار مواد تخریبی به طور قابل ملاحظه افزایش یافته و سنگ‌هایی که به سازند قم نسبت داده شده‌اند، بیشتر از سنگ‌های تخریبی‌اند که ممکن است نشانگر حاشیهٔ حوضه باشند. وضع مشابهی در ناحیهٔ آخوره انارک و اطراف نایین وجود دارد. در آخورهٔ انارک، سازند قم رخسارهٔ حاشیه‌ای دارد و بدون سنگواره است و از ۶۷۶ متر ضخامت سازند، تنها ۲۷ درصد مارن است (آیستوف و همکاران، ۱۹۸۴) (در لبهٔ جنوبی کوه‌های سلطانیهٔ زنجان هم سازند قم نشانگر یک حوضهٔ ساحلی کم عمق است).

* از نایین به سمت اصفهان، مواد تخریبی کم می‌شود و فقط به شکل کنگلومرا در بخش قاعده‌ای دیده می‌شود.

* در منطقهٔ دهاج – انار، تمام سازند قم فقط ۱۰-۱۵ متر آهک جلبکی با میان‌لایه‌های توف است که در بین سازندهای سُرخ پایینی و بالایی قرار دارند و این در حالی است که در باختر معدن چهارگنبد، نهشته‌های الیگوسن بیش از ۲۰۰۰ متر ضخامت دارند (دیمیترویچ، ۱۹۷۳).

* بارزترین تغییر رخسارهٔ سازند قم را می‌توان در منطقهٔ تکاب و شمال همدان دید. در این نواحی سازند قم به داشتن حجم زیادی سنگ‌آذرین و آذرین -رسوبی شاخص است. به نظر می‌رسد که در شمال خاوری و خاور تکاب، تکاپوهای آتشفشانی شدت بیشتری داشته و به طرف جنوب، سنگ‌های آذرین نقش کمتری دارند. تکاپوهای آتشفشانی سازند قم جایگاه ویژه‌ای ندارند و در افق‌های چینه‌شناسی متفاوت دیده می‌شوند. گاهی تمام حجم سازند ازگدازه است، چنین حالتی را می‌توان در غرب لوشامپا (ناحیهٔ تکاب) دید که در این محل به تقریب رسوبات الیگوسن – میوسن وجود ندارد و تنها تعدادی عدسی آهکی الیگوسن – میوسن در داخل ردیف‌های ضخیم آتشفشانی معرف آن است (انصاری، ۱۹۶۵) . وضع مشابهی در ناحیهٔ میانه گزارش شده است. در اینجا نیز ضخامت سازند قم، به طرف شمال خاوری میانه، به شدت کاهش یافته و به تدریج توف‌ها و مواد انفجاری حاصل از آتشفشان میوسن جای آن را گرفته (لطفی، ۱۳۵۴).

* در شمال صوفیان، کنگلومرای پی سازند قم، ضمن داشتن گسترش وسیع، قطعات سنگ‌های پالئوزوییک به ویژه کوارتزیت، آهک‌های اوربیتولین‌دار را در ابعاد تخته سنگ‌های بزرگ دارد.تغییر رخساره‌های گفته شده سبب شد تا رحیم‌زاده (۱۳۷۳) بر این باور باشد که:

* دریای سازند قم یکپارچه نبوده و اغلب به شکل حوضه‌های میان کوهستانی و محدود بوده و تنهادر زمان‌های محدود با هم و یا با حوضهٔ زاگرس ارتباط داشته‌اند.

* بستر این دریا، توپوگرافی متغیری داشته و ژرفای کم حوضه سبب شده تا دریا ارتفاعات را دور زده و فرورفتگی یا دره‌های بین رشته کوه‌ها را اشتغال کند.

* ژرف‌ترین بخش این دریا، مناطق غرب تفرش تا شمال همدان (کوه‌های رزن) بوده که با حوضه‌های ساحلی، کولابی، مردابی و عمیق در ارتباط بوده است.

* در یک نگاه کلی، در محل‌های کم عمق دریای الیگوسن – میوسن، سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و در مناطق ژرف، آن مارن نهشته شده است. جانوران ریف‌ساز، موجب انباشت کربنات در لبهٔ سکوی آهکی شده و در پشت این ریف‌ها، حوضه‌های کولابی یا مردابی وجود داشته که نهشته‌های تبخیری و یا رسوبات بیتومین‌دار نهشته شده‌اند. بدین‌سان، رخساره‌های سنگی و زیستی سازند قم را می‌توان متعلق به چهار محیط متفاوت ساحلی، سکوی کربناتی – تبخیری، سراشیبی حاشیهٔ سکوی کربناتی و رخسارهٔ منطقه ژرف دانست.

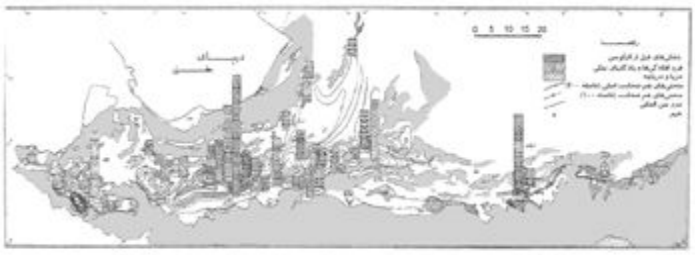
گفتنی است که بخش بزرگی از سازند قم در فاصلهٔ زمانی کمی ته‌نشست شده که خود مبین سرعت زیاد رسوبگذاری است. این موضوع از بررسی صفات سنگ‌شناسی نیز قابل درک است. زیرا، سنگ‌آهک‌های نوع اسپارایت به تقریب وجود ندارد و سنگ‌آهک‌های میکرایتی اکثریت دارند که خود دلیل سرعت زیاد ته‌نشست و کوتاه بودن نسبی زمان تأثیر امواج و عمل شستشو برای خارج شدن لجن‌های ریز بلورین از لابه‌لای آلوکم‌ها است.

گسترش سازند قم : سازند قم در بخش بزرگی از خاور ایران مرکزی گسترش دارد و به طور پیشرونده سازند سُرخ پایینی و یا سنگ‌های قدیمی‌تر را می‌پوشاند.ارتفاعات جنوبی قم (دوچاه، دوبرادر، نرداقی و ۰۰۰) از جمله مناطقی است که سازند قم گسترش درخور توجه دارد. از منطقهٔ قم به طرف باختر و شمال باختر، سازند قم در مناطق ساوه و همدان گسترش و ستبرای زیاد دارد، به طوری که در باختر ساوه، ضخامت این سازند به ۳۶۰۰ متر می‌رسد (وحدتی، ۱۳۵۴) و یا در شمال همدان (آبگرم، رزن، نوبران) نهشته‌های ضخیم مارنی سازند قم، سبب شده تا نواحی مذکور ژرف‌ترین بخش دریای قم دانسته شوند. ادامه شمال باختری این سازند را می‌توان در نواحی میانه، زنجان، شمال باختری تبریز، باختر و جنوب دریاچهٔ ارومیه دید برونزدهای آهکی ماکو، پایانهٔ شمال باختری رخنمون‌های سازند قم است. از قم به طرف جنوب، برونزدهای گسترده‌ای از سازند قم به ویژه در جنوب کاشان، اردستان، راوند، دلیجان، میمه، موته دیده می‌شود.

در جنوب و جنوب باختری دشت کویر، نواحی نایین، انارک و خور برونزدهایی از سازند قم دارند. در شمال ده‌بید و شمال باختر ابرقو و در خاور اقلید، سازند قم به شکل رخنمون‌های پراکنده گزارش شده‌اند. مناطق کرمان، سیرجان، چهارگنبد، ساردوییه، سبزواران، اطراف حنا، بخش‌هایی از جنوب ایران مرکزی هستند که سازند قم گزارش شده است. خاوری‌ترین گسترهٔ زیر پوشش سازند قم را می‌توان به صورت نوار باریکی در جنوب فرونشست جازموریان دید (شکل ۶-۱).

توان اقتصادی سازند قم : در حوضهٔ قم، در دو میدان نفتی به نام‌های «البرز» و «سراجه» سازند آهکی قم سنگ مخزن است که تاکنون ۹ حلقه چاه اکتشافی در آن حفر شده است. ذخیرهٔ خارج شده از میدان البرز در حدود ۲۰ میلیون بشکه بوده است. در فوران چاه شمارهٔ ۵ این میدان، که اولین چاه به نفت رسیده در این میدان است، برای مدت سه ماه، روزی ۸۰۰۰۰ بشکه نفت از این چاه فوران کرده است. میدان گازی سراجه که در خاور قم و در جنوب خاوری تاقدیس البرز قرار دارد، تاقدیسی با ذخیرهٔ گازی در حدود ۰/۳ تریلیون فوت مکعب است (افشارحرب، ۱۳۸۰).

بنابراین انجام عملیات اکتشافی در دیگر نواحی زیر پوشش سنگ‌آهک‌های قم را می‌توان پیشنهاد کرد. جدا از ذخایر هیدروکربنی، نهشته‌های سلستیت و گچ، به سازند قم ارزش اقتصادی می‌دهند. برای نمونه در نخجیر کوه ورامین، سه افق سلستیت در سازند قم وجود دارد که با کانی‌های کلسیت، ژیپس، باریت، دولومیت و اکسیدآهن همراه است. کریمی (۱۳۷۸)، محیط رسوبی این نهشته‌ها را کولاب ساحلی دریای سازند قم می‌داند.



شکل ۶-۱- نقشه خطوط میزان هم‌ضخامت سازند قم (رحیم‌زاده ،۱۳۷۳)

میوسن – پلیوسن در ایران مرکزی

در بیشتر نواحی باختر ایران مرکزی، سازند آهکی قم به سن الیگوسن – میوسن، با ردیف‌های آواری سُرخ‌رنگی پوشیده می‌شود که نشانگر حوضه‌های رسوبی قاره است. شواهد موجود این باور را به وجود آورده است که پس از آشکوب بوردیگالین، با پسروی دریا، تغییرات شدید رخساره در نوع نهشته‌ها فراهم آمده و تبدیل محیط‌های دریایی سازند قم به حوضه‌های قاره‌ای سبب شده تا شرایط لازم برای نهشت رسوبات آواری – تبخیری همزمان با رسوبگذاری فراهم شود. این نهشته‌ها که در حال حاضر در بیشتر فرونشست‌های ایران مرکزی برونزد دارند، به نام سازند سُرخ بالایی Upper Red Fm. نام‌گذاری شده‌اند. این نام به ویژه در مناطقی که سازند قم دیده می‌شود و یا دلیلی مبنی بر حضور آن وجود دارد، به کار برده می‌شود. در غیر این صورت، به دلیل نبود فسیل و شباهت‌های ظاهری بین سازندهای سُرخ پایینی و بالایی، تفکیک این دو امکان‌پذیر نیست. به همین‌رو در مناطقی که سازند قم وجود ندارد، به مجموعهٔ این نهشته‌ها، رسوبات سُرخ‌رنگ نئوژن

گفته می‌شود.سیمای ظاهر، رنگ، سنگ‌شناسی، شرایط تشکیل در حوضه‌های پیش‌بوم پسرونده، سن و جایگاه چینه‌شناسی سازند سُرخ بالایی شباهت زیادی با سازند آغاجاری در زاگرس دارد. این شباهت‌ها به حدی است که نهشت دو سازند را در شرایط یکسان و به احتمال حوضه واحد تداعی می‌کند.

چینه‌شناسی سازند سُرخ بالایی

نخستین گزارش مستند موجود در بارهٔ سازند سُرخ بالایی مربوط به سال ۱۸۵۵ است که در آن از این سازند به نام «سری گچدار» یاد شده است.

عناوین بعدی این نهشته‌ها، همچنان به قاره‌ای و گچدار بودن و سن میوسن آنها اشاره دارد. از ۱۳۵۹ زمین‌شناسان شرکت ملی نفت ایران، نام سازند سُرخ بالایی را پیشنهاد و متداول کردند که همچنان کاربرد دارد.سازند سُرخ بالایی، بیشتر از نوع ماسه‌سنگ، مارن، کنگلومرا و تبخیری‌هاست که در شرایط مولاسی تشکیل شده و فرونشینی تدریجی بستر، ضخامت آن را به شدت افزایش داده است. با وجود شرایط یکسان رسوبی، سنگ‌شناسی این سازند تغییرات زیادی دارد، به گونه‌ای که هم‌ارزی دقیق رخنمون‌ها دشوار است و هیچ برشی نمی‌تواند الگوی این سازند باشد. زمین‌شناسان شرکت نفت ابتدا، این سازند را به دو زیر واحد تقسیم کرده‌اند :

* زیرواحد پایینی (M1)، با ۳۰۰ تا ۵۰۰ متر ضخامت، از سنگ نمک، انیدریت، لایه‌های ریگ‌دار، شیل‌های نازک‌لایهٔ قیری و رس‌های نمک‌دار سُرخ تیره است.

* زیرواحد بالایی (M2)، با ۴۰۰۰ تا ۵۰۰۰ متر ضخامت، متشکل از مارن‌های گچدار، ماسه‌سنگ‌های سُرخ – قهوه‌ای تیره در قسمت زیرین و ماسه‌سنگ‌های زرد قهوه‌ای تا سُرخ روشن در قسمت بالایی است.

دو بخش مذکور با یک لایهٔ کلیدی از مارن سبزرنگ از هم جدا می‌شوند.در مورد زیرواحد پایینی اتفاق نظر وجود ندارد. مستوفی (۱۹۵۹)، آبه و دیگران (۱۹۶۴) زیرواحد تبخیری پایینی را جزو سازند قم می‌دانند و به همین لحاظ در تاقدیس‌های سراجه و البرز، فقط واحد بالایی (سازند سُرخ بالایی) را به سه عضو تقسیم کرده‌اند.

* عضو پایینی (M1)، حدود ۲۰۰۰ متر، متشکل از رس و ماسه‌سنگ گچدار به رنگ سُرخ تیره، شیل و سیلت سنگ است که در بخش زیرین آن لایه‌ای راهنما از مارن سبز وجود دارد.

* عضو میانی (M2)، حدود ۱۰۰۰ متر، به طور عمده از نوع ماسه‌سنگ‌های حفره‌دار است.

* عضو بالایی ((M3، 300 تا ۵۰۰ متر، سیلت سنگ‌های گچدار و مارن‌های زرد روشن است که میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ‌های آهکی نرم دارد.

عضوهای سه‌گانهٔ بالا را با اندکی تغییر می‌توان در برش شمال ایوانکی و در تمام رخنمون‌های واقع در حد فاصل ایوانکی –سمنان دید. در این نواحی، عضو پایینی به داشتن رنگ تیره و نوارهایی از مارن‌های سبز شاخص است. ریخت خشن و حفره‌های کارستی ماسه‌سنگ‌های میانی، کمک شایانی به شناسایی عضو میانی می‌کند. فراوانی گچ در عضو بالایی سبب شده تا این عضو در همه جا رنگ کرم روشن همگن داشته باشد و به آسانی بتوان آن را از عضو پایینی باز شناخت. درنتیجه، شاید بتوان عضوهای سه‌گانهٔ یاد شده را الگویی برای سازند سُرخ بالایی دانست.

یکی از ویژگی‌های سازند سُرخ بالایی سیمای ظاهری آن است که به جز حاشیهٔ ارتفاعات، به طور عموم نواحی کم‌ارتفاع دشت گونه را زیر پوشش دارد. گستره‌های وسیعی از فرونشست‌های زمین‌ساختی جوان مانندکویر بزرگ، فرونشست میانه –زنجان، گودی قم –ساوه، گودال بلورد – بافت – سیرجان با نهشته‌های این سازند پُر شده‌اند. در این گونه نواحی، بسیاری از تپه ماهورهای سُرخ‌رنگی که با رسوبات تبخیری آغشته‌اند، جزو سازند سُرخ بالایی هستند.

سازند سُرخ بالایی، به طور معمول، به گونه‌ای هم‌شیب و گاه تدریجی روی سازند قم قرار دارد ولی در حاشیهٔ حوضه‌ها، این ارتباط می‌تواند ناپیوسته باشد و با کنگلومرای قاعده‌ای آغاز شود. لایه‌های بالایی این سازند به تدریج ریگ‌دار و دانه درشت‌تر می‌شود و سرانجام تبدیل به کنگلومرا می‌شود که به احتمال متعلق به پلیوسن است. در شمال کوه یزدان قم، و برخی نقاط دیگر، این ارتباط دگرشیب است. این دوگانگی ممکن است در اثر چین‌خوردگی همزمان با ته‌نشست رسوبات باشد (نوگل سادات، ۱۹۸۵).

در هر حال، باید گفت که اگرچه در بسیاری از رخنمون‌ها، سازند سُرخ بالایی رخسارهٔ تخریبی – کولابی و رنگ سُرخ دارد، ولی به لحاظ تأثیر عوامل محلی در زایش این رسوبات، گاهی تغییر ضخامت و رخسارهٔ شدید بین برش‌های گوناگون این سازند دیده می‌شود. برای نمونه، در شمال خاوری گرمسار، عضو ۱ بسیار نمک‌دار است و گاه یک لایه نمک توده‌ای در قاعدهٔ آن وجود دارد و یا، مواد تبخیری عضو ۳ به مقدار زیاد افزایش می‌یابد. کلهر (۱۹۶۱)، تغییرات یاد شده را نتیجهٔ چندین دگرشیبی محلی در سازند مذکور می‌داند، ولی بدون شک، تغییر شرایط محیط در این امر نقش بیشتری دارد.سازند سُرخ بالایی در شرایط رسوبی یکسان انباشته نشده است. موج نقش‌های جریانی موجود در ماسه‌سنگ‌ها، ته‌نشست آنها را در آب تأیید می‌کند. از سوی دیگر، تنهٔ درختان فسیل شده، اثر قطره‌های باران، ترک‌های گلی فسیل شده، نشانگر وجود حوضه‌های رسوبی خشکی در زمان ته‌نشست سازند سُرخ بالایی است. در یک نگاه کلی، خروج گستردهٔ زمین در میوسن میانی موجب افزایش آهنگ فرسایش و آزاد شدن حجم زیادی از فرآورده‌های تخریبی شده که به شکل رسوبات آبرفتی در مخروط‌افکنه‌ها و یا رسوبات تبخیری – تخریبی ریزدانه در حوضه‌های کولابی نهشته شده‌اند.

بدین‌سان، سازند سُرخ بالایی دو رخسارهٔ متفاوت دارد. یکی رخسارهٔ تخریبی که در حاشیهٔ حوضه قرار داشته و دیگری رخسارهٔ کولابی که در داخل حوضه و دور از منشأ بوده است. رخساره‌های

کولابی این سازند در کویر بزرگ گسترش وسیعی دارد. حوضه‌های کوچک‌تر کولابی نیز در جنوب میانه و اطراف کبودرآهنگ (شمال همدان) وجود داشته‌اند. لاسمی (۱۳۶۹)، در برش دماوند – ایوانکی، به یک محیط رودخانهٔ رودپیچی باور دارد که در انتها به پلایا ختم می‌شود. از حاشیهٔ حوضه به طرف داخل، رسوبات دانه‌ریزتر شده و با افزایش مقدار رسوبات تبخیری، رخسارهٔ کولابی به خود می‌گیرند.حوضه‌های رسوبی سازند سُرخ بالایی دارای فرونشست زیاد و تدریجی بوده و همین امر سبب شده تا چندین هزارمتر رسوب تخریبی –کولابی روی هم انباشته شود.

در حوضهٔ کویر مرکزی، این سازند گسترش وسیعی دارد و ضخامت آن حدود ۶۰۰۰ متر برآورد می‌شود، ولی به طرف باختر و شمال باختری ایران، این سازند از ضخامت کمتری برخوردار است.در سازند سُرخ بالایی باقیمانده‌های جانوری و گیاهی در کمترین مقدار است. اما، از داخل میان‌لایه‌های مارنی سبزرنگ زیرین، صدف دوکفه‌ای، شکم‌پایان و استراکودهای آب‌های لب‌شور به دست آمده است. آثار گیاهی و به ندرت استخوان پستانداران، دیگر نشانه‌های حیات هستند ولی هیچ‌یک از آنها شاخص نیستند. سن برآورد شده (میوسن پسین) بیشتر به دلیل جایگاه چینه‌شناسی و قرار داشتن آن بین سازند قم و کنگلومرای پلیوسن است. ریبن (۱۹۳۵)، با توجه به موقعیت چینه‌شناسی، سازند سُرخ بالایی را به سن تورتونین –سارماسین می‌داند. ولی این سازند و کنگلومراهای جوان‌تر (پلیوسن) رخساره‌های هتروپیک یکدیگرانند که تغییرات سنی آنها از میوسن پسین تا پلیوسن است.در فرونشست بلورد –بافت (کرمان) از سازند سُرخ بالایی فسیل‌هایی مانند Charites cf. molassica، Maedlerisphaera Miranda، Tectochara cf. ulmensis گزارش شده و سن تورتونین و جوان‌تر برای قسمت باختری و هلوتین تا تورتونین بالایی برای قسمت خاوری حوضه پیشنهاد شده است.

در دیگر مناطق کرمان، سن سازند ممکن است بوردیگالین یا هلوتین زیر باشد. چند سنی بودن سن می‌تواند به دلیل تغییر موقعیت منطقه رسوبگذاری باشد (دیمیتریویچ، ۱۹۷۳). برخلاف اثرات سوء

زیست‌محیطی، داشتن نهشته‌های اقتصادی یکی از ویژگی‌های بارز سازند سُرخ بالایی است. نهشته‌های گچ و نمک این سازند در بسیاری نقاط کاربرد صنعتی و خوراکی دارند. در منطقهٔ میانه، ردیف‌های این سازند حجم‌های زیاد ژیپس و نمک پتاس‌دار دارد که در حدود ۵۰ متر ضخامت دارد. افزون بر کلریدسدیم و کلریدپتاسیم (سیلویت) سُرخ‌رنگ، کارنالیت و سولفات جدیدی از کلسیم، منیزیم و پتاسیم به نام «مامانیت» (اقتباس شده از نام روستای مامان میانه) گزارش شده است (لادام، ۱۹۴۲) این سولفات در حقیقت یک گرهک چند نمکی است که در قاعدهٔ نمک دیده می‌شود. درگنبدهای نمکی ایلجاق، میزان پتاس اکتشاف شده حدود دو میلیون تن برآورد شده است.در خاور ایران مرکزی به ویژه در حوضه‌های تربت‌حیدریه، تربت‌جام، کاشمر و ۰۰۰ نهشته‌های سُرخ‌رنگی با سیمای مشابه سازند سُرخ بالایی وجود دارد. در این گونه نواحی، سنگ‌آهک‌های الیگوسن – میوسن (سازند قم) وجود ندارد و لذا شناخت ته‌نشست‌های قاره‌ای میوسن (سازند سُرخ بالایی) از الیگوسن – میوسن (سازند سُرخ پایینی) ناممکن است. در چنین حالتی، از واژهٔ لایه‌های سُرخ میوسن Beds Miocene Redاستفاده می‌شود که ممکن است یکی و یا هر دو سازند گفته شده باشد. در کلیهٔ نقاطی که سازند قم وجود ندارد، چنین وضعی وجود دارد.

پلیوسن در ایران مرکزی

رخدادهای زمین‌ساختی قابل قیاس با فاز آتیکان سبب شده تا از فرسایش شدید بلندی‌ها، حجم درخور توجهی نهشتهٔ کنگلومرایی تشکیل و به طور هم‌شیب و گاه دگرشیب، سازندهای قدیمی‌تر را بپوشاند. در این نهشته‌های قاره‌ای –رودخانه‌ای، فسیل کمیاب است ولی به دلایل گوناگون از جمله داشتن پیوند تدریجی با سازند سُرخ بالایی، چین‌خوردگی قابل توجه و برخی نشانه‌های جانوری و گیاهی، به سن پلیوسن دانسته شده‌اند. جدا از رسوبات کنگلومرایی در برخی نقاط ایران مرکزی به ویژه آذربایجان، تکاب، باختر بلوک لوت، نهشته‌های پلیوسن از نوع کربنات و یا دیگر رسوبات دریاچه‌ای است. افزون بر سنگ‌های رسوبی، بخشی از سنگ‌های پلیوسن ایران مرکزی خاستگاه

ماگمایی دارند که به صورت‌های نفوذی، روانه‌ای و یا آذرآواری بـه ویـژه در کمـان ماگمـایی ارومیـه – بزمان، بلوک لوت و شمال آذربایجان دیده می‌شوند.

رخسارهٔ قاره‌ای پلیوسن: بیشتر نهشته‌های کنگلومرایی هستند که بـا سـازند هـزاردره (البـرز) و یـا سازند بختیاری (زاگرس) قابل قیاس مـی‌باشـند. بـرای مثـال، در شـمال میمـهٔ اصـفهان، کنگلـومرای چین‌خورده‌ای وجود دارد کـه بـه حالـت پیشـرونده و دگرشـیب، سـنگ‌هـای کهـن را پوشـانده اسـت. اشتوکلین (۱۹۵۳) این کنگلومرا را به سن پلیوسن می‌دانـد و بـا سـازند بختیـاری مقایسـه مـی‌کنـد. دیمیتریویچ (۱۹۷۳) ته‌نشست‌های منسوب به پلیوسن گستره‌هـای واقـع بـین انـار و سـبزواران را بـه سه واحد تقسیم کرده که هر کـدام توسـط دگرشـیبی از دیگـری جـدا شـده‌انـد. حالـت پیشـرونده و دگرشیبی‌های درون سازندی این ناحیه، به حرکت‌های قائم زمان پلیوسن اشاره دارد.

در شمال و باختر کبودرآهنگ همدان، ردیف‌های پلیوسن بـا ۱۵۰ متـر ضـخامت بیشـتر از رس سُـرخ –زرد با درون لایه‌هایی از آهک‌های دارای شکم‌پایـان آب شـیرین اسـت. بـه سـمت حاشـیهٔ حوضـه، طبقات رُسی تبدیل به کنگلومرا شده و با دگرشـیبی بـر روی رسـوبات قـدیمی‌تـر قـرار دارد (بلـورچی ۱۹۷۹). در منطقهٔ قم، سنگ‌های پلیوسن تفاوت محسوسی با دیگر نقاط دارند. امـامی (۱۹۸۱) ایـن سنگ‌ها را به سه واحد آتشفشانی –نیمه‌آتشفشانی، آتشفشانی -رسـوبی و آواری (بیشـتر کنگلـومرا) تقسیم کرده است. بنابراین در اینجا سنگ‌های آذرین نقش بیشـتری در تشـکیل سـنگ‌هـای پلیوسـن دارند.

رخساره‌های دریاچه‌ای پلیوسن: رخساره‌های دریاچهٔ پلیوسن را به ویژه در اطـراف تبریـز و اردبیـل می‌توان دید. در ضمن نهشته‌های رُسی –سیلتی باختر بلوک لـوت (سـازند لـوت) نـوعی نهشـته‌هـای دریاچه‌ای پلیوسن هستند.در آذربایجان، نهشته‌های دریاچه‌ای به داشـتن دیاتومـه، مـاهی، لیگنیـت و استخوان مهره‌داران شاخص هستند. لایه‌های لیگنیـت‌دار پلیوسـن را مـی‌تـوان در پیرامـون روسـتای باغمیشهٔ تبریز دید که با سنگ‌آهک مارنی حاوی Planorbis آغـاز مـی‌شـود ولـی بخـش بیشـتر آن

رُس‌های زردرنگی با لایه‌های نازک ژیپس است. در این نهشته‌ها، دو لایه لیگنیت، به ضخامت ۱۵ متر وجود دارد. این نهشته‌ها به طور تدریجی توسط لایه‌های ماهی‌دار پوشیده شده‌اند. با توجه به پیدا شدن دندان فیل از نوع Hipparien، ریبن (۱۹۳۵)، سن این نهشته‌ها را پونسین یا پلیوسن می‌داند. اگرچه به باور عموم، سازند مراغه به سن پلیوسن است ولی مطالعات تا دوکامی (۱۹۷۷)، به روش مغناطیس دیرینه و رد شکافت Fission – track دلالت بر زمان تورتونین (میوسن بالا) دارد.در جنوب اردبیل، اطراف مراغه، خاور دریاچهٔ ارومیه به ویژه دامنهٔ شمالی کوه سهند (ممقان، خاور تبریز) نهشته‌های روشن رنگی از رس‌های دریاچه‌ای و خاکسترهای آتشفشانی مربوط به فازهای انفجاری آتشفشان سهند وجود دارد که به داشتن دیاتومیت و فسیل ماهی شاخص هستند.

به باور درویش‌زاده (۱۳۷۰) ته‌نشست‌های موردنظر، لاهارهای آتشفشان سهند هستند که پس از فرسایش و حمل دوباره، در حوضه‌های دریاچه‌ای نهشته شده‌اند.

ردیف‌های دیاتومیت‌دار، از تناوب توف، مارن، توف ماسه‌ای سبزرنگ و لایه‌هایی از پامیس تشکیل شده که به طرف کوه سهند افزایش می‌یابد. ضخامت لایه‌های دیاتومیت‌دار متفاوت است و در خاور تبریز (آق‌یوقوش) به ۳۰ متر می‌رسد. اگرچه ته‌نشست‌های دیاتومیت‌دار تبریز به سن پلیوسن شهرت دارند، ولی Yush Seoiverstor دیاتوم‌های موجود را به سن پلیستوسن و معادل آپشرون میانی می‌داند، در حالی که سجادی (۱۳۶۷) سن میوسن –پلیستوسن را پیشنهاد می‌کند ولی سن پلیستوسن را بیشتر باور دارد.در اطراف مراغه، نهشته‌های ستبری (۵۰۰ – ۶۰۰ متر) از تناوب ماسه‌سنگ، گلسنگ با درون لایه‌های خاکستری آتشفشانی و پومیس وجود دارد که کوه سهند را احاطه کرده تا نزدیکی تبریز، مراغه، میاندوآب و میانه گسترش دارند. به این ته‌نشست‌ها، «سازند مراغه» نام داده شده است.

وجود هشت افق جداگانه از استخوان سنگ شدهٔ مهره‌داران در بخش پایینی سازند مراغه، سبب شده تا گاه از این نهشته‌ها با عنوان لایه‌های استخوان‌دار Bon Beds یاد شود. گفتنی است که

تجمع استخوان‌ها به گونه‌ای است که تصور می‌شود بر جای نیستند و فاصلهٔ کوتاهی را توسط رودها طی کرده‌اند. به همین دلیل رحیم‌زاده (۱۳۷۳) محیط رسوبی سازند مراغه را مجموعه‌ای از محیط‌های رسوبی دریاچه‌ای، استپی و رودخانه‌ای می‌داند که به تناوب تکرار شده است.

گنبدهای نمکی ترشیری ایران مرکزی

در ایران مرکزی حدود ۵۴ گنبد نمکی وجود دارد که در فروافتادگی‌های زمین‌ساختی، کویربزرگ، اردکان، خاور تهران (گرمسار)، قم و میانه برونـــزد دارند. بیشتر این فروافتادگی‌ها، حوضه‌های بین قاره‌ای Intercontinental هستند که به احتمال از ائوسن پایانی (به جز مقطع زمانی الیگوسن – میوسن) تاکنون توسط رسوبات آواری تبخیری پر شده‌اند.

در حوضه‌های یاد شده، گنبدهای نمکی سن‌های متفاوت دارند. در کویر کلوت واقع شمال یزد، گنبدهای نمکی به سن ائوسن‌اند (شکل ۶-۲). در گنبد نمکی دلازیان سمنان، می‌توان توالی کاملی از ردیف‌های ترشیری را دید که متشکل از لایه‌های توفی و دریایی ژیپس‌دار به سن ائوسن میانی تا ائوسن بالایی است که به طور مستقیم بر روی نمک قرار گرفته است. ۴۰۰ متر سنگ‌آهک دریایی و مارن که نشانگر افق‌های بالایی سازند قم است و سرانجام گلسنگ نواری تبخیری‌دار متعلق به عضو اول سازند سُرخ بالایی دیده می‌شود. ولی در دیگر گنبدهای نمکی، ردیف‌های توفی و نهشته‌های دریایی سازند قم وجود ندارد. به باور جکسون و همکاران (۱۹۹۰) در گنبدهای نمکی کویر بزرگ، سنگ نمک دو سن متفاوت ائوسن و میوسن دارد. نمک‌های ائوسن از نوع توده‌ای و خالص است که به احتمال در یک محیط دریایی با تداوم و رود نمک انباشته شده‌اند.

نمک جوان‌تر (میوسن) شامل تکرار دوره‌ای نمک، سنگ ژیپس، مارن ژیپس‌دار، گلسنگ، رس سنگ نمک‌دار بنفش است که به خاطر فراوانی رس و تکرار چرخه‌ای، به ظاهر در یک محیط پلایا – دریاچه‌ای تشکیل شده است و تعلق آن به عضو پایینی سازند سُرخ بالایی حتمی است (شکل ۶-

۳). گذر بین نمک ائوسن (کهن‌تر) و میوسن (جوان‌تر) ناگهانی است و بـه ظـاهر لایـه‌هـای قاعـده‌ای نمک جوان‌تر با هم‌شیبی نمک قدیمی‌تر را می‌پوشاند. به باور جکسون نمـک جـوان‌تـر تنهـا بـه سـن میوسن نیست و تغییرات سنی آن از الیگوسن تا میوسن اسـت و بـا رخسـاره‌هـای تبخیـری مجموعـهٔ سازند سُرخ پایینی، قم و سازند سُرخ بالایی هم‌ارز است. به طـور معمـول، نمـک قـدیمی (ائوسـن) در هستهٔ گنبد برونزد دارد و به رغم انحلال‌پذیری بیشتر (به لحاظ خلوص)، نسبت به نمـک جـوان‌تـر بـا سرعت بیشتری بالا می‌آید. میزان بالاآمدگی گنبد نمکی در حدود ۱۰ میلیمتر در سـال بـرآورد شـده است.

شکل ۶-۳- گنبدهای نمکی ائوسن در شمال یزد . گنبد (a) در سنگ‌های ائوسن . گنبد (b) در سنگ‌های نئوژن . گنبد طویل شده c و d در امتداد یک گسل شمالی-جنوبی و گنبد d در رسوبات کواترنری به سطح زمین رسیده‌اند (آشتوکلین . ۱۹۶۸)

شکل ۶-۳- گنبدهای نمکی ترشیری (ائوسن و میوسن) در جنوب سمنان

ترشیری در زاگرس

مقدمه

در زاگرس، بدون در نظر گرفتن ابعاد و تغییرات ناحیه‌ای رخساره‌ها، ردیـف‌هـای ترشـیری را مـی‌تـوان به دو بخش جدا تقسیم کـرد. یکـی ترشـیری پـایینی، بـه سـن پالئوسـن تـا میوسـن پیشـین و دوم، ترشیری بالایی به سن میوسن پیشین تا پلیوسـن و جـوان‌تـر (شـکل ۶-۲). در ترسـی‌یـر پـایینی، دو چرخهٔ رسوبی قابل شناسایی است. یکی چرخهٔ رسـوبی جهـرم بـه سـن پالئوسـن تـا ائوسـن میـانی و

دیگری چرخهٔ رسوبی آسماری به سن الیگوسن تا میوسن پیشین . ترشیری بالایی، نشانگر ردیف پسرونده‌ای به نام چرخهٔ رسوبی فارس است که سن میوسن پیشین تا پلیوسن دارد (مطیعی، ۱۳۷۲).

«**چرخهٔ رسوبی جهرم**»، پس از حرکات کرتاسهٔ پسین، در اوایل ترشیری، تمامی زاگرس با یک دریای پیشرونده پوشیده شد. در مناطق ساحلی این دریا «سازند آواری ساچون»، در مناطق کم عمق «سازند کربناتی جهرم» و در نواحی ژرف «سازند شیلی پابده» رسوب می‌کرد.

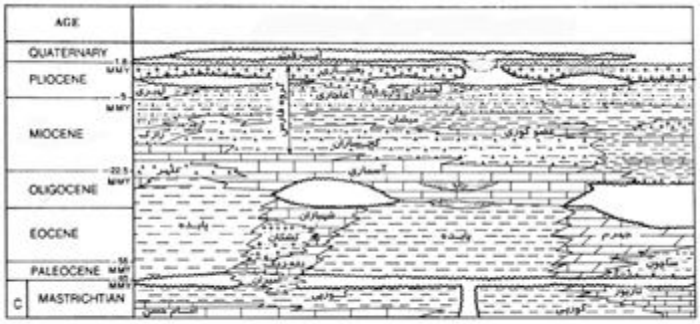
در این زمان، در کوه‌های زاگرس سه ناوهٔ لنگه، خوزستان و تتیس وجود داشت که با پشته‌هایی از یکدیگر جدا بودند. مواد فرسایشی این پشته‌ها که بیشتر از چرت‌های رادیولاریتی است، به گودی‌ها حمل می‌شد و ممکن است با رسوب‌های عمیق سازند پابده و یا کربنات‌های جهرم تداخل داشته باشند. رسوب های آواری پشته‌ها وقتی با سازند پابده همراه است به نام «سازند فلیشی امیران» و در نقاطی که با کربنات‌های جهرم تداخل دارند، «سازند کشکان» نامیده می‌شوند. در ائوسن میانی، همزمان با رویداد پیرنئن، با پسروی دریا، نواحی سکویی جهرم از آب بیرون آمد و تنها در مناطق مرکزی ناوه‌ها (ناوهٔ لنگه و ناوهٔ خوزستان)، رسوبگذاری سازند پابده ادامه داشته است. بدین ترتیب چرخه رسوبی جهرم با یک ناپیوستگی فرسایشی خاتمه یافته است.

«**چرخهٔ رسوبی آسماری**»، در ائوسن پسین –الیگوسن، شمال خاوری لرستان و سکوی فارس داخلی از آب بیرون مانده ولی در ناوه‌های خوزستان و لنگه، رسوبگذاری نهشته‌های ژرف سازند پابده ادامه داشته است. در پایان الیگوسن در نتیجهٔ پیشروی آرام و محدود دریا، چرخهٔ کوچک آسماری پایینی، به سن چاتین Chatian، تشکیل شده است. در مرز الیگوسن - میوسن، در نواحی اهواز ماسه هایی نهشته می‌شد که از آن به عنوان «بخش ماسه سنگی اهواز» از سازند آسماری یاد می‌شود. در همین زمان، در لرستان، رسوب‌های تبخیری «بخش کلهر» نهشته شده است. رسوب های آکی‌تانین، با ویژگی محیط های کم‌ژرفا، در تمامی حوضه نهشته شده و (چرخهٔ آسماری

میانی) را به وجود آورده است. از چرخهٔ آسماری پایینی به آسماری میانی، کم عمق شدن دریا محسوس است و حتی دولومیتی شدن ردیف‌های آسماری میانی ممکن است نشانهٔ یک مرحلهٔ دیاژنز در مرز بالای آسماری میانی باشد. پس از این فرسایش، با پیشروی گستردهٔ دریای بوردیگالین (چرخهٔ آسماری بالایی) در تمامی لرستان و قسمت اعظم خوزستان انباشته شده ولی این سنگ‌ها در شمال خاوری خوزستان وجود ندارد. در اواخر بوردیگالین، با اُفت سطح دریا شرایط تبخیری حاکم و چرخهٔ رسوبی آسماری به پایان رسیده است.

«**چرخهٔ رسوبی فارس**»، به سن میوسن پیشین – پلیوسن، در برگیرندهٔ سازندهای «گروه فارس» و به طور کلی گویای نهشت رسوب‌های همزمان با کوهزایی، در یک دریای پسرونده به سمت جنوب باختری است. ویژگی‌های رسوبی چرخهٔ فارس، در دو سوی زون گسلی کازرون همانند نیست و این باور وجود دارد که در اثر بالا آمدن بلندی گاوبندی، سدی دهانه‌ای در مقابل ناوهٔ خوزستان به وجود آمده است. در جنوب خاوری بلندی گاوبندی نهشته‌های مارنی – شیلی «سازند میشان» و بر روی بلندی‌گاوبندی، «بخش گوری» نهشته شده در حالی که در شمال باختری زون گسل کازرون، «سازند گچساران» در ناوهٔ خوزستان نهشته می‌شد. وجود سازند میشان در فروافتادگی دزفول نشانگر آن است که پایین رفتن این فرو نشست، بعد از سازند گچساران ادامه داشته ولی در نواحی لرستان فرونشینی متوقف و رسوبگذاری «سازند آغاجاری» آغاز شده است. نهشت آواری‌های آغاجاری از میوسن میانی آغاز و در زمان پلیستوسن در زیر رسوب‌های «کنگلومرای بختیاری» قرار گرفته است.

واحدهای سنگ‌چینه‌ای زیر، که در چرخه‌های رسوبی جهرم، آسماری و فارس حضور دارند، معرف رسوبات ترشیری زاگرس هستند که پیوندهای زمانی و مکانی آنها را می‌توان در شکل ۶-۴ دید.



شکل ۶-٤-ارتباط زمانی و مکانی واحدهای سنگی سنوزوییک زاگرس

ترشیری پایینی (پالئوسن – میوسن پیشین)

چرخهٔ رسوبی جهرم (پالئوسن – ائوسن)

سازند شیلی پابده : حدود ۸۰۰ متر مارن و شیل‌های خاکستری و لایه‌های آهک رُسی دریایی است که دو بخش غیر رسمی به نام‌های «بخش شیل ارغوانی» و «بخش آهک‌های چرتی» دارد. در گذشته، از این سازند با نام‌هایی همچون سری‌گنو، مارن‌های گلوبیژرینا، شیل‌های آبی – ارغوانی ائوسن و مارن‌های ائوسن یاد می‌شد، ولی امروزه واژهٔ «پابده » معرف این واحد سنگی است که بُرش الگوی آن در تنگ پابده واقع در شمال میدان نفتی لالی مسجدسلیمان، به ضخامت ۷۹۸/۳ متر، مطالعه شده است. بخش پایینی سازند پابده (۱۴۰ متر) از جنس شیل و مارن آبی و ارغوانی است که به طور رسمی به آن «شیل ارغوانی» گفته می‌شود. ولی بخش باقیماندهٔ آن، شیل‌های

خاکستری و لایه‌های آهک رُسی و گاهی چرت‌دار است. در صد شیل و آهک رُسی یکنواخت نیست، گاهی شیل، و گاه آهک برتری دارد.

به جز لرستان، مرز پایینی سازند پابده ناپیوسته است. درلرستان مرز پایینی سازند پابده با شیل و مارن‌های سازند گورپی در قاعدهٔ بخش شیل ارغوانی است. ولی، در فارس که بخش شیل ارغوانی ممتد نیست، این مرز در قاعدهٔ بخش آهک‌های چرتی انتخاب می‌شود که نشان از دگرشیبی فاز کرتاسهٔ پایانی دارد و با گرهک‌هایی از فسفات، دندان ماهی، گلوکونیت و در برخی نقاط با کنگلومرا مشخص می‌شود. در بُرش الگو، مرز بالای سازند پابده با سنگ‌آهک‌های سازند آسماری هم‌شیب و تدریجی است و گاهی نیز سازند پابده در زیر سازند جهرم قرار دارد. در فارس و خوزستان، سن سازند پابده از پالئوسن تا الیگوسن است. در لرستان سن این سازند از پالئوسن پسین تا میوسن در نظر گرفته می‌شود.

سازند پابده به ویژه در نواحی جنوب باختری لرستان، خوزستان و نواحی جنوبی فارس گسترش دارد. از جنوب باختری لرستا ن به سمت نواحی مرکزی و شمال خاوری لرستان، این سازند به صورت جانبی و زبانه‌ای با سازندهای آواری امیران و کشکان و کربنات‌های سازندهای تله‌زنگ و شهبازان جایگزین می‌شود و در فارس داخلی، سازند پابده جای سازند جهرم را می‌گیرد. به زبانه‌های آهکی سازند تله‌زنگ موجود در سازند پابده، «بخش آهکی تله‌زنگ» نام داده شده که نوعی سنگ‌آهک مارنی –متورق حاوی سنگوارهٔ ماهی و فلس ماهی است. سازند پابده بسیار غنی از مواد آلی است ولی در بسیاری نقاط به بلوغ لازم برای تولید هیدروکربن نرسیده است. در نقاطی که به بلوغ رسیده باشد می‌تواند سنگ منشأ پرتوان باشد (افشارحرب، ۱۳۸۰).

سازند دولومیتی جهرم : بُرش الگوی این سازند در «تنگ آب» واقع در پهلوی شمالی کوه جهرم مطالعه شده است. از مجموع ۴۶۷/۵ متر ضخامت بُرش الگو، ۳۵/۵ متر دولومیت قهوه‌ای توده‌ای در پایین، ۱۶۲ متر دولومیت نازک لایه در وسط و ۲۷۰ متر سنگ‌آهک دولومیتی توده‌ای، خشن و

برجسته در بالا است.سازند دولومیتی جهرم ممکن است، مانند بُرش الگو، بر روی سازند ساچون و یا به طور محلی بر روی سازندهای کشکان، تاربور و پابده باشد. در همه جا مرز پایینی سازند جهرم ناگهانی است ولی فصل مشترک آن با سازند پابده تدریجی است. مرز بالای سازند جهرم با سازند آسماری ناپیوسته است که ممکن است از نوع دگرشیبی موازی، همراه با آواری‌های دارای ترکیبات آهن، و یا به صورت ناپیوستگی پیوسته‌نماParaconformity باشد. ولی در فارس داخلی، سازند جهرم به طور دگرشیب با سازند رازک پوشیده شده است.

در نقاطی که پیوند دو سازند جهرم (در زیر) و سازند آسماری (در بالا) از نوع پاراکانفورمیتی است، تفکیک دو سازند تنها از طریق دیرینه‌شناسی امکان‌پذیر می‌باشد.سن سازند جهرم در محل بُرش الگو، از پالئوسن تا ائوسن میانی است. ولی، در فارس ساحلی بخش بالایی جهرم به سن ائوسن پسین است.بیشترین گسترش جغرافیایی سازند جهرم در سکوی فارس است. درخوزستان، این سازند رخنمون ندارد ولی در حفاری‌های نفتی نواحی دارخوین و خرمشهر گزارش شده است. در لرستان، سازند جهرم به وسیلهٔ سازند کنگلومرایی کشکان به دو سازند تله‌زنگ (در زیر) و شهبازان (در بالا) تقسیم شده است.

سازند تبخیری ساچون Evaporite Fm Sachun. : سازند ساچون واحدی از نهشته‌های تبخیری است که در بین سنگ‌آهک‌های سازند تاربور (در زیر) و کربنات‌های جهرم (در بالا) قرار گرفته و معرف محیط‌های کنار قاره‌ای مرز مزوزوییک - سنوزوییک، به ویژه در نواحی شمال خاوری فارس است.بُرش الگوی این سازند در نزدیکی روستای ساچون (۲۵ کیلومتری جنوب داراب) ، ۱۴۱۵ متر ضخامت دارد و به طور عمده شامل ژیپس، دولومیت، آهک‌های سیلتی و مارن است که رنگ مایل به سُرخ دارد. ژیپس به طور عموم عدسی شکل است و به دو طرف نازک و در داخل مارن‌ها و دولومیت‌ها ناپدید می‌شود.

پیرامون شیراز، واحدی از سنگ‌آهک دولومیتی به شدت متبلور، جلبکی به رنگ قهوه‌ای تا زرد، ، به ضخامت ۱۸۳ متر، در قسمت پایین سازند ساچون وجود دارد که به نام « بخش آهکی قربان » نامگذاری شده است. مرز پایینی سازند ساچون به سازند تاربور تدریجی است ولی مرز بالایی آن با سازند جهرم ناگهانی است. بر اساس روزنه‌داران موجود، سن سازند ساچون ماستریشتین تا ائوسن پیشین در نظر گرفته می‌شود.

گسترش جغرافیایی سازند ساچون بیشتر محدود به ناحیهٔ فارس است. به سمت شمال خاوری پس از حذف انیدریت‌ها و دولومیت‌ها، این سازند ابتدا مارنی –سیلتی و سپس ماسه‌ای –کنگلومرایی می‌شود. به سوی جنوب باختری نیز ساچون به آرامی با سازند پابده جانشین می‌شود.

سازند آواری کشکان Clastic Fm Kashkan. : نام این سازند از رودخانهٔ کشکان گرفته شده و برش الگوی آن در ۲۵ – ۳۰ کیلومتری شمال خاوری پل‌دختر، در کنار راه اندیمشک – خرم‌آباد، ۳۷۰ متر ضخامت دارد. این واحد سنگی که به داشتن رنگ سُرخ و رخسارهٔ آواری شاخص است به طور معمول شامل سیلت، ماسه‌سنگ و کنگلومرا با قلوه‌های رادیولاریت به ویژه چرت فراوان است که به سمت بالا درشت دانه می‌شود.مرز پایینی سازند کشکان با سنگ‌آهک‌های بیوهرمی سازند تله‌زنگ ناگهانی و هم‌شیب است.

در نقاطی که سازند تله‌زنگ وجود ندارد، سازند کشکان به طور مستقیم بر روی سازند امیران قرار می‌گیرد. مرز بالایی کشکان با کربنات‌های شهبازان ناپیوسته است و با یک زون هوازده حاوی لیمونیت مشخص می‌شود.جدا از روزنه‌داران ماسه‌ای، سازند کشکان سنگوارهٔ شاخص ندارد، ولی با توجه به جایگاه چینه‌شناسی، این سازند به سن پالئوسن تا ائوسن میانی دانسته می‌شود.گسترش جغرافیایی سازند کشکان محدود به لرستان است.

از محل بُرش الگو به سوی جنوب باختری، این سازند به صورت بین انگشتی با سازند پابده، و به سوی جنوب خاوری به تدریج با آهک‌های تله‌زنگ و شهبازان جانشین می‌شود.

سازند آهکی تله‌زنگ : بُرش الگوی این سازند درتنگ دو، واقع در ۴/۵ کیلومتری جنوب باختری ایستگاه راه‌آهن تله‌زنگ (بین اندیمشک تا دورود) مطالعه شده است. در این محل سازند تله‌زنگ شامل ۱۷۶ متر سنگ‌آهک، خاکستری تا قهوه‌ای، با لایه‌بندی متوسط تا توده‌ای و مقاوم است که سنگوارهٔ فراوان، به سن پالئوسن تا ائوسن میانی دارد.به طور معمول سازند تله‌زنگ بر روی سازند آواری امیران و در زیر سازند کشکان قرار دارد ولی گاهی به صورت جانبی و به تدریج با این دو سازند جانشین می‌شود. جدا از دو سازند امیران و کشکان، تله‌زنگ می‌تواند با سازند پابده نیز پیوند جانبی داشته باشد به همین دلیل گاه زبانه‌هایی از سازند تله‌زنگ در درون سازند پابده دیده می‌شود که به آن «بخش آهکی تله‌زنگ» نام داده شده است. این زبانه‌ها شامل سنگ‌آهک مارنی متورق و گلوکونیت‌دار است که از فلس ماهی غنی بوده و سنگوارهٔ ماهی نیز دارند.

سازند کربناتی شهبازان : نام این سازند از روستای شهبازان (درکناراراه‌آهن اندیمشک –دورود) گرفته شده و بُرش الگوی آن در ادامهٔ سازند تله‌زنگ در تنگ دو، در ۴/۵ کیلومتری جنوب باختری ایستگاه تله‌زنگ قرار دارد.

سازند شهبازان شامل ۳۳۳/۸ متر دولومیت و آهک‌های دولومیتی با رنگ هوازدهٔ سفید تا قهوه‌ای با سیمای ضخیم‌لایه است که به طور پیوسته بر روی سازند آواری کشکان و به طور ناپیوسته در زیر سازند آسماری قرار دارد. با توجه به فسیل‌های موجود، سن آن ائوسن میانی تا بالایی تعیین شده است. گسترش جغرافیایی سازند شهبازان به طور عمده محدود به شمال خاوری لرستان است. تغییرات جانبی این سازند درخور توجه است. از لرستان به سوی جنوب خاوری، کربنات‌های شهبازان به تدریج با آواری‌های سازند کشکان جانشین می‌شود و سرانجام در زاگرس مرتفع، سازند

شهبازان به قسمت های بالایی سازند جهرم می‌پیوندد. بدین‌سان سازند شهبازان، با سازندهای کشکان، تله‌زنگ، پابده و سازند جهرم ارتباط بین انگشتی دارد

چرخه رسوبی آسماری (الیگوسن پسین – میوسن پیشین)

سازند آهکی آسماری :جوان‌ترین سنگ مخزن پهنهٔ زاگرس است و به همین دلیل، مطالعات گسترده‌ای بر روی خواص سنگ‌چینه‌ای این سازند انجام شده است. در گذشته از این واحد سنگی به نام‌هایی مانند سازند آهکی جریب، سازند آهکی کَلهُر و سنگ‌آهک خمیر یاد می‌شد، ولی سازندهای یاد شده، تنها با بخشی از بُرش الگوی سازند آسماری مترادف است و تمامی این سازند را در بر نمی‌گیرند. نام این سازند از کوه آسماری (جنوب خاوری مسجد سلیمان) اقتباس و بُرش الگوی آن در تنگ گل ترش همین کوه اندازه‌گیری شده است.

در بُرش الگو، سازند آسماری با ۳۱۴ متر ستبرا، شامل سنگ‌آهک‌های مقاوم، کرم تا قهوه‌ای رنگ با ریخت‌شناسی کوه‌ساز است که کمی میان‌لایه‌های شیلی دارد و به داشتن درزهٔ فراوان شاخص است. در بُرش الگو، سازند آسماری سن میوسن دارد و قسمت پایین آن، به لحاظ تغییر رخسارهٔ جانبی به سازند پابده، دیده نمی‌شود. ولی، بُرش مکمل این سازند در تنگ تکاب کوه خَویر، در ۳۰ کیلومتری بهبهان، نشانگر ویژگی‌های کامل این سازند است.

سنگ‌آهک آسماری مهم‌ترین سنگ مخزن حوضهٔ رسوبی زاگرس ایران است و چون برای نخستین بار در خاورمیانه در آن نفت کشف شده است معروفیت جهانی دارد. بهره‌دهی یک چاه متوسط در یک میدان نفتی به نسبت خوب، در حدود ۲۵۰۰۰ بشکه در روز است (افشارحرب، ۱۳۸۰).

در بُرش‌های کامل، سازند آسماری دارای دو عضو است. یکی «عضو ماسه‌سنگی اهواز» در جنوب باختری خوزستان و دوم، «عضو تبخیری کَلهُر» در لرستان. از نگاه زیست‌چینه‌ای نیز این سازند به سه واحد «آسماری پایینی» به سن الیگوسن، «آسماری میانی» به سن میوسن

پیشین (آکی‌تانین) و »آسماری بالایی» به سن میوسن پیشین (بوردیگالین) تقسیم می‌شود. ولی این تقسیم‌بندی در همه جا وجود ندارد. برای نمونه، در جنوب باختری سی‌سخت، تنها بخش آسماری پایینی دیده می‌شود که مرز بالای آن به سازند رازک است.

در بیشتر نقاط، مرز پایینی آسماری به سازند شیلی پابده است ولی در لرستان مرکزی، این سازند با سازند کربناتی شهبازان و در فارس داخلی با سازند جهرم، به طور ناپیوستگی پیوسته‌نما (پاراکانفورمیتی)، همبر است. در همه جا، سازند آسماری با سازند انیدریتی گچساران پوشیده می‌شود. ولی در فارس داخلی که سازند رازک جانشین گچساران می‌شود، مرز بالایی سازند آسماری به سازند آواری رازک است.گفتنی است که ویژگی‌های بُرش الگوی این سازند تنها در فروافتادگی دزفول قابل قبول است که با اندکی تغییر در لرستان نیز قابل تعقیب است ولی در نواحی فارس و پس‌خشکی بندر عباس، ویژگی‌های سنگ‌چینه‌ای و زمانی آن تغییرات زیادی دارد. برای نمونه:

* در جنوب غربی لرستان، یک رخسارهٔ تبخیری به نام « بخش تبخیری کلهر »، به صورت جانبی در تداخل با ردیف‌های کربناتی سازند آسماری است.

* در حاشیهٔ جنوبی حوضهٔ آسماری، ماسه‌سنگ‌هایی به نام بخش « ماسه‌سنگی اهواز » وجود دارد.

* در میدان‌های نفتی مسجد سلیمان، نفت سفید، هفتگل و پارس، یک واحد انیدریتی در قاعدهٔ آسماری دیده می‌شود.

* در جنوب فروافتادگی دزفول، سازند آسماری به مجموعه‌ای از ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک و شیل تغییر رخساره می‌دهد.

* در مرزهای شمالی حوضهٔ رسوبی آسماری از جمله در جنوب باختری سی‌سخت، تنها بخش پایینی آسماری دیده می‌شود.

* در جنوب خاوری فارس به ویژه در نواحی قشم و بندرعباس، سازند آسماری با شیل‌های سازند پابده تداخل بین انگشتی دارد.

* در شمال فروافتادگی دزفول و در کوه آسماری ردیف کم ضخامتی از مارن و شیل وجود دارد که در زیر آهک‌های آسماری و بر روی انیدریت قاعدهٔ آسماری قرار دارد و به سن قبل از آکی‌تانین بالایی است. در مناطقی که انیدریت‌های قاعدهٔ آسماری وجود ندارد، مارن‌های موردنظر روی سازند شیلی پابده دیده می‌شوند. در مورد تعلق مارن و شیل‌های موردنظر به سازند پابده و یا آسماری، اتفاق نظر وجود ندارد. به همین‌رو، به ردیف‌های موردنظر لایه‌های دارای Brissopsis و گاهی «لایه‌های حد تدریجی» نام داده شده است.

خواص زیست‌چینه‌ای سازند آسماری

بر اساس کار آدامز و بورژوآ، ۱۹۷۷، ویژگی زیست‌چینه‌ای سازند آسماری به صورت جدول زیر است (مطیعی، ۱۳۷۲).

عضوهای سازند آهکی آسماری

سازند آهکی آسماری دو عضو دارد. یکی «عضو ماسه‌سنگ اهواز» و دیگری «عضو تبخیری کلهر» که اولی در نواحی جنوب فروافتادگی دزفول و دومی در شمال باختری فروافتادگی دزفول و جنوب باختری لرستان برونزد دارد (شکل ۶-۵). در میدان‌های نفتی اهواز، منصوری، مارون و به سوی جنوب و جنوب باختری اهواز است. بخش زیرین سازند آسماری به ماسه‌سنگ‌آهکی، سنگ‌آهک ماسه‌ای و لایه‌های جزیی شیل به نام «عضو ماسه‌سنگی اهواز» تبدیل می‌شود که بُرش الگوی آن در چاه شمارهٔ (۶) میدان اهواز و یک بُرش کمکی در چاه شمارهٔ (۱) میدان آب تیمور است. با توجه به سنگواره‌های موجود در میان‌لایه‌های کربناتی، سن این بخش الیگوسن تا میوسن پیشین دانسته شده است. این باور وجود دارد که بخش ماسه‌سنگی اهواز، ادامهٔ سازند غار در کویت و جنوب

خاوری عراق است که زبانه‌های آن به صورت تداخل در سازند آسماری تا اهواز ادامه می‌یابد، ولی در سطح زمین رخنمون ندارد.

به طور معمول، این ماسه‌سنگ‌ها به دو قسمت پایینی و بالایی تقسیم می‌شوند. قسمت پایینی به صورت عدسی‌های بزرگ در درون حوضهٔ رسوبی آسماری گسترش دارد ولی رخنمون ندارد و با توجه به مقایسه‌های ناحیه‌ای به سن ائوسن پسین تا الیگوسن به شمار می‌آید. ماسه‌سنگ‌های موردنظر (قسمت پایینی) از انواع کوارتزوک و کوارتز آنارنیت با سیمان کربناتی و گاهی رُسی است. ویژگی‌های سنگی این قسمت معرف نهشت در محیط‌های سبخای ساحلی است.

قسمت بالایی ماسه‌سنگ‌های اهواز، معادل آسماری میانی و بالایی است زیرا که این ماسه‌سنگ‌ها از حاشیهٔ جنوب باختری حوضهٔ آسماری فراتر رفته و به طرف شمال خاوری با رسوبات کربناتی آسماری میانی و بالایی ارتباط زبانه‌ای دارند. این بخش، به علت تنوع محیط رسوبی، سنگ‌شناسی متفاوتی را نسبت به بخش پایینی نشان می‌دهد. یکی از ویژگی‌های شاخص ماسه‌سنگ بالایی اهواز فراوانی کانی‌هایی از نوع زیرکن، تورمالین، روتیل، گارنت، استارولیت، هورنبلند و کیانیت است که به یک منشأ دگرگونی و آذرین اشاره دارند.

«عضو تبخیری کَلهُر» به ویژه در جنوب باختری لرستان وجود دارد و در نواحی شمال خاوری به صورت بین انگشتی با آسماری میانی تداخل دارد. بُرش الگوی این بخش در پهلوی جنوبی کوه اناران ۱۱۸/۸ متر ضخامت دارد و شامل ژیپس در پایین، مارن به همراه لایه‌های نازک آهک در وسط و ژیپس حاوی دو لایه آهک در بالاست. بخش تبخیری کلهر هم‌ارز آسماری میانی است و لذا سن میوسن پیشین دارد. گفتنی است که بر اساس اطلاعات جدید در چاه‌های واقع در شمال فروافتادگی دزفول (چنگوله ۱، دانان، دالپری)، ردیف کامل تبخیری شامل انیدریت، هالیت (۱۸۵ متر) و به ندرت سیلویت وجود دارد که جایگاه چینه‌شناسی مشابهی با بخش تبخیری کلهر دارد به

همین‌رو بُرش زیرسطحی چاه شمارهٔ (۱) چنگوله بـه عنـوان بُـرش مکمـل معرفـی شـده اسـت. سـن بخش کَلهُر میوسن پیشین است.

شکل ۶-۵- ارتباط تقریبی بین بخش ماسه‌سنگی اهواز و رسوبات تبخیری کلهر

سن	واحد سنگي				واحد زيستي
بوردیگالین	اواري‌هاي فارس پایینی	سازند گچساران		سازند آهکی اسماري / بخش ماسه‌سنگی اهواز	Borelis melo qzoup Meandropsina iranica
	اسماري بالایی				
اکی‌تانین پسین	اسماري میانی	واحد بالایی اسماري میانی			Elphidium sp. Miogypsina
اکی‌تانین پیشین		واحد پایینی اسماري میانی	بخش انیدریتی کلهر واحد انیدریتی قاعدهٔ اسماري		Archaias asmoricus Archaias hensoni
الیگوسن	لایه‌هاي تدریجی اسماري پایینی (Brissopsis)				Eulepidina Nephrolepidina Nummulites
ائوسن	سازندهاي جهرم و شهبازان	سازند پابده			

Error!

خواص زیست‌چینه‌ای پالئوسن و ائوسن
(وینند ۱۹۶۵)

سن	موقعیت جغرافیایی	موقعیت چینه‌شناسی	نام زون زیستی
الیگوسن	خوزستان و فارس	بالاترین حد سازند پابده	Small Globigerinides – Haplophragmium slingeri – Zeavigerina assemblage zone
ائوسن پسین	فارس و خوزستان	اهک‌های بالای جهرم	Chapmanina – Pellatispira – Baculogypsinodes assemblage zone
	برش الکو	اهک‌های بالای شهبازان	
	فروافتادگی دزفول	بخش بالای سازند پابده	Globorotalia Cerro – azulensis - Hantkenina assemblage zone
ائوسن میانی	فارس	اهک‌های بالای جهرم	Nummulites – Alveolina assemblage zone
	برش الکو	سازند تله رنگ	
	فارس	اهک‌های بالای جهرم	Dictyoconus – Coskinolina – Orbitolites complantus assemblage zone
	فارس	اهک‌های بالای سازند جهرم	Linderina sub zone
	فارس	اهک‌های سازند جهرم	Somalina sub zone
	برش الکو	تله رنگ	
	فروافتادگی دزفول	سازند پابده	Truncoritaloides – Porticulaphaera - Globorotalia spinulose assemblage zone
ائوسن	لرستان	سازند کشکان	Red Radiolaria zone
	فارس داخلی	سازند ساچون	
ائوسن پیشین	فروافتادگی دزفول	سازند پابده	Globorotalia rex– G. formosa – G. aragonensis assemblage zone
	فارس داخلی	سازند پابده	
	فارس	پایین سازند جهرم	Opertorbitolites sub zone
	فارس	سازند ساچون	
	برش الکو	سازند تله رنگ	
پالئوسن	فارس	قاعدهٔ سازند جهرم	Miscellanea – Kathina assemblage zone
	لرستان	سازند تله رنگ	
	فارس داخلی	اهک‌های بخش بالایی سازند ساچون	
پالئوسن پسین	فروافتادگی دزفول لرستان	بخش پایین پابده خوزستان، فارس	Globorotalia – Velascoensis – Globorotalia pseudomenardii assemblage zone
پالئوسن پیشین	لرستان	بخش پایین سازند پابده	Globorotalia – Globigerina – Globigerina doubjergensis assemblage zone

ترشیری پایینی (پالئوسن – میوسن پیشین)

ترشیری بالایی (میوسن پیشین – پلیوسن)

چرخهٔ رسوبی فارس

چرخهٔ رسوبی فارس یک واحد زمین‌ساختی –چینه‌شناختی همزمان با کوهزایی آلپ است که در یک دریای پسرونده به سمت جنوب باختری نهشته شده و تغییرات سنی آن از میوسن پیشین تا پلیوسن است. به همین‌رو این چرخه، در برگیرندهٔ سازندهای گروه فارس (گچساران، میشان، آغاجاری) و سازند کنگلومرای بختیاری است که نشانگر یک فاز پسروی است. ضخامت تقریبی ردیف‌های مورد نظر، در لرستان و سکوی فارس ۳۰۰۰ متر است ولی در فروافتادگی دزفول و پس‌خشکی بندرعباس به تقریب ۶۰۰۰ متر ضخامت دارد.

گروه فارس

در فرهنگ چینه‌شناسی ایران، گروه فارس شامل سازندهای گچساران در زیر، میشان در وسط و آغاجاری در بالا است. استونلی (۱۹۷۵) و مطیعی (۱۳۷۲)، سازند کنگلومرایی بختیاری را یک واحد سنگی از گروه فارس می‌دانند. مطالعات مرتبط به این گروه، تاریخچهٔ دیرینه دارد که در جدول زیر خلاصه شده است.

سازند تبخیری گچساران (فارس پایینی) : سازند گچساران به عنوان پوش‌سنگ میدان‌های نفتی آسماری نخستین سازند گروه فارس است که در مناطق فروافتادگی دزفول -لرستان تا حوضهٔ خلیج فارس گسترش دارد. این سازند زمان‌گذر است به گونه‌ای که که مرز پایینی آن در حوالی جزیرهٔ قشم به الیگوسن و شاید ائوسن برسد ولی در نواحی شمالی سن بوردیگالین (میوسن پیشین) دارد.

در ناحیهٔ فارس، این سازند به بخش‌های چهل، چَمپه و مول تغییر رخساره می‌دهد ولی در نواحی مجاور راندگی زاگرس، به سازند رازک تبدیل می‌شود.

از نگاه مهندسی، سازند تبخیری گچساران یک واحد سنگی با رفتار شکل‌پذیر است، به همین‌رو، در سطح زمین بُرش کامل ندارد و برش تلفیقی چاه‌های میدان گچساران به عنوان برش الگو (غیر رسمی) دانسته شده که ۷ عضو و ۱۶۰۰ متر ستبرا دارد. سنگ نمک، انیدریت، مارن‌های رنگارنگ، سنگ‌آهک و مقداری شیل بیتومین‌دار، بدون نظم چینه‌ای، واحدهای اصلی سازند گچساران هستند. ویژگی عضوهای هفتگانهٔ بُرش الگو به شرح زیر است.

گفتنی است که ضخامت و سنگ‌شناسی بخش‌های هفتگانهٔ برش الگو و عضوهای سه گانهٔ منطقهٔ فارس ثابت نیست. به همین‌رو در بیشتر نواحی این سازند (گچساران) قابل بخش‌بندی نیست و با نام کلی گچساران از آن یاد می‌شود.

سنگواره‌های جانوری موجود در سازند گچساران متعلق به محیط‌های کولابی و لب‌شور به طور عموم شامل Rotalia, Nonina و به طور محلی شامل Charophytes است. استراکود و بریوزوآ به همراه Peneroplis farsensis، Dendritina rangi، Chilostomellids و miliolids در تمامی سازند گچساران یافت می‌شود.

در استان فارس، سازند گچساران به سه عضو چهل (در زیر) چَمپه (وسط) و مول (در بالا) تقسیم شده است.

سازند آواری رازک : از جنوب باختری زاگرس (زاگرس چین‌خورده) به سمت شمال خاوری این ارتفاعات (زاگرس بلند)، سازند تبخیری گچساران با حضور یک واحد تدریجی، به ردیف‌های آواری سُرخ‌رنگی به نام «سازند رازک» می‌رسد. به همین‌رو درگذشته رازک درون سازند گچساران دسته‌بندی می‌شد و گاه نیز عنوان «رخسارهٔ ماسه‌سنگی گچساران» داشت.

در حال حاضر این نهشته‌های آواری یک واحد سنگی رسمی است که بُرش الگوی آن در پهلوی شمالی کوه جهرم، به ضخامت ۷۴۴/۴ متر، متشکل از مارن‌های سُرخ رنگ، سبز تا خاکستری سیلتی با هوازدگی کم، همراه با مقداری آهک سیلتی است که به طور هم‌شیب در روی سازند آهکی آسماری و در زیر «عضو آهکی گوری» از سازند میشان قرار دارد. ولی، مرز بالا و پایین آن در همه جا یکسان نیست. برای نمونه در لرستان، سازند رازک در زیر سازند آغاجاری است و یا در شمال بندر عباس این سازند روی مجموعهٔ نمکی هرمز و در زیر آهک گوری قرار دارد. ضخامت سازند رازک نیز متغیر است. گاهی کمتر از ۵۰ متر و گاهی تا بیش از ۱۳۰۰ متر اندازه‌گیری شده است.

از رازک فسیل‌های زیادی گزارش شده و تغییرات سنی آن نیز در خور توجه است. سازند رازک در لرستان به سن بوردیگالین تا میوسن بالایی، در ناحیهٔ فارس مرکزی از بوردیگالین تا میوسن میانی، در بندر عباس الیگوسن تا میوسن پیشین و در حوالی سی‌سخت از آکی تانین تا میوسن پیشین است. با توجه به تغییرات زیاد ویژگی زیست‌چینه‌ای و زمان چینه‌ای، این باور وجود دارد که سازند رازک رسوبات آواری حوضهٔ تبخیری سازند گچساران و باحتمال سکوهای کربناتی سازند آسماری است.به سوی جنوب و جنوب باختر، سازند رازک به طور زبانه‌ای با سازند گچساران جایگزین می‌شود. این جایگزینی کم و بیش با جایگزینی سازند تاربور با گورپی و سازندهای ساچون و جهرم با سازند پابده هم محل است.

سازند مارنی میشان (فارس میانی) : از اواخر بوردیگالین با فرونشست نواحی واقع بین سکوی فارس و فروافتادگی دزفول محیط دریایی گسترش یافته و سازند گچساران با یک دریای پیشرونده و کم ژرفا پوشیده شده است. در گذشته به نهشته‌های مارنی سبزرنگ این دریا، «گروه آرژیلی» و یا «مارن های انگورو» گفته می‌شد، ولی امروزه نام «سازند مارنی میشان» دارد که نام آن از دهکده‌ای واقع در ۵۰ کیلومتری جنوب –جنوب خاوری گچساران گرفته شده است.

در بُرش الگو (میدان نفتی گچساران) سازند میشان شامل ۷۱۰ متر مارن خاکستری و آهک‌های رُسی سرشار از پوسته و صدف سنگواره‌ها است. ۶۰ متر قسمت پایینی سازند بیشتر سنگ‌آهک‌های دارای کرم است که به نام لایه‌های کرم‌دار نامگذاری شده و به سمت جنوب خاوری با سنگ‌آهک های ریفی «بخش گوری» از سازند میشان جایگزین می‌شود.از محل بُرش الگو به سمت شمال خاوری زاگرس، سازند میشان بیشتر ماسه‌ای است ولی در فارس داخلی و بندرعباس بیشتر رخسارهٔ سیلتی دارد. گاهی در این سازند لایه‌های سُرخ رنگی وجود دارد که حاصل نهشت دوبارهٔ مجموعهٔ هرمز دانسته شده است. در نقاطی که این آواری‌ها ضخامت زیاد دارند، به آن «عضو ماسه‌سنگی میشان» گفته می‌شود.

به استثنای فارس داخلی که میشان بر روی سازند رازک است در دیگر نقاط، میشان بین دو سازند گچساران (در زیر) و سازند آغاجاری (در بالا) قرار دارد. مرز پایینی آن ناگهانی و مرز بالایی آن تدریجی است. از میدان نفتی گچساران به سمت لرستان، سازند میشان در جهت جانبی به رخسارهٔ تخریبی آغاجاری تبدیل می‌شود، به همین دلیل در لرستان سازند میشان گزارش نشده است.

سنگ‌آهک ریفی عضو گوری از سازند میشان به داشتن مقدار زیادی اُپراکولینا و دیگر ریز سنگواره‌ها شاخص است. افزون بر آن روزنه‌داران پلانکتون، دو کفه‌ای‌ها، شکم پایان، خارپوستان سن این سازند را از میوسن پیشین تا میوسن میانی مشخص می‌کنند.

عضو آهکی گوری : در گذشته این واحد سنگی به نام‌های «سازند گوری» و یا «آهک اُپرکولینا» خوانده می‌شد ولی امروزه عضوی از سازند میشان است که برش الگوی آن در تنگ گوری در ۲۸ کیلومتری جنوب خاوری شهرستان لار، به ضخامت ۱۱۱ متر، شامل سنگ‌آهک‌های کرم رنگ، سخت، خشن، برجسته و حاوی سنگواره‌های فراوان با تناوب مارن خاکستری است.

مرز پایین این عضو که ممکن است ناگهانی و یا هم‌شیب باشد، با سازند گچساران و یا سازند رازک است.

مرز بالایی گوری با سازند میشان گاهی تدریجی و گاهی ناگهانی است. تغییرات ضخامت عضو آهکی گوری زیاد است به گونه‌ای که در ناحیهٔ بندرعباس تا ۱۲۰۰ متر می‌رسد ولی از فارس به سوی خوزستان، عضو گوری نازک می‌شود و در شمال باختری گسل کازرون ناپدید می‌شود. عضو گوری در میدان گازی سرخون نقش سنگ مخزن دارد.

سازند آواری آغاجاری (فارس بالایی) : سازند آغاجاری که در گذشته به نام‌های گروه آبی، طبقهٔ آبی، طبقات دارای پکتن واسلی، طبقات سُرخ‌رنگ و فارس بالایی نامیده می‌شد، توالی ستبری (گاهی تا ۳۰۰۰ متر) از نهشته‌های آواری سرخ‌رنگ و همزمان با کوهزایی است که گستره‌های وسیعی از لرستان، خوزستان و فارس و حتی عراق، سوریه و ترکیه را زیر پوشش دارد. ولی در خوزستان و لرستان این سازند بیشتر از انواع رسوبات دریاچه‌ای، خلیج دهانه‌ای و رودخانه‌ای است، در حالی که در فارس ساحلی و جزیرهٔ قشم ویژگی‌های دریایی دارد.

نام این سازند از شهرستان آغاجاری اقتباس و بُرش الگوی آن در طول جادهٔ اُمیدیه به چاه‌های میدان نفتی آغاجاری مطالعه شده است. در این بُرش، سازند آغاجاری شامل ۲۹۶۶ متر، تناوب تکراری چرخه‌هایی است که به طرف بالا دانه‌ریز می‌شود. هر چرخه، به ضخامت ۱۰ تا ۱۰۰ متر، با لایه‌های ماسه‌سنگی آهکی، به ضخامت ۲ تا ۵ متر، به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری آغاز و با لایهٔ ضخیمی از مارن سُرخ‌رنگ در تناوب با لایه‌های نازک سیلت سنگ و ماسه‌سنگ ریز دانه ادامه می‌یابد. ولی در یک نگاه منطقه‌ای، سازند آغاجاری به دو رخسارهٔ متفاوت دیده می‌شود. در فارس داخلی، بندر عباس، شمال فروافتادگی دزفول و مرز ایران –عراق، سازند آغاجاری رخسارهٔ ماسه‌سنگی دارد. در حالی که، در فارس ساحلی و بخش میانی و جنوبی فروافتادگی دزفول، رخسارهٔ این سازند مارنی است. مرز پایینی این سازند با واحد سنگی میشان بیشتر تدریجی است و در آغاز

مارن‌های سُرخ انتخاب می‌شود. ولی، در لرستان که سازند میشان وجود ندارد، سازند آغاجاری بر روی سازند گچساران نهشته شده است. مرز بالایی آغاجاری، با و یا بدون بخش لهبری، با سازند کنگلومرای بختیاری است که گاه تدریجی و هم‌شیب و گاه ناگهانی و دگرشیب است.در فروافتادگی دزفول، سازند آغاجاری بیشترین ضخامت را دارد ولی به سمت خاور و جنوب خاور، ستبرای این سازند کاهش می‌یابد.

در این روند، کاهش ضخامت سازند آغاجاری با افزایش ضخامت سازند میشان همراه است، به همین‌رو، گاهی سازندهای آغاجاری و میشان همزمان دانسته می‌شوند و به همین جهت است که سن آغاجاری از میوسن میانی تا پلیوسن فرض می‌شود. اما، سازند آغاجاری در همه جا هم‌سن نیست. از شمال باختر به جنوب خاور و از شمال خاور به جنوب باختر، سن این سازند جوان‌تر می‌شود.ریزسنگواره‌های سازند آغاجاری به محیط‌های آب شیرین تا لب شور تعلق دارند که بیشتر در سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای قاعدهٔ این سازند دیده می‌شوند. سنگواره‌های درشت فراوانی را نیز می‌توان در بخش بالایی سازند آغاجاری دید که بیشتر سن پلیوسن دارند. آثاری از اسب هیپاریون نیز در بخش لهبری گزارش شده که متعلق به پلیوسن است. بنابراین سن آغاجاری میوسن بالایی تا پلیوسن است.

عضو آواری لَهبَری در بخش‌هایی از خوزستان و جنوب باختری لرستان، در بالاترین بخش سازند آغاجاری، توالی همگنی از مارن‌های سیلتی و سیلت سنگ، به رنگ نخودی تا خاکی، وجود دارد که در گذشته به نام بختیاری پایینی و یا لایه‌های بدبوم نامیده می‌شد. ولی امروزه، به دلیل شباهت‌های سنگ‌شناختی، این نهشته‌ها عضوی از سازند آواری آغاجاری، به نام «لَهبَری» دانسته می‌شوند که ردیف حدواسط از رسوبات رودخانه‌ای مآندری (سازند آغاجاری) به رسوبات رودخانه‌های بریده بریده و رسوبات مخروط افکنه‌ای (سازند بختیاری) است.بُرش الگوی این عضو در تنگ تکاب واقع در حدود ۱۰ کیلومتری شمال خاوری شهر هفتگل اندازه‌گیری شده که شامل

۱۵۷۵متر سیلت سنگ، مارن های سیلتی –گچدار، ماسه‌سنگ کربناتی و ژیپس است و یکی از ویژگی های آن، درشت شدن دانه‌ها به سمت بالا است. این عضو رنگ نخودی تا خاکی دارد به همین رو گاهی تفکیک آن از واحدهای جوان حاصل از فرسایش سازند آغاجاری و کنگلومرای بختیاری دشوار است.به سمت شمال خاوری و جنوب خاوری لهبری به صورت زمانی (قائم) و مکانی (جانبی) و به حالت بین انگشتی به سازند آغاجاری تبدیل می‌شود. به همین دلیل، گاهی تفکیک این دو دشوار است. ولی رنگ نخودی و فرسودگی بیشتر، کمک زیادی برای تفکیک لهبری از آغاجاری است. در عضو لهبری، سنگواره‌های محیط‌های لب شور تا شیرین کم عمق پیدا می‌شود. آثار هیپاریون متعلق به پلیوسن، از جمله آثار یافت شده در عضو لهبری است.

بخش	سنگ شناختي	ضخامت (متر)
۷	تناوب انيدريت، مارن خاكستري و سنگ‌آهك (قابل تقسيم به ۵ زون)	۱۴۷
٦	انيدريت، مارن‌هاي سرخ و آهك (در پايين)،سنگ نمك (وسط) انيدريت و مارن (در بالا)	۲۷۸
۵	تناوب انيدريت، مارن سرخ، سنگ نمك و لايه‌هاي نازك سنگ‌آهك	۳۰۸
٤	تناوب سنگ نمك ضخيم، مارن‌هاي خاكستري، انيدريت، كمي لايه‌هاي آهكي	۸۲٤/۵
۳	انيدريت، مارن‌هاي خاكستري ضخيم	۲۲۵
۲	سنگ نمك، انيدريت، مارن خاكستري، باندهاي نازك سنگ‌آهك	۱۱۲/۵
۱	۵ چرخه تبخيري شامل انيدريت، مارن، آهك و كمي شيل بيتومين‌دار	٤۰

سال	زمین‌شناس	واحد سنگ چینه‌ای	
۱۹۱۸	پیلگریم	سری فارس	- گروه طبقات داری پکتن - گروه طبقات داری اویستروآسلی گروه ژیپس پایینی
	جیمز و هالس	سری فارس	- سری فارس بالایی - سری فارس میانی - سری فارس پایینی
۱۹۱۸	باسك و مایو	سری فارس	- سری فارس بالایی - سری فارس میانی - سری فارس پایینی
۱۹٦۵	جیمز و وایند	گروه فارس	- سازند آغاجاری - سازند میشان - سازند گچساران = سازند رازك (فارس)
۱۹۷۵	استونلی	گروه فارس	- سازند بختیاری - سازند آغاجاری - سازند میشان - سازند گچساران

بخش	نام بخش	سنگ شناختي	ضخامت (متر)
۳	بخش مارني مول	مارن‌هاي سُرخ واحد ژيپس در تناوب با آهك‌هاي ژيپسي و ژيپس	۵۳/۵
۲	بخش كربناتي – تبخيري چمپه	سنگ‌آهك، دولوميت‌هاي ژيپس‌دار، مارن‌هاي سُرخ، ژيپس‌هاي قهوه‌اي	۱۱۰
۱	بخش انيدريتي چهل	ژيپس، انيدريت در تناوب با مارن و آهك نازك لايه	۲۹۵

حوضهٔ نمکی جنوب خلیج فارس

در جنوب جزیرهٔ قشم و در حوالی بندر بُستانه یک حوضهٔ نمکی، به احتمال، هم‌ارز گچساران وجود دارد. ولی این حوضه (تنگه هرمز)، از فروافتادگی دزفول جدا بوده و از نظر سنی با سازند گچساران مغایرت دارد. در این حوضه (قشم) سازند آسماری وجود ندارد و سازند گچساران شامل ضخامت‌های زیادی سنگ نمک، انیدریت و مارن است که روی سازند پابده و زیر سازند میشان قرار دارد (مطیعی، ۱۳۷۲).

سازند کنگلومرای بختیاری : سازند کنگلومرای بختیاری ویژگی رسوبات آبرفتی –کوهپایه‌ای حاصل از فرسایش ارتفاعات را دارد که بیشتر شامل کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌آهکی است که گاهی به صورت هم‌شیب و گاهی دگرشیب بر روی سازندهای کهن‌تر نهشته شده است.

باسک (۱۹۱۷)، سازند بختیاری را به سه بخش پایینی، میانی و بالایی تقسیم کرد. ولی امروزه بخش پایینی، عضوی از سازند آغاجاری به نام لهبری است و به مجموعهٔ بخش میانی –بالایی نیز بختیاری گفته می‌شود که بُرش الگوی آن در شمال مسجد سلیمان (گدار لندر) شامل ۵۵۰ متر کنگلومرا با قطعاتی به ابعاد خرسنگ، قلوه سنگ و ریگ، به سن‌های گوناگون است که با کلسیت درشت دانه و رُس سیمانی شده‌اند.

در محل بُرش الگو، یک سوم زیرین این سازند از کنگلومرای توده‌ای، مقاوم با هوازدگی به نسبت کم و عدسی‌هایی از ماسه‌سنگ‌های کنگلومرایی است و دو سوم بالایی شامل کنگلومرای توده‌ای و دیواره ساز است. ضخامت این سازند در مناطق مختلف متفاوت است، به گونه‌ای که در ناحیهٔ بندرعباس، ۱۰۲۷ متر و در بهبهان (چاه شمارهٔ ۱۱) ۱۳۳۰ متر می‌باشد.

ترشیری در کپه‌داغ

مقدمه

در حوضهٔ کپه‌داغ، همانند دیگر نواحی ایران، در آغاز ترشیری حرکات زمین‌ساختی هم‌ارز لارامین سبب پسروی دریا از جنوب به شمال شده به گونه‌ای که ردیف‌های آغازی ترشیری از نوع نهشته‌های قاره‌ای (سازند پسته‌لیق) است که از فرسایش فرابوم‌های ایجاد شده در جنوب کپه‌داغ حاصل شده‌اند. در پالئوسن میانی، به جز ناحیهٔ شیخ، با نشست حوضه، سنگ‌آهک‌های زیست آواری (سازند چهل‌کمان) نهشته شده است، ولی در شروع ائوسن، ناحیهٔ شیخ را نیز دریا پوشاند و به همین‌رو، توالی‌های ائوسن دریایی است (سازند خانگیران)، ولی از اواخر ائوسن، همزمان با رویداد پیرنئن، با پسروی کامل دریا از باختر به خاور، محیط‌های قاره‌ای میان کوهی نئوژن با گسترش جغرافیایی محدود شکل گرفته‌اند (شکل ۶-۶ الف و ب). در هر حال، در دشت گرگان، به عنوان بخش خاوری حوضهٔ پاراتتیس، رسوبات نئوژن دریایی است (افشارحرب، ۱۳۷۳).

پالئوژن در کپه‌داغ

در پهنهٔ کپه‌داغ، ردیف‌های پالئوژن شامل سه سازند پسته‌لیق، چهل‌کمان و خانگیران است.

سازند پسته‌لیق : نام این سازند قاره‌ای از جنگل پسته‌لیق (پستهٔ وحشی) در شمال باختری دشت سرخس گرفته شده ولی بُرش الگوی آن در ۶ کیلومتری جنوب باختری دهکدهٔ شورلوخ، در پایانهٔ شمالی تنگ نیزار، به ستبرای ۲۸۰ متر اندازه‌گیری شده است، ولی در دیگر نقاط، تغییرات ستبرا

درخـور توجـه اسـت. ایـن سـازند تنـاوب نـامنظمی از شـیل قهـوه‌ای مایـل بـه سُـرخ، گلسـنگ، ماسه‌سنگ‌آهکی و کنگلومرا است که در برخی نقاط نظیر نـاودیس کـلات لایـه‌هـای تبخیـری بـه آن اضافه می‌شود.

داشتن زمینهٔ سُرخ‌رنگ، از ویژگی‌های سازند پسته‌لیق است که به شناسایی آن کمـک مـی‌کنـد.مـرز پایینی سازند پسته‌لیـق بیشـتر بـه سـازند کـلات (کرتاسـهٔ پسـین) اسـت و در بـالا، گـاهی بـا سـازند چهل‌کمان و گاهی با سازند خانگیران همبری دارد.

در همـه جـا، مرزهـای پـایینی و بـالایی ایـن سـازند (پسـته‌لیـق) ناپیوسـته ولـی هـم‌شـیب است.سنگ‌رخسارهٔ سازند پسته‌لیق و پراکندگی جغرافیایی آن نشانگر آن اسـت کـه در آغـاز پالئوسـن، در نتیجهٔ رویـداد لارامـین بلنـدی‌هـایی در جنـوب، بـاختر و شـمال خـاوری کپـه‌داغ (جنـوب دشـت سرخس) شکل گرفته و به همین دلیل سـازند آواری پسـته‌لیـق دارای سـه مرکـز پیشـینهٔ رسـوب در شمال خاوری جاجرم (۱۷۰۰ متر)، جنوب دشت سرخس و شمال خاوری بجنورد است.

در یک نگاه کلی، از جنوب به شمال از درشتی دانه‌های آواری –قاره‌ای کاسته مـی‌شـود، بـه گونـه‌ای که در شمال بجنورد، بیشتر رس و سیلت ارغوانی نهشته شده است. **(شکل ۶-۶ الف)**

سازند پسته‌لیق سنگواره ندارد. بر اساس جایگاه چینه‌شناسی، سن ایـن سـازند پالئوسـن زیـرین اسـت. هم‌ارزی‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که واحد سنگی پسته‌لیق را می‌توان با سازند فجـن (فاجـان) در البرز، کنگلومرای کرمان، سازند ساچون (زاگرس) و حتـی بخـش شـیل ارغـوانی سـازند پابـده درخـور قیاس دانست که جملگـی بـه محـیط‌هـای قـاره‌ای –اکسـیدی حاصـل از رویـداد لارامـین، در آغـاز پالئوسن، اشاره دارند(**شکل ۶-۶ ب**)

سازند آهکی چهل‌کمان : بررسی جغرافیای دیرینه کپه داغ نشـان مـی‌دهـد کـه در آغـاز پالئوسـن پسین، نواحی سرخس، کلات درگز (در خـاور) و نـواحی مـراوه تپـه و شـمال گنبـد (در بـاختر) بـا دو

سکوی کربناتی کم عمق و مجزا پوشیده شده بود کـه حاصـل آن، نهشـت کربنـات‌هـای زیسـت آواری «سازند چهل‌کمان» است. بُرش الگوی این سازند در تنگ چهـل‌کمـان، واقـع در ۱۶ کیلـومتری بـاختر – جنوب باختری سرخس اندازه‌گیری شده که به طور عمده شامل ۲۲۹ متر سـنگ‌آهـک و دولومیـت و با میان‌لایه‌های ناچیز از مارن و شیل آهکی است و به طور محلـی، لایـه‌هـای نـازک ماسـه‌سـنگ و سنگ‌گچ (چاه شمارهٔ ۳ گنبدلی) دارد.

سنگ‌آهک های ایـن واحـد سـنگی، بـه طـور عمـوم از نـوع بیومیکرایـت رُس‌دار و ماسـه‌ای بـه رنـگ خاکستری نخودی، متوسط تا درشت دانـه بـوده و بـه داشـتن تخلخـل فـراوان و گـاهی چینـه‌بنـدی چلیپایی شناخته می‌شود. میان‌لایه‌های شیلی بیشتر به رنگ خاکستری مایل به آبی و ماسـه‌سـنگ‌هـا رنگ سُرخ مایل به قهوه‌ای داشته و درشت دانه‌اند.سازند چهل‌کمان، به طور هـم‌شـیب ولـی ناهمسـاز، بر روی سازند پستهٔ لیق قرار دارد. ولی، حد بالایی آن به سـازند خـانگیران پیوسـته و تـدریجی اسـت. لازم به گفتن است که در ناحیـهٔ آیتـامیر، سـازندهای پسـته‌لیـق،کلات و نیـزار وجـود نـدارد و سـازند چهل‌کمان بر روی سازند آب تلخ قـرار دارد.گسـترش جغرافیـایی سـازند چهـل‌کمـان بـه طـور عمـده محدود به جنوب و جنوب باختری دشت سرخس است. در دیگر مناطق، فرسایش شـدید سـبب شـده تا رخنمون این سازند فقط محدود به چند نـاودیس باشـد. روزنـه‌داران، شـاخص‌تـرین سـنگواره‌هـای سازند چهل کمان هستند که به پالئوسن تعلق دارند. سنگواره‌های دیگر ایـن سـازند (بریـوزوآ، جلبـگ و دوکفه‌ای) چندان شاخص نیستند.

سازند شیلی خانگیران : سازند خانگیران آخرین نهشته‌های دریایی پهنهٔ کپه داغ اسـت کـه نـام آن از روستای خانگیران (۳۰ کیلـومتری بـاختر سـرخس) گرفتـه شـده، ولـی بُـرش الگـوی آن در دامنـهٔ جنوبی تاقدیس زرینه‌کوه در شمال شهر درگز مطالعه شده است.

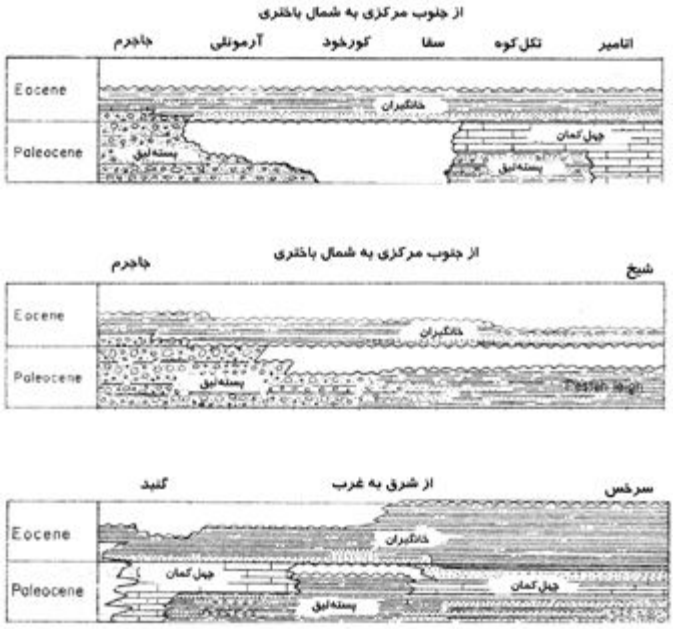
در بُـرش الگـو و دیگـر بـرش‌هـا، سـازند خـانگیران تـوالی همگنـی از شـیل آهکـی –سـیلتی بـا میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ سبز زیتونی و خاکستری مایل بـه آبـی اسـت کـه سـیمای فرسـوده و پسـت

دارد و در بیشتر نواحی، نزدیک به قاعدهٔ آن، ماسه‌سنگ ضخیمی دیده می‌شود. اغلب در بخش زیرین این سازند، چندین واحد صدف سنگ، حاوی صدف‌های بزرگ نیز وجود دارد.سازند خانگیران در محل بُرش الگو (نزدیک روستای یاقل) ۱۸۸۰ متر ستبرا دارد ولی تغییرات ضخامت سازند از ۸۰۰ متر (روستای خانگیران) تا ۲۰۰۰ متر است. این سازند به طور هم‌شیب سازند آهکی چهل‌کمان را می‌پوشاند و لایهٔ صدف‌دار پایهٔ خانگیران این دو واحد را از یکدیگر جدا می‌کند. ولی گاه مانند ناودیس شیخ، سازند چهل‌کمان وجود ندارد و مرز زیرین خانگیران به سازند پسته لیق است.

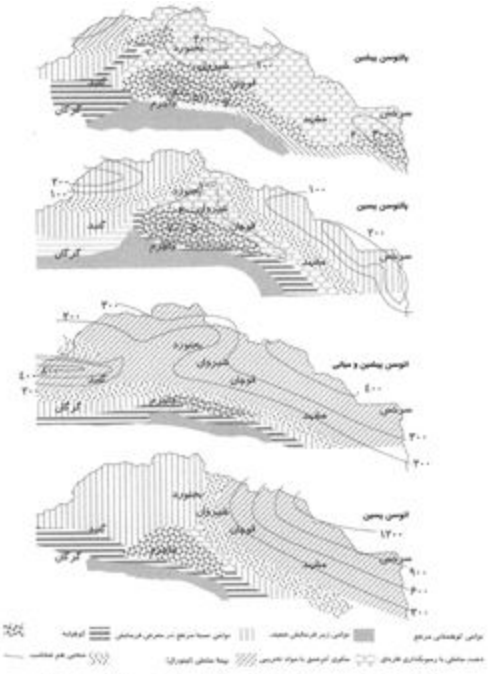
گسترش جغرافیایی این سازند بیشتر محدود به دشت سرخس و شمال درگز است. با این حال، در چند ناودیس واقع در مرکز و باختر کپه داغ نیز می‌توان رخنمون‌های این سازند را دید.بر اساس روزنه‌داران فراوان، سن سازند خانگیران پالئوسن پسین تا اواخر ائوسن و به احتمال الیگوسن پیشین است. مطالعهٔ نانوپلانکتون‌های آهکی این سازند در خاور ناودیس چهل‌کمان سبب شده تا هادوی (۱۳۷۸)، ضمن شناسایی ۹ زون زیستی، بر این باور باشد که محدودهٔ زمانی سازند خانگیران از ائوسن آغازی تا الیگوسن پسین است.

سازند شیلی خانگیران معرف آخرین پیشروی گستردهٔ دریا در پهنهٔ کپه داغ است که به جز بخش کوچکی از شمال باختری گنبدکاووس، دیگر نواحی را زیر پوشش داشته است. پیشروی این دریا از پالئوسن پسین آغاز ولی در اواخر ائوسن میانی آخرین پسروی دریا آغاز شده به گونه‌ای که در اوایل ائوسن پسین، دریا فقط خاور بجنورد تا دشت سرخس را زیر پوشش داشته است. از اواسط ائوسن پسین، پسروی دریا به سمت شمال خاوری ادامه یافته و در ائوسن پایانی دشت سرخس، کلات و درگز آخرین محل استقرار دریای ائوسن بوده است. بدین‌سان در پهنهٔ کپه‌داغ باختری، پسروی ناشی از رویداد پیرنئن از ائوسن میانی آغاز شده ولی در کپه‌داغ خاوری پسروی دریا در ائوسن پسین – الیگوسن پیشین بوده است. به همین دلیل در نواحی سرخس و درگز، شیل‌های خانگیران

به تدریج، و با حضور چند لایه گذری، به رُس سنگ‌های سُرخ‌رنگی می‌رسد که در محیط قاره‌ای رسوب کرده‌اند.



شکل ۶-۶-(الف)- تغییر ضخامت و نبودهای رسوبی واحدهای سنگ چینه‌ای پالئوژن کپه‌داغ
(افشارحرب، ۱۳۷۳)



شکل۶-۶ (ب) دیرینه جغرافیای کپه‌داغ در پالئوسن - ائوسن (افشارحرب ۱۳۷۳)

نئوژن در کپه داغ

بـه دنبـال رویـداد زمـین‌سـاختی پیـرنئن، بـا پسـروی دریـای ائوسـن پسـین –الیگوسـن پیشـین، رسوبگذاری در کپه داغ محدود به محیط‌های قارّه‌ای میان کوهی شده و به همـین دلیـل ردیـف‌هـای نئوژن این پهنه نهشته‌های آواری اکسیدی است که ممکـن اسـت بـه طـور هـم‌شـیب بـر روی سـازند خانگیران و یا دگر شیب بر روی ردیف‌های کهن‌تر از خانگیران قرار گیرند.

در ناحیهٔ سرخس و دامنهٔ شمالی تاقدیس خانگیران، ردیف‌هـای نئـوژن حـدود ۱۵۰ متـر کنگلـومرا، ماسه‌سنگ و کمی رس ماسه‌دار سُرخ‌رنگ است که به طور هـم‌شـیب بـر روی سـازند خـانگیران قـرار دارد. در ناحیهٔ درگز، در کنـار راه اصـلی درگـز بـه لطـف‌آبـاد، آواری‌هـای نئـوژن، بـا حـدود ۹۰۰ متـر ضخامت و گسترش زیاد، شامل رُس سنگ در پایین و کنگلـومرا در بالاسـت کـه بـا لایـه‌هـای سـازند خانگیران به گونه‌ای هماهنگ چین خورده‌اند. بنابراین، کهـن‌تـر از فـاز اصـلی چـین‌خـوردگی دانسـته شده‌اند.

در دامنه های جنوبی کوه‌های هزار مسجد، نهشـته‌هـای آواری نسـبت داده شـده بـه نئـوژن، بـه طـور دگرشیب واحدهای سنگی گوناگونی به سن ژوراسیک و کرتاسه را می‌پوشاند و به نظـر مـی‌رسـد کـه این گروه از نهشته‌های نئوژن پس از فاز کـوهزایی و فرسـایش پیامـد آن تشـکیل شـده‌انـد. بنـابراین، محدود کردن سن این گروه به زمان پلیوسن، می‌تواند پذیرفتنی‌تر باشد. به ویژه آنکه، در دیگـر نقـاط کپه داغ، نهشته های پلیوسن کنگلومرایی است که با دگرشیبی بـر روی افـق‌هـای مختلـف لایـه‌هـای قـدیمی‌تـر قـرار دارد. بـا ایـن حـال، در شـمال خـاوری دشـت گرگـان، سـنگ‌هـای پلیوسـن از نـوع سنگ‌آهک هـای زیست آواری است که با « سازند دریایی آقچـه گیـل » قابـل قیـاس اسـت کـه بُـرش الگوی آن در ترکمنستان و در ساحل خـاوری دریـای خـزر قـرار دارد. در دشـت گرگـان، سـازند آقچـه گیل ۱۹ متر ماسه‌سنگ زرد رنگ آهکی، سنگ‌آهک زیست‌آواری، متخلخل بـا چینـه‌بنـدی چلیپـایی است که با دگرشیبی بر روی ردیف‌های کرتاسه به ویـژه سـازند سـنگانه قـرار دارد. گفتنـی اسـت کـه،

همانند دیگر نقاط ایران، رسوبات پلیوسن کپه‌داغ، از جمله سازند آقچه‌گیل، در اثر فاز کوهزایی پلیوسن پایانی، چین خورده‌اند.

ترشیری در مکران

مقدمه

پهنه مکران شامل زمین‌های واقع در جنوب خاوری ایران است که از نگاه زمین‌شناسی، بر فرادیوارهٔ یک زون فرورانش کم‌شیب قرار دارد. پی‌سنگ افیولیتی ناحیه نشانگر یک جدایش درون قاره‌ای همراه با اقیانوس‌زایی در سکوی پالئوزوییک ایران است ولی هنوز برخورد نهایی صفحه‌ها صورت نگرفته است. به همین‌رو، از زمان ترشیری به بعد، مکران ویژگی حاشیه‌های فعال دارد. ردیف‌های ترشیری مکران به طور عمده نهشته‌های فلیش‌گونه و حاصل تخریب و فرسایش پوستهٔ قاره‌ای و اقیانوسی شمال مکران و نشانگر فرسایش شدید و نهشت در یک فرونشست فعال است. نهشت فلیش‌های پالئوسن –ائوسن مکران تا زمان الیگوسن ادامه داشته، ولی در این زمان (الیگوسن) با پسروی دریا از حاشیه و کناره‌های حوضه، ردیف ستبر غیرکربناتی متشکل از ماسه‌سنگ و شیل بر جای مانده است. در زمان میوسن، رسوبات مارنی ژیپس‌دار و گلسنگ در حوضه‌های ساحلی کم عمق و در حال فرونشست نهشته شده‌اند که به تدریج به سمت دریا (جنوب) ضخامت آنها بیشتر می‌شود، به گونه‌ای که در هر کیلومتر، ۱۶۰ متر بر ضخامت آنها افزوده می‌شود (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). با وجودی که مکران پهنه‌ای در حال کوهزایی است، ولی رسوبات پلیوسن آن مولاس گونه دانسته شده که ضمن داشتن بیش از یک کیلومتر ستبرا، به طور دگرشیب فلیش‌های بالایی میوسن را می‌پوشانند.

پالئوسن در مکران

ردیف‌های «پالئوسن» مکران را بیشتر در کافت شمال مکران و در واحد کربنات‌های پیش کمانی (شکل ۲-۲۱) می‌توان دید که بخشی از آمیزه‌های «دورکان»، «در انار»، «بند زیارت»، «آمیزه‌های رنگین»، «مختارآباد» و «بن‌رود» است و شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی و آذرین به شدت چین‌خورده و گسلیده هستند. به همین‌رو، روند چینه‌ای آنها فاقد نظم و درهم آمیخته است، ولی مطالعات فسیل‌شناسی نشان می‌دهد که بخشی از مجموعه‌های یاد شده سنگواره‌های پالئوسن دارند که با رسوبات کرتاسه در پیوندادند (شکل ۵-۱۵).

ردیف‌های پالئوسن «مجموعهٔ دورکان» شامل سیلت سنگ، سنگ‌آهک برشی – ماسه‌ای متبلور، و شیل‌های سُرخ – قهوه‌ای حاوی جلبک‌های Ethelia alba، Lithophyllum sp.، L.thothamnium sp، Archaeolithothamnium sp. است که با روزنه‌داران کف‌زی اوایل دوران سوم همراه است. این مجموعهٔ فسیلی سن پالئوسن آغازی دارند که در یک محیط کم عمق دریایی تشکیل شده‌اند.

در «مجموعهٔ انار»، اندکی رسوبات پلاژیک و تخریبی به دیرینگی کرتاسه – پالئوسن زیرین دیده می‌شود.

«مجموعهٔ بند زیارت»، متشکل از سنگ‌های آذرین (گابرو به طور غالب و آذرین خروجی) است که تغییرات سنی آن از نئوکومین تا اوایل پالئوسن است.

«مجموعهٔ آمیزهٔ رنگین»، شامل یک توالی هم ریشهCognate از رسوبات پلاژیک، ماسه‌سنگ، سنگ‌های آتشفشانی و با بلوک‌های نابرجای سنگ‌های اولترابازیک است. سنگ‌آهک‌های بیومیکریتی سفید تا کرم و ارغوانی این مجموعه، دارای میکروفسیل‌های Globrotalia compressa، G. cf. angulata، Chiloguembelina sp.، Globigerina sp.، مشخص پالئوسن (دانین – مونسین) است.

«مجموعهٔ مختارآباد»، شامل سنگ‌های آذرین –رسوبی همراه با دایک‌های دیابازی است که در بخش بالایی آن افیولیت جای دارد. سنگ‌آهک‌های بیومیکریتی این مجموعه حاوی روزنه‌داران پلانکتون مانند Globorotalia trinidadensis، Globorotalia cf. pseudobulloides و رادیولرها به سن کرتاسه تا پالئوسن آغازی است.

«مجموعهٔ بن‌رود»، شامل رسوبات پلاژیک در زیر و ردیف‌های کم عمق دریایی (سنگ‌آهک متبلور بیواسپاریتی) در بالا است که حاوی miliolids، rotalids، Lithothamnium و Piliolina sp. به سن پالئوسن است.

ائوسن در مکران

ردیف‌های «ائوسن» مکران را به ویژه در نواحی میناب، فنوج، طاهرویی، پیشین و نیک‌شهر می‌توان دید(مک‌کال و همکاران، ۱۹۸۵).

در منطقهٔ «میناب» نهشته‌های ائوسن رخسارهٔ آشفته Turbidity دارند و شامل ۴ واحد سنگی به سن ائوسن تا الیگوسن آغازی است (شکل ۶-۷)

«واحد بیدک»، نهشته‌های آواری (کنگلومرا، ماسه‌سنگ، توف) و سیل‌های دیابازی است که میان‌لایه‌های آهکی آن حاوی روزنه‌داران، مرجان و جلبک‌های ائوسن پایینی تا ائوسن بالایی است.

«واحد کام‌سفید»، نهشته‌های ماسه‌سنگی به سن ائوسن میانی تا الیگوسن پسین است.

«واحد ماریچ»، نهشته‌های رسوبی (شیل، ماسه‌سنگ، سیلت سنگ، کنگلومرا) به سن ائوسن میانی تا الیگوسن زیرین است.

«واحد ماسه‌سنگ تفکیک نشده»، به سن ائوسن میانی تا ائوسن پایانی است که همراهانی از سنگ‌آهک نومولیت‌دار دارد. گفتنی است که داشتن میان‌لایه‌های آهکی آب‌های کم عمق از ویژگی‌های چهار واحد گفته شده است.

در منطقهٔ «فنوج»، ردیف‌های فلیشی ائوسن شامل چهار واحد زیر است (شکل ۶-۷).

«واحد ماریچ»، شامل ماسه‌سنگ، سیلت سنگ، کنگلومرا همراه با میان‌لایه‌های آهکی فسیل‌دار به سن ائوسن میانی تا بالایی.

« واحد گیران »، شامل ماسه‌سنگ درشت‌دانه نارسیده Immature، شیل، گلسنگ و کمی سنگ‌آهک و توف.

«واحد ماسه‌سنگ تفکیک نشده»، شامل ماسه‌سنگ با لایه‌بندی نازک، شیل، سنگ‌آهک و گلسنگ و کمی سنگ‌آهک و کنگلومرا به سن ائوسن میانی –بالایی که در حوضه‌ای ناپایدار و به صورت رسوب‌های آشفته نهشته شده‌اند.

«واحد گوردَک»، شامل ماسه‌سنگ، شیل و گاهی توف به شدت دگرشکل است به همین دلیل رخنمون آنها نابرجا است.

در ناحیهٔ «طاهرویی»، سنگ‌های ائوسن به طور عمده سنگ‌آهک‌های آب‌های کم عمق است که با رخساره‌های فلیشی دیگر نواحی مکران تفاوت آشکار دارند. روزنه‌داران کف‌زی سنگ‌آهک‌ها، سن ائوسن پیشین دارند ولی در شمال طاهرویی سن ردیف‌های ائوسن، ضمن داشتن رخسارهٔ فلیشی، تا ائوسن میانی می‌رسد.

در منطقهٔ «پیشین»، ردیف‌های فلیشی ائوسن به چهار واحد جداگانهٔ زیر تقسیم شده‌اند (شکل ۶-۸).

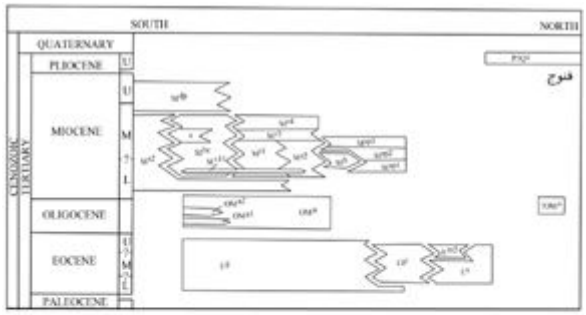
«واحد ایرافشان»، شامل نسبت مساوی از شیل و ماسه‌سنگ، بـه ضـخامت تـا ۹۰۰۰ متـر، بـه سـن ائوسن پیشین تا میانی.

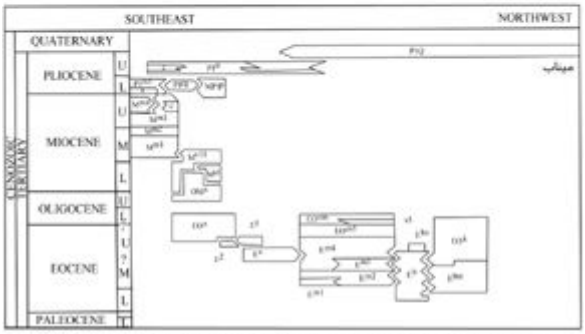
«واحد دربان»، بیشتر شامل شیل و کمی ماسه‌سنگ، سـنگ‌آهـک و کنگلـومرا اسـت. شـیل‌هـا دارای پلانکتون‌های نواحی عمیق به سن ائوسن میانی تا پسین است.

«واحد مُسری»، شامل یک ردیف منظم از ماسه‌سنگ و شیل است که به طور فرعی میـان‌لایـه‌هـایی از سیلت سنگ، گل‌سنگ، سـنگ‌آهـک و کنگلـومرا دارد. داشـتن سـاختارهای رسـوبی از نـوع بومـای کامل از ویژگی آن است. روزنه‌داران پلانکتون (گلوبیژرینا) و کف‌زی (نومولیت‌هـا) ایـن واحـد بـه سـن ائوسن پیشین دارند.

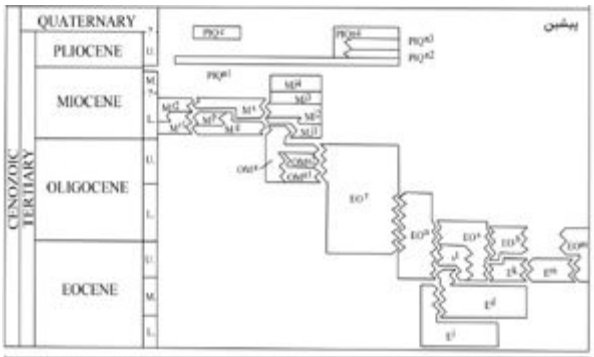
«واحد کُنار»، به طور عمده شامل ماسه‌سنگ است که با کنگلـومرای گریتـی و سـنگ ریـزه‌ای همـراه است. رخسارهٔ شیلی نیز به طور موضعی وجـود دارد. از نظـر سـنی، ایـن واحـد نشـانه‌هـایی از ائوسـن پایانی دارد.

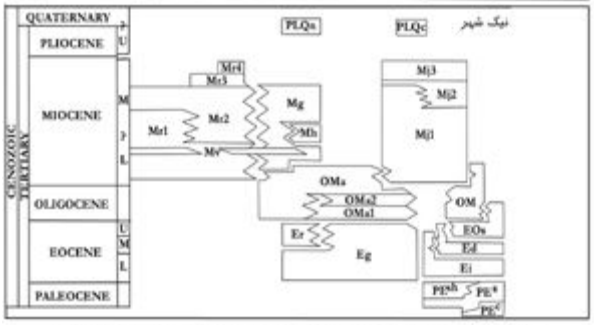
در منطقهٔ «نیک‌شهر»، نهشته‌های ائوسن به سه قسمت زیرین، میانی و بـالایی تقسـیم شـده کـه بـه طور کلی از پایین به بالا شامل شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرا اسـت و بـه تـدریج بـه واحـدهای عمـومی ائوسن مانند واحد ایرافشان، شبه فلیش، فلیش وحشی، واحد گـوردَک و واحـد دربـان مـی‌رسـد کـه ادامهٔ ردیف‌های ائوسن در منطقهٔ پیشین است (شکل ۶-۸).





شکل ۶-۷- گسترش زمانی و مکانی سنگ‌های ترشیری مکران در نواحی فنوج و میناب





شکل ۶-۸- گسترش زمانی و مکانی سنگ‌های ترشیری مکران در نواحی پیشین و نیک‌شهر

الیگوسن در مکران

«نهشته‌های الیگوسن» مکران از نوع فلیش‌اند و چندین‌هزارمتر ضخامت دارند. شرکت پاراگون (۱۹۸۸) برای این نهشته‌ها نام «واحد انگوران» را انتخاب کرده که پس از رخداد زمین‌ساختی

الیگوسن میانی نهشته شده و تغییرات سنی آن از الیگوسن تا میوسن است. این فلیش‌ها، کمان کم و بیش پیوسته‌ای را از کوه زندان (میناب) تا مرز پاکستان تشکیل می‌دهند که بیشتر از نوع فلیش‌های دور از منشأ Distal Flysch بوده و گاه قطعات خارجی در آنها دیده می‌شود. واحد انگوران با سه رخسارهٔ «شیلی»، «ماسه‌سنگی» و «توالی تفکیک نشده» دیده می‌شود. توالی ماسه‌ای به ویژه انواع تفکیک نشدهٔ این واحد، تناوب ریتمیک از ماسه‌سنگ وشیل است که گاهی هر ریتم ۱۰۰ تا ۲۰۰ متر ضخامت دارد. داشتن ساخت‌های رسوبی اوّلیه، ساخت‌های وزنی کوچک، حفره‌های عمومی و واحدهای D, C, B و E ردیف بوما از ویژگی‌های واحد انگوران است که نشانگر نشست سریع و ناگهانی رسوبات در بادزن‌های زیردریایی و عمیق است. انواع گلوبیژرینا، گلوبوروتالیا و میوژیپسینا از میکروفسیل‌های واحد انگوران به سن الیگوسن پسین – میوسن پیشین هستند.

میوسن در مکران

«نهشته‌های میوسن» مکران در حوضهٔ رسوبی‌ای نهشته شده‌اندکه به سمت جنوب و باختر ژرفای کمتری داشته و از شمال نیز محدود به خشکی بوده است. این نهشته‌ها که در محیط‌های نریتیک نهشته شده‌اند از خاور گسل میناب تا مرز پاکستان رخنمون دارند. بررسی‌های دیرینه جغرافیایی نشان می‌دهد که از اواخر میوسن میانی، ناوهٔ فلیش پر شده و ذرات تخریبی درشت به طرف جنوب هدایت شده‌اند (مک‌کال، ۱۹۸۵).

تفاوت‌های مکانی (جانبی) رخساره سبب شده تا فلیش‌های میوسن مکران شامل واحدهای سنگی زیر باشد.

«واحد دهیردان»، شامل نسبت متغیری از تناوب شیل آهکی و ماسه‌سنگ است که گاه هوازدگی سفیدرنگ دارد. بخش زیرین این واحد، رخسارهٔ فلیش مناطق با عمق متوسط (سکو – شیب قاره)

دارد ولی بخش بالایی آن در عمق بسیار کم رسوب کرده است. سنگواره‌هایی مانند Miogypsina ، Neoalveolina، Lepidocyclina، Operculina سن آکیتانین–بوردیگالین را نشان می‌دهند.

«واحد سبز» از حدود ۶۰۰۰ متر گل‌سنگ‌آهکی خاکستری، سبز، ماسه‌سنگ‌آهکی توده‌ای، کنگلومرای قهوه‌ای تشکیل شده که به داشتن مقداری ژیپس و بلوک‌های بیگانه شاخص است.این واحد، به طور جانبی به دیگر واحدهای فلیش مکران تبدیل می‌شود و هم‌ارز زمانی آنها به شمار می‌رود. افزون بر اویستر، دوکفه‌ای و سرکوسه، در منطقهٔ طاهرویی گلسنگ‌های نرم واحد سبز سرشار از روزنه‌داران پلانکتون میوسن پیشین تا میانی است.

«واحد شهرپوم»، با ۹۵۰ متر ستبرا، شامل زیر واحد جداگانه از فلیش‌های ریتمیک است که توسط جریان‌های آشفته در یک گودال عمیق و آرام نهشته شده است. طبقه‌بندی تدریجی، علائم سطح زیرطبقه Sole marks مانند قالب شیاری Flute casts ، موج نقش‌های خطی و زبانه‌ای، قالب شکافی Groase casts از ساختارهای رسوبی این واحد است. این واحد سنگوارهٔ چندانی ندارد و سنگواره‌های موجود ممکن است نابرجا باشند. در هر حال، سن میوسن پیشین (بوردیگالین) – میوسن میانی برای این واحد پیشنهاد شده است.

«واحد هیچان» حدود ۳۰۰۰ متر توالی فلیشی شامل شیل‌های نرم، خرد شده، تورق‌پذیر و آهکی است که مقداری ماسه‌سنگ، سیلت سنگ و گلسنگ دارد و از نوع فلیش‌های نزدیک به منشأ است. آشفتگی زیستی Bioturbation از ویژگی‌های این واحد است. روزنه‌داران پلانکتون فراوان واحد هیچان مانند Globigerinoides trilobus، G. sacculifer، G. altispira و ۰۰۰ معرف سن میوسن پیشین – میانی است که عمق آب را چند صد متر پیشنهاد می‌کند.

«واحد وزیری» از ضخامت متغیری سنگ‌آهک‌های ریفی، وکستون بایومیکرایت جلبگ‌دار و سنگ‌آهک تخریبی تشکیل شده که مقدار زیادی برش آهکی از منشأ واریزه‌ای دارد و در بعضی مقاطع حاوی میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ سُرخ، شیل و کنگلومراست. از نظر سنگ‌شناسی، آهک‌ها جزو کالکارنایت تقسیم‌بندی می‌شوند. سنگواره‌های این واحد به ویژه انواع مرجان، شکم‌پایان، دوکفه‌ای، بریوزوآ،جلبگ، دندان کوسه و روزنه‌داران فراوان بوده و محیط دریایی نزدیک به سطح در حاشیهٔ کمربندی از جزایر مرجانی را تداعی می‌نماید.به جز منطقهٔ سردشت واحد وزیری سن آکیتانین اما، در دیگر نقاط، سن بوردیگالین دارد.

«واحد بند چاکر» از ۲۵۵۰ تا ۵۰۰۰ متر، ماسه‌سنگ توده‌ای، لایه‌های نازک کنگلومرا و شیل‌های خاکستری – سبز تشکیل شده که در پایین آن مگاریتم‌های شیلی وجود دارد. لایه‌های نازک زغال (ساپروپلی)، برگ و ساقهٔ گیاهان به مقدار زیاد وجود دارد. با توجه به انواع گلوبیژرینا و گلوبوروتالیا به واحد بندچاکر سن میوسن میانی داده شده و به لحاظ قرارگیری در روی واحد وزیری نمی‌تواند قدیمی‌تر از بوردیگالین باشد. بیشتر این واحد، رخسارهٔ آب بسیار کم عمق دارد، ولی به سمت جنوب، محیط رسوبی به طور کامل عمیق می‌شود. این واحد مراحل حدواسط تبدیل فلیش گودال‌ها را به رسوبات نریتیک نمایش می‌دهد.

«واحد شیل دارخونیش» شامل ۱۵۰۰ متر شیل خاکستری رنگ نازک لایه، سیلت ماسه‌سنگی و لایه‌های نازک ماسه‌سنگ با جورشدگی خوب است. در این واحد ساخت‌های رسوبی و آشفتگی زیستی فراوان است. انواع گلوبیژرینا، گلوبیژرینده و تعدادی روزنه‌داران کفزی مانند Neoalveolina melocurdica معرف سن میوسن پیشین تا میوسن میانی هستند.

«واحد روکشا» شامل چهار زیرواحد است که به ترتیب از پایین به بالا عبارتند اززیر واحد اول، شامل شیل و گل‌سنگ‌آهکی است که به طرف بالا ریتم‌ها ضخیم‌تر و دانه‌درشت‌تر می‌شوند به گونه‌ای که در بالاترین قسمت آن کنگلومرا نیز وجود دارد. آثار فسیل، رسوبگذاری این زیر واحد را

در آب عمیق نشان می‌دهند. زیرواحد دوم، شامل ماسه‌سنگ ضخیم‌لایه و دانه‌درشت، کمی سیلت سنگ‌آهکی و میان‌لایه‌های شیل ماسه‌ای و کنگلومرا است.

آثار فسیلی، آب کم عمق و فراوانی میلیولیدها، محیط‌های لاگونی هیپرسالین را نشان می‌دهد.زیر واحد سوم، شامل کنگلومرا با جورشدگی ضعیف، چندزادی، ضخیم‌لایه تا توده‌ای است.به دو زیر واحد زیرین سن میوسن پیشین تا میانی داده می‌شود. دو زیر واحد بالایی، فسیل شاخص ندارند.

«واحد درپهن» شامل حدود ۲۰۰۰ متر ماسه‌سنگ لیتیک، شیل و کنگلومرا است که به سرعت تغییر رخساره می‌دهند. از شمال به جنوب، کنگلومرا به رخسارهٔ ماسه‌ای و گلی تبدیل می‌شود و در داخل این توالی شواهدی از پیشروی و پسروی وجود دارد. با توجه به سنگواره‌های Globorotalia menardi، Globorotia accostaensis سن این واحد از میوسن میانی تا پسین است.واحد درپهن معرف رسوبات نریتیک مولاسی است. کنگلومراها ضمن دریایی بودن، در ارتباط با فراخاست پس از فاز کوهزایی هستند و بنابراین رخسارهٔ مولاسی دارند.

«واحد جاقین» با ۲۷۵۰ متر ضخامت شامل سه زیر واحد است که در محیط‌های رسوبی دریایی کم عمق تا حوضه‌های پارالیک و مصب نهشته شده‌اند.

زیر واحد زیرین، از نوع ماسه‌سنگ، کنگلومرا و کمی شیل است که لایه‌های کنگلومرایی آن چینه‌بندی مورب، کانال و نقش‌موج دارد. ریز چینهٔ مسطح، ریزچینهٔ مورب و موج نقش‌های قرینه در ماسه‌سنگ‌ها دیده می‌شود.

زیر واحد میانی، از ماسه‌سنگ سُرخ‌رنگ و لایه‌های نازک کنگلومرا تشکیل شده است.زیر واحد بالایی، از شیل، ماسه‌سنگ، سیلت سنگ و کنگلومرا با لایه‌های صدف و میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی تشکیل شده است.

سنگواره‌هایی مانند Globigerinoides spp., Orbulina universa, Miogypsina sp. سن میوسن میانی تا پسین را نشان می‌دهد.

«واحد قصرقند» شامل تا ۳۲۰۰ متر گل‌سنگ ژیپس‌دار و لایه‌های نازک ماسه‌سنگ است که در دریای سکویی کم عمق و یا محیط کولابی و در آب و هوای گرم نهشته شده‌اند. فسیل آب‌های عمیق مانند Paleodictyon، و کم عمق مانند Granularia ophiomorph نشان می‌دهد که در طی رسوبگذاری این واحد، شرایط به سرعت تغییر می‌کرده است.

«واحد سهن‌تنگ» رخسارهٔ جانبی واحد قصرقند است که تا ۴۰۰۰ متر ضخامت دارد و از نظر داشتن ردیف‌های ریتمیک گلسنگ نامقاوم و ماسه‌سنگ مقاوم تیغه‌های پیوسته‌ای را می‌سازد. این واحد دارای ژیپس‌های ثانویه است. این رسوبات به احتمال متعلق به نهشته‌های دور از منشأ یک بادزن دلتایی هستند. میکروفسیل‌ها ویژگی محیط‌های رسوبی مصبی یا سکوی داخلی را دارند.اثر فسیل‌ها، محیط رسوبی کشندی و میان بادزن mid – fan را پیشنهاد می‌کنند. روزنه‌داران کف‌زی و پلانکتون این واحد چندان زیاد نیست و همگی معرف اواخر میوسن پیشین تا اوایل میوسن میانی هستند.

«واحد پیشین» بخش زیرین این واحد از ریتم‌هایی به ضخامت حدود یک صد متر تشکیل شده که به طرف بالا درصد ماسه افزایش می‌یابد به طوری که ۹۰ درصد قسمت بالای ریتم را ماسه‌سنگ‌های میکادار، دانه‌درشت تشکیل می‌دهند. لایه‌ها ویژگی‌های آشفته دارند و ساخت‌های رسوبی مثل طبقه‌بندی تدریجی، ریزچینهٔ مورب موجی، قالب شیاری، لودکاست در آنها دیده می‌شود.

سنگواره‌هایی مانند Globorotalia kugleri، G. continuosa، G. siakensis Globigerina venezuelana, معرف سن اوایل تا اواخر میوسن پیشن‌اند.

«واحد جاروت» معرف نهشته‌های دریای کم عمق میوسن پیشین تا میانی با شواهدی از پیشروی ردیف‌های نیمه‌دریایی به داخل حوضه‌ای با فرونشست آهسته است. بخش زیرین توالی از نوع رسوب‌های آشفته است، ولی ماسه‌سنگ‌ها و شیل آهکی رویی، رخسارهٔ جلوی دلتا و یا وابسته به رودخانه دارند. در بعضی نقاط نیز شواهدی مبنی بر پسروی دریا دیده می‌شود. سنگواره‌های موجود با این مدل رسوبی سازگاری دارند، زیرا بیشتر آنها متعلق به سکوی قاره‌ای خارجی، داخلی و مرداب هستند. آثار فسیلی، Paleodictyon آب عمیق در قاعده و Ophiomorpha Glockeria, آب کم عمق در بالای واحد، این پسروی را تأیید می‌کند. واحد جاروت هم‌ارز زمانی واحدهای روکشا، قصرقند و بخشی از واحدهای سهن‌تنگ و پیشین است.

پلیوسن در مکران

«نهشته‌های پلیوسن» مکران، رسوباتی از نوع مارن‌های ژیپس‌دار، ماسه‌سنگ، شیل و کنگلومرا هستند که در گذشته (هوبر، ۱۹۵۲) «گروه مکران» و در سال‌های اخیر (مک‌کال، ۱۹۸۵) «واحد مکران» نامیده شده‌اند. سن واحد مکران، محدود به پلیوسن نیست، بلکه تغییرات سنی آن از میوسن پسین تا پلیوسن است.

گفتنی است که از نگاه اشتوکلین (۱۹۵۳)، گروه مکران شامل ردیف‌های پلیوسن – میوسن تمام مکران است. ولی مک‌کال (۱۹۸۵) واحد مکران را محدود به رسوبات واقع در باختر گسل زندان کرده و برای رسوبات خاور گسل میناب از نام‌های تاهتون و پالامی استفاده کرده است.

در نواحی نیک‌شهر، پیشین، سرباز و سراوان، کنگلومرایی با قطعات بزرگ وجود دارد که به طور ناپیوسته و یا ناپیوستگی موازی بر روی سازندهای قدیمی‌تر قرار گرفته است. این کنگلومرا هم‌ارز کنگلومرا کچ Kech پاکستان است، به نام «واحد نهنگ» نام‌گذاری شده که سن

پلیوسن پسین تا پلیستوسن پیشین دارد. در جنوب خاوری زاهدان، کنگلومرای سستی به نام تلخاب وجود دارد که به پلیوسن نسبت داده شده است.

«واحد مکران» دارای چهار زیر واحد «مارن گیوشی»، «ماسه‌سنگ خکو»، «ماسه‌سنگ تیاب» و «کنگلومرای میناب» است.

«مارن گیوشی»، که هوبر (۱۹۵۲) آن را مارن گروه مکران میانی و مارن مکران می‌نامد، ردیفی از گلسنگ ژیپس‌دار خاکستری، مارن و شیل با میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگ و سیلت سنگ و گاه کنگلومرا است. خرده صدف در گل‌سنگ‌ها و ماسه‌سنگ‌ها پراکنده‌اند. مارن گیوشی در آب کم عمق نزدیک به ساحل با تبخیر شدید نهشته شده است. به احتمال بخش محدود حوضهٔ به شکل کولاب و بخش باز آن به شکل سبخا بوده است.

زیر واحد گیوشی بین زون زیستی Globorotalia acostaensis و زون Globorotalia humerosa قرار گرفته و سن میوسن پسین دارد.

«ماسه‌سنگ تیاب»، ۴۷۸ متر کالکارنایت سُرخ و قهوه‌ای، دارای چینه‌بندی مورب، ماسه‌سنگ بسیار دانه‌ریز آهکی از منشأ تپه‌های ماسه‌ای،آهک نرم قهوه‌ای و گل‌سنگ‌آهکی فسیل‌دار و نرم است که در یک محیط ساحلی یا سدهای ساحلی نهشته شده و به دلیل داشتن Globorotalia humerosa سن میوسن پسین – پلیوسن پیشین دارد.

«کنگلومرای میناب»، ۱۳۵۵ متر، کنگلومرای چندزادی، نارس با خمیرهٔ فراوان، به رنگ سُرخ قهوه‌ای است که به تدریج به تناوبی از ماسه‌سنگ و لایه‌ای رنگی می‌رسد. کنگلومرای میناب به لحاظ قرارگیری در روی ماسه‌سنگ خکو نمی‌تواند قدیمی‌تر از پلیوسن پیشین باشد. کنگلومرای میناب با منشأ دلتایی دریایی هم‌ارز کنگلومرای پالامی و بخش بالایی واحد تاهتون با منشأ رودخانه‌ای و قاره‌ای است.

«واحد تاهتون» با ۵۸۳۵ متر ضخامت، شامل سه زیر واحد با منشأ دریایی، زیر واحد ماسه‌سنگ و کنگلومرا و زیر واحد کنگلومرایی است. واحد تاهتون معرف یک سیستم فنگلومرایی و رسوبات آبرفتی دشت سیلابی است که در یک فروبوم شمالی –جنوبی که هنوز در حال نشست است نهشته شده‌اند. وجود کانال‌ها، نارس بودن رسوبات، جورشدگی ضعیف چنین مدلی را تأیید می‌کند. لایه‌های حد واسط این واحد می‌توانند متعلق به مصب یک حوضه با آب بسیار کم عمق باشد. شواهدی از جورشدگی، جا به جایی و ایجاد حفره توسط عوامل وابسته به دریا با چنین محیطی سازگاری دارد.

«کنگلومرای پالامی» (پالامی نام کوهی است که از این کنگلومرا تشکیل شده است). چندزادی، دانه‌درشت، با لایه‌بندی خوب و یکنواخت و با خمیرهٔ ماسه‌ای است. این واحد با ۴۵۰۰ متر ضخامت با تمام واحدهای کهن‌تر ارتباط دگرشیب دارد. ویژگی‌های رسوبی این واحد نشانگر ته‌نشست سریع، در حوضه‌ای در حال فرونشست در یک سیستم رودخانه‌ای بریده بریده braided است.از نظر سنی، ارتباط ناپیوسته بین واحد ماسه‌سنگ خکو (میوسن بالایی –پلیوسن زیرین) سن واحد پالامی را به پلیوسن پیشین محدود می‌کند. با وجود این، به طور محلی کنگلومرا می‌تواند از نظر سنی تا میوسن پسین گسترش داشته باشد.

«واحد نهنگ» که نام خود را از رودخانه‌ای به همین نام واقع در مرز پاکستان و شمال خاوری پیشین گرفته، شامل ضخامت متغیری (۱۱۵ تا ۱۵۹۰ متر) از کنگلومرای چندزادی با جورشدگی ضعیف و خمیرهٔ ماسه‌سنگی است که با ناپیوستگی بر روی تمام واحدهای قدیمی‌تر قرار دارد. این واحد نشانگر نهشته‌های کنگلومرایی رودخانه‌ای، کوهپایه‌ای و متعلق به محیط رسوبی با انرژی زیاد است که به فراخاست زیاد منطقه اشاره دارد. در این واحد، به جز دو عدد استراکود، سنگوارهٔ دیگری پیدا نشده است. داده‌های منطقه و استراکود Ilyocipris ramdohr سبب شده تا واحد نهنگ به سن پلیوسن پسین –پلیستوسن پیشین دانسته شود.

پلیوسن در مکران

«نهشته‌های پلیوسن» مکران، رسوباتی از نوع مارن‌های ژیپس‌دار، ماسه‌سنگ، شیل و کنگلومرا هستند که در گذشته (هوبر، ۱۹۵۲) «گروه مکران» و در سال‌های اخیر (مک‌کال، ۱۹۸۵) «واحد مکران» نامیده شده‌اند. سن واحد مکران، محدود به پلیوسن نیست، بلکه تغییرات سنی آن از میوسن پسین تا پلیوسن است.گفتنی است که از نگاه اشتوکلین (۱۹۵۳)، گروه مکران شامل ردیف‌های پلیوسن – میوسن تمام مکران است. ولی مک‌کال (۱۹۸۵) واحد مکران را محدود به رسوبات واقع در باختر گسل زندان کرده و برای رسوبات خاور گسل میناب از نام‌های تاهتون و پالامی استفاده کرده است.در نواحی نیک‌شهر، پیشین، سرباز و سراوان، کنگلومرایی با قطعات بزرگ وجود دارد که به طور ناپیوسته و یا ناپیوستگی موازی بر روی سازندهای قدیمی‌تر قرار گرفته است. این کنگلومرا که هم‌ارز کنگلومرا کچ Kech پاکستان است، به نام «واحد نهنگ» نام‌گذاری شده که سن پلیوسن پسین تا پلیستوسن پیشین دارد. در جنوب خاوری زاهدان، کنگلومرای سستی به نام تلخاب وجود دارد که به پلیوسن نسبت داده شده است.«واحد مکران» دارای چهار زیر واحد «مارن گیوشی»، «ماسه‌سنگ خکو»، «ماسه‌سنگ تیاب» و «کنگلومرای میناب» است.«مارن گیوشی»، که هوبر (۱۹۵۲) آن را مارن گروه مکران میانی و مارن مکران می‌نامد، ردیفی از گلسنگ ژیپس‌دار خاکستری، مارن و شیل با میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگ و سیلت سنگ و گاه کنگلومرا است. خرده صدف در گل‌سنگ‌ها و ماسه‌سنگ‌ها پراکنده‌اند. مارن گیوشی در آب کم عمق نزدیک به ساحل با تبخیر شدید نهشته شده است. به احتمال بخش محدود حوضهٔ به شکل کولاب و بخش باز آن به شکل سبخا بوده است. زیر واحد گیوشی بین زون زیستی Globorotalia acostaensis و زون Globorotalia humerosa قرار گرفته و سن میوسن پسین دارد.«ماسه‌سنگ تیاب»، ۴۷۸ متر کالکارنایت سُرخ و قهوه‌ای، دارای چینه‌بندی مورب،

ماسه‌سنگ بسیار دانه‌ریز آهکی از منشأ تپه‌های ماسه‌ای،آهک نرم قهوه‌ای و گل‌سنگ‌آهکی فسیل‌دار و نرم است که در یک محیط ساحلی یا سدهای ساحلی نهشته شده و به دلیل داشتن Globorotalia humerosa سن میوسن پسین – پلیوسن پیشین دارد.«کنگلومرای میناب»، ۱۳۵۵ متر، کنگلومرای چندزادی، نارس با خمیرهٔ فراوان، به رنگ سُرخ قهوه‌ای است که به تدریج به تناوبی از ماسه‌سنگ و لایه‌ای رنگی می‌رسد. کنگلومرای میناب به لحاظ قرارگیری در روی ماسه‌سنگ خکو نمی‌تواند قدیمی‌تر از پلیوسن پیشین باشد. کنگلومرای میناب با منشأ دلتایی دریایی هم‌ارز کنگلومرای پالامی و بخش بالایی واحد تاهتون با منشأ رودخانه‌ای و قاره‌ای است.«واحد تاهتون» با ۵۸۳۵ متر ضخامت، شامل سه زیر واحد با منشأ دریایی، زیر واحد ماسه‌سنگ و کنگلومرا و زیر واحد کنگلومرایی است. واحد تاهتون معرف یک سیستم فنگلومرایی و رسوبات آبرفتی دشت سیلابی است که در یک فروبوم شمالی –جنوبی که هنوز در حال نشست است نهشته شده‌اند. وجود کانال‌ها، نارس بودن رسوبات، جورشدگی ضعیف چنین مدلی را تأیید می‌کند. لایه‌های حد واسط این واحد می‌توانند متعلق به مصب یک حوضه با آب بسیار کم عمق باشد. شواهدی از جورشدگی، جا به جایی و ایجاد حفره توسط عوامل وابسته به دریا با چنین محیطی سازگاری دارد.«کنگلومرای پالامی» (پالامی نام کوهی است که از این کنگلومرا تشکیل شده است). چندزادی، دانه‌درشت، با لایه‌بندی خوب و یکنواخت و با خمیرهٔ ماسه‌ای است. این واحد با ۴۵۰۰ متر ضخامت با تمام واحدهای کهن‌تر ارتباط دگرشیب دارد. ویژگی‌های رسوبی این واحد نشانگر ته‌نشست سریع، در حوضه‌ای در حال فرونشست در یک سیستم رودخانه‌ای بریده بریده braided است.از نظر سنی، ارتباط ناپیوسته بین واحد ماسه‌سنگ خکو (میوسن بالایی – پلیوسن زیرین) سن واحد پالامی را به پلیوسن پیشین محدود می‌کند. با وجود این، به طور محلی کنگلومرا می‌تواند از نظر سنی تا میوسن پسین گسترش داشته باشد.«واحد نهنگ» که نام خود را از رودخانه‌ای به همین نام واقع در مرز پاکستان و شمال خاوری پیشین گرفته، شامل ضخامت متغیری (۱۱۵ تا ۱۵۹۰ متر) از کنگلومرای چندزادی با

جورشدگی ضعیف و خمیرهٔ ماسه‌سنگی است که با ناپیوستگی بر روی تمام واحدهای قدیمی‌تر قرار دارد. این واحد نشانگر نهشته‌های کنگلومرایی رودخانه‌ای، کوهپایه‌ای و متعلق به محیط رسوبی با انرژی زیاد است که به فراخاست زیاد منطقه اشاره دارد. در این واحد، به جز دو عدد استراکود، سنگوارهٔ دیگری پیدا نشده است. داده‌های منطقه و استراکود ramdohr Ilyocipris سبب شده تا واحد نهنگ به سن پلیوسن پسین – پلیستوسن پیشین دانسته شود.

ماگماتیسم و دگرگونی ترشیری

مقدمه

در زمان سنوزوییک، 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 بیش از چند هزار متر حجم، بیشترین سنگ‌های ماگمایی ایران را تشکیل می‌دهند. به همین‌رو، به سنوزوییک 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 ۰۰۰همراه بوده و به همین‌رو، از ترشیری ایران به عنوان «دورهٔ فلززایی» نیز یاد می‌شود. (امامی، ۱۳۷۹) بر این باور است که :

* شدیدترین فعالیت‌های آتشفشانی در اوایل ترشیری، به ویژه ائوسن، اتفاق افتاده است.

* 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 تولیئتی دارند.

* ماگماتیسم ترشیری به دو صورت نفوذی –آتشفشانی است. نفوذی‌های این گروه به طور عمده از نوع گرانیتوییدی 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 چیره بوده، به همین‌رو در میوسن – پلیوسن پویایی سنگ‌های آتشفشانی متفاوت از پالئوسن –ائوسن است.

دگرگونی ترشیری

در بسیاری از نواحی ایران، سنگ‌های آتشفشانی ترشیری دارای کانی‌های دگرگونی مانند آلبیت، پمپلی‌بیت، زئولیت، آنالیسم هستند. جدا از روانه‌های آتشفشانی، وجود کانی‌های اپیدوت، کلریت و مونت‌موریونیت 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 حرارت 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، کائولن و ۰۰۰ همراه است.

توده‌های نفوذی 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.

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 (شکل ۶-۹). نفوذی‌های ائوسن –الیگوسن ایران بیشتر از نوع گرانیت‌های میکادار، دانه درشت تا متوسط دانه، گرانودیوریت‌های هورنبلند –بیوتیت‌دار، مونزونیت و دیوریت هستند. ولی، در شمال باختری پهنهٔ سنندج –سیرجان و همچنین در اطراف تهران، این توده‌ها بیشتر ترکیب بازیک دارند. مهم‌ترین نفوذی‌های ائوسن –الیگوسن عبارتند از:

«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 شده 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 ۰۰۰ همراه می‌باشند. کانه‌زایی وابسته به نفوذی‌های ائوسن –الیگوسن محدود به کوه‌های طارم نیست . وضع مشابهی در کوه زر تربت‌حیدریه وجود دارد که شامل ۱۲ زون کانی‌سازی طلا با پاراژنز کوارتز، هماتیت و طلا و به طور عمده کوارتز، هماتیت، کالکوپیریت و طلا است (کریم‌پور، ۱۳۷۷).

«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)، 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.

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 کـه ایـن توده‌ها با مجموعه‌های افیولیتی بی‌ارتباط هستند. مهم‌ترین نفوذی‌های موردنظر عبارتند:

«توده‌های خارسره (خرزهره)»، واقع در جنوب قروه، که نوعی نفوذی بازیـک درشـت دانـه بـا ترکیـب گابرویی است ولی تنوع رخسارهٔ سنگ‌شناسی آن زیاد است. این توده بـه درون مجموعـهٔ آتشفشـان – آهکی سُنقُر به سن ژوراسیک، تزریق و گدازه‌های آن را به هـورنفلس‌هـای تـوده‌ای و مرمرهـای آن را به اسکارن‌های حاوی آمفیبول و اسکاپولیت تبدیل کـرده اسـت. جایگـاه چینـه‌شناسـی ایـن تـوده بـه زمان پس از ژوراسیک و پیش از میوسـن اشـاره دارنـد. ولـی پرتوسـنجی دو نمونـهٔ سـنگی، بـه روش پتاسیم - آرگون، به سن ۳۸ تا ۴۰ میلیون سال دلالت دارند (بلون و برو، ۱۹۷۵) کـه بـا مـرز ائوسـن – الیگوسن مطابقت دارد. لازم به ذکر است کـه شـرایط رخـداد ایـن تـوده و قرارگیـری آن در شـمال باختری تودهٔ گرانیتی الوند، یادآور نفوذی‌های بازیک ژوراسیک منطقهٔ همدان است.

«تودهٔ کامیاران»، که در ابتدا نوعی مجموعهٔ افیولیتی دانسته می‌شد، یـک تـودهٔ نفـوذی بازیـک اسـت که به درون ردیف‌های ترشیری کرمانشاه تزریق شده است.

«تودهٔ کلاه‌سر»، که در ۱۰ کیلومتری شمال باختری گردنهٔ مروایـد (در مسـیر کرمانشـاه –سـنندج) برونزد دارد شامل چند نفوذی بازیک با ترکیب گابرویی اسـت کـه همراهـانی از سـنگ‌هـای دولریتـی، هارزبورژیت و لرزولیت دارد. این توده‌ها در فلیش‌های کرتاسه و ائوسن تزریـق و هالـهٔ گرمـابی غنـی از اسکاپولیت و آمفیبول به وجود آورده‌اند. جدا از جایگاه چینه‌شناسـی (تزریـق در سـنگ‌هـای ائوسـن)، سن پرتوسنجی این توده، نشانگر سن الیگوسن است.

«گابروی پَنجوین»، (نزدیک مرز عراق) و گرانودیوریت‌های کوه باسـیری از جملـه نفـوذی‌هـای ائوسـن –الیگوسن زون سنندج –سیرجان است.

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

«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 میگروگرانیتی 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.

«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).

«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.«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.

«در کوه‌های خاور 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. گرانیتوییدهای 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.

«گرانیتوییدهای 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 گرانیتوییدهای زاهدان شامل گرانودیوریت کوارتزدار و مونزونیت –گرانیت است ولی سنگ‌شناسی این توده‌ها تغییرات زیاد دارد. بیوتیت‌های تودهٔ اصلی، نشانگر سن پرتوسنجی (پتاسیم –آرگون) ۳۳ – ۳۱ میلیون سال است (کمپ و همکاران، ۱۹۸۲).

«گرانیت خاش»، به سمت جنوب، دنبالهٔ گرانیتوییدهای 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.

«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.

«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.

«در ایران مرکزی»، توده‌های نفوذی نسبت داده شده به ائوسن –الیگوسن را می‌توان در کمان ماگمایی ارومیه –بزمان و یا در بلوک لوت دید. 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 از نوع آلونیت (منطقهٔ تاکستان)، کائولن (معدن گلاک ساوه)، باریت (معادن ورده و آزبزان ساوه)، سرب، روی، مس (معدن لاک در خاور اشتهارد –ساوه)، منگنز (رباط کریم) و ۰۰۰ همراه است.در بلوک لوت (مرکزی)، دیوریت کوه ریجی (ریگی) و دیوریت کوه عبدالهی از نفوذی‌های گروه ائوسن –الیگوسن است.

توده‌های نفوذی الیگوسن - میوسن

زمان الیگوسن – میوسن، در امتداد نوار پلوتونیک کرکس –جبال‌بارز، توده‌های نفوذی متعددی در آن جایگیری شده‌اند (شکل ۶-۹). از مهم‌ترین نفوذی‌های الیگوسن –میوسن نوار کرکس – جبال‌بارز، می‌توان به توده‌های جدول زیر اشاره کرد.

گفتنی است که روند توده‌های نفوذی کرکس –جبال بارز، با روند ساختاری ناحیه هماهنگی و همخوانی دارد. جایگاه چینه‌شناسی و همچنین سن‌های پرتوسنجی سبب شده 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.

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

* در این توده ها 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 (24 ± 5 m.a) می‌توان نتیجه گرفت که فرورانش احتمالی پوستهٔ اقیانوسی تتیس جوان به زیر صفحهٔ ایران، در پالئوژن نیز فعال بوده است.

توده‌های نفوذی پلیوسن

بعضی از توده های نفوذی ایران به استناد سن پرتوسنجی و یا جایگاه چینه‌شناسی (تزریق در سنگ های میوسن) سن پلیوسن دارند (شکل ۶-۹). این‌گونه توده‌ها کوچک و پراکنده هستند و عمده‌ترین آنها عبارتند از :

«سینیت لواسان» شامل دو تودهٔ سینیتی پورفیرویید مجزاست که در شمال روستای لواسان به داخل توفیت های سبز ائوسن نفوذ کرده‌اند. سن این توده‌ها چندان مشخص نیست. به باور آسرتو

(۱۹۶۶)، نفوذی های مذکور همزمان با راندگی مشا –فشم و در مرز میوسن –پلیوسن، تزریق شده‌اند.«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، پورفیر های بیوتیتی و دولریت‌های هورنبلنددار قطع شده است. ساختار این توده، باتولیت گونه 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 پالئوزوییک بر روی ردیف‌های ژوراسیک پایینی –میانی (سازند شمشک) نشان می‌دهد که تودهٔ مذکور پس از جابه‌جایی‌های پلیوسن جایگیر شده است.

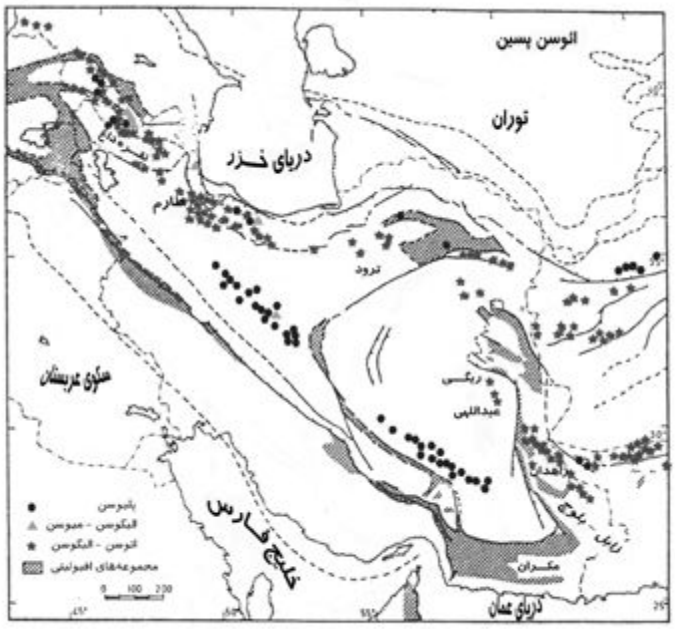
گفتنی است که گرانیت‌های پورفیری قلهٔ تخت سلیمان، (به بلندی ۴۲۰۰ متر)، سنگ‌های گرانودیوریتی غنی از هورنبلند و بیوتیت (واقع در خاور عَلَم‌کوه)و سنگ‌های مونزونیتی از همزادهای گرانیت عَلَم‌کوه هستند. سنگ‌های مونزونیتی به صورت عدسی‌هایی بین توف‌های نئوژن رخنمون دارند که حاکی از جوان بودن آنها است.

«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.«

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

«داسیت های درهٔ نور» گنبدهای نیمه آتشفشانی هستند که برونزد آنها روند خطی دارد و جایگیری آنها در زون گسلی درهٔ نور را تداعی می‌کند. این گونه گنبدهای داسیتی جوان را می‌توان در نواحی دیگری مانند داشکسن قروه، دید که جایگیری آنها با کانی‌زایی آنتیموان و طلا همراه است. در اینجا، کانه‌زایی از نوع رگه‌ای و زون‌های سیلیسی –سولفیدی طلادار است که گنبدهای داسیتی آق‌داغ و ساری‌داغ را بریده‌اند و با انواع دگرسانی گرمابی به ویژه آرژیلی و سیلیسی همراه هستند. عیار طلا در رگه‌های کانه‌دار از ۵۵ تا ۲۶۶ و در زون‌های سیلیسی سولفیدی از ۱۰ تا ۱۸ قسمت در میلیون تغییر می‌کند (راستاد و همکاران، ۱۳۷۹). در نوار افیولیتی عباس‌آباد (شاهرود) –سبزوار، ریوداسیت های آمفیبول‌دار در آمیزه‌های افیولیتی، سنگ‌های ائوسن و حتی نهشته‌های آواری سُرخ‌رنگ نئوژن تزریق شده‌اند و جوان بودن آنها قطعی است (شکل ۶-۱۰). با توجه به کانه‌دار بودن توده‌های مشابه در ناحیهٔ قروه، مطالعهٔ این توده‌ها از نظر کانی‌زایی پیشنهاد می‌شود.

«توده های قُهرود» در جنوب کاشان، از نوع گرانیت، گرانودیوریت و میکرو گابرو هستند که گدازه‌ها و توف های پلیوسن را با ایجاد هالهٔ دگرگونی، به پهنای ۱/۵ تا ۲ کیلومتر، بریده‌اند. زاهدی (۱۹۷۳)، این توده ها را به سن پلیوسن می‌داند. حسن‌زاده (۱۳۵۷) ضمن مقایسهٔ این توده‌ها با گرانیت کرکس، سن آنها را بعد از میوسن پیشین می‌داند.بعضی از دیوریت‌ها و دایک‌های گرانودیوریت پورفیری جبال‌بارز، به دلیل جایگیری و نفوذ درکنگلومرای میوسن و نئوژن از جمله نفوذی‌های پلیوسن هستند (دیمیتریویچ، ۱۹۷۳).



شکل ۶-۹-نوده‌های نفوذی عمده سنوزوییک ایران

!Error

منطقه	نام توده	سنگ شناسي	جايگاه	ويژگي‌ها
قمصر – فهرود	استوك توناليتی جنوب قمصر	توناليت	نفوذ در سنگ‌هاي كهن‌تر از ميوسن پيشين	ايجاد هاله دگرگونی وسيع
	تونالیت شمال باختري هنجين	ديوريت كوارتزدار	نفوذ در سنگ‌هاي پالئوزوييك تا ائوسن	ايجاد هالهٔ دگرگونی وسيع همراه با كانولن
	ديوريت جنوب تجره	ديوريت	نفوذ در توف‌ها و راسيت‌هاي ائوسن	-
	تودهٔ جنوب كلستانه	گابرو – ديوريت كوارتزدار	نفوذ در گدازه‌ها و توف‌هاي پالئوژن	تمركز مگنتيت و هماتيت در سنگ‌هاي مجاور
توده‌هاي نفوذي نطنز	گرانيت نطنز	گرانيت تا گابرو بخش گرانيتی جوان‌تر است	نفوذ در اهك‌هاي كرتاسه وتوف‌ها ائوسن	سري كالك قليايي فقير از پتاسيم m.a ٢٤ تا ٢٠
	تودهٔ جنوب خاوري نطنز	ديوريت	نفوذ در دولوميت‌هاي ترياس ميانی	-
	تودهٔ جنوب خاوري نطنز (٥ كيلومتري)	ديوريت امفيبول‌دار	نفوذ در اهك‌هاي كرتاسه	-
	تودهٔ طالخان (شمال باختري نطنز)	كرانوديوريت	نفوذ در توف‌ها و گدازه‌هاي ائوسن	داراي دايك‌هاي اليتی فراوان
توده‌هاي نفوذي مرق	استوك غرب روستاي مرق	ديوريت – كرانوديوريت	نفوذ در توف‌هاي ائوسن ميانی	دگرگونی در سنگ‌هاي سازند قم
	تودهٔ خاور مرق	گرانوديوريت تا ديوريت كوارتزدار	نفوذ در سازند قم	-
توده‌هاي نفوذي جنوب نايين (نفوذي‌هاي گاوخوني)		ديوريت، گرانيت، گرانيت‌هاي اپليتی	نفوذ در گدازه‌هاي ائوسن و سنگ‌هاي كهن‌تر	-
توده‌هاي نفوذي اردستان	-	گابرو كوارتزدار، ديوريت، كرانوديوريت	نفوذ در گدازه‌هاي ائوسن و اليگوسن	به سن ميوسن ميانی
تودهٔ نفوذي سرچشمه	-	كرانوديوريت پورفيري، ديوريت كوارتزدار	زونهٔ در گدازه‌ها و پيروكلاستيك‌هاي ائوسن	كانی‌سازي مس با عيار ١/٢% (معدن سرچشمه)، همراه با طلا، نقره، مولیبدن
نفوذي‌هاي شهر بابك - بم	- تودهٔ جبال‌بارز - نفوذي‌هاي متعدد ديگر در گستره‌اي به وسعت ١٥٠ * ٤٥ كيلومتر	گرانيت و گرانوديوريت هورنبلنددار	نفوذ در سنگ‌هاي ائوسن و سازند قم ولی قديم‌تر از نورتونين	سن‌هاي پرتوسنجي ١٢٠٩، ٥±١٥، ١٨±٢٠١ و ٥±٢٤ ميليون سال

شكل ۶-۱۰- يكی از توده‌های ريوداسيتی تزريق شده در رسوب‌های نئوژن باختر سيزوار (عكس از بحرودی)

آتشفشانی ترشیری

در گستره‌های وسیعی از ایران، به ویژه در ایران مرکزی، بلوک لوت و دامنه‌های جنوبی البرز سنگ‌های آتشفشانی ترشیری گسترش و ستبرای درخور توجه 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.

آتشفشانی پالئوژن

آتشفشانی‌های تفکیک نشده پالئوژن به ویژه در بلوک لوت و ایران مرکزی رخنمون دارند. در بلوک لوت، سنگ‌های مذکور انواعی از سنگ‌های اسید (آذرآواری، روانه‌های ایگنیمبریتی و گدازه‌ها) تا سنگ‌های حدواسط با روند کلی سنگ‌های کلسیمی - قلیایی (داسیت آندزیتی، آندزی بازالت) و قلیایی (بازالت قلیایی) می‌باشند. در ایران مرکزی، سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن را می‌توان در کمان

ماگمایی ارومیه –بزمان به ویژه در نواحی شهربابک، اردستان، کاشان، آران، ساوه و غیره دید که در بعضی نقاط (شهربابک) سنگ‌های زیر اشباع قلیایی (فنولیت، تفریت، بازانیت) در کنار سنگ‌های فوق اشباع (داسیت‌ها) دیده می‌شوند.

آتشفشانی پالئوسن

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 آتشفشانی –رسوبی (منطقهٔ اردبیل) و پاره‌ای از سنگ‌های متاآندزیتی (منطقهٔ بیرجند) اشاره کرد.

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، سنگ های 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.

«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، به سن پالئوسن است.

آتشفشانی ائوسن

ستبرترین واحدهای آتشفشان‌زاد ایران به سن ائوسن هستند که به ویژه در کمان ماگمایی ارومیه – بزمان، کوه‌های خاور ایران، بلوک لوت، جنوب بینالود، بخش جنوبی البرز و شمال باختری آذربایجان رخنمون دارند. در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ایران، تنوع سنگ‌شناسی و محیط تشکیل (دریایی – قاره‌ای) درخور توجه است. در ضمن، ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها نیز تغییرات زیادی از اسیدی تا بازی دارد. ولی، در یک نگاهی کلی، ویژگی بارز آتشفشانی اصلی ائوسن ایران دو ترکیبی بودن آن است. بدین‌سان که، ماگمای بازیک با منشأ گوشته‌ای، ضمن ذوب پوستهٔ قاره‌ای موجب تشکیل ماگمای اسیدی شده است. به باور امامی (۱۳۷۹)، در آتشفشانی‌های ائوسن ایران، اختلاط ماگماهای اسید و بازیک یک پدیدهٔ فراگیر است که در تولید ماگمایی با ترکیب حدواسط گاه با ویژگی ژئوشیمیایی کلسیمی - قلیایی مؤثر می‌باشد. گفتنی است که تکاپوهای آتشفشانی ائوسن ایران ممکن است از نوع سنگ‌های گدازه‌ای، سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری و یا ردیف‌های آتشفشانی –رسوبی باشند.

«*در ایران مرکزی*» آتشفشانی ائوسن، به ویژه در کمان ماگمایی ارومیه –بزمان بیشترین گسترش را دارد. فوران‌های اولیهٔ ائوسن ایران مرکزی از نوع کلسیمی - قلیایی و زیردریایی بوده و سپس انواع سنگ‌های آتشفشانی که به طور متناوب کلسیمی - قلیایی بوده‌اند، با حجم‌های مختلف و بدون نظم و ترتیب خارج شده‌اند. در ائوسن پسین ترکیب گدازه‌ها به طرف قلیایی (سدیمی و یا پتاسیمی) و به شدت قلیایی گرایش پیدا کرده‌اند (حسن‌زاده، ۱۳۵۷، مهدوی، ۱۳۵۷).در منطقهٔ «شهربابک»، آتشفشانی ائوسن شامل چهار گام اصلی است.

گام نخست، به ضخامت حدود ۱۰۰۰ متر، شامل آگلومرا، لاپیلی توف و جریان‌های گدازه‌ای با ترکیب آندزیت و بازالت است.

گام دوم، از نوع بازانیت‌های لایه مانند و از پایین به بالا شامل ۷ لایهٔ آذرآواری، لاپیلی توف، تراکی آندزیت، آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت و آگلومرا است.

گام سوم، شامل فنولیت و تفریت با نسبت‌های متفاوتی از فلدسپاتویید است که با حدود ۱۵ متر نهشته های آواری آغاز و به طور دگرشیب سنگ‌های فاز قبلی (فاز دوم) را می‌پوشاند. این فاز ولکانیسم به سن ائوسن میانی دانسته شده است.

گام چهارم، شامل برش آتشفشانی (سُرخ‌رنگ)، بازالت (سیاه‌رنگ) آندزی بازالت (سبزرنگ) و تراکی آندزیت (سیاه) به سن ائوسن پسین است.

در *منطقهٔ «راوند -نراق»*، آتشفشانی ائوسن از نوع آتشفشانی –رسوبی، به ویژه آتشفشانی زیردریایی است که به طور دگرشیب بر روی سنگ‌های کرتاسه و در زیر ردیف‌های آواری سُرخ‌رنگ الیگوسن قرار دارند. در ائوسن پیشین، تکاپوهای آتشفشانی منطقهٔ راوند –نراق از نوع انفجاری بوده که سنگ های حاصل به طور دگرشیب بر روی کنگلومرای قاعدهٔ ائوسن قرار گرفته‌اند. در ائوسن میانی، توف های نازک‌لایه حاوی میان‌لایه‌های آهک نومولیت‌دار، گاه تا ۲۰۰۰ متر ضخامت، شکل گرفته‌اند در ائوسن پسین، حجم بیشتر تکاپوهای آتشفشانی از نوع توف روشن رنگ با ترکیب ریولیتی تا ریوداسیتی است که از نظر بافت و ساخت تنوع زیاد دارد (امامی، ۱۳۷۹).

در منطقهٔ «آران»، هفت نوع سنگ آتشفشانی از نوع بازالت اولیوین‌دار، آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت، داسیتویید و ریولیت پورفیری وجود دارد که ترکیب شیمیایی آنها نشانگر ماگمای شوشونیتی و تغییرات سنی آنها از ائوسن میانی تا ائوسن پسین است. آخرین تکاپوی آتشفشانی ناحیهٔ آران، واحد آذرآواری با ساخت توده‌ای است که گاهی میان‌لایه‌هایی از آهک فسیل‌دار و گاهی ناخالصی ماسه‌ای دارد که گاهی دگرسانی گرمابی موجب تشکیل بنتونیت و سایر رُس‌ها شده است. رنگ سُرخ بخشی از توف‌ها نشانهٔ نهشت در محیط خشکی دانسته شده است.

در منطقهٔ *«ساوه»*، تکاپوهای آتشفشانی ائوسن شامل سه بخش سنگ‌های آتشفشانی (ریولیت، داسیت و کمی آندزیت) محیط قاره‌ای، به سن لوتسین (در زیر)، سنگ‌های آتشفشانی (آذرآواری و

کمی روانه های گدازه‌ای) با بین لایه‌های مارن، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک، به سن لوتسین پسین (در وسط) و روانه‌های آندزیتی ولاتیتی گاه با بافت پورفیری و لایه‌های آهکی به سن پریابونین (در بالا) است (کایا و همکاران، ۱۹۷۸).

در منطقهٔ «*انار*»، به ویژه در کوه مزاحم و کوه‌های نرکوه، سنگ‌های آتشفشان‌زاد ائوسن، به طور دگرشیب لایه‌های قدیمی تر را می‌پوشانند و از پایین به بالا شامل سنگ‌های آندزیت بازالتی، توف های سُرخ، تراکیت آندزیتی، توف و روانه‌هایی از گدازه‌های تراکیتی، آندزیتی، تراکی بازالت و برش است.در منطقهٔ «کویر بزرگ»، به ویژه در نواحی خور و کوه لطیف، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با پیکره‌های درونی کوچک همراه است که نشانگر نوعی آتشفشانی –نفوذی با ترکیب قلیایی از نوع بازالت آلکالی، تراکی بازالت، تراکی آندزیت و تراکیت دارند و ممکن است حاصل تفریق ماگمای بازالت قلیایی ائوسن باشند (دیمیتریویچ ۱۹۷۳) .

در منطقهٔ «بلوک لوت»، آتشفشانی‌های ائوسن در دو ناحیهٔ خاور بشرویه و خاور نایبندان (سه چنگی) برونزد دارند که شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری اسیدی با برتری با سنگ‌های آذرآواری و ایگنیمبریتی است. سنگ‌های حدواسط، دو روند کلی کلسیمی - قلیایی (داسیت، آندزیت، آندزی بازالت) و قلیایی (بازالت قلیایی، تراکی بازالت، تراکی آندزیت) دارند. در خاور بشرویه (شمال بلوک لوت)، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شامل دو بخش اصلی توف‌های داسیتی سبز در زیر و آندزیت های بیوتیت‌دار در بالاست. در خاور نهبندان (سه چنگی)، مجموعهٔ آتشفشانی ائوسن از نوع جریان های داسیتی –آندزیتی همراه با آذرآواری با مقدار کمی آندزیت و جریان‌های بازالتی است. ردیف های آذرآواری این مجموعه سن پرتوسنجی ۲/۵ ± ۴۹/۴ میلیون سال (ائوسن میانی) دارند (آب و خاک، ۱۹۷۸).

«*در البرز - آذربایجان*»، فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرآواری و گدازه های دریایی است که به طور عمده سن ائوسن میانی، و در چینه‌شناسی ایران «سازند کرج»،

نام دارند این سازند با گسترشی از دامغان تا کوه‌های تالش (البرز مرکزی و باختری)، نشانگر تکاپو های انفجاری شدید آتشفشان‌های زیردریایی در زمان ائوسن است که گاه تا ۳۰۰۰ متر ضخامت دارد. از نظر خاستگاه، سازند کرج شامل طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی، رخساره های حدواسط (توفیت و ماسه‌سنگ‌های توفی) و رخساره‌های رسوبی (سنگ‌آهک، شیل) است. واحدهای آتشفشانی سازند کرج منحصر به ردیف‌های آذرآواری نیست. در این سازند (کرج) می توان روانه های گدازه، با ویژگی‌ها و جایگاه چینه‌شناسی متفاوت را دید. در منطقهٔ کلاک (خاور کرج)، در پایین‌ترین بخش سازند کرج، کهن‌ترین سنگ‌های آتشفشانی برونزد دارد که به طور عمده از نوع گدازه های زیردریایی برشی و حفره‌دار با ترکیب بازیک است ولی گاهی آتشفشانی‌های بخش پایینی سازند کرج از نوع دایک و یا گدازه‌های اسیدی غنی از سیلیس هستند. آتشفشانی‌های بخش میانی سازند کرج از نوع گدازه‌های تراکیتی و سنگ‌های آتشفشانی -آواری با ترکیب تراکیتی است که پدیدهٔ تفریق ماگمایی و تبلور بخشی در آنها آشکار است. در بالاترین افق‌های سازند کرج، سنگ های آتشفشانی به صورت سنگ‌های گدازه‌ای پورفیری ظاهر می‌شوند که ترکیب آنها بیشتر متمایل به حدواسط تا بازی (بازالت آلکالی تا تراکیت است و در محیط نزدیک قاره‌ای گسترش یافته و رنگ خاکستری متمایل به سُرخ قهوه‌ای دارند. روانه‌های گدازه‌ای بخش بالایی سازند کرج را به ویژه در شمال تهران، در کوه‌های تالش و در منطقهٔ طارم می‌توان دید. در کوه‌های تالش گدازه های مورد سخن از نوع پیروکسن آندزیت پورفیری هستند. در منطقهٔ طارم از انواع بازیک مانند الیوین –اوژیت بازالت می‌باشند.

«در *منطقهٔ اهر*»، دو سوم رخنمون‌های سنگی از نوع سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی دوران سوم است که بخش بیشتر آنها به سن پالئوژن، به ویژه ائوسن هستند. از بررسی این رخنمون‌ها چنین دریافت می‌شود که تکاپوهای آتشفشانی متفاوتی بر حسب مکان و زمان صورت گرفته است. برای نمونه در جنوب باختری این ناحیه، فعالیت‌های آذرین از پالئوسن آغاز شده در حالی که در مناطق مرکزی تکاپوهای آتشفشانی بیشتر از ائوسن پیشین رخ داده و یا در شمال منطقه رسوب‌های آواری

با خاستگاه آتشفشانی، به سن پس از ائوسن پیشین، برونزد دارنـد. بـه مجموعـۀ رسـوبی –آتشفشـانی پالئوسن – ائوسن زیرین (پیش از لوتسین) منطقۀ اهر «سازند مجیدآباد» نام داده شـده اسـت. سـازند مجیدآباد، خود با سنگ‌های آتشفشانی لوتسـین پیشـین –ائوسـن بـالایی پوشـیده مـی‌شـوند (قابـل قیاس با گدازه‌های هم‌ارز سازند کـرج). بنـابراین، ایـن سـنگ‌هـای آتشفشـانی در یـک زمـان کوتـاه و بیشتر در زمان ائوسن زیرین – میانی، شکل گرفته‌اند.

«در منطقۀ لاهرود»، تکاپوهای آتشفشـانی ائوسـن از نـوع تفریـت، تراکـی آنـدزیت، هیالوکلاسـتیک، برش آتشفشانی، گدازه‌های بالشی با ترکیب آندزیتی – تفریتی است. در ضمن ماسـه‌سـنگ و مـارن را می‌توان به همراه گدازه‌هـای آنـدزیت پـورفیری، آنـدزیت بازالـت، داسـیت، ایگنیمبریـت و ریوداسـیت دید.در جنوب خاوری تبریز (ناحیۀ قره‌چمن – ترکمن‌چای)، سنگ‌هـای ائوسـن در دو پهنـۀ جداگانـه برونزد دارند. در پهنۀ قره‌چمن، سـنگ‌هـای آذریـن بـا ترکیـب آنـدزیت، ایگنیمبریـت، آنـدزیت بازالـت است که میان‌لایه‌های ناچیز رسوبی دارد. در باریکـۀ سـراب –بُزگـوش، ائوسـن بـا ردیـف‌هـای مـارنی گچ‌دار و نومولیت‌دار آغاز و با سنگ‌آهک‌های ماسـه‌دار (بـه سـن ائوسـن زیـرین) و سـپس روانـه‌هـای آندزیتی –بازالتی و گدازه‌های اسیدی ادامه می‌یابد.

آتشفشانی ائوسن - الیگوسن

حرکت‌های کوهزایی پیرنئن که در اواخر ائوسن و اوایل الیگوسـن روی داده تـأثیر درخـور تـوجهی بـر زمین‌شناسی ایران داشته است. یکی از پیامدهای این رویداد،گسترش محیط‌هـای خشـکی اسـت. بـه همین‌رو، تکاپوهای آتشفشانی این زمان، به طور عمده از انواع دریایـی کم عمق تا قـاره‌ای هسـتند که بیشتر آنهـا رنـگ سُـرخ و یـا خاکسـتـری تیـره دارنـد کـه بـا رنـگ مایـل بـه سـبز ردیـف‌هـای آتشفشانی ائوسن تفاوت آشکار دارد.

«در ایران مرکزی» تکاپوهای آتشفشانی ائوسن –الیگوسن را می‌توان در نـواحی قمصـر، شـهربابک – انار، جنوب سبزوار و ۰۰۰ دید.

«در البرز - آذربایجان» آتشفشانی‌های ائوسـن –الیگوسـن شـامل ریولیـت (انزلـی – میانـه)، داسـیت (میانه) آندزیت (تبریز) و تراکی آندزیت، لاتیت و بازالت (میانـه) اسـت. ایـن سـنگ‌هـا، فـوق اشـباع از سیلیس، با گرایش متفاوت پتاسیمی و یا سدیمی بوده و مـی‌تـوان منشـأ پوسـته‌ای را بـرای پـاره‌ای از آنها پذیرفت. افزون بر سنگ های اسیدی یاد شده، سنگ‌های بـازالتی بـا گـرایش سـدیمی نیـز وجـود دارد که خود منشأی برای آتشفشانی‌های حدواسط –اسیدی (تراکی آنـدزیت، فنـولیتی – تراکیتـی) بوده‌اند. جدا از روانه‌های گدازه‌ای محض، در بندرانزلی گدازه‌ها به همراه مواد آذرآواری هستند.

«در بلوک لوت» تکاپوهای آتشفشانی ائوسن –الیگوسـن، از سـنگ‌هـای گونـاگون و در چنـد مرحلـهٔ جداگانه تشکیل شده‌اند. در خاور گسل نایبندان، گروه آتشفشـانی ائوسـن –الیگوسـن مجموعـه‌ای از واحدهایی است که توسط یک نبود، با مدّت زمان نـامعین، از مجموعـه‌هـای کهـن‌تـر (ائوسـن) جـدا شده‌اند. در قاعدهٔ این مجموعه، کنگلومرای ضخیمی وجود دارد کـه بـه تـدریج بـه ماسـه‌سـنگ‌هـای دارای قطعات سنگی می‌رسد و کـم و بـیش بـا تـوالی جریـان‌هـای آنـدزیتی همـراه بـا رسـوبات بـین جریان ها، برش آذرآواری، توف‌های فلسیک، ریولیت پورفیری، توف‌هـای جـوش خـورده و ایگنیمبریـت ادامه می‌یابد. سنگ‌های یاد شده به طور عمده سرشـت کلسـیمی - قلیـایی و گـاه ویژگـی تـولییتی و حتی قلیایی دارند. مطالعهٔ پرتوسنجی سنگ‌ها به روش پتاسیم –آرگـون، سـن ائوسـن –الیگوسـن را تأیید می کند.در شمال بلوک لوت (خاور بشرویه)، سنگ‌هـای آتشفشـانی ائوسـن –الیگوسـن، از نظـر ترکیب سنگ‌شناسی و شیمیایی قابل تقسیم به سه گروه سـنگ‌هـای آتشفشـانی اسـیدی (ریولیـت و ریوداسیت)، سنگ های آتشفشانی حدواسط (داسیتی –آندزیتی، آندزیتی و تراکـی آنـدزیتی) و گـروه سنگ های بازیک (بازالت‌های قلیـایی) هسـتند کـه بـرای منشـأ آنهـا مـی‌تـوان ذوب پوسـته، آلایـش ماگمای گوشته‌ای با پوسته و یا منشأ گوشته‌ای و عمیق را متصور شد.

در منطقهٔ سربیشه، سنگ های آتشفشانی ائوسن –الیگوسن، شامل دو گروه سنگ‌های داسیتی و بازالتی است. بخش داسیتی این مجموعه فوق اشباع از سیلیس بوده و ویژگی سدیمی دارند و در قلمرو سنگ های کلسیمی - قلیایی قرار می‌گیرند. ولی، بخش بازالتی زیر اشباع از سیلیس و متعلق به سری قلیایی با روند سدیمی است (امامی، ۱۳۷۰).

آتشفشانی الیگوسن

در زمان الیگوسن، با تشدید حرکات زمین‌ساختی، شکستگی‌های ژرف سنگ‌کره، موجب بالا آمدن ماگمای بازالتی از گوشته شده که حاصل آن در مناطقی از ایران مرکزی (ساوه)، بلوک لوت (ده‌سلم و ۰۰۰)، آذربایجان (اهر)، البرز (بندرانزلی) گزارش شده است. در جنوب راه ساوه به همدان، در لابه‌لای ردیف‌های کنگلومرایی الیگوسن (سازند سُرخ پایینی) میان‌لایه‌های ریولیتی دیده می‌شود. در بلوک لوت، به ویژه در منطقهٔ سه‌چنگی، گدازه‌های منسوب به الیگوسن از نوع آندزیت‌های کم هوازده به رنگ خاکستری تیره تا سُرخ است که نوارهای جریانی، متراکم و توده‌ای دارد. سن پرتوسنجی این گدازه‌ها از ۲± ۳۷/۵ تا ۱/۷± ۳۴ میلیون سال گزارش شده است. در البرز – آذربایجان، بعضی سنگ‌های آذرآواری منطقهٔ اهر و سنگ‌های لاتیتی منطقهٔ انزلی به الیگوسن نسبت داده شده‌اند.

آتشفشانی الیگوسن - میوسن

در زمان الیگوسن –میوسن فعالیت‌های کششی محدود سبب شده تا بخشی از سنگ‌های این زمان از نوع روانه‌های گدازه‌ای باشد.

«در ایران مرکزی» گدازه‌های الیگوسن – میوسن از نوع داسیت، آندزیت، آندزیتی –بازالتی و برخی سنگ‌های آذرآواری و ایگنیمبریتی هستند که به ویژه از نواحی ساوه، کاشان و سبزواران گزارش شده‌اند. در مناطق بویین‌زهرا و کبودرآهنگ، گدازه‌های موردنظر از نوع فوق اشباع از سیلیس است و در قلمروی سنگ‌های کلسیمی - قلیایی قرار دارند.

«در بلوک لوت» 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 سنگ های آذرآواری دارند. این سنگ‌ها به طور عمده متعلق به سری سنگ‌های کلسیمی - قلیایی بوده و روند سدیمی دارند.

«در حوضهٔ فلیشی خاور ایران» 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.

آتشفشانی نئوژن

برخلاف زمان پالئوژن که تکاپوهای آتشفشانی از نوع فوران شکافی Fissure eruption و یا به صورت دایک های 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).

«در کمان ماگمایی ارومیه -بزمان»، مخروط بزرگ آتشفشان کوه مزاحم، از جمله آتشفشانی‌های نئوژن شمال شهربابک است که با مواد آتشفشانی (داسیت و داسیتوییید) 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 داسیتوییید و آندزیت مشخص می‌شوند. از

ویژگی های 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 نفوذی های 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.

«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، می توان 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.

آتشفشانی 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.

«در کمان ماگمایی ارومیه -بزمان»، سنگ‌های آتشفشانی میوسن به ویژه در حد فاصل قم – کاشان –اردستان رخنمون دارند. گدازه‌ها و آذرآواری‌های نیاسر، شامل چند صد متر مواد آذرآواری و روانه‌های آندزیتی –داسیتی است که بر روی ردیف‌های معادل سازند قم قرار دارند. در جنوب قهرود (روستای بارونق) سنگ های 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. سیل‌هارنگ 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).

«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 آذرآواری های شمال تفرش، ریوداسیت‌های منطقهٔ ساوه، سنگ‌های بازیک منطقهٔ کبودرآهنگ و تکاب، روانه‌های گدازه‌ای حدواسط، به سن میوسن هستند.

آتشفشانی پلیوسن

سنگ های 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.

«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.

«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.

«در بلوک لوت»، آتشفشانی پلیوسن در محیط قاره‌ای فوران کرده و نهشته‌های کهن‌تر را می‌پوشاند. از سنگ های گدازه‌ای این زمان می‌توان انواع سنگ‌های داسیتی –گاه تراکیتی شمال بلوک لوت، سنگ های 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.

منطقه	سنگ شناسي	ويژگي هاي شاخص
قمصر (جنوب کاشان)	ريوليت - ريوداسيت	فوق اشباع از سيليس
شهربابك - انار	داسيت – تراكي داسيت كلسيمي - قلیایي	فوق اشباع از سيليس
	بازالت قلیایي سديمي (تفريت، تفريت لوسيت‌دار)	غير اشباع از سيليس
	بازالت قلیایي (تراكي بازالت، تراكي آندزيت، تراكيت)	-
جنوب سبزوار	تراكي بازالت، تراكي آندزيت	فوق اشباع از سيليس
	داسيت	-

کواترنری در ایران

مقدمه

اگرچه در پاره‌ای از گزارش‌های موجـود، کـواترنری را «دورانـی» از تـاریخ زمـین دانسـته‌انـد، ولـی بـر اساس مصوبهٔ ۱۹۸۹ انجمن بین‌المللی علوم زمین IUGSچیزی به نام دوران چهـارم زمـین‌شناسـی وجود ندارد و کواترنری سیستمی از دوران سـوم اسـت کـه بـه دو زیرسیسـتم پلیستوسـن و هولوسـن تقسیم می‌شود و لذا استفاده از واژهٔ دوران چهارم نادرست است.

.با وجود گستردگی و تنوع زیاد، دانسته‌های ما از زمین‌شناسی کـواترنری ایـران بسـیار انـدک اسـت در حالی که امروزه «زمین‌شناسی کواترنری» یکی از شاخه‌های بنیادی علـوم زمـین اسـت تـا بتوانـد بـه پرسش‌های موجود در بارهٔ منـاطق شـهری، صـنعتی، رویـدادهای طبیعـی، ایجـاد سـازه‌هـای بـزرگ، لرزه‌زمین‌ساخت ایران و ۰۰۰ پاسخ دهد.

در زمین‌شناسی ایران، به طور معمول سنگ‌ها و نهشته‌های پـس از سـازندهای کنگلـومرایی پلیوسـن – پلیستوسن (هزاردره، بختیاری) را به سن کـواترنری دانسـته‌انـد کـه بـه طـور دگرشـیب (بـه جـز در سواحل جنوبی دریای خزر) سنگ‌های کهن‌تـر را مـی‌پوشـاند و در بـین آنهـا، نهشـته‌هـای آبرفتـی – کوهپایه‌ای، بادی و صحرایی –کویری بیشترین سهم را دارند. به همین‌رو، این باور وجـود دارد کـه بـه دنبال رخداد زمین‌ساختی آلپ پایانی، سرزمین ایران از آب خـارج و ریخـت‌شناسـی کنـونی آن شـکل گرفته است که از جمله نتایج آن، آغاز چرخه‌های فرسایشی است کـه از آن زمـان تـاکنون بـر پوسـتهٔ ایران تحمیل شده است. گفتنی است در برخی پهنه‌های ساختاری –رسوبی ایران، ماننـد بلنـدی‌هـای کپه‌داغ، کوه‌های خاور ایران و حتی پهنه‌های وسیعی از البرز و ایران مرکزی و ۰۰۰ آغـاز پدیـده‌هـای فرسایشی بسـیار کهـن‌تـر از کـواترنری اسـت کـه در انجـام آن، رخـداد زمـین‌سـاختی پیـرنئن نقـش بنیادی‌تری داشته است. افزون بر ردیف‌های تخریبی انباشته شده در محـیط‌هـای قـاره‌ای، دریاچـه‌ای و دریایی، تکاپوهای ماگمایی دورهٔ کواترنری سنگ‌های آذرین این زمان را به وجود آورده‌انـد. بـا توجـه به عواملی مانند محیط رسوبگذاری، خاستگاه، چگونگی فرآیندهای هوازدگی و فرسایش، سـنگ‌هـای کواترنری ایران را می‌توان از انواع زیر دانست.

نهشته‌های آبرفتی کواترنری

در بین نهشته‌های کواترنری، نهشته‌های آبرفتی بیشترین سهم را دارند (شکل ۶-۱۱). اینها مواد فرسایشی هستند که از دامنهٔ ارتفاعات تا نواحی پست دشت‌ها گسترده‌اند و با دور شدن از ارتفاعات، درشتی دانه‌ها کاهش می‌یابد. به همین دلیل، به نام‌های مختلف دشت، هامون، جلگه، لَشت، کفه، تگو، دَغ و شخ نامیده شده‌اند (نبوی، ۱۳۵۵). نهشته‌های آبرفتی ایران، با وجود گستردگی بغسیار زیاد، کمتر مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. نهشته‌های آبرفتی کواترنری منطقهٔ تهران بیش از دیگر نقاط مطالعه شده و اغلب به عنوان الگویی برای دیگر نقاط استناد می‌شوند. دراطراف تهران، نهشته‌های آبرفتی کواترنری نهشته‌های رودخانه‌ای –سیلابی هستند که به دنبال چرخه‌های فرسایشی پلیوسن – پلیستوسن (سازند هزاردره) انباشته شده‌اند. به همین‌رو، از نظر خاستگاه ویژگی‌های یکسان دارند ولی تناوب چرخه‌های پرباران و سال‌های کم باران و حتی رخدادهای زمین‌ساختی بر چند و چون آبرفت‌ها اثرگذار بوده به همین‌رو به ویژه به دلیل ناپیوستگی‌های رسوبی، آبرفت‌های کواترنری تهران به چند واحد سنگی زیر تقسیم شده‌اند.

سازند کهریزک که در گذشته به نام سری B (ریبن، ۱۹۵۵) و امروزه گاهی سازند شمال تهران (پدرامی، ۱۳۷۰) و یا سازند آبرفتی ناهمگن شمال تهران (بربریان، ۱۳۷۱) نامیده می‌شود، کهن‌ترین آبرفت سیلابی کواترنری (ویلافرانشین) تهران است که در کوهپایه‌های تهران (باغ فیض، شهرک غرب، دانشگاه بهشتی و ۰۰۰) دانه‌درشت و در جنوب تهران (ری –کهریزک)، دانه‌ریز است. در همه جا، سازند کهریزک به طور دگرشیب بر روی سازند هزاردره و در زیر سازند آبرفتی تهران قرار دارد و مهم‌ترین ویژگی‌های آن، به شرح زیر است:

* ارتباط دگرشیب با سازند هزاردره

* شیب ملایم تا حدود ۱۵ درجه

* ضخامت کم (۱۰ متر در برش الگو تا ۵۰ متر)

* ناهمگن بودن اندازه قلوه‌ها (از بلوک تا رُس)

* نامتجانس بودن جنس قلوه‌ها

* وجود غشای آهکی پیرامون قلوه‌ها

* سیمای سُرخ‌رنگ معرف مناطق نیمه‌خشک

* تخلخل و تراوایی زیادسازند کهریزک، به واقع مجموعه‌ای از مخروط افکنه‌های کوه‌های البرز است که ستبرای آن به سمت جنوب کم می‌شود. وجود قطعه سنگ‌های بزرگ و به شدت فرسوده در قسمت پایینی این سازند را ریبن (۱۹۶۶)، نشانه‌ای از حمل یخچالی دانسته است.

در این سازند، لایه‌های چندی از خاک قدیمی و شبه لاتریتی نیز دیده می‌شود که ممکن است نشان دهندهٔ دگرگونی آب و هوا و اثر هوای گرم‌تر باشد (بربریان، ۱۳۷۱).

سازند آبرفتی تهران : (سری D)، از نوع رسوبات مخروط افکنه‌ای، سیلابی، جور نشده و حاصل هوازدگی و نهشت دوبارهٔ آبرفت‌های قدیمی‌تر به ویژه سازند کهریزک است که به دلیل داشتن ابزار انسانی پیش از تاریخ، ریبن (۱۹۵۵) آنها را متعلق به دورهٔ پارینه سنگی می‌داند. نبوی (۱۳۵۵)، بر اساس سن مطلق (روش کربن ۱۴) سن لایه‌های آغازی آبرفت تهران را حدود ۵۰۰۰۰ سال و سن قسمت بالایی آن را حدود ۷۰۰۰ سال می‌داند. ویتا فینزی (۱۹۶۹)، در پایین این آبرفت‌ها، تیغه‌های سنگی از نوع Baradostian (38000 تا ۲۹۰۰۰ سال پیش) را یافته و لذا نتیجه گرفته

که رسوبگذاری این سازند از ۵۰۰۰۰ سال پیش آغاز و حدود ۱۰۰۰۰ یا ۴۰۰۰ سال پیش بـه پایـان رسیده است. این آبرفت‌ها به تقریب افقی و رسوبات منـاطق نیمـه‌خشـک‌انـد و جـنس آن از ابتـدا تـا انتهای دشت متفاوت است ولی از نظـر دانـه‌بنـدی، نسـبت بـه سـازند کهریـزک،نظـم بیشـتری دارنـد. مخروط افکنه‌های کرج و جاجرود بخشی از سازند آبرفتی تهران هستند که بـه داشـتن آبخـوان غنـی شاخص می‌باشند.

در باختر ایوانکی، بر روی سازند آبرفتی تهران، بیش از ده متر سیلت‌های نرم به رنـگ کـرم تـا قهـوه‌ای تیره و خاکستری، قلوه سنگ وجود دارد کـه ویتـا فینـزی (۱۹۶۹) آنهـا را «سـازند آبرفتـی خـرم‌دره» نامگذاری کرده است. در این نهشته‌ها مقادیر زیادی استخوان، لایـه‌هـای زغـالی چـوب و سـفال پیـدا شده و سن‌سنجی قسمت زیرین آنها، به روش کربن ۱۴، معرف ۱۰۵ ± ۳۳۰۰ سال پیش است.

«آبرفت کنونی» جوان‌ترین آبرفت‌های کواترنری تهران است که از نوع رسـوبات منفصـل بسـتر رودهـا، مسیل‌ها و یا سطح رویی آبرفت‌های قدیمی است به همین‌رو گسـترش و ضـخامت محـدودی دارنـد. در پهنـــهٔ مکـــران، ویتـــا فینـــزی (۱۹۷۹)، نهشـته‌هـای آبرفتـــی کـواترنری را بـه دو واحـــد جـــداگانه به نـام «آبرفت سـدیچ» (در زیـر) و «سـازند مینـاب» (در رو) تقسـیم کـرده اسـت. آبرفـت سدیچ، با ۲۴ متر ستبرا، شامل ماسه و ماسه‌های قلوه‌ای در زیر و نهشته‌های دانه‌درشـت کنگلـومرایی در بالاست. آبرفت میناب ضخامت ناچیزی (۵ متر) از سیلت و ماسه با لایه‌بنـدی خـوب اسـت. یکـی از واحدهای چهره‌ساز کواترنری مکران «پادگانه‌های دریایی» است که در ترازهـای گونـاگون قـرار دارنـد و گاهی توالی آنها به بخش‌های ساحلی مکران، ریخت‌شناسی پلکانی می‌دهد. قرارگیری پادگانـه‌هـای دریایی در ترازهای گوناگون، نشانهٔ بالا آمدن زمـین، حرکـت‌هـای جـوان و پویـایی مکـران اسـت. بـه اعتقاد فلینت (۱۹۷۱)، میزان فراخاست سالانهٔ سواحل مکران در محل‌های مختلف متفاوت است، بـه گونه‌ای که در غرب بندرعباس، ۱/۵ میلیمتر در سال، و بین جاسک و چـاه‌بهـار ۳/۵ میلیمتـر در سـال است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). (**شکل ۶-۱۱**)

سن	آنگالن ۱۹۶۸	ریبن ۱۹۶۶	ریبن ۱۹۵۵
کواترنري	Q_4	آبرفت کنوني	سري D
	Q_3	سازند آبرفتي تهران	سري C
	Q_2	سازند کهريزك	سري B
پليوسن	Q_1	سازند هزاردره	سري A

نهشته‌های دریایی کواترنری

جدا از رسوب‌های دریایی کواترنری ساحل مکران، در نواحی زیر پوشش دریای پاراتتیس (خزر جنوبی، کوهپایه‌های البرز شمالی، دشت مُغان، دشت گرگان –گنبد) نهشته‌های کواترنری دریایی است. جدا از چیرگی محیط دریایی، در این نواحی، دگرشیبی آشکاری بین ردیف‌های کواترنری و نئوژن وجود ندارد که به شرایط استثنایی شمال ایران اشاره دارد. ویژگی‌های سنگی و زیستی نهشته‌های کواترنری نواحی یاد شده، مشابه ردیف‌های همزمان در جمهوری آذربایجان و ترکمنستان است و به همین‌رو به چند واحد سنگی زیر تقسیم می‌شوند که برش الگوی آنها در کشورهای همجوار شمال ایران است.

سازند آپشرون (آبشوران) : در نواحی مشرف به خزر جنوبی، از جمله ایران، به نهشته‌های آشکوب آپشرونین، سازند آپشرون گفته شده که متشکل از توالی ضخیم ماسه، مارن و لایه‌های صدف‌دار است که بر روی رسوب‌های آقچه‌گیل قرار گرفته و با نهشته‌های آشکوب باکو پوشیده می‌شود. در ایران این نهشته‌ها از نوع مارن‌های آبی متمایل به خاکستری، سبز، ماسه‌های دانه‌ریز و لایه‌هایی شنی و کمی خاکستر آتشفشانی است که در دشت گرگان، سواحل استان مازندران و دشت مُغان شناسایی شده‌اند. سازند آپشرون به سن پلیستوسن آغازی است ولی احتمال دارد لایه‌های آغازین آن به سن پلیوسن پسین باشد. در دشت گرگان، ضخامت این سازند از ۴۵۰ متر در خاور تا ۸۰۰

متر در باختر تغییر می‌کند. در دشت مُغان، چند رخنمون قابل قیاس با سازند آپشرون گزارش شده است (مستوفی، ۱۳۴۲).

شکل ۶-۱۱-نهشته‌های آبرفتی کواترنری در دره سردر (خاور طبس)
نشانگر زیستگاه‌های کهن و تغییر سطح اساس رودخانه سردر

لایه‌های باکو: در نواحی مشرف به خزر جنوبی، از جمله ایران، به نهشته‌های آشکوب باکووین Bakuvian ، لایه‌های باکو گفته شده که بیشتر شامل رس و ماسه با صدف‌های زیاد است. در ایران، این لایه‌ها فقط در دشت گرگان و سواحل مازندران گزارش شده که متشکل از رس و ماسه محیط‌های لب‌شور است و درجهٔ سخت شدگی آنها خیلی کم می‌باشد. مرز پایینی و بالایی لایه‌های باکو هم‌شیب است. ضخامت این نهشته‌ها در دشت گرگان از ۳۶۰ تا ۵۳۹ متر و در دشت مازندران از ۵۷۰ تا ۶۰۰ متر متغیر است.

نهشته‌های پس از باکو : در چاه‌های اکتشافی دشت گیلان و مازندران، نهشته‌های پس از باکو، شامل نهشته‌های خزر قدیمی در زیر و نهشته‌های خزر جدید در بالاست (موسوی، ۱۳۸۰).

نهشته‌های خزر قدیمیAncient Caspian ، تناوبی از مارن‌های خاکستری متمایل به سبز و خاکستری آبی‌رنگ و ماسه‌های دانه‌ریز سیمان نشده است که گاهی زبانه‌هایی از ماسه‌های محیط آب شیرین، لایه‌های نازک شن و مقادیر زیادی صدف دارد. تغییرات ضخامت این نهشته به سمت فرونشست خزر و همچنین از خاور به باختر، درخور توجه است. از نظر همزمانی با تکاپوهای یخچالی، خزر قدیمی کم و بیش با مرحلهٔ حد واسط وُرم Wurm، II و وُرم I هم‌ارز است. نهشته‌های خزر جدید Neocaspian ، در پایین، بیشتر شامل ماسه‌های سخت نشدهٔ آب شیرین است که بر روی آنها رسوب‌های صدف‌دار زمان حال نشسته است. بر اساس دوکفه‌ای‌ها و شکم‌پایان موجود، سن این نهشته‌ها عهد حاضر (هولوسن) تعیین شده است.آغاز رسوبگذاری آشکوب خزر جدید به تقریب با دورهٔ یخچالی وُرم IV هم‌زمان بوده و در این زمان سطح دریای خزر در حدود ۷ تا ۹ متر زیر سطح دریای آزاد بوده است (هم اکنون سطح خزر ۲۵ متر زیر سطح دریای آزاد است).

نهشته‌های بادی کواترنری

در نواحی به نسبت مسطح دامنه‌های شمالی البرز و حوضه‌های بستهٔ داخلی، نهشته‌های کواترنری بیشتر از نوع رسوب‌های بادی است. اینها، مواد فرسایشی به بزرگی ماسه و یا کوچک‌تر هستند که به آسانی توسط باد جابه‌جا شده و به صورت تپه‌های ماسه‌ای و یا لُسی انباشته می‌شوند.

باد نهشته‌های «لُس» مانند کواترنری را به ویژه می‌توان در سواحل خاوری دریای خزر (گرگان – گنبد) و قسمت‌هایی از کوه‌های هزارمسجد –کپه‌داغ دید که از نوع سیلت و کمی رُس و اغلب به رنگ نخودی روشن تا مایل به قهوه‌ای هستند که به توسط باد حمل و در ابتدا مانند پوششی یکنواخت تمام منطقه را پوشانده‌اند ولی با گذشت زمان، بر روی شیب‌های تند فرسایش یافته و

فقط در پشتهٔ تاقدیس‌ها، تپه‌ها و دامنه‌های کم‌شیب، به صورت کلاهک باقی‌مانده‌اند. در داخل لُس‌ها گاهی هم‌لایه‌های رس یا سیلت وجود داردکه به نظر می‌رسد آب نهشته‌های محیط‌های بسته و دریاچه‌ای هستند، چرا که این افق‌ها، لایه‌بندی بسیار مشخص و صدف‌های حلزون فراوان دارند. در درهٔ اترک، ضخامت لُس‌ها به ۵۰ متر می‌رسد و فاقد لایه‌بندی هستند. در درهٔ نکارود، و همچنین در حوالی گرگان نیز ضخامت قابل توجهی از لُس وجود دارد که وابسته به اقلیم سرد و خشک وُرم پسین و پس از وُرم دانسته شده‌اند. لُس‌ها، چون از سیلت و رس تشکیل شده‌اند، دارای توان جذب و حفظ رطوبت هستند. به همین‌رو زمین‌های زیر پوشش آنها برای کشاورزی مطلوب است. به باور پاشایی (۱۳۷۶)، با توجه به جهت بادهای غالب منطقه که بیشتر شمالی تا شمال باختری است، خاستگاه اصلی مواد لُسی در این منطقه رسوب‌های سیلابی و تپه‌های ماسه‌ای واقع در حاشیهٔ فروافتادگی دریای خزر است.

در عین حال، نباید مواد رسیده از اروپای جنوب خاوری را نادیده گرفت.در کنارهٔ کویرها، دشت‌های بیابانی و بعضی از حوضه‌های بستهٔ داخلی ایران ته‌نشست‌های بادی کواترنری از نوع تپه‌های ماسه‌ای (تلماسه) اند (شکل ۶-۱۲) که به دو صورت برخان و یا تپه‌های کشیده Sifدیده می‌شوند. افزون بر آن، ماسه ورقه‌ایSand sheet ، ماسه بادکوب Sand shadow، سیلک Silk، تپه‌های مواج Ondulation، هرم‌های ماسه‌ای Ghouyd، تل‌های گیاهیNebka انواع دیگراز نهشته‌های ماسه‌ای هستند که گاهی به غلط، به آنها «ریگ روان» گفته می‌شود. در نبکاها، ماسه‌ها توسط پوشش گیاهی یا رطوبت تثبیت شده‌اند و در سطح آنها لایه‌های نازکی از رس دیده می‌شود. بین اردکان و یزد نبکاها گسترش زیادی را دارند که نشانگر بیشه‌زار یا جنگل از گیاهان تاغ و گز در گذشته است. گسترده‌ترین بادرفت‌های ماسه‌ای را می‌توان در خاور دشت لوت دید که گستره‌ای بیش از ۱۵۰۰۰ کیلومترمربع را می‌پوشانند و به آنها «دریای ریگ» گفته می‌شود.

جنوب جازموریان، شمال انارک، باختر بشرویه، مرز خاوری کویر بزرگ، شمال کاشان، کرمان، یزد، مرداب گاوخونی، اردستان و گناباد، از جمله نواحی هستند که تپه‌های ماسه‌ای کوچک و بزرگ دارند. وسعت تپه‌های ماسه‌ای ایران حدود ۱۲۹۶۰۰ هکتار برآورد شده است. اندازهٔ دانه‌های تخریبی این تپه‌ها، در حدود ۰/۰۴۰ تا ۲ میلیمتر است که از نظر درجه «ماسه» است. سنگ‌شناسی ماسه‌ها تغییرات زیاد دارد. فلدسپار، کوارتز، آمفیبول، گارنت از عمده‌ترین عناصر سازنده هستند که در بین آنها، کوارتز بیشترین سهم را دارد. تمرکز کانی‌های صنعتی، به بعضی تپه‌های ماسه‌ای ارزش اقتصادی داده که از آن جمله می‌توان به تمرکز تیتانیم در ماسه‌های ساحلی خزر اشاره کرد.

شکل ۶-۱۲-نهشته‌های بادی (تلماسه)کواترنری

نهشته‌های کویری کواترنری

در گودترین مناطق بعضی از حوضه‌های آبریزWatershed فرعی ایران، مانند کویر نمک، کویر بَجستان، کویر زنگی احمد در دشت لوت، کویر بافق، دریاچهٔ نمک کاشان و ۰۰۰، دشت‌های به

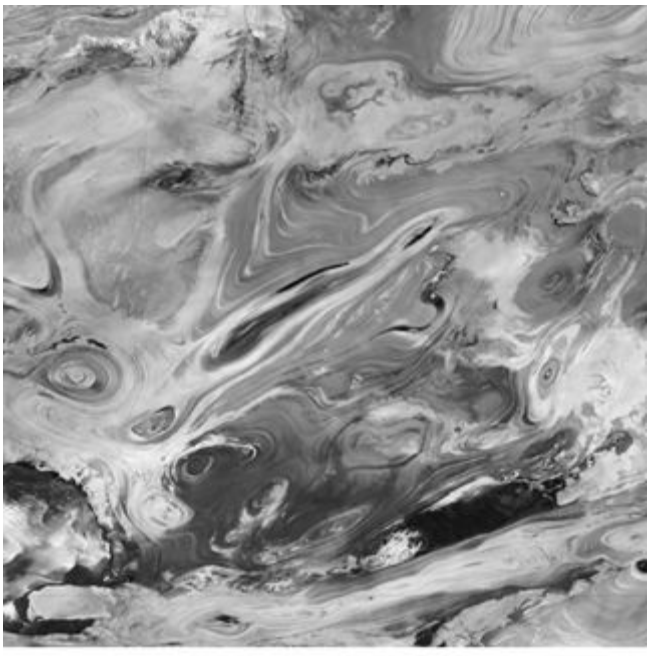
نسبت مسطحی با مشخصات ویژه، به نام «کویر» وجود دارد که با رسوب‌های دریاچه‌ای زمان حال، متشکل از تناوب لایه‌های رُسی، سیلت و نمک پوشیده شده‌اند.

خاستگاه کویرهای ایران از دو نوع است. یکی کویرهای فرسایشی، و دیگری فروافتادگی‌های زمین‌ساختی که به تدریج با مواد ریزدانهٔ حاصل از تخریب بلندی‌ها پوشیده و به دشتی هموار تبدیل شده‌اند. شرایط حاکم بر کویرهای ایران، تابعی از مسایل آب‌شناختی، آب و هوایی، زمین‌شناسی سنگ‌های اطراف و نیز سنگ بستر است به گونه‌ای که می‌توان کویرها را به بخش‌های گوناگون با ویژگی‌های متفاوت تقسیم کرد. در یک نگاه کلی، بخش‌های گوناگون پهنه‌های کویری، از حاشیه به مرکز عبارتند از مخروط افکنه‌های حاشیه‌ای Fan Deltas، ناحیهٔ مرطوب Wet zone، کفه‌های رُسی Clay flat ، پوستهٔ نمکی Salt crust ، دریاچه‌های فصلی Seasonal lake و دریاچه‌های دایمی. پهنه‌های چندگانهٔ یاد شده در همهٔ کویرهای ایران عمومی ندارد و ممکن است بر اثر عملکرد عوامل گوناگون، هر کویر مشخصات ویژهٔ خود را داشته باشد. به همین‌رو در زمین‌شناسی ایران، واژه‌هایی مانند کویرهای رُسی یا کفی، کویرهای رُسی خیس، کویرهای رُسی همراه با پوستهٔ نمکی، کویرهای رُسی مرطوب (شکل ۶-۱۳) همراه با پوستهٔ نمکی (نمک‌زار)، کویرهای دریاچه‌های موقت، کویرهای دایمی، مصطلح است. ضخامت نهشته‌های کویری معلوم نیست ولی در ردیف رسوبی آنها می‌توان لایه‌های سفید و سُرخ گچ و نمک را دید که با لایه‌های زرد و متمایل به سُرخ رُس و مارن شور تناوب دارند. تناوب نهشته‌های رُسی و تبخیری نشانگر چرخه‌های آب و هوای خشک و پرباران است.

اگرچه کویرهای ایران یادآور ته‌نشست‌های تبخیری کواترنری می‌باشند ولی پاره‌ای از آنها، مانند کویر بزرگ، فروافتادگی‌های زمین‌ساختی هستند که از زمان میوسن و به احتمالی در اثر رخداد پیرنئن، از اوایل الیگوسن به وجود آمده‌اند و با رسوب‌های چین‌خوردهٔ نئوژن پوشیده شده‌اند (شکل ۶-۱۴). در بعضی از کویرهای ایران نهشته‌های تبخیری به ویژه شوراب‌های جریانی انواع گوناگونی

از نمک‌های جامد و یا محلول دارند که گاهی مانندکویر کاشان، شوراب‌هـای کـویر مرکـزی در ناحیـهٔ خور و یا مرداب گاوخونی به دلیل داشتن نمک‌های محلول ارزش اقتصادی دارند.

شکل ۶-۱۳-نهشته‌های کویری ایران مرکزی (عکس از امری کاظمی)



شکل ۶-۱٤-ته‌نشست‌های چین‌خورده تلوژن در کویر بزرگ

سنگ‌های آتشفشانی کواترنری

سنگ‌های آتشفشانی کواترنری نشانگر آخرین تکاپوهای ماگمایی ایران‌اندکه شکل‌گیری آتشفشان‌های چینه‌ای عظیم مانند سبلان، دماوند، تفتان، بزمان و ۰۰۰ 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. عمده‌ترین مراکز آتشفشانی پلیوکواترنری ایران در زیر بررسی می‌شوند :

آتشفشان دماوند : مخروط دماوند، شاخص‌ترین آتشفشان چینه‌ای کواترنری ایران است که ارتفاع آن از سطح دریا ۵۶۷۰ متر (۵۶۱۱ متر- وزیری، ۱۳۶۲)، ولی از زمین‌های اطراف ۲۰۰۰ – ۱۶۰۰ متر است (شکل ۶-۱۵ الف). 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 (شکل ۶-۱۵ ب).گدازه‌های دماوند گستره‌ای به وسعت ۴۰۰ کیلومتر را زیر پوشش دارد 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. جدا از دهانهٔ فعلی، شواهدی از دهانه‌های قدیمی را 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.

کهن‌ترین گدازه‌های کواترنری دماوند از نوع بازالت قلیایی است که در نتیجهٔ تفریق ماگمایی پرمایه‌تر از سیلیس، ظاهر شده‌اند (ایران نژادی، ۱۳۷۰). به طور کلی، سنگ‌های دماوند از سه نوع بازیک، حدواسط و اسیدی هستند. انواع بازیک فقط شامل گدازه‌های بازالتی و تراکی بازالتی است ولی در انواع حدواسط و اسیدی، افزون بر گدازه‌ها، سنگ‌های آذرآواری و اپی‌کلاستیک نیز وجود دارد. حجم اصلی کوه دماوند را سنگ‌هایی تشکیل می‌دهند که از نظر سیلیس، حدواسط بوده و مقدار سنگ‌های بازیک، بسیار کمتر از دیگر سنگ‌هاست، به گونه‌ای که فراوان‌ترین گدازه‌های دماوند از نوع تراکیت است.سنگ‌های بازیک که ممکن است از نوع بازالت قلیایی اولیوین‌دار و تراکی بازالت باشند، کهن‌ترین روانه‌های دماوند هستند که به ویژه در نواحی پلور و تینه دیده می‌شوند. بیشتر سنگ‌های دماوند از نوع حدواسط (۶۳٪ > ۲ > SiO 52%) و مقدار کمتری نیز از نوع اسید (۲ SiO > ۶۳٪) هستند که به دو صورت گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآواری رخنمون دارند. گدازه‌های حدواسط تا اسیدی، شامل انواع تراکی آندزیت و تراکیت هستند که بر حسب مقدار کانی‌های فرومنیزین به انواع فرعی متفاوتی تقسیم می‌شوند. این گدازه‌ها حجم اصلی دماوند را تشکیل می‌دهند و در تمام جهات گسترش دارند. در بین سنگ‌های آتشفشانی دماوند، توف‌ها جایگاه ویژه دارند که شامل انواع متعددی از توف شیشه‌ای (در درهٔ هراز و شمال دماوند)، توف تراکیتی (در قله)، توف شیشه‌ای پامیسی (در تینه) هستند. جدا از سنگ‌های گفته شده، نهشته‌های جریانی آذرآواری باختر دماوند و نهشته‌های بلوک مانند از فرآورده‌های آتشفشان دماوند هستند. به

باور امامی (۱۳۷۹) از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی دماوند تغییراتی از بازالت قلیایی تا تراکیت را نشان می‌دهند و این سنگ‌ها در نمودار Kuno همگی در قلمرو سری قلیایی قرار دارند.

آلنباخ (۱۹۶۶)، سن نخستین فوران دماوند را مربوط به اوایل وُرم Wurm می‌داند. در ضمن سن‌سنجی رسوبات دریاچه‌ای ناشی از جریان گدازه‌های دماوند بر روی رودخانهٔ لار، به روش کربن ۱۴، سن ۳۸۵۰۰ سال را نشان داده است.

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 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 قراردارد 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 نمایش می‌دهد. گدازه‌های تفتان مساحتی حدود ۱۳۰۰ کیلومترمربع را زیر پوشش دارند (شکل ۶-۱۶). نخستین تکاپوی آتشفشانی، در بیست کیلومتری شمال باختری قله فعلی بوده و سپس مراکز دیگری در خاور این نقطه فعال شده‌اند. فعالیت این مراکز به صورت فوران‌های انفجاری بوده و حاصل آن برش‌های داسیتی و آگلومرایی است. آخرین تکاپوی انفجاری تفتان دو فاز انفجاری است که حاصل آن ایگنیمبریت دامنهٔ جنوبی (شمال ترشاب) و توف‌های گسترده در دشت‌های اطراف آتشفشان است. فعالیت‌های گدازه‌ای تفتان، در کواترنری صورت گرفته که شامل گدازه‌های آندزیتی است که بر روی افق‌های توف قبلی ریخته‌اند. بنابراین تفتان یک آتشفشان چینه‌ای است که از پایین به بالا شامل سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های داسیتی در زیر،

تـوف و ایگنیمبریـت در وسـط و گـدازه‌هـای آنـدزیتی در بالاسـت کـه در بـین آنهـا آذرآواری‌هـا و گدازه‌های داسیتی از همه بیشتر است.

مطالعهٔ سنگ‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشان تفتان نشـان مـی‌دهـد کـه تفتـان، آتشفشـانی کلسیمی - قلیایی است که ماگمای آن در نتیجهٔ نیروهای فشاری و فاز کوهزایی نئـوژن حاصـل شـده است. گفتنی است که تفتـان یکـی از مراکـز آتشفشـانی کمـان ماگمـایی حاصـل از فـرورانش پوسـتهٔ اقیانوسی عمان به زیر منشور برافزایندهٔ قاره‌ای مکـران اسـت. دو مرکـز آتشفشـانی دیگـر ایـن کمـان ماگمایی عبارتند از قلهٔ بزمان در شمال جازموریان و کوه سلطان در پاکستان.

آتشفشان‌های بازالتی پیرامون تفتان : آتشفشان بازالتی تخـت رسـتم در ۲۰ کیلـومتری جنـوب تفتان و آتشفشان کوه چـاه‌شـاهی در شـمال ایرانشـهر، از جملـه بازالـت‌هـای جـوان کـواترنری ایـران هستند. بازالت‌های چاه شاهی بسیار جوان است به گونه‌ای که روانـه‌هـای آن، در مسـیل‌هـا، هنـوز بـه طور کامل تخریب نشده‌اند. در هر حال، سن پرتوسـنجی ایـن بازالـت‌هـا بـه روش پتاسـیم –آرگـون، کمتر از نیم میلیون سال است که این سن نیاز به بازنگری دارد و سن‌های حـدود چنـد ده هـزار سـال پذیرفتنی است.

آتشفشان بزمان : آتشفشان بزمان، در ۱۱۵ کیلومتری شمال بـاختری ایرانشـهر و ۱۲۹ کیلـومتری باختر خـاش، شـمال جازموریـان و در پایانـهٔ جنـوبی بلـوک لـوت قـرار دارد. ارتفـاع آن از سـطح دریـا ۳۴۹۰ متر و از زمین‌های اطراف ۲۱۰۰ متر است.

مخروط اصلی بزمان، از نوع آتشفشان چینه‌ای اسـت کـه گـدازه‌هـای آن از چنـد دهانـه خـارج شـده است. این آتشفشان ساختار پیچیده‌ای دارد و انواع گدازه‌هـا، ماننـد آنـدزیت، داسـیت و ریوداسـیت بـه ویژه در دامنهٔ خاوری آن فراوان است. مخروط اصلی مجموعه‌ای از برش‌هـای ایگنیمبریتـی، پامیسـی و گدازه است که به طور متناوب قرار گرفته‌اند. تجزیهٔ شیمیایی گـدازه‌هـای جدیـد 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 فرورونده‌ٔ بخش بزمان، جدا از بخش تفتان بوده و شیب بیشتری داشته است. به همین‌رو شاید بتوان پذیرفت که ماگماتیسم بزمان کهن‌تر از تفتان است.

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 دارد و گستره‌ای حدود ۴۵۰۰ کیلومترمربع را زیر پوشش دارد (شکل ۶-۱۷).

سهند بیشتر از نوع گدازه‌های ریولیتی، داسیتی و آندزیتی‌اند که در بین آنها توف‌ها و خاکسترهای فراوان دیده می‌شود. وجود خاکستر با قطعات پامیس در فواصل بسیار دور از قله (مراغه، میانه، بستان‌آباد) نشان می‌دهد که فوران‌های انفجاری سهند بسیار شدید بوده است. تغییرات سن پرتوسنجی گدازه‌های سهند، بین ۱۲ (میوسن میانی) تا ۰/۱۴ میلیون سال است (معین وزیری، امین سبحانی، ۱۳۶۵). تغییرات سن پرتوسنجی و وجود نهشته‌های آتشفشانی –آواری در بین توف‌ها و گدازه‌ها نشان می‌دهند که آتشفشان سهند در چند مرحله فعالیت داشته و در بین مراحل فعالیت، آرامش نسبی همراه با فرسایش برقرار بوده است. سیمای لایه‌ای سنگ‌ها، دانه‌بندی رسوبات و وجود آثار انواع ماهی در خاکستری‌های خلعت پوشان تبریز سبب شده تا معین وزیری و امین سبحانی (۱۳۶۵)، بر این باور باشند که سهند به صورت جزیره و یا شبه‌جزیره کوهستانی بوده که با دریایی کم‌ژرفا احاطه می‌شده و مواد آتشفشانی ورودی به این محیط، به کمک جریان آب، به صورت یکنواخت در سطحی وسیع پراکنده می‌شدند.سهند، تودهٔ آذرین خروجی است که به صورت کلاهکی بر روی پایه‌ای از سنگ‌های رسوبی به سن‌های مختلف قرار گرفته است.

ضخامت مواد آتشفشانی بیش از ۸۰۰ متر برآورد شده است و در یک نگاه کلی، مواد آتشفشانی تشکیل دهندهٔ سهند به ترتیب از پایین به بالا، عبارتند از کنگلومرای آتشفشانی، افق‌های پامیس‌دار و گدازه‌های آندزیتی، تناوبی از لایه‌های آگلومرایی، روانه‌های برشی و لاهار و گدازه‌های داسیتی. بدین‌ترتیب، با توجه به وضع چینه‌شناسی، سهند را می‌توان نوعی کلاسیک از یک آتشفشان چینه‌ای دانست.امامی (۱۳۷۰) بر اساس داده‌های جدید، بر این باور است که:

* در سهند تغییر و تحولات ماگمایی در طول زمان صورت گرفته و این تحولات ناشی از تفریق ماگمای اصلی بر اثر نیروی گرانش می‌باشد. به گونه‌ای که، در محفظهٔ ماگمایی، از ماده مذاب اولیه با ترکیب آندزیتی (آندزیت قرمز گل)، سنگ‌های اسیدی شامل داسیت و ریوداسیت به وجود آمده است.

* با توجه به ترکیب شیمیایی سنگ‌ها، به نظر می‌رسد که ماگمای تشکیل دهندهٔ سنگ‌ها از ذوب بخشی پوستهٔ زیرین حاصل شده باشد.

* با توجه به نتایج زمین‌گاه‌شماری Geochronology ، مراکز آتشفشانی سهند از اواسط میوسن تا اواخر پلیستوسن، به طور متناوب فعال بوده‌اند.

آتشفشان سبلان : آتشفشان سبلان در ۴۰ کیلومتری جنوب باختری اردبیل و در ۲۵ کیلومتری جنوب خاوری مشکین‌شهر قرار دارد. ارتفاع آن از سطح دریا ۴۸۲۰ متر و گدازه‌های آن، سطحی معادل ۱۲۰۰ کیلومترمربع را زیر پوشش دارند. آتشفشان سبلان سه قله دارد که به دلیل فروریختگی به شدت فرسوده است. قلهٔ بلندتر «سبلان سلطان» و دو قلهٔ دیگر «هرم‌داغ» یا سبلان کوچک و «آقام‌داغ» یا کسری نام دارند. در بلندترین قله دریاچه‌ای وجود دارد (شکل ۶-۱۸) که به احتمال باقیماندهٔ دهانهٔ آتشفشان است. آتشفشان مرکزی بر روی یک فرابوم خاوری – باختری از گدازه‌های ائوسن، فوران کرده است.آتشفشان سبلان از نوع نقطه‌ای و مخروط‌های

آتشفشان چینه‌ای است که از نظر ساختار و حجم، شبیه آتشفشان‌های حاشیهٔ قاره است، ولی از نظر ترکیب شیمیایی شباهتی با انواع حاشیهٔ قاره‌ای ندارد.

در کار بازنگری شدهٔ دیدون و ژُمن (۱۹۷۶) توسط ریو و باباخانی (۱۹۷۸)، فازهای شکل‌گیری سبلان به شرح زیر بیان شده است :

۱- فازگدازه‌ای سبلان قدیم، که شامل ۵ مرحلهٔ ماگمازایی جداگانه است.

۲- فاز فرونشینی کالدرا و فعالیت انفجاریکه با انباشت حدود ۱۰۰ متر نهشته‌های آذرآواری در دامنهٔ شمالی همراه بوده است.

۳- فاز تشکیل گنبدها و جریان‌های گدازهٔ سبلان جدید که با تشکیل روانه‌های تراکی آندزیت تا داسیت و شکل‌گیری بلندترین قسمت آتشفشان همراه بوده است (شکل ۶-۱۹).

به نظر می‌رسد که تحولات ماگمایی این آتشفشان را نباید به صورت یک تفریق ساده در نظر گرفت، بلکه به احتمال در روند عادی افزایش اسیدیته در حین تفریق، بازگشت به خصوصیت بازیک نیز صورت گرفته است.گفتنی است که، تکاپوی قدیمی سبلان از ائوسن شروع شده ولی آنچه که کوه سبلان را به وجود آورده در پلیوسن شروع به فعالیت کرده و تا آخرین دورهٔ یخچالی ادامه داشته است. در یک نگاه کلی، در کوه سبلان سه سری آتشفشان قابل تشخیص است :

نخست، سری پیش از پیدایش کوه سبلان که در واقع شامل گدازه‌های میوسن و از جنس لاتیت – بازالت است.

دوم، سری پیش از پیدایش کالدرا از جنس لاتیت –آندزیت که به داسیت متحول شده‌اند.

سوم، سری پس از پیدایش کالدرا، یا سری بالایی که بخش اصلی آن ترکیب داسیتی دارد.

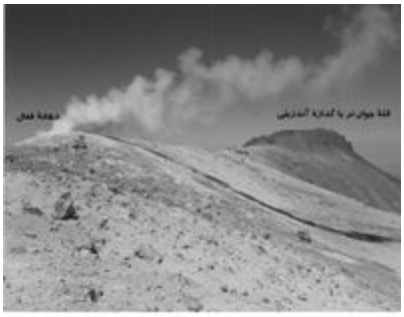
سری دوم و سوم در پلیو –کواترنری به وجود آمده‌اند.

بازالت‌های کواترنری آذربایجان : این سنگ‌ها که حاصل آخرین مرحلهٔ آتشفشانی در ایران هستند، با ترکیب کانی‌شناسی اولیوین بازالت گسترش متفاوتی در مناطق ماکو (شکل ۶-۲۰)، سیه‌چشمه، اهر، کلیبر، مشکین‌شهر، باختر دریاچهٔ ارومیه و ۰۰۰ دارند. اگرچه همهٔ سنگ‌های موردنظر ترکیب کانی‌شناسی بازالتی دارند ولی ترکیب شیمیایی آنها یکسان نیست و از این نظر می‌توان آنها را به دو گروه تقسیم کرد.

بازالت‌های نوع اول با بافت پورفیری که ترکیب شیمیایی آنها مانند بازالت‌های قلیایی است و دیگری 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 ۰۰۰) دید که به طور عموم به نام بازالت‌های کواترنری شهرت دارند ولی 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. (**شکل ۶-۲۰**)

شکل ۶-۱۵ (الف) آتشفشان دماوند

شکل ۶-۱۵ (ب) فوران آتشفشان کواترنری دماوند و ارتباط آن با سنگ‌های کهن‌تر



شکل ۶-۱۶- آتشفشان تفتان . در عکس بالا دو دهانه اصلی همراه با دروج دودخان و در عکس پایین پدیده گوگردزایی دیده می‌شود
(عکس از حبیبی مود)

شکل ۶-۱۷- آتشفشان سهند (عکس از افتخار نژاد)

شکل ۶-۱۸-دریاچه آتشفشان سبلان (عکس از امری کاظمی)

شکل ۶-۱۹-آتشفشان سبلان نشان دهندهٔ فاز تشکیل گنبدهای جوان در محل دهانهٔ قدیمی فرو ریخته
(عکس از امری کاظمی)

شکل ۶-۲۰- روانه‌های بازالتی کواترنری در آذربایجان باختری
آتشفشان آرارات در افق دیده می‌شود (عکس از امری کاظمی)

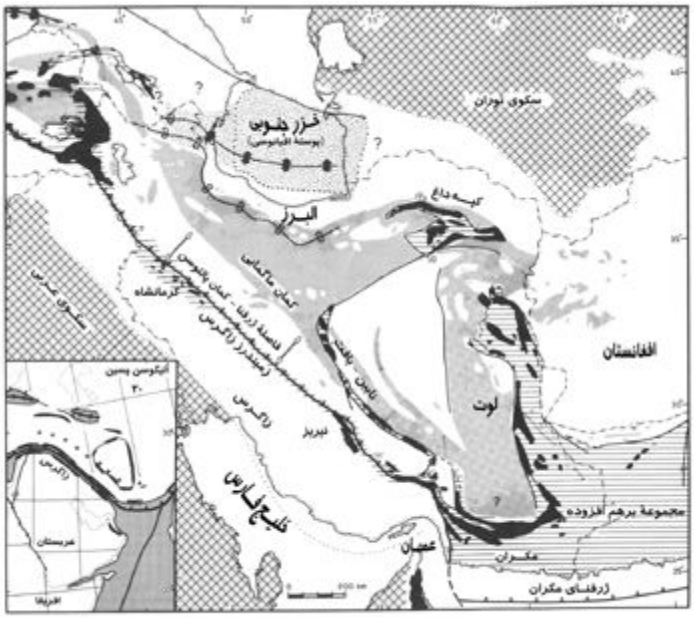
فصل هفتم - افیولیت‌های ایران

کلیات

مقدمه

در زمین‌شناسی ایران، افیولیت به مجموعه‌ای از سنگ‌های مافیک و اولترامافیک گفته می‌شود که ممکن است منظم و لایه لایه باشند و یا در اثر تنش‌های زمین‌ساختی با یکدیگر مخلوط شده باشند (علوی تهرانی، ۱۳۵۸) به این مجموعه‌ها که همراهانی از سنگ‌های رسوبی نواحی ژرف دارند «کمپلکس افیولیتی Ophiolitic Complex »، «سری افیولیتی Ophiolitic Series »، «آمیزه‌های افیولیتی Ophiolitic Melange » و سرانجام «آمیزه‌های رنگین Coloured Melange » نیز گفته شده، که از میان آنها، واژهٔ «آمیزه‌های رنگین» کاربرد بیشتری دارد که اغلب به عنوان یک واحد سنگ‌چینه‌ای به کار می‌رود.آمیزه‌های رنگین ایران، بیشتر به صورت نوارهای باریک و کم و بیش پیوسته‌ای هستند که اغلب در امتداد گسل‌های طولی اصلی رخنمون دارند (شکل ۷-۷)

شواهد زمین‌شناسی به ویژه بررسی شیمی این مجموعه‌ها از نظر نسبت‌های ایزوتوپی Sr 86/ Sr 87 و نحوهٔ پراکنش عناصر خاکی کمیاب نشانگر آن است که ترکیب شیمیایی آنها همانند سنگ‌کرهٔ اقیانوسی Lithosphere Oceanic است لذا پذیرفته شده که مجموعه‌های افیولیتی ایران باقیماندهٔ اشتقاق‌های درون قاره‌ای هستند که در اثر کافتی شدن Rifting شکل گرفته و در اثر فرارانش Obduction و در هنگام جابه‌جایی قاره‌ها و خردقاره‌ها، در محل و امتداد زمیندرزهای کهن Paleo – Geosuture جای گرفته‌اند. جدا از مسائل ژئودینامیکی پوسته، داشتن کرومیت، سولفید مس توده‌ای، کانی‌های گروه پلاتین، عناصر خاکی کمیاب و ... از ویژگی‌هایی است که به مجموعه‌های افیولیتی ایران ارزش اقتصادی می‌دهند.



شکل ۷-۷-رخنمون‌های افیولیتی ایران (سیاه) و سنگ‌های آتشفشانی کلسیمی-قلیایی وابسته (خاکستری)
از بربریان (۱۹۸۳)

سنگ‌های سازنده مجموعه‌های افیولیتی ایران

در بیشتر نواحی ایران، به ویژه در ایران مرکزی، مجموعه‌های افیولیتی در اثر عوامل گوناگون زمین‌ساختی، به نسبت‌های متفاوت، با یکدیگر مخلوط شده و توالی آنها نامنظم است. ولی در نواحی که تأثیر تنش‌های زمین‌ساختی کمتر بوده، می‌توان یک روند کلی و کلاسیک از سنگ‌های تشکیل دهندهٔ زیر (شکل ۷-۱) را دید:

«*اولترامافیک‌ها*»، عمده‌ترین سنگ‌های مجموعه‌های افیولیتی ایران هستند که در میان آنها هارزبورژیت با ترکیب کانی‌شناسی اولیوین و اُرتوپیروکسن درصد بالاتری دارند. در جنوب ایران مرکزی، دونیت فراوان‌تر است. لرزولیت، ورلیت و برخی انواع پیروکسنیت‌ها به ویژه برونزیت، از جمله اولترامافیک‌های مجموعه‌های افیولیتی ایران هستند. در بیشتر برونزدهای افیولیتی، سنگ‌های اولترامافیک یاد شده به نسبت‌های متفاوت دگرسان شده که ممکن است تا مرحلهٔ تشکیل سرپانتینیت پیش‌رفته باشد (شکل ۷-۲).

«*گابروها*»، پس از اولترامافیک‌ها، فراوان‌ترین سنگ‌های بازیک درشت دانهٔ مجموعه‌های افیولیتی هستند که از نظر سیما و ساخت در بیشتر جاها به صورت توده‌ایMassive Structure هستند ولی گاهی ساخت لایه‌ای Layered Gabbros دارند که این نظم، مدیون مراحل انجماد ماگمایی و در اثر فرآیند نشست بلوری Setting Crystal بوده و ارتباطی به پدیده‌های بعدی و دگرگونی ندارد. در مورد خاستگاه گابروهای مجموعه‌ای افیولیتی ایران، سه امکان تفریق ماگمای اولترامافیک اولیه، ذوب قسمت‌های بالای مانتل اقیانوسی و تزریق ماگمای بازیک جوان‌تر در یک مرحلهٔ بعدی پیشنهاد شده است.

اگرچه مرز بین گابروها و پریدوتیت‌ها در بسیاری از حالات ناگهانی است، ولی گاهی می‌توان شاهد یک گذر تدریجی بین اولترامافیک‌ها و گابروها بود.در پاره‌ای از نواحی افیولیتی ایران، سنگ‌های گابرویی در اثر دگرسانی استاتیک به مجموعه‌ای از گارنت گروسولاریت، کلریت و وزوویانیت تبدیل شده‌اند. نام این گابروهای دگرسان شده که سیمای عدسی‌های سفیدرنگ دارند، «رودنگیت» است (شکل ۷-۳).

_«*دایک‌های دیابازی و میکروگابروها*»، دیابازها مجموعهٔ افیولیتی ممکن است ساخت صفحه‌ای Sheeted داشته باشند (شکل ۷-۴). که نتیجهٔ تزریق دایک در دایک است. گاهی دایک‌های دیابازی، دایک‌های تغذیه‌کننده Feeder Dykes گدازه‌های بالای مجموعهٔ افیولیتی هستند. به طور عموم، دیابازها گابروها را قطع می‌کنند و از آنها جوان‌ترند.

میکروگابروها از سنگ‌های رگه‌ای مجموعه‌های افیولیتی ایران هستند که سختی زیاد و رنگی بسیار تیره دارند و به صورت دایک‌های نه چندان ممتد و یا به شکل عدسی برونزد دارند.

«*گدازه‌های آتشفشانی*»، گدازه‌ها و گاهی خاکسترهای آتشفشانی، از جمله عناصر مهم تشکیل دهندهٔ مجموعه‌های افیولیتی هستند که ترکیب کانی‌شناسی گوناگون و ساختار بالشی Pillow

Structure دارند (شکل ۷-۵). بیشتر گدازه‌های افیولیتی، بر اثر پدیده‌های دگرسانی بعدی، ترکیب اولیهٔ خود را از دست داده‌اند ولی ترکیب عمومی از لکوبازالت تا اسپیلیت متغیر است.

«*سنگ‌های نفوذی اسید*»، دیوریت‌های کوارتزدار، ترونجمیت‌ها (پلاژیوگرانیت‌ها) از دیگر سنگ‌های مجموعهٔ افیولیتی ایران است که به صورت توده‌های بسیار کوچک و گاه به صورت دایک و یا رگه‌های نازک دیده می‌شوند. رنگ روشن، دانه‌بندی متوسط تا ریز، کمبود کانی‌های فرومنیزین و دگرسانی پیشرفته از ویژگی ماکروسکوپی آنها است. نتایج ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نشانگر آن است که در آخرین مراحل تفریق ماگمای اولترامافیکی به وجود آمده‌اند.

«*سنگ‌های دگرگونی*»، در مجموعه‌های افیولیتی ایران دو نوع سنگ دگرگونی وجود دارد. گروه نخست میکاشیست، گنیس و مرمر با خاستگاه قاره‌ای هستند و ارتباطی به مجموعه‌های افیولیتی ندارند. گروه دوم در حقیقت افیولیت‌های دگرگون شده‌اند. در بیشتر نقاط ایران، سنگ‌های افیولیتی در دو فاز جداگانه دگرگون شده‌اند.

فاز نخست از نوع گرمابی و استاتیک است که بیشتر موجب تغییر ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌ها شده‌اند، و از آن جمله می‌توان به سریسیتی شدن پلاژیوکلازها، اورالیتی شدن پیروکسن‌ها سرپانتینیتی شدن سنگ‌های مافیک و اولترامافیک، رودنگیتی شدن گابروها، اسپیلیتی شدن گدازه‌های بازیک اشاره کرد. تشکیل تالک، هونتیت، پنبهٔ نسوز (آزبست) و منیزیت نیز از پیامدهای دگرگونی استاتیک است که در انجام آن، نیروهای فشاری و به ویژه فشار بخار آب نقش اساسی داشته است.

فاز دوم دگرگونی، از نوع ناحیه‌ای و نتیجهٔ فشارهای کوهزایی و بسته شدن کافت قاره‌ای است. در ابتدای بسته شدن که فشار بالا و دما پایین است، رخسارهٔ دگرگونی از نوع پرهنیت، پمپلی‌ئیت تا

شیست آبی است. در مراحل پایانی بسته شدن زمینـدرز، بـا افـزایش دمـا، رخسـارۀ شیسـت سـبز تـا آمفیبولیت گسترش بیشتری دارد.

«*قطعـات بیگانـه Blocks Exotic* »، در بسـیاری از مجموعـه‌هـای افیـولیتی ایـران، قطعـاتی از سنگ‌های گوناگون با خاستگاه متفاوت وجود دارد. ابعاد ایـن سـنگ‌هـا از کوچـک تـا خیلـی بـزرگ و عظیم، متغیر است. این قطعات بیگانه، نوعی اولیسـتولیت Olistolith و معـرف محـیط‌هـای پرتکـاپو هستند که در اثر فرآیندهای زمین‌ساختی به مجموعـه‌هـای افیـولیتی افـزوده شـده‌انـد.بـا توجـه بـه سنگ‌های تشکیل دهنـدۀ مجموعـه‌هـای افیـولیتی، سـبزه‌ئـی (۱۹۷۴) افیولیـت‌هـای ایـران را یـک مجموعۀ چندزادی می‌داند.

۱- «پیکرۀ التـرامافیک» : به سن پرکامبرین پسین –کامبرین تا پالئوزوییک پیشین، شامل:

* تناوب ورلیت، وبستریت، لرزولیت و کلینوپیروکسنیت

* بخش گابرویی (ملاگابرو، پریـدوتیت‌هـای فلدسـپات‌دار، تروکتولیـت، آنورتوزیـت، گـابروی نـوریتی، فروگابرو و لوکوگابرو)

* تناوب دونیت و هارزبورژیت و کمی کرومیتیت

.۲- «پیکرۀ بازیک»: متشکل از گابروهای همسانگردIsotrop ، دایک‌های ورقی و گـدازه‌هـای بالشـی به سن کرتاسۀ پسین

۳- «پلاژیوگرانیت‌ها»: که دو مجموعۀ قبلی را قطع می‌کند و سن پس از کرتاسـۀ پسـین دارد.بنـا بـه نوشتۀ سبزه‌ئی، پندار عمومی بـر آن اسـت کـه مجموعـۀ اولترامافیـک –گـابرویی از دو قسـمت زیـر تشکیل شده است اول تکتونیت‌ها، شـامل دونیـت، هارزبورژیـت و کرومیتیـت دوم انباشـته سـنگ‌هـا Cumulates که از ورلیت، لرزولیت و گابروی لایه‌ای تشکیل شده‌اند.

این دو قسمت را یک ناپیوستگی سنگ‌شناختی به نام «موهوی سنگ‌شناسی Petrologic Moho» از هم جدا می‌کند. از دو قسمت فوق، تکتونیت‌ها به گوشته، و انباشته سنگ‌ها و گدازه‌ها به پوسته تعلق دارند.

گفتنی است که در بیشتر نقاط ایران، در اثر بسته شدن زمیندرز، سنگ‌های یاد شده به شدت‌های متفاوت با یکدیگر مخلوط شده‌اند. افزون بر آن، فرارانش این مجموعه‌ها خود از عوامل مؤثر در آمیختگی سنگ‌های سازنده هستند. گفتنی است که:

۱- نتایج ژئوشیمی اسپیلیت‌ها، گدازه‌های بالشی و سنگ‌های دیابازی ایران، حاکی از یک ماگمای کلسیمی – قلیایی فقیر است (لنچ و میتهم، ۱۹۷۹).

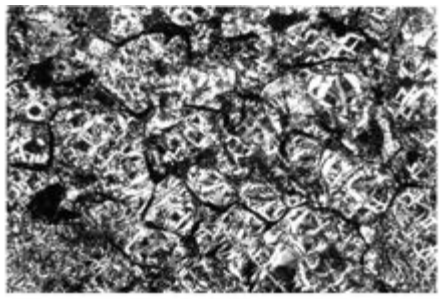
۲- در بسیاری از مجموعه‌های افیولیتی گدازه‌های آتشفشانی با نهشته‌های پلاژیک رسوبی (سنگ‌آهک، رادیولاریت) گاهی رسوبات تخریبی و آذرآواری، مخلوط شده و مجموعه‌های آتشفشانی -رسوبی آمیزه‌های رنگین ایران را به وجود آورده‌اند.

۳- رسوب‌های پلاژیک مجموعه‌های افیولیتی ایران بیشتر سن کرتاسهٔ پسین دارند، ولی در ناحیهٔ کرمانشاه و نیریز، این سنگ‌ها (رسوبی) حاوی سنگواره‌های ژوراسیک هستند.

چگونگی تشکیل و جایگیری افیولیت‌های ایران

در مورد چگونگی تشکیل مجموعه‌های افیولیتی، تاکنون بحث‌ها و نظرات متفاوتی ارائه شده است که در بین آنها پدیده‌هایی همچون کافتی شدن پوسته و فرارانش وابسته به برخورد صفحه‌ها و بازماندن این مجموعه‌ها در محل زمیندرزها از همه مهم‌تر است. هر یک از شواهد و دلایل گفته شده، می‌توانند در سرشت افیولیت‌های ایران نقش داشته باشند، ولی با توجه به موقعیت

زمین‌ساختی و زمین‌شناسی ایران، نقش پدیدهٔ کافتی شدن بیشتر است. هرچند که نـوع ماگمـای بـه وجود آمـده در ایـن سیسـتم و یـا نـوع رسـوبات همـراه بـا سـری‌هـای افیـولیتی ایـران، تفـاوت‌هـا و مغایرت‌هایی با دیگر نوارهای افیولیتی نشان مـی‌دهـد، امـا در نـواحی خـاوری ایـران، وجـود رسـوبات تخریبی مانند فلیش، شیل‌های سیلیسـی کـه بـا محـیط عمیـق اقیانوسـی سـازگار نیسـت، دلیـل بـر نزدیک بودن



شکل ۳-۷- پدیده سرپانتینیتی شدن در مجموعه‌های افیولیتی ایران

شکل ۳-۷-توده‌های سفید رنگ رودنگیت در زمینه‌ای از هارزبورژیت‌های سبزوار(عکس از محبدی)

شکل ۷-۴-دایک‌های ورقی که نتیجه تزریق دایک در دایک‌اند

شکل ۷-۵-گدازه‌های آتشفشانی با ساخت بالشی مجموعه‌های افیولیتی نادیه فتوح (عکس از فتحعلی نژاد)

محیط تشکیل افیولیت‌های مذکور به حاشیهٔ قاره‌ها و به احتمال تشکیل افیولیت‌ها در کافت‌های قاره‌ای از نوع دریای سُرخ است، به عبارتی وجود پهنه‌های اقیانوسی بین صفحه‌های ایران، بعید می‌نماید. بررسی نوارهای افیولیتی ایران نشانگر آن است که این مجموعه‌ها در طی دو مرحلهٔ جداگانه تشکیل شده‌اند.

مرحلهٔ نخست، کششی است که با ایجاد شکاف در پوسته همراه بوده است. این شکاف‌ها که تا سست‌کره ادامه داشته، مسیر مناسبی برای جایگیری ماگماهایی با ترکیب بازالتی بوده‌اند.مرحلهٔ دوم، یک مرحلهٔ فشردگی است که باعث بسته شدن کافت اولیه شده در نتیجه مجموعه‌های افیولیتی را بر روی لبهٔ قاره‌های مجاور رانده است. روشن است که راندگی مورد سخن، محدود به زمان جایگیری اولیه نبوده، بلکه همزمان با رویدادهای زمین‌ساختی بعدی این عمل تکرار شده است. برای نمونه، ریکو (۱۹۷۴)، در ناحیهٔ نیریز به دو فاز راندگی بعدی در زمان پلیوسن باور دارد.در مورد شرایط ترمودینامیکی جایگزینی افیولیت‌ها، چهار نظریهٔ وجود دارد :

۱-نظریهٔ جایگزینی، به صورت جامد و سرد

Cold Intrusion-2-نظریهٔ فعالیت نفوذی -آتشفشانی

۳-نظریهٔ آتشفشانی

۴-نظریهٔ فعالیت نفوذی.در مورد افیولیت‌های ایران نظریهٔ سرد و جامد پذیرفتنی‌تر است.

با وجود این، ریکو (۱۹۷۴)، با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناسی، تودهٔ اولترابازیک نیریز را نشانهٔ تبلور آرام ماگما در دما و فشار بالا می‌داند وی وجود هالهٔ دگرگونی گرمایی (به ضخامت چندین ده متر) در همبری پریدوتیت‌ها با سنگ‌آهک‌های تنگ حنا را دلیلی بر این نظر می‌داند. به گفتهٔ دیگر کانی‌های دگرگونی این هاله، معرف دمای ۷۰۰ تا ۱۰۰۰ درجهٔ سانتیگراد است و با توجه به نقطهٔ ذوب هارزبورژیت (۱۲۰۰ درجه)، نتیجه گرفته شده که دست کم در ناحیهٔ نیریز، افیولیت‌ها در زمان جایگیری حالت خمیری داشته‌اند. در ضمن، نمایش بعضی ریزساختارها، مانند چین‌های خوابیده که در بعضی توده‌های افیولیتی ایران دیده می‌شود، نشان می‌دهند که ممکن است افیولیت‌های ایران در زمان جایگیری به حالت گدازه‌های خمیری بوده‌اند.در هر حال، این پرسش وجود دارد که آیا آمیزه‌های افیولیتی ایران فقط منشأ زمین‌ساختی دارند؟ اگرچه مجموعه‌های افیولیتی ایران حاصل صعود دیاپیرهای اولترامافیک به نظر می‌رسند. ولی، دسمونز (۱۹۸۱)، برخی از سفره‌های روراندهٔ افیولیتی ایران را حاصل لغزش گرانشی می‌داند که از راه راندگی بالا نیامده‌اند، بلکه به دلیل وزن خود، از یک منشأ افیولیتی مرتفع به پایین لغزیده‌اند.لازم به ذکر است که، به باور سبزه‌ئی (گفته شفاهی) هالهٔ دگرگونی تنگ حنا یک پدیدهٔ ثانوی و در ارتباط با دایک‌های میکروگابرویی می‌باشد و نمی‌تواند نشانگر تأثیرگرمایی توده‌های پریدوتیتی بر سنگ‌های مجاور باشد. در ضمن ریز ساخت‌ها ممکن است مربوط به تنش‌های بعد از جایگیری باشد.

آمیزه‌های رنگین

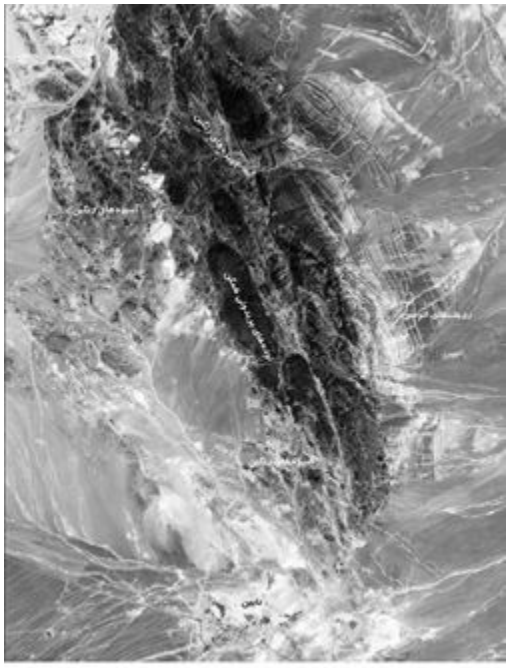
در بیشتر مجموعه‌های افیولیتی ایران، توالی کلاسیک معمول حفظ نشده و سنگ‌های گوناگون به مقدار متفاوتی با یکدیگر مخلوط شده‌اند. تنوع سنگی و رنگی سبب شده که در سال ۱۹۵۵ گانسر به این مجموعه، آمیزه‌های رنگین نام دهد (شکل ۷-۶). مطالعات بعدی نشان داد که بیشتر عناصر سازندهٔ این مجموعه، متعلق به سنگ‌های افیولیتی است، لذا پاره‌ای از زمین‌شناسان نام آمیزهٔ افیولیتی را ترجیح داده‌اند. از نظر درویش‌زاده (۱۳۷۰) مجموعه‌های افیولیتی ایران شامل سه بخش کلی زیر است:

* قطعات اصلی یا قطعاتی که جزء واحدهای افیولیتی است و ابعاد بزرگ دارند.

* قطعات بیگانه (اولیستولیت‌ها) که ابعاد و جنس بسیار متفاوت دارند.

* خمیره‌ای که قطعات مذکور را در بر گرفته و خود یک مخلوط زمین‌ساختی دانه ریز (ریزآمیزه‌ها) است. (**شکل ۷-۶**)

امروزه در زمین‌شناسی ایران واژهٔ آمیزهٔ رنگین بسیار رایج است، به گونه‌ای که حتی در نواحی افیولیتی فاقد ویژگی آمیختگی نیز از این اصطلاح به غلط استفاده می‌شود.



شکل ۲-۶-سیمای عمومی آمیزه‌های رنگین ایران در شمال نایین

زمان و چگونگی تشکیل آمیزه‌های رنگین

اگرچه پایین افتادگی همزمان با رسوب‌گذاری می‌تواند در تشکیل آمیزه‌های رنگین ایران نقش داشته باشد، ولی عامل اصلی جابه‌جایی سنگ‌های اولترابازیک و خردشدگی‌های بعدی و تبدیل آنها به یک برش زمین‌ساختی، در حقیقت تنگ و باریک شدن، ناوه و انتقال مجموعه بر روی لبهٔ قاره‌ها است. در بیشتر نواحی ایران، ایجاد آمیزه‌های رنگین در اواخر کرتاسه و حداکثر تا اوایل پالئوسن، خاتمه یافته است. ولی، در خاور و جنوب خاوری ایران (زابل – مکران) فراخاست و خروج از آب فقط در قسمت حاشیه‌ای اثر داشته است، در حالی که نشست و پایین رفتن بستر حوضه در قسمت‌های محوری ناوه ادامه داشته و سبب تشکیل رسوبات ضخیم فلیش‌های ترشیری شده است.

در منطقهٔ زابل، تراف موردنظر پس از رسوبات فلیشی ائوسن یا الیگوسن به تکامل رسیده است. در حالی که در ناحیهٔ مکران، این فرونشست طولانی‌تر بوده، به گونه‌ای که هنوز هم این فرونشینی در دریای عمان ادامه دارد.بنابراین باید گفت که زمیندرزهای هم‌خانوادهٔ تتیس جوان ایران در یک زمان بسته نشده‌اند. در زاگرس به هم رسیدن صفحات بیش از ماستریشتین، در ایران مرکزی پس

از ماستریشتین و قبل از پالئوسن، در خاور ایران ائوسن میانی است و در مکران برخورد صفحه‌ها هنوز قطعی نشده است.

پراکندگی جغرافیایی و سن افیولیت‌های ایران

مقدمه

با وجود پاره‌ای تناقضات، بیشتر زمین‌شناسان بر این باورند که افیولیت‌های ایران، شاخصی از قلمروی اقیانوس‌های نابالغ قدیمی هستند که با حاشیه‌های قاره‌ای کهن محصور شده‌اند. از نظر جغرافیایی، افیولیت‌های ایران در چهار قلمروی شمال ایران، راندگی اصلی زاگرس، ارومیه –ماکو و پیرامون کوچک قارهٔ ایران مرکزی رخنمون دارند.

با توجه به نواحی چهارگانهٔ فوق، پذیرفته شده که افیولیت‌های شمال ایران باقی‌ماندهٔ اقیانوسی (تتیس کهن) است که در زمان پالئوزوییک پسین –تریاس پسین دو صفحهٔ ایران و توران را از یکدیگر جدا می‌کرده است. افیولیت‌های زاگرس نشانگر محل تقریبی اقیانوس دیگری (تتیس جوان) است که در تریاس پسین –کرتاسهٔ پسین در حد فاصل صفحهٔ ایران و صفحهٔ زاگرس –عربستان وجود داشته است.

گفتنی است که اگرچه با تکیه بر سن همراهان رسوبی، بیشتر مجموعه‌های افیولیتی ایران به سن کرتاسهٔ پسین دانسته شده، ولی:

۱- در پاره‌ای از نواحی ایران افیولیت‌هایی به سن پرکامبرین (در ناحیهٔ انارک) و یا پالئوزوییک (در شمال ایران) هم شناسایی شده است.

۲- سن کرتاسهٔ پسین بیشتر مربوط به همراهان رسوبی است و این احتمال وجود دارد که به ویژه سنگ‌های اولترامافیکی مجموعه‌های موردنظر، سن کهن‌تر داشته باشند.

۳- سبزه‌ئی (۱۳۶۷)، مجموعهٔ افیولیتی ایران را به دو نوع سنگ با سن متفاوت تقسیم و بر این باور است که توده‌های یکنواخت پریدوتیتی –سرپانتیتی مجموعهٔ افیولیتی، سنگ‌های قدیمی‌تر از پالئوزوییک زیرین تا پرمین هستند که در زمان‌های بعدی، به ویژه در زمان کرتاسهٔ پسین –ائوسن، به صورت توده‌هایی با ساخت دیاپیری درون آمیزهٔ رنگین جای گرفته‌اند. دستهٔ دوم سنگ‌های آذرین –رسوبی از نوع سنگ‌های گدازه‌ای، و رادیولاریت، آهک‌های پلاژیک، فلیش و توربیدیت هستند به یک چرخهٔ زمانی از تریاس پسین تا کرتاسهٔ پسین تعلق دارند و پس از مجموعهٔ اول (پریدوتیت‌ها) تشکیل شده‌اند. به طور کلی، از نظر سنی، افیولیت‌های ایران را می‌توان به سه گروه پرکامبرین، پالئوزوییک و مزوزوییک تقسیم کرد.

افیولیت‌های پرکامبرین

در «*ناحیهٔ تکاب*» مجموعهٔ سنگ‌های منسوب به پرکامبرین، در بیشتر جاها از آمفیبولیت، شیست، گنیس و مرمر همراه با بخش‌های افیولیتی متشکل از سرپانتینیت، پیروکسنیت، تالک‌شیست، سرپانتین شیست، آمفیبول شیست و توده‌های کوچک گابرو تا گرانیت است، به گونه‌ای که یک مجموعهٔ آذرین –رسوبی دگرگونی با طیف سنگ‌شناسی گسترده از سنگ‌های اولترابازیک تا گرانیت را به وجود آورده‌اند. گسترش وسیع آمفیبولیت، مرمر، همراه با توده‌های گابرو، دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و مجموعه‌های کوچک سنگ‌های اولترابازیک همراه با کانی‌سازی سولفیدهای چندفلزی، چه به صورت پراکنده و چه به صورت لایه‌ای و به احتمال سولفید توده‌ای و وجود ذخایر متعدد تالک در منطقه‌ای وسیع، بر این مطلب اشاره دارد که مجموعهٔ دگرگونی پرکامبرین منطقهٔ تکاب، در حقیقت یک مجموعهٔ آذرین –رسوبی با یک طیف وسیع ماگماتیسم افیولیتی تا گرانیتی است. گفتنی است که پرکامبرین بودن این سنگ‌ها پرسش‌آمیز است و سن پالئوزوییک بیشتر قابل قبول است.

در «*ناحیهٔ ساغند*»، مجموعهٔ چاپدونی – پشت‌بادام در اصل از گری‌وک، سنگ‌های آذرین حدواسط کلسیمی - قلیایی، سنگ‌های آذرآواری و به ندرت کربنات تشکیل شده‌اند که به آمفیبولیت، گنیس، شیست، میگماتیت و آناتکتیت تبدیل شده‌اند. این سنگ‌ها نشان‌دهندهٔ یک آمیزهٔ زمین‌ساختی از سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین هستند که همراه با پیروکسنیت و سنگ‌های پیروکسن – اولیوین‌دار به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند. همراه بودن مجموعهٔ متاگری‌وک، متادیوریت، آمفیبولیت، پیروکسنیت، سرپانتینیت و سنگ‌های نفوذی کلسیمی - قلیایی ممکن است دلیل بر تکامل این سنگ‌ها در یک منطقهٔ فرورانش باشد. ممکن است پیروکسنیت و سرپانتینیت نیز باقیماندهٔ پوستهٔ اقیانوسی پرکامبرین بوده که بین گسل‌های چاپدونی و پشت‌بادام گرفتار شده و بالا آمده است (بربریان، ۱۹۸۳).

در «*نواحی انارک - جندق*»، بخش بزرگی از سنگ‌های منسوب به پرکامبرین انواع سنگ‌های افیولیتی است. در این ناحیه، سنگ‌های افیولیتی و همراهان رسوبی آنها با ۷۰۰۰ متر ضخامت در زیر سنگ‌های کامبرین زیرین قرار دارند. سنگ‌های اولترابازیکی موردنظر، از نوع هارزبورژیت و اندکی لرزولیت هستند که به همراه آنها توده‌های پراکندهٔ گابرو، دیاباز و پلاژیوگرانیت نیز دیده می‌شود. روی این قسمت پریدوتیتی رسوب‌های پلاژیک قرار دارد که ممکن است با عدسی‌ها و لایه‌هایی از هارزبورژیت، بازالت، توف و برش‌های بازالتی همراه باشند. همان طور که گفته شد، این مجموعه زیر «مرمر لاک» به سن کامبرین زیرین قرار گرفته و لذا سن پرکامبرین آن محتمل است (هوشمندزاده، ۱۳۶۷).

افیولیت‌های پالئوزوییک

در ایران، افیولیت‌های پالئوزوییک گسترش بسیار محدودی دارند. شناخته شده‌ترین این سنگ‌ها در جنوب باختری مشهد رخنمون دارد. در ناحیهٔ مشهد، افیولیت‌ها به صورت عدسی‌های بزرگ کشیده و کم و بیش با حالت لایه‌ای با رسوبات رُسی دگرگون شده همراه هستند. مجیدی (۱۹۷۸) این سنگ ها را متعلق به دونین –کربنیفر می‌داند. ولی وجود سنگوارهٔ فوزولین در ناحیهٔ سفیدسنگ، گواه بر سن پرمین آنها است (مجیدی، ۱۹۸۰). هر چند بیشتر زمین‌شناسان سنگ‌های اولترابازیکی مشهد را منشورهای برافزایندهٔ اقیانوس تتیس کهن دانسته‌اند، اما علوی تهرانی (۱۳۶۳) این سنگ های فوق بازیک را افیولیت به شمار نمی‌آورد و ضمن مقایسهٔ آنها با کمپلکس کلاسیک لایه‌ای بوشولد (Bushveld) آفریقای جنوبی این گونه سنگ‌ها را با موقعیت کراتونیک می‌داند که در نتیجهٔ جابه‌جایی ماگماتیک به وجود آمده‌اند. وجود مجموعه‌های مشابه در جنوب گرگان، جنوب باختری انزلی (فومن) و کوه‌های الله‌یارلو اهر سبب شده تا از پیوند این رخنمون‌های افیولیتی، محل تقریبی زمیندرز تتیس کهن رقم زده شود.

در کوه های طالش و بخش جنوبی کمربند سنندج –سیرجان، بعضی از سنگ‌های اولترابازیکی به زمان پالئوزوییک نسبت داده شده‌اند. ولی در مورد خاستگاه و چگونگی جایگیری آنها سخنی به میان نیامده است. در ناحیهٔ پشت بادام (ایران مرکزی) بخشی از مجموعهٔ دگرگونی پشت بادام از نوع سنگ‌های افیولیتی است. کمپلکس پشت بادام و افیولیت‌های همراه آنها به طور دگرشیب در زیر سنگ های آهکی فوزولین‌دار پرمین قرار دارند. لذا سن آنها پالئوزوییک دانسته شده ولی همان طور که گفته شد سن پرکامبرین نیز محتمل است.

افیولیت‌های مزوزوییک

اشتوکلین (۱۹۷۷) برای مجموعه‌های افیولیتی مزوزوییک ایران، از واژهٔ «نوار افیولیتی محوری Axial Ophiolitic belt » استفاده کرده و بر این باور است که این نوار افیولیتی مربوط به اشتقاق‌های «نوع تتیس جوان» است که در زمان مزوزوییک (تریاس پسین –کرتاسهٔ پسین)

بخش‌هایی از قارهٔ گندوانا را از بخش دیگر همان قاره جدا می‌ساخت. به جز بخش‌های رانده شده بر روی لبهٔ قاره‌ها، بیشتر نوار افیولیت محوری یا در زون‌های برخوردی فرورانش کرده‌اند و یا توسط رسوبات ترشیری پوشیده شده‌اند (شکل ۷-۲). باقیمانده‌های نوار افیولیتی محوری به سن مزوزوییک را می‌توان در راستای راندگی اصلی زاگرس (کرمانشاه، نیریز) دید. ادامهٔ خاوری آن، پس از عبور از مکران ایران و پاکستان، از طریق گسل چمن تا هیمالیا ادامه می‌یابد. افزون بر آن، انشعاباتی از آن به طرف عمان، افغانستان و همچنین به صورت باریکه‌ای حلقه مانند، ریزقارهٔ ایران مرکزی را در بر می‌گیرد. از دیدگاه اشتوکلین (۱۹۷۷)، نوار افیولیتی محوری، به دلیل داشتن پاره‌ای تفاوت‌های اساسی، قابل تقسیم به دو بخش جداگانه است.

نخست، زیر نوار افیولیتی بیرونیOuter Sub – belt که شامل افیولیت‌های کرمانشاه –نیریز است که به طرف عمان می‌رود.

دوم، زیر نوار افیولیتی درونی Sub – belt Inner که شامل افیولیت‌های ماکو –ارومیه و آمیزه‌های رنگین دور ریزقارهٔ ایران مرکزی است. اشتوکلین افیولیت‌های شمال مکران را جزو زیر نوار درونی می‌داند،

ولی افتخارنژاد (گفتهٔ شفاهی) بر این باور است که حتی در ناحیهٔ مکران می‌توان دو زیر نوار درونی و بیرونی را دید که توسط پوستهٔ قاره‌ای کمپلکس دورکان از یکدیگر جدا شده‌اند.افیولیت‌های مزوزوییک ایران به سه سن تریاس میانی، تریاس پسین و کرتاسه هستند

افیولیت‌های تریاس

بخش کوچکی از اولترابازیک‌های ایران به تریاس نسبت داده شده‌اند. اولترابازیک‌های لایه‌ای کوه‌های طالش (تریاس میانی) و اسفندقه (تریاس پسین) از آن جمله است. در اسفندقه مجموعهٔ

سیخوران رگه‌های کرومیت دارد و به وسیلهٔ رسوبات ژوراسیک پوشیده شده‌اند و لذا سن تریاس آنها محرز است (سبزه‌ئی، ۱۹۷۴).

افیولیت‌های کرتاسه

در بین افیولیت‌های ایران نمونه‌های کرتاسهٔ بالایی بیشترین سهم و گستردگی را به ویژه در کنار گسل‌ها و راندگی‌های مهم دارند. افیولیت‌های موجود در امتداد راندگی زاگرس (کرمانشاه –نیریز)، آمیزه‌های افیولیتی ماکو –ارومیه، ایران مرکزی، جنوب خاوری (مکران) و خاور ایران (نهبندان) و ۰۰۰ از آن جمله است. افیولیت‌های کرتاسهٔ ایران در سه ناحیهٔ زیر در بیشترین مقدارند.

الف) **افیولیت‌های زاگرس** در امتداد و در بلافصل جنوب باختری راندگی اصلی زاگرس، دو بخش پهن و جدا از هم از مجموعهٔ افیولیتی –رادیولاریتی رخنمون دارد. هر بخش به شکل کمانی با تحدب به طرف جنوب باختری است: یکی کمان پشت‌کوه در کرمانشاه (برو، ۱۹۷۰)، و دیگری کمان فارس در نیریز (ریکو، ۱۹۷۱). از نظر ترکیب و ساخت افیولیت‌های کرمانشاه و نیریز، با مجموعهٔ افیولیتی –رادیولاریتی کوه‌های عُمان و با افیولیت‌های حاشیهٔ عربستان، شباهت زیاد دارند. به سخن دیگر، دو کمان افیولیتی کرمانشاه و نیریز، بخشی از نوار افیولیتی به طول تقریبی ۳۰۰۰ کیلومتر است که به طور ناپیوسته از سوریه شروع و پس از گذر از جنوب ترکیه و زاگرس به عُمان می‌رود. این نوار که به صورت یک کمان در امتداد راندگی‌های میان دو صفحهٔ عربستان و صفحهٔ ایران قرار دارد، به وسیلهٔ ریکو (1971 b)، مطالعه و به آن هلال افیولیتی حاشیهٔ عربستان Ophiolitique Peri Arabe Croissant نام داده شده است. ولی اشتوکلین (۱۹۷۷)، برای آن نام نوار افیولیتی محوری بیرونی Outer Axial Ophiolitic Belt را انتخاب کرده است.

مجموعهٔ افیولیتی موجود در نوار زاگرس –عمان شامل توالی به نسبت منظم و ثابتی از سنگ‌های خرد شده و فلسی Imbricated است که ردیف‌های رسوبی در زیر و کمپلکس‌های افیولیتی، اغلب، بر روی آنها می‌نشیند. در حدفاصل این دو، یک آمیختگی مشخص دیده می‌شود که اغلب شامل قطعات بزرگی از سنگ‌آهک به صورت قطعات بیگانه است.

به رغم شباهت ساختاری و سنگی با عُمان، مقایسهٔ افیولیت‌های زاگرس با ایران مرکزی نشانگر چهار تفاوت عمده است:

۱- در نوار افیولیتی زاگرس، رسوبات آهکی تخریبی و توربیدایت به فراوانی یافت می‌شود در حالی که همراهان رسوبی آمیزه‌های رنگین ایران مرکزی، بیشتر از نوع شیل، توف و آهک‌های پلاژیک است.

۲- در آمیزه‌های رنگین ایران مرکزی، سنگ‌های اسپیلیتی و دیابازی نقش مهمی دارند، در حالی که در افیولیت‌های زاگرس، مقدار این سنگ‌ها ناچیز است.

۳- در افیولیت‌های زاگرس، سنگ‌های رسوبی سن پالئوزوییک و مزوزوییک دارند . به هرحال جوان‌تر از تورونین نیستند. در صورتی که همراهان رسوبی ملانژهای ایران مرکزی و خاور ایران بیشتر دارای سنگواره‌هایی به سن سنونین تا ماستریشتین می‌باشند.

۴- در نوار زاگرس، ناوه، پیش از ماستریشتین یا حداکثر اوایل مایستریشتین بسته شده است. در صورتی که بسته شدن ناوه در کمربند افیولیتی ایران مرکزی و خاور ایران در اواخر ماستریشتین یا پالئوسن بوده است.

-*افیولیت‌های کرمانشاه* در ناحیهٔ کرمانشاه، سنگ‌های افیولیتی به ویژه در ناحیهٔ صحنه و هرسین رخنمون دارند و «افیولیت‌های صحنه –هرسین» نامگذاری شده‌اند (برو، ۱۹۷۰). کمان افیولیتی صحنه –هرسین شامل سه برونزد جداگانه است:

- نخستین برونـزد در شـمال خـاور کرمانشـاه (ناحیـهٔ صـحنه) قـرار دارد کـه متشـکل از سـنگ‌هـای اولترابازیک دانه‌ای (کومولیت)، پریدوتیت، هارزبورژیت و پیروکسـنیت اسـت کـه ابتـدا بـا سـنگ‌هـای گابرویی و سپس با گدازه پوشیده می‌شوند. این مجموعه اثری از آمیختگی ندارد.

- دومین برونـزد در جنـوب خـاوری مجموعـهٔ قبلـی، یعنـی در ناحیـهٔ اُرگانـا رخنمـون دارد. بـرخلاف برونزد قبلی، این بخش به شدت تکتونیزه است. در این مجموعه، سنگ‌های اولترابازیک بـا فلـس‌هـای آهکی و رادیولاریتی همراهند کـه در نتیجـهٔ عملکـرد فشـارهای زمـین‌سـاختی بـا یکـدیگر مخلـوط شده‌اند.

- سومین برونزد، در ناحیهٔ هرسین متشکل از یـک تـودهٔ سـرپانتینیت اسـت کـه در آن ورقـه‌هـایی از آهک‌های دوباره تبلور یافتهٔ زیستی آواری به احتمال متعلق به تریاس وجود دارد.

-*افیولیت‌های نیریز* مطالعات مناطق افیولیتی –رادیولاریتی نیریـز (ریکـو، ۱۹۷۴) و عُمـان (گلنـی و همکاران، ۱۹۷۳)، نشانگر آن است که در این نـواحی، جداشـدگی پوسـته و ایجـاد فرونشسـت درون قاره‌ای، در زمان تریاس صورت گرفته است. این زمین‌شناسان (ریکو،گلنی) فسـیل‌هـای اواخـر تریـاس را به عنوان قدیمی‌ترین بقایای حیاتی در رادیولاریت‌هایی که تصور می‌شود در ایـن نـاوه نهشـته شـده گزارش کرده‌اند. به همین رو، پذیرفتـه شـده کـه مجموعـه‌هـای افیـولیتی –رادیـولاریتی زاگـرس – عُمان در نوعی ناوه اقیانوسی حاصل کافتی شدن Riftingو یا سراشیبی زیـاد شـکل گرفتـه‌انـد، ولـی در بارهٔ سن و اندازهٔ این ناوه و چگونگی تشکیل و سازوکار آن عقاید متفاوتی وجود دارد.

رادیولاریت‌های نیریز (سازند پیچکون)، شامل چرت‌های رادیولاریتی اسـت کـه بـا آهـک‌هـای آشـفتهٔ (توربیدایت) پُر فسیل همراه هستند. این رسوبات رادیولاریتی، با همبری مبهم، آهـک‌هـای کـم عمـق کرتاسهٔ بالایی، را می‌پوشانند. رادیولاریت‌های موردنظر به فراوانـی دارای سـنگواره‌هـای پالئوزوییـک و به احتمال مزوزوییک هستند و به ظاهر فسیل‌های جوان‌تر از تورونین ندارند.قرار داشـتن آهـک‌هـای

کرتاسهٔ بالا در زیر و رادیولاریت‌های دارای فسیل‌های کهن‌تر در بالا، دو امکان زیر را پیشنهاد می‌کند.

۱- فسیل‌های موجود در رادیولاریت‌ها بر جا بوده و حمل شده نیستند.

۲- بیشتر فسیل‌های موجود در رادیولاریت‌ها و آهک‌های آشفته حمل شده و تخریبی هستند.

در صورت برجایی فسیل‌ها، ناگزیر باید پذیرفت که رادیولاریت‌ها نابرجا هستند که این خودراندگی Nappe و جابه‌جایی‌های افقی به طول صدها کیلومتر را مطرح می‌کند، همچنین باید وجود یک ناوه را، دست کم از تریاس پیشین پذیرفت و قبول کرد که گودی مذکور از محل رسوبات امروزی آن دورتر بوده است.در صورتی که فسیل‌های موجود در رادیولاریت‌ها تخریبی و حمل شده باشند، در آن صورت باید پذیرفت که رادیولاریت‌ها در موقعیت چینه‌شناسی طبیعی بوده و در حاشیهٔ پایین‌روندهٔ کم‌عمق سکوی عربستان و در زمان کرتاسهٔ پسین تشکیل شده‌اند.

نظریهٔ برجاییAuthocthony رادیولاریت‌ها، بیشتر بر اساس ویژگی یوژئوسینکلاینی فرض شده برای زاگرس و عُمان است. بنابراین از نظر فالکن (۱۹۶۷) و اشتوکلین (۱۹۶۸)، رادیولاریت‌ها در یک ناوهٔ بین قاره‌ای با فرونشست شدید، در کنارهٔ سپر عربستان، در زمان کرتاسهٔ پسین نهشته شده‌اند و سپس افیولیت‌ها در درون آنها جایگیر شده‌اند.

صرف‌نظر از نحوهٔ جایگیری، برجایی و یا نابرجایی رادیولاریت‌ها و افیولیت‌ها، تمام پژوهشگران در این نظر هم عقیده‌اند که این کار درآشکوب کامپانین یا اوایل ماستریشتین به پایان رسیده است، چرا که سنگ‌آهک‌های کم عمق ماستریشتین (سازند تاربور) به طور دگرشیب و پیش‌رونده این سنگ‌ها و ساختارها را پوشانده‌اند. لذا، پذیرفته شده که از آن زمان (پیش از ماستریشتین) صفحه‌های قاره‌ای عربستان و ایران بار دیگر به هم پیوسته و با باریکه‌ای از پوستهٔ اقیانوسی به یکدیگر جوش خورده‌اند.

سن افیولیت‌های زاگرس مسئلهٔ شکل، شیوهٔ جایگیری و به ویژه سن مجموعه‌های افیولیتی زاگرس، هنوز به خوبی روشن نیست. افیولیت‌های زاگرس به صورت صفحه‌های توده‌ای بزرگ، رادیولاریت‌ها را می‌پوشاند. همبری بین مجموعهٔ رسوبی و توده‌های افیولیتی به طور معمول به صورت باریکه‌ای از آمیزه‌هاست که در آنها قطعات بیگانه پرمو – تریاس وجود دارد. این قطعات بیگانهٔ آهکی ارتباط اصلی بین سنگ‌های مختلف موجود در این ناحیه را پیچیده کرده است. فسیل‌شناسی، مدارک و شواهد کمی در تعیین سن افیولیت‌ها ارائه می‌کند و به نظر می‌رسد که افیولیت‌ها سن کرتاسهٔ پسین دارند و این تنها به دلیل عضوهای انتهایی فاز بازالتی (گدازه‌های بالشی و برش‌های توفی) است که به ندرت در برخی مواقع با رادیولاریت‌ها و شیل‌های سیلیسی و آهک‌های پلاژیک به طور بین لایه‌ای قرار گرفته‌اند. آلمن و پیتر (۱۹۷۲)، با استفاده از روش پتاسیم –آرگون، سن توف‌های سازند هواسینا عُمان را حدود ۶ ± ۹۶ میلیون سال تعیین کرده‌اند. به احتمال این سن برای افیولیت‌های زاگرس نیز درست است. گفتنی است که اگرچه سن عمومی افیولیت‌های زاگرس کرتاسهٔ پسین دانسته شده، ولی مطالعات دقیق‌تر لازم است.

ب) **افیولیت‌های ایران مرکزی** مجموعه‌های افیولیتی ایران مرکزی در دو منطقه در بیشترین مقدارند.

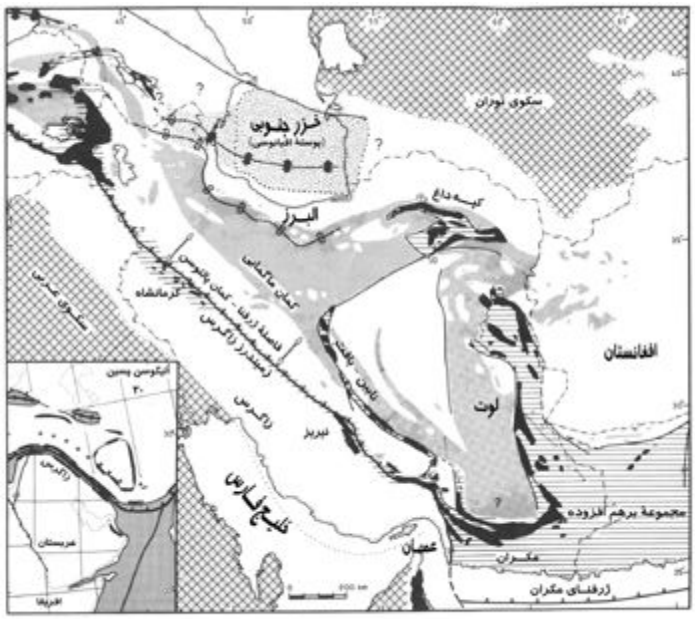
«*افیولیت‌های پیرامون ریزقارهٔ ایران مرکزی*» : این مجموعه به شکل کمربند ناپیوسته‌ای دور ریزقارهٔ ایران مرکزی (تکین ۱۹۷۲) رخنمون دارد. این حلقهٔ افیولیتی، در امتداد گسل نهبندان - ایرانشهر به سمت بیرجند کشیده می‌شود، و پس از یک ناپیوستگی کوتاه بار دیگر امتداد خاوری – باختری در جنوب سبزوار و شمال گسل دورونه ظاهر و به طور ناپیوسته تا شهرستان نایین ادامه می‌یابد. از نایین به طرف جنوب خاوری، افیولیت‌ها بار دیگر در طول گسل نایین –بافت برونزد دارند و از آنجا بار دیگر در باختر پایین‌افتادگی جازموریان به مجموعهٔ افیولیتی بشاگرد متصل می‌شوند.

ویژگی‌های زمین‌شناسی این کمربند افیولیتی به تقریب در همه جا یکنواخت و مشخص است. بر خلاف زاگرس، توالی شناخته شدهٔ مجموعه‌های افیولیتی، پیرامون ریزقاره، در هیچ جا قابل تشخیص نیست. اگر چه قطعات بزرگ و کشیدهٔ اولترابازیک به درازای تا ۱۰ کیلومتر یا بیشتر وجود دارد، اما این مجموعه‌ها به طور معمول آمیخته‌های درهمی از مواد رسوبی و آذرین هستند به طوری که، به طور عموم سنگ‌های تشکیل‌دهنده، ارتباط ناپیوسته دارند. قدیمی‌ترین سنگ‌های آمیزهٔ ایران مرکزی، سنگ‌آهک‌های دارای فسیل کالپیونلا به سن ژوراسیک پسین است که همراه با رادیولاریت‌ها در باختر جازموریان دیده شده است ولی، بیشتر مواد رسوبی آنها، متعلق به اواخر کرتاسه، به ویژه متعلق به آشکوب‌های سنونین – ماستریشتین است.سن مرز بالایی آمیزه‌های ایران مرکزی، نامعلوم‌تر از کمپلکس رادیولاریتی –افیولیتی زاگرس است و به نظر می‌رسد در بلوچستان و شرق ایران، مجموعهٔ افیولیتی با یک حد نامشخص به توالی‌هایی از فلیش به سن ترشیری زیرین تبدیل می‌شود (گانسر، ۱۹۶۰). در جاهای دیگر، و همچنین در منطقهٔ سبزوار، آمیزه‌ها با دگرشیبی، توسط آهک‌های کم عمق اواخر پالئوسن –ائوسن زیرین تا میانی، پوشیده شده‌اند.

با آنچه که گذشت، تصور می‌شود که ناوهٔ اقیانوسی باریک پیرامون ریزقارهٔ ایران مرکزی، از اواخر ژوراسیک، به صورت شاخه‌ای از تتیس جوان شکل گرفته و در اواخر کرتاسه به بیشترین گسترش خود رسیده است. کافتی شدن در امتداد گسل‌های کمانی قبلی بوده ولی پهن‌شدگی بعدی این کافت، با پیدایش لایهٔ اقیانوسی و به احتمال ظهور یک پشتهٔ میانی Median Ridge ارتباط داشته است. در این ناوهٔ باریک کمانی شکل، که ریزقارهٔ ایران مرکزی و خاور ایران را از بقیهٔ صفحهٔ قاره‌ای ایران جدا می‌ساخته، رسوبگذاری و چرت‌های رادیولاریتی و دیگر رسوبات پلاژیک تا اواخر کرتاسه ادامه داشته است.

«*افیولیت‌های ارومیه – ماکو*» : در شمال باختری ایران، به عبارتی از جنوب باختری ارومیه تا ماکو، بیرون‌زدگی افیولیتی دیده می‌شود که به سوی باختر تا آناتولی ترکیه ادامه دارد. مطالعات انجام

شده نشان می‌دهد که افیولیت‌های ماکو –ارومیه، با رشتهٔ آمیزه‌های موجود در ایران مرکزی و خاور ایران شباهت بسیار دارد. در اینجا نیز، سنگ‌های اولترابازیک و رادیولاریت همراه با دیاباز، توف، شیل و آهک‌های پلاژیک به صورت درهم دیده می‌شود و همهٔ مجموعه توسط فلیش‌های ضخیم ائوسن پوشیده شده‌اند. (**شکل ۷-۷**)



شکل ۷-۷-رخنمون‌های افیولیتی ایران (سیاه) و سنگ‌های آتشفشانی کلسیمی-قلیایی وابسته (خاکستری) از بربریان (۱۹۸۳)

فصل هشتم - رخدادهای زمین‌ساختی ایران

توضیح

مقدمه

در زمین‌شناسی ایران این باور وجود دارد که در زمان پرکامبرین پسین پوستهٔ ایران یک حادثهٔ تبلوری قابل قیاس با رویدادکاتانگایی را پذیرا شده که با چین‌خوردگی، دگرگونی و ماگمازایی همراه بوده است. در فاصلهٔ زمانی پرکامبرین پسین – تریاس میانی در بیشتر نقاط ایران آرامش

زمین‌ساختی نسبی از نوع خشکی‌زا چیره بوده که نبودهای رسوبی موازی و گاهی شکستگی پوسته و ماگمازایی از پیامد آن است. در تریاس پسین با آغاز جنبش‌های زمین‌ساختی آلپ آغازی و قابل قیاس با رخداد سیمرین پیشین شرایط سکویی پالئوزوییک – تریاس میانی دستخوش تغییرات عمده شده که کم و بیش در مراحل گوناگون کوهزایی آلپ مانند چرخه‌های زمین‌ساختی سیمرین میانی، سیمرین پسین، اتریشین، لارامید و ۰۰۰ تکرار شده که حاصل آن ریخت‌زمین‌ساخت امروزی ایران است. بدین گونه می‌توان گفت که در شکل‌گیری سیمای امروز ایران، چرخه‌های زمین‌ساختی متعددی نقش داشته‌اند که گاهی از نوع کوهزاOrogeny و زمانی از نوع خشکی‌زا Epeirogenyبوده‌اند. گفتنی است بخشی از سیمای ریخت‌زمین‌ساختی ایران نتیجهٔ حرکت و برخورد بلوک‌ها و صفحه‌ها Plates است. برای نمونه، شبه قارهٔ هند سالانه ۱۵ سانتی‌متر به سمت شمال آسیا در حرکت است. چنین حرکتی با تغییر روند و شدت چین‌خوردگی بخش خاوری ایران همراه است و یا با بازشدن دریای سُرخ، شبه جزیرهٔ عربستان پس از جدا شدن از قارهٔ آفریقا و حرکت به سمت ایران، کوتاه شدگی و چین‌خوردگی را بر جنوب باختری ایران (زاگرس) تحمیل کرده است. بررسی تاریخچهٔ زمین‌شناسی ایران نشانگر چهار «گام ساختاری Structural Stage » عمده است (شکل ۸-۱).

از «نخستین گام ساختاری» ایران شواهد روشنی در دست نیست. ولی وجود کانی‌ها و قطعات سنگی دگرگونی در سنگ‌های دگرشکل شدهٔ منسوب به پرکامبرین ایران، نشانگر یک فاز دگرگونی و فرسایش است که حقی‌پور (۱۹۷۴) رویداد مسئول را، با اقتباس از نام کلوت چاپدونی ساغند، «رخداد چاپدونین» نام داده است.

«دومین گام ساختاری» ایران، محدود به دو جنبش چاپدونین و کاتانگایی است که موجب دگرگونی و دگرشکلی پی‌سنگ پرکامبرین ایران شده است.

«سومین گام ساختاری» ایران، از زمان پرکامبرین پسین تا اوایل تریاس پسین دوام داشته و حاصل آن نبودهای رسوبی، دگرشیبی‌های محلی است که به آن «اپی کاتانگایی» و یا بنا به پیشنهاد حقی‌پور (۱۹۷۴)، «اپی مُرادین» نام داده شده است.

«چهارمین گام ساختاری» ایران، شامل فازهای گوناگون کوهزایی آلپی است که از تریاس پسین تا پلیوسن و کم و بیش تا زمان حال ادامه دارد.فازهای زمین‌ساختی و اثرگذار بر پوستهٔ ایران، بر حسب زمان، عبارتند از: **شکل ۸ -۱**

رخدادهای زمین‌ساختی پرکامبرین (کاتانگاییKatangan)

بیان ویژگی رخدادهای زمین‌ساختی پرکامبرین ایران نیاز به داده‌های سنی و چینه‌شناسی قوی دارد و این در حالی است که داده‌های چینه‌شناسی و داده‌های پرتوسنجی روشنی از پرکامبرین ایران در دسترس نیست.تغییرات سن پرتوسنجی سنگ‌های منسوب به پرکامبرین ایران از ۲۳۸۲ تا ۳۴۲ میلیون سال است (حقی‌پور، ۱۹۷۴) و امروزه در مورد خاستگاه و توالی چینه‌شناسی سنگ‌های یاد شده دیدگاه‌ها به قدری دور از یکدیگر است که نزدیک کردن آنها به یکدیگر نشدنی است. نداشتن اطلاعات قابل قبول و وجود دیدگاه‌های گوناگون بحث در مورد چند و چون و زمان عملکرد رویدادهای زمین‌ساختی پرکامبرین ایران را دشوار ساخته است.

شواهد قابل قبول نشان می‌دهد که کهن‌ترین رویداد زمین‌ساختی شناخته شدهٔ ایران در زمان نوپروتروزوییک و در فاصلهٔ چینه‌شناسی پی‌سنگ پرکامبرین دگرگونی و ردیف‌های موسوم به پرکامبرین پسین روی داده است که در نوشتارهای قدیمی با رویداد آسینتیک Assyntic و یا بایکالی Baikalian و امروزه با رخدادهای «کاتانگایی»، «پان‌آفریکن Panafrican» و «حجازین Hedjazian» قیاس می‌شود. چند و چون رویدادهای نام برده شده به طور کامل در ایران قابل شناسایی نیست. به همین‌رو، برای این رخداد، نبوی (۱۳۵۵) نام «ایرانین» و حقی‌پور

(۱۹۷۴) نام «مُـرادین» را پیشنهاد کرده‌اند. از بین نام‌های گفتـــه شـده «کاتانگـایی» بیشـتر مـورد استفاده قرار می‌گیرد.

شواهدی چند سبب شـده‌انـد تـا ایـن بـاور وجـود داشـته باشـد کـه پـیش از کاتانگـایی رویـدادهای زمین‌ساختی کهن‌تر بر پی‌سنگ پرکامبرین ایران اثرگـذار بـوده‌انـد. از سرشـت فازهـای قـدیمی‌تـر از کاتانگایی، داده‌های روشنی در دست نیست و فاز یا فازهای زمین‌ساختی مورد نظـــر ممکـن اسـت بـا رویـداد کـارولین Carolian در سـپر بالتیـک و یـا چـین‌خوردگـی مـایوبین Mayobian، لیمپوپـو Limpopo، سـاتپورین Satpurian هنـد و یـا کیبـارین Kibarian آفریقـا معـادل باشـد (نبـوی، ۱۳۵۵). حقی‌پور (۱۹۷۴) به دو رویداد زمـین‌سـاختی پـیش از کاتانگـایی بـاور دارد. یکـی کـوهزایی «چاپدونین» که کهن‌تر است و دیگری رویداد «تاشکین» که نشانه‌هایی در بین رسوب‌هـای دگرگـون شده درجه بالا و رسوب‌های دریایی پرکامبرین (سازند تاشک، و یا معادل‌های آن) دارد.

سامانی (۱۳۷۳) کهن‌ترین دگرشیبی ایران را بین رسوب‌های شـبه فلیشـی – تخریبـی سـازند ناتـک m.a)750 تا ۸۷۴) و رخساره‌های کافتی سازند ساغند (m.a 580 تا ۷۵۰) می‌داند و بـر ایـن بـاور است که سازند ساغند با دگرشیبی، در زیر لایه‌هایی قرار دارد که به نوبهٔ خـود رخسـارهٔ کـافتی داشـته و با سری‌های ریزو دسو قابل قیاس است. **(شکل ۸-۲)**

به دلیل محدودیت‌های اطلاعاتی، بحث در مورد رویدادهای زمین‌ساختی پرکامبرین ایـران را بایـد بـه رویداد کاتانگایی محـدود کـرد. در ایـران رخـداد کاتانگـایی، بـا چـین‌خـوردگی، دگرگـونی و گسـلش سنگ‌های پیش از پرکامبرین پسین و همچنین ماگمازایی بوده و بنـابراین، ماهیـت کـوهزایی داشـته که مهم‌ترین پیامدهای آن عبارت است از:

* تبلور، سخت شدگی و پایداری نسبی پی‌سنگ پرکامبرین ایران.

* دو فاز دگرگونی همراه با دگرشکلی در رخسارهٔ آمفیبولیت و شیست سبز در نواحی ساغند، ازبکوه و ۰۰۰.* دو فاز میگماتیتی شدن وابسته به دو فاز دگرگونی.

* دگرگونی ضعیف در حد اسلیت و فیلیت در البرز، کلمرد، باختر ارومیه.

* تقسیم پی‌سنگ یکپارچهٔ ایران به بلوک‌های جدا از هم و ایجاد زمینهٔ لازم برای تشکیل حوضه‌های رسوبی مستقل و جدا از یکدیگر.

* ایجاد چین‌های شمالی –جنوبی در پی‌سنگ پرکامبرین.

* ایجاد گسل‌های طولی و عمدهٔ ایران در دو راستای شمالی –جنوبی (گسل‌های هریرود، نایبند، نهبندان، کلمرد، کازرون) و شمال باختری –جنوب خاوری (راندگی اصلی زاگرس).

* بازشدگی و ایجاد کافت‌های بین قاره‌ای نارس به سن پروتروزوییک پایانی –کامبرین به ویژه در ناحیهٔ کرمان و جنوب خاوری زاگرس (حوضهٔ هرمز).

* ایجاد فرابوم در نواحی کلمرد، ساغند و جنوب دریای خزر و ۰۰۰.

* ماگمازایی به صورت توده‌های گرانیتوییدی لکوکرات نیمه ژرف (دوران، چادرملو، بُرنورد ۰۰۰) و روانه‌های ریولیتی قلیایی (ریولیت‌های قلیایی ریزو، قره‌داش، محمدآباد، اسفوردی و ۰۰۰).

* مشخصهٔ رخداد کاتانگایی، ماگماتیسم قلیایی –متاسوماتیت خطی است که حاصل آن تشکیل کانسارهای آهن، منگنز، آپاتیت، مگنتیت –آپاتیت، عناصر نادر خاکی، اورانیم، توریم، سرب –روی، سنگ‌های تبخیری در ایران مرکزی و مجموعهٔ هرمز است. فورستر و همکاران (۱۳۶۷)، تشکیل تعدادی کالدرا، کانسارهای ماگمایی آهن (چُغارت و چادرملو) و کانسارهای سولفید توده‌ای (کوشک و انگوران) را نتیجهٔ فاز تکتونوماگمایی کاتانگایی می‌دانند.

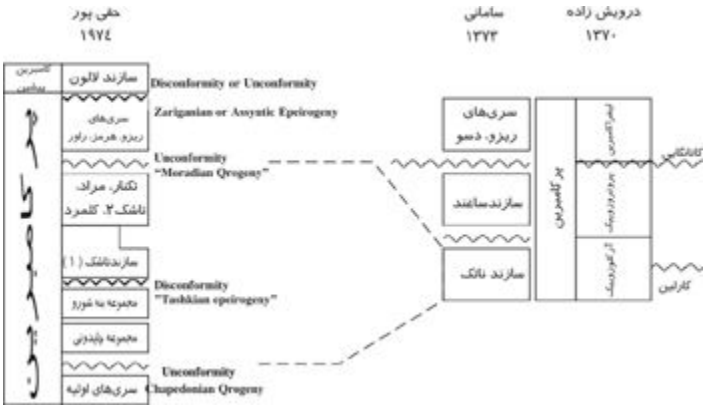
* دگرشیبی زاویه‌ای بین سنگ‌های پرکامبرین و ردیف‌های پرکامبرین پسین ایران. باید گفت که این دگرشیبی در همه جا به یک میزان نیست. برای نمونه در باختر ایران مرکزی و کوه‌های البرز، دگرشیبی کاتانگایی خفیف‌تر است، به گونه‌ای که در جنوب علم‌کوه و یا در بُرش ولی‌آباد (جادهٔ چالوس) ارتباط سازند کهر و سنگ‌های پرکامبرین پسین هم‌شیب به نظر می‌رسد ولی یک تغییر سنگ‌شناسی ناگهانی در مرز آنها وجود دارد. گفتنی است که:

۱- نشانه‌های کوهزایی کاتانگایی به ویژه در ایران مرکزی (بافق، پشت‌بادام، گلپایگان، ترود، موته و آذربایجان) بیشترین مقدار را دارد. در کوه‌های زاگرس که سنگ‌های پرکامبرین برونزد ندارند، پیامد این رویداد ناشناخته است و تنها بر پایهٔ داده‌های منطقه‌ای و یافته‌های موجود از پی‌سنگ پرکامبرین عربستان، یک رویداد تبلوری به سن ۸۵۰ – ۸۰۰ میلیون سال را می‌توان پذیرفت که ممکن است وابسته به کاتانگایی باشد. در کوه‌های البرز، اگرچه دگرگون شدن شیست‌های گرگان را نتیجهٔ رویداد کاتانگایی (اشتوکلین، ۱۹۶۸، ژنی، ۱۹۷۷) و حتی کارُلین (اشتامفلی، ۱۹۷۸) دانسته‌اند ولی یافته‌های جدید، پرکامبرین بودن شیست‌های گرگان را پرسش‌آمیز ساخته و علوی (۱۹۹۱)، دگرگونی این مجموعه را به طور عمده نتیجهٔ زمین‌ساخت برخوردی سیمرین پیشین می‌داند. لذا، اثرات کاتانگایی در البرز چندان روشن نیست. هم‌شیبی نسبی بین ردیف‌های سازند کهر و پرکامبرین پسین نیز به پیامد ضعیف این رویداد در البرز اشاره دارد.

۲- کوهزایی کاتانگایی بر سرنوشت زمین‌شناسی ایران اثرات درخور توجه داشته است، به گونه‌ای که بسیاری از زمین‌شناسان، روندهای ساختاری کلی ایران و ایجاد حوضه‌های رسوبی بعدی (مانند زاگرس) را از جمله پیامد کوهزایی کاتانگایی می‌دانند و حتی، بربریان چارچوب ساختاری آلپی امروز ایران را به ارث رسیده از امتدادهای پی‌سنگ کاتانگایی می‌داند.

۳- هر چند که به دلیل مقایسه با رویداد پان‌افریکن، رخداد کاتانگایی به سن ۶۰۰ تا ۱۰۰۰ میلیون سال پیش دانسته شده، ولی سن پرتوسنجی سنگ‌های آتشفشانی اسید (ریولیت‌های ریزو، قره‌داش

۰۰۰۰) که به طور دگرشیب زمین‌های چین‌خوردهٔ پرکامبرین را می‌پوشاند، ۷۰۰ – ۶۲۰ میلیون سال است و لذا شاید بتوان سن رویداد را ۸۰۰ – ۷۵۰ میلیون سال دانست.



رخدادهای زمین‌ساختی پالئوزوییک

یکی از پیامدهای کوهزایی کاتانگایی، ایجاد چرخه‌های رسوبی جدید از نوع بَرقاره‌ای Epicontinental است که از زمان پرکامبرین پسین تا تریاس میانی در گستره‌های وسیعی از ایرانزمین چیره بوده و در طی آن، پوشش سکویی اپی‌کاتانگایی ایران شکل گرفته است. در بیشتر نقاط ایران، مرز پرکامبرین پسین –کامبرین پیوسته و تدریجی است ولی در ردیف‌های سکویی پالئوزوییک ایران، شواهد زیادی از ناپیوستگی‌های رسوبی دیده می‌شود که به جز حالت‌های استثنایی به طور عموم از نوع دگرشیبی موازی است. به همین‌رو، این باور وجود دارد که در پالئوزوییک شرایط زمین‌ساختی به نسبت آرامی بر سرزمین ایران چیره بوده و تنها در حرکت‌های تناوبی رو به بالا و پایین زمین، گاهی از وسعت دریا کاسته می‌شد و زمانی نیز با پسروی کامل دریا، سکوی پالئوزوییک به خشکی تبدیل می‌شد. با این باور، پذیرفته شده که حرکت‌های زمین‌ساختی پالئوزوییک ایران بیشتر از نوع خشکی‌زا است و جنبش‌های کوهزایی مهم و شدید پالئوزوییک که در بخش‌های بزرگ از آسیا و اروپا صورت گرفته، تأثیر ناچیزی در ایران داشته‌اند. به طور یقین، وجود پی‌سنگ دگرگونی و سخت شدهٔ آفریقا –عربستان، در زیر سکوی ایران و همچنین دوری از

پهنه‌های کوهزایی کالدونین و هرسی‌نین، می‌تواند از عوامل مؤثر در کاهش تأثیر نیروهای زمین‌ساختی و آرامش نسبی پالئوزوییک ایران باشد. در توالی پالئوزوییک ایران، شواهدی از سه فاز کششی و بازشدگی Opening stage پوسته و دست کم، چهار رویداد زمین‌ساختی وجود دارد.

«*نخستین حرکت زمین‌ساختی پالئوزوییک*» ایران، در زمان کامبرین پیشین و در حد فاصل دو سازند زاگون (در پایین) و لالون (در بالا) صورت گرفته که با پسروی موضعی دریا و تشکیل محیط‌های اکسیدی همراه بوده است. اگرچه، در بیشتر نواحی ایران مرز بین سازندهای زاگون و لالون هم‌شیب و تدریجی است، اما در نواحی سلطانیه، پشت‌بادام، زریگان و شمال باختری کرمان، سازند لالون با یک واحد کنگلومرایی با قطعات سنگ‌های پرکامبرین پسین آغاز شده و به طور دگرشیب بر روی واحدهای کهن قرار دارد. حقی‌پور (۱۹۷۴) به فاز زمین‌ساختی پیش از لالون «رخداد زریگانین» نام داده است.

«*دومین حرکت زمین‌ساختی پالئوزوییک*» ایران، پیش از کامبرین میانی و در حد فاصل دو سازند لالون (کامبرین پایینی) و سازند میلا (کامبرین میانی و بالایی) صورت گرفته که جایگاهی بین ماسه‌سنگ‌های ارغوانی لالون و عضو ماسه‌سنگ کوارتزی موسوم به کوارتزیت رأسیTop Quartzite دارد. هم‌شیبی دو سوی ناپیوستگی، نشانگر دگرشیبی موازی است. به این رخداد سراسری که در گستره‌های وسیعی از البرز، زاگرس و ایران مرکزی قابل شناسایی است، می‌توان «میلایین Milaian» نام داد. ایست رسوبی ناشی از رخداد میلایین، جدا از چرخه‌های فرسایشی با تشکیل حوضه‌های تبخیری همراه بوده است. در منطقهٔ شهرکرد در حدفاصل سازندها لالون ومیلا انباشته‌های نمکی وجود دارد که به نام سازند بُزنوید نام‌گذاری شده است (زاهدی، رحمتی، ۱۳۷۹) این جایگاه سبب گردیده ایشان هم، گنبدهای نمکی زاگرس را به سن کامبرین پیشین تا میانی بدانند.

«*سومین حرکت زمین‌ساختی پالئوزوییک*» ایران، همزمان با جنبش‌های کالدونی بوده که در نتیجهٔ آن، ارتباط دو سیستم سیلورین و دونین، با سنگ‌های کهن‌تر از نوع دگرشیبی موازی است. حرکت‌های زمین‌ساختی قابل قیاس با رخداد کالدونی، از اواخر اردویسین آغاز شده و تا زمان سیلورین و به احتمالی، تا دونین میانی ادامه داشته است. نبود سنگ‌های سیلورین و دونین پیشین – میانی در نواحی باختر و شمال باختری ایران، وجود فرابوم کالدونی را در نواحی یاد شده تداعی می‌کند که به باور نبوی (۱۳۵۵) در امتداد یک خط فرضی شمال خاوری –جنوب باختری از حوضه برقاره‌ای خاور ایران (البرز خاوری، خاور ایران مرکزی و جنوب خاوری زاگرس) جدا بوده است. نبود رسوبی بین سنگ‌های اردویسین –سیلورین و سیلورین –دونین، رخساره‌های آواری دونین پیشین، تکاپوهای آتشفشانی سیلورین و ۰۰۰ شواهدی از خشکی‌زایی رویداد کالدونی در بخش خاوری ایران است پیشروی و پسروی وابسته به خشکی‌زایی کالدونی، به ویژه در البرز خاوری شواهد روشن‌تری دارد و به همین‌رو اشتامفلی (۱۹۷۸) و شهرابی (۱۳۵۶) به عملکرد فاز تاکونین (بین اردویسین – سیلورین) و فاز آردنین (در مرز سیلورین –دونین) در جنوب گنبدکاووس و شمال شاهرود باور دارند.

گفتنی است که حرکت‌های کالدونی در همه جا ماهیت یکنواخت و خشکی‌زا نداشته و شواهد پراکنده‌ای از عملکردهای کوهزایی سبب شده تا نبوی (۱۳۵۵) برای رویداد کالدونی نقش پراهمیتی قائل شود و بر این باور باشد که سنگ‌های دگرگونی شمال البرز (شیست‌های گرگان) و ناحیهٔ اسفندقه –اقلید و همچنین ماگماتیسم شکافی در خاور و مرکز ایران، نتیجهٔ عملکردهای کوهزایی کالدونی هستند. نمونه‌های زیر می‌توانند شواهدی از کوهزا بودن موضعی رویداد کالدونی باشند.

* در باختر کرمان، مرز پرکامبرین پسین و دونین از نوع دگرشیبی ملایم است (دیمیتریویچ ۱۹۷۳).

* در شمال سمنان، در پایهٔ آواری‌های دونین بالایی (سازند جیرود) دگرشیبی زاویه‌ای حدود ۳۰ درجه وجود دارد (نبوی ۱۳۶۶).

* در نواحی رباط قره‌بیل، شمال شاهرود، خاور سمنان، جنوب کاشان، ازبکوه و انارک سنگ‌های آتشفشانی بازیک به سن سیلورین (بازالت‌های سلطان میدان) وجود دارد که به شکستگی‌های ناشی از رویداد کالدونی اشاره دارد.

* در ناحیهٔ ماکو، سنگ‌های اردویسین دگرگونی ضعیفی را تحمل کرده و با رسوبات دونین غیر دگرگونی (سازند مولی) پوشیده شده‌اند (بربریان و حمدی، ۱۹۷۷).

* در بندرانزلی و ماسوله، سنگ‌های دگرگونی و دگر شکل شده سیلورین و اوایل دونین، به طور دگرشیب با رسوب‌های دونین میانی و بالایی پوشیده شده‌اند (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵).

* در ناحیهٔ ده‌بید، روانه‌های بازالتی قلیایی به سن پیش از دونین وجود دارد که حاصل پدیدهٔ کافتی شدن پوسته در زمان پالئوزوییک پیشین دانسته شده‌اند (آلریک و ویرلوژو، ۱۹۷۷).

* در ناحیهٔ اسفندقه، بخش درخور توجهی از سنگ‌های دگرگونی روانه‌های بازالتی سیلورین هستند که به احتمالی در پالئوزوییک پیشین و به احتمال بیشتر در زمان تریاس پسین دگرگون و دگرشکل شده‌اند.

این نکته‌ها نشانگر آن است که جنبش‌های کالدونی ایران تنها حرکات شاغولی نداشته، بلکه در پاره‌ای از نواحی این رویداد از نوع کوهزا بوده است. این احتمال هم وجود دارد که دگرشیبی زاویه‌ای شناخته شده در قاعدهٔ سنگ‌های کربنیفر و پرمین نیز نتیجهٔ این رویداد باشد (نبوی، ۱۳۵۵).

گفتنی است که از پیامدهای رویداد کالدونی در ایران، فاز فلززایی سیلورین –دونین است که موجب تمرکز ذخائری از کانسارهای همزاد آهن (جنوب باختری مشهد، جنوب کاشمر، ازبکوه، جنوب انارک، کرمان)، سرب و روی (جنوب باختری مشهد، انارک)، فسفات (به ویژه در البرز) و گچ شده است (مؤمن‌زاده، ۱۳۶۰).

«*چهارمین حرکت زمین‌ساختی پالئوزوییک*» ایران، همزمان با رخداد هرسی‌نین است. در ردیف‌های کربنیفر ایران، دو ناپیوستگی رسوبی درخور توجه دارد که می‌تواند وابسته به حرکت‌های زودرس، حرکت‌های اصلی و یا اثرات دیررس رخداد هرسی‌نین باشد.بر اساس داده‌های دیرینه‌شناسی، نخستین ناپیوستگی رسوبی، به تقریب، به سن ویزئن Visean میانی است. ناپیوستگی دوم به سن پس از آشکوب نامورین است که تا اواخر کربنیفر پسین و یا اوایل پرمین ادامه داشته است.

ناپیوستگی رسوبی وابسته به پسروی ویزئن میانی به ویژه در کوه‌های البرز اثرات آشکار دارد و به همین‌رو می‌توان به آن «البرزین» گفت. در ایران مرکزی هم، به ویژه در ناحیهٔ طبس پیامد این رویداد نشانه‌های روشن دارد. در دامنهٔ جنوبی بلندی‌های البرز، سن ردیف‌های کربنیفر پیشین (سازند مبارک) از آشکوب ویزئن میانی فراتر نمی‌رود که با ردیف‌های پیشروندهٔ پرمین پوشیده شده است. لذا می‌توان پذیرفت که نواحی مذکور (دامنهٔ جنوبی)، در اثر حرکت‌های زمین‌زا، مرتفع شده و این خروج تا پیشروی بعدی دریا در زمان پرمین ادامه داشته است. در دامنهٔ شمالی البرز، پس از خروج ویزئن میانی، پیشروی دوبارهٔ دریا سبب نهشت توالی به طور عمده کربناتی بر روی سازند مبارک شده که سن ویزئن بالایی –نامورین دارد و در درهٔ چالوس، «سازند دزدبند»، در درهٔ رامیان «سازند باقرآباد» و در باختر آزادشهر «سازند قزل‌قلعه» نام دارد. در ایران مرکزی شواهد ناپیوستگی ویزئن میانی (اَلبرزین) را بیشتر در کوه‌های شُتری و منطقهٔ کلمرد می‌توان دید. در کوه‌های شُتری، به ویژه در بُرش حوض دو راه (جنوب خاوری طبس) سازند سردر (ویزئن میانی – نامورین)، با ۳۰ متر کنگلومرا و ناپیوستگی موازی سازند شیستو را می‌پوشاند. در باختر طبس (بلوک

کلمرد)، ایست رسوبی ویزئن میانی گاهی از نوع ناپیوستگی پیوسته‌نماParaconformity و در نقاطی با نهشته‌های تبخیری –سبخایی در «سازند گچال» مشخص است در اینجا پیشروی بعدی به سن ویزئن پسین است که تا نامورین سکوی کلمرد را زیر پوشش داشته است.

به جز چند مورد پرسش‌آمیز، در بسیاری از نقاط ایران سنگ‌های کربنیفر بالا وجود ندارد و ردیف‌های پیشروندهٔ پرمین با دگرشیبی موازی و در چند مورد (تکاب، شمال باختری دریاچهٔ ارومیه و ۰۰۰) با دگرشیبی زاویه‌ای سنگ‌های کهن‌تر (کربنیفر پایین –کامبرین) را می‌پوشاند. نبود سراسری نهشته‌های رسوبی کربنیفر بالا، که همزمان با رخداد کوهزایی هرسی‌نین در گستره‌های وسیعی از اروپا و آسیا است سبب شده تا همگان بر این باور باشند که رویداد هرسی‌نین بر زمین‌شناسی کربنیفر ایران اثرگذار بوده ولی، در مورد کوهزا و یا زمین‌زا بودن این رویداد، دو دیدگاه متفاوت وجود دارد. گروهی بزرگی از زمین‌شناسان، پیامد رخداد هرسی‌نین در ایران را از نوع حرکت‌های زمین‌زا و به دور از نشانه‌های کوهزایی می‌دانند، به گونه‌ای که در نتیجهٔ آن، دریا از تمام سرزمین ایران و حتی فرونشست‌های درون قاره‌ای، مانند سنندج –سیرجان پس نشسته است ولی در اواخر کربنیفر پسین و یا اوایل پرمین پیشین حرکت‌های هرسی‌نین دریازا، به گونه‌ای که در قسمت‌هایی از آذربایجان، کوه‌های البرز، شمال و جنوب یزد، کرمان و باختر طبس سنگ‌های پرمین روی ردیف‌های کربنیفر زیرین و یا دونین بالا قرار دارند. و یا در جنوب خاوری زاگرس، سنگ‌های پرمین پس از یک ایست رسوبی به بزرگی حدود ۷۰ میلیون سال، بر روی نهشته‌های دونین بالا (سازند زاکین) نشسته است. در آذربایجان جنوبی نیز پرمین روی اردویسین است و سرانجام در کوه‌های سلطانیه و بخش‌های مرکزی زاگرس، پرمین با سطوح مختلف کامبرین (سازند میلا) همبر است. در بیشتر این نواحی، مرز پرمین و سنگ‌های قدیمی‌تر از نوع دگرشیبی موازی است که به هرسی‌نین خشکی‌زا در این نواحی اشاره دارد. ولی:

* در خاور تهران، بنا به گزارش آنگالن (۱۹۶۸)، در سنگ‌های کربنیفر زیرین (سازند مبارک) دو امتداد مشخص، با راستای شمال –جنوب و شمال باختری –جنوب خاوری وجود دارد که در سنگ‌های جوان‌تر از کربنیفر دیده نمی‌شود.

* در پشت‌بادام، به گزارش حقی‌پور (۱۹۷۴)، نادگرگونی‌های پرمین –تریاس، مجموعهٔ دگرگونی را می‌پوشاند که سن پرتوسنجی بیوتیت‌های آن حدود ۳۰۰ میلیون سال (حدود دونین) است.

* در تکاب (علوی نایینی و عمیدی، ۱۹۶۸)، گلپایگان (تیله و همکاران، ۱۹۶۸)، شمال باختری دریاچهٔ ارومیه (حقی‌پور و همکاران، ۱۳۶۷)، ارتباط سنگ‌های پرمین و نهشته‌های کهن‌تر دگرشیب است، در ناحیهٔ محلات این دگرشیبی با چین‌خوردگی، راندگی و دگرگونی گزارش شده است.

* در ماسوله، مجموعهٔ دگرگونهٔ گَشت با ردیف‌های نادگرگونی پرمو –تریاس پوشیده شده‌اند. سن پرتوسنجی بخش زیرین این مجموعه ۱۲ ± ۳۷۵ تا ۴۷ ± ۳۸۲ (دونین) است که به طور دگرشیب با شیست‌های پلیتی پوشیده شده است. اما علوی (۱۹۹۱)، این دگرگونی‌ها را پی‌سنگ هرسی‌نین توران می‌داند که به صورت ورق‌های بُر خورده بر روی دامنهٔ شمالی البرز رانده شده‌اند.

* کلارک و همکاران (۱۹۷۵) دگرگونی‌های جنوب لاهیجان را به سن کربنیفر پیشین می‌دانند که در اثر رخداد هرسی‌نین دگرگون شده اند. ولی، به احتمال، زمین‌ساخت برخوردی تریاس پسین در این دگرگونی نقش بیشتری دارد.

* بین مرند تا جلفا، توده‌های سینیتی صورتی رنگ در سنگ‌های دونین تزریق و با دگرشیبی آذرین پی با سنگ‌های پرمین پوشیده شده است.دگرشیبی‌ها، چین‌خوردگی‌ها و فرآیندهای دگرگونی در نواحی یاد شده به رخداد هرسی‌نین نسبت داده شده و نتیجه شده که در نواحی مذکور، جنبش‌های هرسی‌نین از نوع کوهزا بوده است.

گفتنی است که:

* دگرشیبی یاد شده، بیشتر بین سنگ‌های پرمین و ردیف‌های کهن‌تر از دونین است. به همین‌رو نبوی (۱۳۵۵)، رخداد کالدونی را مؤثرتر از هرسی‌نی می‌داند.

* اگرچه دگرگونی‌ها و همراهان اولترامافیکی جنوب باختری مشهد، به دلیل مقایسه با افغانستان و یا استفاده از سن پرتوسنجی، به سن دونین –کربنیفر دانسته شده‌اند که در اثر کوهزایی هرسی‌نین دگرگون شده‌اند، ولی در حال حاضر یقین بر این است که این دگرگونی‌ها منشورهای برافزایشی زمیندرز موسوم به تتیس کهن با سن پرمین هستند و در تریاس پسین، همزمان با برخورد حاشیه غیر فعال البرز و صفحهٔ توران دگرگون شده‌اند.

* در پاره‌ای گزارش‌ها، یکی از نتایج اصلی فاز هرسی‌نین را بسته شدن دریای هرسی‌نین (تتیس کهن) شمال ایران و اشتقاق درون قاره‌ای در زاگرس مرتفع دانسته‌اند. ولی، نظر به این که منشورهای برافزایشی زمیندرز مشهد به سن پرمین است که در تریاس پسین بسته شده و همچنین شباهت‌های سنگ‌شناسی قوی بین سنگ‌های پرمین و تریاس زاگرس مرتفع و دیگرنواحی ایران، بسته شدن زمیندرز شمال و اشتقاق سکوی ایران مرکزی و زاگرس در کربنیفر پرسش‌آمیز است و همان‌گونه که اشتوکلین (۱۹۷۷)، و افتخارنژاد (۱۳۷۰) باور دارند، زمیندرز مشهد، تتیس کهن واقعی نیست.با توجه به تردیدهای موجود در مورد ماهیت و چگونگی عملکرد رخداد هرسی‌نین، می‌توان پذیرفت در ایران، جنبش‌های یاد شده در زمان کربنیفر پسین، از نوع خشکی‌زا و در پرمین پیشین از نوع دریازا بوده است.

رخدادهای زمین‌ساختی مزوزوییک

در همه جای ایران گذر از پالئوزوییک به مزوزوییک با آرامش نسبی زمین‌ساختی بوده و پس از ایست‌های رسوبی کوتاه (گاهی در کوتاه‌ترین زمان) شرایط سکویی پالئوزوییک همچنان تا اوایل تریاس پسین ادامه یافته است. ولی، از تریاس پسین تا کرتاسهٔ پسین جنبش‌های زمین‌ساختی

مهمی روی داد که با دگرشیبی و دگرگونی‌های عمده همراه بوده است، به گونه‌ای که حتی پیامد آنها را می‌توان در زمان‌های پس از مزوزوییک دید. چین‌خوردگی، آتشفشانی، پلوتونیسم و دگرگونی ناشی از رویدادهای زمین‌ساختی مزوزوییک، در کوه‌های زاگرس، البرز و کپه‌داغ چندان زیاد نیست، در حالی که پیامد این فرآیندها در ایران مرکزی به ویژه در زون سنندج –سیرجان در بیشترین مقدار است.جدا از رویداد لارامید در مرز مزوزوییک و سنوزوییک، در زمان مزوزوییک، سه رخداد زمین‌ساختی مهم بر زمین‌شناسی ایران اثرگذار بوده‌اند که با چرخه‌های کوهزایی «سیمرین» از آلپ آغازی، در ناحیهٔ تتیس، هم‌ارز هستند. نخستین رویداد به سن تریاس پسین است که با فاز سیمرین پیشین Early Cimmerian درخور قیاس است. رویداد دوم، به سن ژوراسیک میانی است که بنام سیمرین میانیCimmerian – Mid نامگذاری شده است. اثرات رویداد سوم را در مرز ژوراسیک – کرتاسه و به مفهوم دقیق‌تر در ابتدای کرتاسهٔ پیشین (پیش از بارمین) می‌توان دید که قابل قیاس با فاز سیمرین پسین Late Cimmerian است. افزون بر سه فاز اصلی گفته شده، می‌توان به فازهای زمین‌ساختی محدودتری اشاره کرد که رویداد طبسین (ژوراسیک بالا)، اتریشی و ساب هرسی‌نین (کرتاسه)، از آن جمله است.

رخداد تریاس پسین (سیمرین پیشین) : در بسیاری از نقاط ایران، سن ردیف‌های کربناتی تریاس تا آشکوب کارنین از تریاس پسین است. لذا می‌توان باور داشت که شرایط سکوی تریاس تا ابتدای تریاس پسین ادامه داشته است. در برخی نقاط هم (باختر طبس، تفرش، کاشان) سنگواره‌های آشکوب نورین را می‌توان در لایه‌های پایینی ردیف‌های شیلی و ماسه‌سنگی تریاس پسین دید. به جز منطقهٔ گلندرود در البرز شمالی که گذر نهشته‌های سکویی تریاس (سارند الیکا) به نهشته‌های زغالدار تریاس بالا (معادل سازند شمشک) تدریجی است در دیگر نقاط ایران شواهد روشنی از یک رخداد زمین‌ساختی به سن پیش از نورین وجود دارد که با رخداد سیمرین پیشین قابل قیاس است.در مورد چگونگی عملکرد و ماهیت رخداد سیمرین پیشین در ایران، نظریه‌ها یکی نیست. برای نمونه، اشتوکلین (۱۹۶۸) این حرکات را بیشتر به صورت گسلش می‌داند تا

چین‌خوردگی و یا اشتامفلی (۱۹۷۸)، سیمرین پیشین را «خشکی‌زا» می‌داند. در حالی که چین‌خوردگی، آتشفشانی، پلوتونیسم و دگرگونی وابسته به این رویداد، شواهدی از یک کوهزایی است که در همه جا شدت یکسان نداشته است. پیامد سیمرین پیشین در ایران به شرح زیر است

:«*تغییر در شرایط و نوع حوضه‌های رسوبی*» به جز زاگرس که سنگ‌های مشخصهٔ تریاس بالا در آن وجود ندارد، در دیگر نقاط ایران، نهشته‌های تریاس بالا، ردیف‌های شیلی ماسه‌سنگی با همراهان کربناتی است و داشتن زغالسنگ از ویژگی‌های آنهاست. اگرچه آمونیت و برخی سنگواره‌ها نشانگر محیط‌های دریایی است، ولی نهشته‌های زغالی و دیگر ویژگی‌های رسوبی این ردیف‌ها، معرف محیط‌های باتلاقی – مردابی نزدیک به ساحل است که با سنگ‌های کربناتی تریاس زیرین – میانی، همبری ناپیوسته از نوع دگرشیب و یا هم‌شیب دارند. ناپیوستگی و تغییر شرایط رسوبگذاری از محیط‌های سکویی به محیط‌های پیش‌خشکی Fore land زغالدار، از پیامدهای سیمرین پیشین است. در منطقهٔ گلندرود و پالند، اگرچه گذر کربنات‌های سکویی تریاس میانی به شیل و ماسه‌سنگ‌های تریاس بالا تدریجی است، ولی تغییر شرایط رسوبی آشکار است.عمده‌ترین تغییر شرایط رسوبی ناشی از رویداد سیمرین پیشین را می‌توان در پهنه زاگرس دید. به گونه‌ای که ازآن زمان به بعد، زاگرس شرایط رسوبی و زمین‌ساختی متفاوت از دیگر نواحی ایران داشته است. به همین‌رو، رخساره‌های سنگی و زیستی پس از سیمرین پیشین زاگرس، تفاوت‌های چشمگیر دارد و به تقریب از دگرشیبی‌های عمده، دگرگونی و ماگمازایی به دور است.

«*تغییر در ژئودینامیک و جایگاه صفحه‌ها*» از جمله پیامدهای سیمرین پیشین است که به ویژه در محل دو زمیندرز موسوم به تتیس کهن (شمال ایران) و تتیس جوان (جنوب ایران)، نشانه‌های آشکار دارد. شکل‌گیری منشورهای برافزایشی نابرجا، گرانیت‌زایی (مشهد، لاهیجان) و دگرگونی (مشهد، گرگان، جنوب انزلی) می‌توانند از پیامدهای همگرایی و برخورد دور صفحهٔ ایران و توران و بسته شدن تتیس کهن در تریاس پسین باشد. در محل تقریبی راندگی اصلی زاگرس، حرکت

صفحه‌ها، واگرا بوده و جدایش صفحهٔ ایران از زاگرس –عربستان و افیولیت‌زایی، از پیامدهای آن است. افیولیت‌های لایه‌ای مجموعهٔ سیخوران در ناحیهٔ اسفندقه و افیولیت‌های تریاس میانی ناحیهٔ طالش نشان می‌دهد که شکستگی‌های ژرف پوسته منحصر به راندگی اصلی زاگرس نیست و پدیده افیولیت‌زایی، ممکن است در دیگر نقاط ایران نیز مصداق داشته باشد.

«*ایجاد فرابوم*» های سیمرین پیشین در برخی نقاط ایران درخور توجه است. جدا از بالا آمدگی عمومی و سراسری زمین، که با هوازدگی، فرسایش و لاتریت‌زایی همراه بوده، در بعضی نقاط ایران، به ویژه ایران مرکزی، بلوک لوت، فرابوم‌های ناشی از سیمرین پیشین تا زمان ژوراسیک میانی خشکی‌های مرتفعی را می‌ساخت که می‌توان به فرابوم شُتری در منطقهٔ طبس اشاره کرد. بر خلاف ایران مرکزی و لوت که فرابوم‌های سیمرین پیشین در ارتباط با گسل‌های نرمال بوده‌اند، در البرز گسل‌های مؤثر در ایجاد فرابوم‌ها بیشتر از نوع راندگی با شیب به سمت شمال است و با انتقال صفحه‌های گوناگون، از شمال خاوری به جنوب باختری، ضمن ایجاد فرابوم بر ریخت‌شناسی البرز اثر گذاشته‌اند.

«ماگمازایی» تریاس ایران به طور عمده از پیامدهای سیمرین پیشین است. گدازه‌های این فاز، بیشتر از نوع بازالت قلیایی تیره‌رنگ است که به طور معمول به صورت لایه‌ای کلیدی، در زیر نهشته‌های تریاس بالا برونزد دارد. در دامنهٔ جنوبی البرز، به ویژه در بین دماوند –سمنان، برای این بازالت‌ها نام «بازالت‌های جابون» انتخاب شده که در بیشتر نقاط در اثر پدیدهٔ دگرسانی به عدسی‌های آهن‌دار و گاهی عدسی‌های بوکسیت، لاتریت تبدیل شده و گاه ارزش اقتصادی دارند. هم‌ارز این گونه گدازه‌ها را می‌توان در جنوب بیرجند، آبگرم (بلوک لوت) و ترود دید. در زون سنندج –سیرجان، روانه‌های بازیک سیمرین پیشین به ویژه در ناحیهٔ اسفندقه و حاجی‌آباد، حجم زیادی دارند. ولی، در ناحیهٔ اقلید، سورمق، ده‌بید روانه‌های حاصل از فازهای کششی سیمرین پیشین، بیشتر از نوع ریولیت‌های قلیایی و یا توف‌های وابسته است که آلریک و همکاران (۱۹۷۷)

آنها را به پارگدازش پوسته و در ارتباط با ماگماتیسم پس از کوهزایی نسبت می‌دهند.بخشی از ماگمازایی سیمرین پیشین، ماهیت پلوتونیک دارد که گرانیت‌زایی در جنوب باختری مشهد، گرانیت جنوب لاهیجان و ماسوله، (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵)، گرانیت مونزونیتی همزمان با جنبش در ده‌بید (آلریک و همکاران، ۱۹۷۷) گرانیت اسماعیل‌آباد ساغند (حقی‌پور، ۱۹۷۴) و نفوذی لایه‌ای سیخوران اسفندقه (سبزه‌ئی، ۱۹۷۴) از آن جمله است.

گفتنی است که اگرچه نخستین فازگرانیت‌زایی مشهد، با استفاده از سن پرتوسنجی، به سن کربنیفر و وابسته به فاز هرسی‌نین دانسته شد ولی تزریق این گرانیت در منشورهای برافزایشی پرمین نشان می‌دهد که گرانیت تیره رنگ مورد نظر، نوعی گرانیت برخوردی، به سن تریاس پسین، و در ارتباط با سیمرین پیشین است.

«*کانی‌زایی*»، در البرز مرکزی سازند دولومیتی الیکا دارای سرب، روی، باریت و فلوریت است. در ناحیهٔ بافق – کرمان نیز سرب و روی در ردیف‌های دولومیتی تریاس گزارش شده است. در ناحیهٔ نطنز و دلیجان، دولومیت‌های تریاس دارای کانسارهای باریت همراه با سرب و فلوریت است.در کوه سورمه، فیروزآباد فارس یک افق دولومیت کانه‌دار سرب و روی وجود دارد. مؤمن‌زاده (۱۳۶۰)، کانی‌سازی‌های یاد شده را همزاد و وابسته به ماگماتیسم تریاس (سیمرین پیشین) می‌داند.

«پدیدهٔ دگرگونی» از گسترده‌ترین نشانه‌های کوهزا بودن فاز سیمرین پیشین است که به ویژه در زون سنندج –سیرجان نشانه‌های متعدد دارد. به طور کلی، این دگرگونی چندان شدید نبوده و «رخسارهٔ شیست سبز» دارد و اثر آن در سنگ‌های دگرگونی کهن‌تر (پرکامبرین) از نوع دگرگونی پسرونده است.در زون سنندج –سیرجان، ردیف‌های پیش از تریاس بالا، دو فاز دگرگونی ترمودینامیک را پذیرا شده‌اند. پوشیده شدن این دگرگونی‌ها با ردیف‌های نادگرگونی تریاس - ژوراسیک تأییدی بر تأثیر فاز سیمرین پیشین است. گفتنی است که در زون سنندج –سیرجان، خصلت ویژهٔ دگرگونی، چند فازی بودن آن است و مطالعهٔ رابطه میان فازهای گوناگون دگرگونی و

دگرشکلی، به گونه‌ای است که از نظر الگوی ژئودینامیکی، شباهت به دگرگونی نواحی ژرف بستر اقیانوس‌ها دارد (سبزه‌ئی، ۱۳۷۳)، در زون سنندج –سیرجان، اثرات این دگرگونی را می‌توان در نواحی حاجی‌آباد، اقلید، ده‌بید و بوانات، باختر سیرجان، نیریز، جنوب شهرکرد، بروجرد و شمال مریوان دید. نواحی ساغند، ترود، مشهد، شمال انارک، جنوب لاهیجان، ده‌سلم و ۰۰۰ از جمله مناطقی است که دگرگونی سیمرین پیشین گزارش شده است ولی:

* حقی‌پور (۱۹۷۴)، دگرگونی سیمرین پیشین ناحیهٔ ساغند را به سن پس از تریاس پسین (سازند نایبند) می‌داند اما، احتمال دگرگون شده سازند نایبند در اثر رویداد سیمرین میانی به مراتب بیش از سیمرین پیشین است.

* هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، در ناحیهٔ ترود، آثار دگرگونی سیمرین پیشین را گزارش کرده‌اند. ولی، دگرگونی بودن ردیف‌های تریاس بالا –ژوراسیک زیرین (گروه شمشک) سبب شده تا افتخارنژاد (گفتگوی شفاهی) بیشتر فاز دگرگونی ژوراسیک میانی را باور داشته باشد، هرچند عملکرد دو فاز جداگانه (سیمرین پیشین و میانی) بیشتر محتمل است.

* مجیدی (۱۹۷۸)، دگرگونی تریاس ناحیهٔ مشهد را منحصر به ایجاد شیست‌وارگی جدید در میکاشیست‌های قدیمی می‌داند. با منتفی شدن دگرگونی هرسی‌نین در ناحیهٔ مشهد، می‌توان پذیرفت که فاز اصلی دگرگونی مشهد به سن تریاس پسین و وابسته به رویداد سیمرین پیشین است و شیست‌وارگی تأخیری این دگرگونی‌ها، وابسته به رویداد زمین‌ساختی بعدی (سیمرین میانی) است.

* ری‌یر و محافظ (۱۹۷۲) شیست‌های گرافیتی، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک‌های مرمری ناحیهٔ ده‌سلم را، به دلیل دستیابی به سن پرتوسنجی ۱۰ ± ۲۰۶ و ۲ ± ۲۰۹، به سن تریاس پسین و پیامد سیمرین پیشین (پالئوبلوچ) دانسته‌اند، ولی اشتوکلین و همکاران (۱۹۷۳) دگرگونی‌های ده‌سلم را

مجموعه‌ای از دو سازند نایبند (تریاس پسین) و شمشک (ژوراسیک پیشین – میانی) می‌دانند که در زمان پس از ژوراسیک میانی دگرگون شده‌اند. با توجه به یافته‌های جدید زمین‌شناسی ایران، نظر اشتوکلین گویای عملکرد فاز سیمرین میانی و مستندتر است.

رخداد ژوراسیک میانی (سیمرین میانی) : تا چندی پیش هنگامی صحبت از رویدادهای زمین‌ساختی سیمرین می‌شد، تنها از دو حادثهٔ سیمرین پیشین و سیمرین پسین نام برده می‌شد که اولی در اوایل تریاس پسین و دومی در مرز ژوراسیک – کرتاسه رخ داده و هر دو از نوع کوهزایی بوده‌اند.بررسی‌های زمین‌شناختی باختر طبس نشان داد که ویژگی رسوب‌های موجود بین این دو رویداد، به گونه‌ای است که به آسانی می‌توان آنها را در دو دورهٔ رسوبی جدا جای داد. نهشته‌های نخستین دورهٔ رسوبی بیشتر از نوع شیل و ماسه‌سنگ زغالدار است در حالی که سنگ‌های دورهٔ رسوبی دوم، مارن و سنگ‌آهک و نشانگر محیط‌های دریایی با ژرفای متوسط است. مرز دو دورهٔ رسوبی موردنظر با یک رویداد زمین‌ساختی مشخص است که نخستین بار به نام رویداد زمین‌ساختی باتونین معرفی شد (آقانباتی، ۱۹۷۵، آقانباتی و سعیدی، ۱۳۶۰). با توجه به کاربرد زیاد واژه‌های سیمرین پیشین و سیمرین پسین در زمین‌شناسی ایران، برای این رویداد، نام «سیمرین میانی» مناسب‌تر است (آقانباتی، ۱۳۷۱). بررسی چینه‌شناسی، ماگماتیسم و دگرگونی ژوراسیک ایران گویای آن است که رویداد سیمرین میانی رویدادی کوهزا است که با چین‌خوردگی، تکاپوی آتشفشانی، جایگیری توده‌های نفوذی و حتی دگرگونی همراه است. همین یافته‌ها حاکی است که بسیاری از نشانه‌های منسوب به رویداد سیمرین پسین، در واقع از پیامدهای سیمرین میانی است و به احتمال زیاد، بر خلاف برداشت‌های پیشین، سیمرین پسین تنها خشکی‌زا بوده است. گفتنی است که زمان این رویداد، در ایران مرکزی و ایران شمالی یکی نیست. در ایران مرکزی (کرمان) نهشته‌های شیلی – ماسه‌سنگی زیر سطح دگرشیبی (سازند هجدک) دارای سنگواره‌های جانوری دریایی به سن باژوسین – باتونین است (هوکریده و همکاران، ۱۹۶۲). در

ناحیهٔ کلمرد (باختر طبس) نخستین لایه‌های آهکی پیشرونده (سنگ‌آهک پروده) آمونیت‌های باتونین میانی – پسین دارد، لذا رویداد سیمرین میانی باید در آشکوب باتونین روی داده باشد.

در کوه‌های البرز، به استثنای ناحیهٔ طالش، نشانه‌های رویداد سیمرین میانی را می‌توان در حد فاصل رسوب‌های پسروندهٔ باژوسین زیرین (گروه شمشک) و نهشته‌های پیشروندهٔ باژوسین بالایی (سازند دلیچای) دید. به همین‌رو در البرز، این رویداد به سن پیش از باژوسین بالایی است (سیدامامی، ۱۹۹۰) و از این رو باید پذیرفت که سیمرین میانی در همه جای ایران هم زمان نیست. اما پرتوسنجی بعضی توده‌های نفوذی مرتبط با این رویداد، نشانگر سن ۱۶۵ تا ۱۷۵ میلیون سال است. از آن جمله گرانیت شیرکوه به سن ۸ ± ۱۷۶ (فورستر، ۱۹۷۸)، گرانیت سُرخ کوه در مرکز لوت به سن ۱۶۵ تا ۱۷۰ (ترکیان و همکاران، ۱۹۸۴)، گرانیت عروسان ۱۶۵ (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۰ و هوبر، ۱۹۷۷)، گرانیت ماسوله به سن ۱۰ ± ۱۷۵ (کرافورد، ۱۹۷۷) که همگی به آشکوب باتونین اشاره دارند.مهم‌ترین تأثیر رویداد سیمرین میانی بر زمین‌شناسی ایران عبارتست از:

توقف در رسوبگذاری: در بخش گسترده‌ای از ایران شمالی و ایران مرکزی، ایست رسوبی و چرخهٔ فرسایشی آشکاری در بین رسوب‌های ژوراسیک میانی وجود دارد. در البرز جنوبی، رسوب‌های باژوسین زیرین (بخش پایانی گروه شمشک) از نوع سنگ‌های پسرونده است، در حالی که نهشته‌های باژوسین بالا (پایهٔ سازند دلیچای) پیشرونده و دریایی است. اگرچه زمین‌شناسانی مانند آسرتو (۱۹۶۶) و آلنباخ (۱۹۶۶)گذر نهشته‌های آواری گروه شمشک به رسوب‌های دریایی سازند دلیچای را تدریجی دانسته‌اند، اما:

* در نواحی زیرآب، شمال باختری سمنان، جنوب خاوری فیروزکوه، سازند دلیچای با واسطهٔ یک واحد آواری از کنگلومرای کوارتزی و یا ماسه‌سنگ بر روی رسوب‌های کهن‌تر نشسته است.

* در شمال قزوین مرز پایینی سازند دلیچای با گروه شمشک دگرشیب است (آنلز و همکاران، ۱۹۷۵).

* در شمال نشل، ۱۰ متر ائولیت آهن‌دار در پایهٔ سازند دلیچای وجود دارد (اشتایگر، ۱۹۶۶).

* در شمال روستای جرات (منطقهٔ فیروزکوه) حدود ۳۰ متر رُس سُرخ آهن‌دار در پایهٔ سازند دلیچای گزارش شده است (اشتایگر، ۱۹۶۶).

* تفاوت رخسارهٔ رسوبی گروه شمشک (آواری‌تر) و سازند دلیچای (دریایی) بسیار ناگهانی است.

* در جنوب خاوری البرز (ناحیهٔ جام) دگرشیبی موازی روشنی در پایهٔ سازند دلیچای وجود دارد (علوی نایینی، ۱۹۷۲).

موارد یاد شده شواهدی بر ناپیوسته بودن و ایست رسوبی حاصل از رویداد سیمرین میانی بین گروه شمشک و سازند دلیچای است.در ایران مرکزی نشانه‌های ایست رسوبی سیمرین میانی روشن‌تر است و می‌توان آن را در گستره‌های وسیعی از شمال کرمان تا ناحیهٔ جام (خاور سمنان) دید. در این نواحی به رسوب‌هایی که پس از این ایست رسوبی برجا گذاشته شده‌اند، سنگ‌آهک پروده گفته شده که در منطقهٔ طبس، شیرگشت، کلمرد، آبدوغی و راور، با دگرشیبی موازی و در برخی نقاط از جمله ۴۰ کیلومتری شمال طبس (پهلوی خاوری کوه اشلون) با دگرشیبی زاویه‌ای سنگ‌های کهن‌تر ژوراسیک را می‌پوشاند و حتی گاهی رسوب‌های پیشروندهٔ باتونین به دلیل نبود نهشته‌های تریاس بالا –لیاس (گروه شمشک) سنگ‌های کهن‌تر از لیاس {دونین (علوی نایینی، ۱۹۷۲) کربنیفر و تریاس میانی (روتنر، ۱۹۶۸)} را پوشانده است.

در کوه‌های کپه‌داغ، دگرشیبی بین نهشته‌های باژوسین بالایی (سازند کشف‌رود) و سنگ‌های تریاس بالایی (سازند میانکوهی) می‌تواند در ارتباط با رویداد سیمرین میانی باشد.

ایجاد فرابوم: در بخش‌هایی از ایران، مارن‌ها و سنگ‌آهک‌های ژوراسیک میانی –بالایی وجود ندارد و نهشته‌های تریاس بالا –ژوراسیک میانی با سنگ‌های جوان‌تر از ژوراسیک، به ویژه کرتاسهٔ زیرین پوشیده شده‌اند.در کوه‌های البرز به ویژه در پایین دست درهٔ هراز و نیز در ناحیهٔ چالوس، دو سازند دلیچای و لار وجود ندارند. به عقیدهٔ سوسلی (۱۹۷۶) نبود این سازندها، نتیجهٔ خروج نواحی یاد شده از آب و عدم رسوبگذاری است. به باور سوسلی، در ژوراسیک میانی درهٔ هراز به دو ناحیهٔ شمالی و جنوبی با دیرینه جغرافیای متفاوت تقسیم شده است. اگرچه سوسلی برای فراخاست بخش شمالی دلیلی ارائه نمی‌دهد ولی بدون شک این بالاآمدگی باید در ارتباط با رویداد سیمرین میانی باشد. داودزاده و اشمیت (۱۹۸۴) فرابوم‌های سیمرین میانی البرز شمالی را بخشی از حوضهٔ قفقاز کوچک دانسته‌اند که با زمیندرز شمال ایران از البرز جنوبی جدا می‌شد.

در ایران مرکزی به ویژه نواحی یزد، ترود، اردکان، اصفهان و پشت‌بادام، سنگ‌های ژوراسیک منحصر به نهشته‌های گروه شمشک است که به طور دگرشیب با ماسه‌سنگ‌های پیشروندهٔ کرتاسهٔ زیرین پوشیده شده‌اند. چین‌خوردگی پیشرفته، دگرگونی ناچیز، نبود سنگ‌آهک‌های صخره‌ساز و سخت ژوراسیک بالایی نشانگر آن است که این نواحی از زمان باژوسین –باتونین و در نتیجهٔ رویداد سیمرین میانی به فرابوم تبدیل شده‌اند و تا زمان پیشروی دریای کرتاسه از آب بیرون بوده‌اند. در شمال تربت‌جام (معدن زغالسنگ چشمه‌گل) سنگ‌های ژوراسیک بالا وجود ندارد. نهشته‌های زغالدار گروه شمشک همراه با توده‌های گرانیتی تزریق شده در آنها، در زیر سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار به سن بارمین قرار دارند.

جایگیری توده‌های نفوذی: در بسیاری از نواحی ایران، توده‌های نفوذی کوچک و بزرگی شناسایی شده‌اند که زمان جایگیری آنها را ژوراسیک پسین دانسته‌اند، چرا که این توده‌ها از یک سو رسوب‌های ژوراسیک را بریده‌اند و از سوی دیگر، رسوب‌های پیشروندهٔ کرتاسهٔ زیرین با دگرشیبی از نوع آذرین‌پی بر روی آنها نشسته است. ولی، شواهد گوناگون به ویژه سن پرتوسنجی و جایگاه

چینه‌شناسی این توده‌ها گویای سن ژوراسیک میانی است. گرانیت شیرکوه یزد با سن پرتوسنجی ۸± ۱۷۶ میلیون سال (فورستر، ۱۹۷۸) و ۱۸۶ تا ۱۵۹ میلیون سال (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۰)، گرانیت آیرکان انارک به سن پرتوسنجی ۸ ±۱۶۸ میلیون سال، گرانودیویت کلاه قاضی، گرانیت میامی شاهرود، گرانیت شاه‌کوه و گرانیت چهارفرسخ در بلوک لوت و بعضی از توده‌های نفوذی زون سنندج –سیرجان، از پیامدهای پلوتونیسم سیمرین میانی است.

تکاپوهای آتشفشانی: بر پایهٔ گزارش سیدامامی (۱۹۹۰)، تکاپوهای آتشفشانی ژوراسیک میانی از ناحیهٔ قفقاز و گرجستان، توسط پولینسکی گزارش شده است. حالت مشابهی در شمال باختر آبادی سَهل ترودگزارش شده است (هوشمندزاده و همکاران ۱۳۵۷). در اینجا (ترود) در میان سنگ‌آهک، شیل و ماسه‌سنگ‌های باتونین، افق‌های چندمتری از گدازه‌های آتشفشانی وجود دارد. چنین سنگ‌های ماگمایی می‌توانند حاصل عملکرد رویداد سیمرین میانی باشد.دگرگونی: از نتایج عملکرد رویداد سیمرین میانی، ایجاد دگرگونی در سنگ‌های تریاس زیرین –ژوراسیک میانی (گروه شمشک) و سنگ‌های کهن‌تر است. در ناحیهٔ اقلید از بخش میانی زون سنندج –سیرجان، سنگ‌های آواری ژوراسیک زیرین دگرگون شده‌اند و روی آن را رسوب‌های ژوراسیک بالا، به گونه‌ای ناپیوسته و با کنگلومرا می‌پوشاند (هوشمندزاده و همکاران ۱۳۶۹). دگرگونی مورد نظر که از درجهٔ شیست سبز است، به رویداد زمین‌ساختی پس از لیاس و پیش از ژوراسیک بالا اشاره دارد.

در نواحی همدان، گلپایگان، خمین، ملایر، اَزنا (از نوار سنندج –سیرجان) تناوبی از سنگ‌آهک‌های شیستی، آندزیت و به ویژه رسوب‌های شیلی و ماسه‌سنگی خاکستری تیره وجود دارد که از یک دگرگونی آشکار متأثرند (بربریان، ۱۹۷۲). زمان این دگرگونی به ژوراسیک بالا نسبت داده شده است، ولی در کوه‌خان گورمز (در نقشهٔ زمین‌شناسی همدان) مجموعهٔ دگرگون شدهٔ موردنظر را ردیفی از سنگ‌آهک‌های ژوراسیک بالا با یک واحد آواری پایه می‌پوشاند. وجود سنگ‌آهک‌های

نادگرگونی ژوراسیک بالا بر روی شیل‌های دگرگون شدهٔ همدان، نشانگر سن پیش از ژوراسیک پسین و بیانگر عملکرد رویداد سیمرین میانی است.

در ناحیهٔ سبزواران ردیفی از سنگ‌های تخریبی ریزدانه، شیل و مارن‌های آهکی کمی دگرگون شده وجود دارد که به طور دگرشیب با سنگ‌های ژوراسیک میانی پوشیده شده است (دیمیتریویچ ۱۹۷۳). دگرشیبی و دگرگونی یاد شده می‌تواند حاصل رویداد سیمرین میانی باشد. سن‌سنجی بیوتیت میکاشیست گارنت واقع در ۶۰ کیلومتری باختر و جنوب باختری نهبندان، به روش روبیدیم – استرونسیم، ۱۰ ± ۱۶۵ میلیون سال را نشان داده است (کرافورد، ۱۹۷۷) که با فاز سیمرین میانی هماهنگی دارد، به همین‌رو دگرگونی‌های ده‌سلم، بیشتر نهشته‌های تریاس پسین –ژوراسیک میانی هستند که به باور اشتوکلین (۱۹۷۳) پس از ژوراسیک میانی دگرگون شده‌اند.

در ایران شمالی، اثر دگرگونی سیمرین میانی تنها در کوه‌های بینالود تا باختر مشهد دیده می‌شود. در این نواحی، تنش‌های فشاری پیش از باژوسین بالا، نشانه‌های آشکار دارد. گفتنی است جدا از دگرگونی ناحیه‌ای، بخشی از دگرگونی سیمرین میانی از نوع همبری و وابسته به توده‌های نفوذی این فاز است.

کانی‌زایی: قلع در گرانیت شاه‌کوه، تنگستن در چاه‌کلب و چاه‌پلنگی، خاک‌های نادر در نهشته‌های سازند شمشک نواحی مروست، اردکان، سوریان، طلا در گرانیت‌های زرین و طرقبه، کبالت در نهشته‌های دگرگون اقلید، آهن ماگمایی –اسکارن در معدن همه‌کسی (همدان) ظفرآباد (دیواندره) خسروآباد (سُنقُر) باباعلی (همدان) چناربالا و گلالی (قروه) از پیامدهای رخداد سیمرین میانی است.

رخداد ژوراسیک پسین (طبسین) : در نقاطی از سنندج –سیرجان، زاگرس، ایران مرکزی و کپه‌داغ، در بین سنگ‌های ژوراسیک بالایی شواهدی از یک ایست رسوبی و چرخه‌های فرسایشی دیده می‌شود. به جز زاگرس، در دیگر نواحی، به دورهٔ فرسایشی موردنظر چندان توجه نشده و لذا

در گزارش‌های زمین‌شناسی موجود، اطلاعات لازم ناچیز است. با توجه به یافته‌های چینه‌شناسی و با تکیه بر جدول زمان زمین‌شناسی منتشر شده توسط اتحادیهٔ بین‌المللی علوم زمین (۱۹۹۹) زمان این رویداد را می‌توان در مرز آشکوب‌های کالووین –آکسفوردین (۱۵۲ میلیون سال پیش) و هم‌ارز با رخداد زمین‌ساختی نوادین دانست که در این نوشتار نام طبسین انتخاب شده است. در بیشتر نواحی ایران، اثرهای این رویداد تنها به صورت ایست‌های رسوبی کوتاه، همراه با دگرشیبی موازی است که موارد زیر از آن جمله‌اند.

* در کوه‌های شُتری و شیرگشت در ایران مرکزی، نشانه‌های فرسایشی رویداد طبسین را می‌توان بین دو سازند بَغَمشاه (زیر) و سازند قلعه‌دختر و یا سنگ‌آهک اسفندیار دید. در اینجا، حدود ۱۹۴ متر بخش پایینی سازند قلعه‌دختر از ماسه‌سنگ‌های کوارتزی است که با تغییر سنگ‌شناسی شدید و حد بسیار ناگهانی، در روی سازند بَغَمشاه قرار داد. حدود ۱۲۵ متر بخش زیرین سنگ‌آهک اسفندیار نیز ماسه‌سنگی است که به طور هم‌ساز ولی با تغییر سنگ‌شناسی ناگهانی روی مارن‌های دریایی بَغَمشاه دیده می‌شود. ردیف‌های آواری موجود در پایهٔ سازندهای قلعه‌دختر و اسفندیار، حکایت از کاهش شدید ژرفای حوضه و به احتمال یک ایست رسوبی دارد.

* در حد فاصل کلمرد (باختر طبس) تا راور سازند بَغَمشاه با واحد سنگ‌چینه‌ای آهک پکتن‌دار (هم‌ارز سازند قلعه‌دختر و سنگ آهم اسفندیار) پوشیده شده است. این دو سازند هم‌شیب هستند ولی سطوح سخت و ردیف‌های ماسه‌سنگی سُرخ‌رنگ در این حد، نشانگر یک ایست و چرخهٔ فرسایشی، هر چند کوتاه است.

* در کوه سه کُنج در خاور ماهان کرمان، مارن‌های سازند بَغَمشاه وجود ندارد و سنگ‌آهک پکتن‌دار با یک افق کنگلومرا روی سازند هُجدک نشسته است (سهندی، ۱۳۷۴).در جنوب ناحیهٔ جام، سازند بَغَمشاه جوان‌ترین نهشته‌های دریایی ژوراسیک است. به گزارش علوی نایینی (۱۹۷۲) در زمان کالووین با کاهش ژرفای حوضهٔ رسوبی رخساره‌های مارنی سازند بَغَمشاه، ابتدا به انواع ماسه‌ای

تبدیل شده و سپس دریای ژوراسیک پسین از ناحیهٔ پس رفته و این خروج از آب تا کرتاسهٔ پیشین ادامه داشته است.

* در بخشی از کوه‌های زاگرس، (لرستان و شمال فروافتادگی دزفول) در زمان ژوراسیک میانی، سازند شیلی سرگلو ته‌نشین شده است. همبری سازند سرگلو با نهشته‌های آکسفوردین (سازند نجمه) از نوع دگرشیبی فرسایشی است (مطیعی، ۱۳۷۲) که نشانگر یک ایست رسوبی و چرخهٔ فرسایشی قاره‌ای در اواخر ژوراسیک میانی است.در کوه‌های کپه‌داغ، گاه بخش پایینی سازند مزدوران آواری است. در تنگ شوریجه ۱۳۰ متر و در بُرش شورآب ۲۳۰ متر از لایه‌های پایینی سازند مزدوران به ماسه‌سنگ تبدیل شده است (افشارحرب، ۱۳۷۳).

شاید آواری شدن پایین سازند مزدوران و حذف ناحیه‌ای سازند چمن‌بید نشانه‌ای از رویداد طبسین باشد.برای اثبات رویداد طبسین به شواهد و مطالعات بیشتری نیاز است. نکات یاد شده نشانه‌هایی هستند که به احتمال می‌تواند تأثیر این رویداد را در ایران ثابت کند.

رخداد ژوراسیک – کرتاسه (سیمرین پسین) : از دیدگاه بسیاری از زمین‌شناسان، در ایران، مرز ژوراسیک –کرتاسه با رویداد کوهزایی سیمرین پسین رقم زده می‌شود. ولی، پیوستگی رسوبگذاری از ژوراسیک (آشکوب تیتونین) به کرتاسه (آشکوب بریازین) و وجود سنگ‌های پلاژیک نواحی ژرف در این مرز، نشانگر آن است که در بیشتر نقاط ایران مرز دو سیستم ژوراسیک – کرتاسه با آرامش زمین‌ساختی نسبی و پیوستگی رسوبگذاری مشخص می‌شود. به عبارت دیگر، در ایران، رخداد موسوم به سیمرین پسین، نشانه‌های کوهزایی ندارد. برای مثال:

* پیرامون شیراز (در پهنهٔ زاگرس)، رسوبگذاری کربناتی از منشأ دریایی به نسبت عمیق، بدون انقطاع، از اواخر ژوراسیک تا آغاز کرتاسه ادامه داشته و به همین‌رو، سازند سورمه (ژوراسیک میانی – پسین) به آرامی به سازند فهلیان (کرتاسهٔ پیشین) می‌رسد و در روی زمین، به طور عملی

تفکیک این دو ناممکن است. با وجود این، در نقاط زیادی از زاگرس، وجود ناهم‌سازی محلی بین سازند سورمه و سازند فهلیان نشانگر یک ایست رسوبی است، ولی گاه، این ایست، بر پایهٔ تفاوت‌های سنگ‌شناسی قابل شناخت نیست و باید از مطالعات دیرینه‌شناسی کمک گرفت.

* در ایران مرکزی، ارتباط ردیف‌های کرتاسه آغازی و سنگ‌های قدیمی‌تر به دو گونه است. در نواحی اصفهان، کاشان، اردکان، خرانق، یزد و ۰۰۰ سنگ‌های اُربیتولین‌دار کرتاسهٔ زیرین، با حضور ردیفی از سنگ‌های آواری، در روی نهشته‌های شیلی و ماسه‌سنگی گروه شمشک قرار دارد. این همبری آشکارا دگرشیب است. در این نواحی، سن سنگ‌های ژوراسیک از آشکوب باژوسین و سرانجام باتونین فراتر نمی‌رود و هیچ‌گاه دیده نشده که نهشته‌های ژوراسیک بالایی و کرتاسهٔ پیشین، این چنین دگرشیب باشند. ولی در کوه‌های شُتری، کلمرد، شیرگشت، شمال کرمان، بافق، جنوب سبزوار، بیارجمند و میامی شاهرود، رسوب‌های دریایی ژوراسیک بالا –نئوکومین گزارش شده است. یافته‌های گوناگون نشان می‌دهد که در نگاه نخست، دگرشیبی پایهٔ کرتاسه وابسته به رویداد سیمرین پسین نیست. دوم آنکه به احتمال نخستین رخداد زمین‌ساختی کرتاسه در زمان نئوکومین بوده و نه در مرز ژوراسیک –کرتاسه.

* در البرز شمالی، به ویژه در نواحی تالش، رشت، چالوس، گرگان، رامیان، مینودشت، ساری، گلندرود، خلخال، سنگ‌های پلاژیک با سنگواره‌های تیتونین و نئوکومین وجود دارد. همگنی این سنگ‌ها به حدی است که تفاوت‌های سنگ‌شناسی کارساز نیست و تعیین مرز ژوراسیک –کرتاسه، بیشتر به کمک یافته‌های فسیلی امکان‌پذیر است. در این نواحی در مرز ژوراسیک –کرتاسه نشانی از رویداد زمین‌ساختی دیده نمی‌شود و این گذر آرام و تدریجی است.

* در البرز جنوبی، به دلیل کمبود سنگواره‌های شاخص، تعیین دقیق مرز ژوراسیک –کرتاسه دشوار است. با این حال، بین شهر دماوند تا باختر فیروزکوه، مجموعه‌ای از گچ، مارن، و گدازه‌های بازیک به نام «واحد گچ و ملافیر» وجود دارد که مارن‌های آن دارای جلبک‌های نئوکومین است. و

یـا در ۸/۵ کیلـومتری خـاور فیروزکـوه و نیـز در محـور دماونـد –فیروزکـوه، در بخـش بـالایی سنگ‌آهک‌های پلاژیک سازند لار، جنس و گونه‌های متعددی از خـانوادهٔ کـالپیونلا و جلبـک بـه سـن نئوکومین وجود دارد که نشانگر آشکوب تیتونین و بریازین اسـت (کشـانی، ۱۳۶۱). اگرچـه پیوسـتگی رسوبگذاری و گذر آرام ژوراسیک بـه کرتاسـه در البـرز جنـوبی بـه انـدازهٔ البـرز شـمالی، نیسـت ولـی شاهدهای موجود نشان می‌دهند که در البرز جنوبی هـم، رویـداد سـیمرین پسـین از نـوع دگرشـیبی موازی و از مرز ژوراسیک –کرتاسه جوان‌تر است.

* زون سنندج –سیرجان از گستره‌هایی است که به طور عموم گذر از ژوراسـیک پسـین بـه کرتاسـهٔ آغازی تدریجی است. در ناحیهٔ گـل‌گهـر، گـذر پیوسـته‌ای بـین سـنگ‌هـای ژوراسـیک بـالا تـا اواخـر نئوکومین و حتی اوایل بارمین وجود دارد (سبزه‌ئی، ۱۳۷۳). در ناحیهٔ خبر و باغات، ردیف‌هـایی غنـی از سنگواره‌های پلاژیک از نوع کالپیونلید وجود دارد که محـدودهٔ سـنی آنهـا بـین ژوراسـیک پسـین – کرتاسهٔ پیشین است. در ناحیهٔ نیریز، گروه گلو معدن جلبک و روزنه‌دارانی بـه سـن ژوراسـیک پسـین تا کرتاسهٔ پیشین دارد (ریکو، ۱۹۷۴). در ناحیهٔ سبزواران، میکرایت‌هـای ژوراسـیک بـالا دارای انـواعی از کالپیونلا و رادیـولر هسـتند کـه نشـانگر یـک محـیط رسـوبی ژرف و سـن ژوراسـیک پسـین و بـه احتمال کرتاسهٔ پیشـین اسـت (دیمیتریـویچ، ۱۹۷۳). وضـع مشابهـی در جنـوب سیـرجان (کـوه خواجو) وجود دارد. در ناحیهٔ سُنقُر، سنگ‌هـای مـرز ژوراسـیک –کرتاسـه بیشـتر رخسـارهٔ رسـوبی – آتشفشانـی دارند که در جایگاه چینه‌شناسی بـالاتری نسـبت بـه شیسـت‌هـای همـدان قـرار دارنـد. میان‌لایه‌های آهکـی این مجموعه، سنگواره‌هایـی بـه سـن ژوراسـیک پسـین –نئوکـومین دارنـد (اشراقـی و جعفریان، ۱۳۷۳).

* اگرچـه در بعضـی نقـاط (کپـه‌داغ خـاوری، لرسـتان، ایـران مرکـزی) نهشـت رسـوب‌هـای آواری و تبخیری ژوراسیک پسین گویای کاهش ژرفای حوضه و آغـاز پسـروی دریـا اسـت، امـا، حتـی در ایـن نواحی پسروی کامل دریا و ایست رسوبگذاری، در کرتاسهٔ آغازی بوده است.

* هرچند سنگ‌های آتشفشانی همراه با رسوب‌های ژوراسیک بالایی (ناحیهٔ سُـنقُر) و کرتاسـهٔ آغـازی (دامنـه‌هـای شـمالی البـرز، سـنندج –سـیرجان، البـرز جنـوبی، بوکـان، سـقز) نشـانهٔ نـاآرامی‌هـای زمین‌ساختی است، ولی تکاپوهای آتشفشـانی ایـن زمـان چنـدان زیـاد نیسـت و بـه تقریـب بـه نظـر می‌رسد که هیچ تودهٔ نفوذی جایگیر نشده است.

* سن سنگ‌های دگرگونی ژوراسیک ایران محدود به آشکوب باژوسـین –بـاتونین اسـت و هـیچ‌گـاه دیده نشده که سنگ‌های ژوراسیک بالا، در زمان ژوراسیک پایـانی –کرتاسـهٔ آغـازی، دگرگـون شـده باشـند.پیوسـتگی رسـوبگذاری از ژوراسـیک بـه کرتاسـه (هرچنـد بـا رخسـاره‌هـای آواری و قـاره‌ای)، نداشتن تکاپوهای آتشفشانی درخور توجه، نبود تودهٔ نفوذی، دگرگـون نشـدن سـنگ‌هـای ژوراسـیک بالا گویای آن است که بر خلاف نظر رایج:

* رویداد سیمرین پسین نه در مرز ژوراسیک –کرتاسه، بلکـه در زمـان نئوکـومین (پـیش از بـارمین) رخ داده است.* در اثر این رویداد، پسـروی دریـا و خـروج زمـین از آب صـورت گرفتـه و چرخـه‌هـای فرسایشی پیش از بارمین، گاه با حذف سنگ‌های کرتاسهٔ پایینی (نئوکـومین –بریـازین) و ژوراسـیک بالایی (تیتونین و حتی کیمریجین) همراه بوده است.

* این رویداد به دور از چین‌خوردگی، دگرگونی و پلوتونیسم است و در نتیجه نـه از نـوع کـوهزا، کـه از نوع زمین‌زا است با این حال، جدا از حرکات رو به بالای زمین، در برخی نـواحی ماننـد ناحیـهٔ بیابانـک و پشت‌بادام در اثـر فعالیـت دوبـارهٔ گسـل‌هـا، پـایین‌افتـادگی زمـین صـورت گرفتـه و بـرای تشـکیل حوضه‌های فروبوم کرتاسهٔ پیشین، شرایط لازم فراهم آمده است.

* بسیاری از پدیده‌های منسوب به مرز ژوراسیک –کرتاسه، در ارتباط با رویـداد کهـن‌تـری اسـت کـه در حدود ۱۵۲ میلیون سال پیش روی داد و در این نوشتار از آن با نـام «سـیمرین میـانی» یـاد شـده است.

رخداد کرتاسهٔ پسین (اتریشین –ساب‌هرسی‌نین Austrian – Subhercynian) :

بررسی چینه‌شناسی زمانی و مکانی و همچنین مطالعهٔ فازهای ماگمازایی و دگرگونی کرتاسه، نشانگر ناآرامی‌های زمین‌ساختی مکرر است که گاه موضعی و گاه سراسری است، به گونه‌ای که به نظر می‌رسد رخدادهای قابل قیاس با کوهزایی آلپ میانی، بر ایران اثرات درخور توجه داشته است. برای نمونه:

* ردیف‌های کرتاسهٔ پایینی گستره‌هایی از البرز –آذربایجان (خاور دماوند، زنجان، قزوین –رشت، آمل، ساری، خوی، چالوس، بندرانزلی، جواهرده، پل‌رود)، سنندج –سیرجان (حاجی‌آباد، گلپایگان، اقلید، کبودرآهنگ) و ایران مرکزی (قائن، خارتوران، انار، نایین، کمان ماگمایی ارومیه-بزمان، سروبالا) دارای همراهانی از گدازه‌های قلیایی و بازیک است که گاه خاستگاه انفجاری دارند.

* ردیف‌های کرتاسهٔ بالا در گستره‌هایی از البرز –آذربایجان (اهر، علم‌کوه، پل‌رود، چم‌رود، شمال پرنکوه، لاهیجان، اَملَش، شمال تبریز، زنجان، ماسوله)، سنندج –سیرجان (مهاباد، ارومیه، سنندج)، ایران مرکزی (نطنز، سورک، نایین، خارتوران) و حوضهٔ فلیشی خاور ایران، روانه‌هایی از سنگ‌های بازیک تا متوسط، آکلومرا و توف دارند.

* در بیشتر نواحی ایران، دگرشیبی مشخصی بین سنگ‌های کرتاسهٔ پایین و کرتاسهٔ بالا وجود دارد که با ردیف‌های آواری دارای گلوگونیت فراوان، شاخص است. برای مثال در ناحیهٔ یزد و کوه‌های سپایه در خاور تهران، دگرشیبی پایهٔ کرتاسهٔ بالا، از نوع زاویه‌دار است. در بلوک لوت، سنگ‌های ماستریشتین به طور دگرشیب ردیف‌های کرتاسهٔ پایین را می‌پوشاند و می‌تواند نشانگر ناپیوستگی رسوبی بزرگ از سنومانین تا ماستریشتین باشد.

* در البرز خاوری (شمال شاهرود)، سنگ‌آهک‌های کرتاسهٔ بالا، با افقی از گدازه‌های بازیک بر روی کربنات‌های ژوراسیک بالا قرار دارد. در کوه‌های بینالود، ردیف‌های ژوراسیک بالا (سازند مزدوران)،

بدون حضور کرتاسهٔ پایین، با سنگ‌های کرتاسهٔ بالا همبری دگرشیب پیوسته‌نما دارند و مرز آنها با لایه‌های کربناتی دارای دانه گلوکونیت مشخص می‌شود.

* در جنوب خاوری تهران (کوه‌های سپایه)، نهشته‌های کنیاسین –سانتونین کنگلومرایی و نشانگر ژرفای کم، انرژی زیاد و ناآرامی‌های زمین‌ساختی است.

* در دامنهٔ شمالی البرز، کربنات، شیل، ماسه‌سنگ و آتشفشانی توفی بریازین –آپتین، گاهی به طور دگرشیب، با ردیفی از سنگ‌های آهکی سبز –خاکستری به سن سنونین پوشیده شده‌اند که به ایست رسوبی آلبین –تورونین اشاره دارد.

* در جنوب رشت، توالی پیوسته‌ای از سنگ‌های ژوراسیک –کرتاسه (بارمین) وجود دارد که با سه ناپیوستگی رسوبی تا آشکوب ماستریشتین ادامه می‌یابد (آنلز و همکاران، ۱۹۷۵).

* در ناحیهٔ لاهیجان، یک ناپیوستگی رسوبی، از نوع دگرشیبی زاویه‌دار، بین آلبین و سنونین قابل شناسایی است. در همین ناحیه، مرز میان مجموعهٔ آتشفشانی سنونین و سنگ‌های ماستریشتین دگرشیبی زاویه‌دار است

.* نواحی واقع در جنوب باختری فیروزکوه از نئوکومین تا سانتونین شرایط قاره‌ای داشته و با دریای سانتونین پوشیده می‌شد (صادقی، ۱۳۷۸).

* در ناحیهٔ گرگان، حد سنگ‌های والانژنین –بارمین (سازند پاقلعه) با ردیف‌های آپتین –آلبین (سازند جامی‌شوران) دگرشیبی زاویه‌دار خفیف است. در همین ناحیه، یک ایست رسوبی از نوع دگرشیبی به سن آلبین –تا سنونین پسین سبب شده تا دو سازند جامی‌شوران (در زیر) و قلعهٔ موران (در بالا) ارتباط ناپیوسته داشته باشند. در ضمن نبود سنگ‌های ماستریشتین ممکن است به پسروی پیش از ماستریشتین در ارتباط باشد.

* در کوه‌های زاگرس فاز فرسایشی پایان سنومانین سبب شده تا سنگ‌آهک‌های سازند سروک به دو بخش سنومانین و تورونین تقسیم شود.

* در کوه‌های زاگرس، فاز فرسایشی پس از تورونین، موجب ناپیوستگی رسوبی دو سازند سروک و ایلام شده که با لاتریت‌زایی و تشکیل عدسی‌هایی از لاتریت همراه است.

* در بخش جنوبی زاگرس مرتفع، مجموعه‌های افیولیتی و رادیولاریت‌های نیریز پس از آمیختگی، به طور دگرشیب با رخساره‌های کم عمق ماستریشتین (سازند تاربور) پوشیده شده‌اند.

* در ناحیهٔ لرستان چرخه‌های فرسایشی وابسته به ناآرامی‌های زمین‌ساختی کرتاسه، موجب نهشت رسوبات آواری سازند فلیشی امیران شده است.

* در بلوک لوت (کوه گرماب)، ردیف‌های مارنی ماستریشتین، به طور دگرشیب سنگ‌های کهن‌تر از کرتاسهٔ پایین را می‌پوشانند.

* ناپیوستگی‌های رسوبی بین سنگ‌های کرتاسهٔ بالای ایران، مکرر و به سن‌های متفاوت است که می‌تواند نشانگر ناپایداری‌های زمین‌ساختی باشد، برای مثال در ناحیهٔ خور، ردیف‌های تورونین – کُنیاسین وجود ندارد و سنگ‌های سانتونین –کامپانین با سنگ‌های سنومانین مرز دگرشیب دارند. و یا در ناحیهٔ جندق، توالی سانتونین بین دو ناپیوستگی دگرشیب قرار دارد. و حتی در این منطقه (جندق – بیابانک)، بین ماستریشتین پیشین و پسین نشانه‌ای از کوهزایی به نسبت شدید گزارش شده است (آیستوف، ۱۹۸۴).

* در کپه‌داغ، به جز بخش شمال خاوری حوضه، در بسیاری از نواحی، از اواخر سنومانین تا آغاز تورونین و حتی در بعضی نقاط تا اواخر سنونین شواهدی از یک نبود رسوبی وجود دارد (افشارحرب، ۱۳۷۲).

* در کپه‌داغ، به جز ناحیهٔ سرخس و شمال گنبدکاووس، از اواسط ماستریشتین پسین خشکی بوده است.* در مکران و کوه‌های خاور ایران (نهبندان –خاش)، مجموعهٔ افیولیتی پی‌سنگ، به طور دگرشیب با رسوبات فلیش گونهٔ کرتاسهٔ بالا (ماستریشتین) پوشیده شده‌اند.ناپیوستگی‌های رسوبی، دگرشیبی‌ها، تکاپوهای آتشفشانی گفته شده، اشاره به ناآرامی‌های زمین‌ساختی دارد که در زمین‌شناسی ایران با رویدادهای اتریشی و ساب هرسی‌نین مقایسه می‌شود.

رخداد کرتاسهٔ پسین – ترشیری (لارامین) : از اواخر کرتاسه تا اوایل پالئوژن، در بیشتر نواحی ایران، شواهد روشنی از چین‌خوردگی، ماگمازایی و دگرگونی وجود دارد که با رخداد کوهزایی لارامید قابل قیاس است. آغاز، پایان و پیامد این رخداد زمین‌ساختی مهم، در همه جای ایران و حتی در یک حوضهٔ ساختاری –رسوبی شاخص، یکسان نیست. برای مثال، در گرگان، ردیف‌های آهکی – گل‌سفیدی سانتونین –کامپانین آخرین نهشته‌های کرتاسه است و نبود ردیف‌های ماستریشتین ممکن است نتیجهٔ خروج البرز خاوری از آب در اثر کوهزایی لارامید باشد. در حالی که در لاهیجان، جنوب رشت و همچنین در دامنهٔ جنوبی البرز، دریای ماستریشتین، تحت تأثیر حرکت‌های زودرس لارامین قرار داشته تا سرانجام در اواخر ماستریشتین، این مناطق به خشکی تبدیل شده‌اند، به طوری که در منطقهٔ الرم ردیف‌های ماستریشتین با دگرشیبی آشکار در زیر سنگ‌آهک‌های آلوئولین‌دار و نومولیت‌دار ائوسن و در تخت علی و سیدآباد، در زیر کنگلومرای فجن و در دربندک و جنوب زره در زیر رسوبات تخریبی پالئوسن –ائوسن قرار دارند (صادقی، ۱۳۷۸). با وجود این، در نقاط زیادی دیده می‌شود که نهشت ردیف‌های کرتاسهٔ بالا، به آرامی تا اوایل پالئوسن ادامه داشته است. برای نمونه، در ناحیهٔ انزلی – ماسوله، رسوبات آهکی ماستریشتین، به آرامی به سنگ‌آهک‌های آشکوب دانین (پالئوسن) می‌رسند و یا در جنوب چالوس، مارن‌های گلوبوترونکانادار سانتونین – ماستریشتین به طور هم‌شیب و پیوسته به رسوبات دانین می‌رسند. تدریجی بودن ردیف‌های کرتاسه به پالئوسن و عملکرد رویداد لارامید در زمان پس از آشکوب دانین، محدود به البرز نیست. در خاور بیاضه (ایران مرکزی) سنگ‌آهک‌های خاکستری روشن سازند فرخی، سن

سنونین پسین –دانین دارند (آیستوف، ۱۹۷۴). و یا در ناحیهٔ لرستان، مرز بالای سازند شیلی گورپی تا پالئوسن ادامه دارد، در حالی که در فارس، مرز بالایی سازند گورپی نشان از دگرشیبی فاز کرتاسهٔ پایانی (لارامید) دارد که با گرهک‌هایی از فسفات، دندان ماهی، گلوکونیت و در برخی نقاط کنگلومرا، مشخص می‌شود. در کپه‌داغ نیز مرز بالایی سازند شیلی نفته با سازند پسته‌لیق به سن پالئوسن، هم‌شیب و تدریجی است (افشارحرب، ۱۳۷۰) و سرانجام، در مرز ایران و پاکستان، می‌توان رسوبگذاری تدریجی و پیوستهٔ بین فلیش‌های کرتاسهٔ بالایی، پالئوسن و ائوسن را دید. بنابراین، جنبش‌های زمین‌ساختی لارامید از زمان کرتاسهٔ پسین آغاز شده و در پالئوسن (پس از دانین) بیشترین شدت را داشته است به همین دلیل دورهٔ ترشیری، در همه جای ایران مرکزی و دامنه‌های جنوبی البرز، با حضور رسوبات آواری پس از کوهزایی و با دگرشیبی زاویه‌ای آشکار آغاز می‌شود. تداوم این حرکات را می‌توان به صورت فازهای کششی در ائوسن میانی دید. در یک نگاه کلی، رخداد لارامید ویژگی‌های دوگانهٔ فشارشی و کششی داشته که به دنبال هم عمل کرده‌اند. در فاز فشارشی، بسته شدن کافت‌های مزوتتیس آغاز شده که حاصل آن، شکل‌گیری آمیزه‌های رنگین ایران و رانده شدن آنها بر روی لبهٔ قاره‌ها است. جایگیری توده‌های نفوذی، دگرگونی و چین‌خوردگی همچنان از پیامدهای فشارشی این فاز است.

فاز کششی رخداد لارامید نوعی رهایی پس از فشردگی است که در پالئوسن –ائوسن رخ داده و اوج آن در ائوسن میانی و حاصل آن آتشفشانی شدید ائوسن با ترکیبی بیشتر آندزیتی است.مهم‌ترین اثرات رخداد لارامید بر زمین‌شناسی ایران به شرح زیر است:

چین‌خوردگی: ناشی از رویداد لارامید را به ویژه می‌توان در دامنه‌های جنوبی البرز و ایران مرکزی دید. در این نواحی نهشته‌های آواری پس از کوهزایی (سازند فجن، کنگلومرای کرمان) با دگرشیبی آشکار ردیف‌های کهن‌تر را می‌پوشانند. این دگرشیبی در جنوب نایین، جنوب خاوری یزد (کوه دوسر) و نواحی گوناگون کرمان مانند کوه سیدی دیده می‌شود. ولی در برخی مناطق، مانند جندق

و خور، رسوبات کرتاسهٔ بالا به تدریج بـه رسـوبات مردابـی –کـولابی پالئوسـن مـی‌رسـند. در کپـه‌داغ دگرشیبی وجود ندارد و ارتباط نهشته‌های آواری سُرخ‌رنگ پالئوسن (سازند پسـته‌لیـق) و سـنگ‌هـای کهن‌تر هم‌شیب است. در زاگرس، شیل‌های ارغوانی بخش زیرین سازند پابده می‌توانـد نشـانگر کـاهش ژرفای حوضه در اثر رویداد لارامید باشد. در نـواحی همـدان، بروجـرد، اراک، شـهرکرد از زون سـنندج – سیرجان، دگرشکلی لارامید، شیست‌وارگی فاز ژوراسـیک را چـین داده و شیسـت‌وارگـی تـازه‌ای در راستای N140E به وجود آورده است.چین‌خوردگی ناشی از رخـداد لارامیـد تـا ائوسـن میـانی ادامـه داشته که در برخی نقاط مانند باختر ارومیه، تفرش، کاشمر و خاور ایران به صـورت چرخـهٔ فرسایشـی و دگرشیبی آشکار، در ائوسن میانی، قابل شناسایی است.

ایجاد فرابوم: در البرز شمالی، یکـی از پیامـدهای مهـم لارامیـد اسـت. بـه همـین‌رو، در البـرز شـمالی ردیف‌های ائوسن تا میوسن، گسترش محدود دارند و این باور وجـود دارد کـه در اثـر رخـداد لارامیـد، دامنهٔ شمالی البرز، از آب خارج و تا زمان میوسن فرابوم بـوده اسـت. بـا وجـود ایـن، رخنمـون‌هـایی از ترشیری در نواحی بلده، جنوب انزلی ۰۰۰ وجود دارد.

ماگمازایی: وابسته به رخداد لارامید، حاصل تغییر ماهیت نیروهای فشارشی به کششی اسـت، کـه بـا ایجاد و یا فعال شدن گسل‌ها همـراه بـوده اسـت. از ایـن شـکاف‌هـا، مـواد آذریـن فـراوان بـه صـورت خاکستر و گدازه، با ترکیب آندزیتی تا تراکیتـی بـه بیـرون راه یافتـه‌انـد کـه اوج آن در ائوسـن میـانی بوده تا روانه‌ها و آذرآواری‌های ترشیری دامنهٔ جنوبی البرز و ایران مرکـزی را بـه وجـود آورنـد. جـدا از روانه‌ها و خاکسترهای آتشفشانی، جایگیری چند تودهٔ نفوذی، از پیامدهای ماگمـازایی لارامیـد اسـت. گرانیت الوند همدان به سن پرتوسنجی ۶۴ تا ۷۰ میلیون سال (برو، ۱۹۷۵) و هـم‌ارزهـای آن ماننـد برخـی از گرانیـت‌هـای گلپایگـان، گرانیـت سُـدیمی بروجـرد، گرانودیوریـت جنـوب بـاختری ملایـر و همچنین مونزونیت سرده در البرز باختری و گرانیـت بزمـان در شـمال جازموریـان از آن جملـه اسـت. کانسارهای رسوبی –ولکانوژنیک آهن و منگنز در محـور ملایـر –اصـفهان (شـمس‌آبـاد و آهنگـران)،

منگنز همراه با رسوبات پلاژیک مجموعه‌های افیولیتی (محور سنندج –اسفندقه)، وابسته به ماگمازایی این فاز هستند.

دگرگونی: وابسته به فاز لارامید، بیشتر در گودال‌های عمیق بخش شمال باختری سنندج – سیرجان و یا در کافت‌های درون قاره‌ای مزوتتیس دیده می‌شود که چندان گسترده نیست. در مهاباد، پیرانشهر و سنندج از بخش شمال باختری سنندج –سیرجان، نیروهای فشاری فاز لارامید موجب دگرشکلی و دگرگونی فلیش‌های کرتاسهٔ بالا در رخسارهٔ شیست سبز شده ولی در نواحی که دگرگونی با جایگیری توده‌های نفوذی دنبال شده، دگرگونی فراتر از شیست سبز است. به همین دلیل در ناحیهٔ سقز در نوار مرزی عراق، عدسی‌های بزرگ سنگ‌آهک به مرمر تبدیل شده‌اند. فلیش‌های کرتاسهٔ پسین خاور ایران، دگرگونی ضعیفی را متحمل شده‌اند. اشتوکلین (۱۹۷۲) این دگرگونی را به سن کرتاسهٔ پسین می‌داند. در اثر فاز لارامید، مجموعه‌های افیولیتی کرتاسهٔ بالای ایران به دو صورت استاتیک و ناحیه‌ای دگرگون و دگرشکل شده‌اند. فاز دگرگونی ناحیه‌ای مربوط به زمان بسته شدن زمیندرز است که در دو رخسارهٔ گلوکوفان شیست و شیست سبز تا آمفیبولیت صورت گرفته است.

بسته‌شدن: کافت‌های مزوتتیس ایران و فرارانش مجموعه‌های افیولیتی بر روی لبهٔ پوسته‌های قاره‌ای، شاید مهم‌ترین پیامد رویداد لارامید باشد. در زمیندرز زاگرس، مجوعهٔ افیولیتی نیریز، به طور دگرشیب با سنگ‌آهک‌های تاربور و در زمیندرز پیرامون ریزقارهٔ ایران مرکزی، با ردیف‌های کم عمق پالئوسن –ائوسن پوشیده شده‌اند و در نتیجه به نظر می‌رسد که زمیندرزهای مزوتتیس در یک زمان بسته نشده‌اند.

رخدادهای زمین‌ساختی سنوزوییک

رخداد ائوسن –الیگوسن (پیرنئن Pyrnean)در بیشتر نواحی ایران، حتی در زاگرس، کپه‌داغ و مکران –زابل، در مرز تقریبی ائوسن –الیگوسن، شواهدی از جنبش‌های زمین‌ساختی فشارشی بس بزرگ وجود دارد که با رخداد زمین‌ساختی پیرنئن (حدود ۳۷ میلیون سال پیش) در دیگر نقاط جهان قابل قیاس است. مهم‌ترین پیامد رخداد پیرنئن بر زمین‌شناسی ایران، عبارتست از:

تغییر در جغرافیای دیرینهٔ ایران: که با پسروی گستردهٔ دریای آزاد و شکل‌گیری خشکی‌های گسترده در ایران مرکزی، نواحی سکویی زاگرس، پهنهٔ کپه‌داغ، حوضهٔ رسوبی خاور ایران (نهبندان –خاش) و البرز همراه بوده است. در برخی این مناطق (باختر ایران مرکزی، زاگرس) پسروی ناشی از رویداد پیرنئن چندان طولانی نبوده و خشکی‌های پیرنئن با دریای پیشروندهٔ الیگوسن پسین (شاتین) پوشیده شده‌اند، ولی در کپه‌داغ، گسترهٔ وسیعی از ایران مرکزی، کوه‌های خاور ایران، البرز جنوبی، نشانه‌ای از بازگشت دوبارهٔ دریا وجود ندارد. به همین‌رو، در این‌گونه نواحی، ردیف‌های جوان‌تر از ائوسن به طور عمده نهشته‌های قاره‌ای هستند که در حوضه‌های میان کوهی رسوب کرده‌اند. یکی از حوضچه‌های داخلی این زمان، کویر بزرگ ایران است که نشست قابل توجهی داشته و هزاران متر رسوب خشکی نوع کویری متعلق به میوسن –پلیوسن در آن نهشته شده است (اشتوکلین، ۱۹۶۸)

.فرابوم‌های ناشی از رخداد پیرنئن را به ویژه در کپه‌داغ، البرز، زاگرس، ایران مرکزی و خاور ایران می‌توان دید. در کپه‌داغ باختری، پسروی ناشی از پیرنئن، از اواخر ائوسن آغاز شده و در پایان ائوسن و یا به احتمال اوایل الیگوسن، به خاور کپه‌داغ رسیده است (افشارحرب، ۱۳۷۰). در زاگرس، در ائوسن میانی، با خروج نواحی سکویی فارس، چرخهٔ رسوبی جهرم خاتمه یافته و این خروج تا پیشروی بعدی دریا در الیگوسن پسین ادامه داشته، ولی در ناوه‌های لنگه و خوزستان، رسوبگذاری سازند پابده ادامه داشته است. در ایران مرکزی، به دنبال فراخاست عمومی زمین و فرسایش شدید، مواد تخریبی در حوضچه‌های بسته داخلی و در محیط‌های قاره‌ای نهشته شده‌اند. از همین‌رو است

که نهشته‌های الیگوسن ایران مرکزی (سازند سُرخ زیرین) بیشتر قاره‌ای –آواری و سُرخ‌رنگ است. نبود سنگ‌های الیگوسن در البرز و پوشیده شدن توفیت‌های سبز ائوسن با نهشته‌های قاره‌ای قرمزرنگ میوسن (سازند سُرخ بالایی)، نتیجهٔ فاز پیرنئن دانسته شده است. در کوه‌های مکران، اگرچه ایست رسوبی پیرنئن با چین‌خوردگی همراه بوده، ولی بر خلاف زون نهبندان –خاش، پسروی دریا چندان طولانی نبوده و در نتیجه ردیف‌های الیگوسن - پلیوسن آن، ستبرای درخور توجهی دارند.

ماگمازایی: به صورت روانه‌های خروجی و یا توده‌های نفوذی همراه با کانی‌زایی، یکی از ویژگی‌های بارز رخداد پیرنئن است. سنگ‌های آتشفشانی وابسته به رخداد پیرنئن به ویژه در کمان ماگمایی ارومیه –بزمان و نواحی وسیعی از بلوک لوت و حتی در پهنهٔ فلیشی خاور ایران برونزد دارند که از نوع گدازه‌های اسید است و بیشتر ویژگی سنگ‌های آتشفشانی قاره‌ای دارند. توده‌های نفوذی فاز پیرنئن، از کل توده‌های نفوذی که تا پیش از این زمان وجود داشته‌اند، بیشتر است. این توده‌ها به ویژه در نواحی زاهدان –خاش، کاشمر، آذربایجان، کوه‌های طارم، قصر فیروزهٔ تهران و سد کرج از نوع گرانیت تا گرانودیوریت و مونزونیت است. ولی در پیرامون تهران (گابروی سد کرج، گابروی مبارک‌آباد، گابروی رودهن) و در شمال باختری سنندج –سیرجان (توده‌های کامیاران –کلاه‌سر، خار سره)، از نوع بازیک است. بخشی از گرانودیوریت کرکس به سن پرتوسنجی ۳۳ تا ۳۸ میلیون سال (الیگوسن آغازی) است (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲) و لذا، یکی از فازهای گرانیت‌زایی کرکس وابسته به رخداد پیرنئن است.

دگرگونی: ناحیه‌ای فاز پیرنئن چندان گسترده نیست. در هر حال، سخت شدن و تبلور دوبارهٔ گدازه‌ها و آذرآواری‌های ائوسن که همراه با پیدایش کانی‌های ثانوی مانند زئولیت، آنالیسم و آلبیت است، بیشتر حاصل عملکرد رخداد پیرنئن است که در دو رخسارهٔ بسیار ضعیف و ضعیف، شکل گرفته‌اند. بر خلاف دگرگونی ناحیه‌ای، دگرگونی همبری ناشی از جایگیری نفوذی‌های ائوسن –

الیگوسن، گاه (زاهدان، طارم) درخور توجه است.یافته‌های جدید نشـان مـی‌دهنـد کـه دگرگـونی فـاز پیرنئن بیش از حد شناخته شـده اسـت. بـرای نمونـه، در ایـران مرکـزی رادیوایزوتـوپ‌هـا بـه رویـداد پیرنئن اشاره دارند. به گفتهٔ دیگر، رویداد پیرنئن ممکن است یکی از فازهای چندگانه‌ای باشـد کـه بـر گستره‌هایی از ایران مرکزی اثرگذار بوده‌اند.

کانی‌زایی: از جمله پیامدهای رخداد پیرنئن است. به باور مؤمن‌زاده (۱۳۶۰)، این کانی‌زایـی بخشـی از یک فاز فلززایی همزاد است که از اواخر کرتاسه آغاز و در الیگوسـن بـه پایـان رسـیده و ذخـایر مـس، آهن، سرب، روی، باریت، سلسـتیت، آلونیـت، بنتونیـت، کائولینیـت و فسـفات ایـن فـاز درخـور توجـه است. از بین آنها کانی‌سازی مس از اهمیت ویژه‌ای برخوردار اسـت و ذخـایر اصلـــی مـس ایـــران در این فاز تشکیل شده‌انـد که ممکن است همزاد، دیرزاد و یا همزمان با نفـوذ باشـند. ذخـایر آهـن ایـن فاز، مانند کانسار آهن تایباد، پس از ذخائر فاز پرکـامبرین پسـین، در اولویـت دوم قـرار دارنـد. عناصـر مولیبدن و طلا به صورت عناصر اصلی، و یا همراه مـس بـه مقـدار قابـل توجـه در منـاطق کیقـال – سونگون (شمال باختری اهر)، انارک و سرچشمه تشکیل شـده‌انـد. وجـود کانسـارهای مـس، سـرب – روی، آنتیموان در سنگ‌هـای آتشفشـانی و نیمـه عمیـق بخـش شـمالی لـوت سـبب شـده تـا لطفـی (۱۳۶۴) فاز پیرنئن را یک عصر فلززایی در ناحیهٔ شمالی لوت مرکزی بداند.

رخداد الیگوسن پســین –میوســن پیشــین (ســاوین Savian) : در حاشـیهٔ بـاختری ایـران مرکزی (قم، همدان، کاشان، تفرش تا حاشیهٔ جنوبی جازموریان) و نواحی بـی‌شـماری از آذربایجـان و همچنین در نواحی سکوی زاگرس، شواهدی از یک پیشروی دریایی گسـترده وجـود دارد کـه بخشـی از فرابوم‌های فاز پیرنئن را زیر پوشش داشته اسـت. ردیـف‌هـای کربنـاتی ایـن دریـای پیشـرونده را در زاگـرس سـازند آسـماری و در آذربایجـان –ایـران مرکـزی سـازند قـم نـام داده‌انـد. پیشـروی دریـای آسماری – قم حاصل یک فاز کششی همراه با فرونشست دانسته شده کـه بـه ویـژه در بخـش‌هـایی از

آذربایجان (تکاب و قافلانکوه) با تکاپوهای آتشفشانی همراه بوده است. این رخداد را می‌توان با فاز ساوین در دیگر نقاط هم‌ارز دانست.

رخداد میوسن میانی (استیرین Styrian) : گذر از ردیف‌های کربناتی الیگوسن – میوسن زاگرس (سازند آسماری) و ایران مرکزی (سازند قم) به نهشته‌های تبخیری –آواری جوان‌تر، ناگهانی و گاه از نوع ناپیوستگی دگرشیب است. تغییر ناگهانی سنگ‌شناسی، دگرشیبی محلی و به ویژه تکاپوهای آتشفشانی میوسن میانی ایران، نتیجهٔ عملکرد یک رخداد زمین‌ساختی قابل قیاس با فاز استیرین است. سن پرتوسنجی برخی از ریولیت‌ها و توده‌های آذرین منطقهٔ نطنز –نایین ۱۷ تا ۲۲ میلیون سال است (عمیدی، ۱۹۷۵). پرتو سنجی بیوتیت‌های گرانودیوریت کرکس سن ۱۶ تا ۱۸ میلیون سال را نشان می‌دهد (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲). سینیت‌های لواسان، سن پرتوسنجی ۱۷/۵ میلیون سال دارند. سن ایگنیمبریت‌های شمال دریاچهٔ حوض سلطان به روش پتاسیم - آرگون، ۱۵ میلیون سال است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).در ایران، سازند سُرخ بالایی به سن میوسن، به طور هم‌شیب بر روی سازند قم قرار می‌گیرد. تنها در حاشیهٔ حوضه این ارتباط می‌تواند ناپیوسته باشد و لذا به نظر می‌رسد که حرکات استیرین در ایران، به طور عمده خشکی‌زا بوده و ممکن است بیشتر با اُفت عمومی سطح آب‌های آزاد ارتباط داشته باشد.

رخداد میوسن پسین – پلیوسن (آتیکن Atikan) : یکی از رخدادهای زمین‌ساختی ایران، فاز آتیکن است که به ویژه در البرز، زاگرس، ایران مرکزی و خاور ایران، نشانه‌های روشنی از چین‌خوردگی، دگرشکلی و گاه ماگماتیسم دارد.

به باور بربریان و کینگ (۱۹۸۳) در میوسن پایانی (۵ میلیون سال پیش) تمام ایران تحت تأثیر حرکات کوهزایی مهمی قرار گرفته که با شروع دومین مرحلهٔ بازشدگی دریای سُرخ و خلیج عدن همزمان است. در نتیجهٔ این حرکات، که با ایجاد نیروهای فشاری همراه بوده، با فراخاست زمین و پسروی دریا، چرخه‌های فرسایشی چیره شده و حاصل آن، پر شدن سریع گودی‌ها با رسوبات

آبرفتی –کوهپایه‌ای است که به نـام سـازندهای بختیـاری و هـزاردره نـام‌گـذاری شـده‌انـد. در ناحیـهٔ مکران، نهشته‌های پس از فاز آتیکن از نوع شـبه مـولاس اسـت کـه بـه طـور دگرشـیب، فلـیش‌هـای میوسن بالایی را می‌پوشانند. ارتباط دگرشیب مولاس‌ها و ردیف‌های کنگلومرایی پـس از کـوهزایی بـا سنگ‌های کهن‌تر، نشانگر این فاز زمین‌ساختی اسـت. افـزون بـر آن، بایـد بـه ماگماتیسـم بـه نسـبت شدید این فاز اشاره کرد که در آذربایجان (اهر و سبلان)، نـوار ارومیـه –بزمـان و خـاور ایـران برونـزد دارد. برای نمونه می‌توان بـه گـدازه‌هـای اولیـهٔ سـهند بـه سـن ۱۲ میلیـون سـال (معـین وزیـری و همکاران، ۱۳۵۶) و یـا سـری پـیش از پیـدایش کـوه سـبلان (دیـدون و ژُمـن، ۱۹۷۶) و همچنـین آتشفشان‌های جنوب بیجار اشاره کرد که سن میوسن فوقانی (۸ – ۹ میلیون سال) دارنـد (بوکـالتی و دیگران، ۱۹۷۶). تغییر در سازوکار برخی گسل‌های ایران از کششی به فشارشی (به ویـژه انـواع شـمال باختری –جنوب خاوری)، می‌تواند وابسته به فاز آتـیکن باشـد.بیشـتر کـانی‌سـازی مـس –مولیبـدن پورفیری همراه با اسکارن‌های فلـزی (اسـکارن کـوه تخـت) و سـیلیکاتی و کانسـارهای سـرب و روی، باریت، طلا، آرسنیک، آنتیموان و جیوه وابسته به ماگمازایی رخداد آتیکن هستند.

رخداد اواخر پلیوسن (پاسادنین Pasadenian) : مهم‌ترین رخداد زمـین‌سـاختی سراسـری و چهره‌ساز ایران، در زمان پلیوسن پسین –پلیستوسن پیشین (حدود ۱/۸ میلیون سال پـیش) صـورت گرفته که با رویداد کوهزایی پاسادنین قابل قیاس است. در ایران هم، رخداد پاسـادنین ماهیـت کـوهزا داشته و مهم‌ترین پیامد آن عبارت است از:

* تأثیر قابل توجه همراه با چین‌خوردگی پیشرفته در کـوه‌هـای زاگـرس و کپـه‌داغ و بـه پایـان بـردن گذر تکاملی این دو پهنه.

* کوتاه و ستبرشـدگی بـه دلیـل فشـارهای وارده کـه حاصـل آن چـین‌خـوردگی، گسـلش فشـاری و شکل‌گیری سیمای ریخت‌زمین‌ساختی امروزی ایران است.

* پایین افتادن بیشتر فرونشست‌های میانکوهی مانند خزر جنوبی، جازموریان، کویر بزرگ، کویر هرابرجان و ۰۰۰ و رانده شدن کوه‌های پیرامون بر روی آنها.

* پیوستگی فرورانش در زون فعال مکران همراه با زایش کمان ماگمایی کلسیمی - قلیایی بزمان – تفتان و توسعهٔ گسلش‌های راندگی در حاشیهٔ شمالی این کوه‌ها.

* به تله افتادن صفحهٔ ایران، بین صفحه‌های عربستان (در باختر)، هند (در خاور) و توران (در شمال) و تغییر ماهیت حرکت‌های امتداد لغز به فشارشی، همراه با کوتاه و ستبرشدگی پوسته و رویداد زمین‌لرزه با سازوکار به طور عمده فشاری.

* چین‌خوردگی نهشته‌های قاره‌ای نئوژن و همچنین کنگلومرایی همزمان با کوهزایی (بختیاری، هزاردره، آقچه‌گیل و معادل‌های آن).

* تکرار تکاپوهای آتشفشانی در آتشفشان‌های سهند، سبلان و بزمان و آغاز فعالیت در دماوند و تفتان.

* جایگیری توده‌های نفوذی جوان ایران مانند گرانیت سفید علم کوه، آکاپل، قهرود کاشان و آتشفشانی‌های عمیق داسیتی البرز، عباس‌آباد –سبزوار و ۰۰۰.

* فعالیت دوبارهٔ گسل‌های کهن در البرز همراه با جابه‌جایی صفحه‌ها از پس‌خشکی (NE) به پیش‌خشکی (SW) و ایجاد ساختارهای دوپلکس مرکب بزرگ مقیاس (علوی، ۱۹۹۱).

رخدادهای زمین‌ساختی جوان : رخداد زمین‌ساختی پاسادنین، پایان حرکت‌های زمین‌ساختی ایران نیست. موارد زیر نشان می‌دهند که فلات ایران همچنان تحت تأثیر نیروهای زمین‌ساختی قرار دارد.

* چین‌خوردگی دوبارهٔ ردیف‌های کنگلومرایی پس از کوهزایی آلپ پایانی.

* کج شدگی پادگانه‌های آبرفتی کواترنری.

* بالا آمدن سواحل پله مانند مکران.

* فعالیت‌های آتشفشانی دماوند و تفتان. در این مورد باید گفت که سن گدازه‌های فلدسپاتوییددار در پایانهٔ جنوبی گسل نایبند، ۵۰۰۰ تا ۵۰۰۰۰ سال پیش تعیین شده و در سال‌های ۱۳۴۹ و ۱۳۵۰ شمسی نیز خروج گدازه از دهانهٔ تفتان گزارش شده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).در ضمن در بخش‌هایی از آذربایجان (باختر ارومیه و ماکو)، کردستان (قروه)، خاور ایران (در امتداد گسل نهبندان)، جنوب طبس (در امتداد گسل نایبندان)، بخش‌های وسیعی از بلوک لوت و ۰۰۰ بازالت‌های کواترنر، پس از خروج از مخروط‌های آتشفشانی و یا گسل‌های طولی، به صورت روانه‌های بازالتی با ساخت طنابی و منشورهای بازالتی روانه‌ها و یا سر تخت‌های بازالتی گسترده‌ای را تشکیل داده‌اند.

* بریدگی رسوبات آبرفتی عهد حاضر با گسل‌های قدیمی و یا گسل‌های زمین‌لرزه‌ای جوان.

* رخداد زمین‌لرزه‌های امروزی همراه با ایجاد گسل‌های زمین‌لرزه‌ای جوان، مانند دشت بیاض، ایپک، گسل طبس، بم و ۰۰۰.

* پیوستگی فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عمان به زیر صفحهٔ قاره‌ای مکران به میزان حدود ۵ سانتیمتر در سال (ژاکوب، ۱۹۷۷).

* تداوم کوتاه شدگی امروزی زاگرس به میزان ۳/۵ تا ۴/۸ سانتیمتر در سال.

نوزمین‌ساخت و لرزه زمین‌ساخت ایران

سرزمین ایران، بـه عنـوان بخشـی از زون فعـال زمـین‌سـاختی آلـپ – هیمالیـا، طـرح پیچیـده‌ای از مجموعـهٔ پوسـته‌هـا، قطعـات زمـین‌سـاخت و زون‌هـای متفـاوت زمـین‌سـاختی اسـت کـه از نگـاه نوزمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی، ویژگی‌های خـاص دارد. شـواهد گونـاگون ماننـد زمـین‌لـرزه‌هـای امروزی، آتشفشان‌های نیمه‌فعال، سواحل بالا آمده، تداوم بالا آمدن گنبدهای نمکـی، کَـل‌فشـان‌هـا، پیدایش گسل‌های لرزه‌ای و ۰۰۰، نشانگر تغییر و تحـول ژئودینـامیکی کنـونی پوسـتهٔ ایـران و عـدم تعادل آن است. در یک نگاه کلی، از شمال به جنوب، می‌توان سه صفحهٔ بـزرگ را در ایـران شناسـایی کرد. صفحهٔ شمالی، بـه عنـوان لبـهٔ جنـوبی صـفحهٔ تـوران، شـامل چـین‌هـای حاشـیه‌ای کپـه‌داغ و فرونشست خزر جنوبی است که پوستهٔ بازالتی دارد. صفحهٔ میانی کـه محـدود بـه دو زمینـدرز تتـیس کهن در شمال و تتیس جوان در جنوب است، شامل موزاییکی از بلـوک‌هـای بخـش شـمالی اَبَـر قـارهٔ گندوانا است که رشته کوه‌های چین‌خوردهٔ البرز و پهنه‌هـای مختلـف ایـران مرکـزی و خـاور ایـران را دربر دارد. و سرانجام، ورق جنوبی، شامل واحد بـزرگ‌تـری از خشـکی گنـدوانا اسـت کـه لبـهٔ شـمال خاوری سکوی عربستان را می‌سازد و بخش ایرانی آن، کوه‌های زاگرس نـام دارد. جـدا از صـفحه‌هـای گفته شده باید به رشـته کـوه‌هـای مکـران اشـاره کـرد کـه نـوعی جـدایش درون قـاره‌ای در سـکوی پالئوزوییک ایران است که ویژگی زون‌های فرورانش کم‌شیب را دارد.

در حال حاضر، تنش‌های فشارشی ناشی از بازشدگی دریـای سُـرخ و گسـترش اقیـانوس هنـد موجـب حرکت و جابه‌جایی‌های نسبی متفـاوت در پوسـته‌هـا و قطعـات گونـاگون قـاره‌ای و اقیانوسـی ایـران مـی‌شـود و در نتیجـه، فعالیـت‌هـای جـوان زمـین‌سـاختی و تغییـرات و تـأثیرات متقابـل قطعـات زمین‌ساختی برهم، که متأثر از ساختارهای حاصـل از فازهـای زمـین‌سـاختی کهـن‌تـر اسـت، زمینـهٔ لرزه‌خیزی به نسبت بالای ایران فراهم می‌شود. در ایران، زمین‌لرزه‌ها به طور عمـده حاصـل همگرایـی قطعات و زون‌های گوناگون است. افزون بر آن، حرکت در امتداد شکسـتگی‌هـای اساسـی و همچنـین محدود کننده و در مواردی قطع کننده قطعات در لرزه‌زمین‌ساخت ایران نقش دارد.

با توجه به داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی (شکل ۸-۲) دو نوار لرزه‌خیز در ایران قابل شناسایی است. یکی نوار جنوبی (کوه‌های زاگرس) که روند شمال باختری –جنوب خاوری دارد و دیگری، شمال ایران که شامل کوه‌های کپه‌داغ و البرز است. بین این دو نوار، از جنوب به شمال، زون سنندج –سیرجان از نظر لرزه‌خیزی به نسبت آرام است. در ایران مرکزی، کانون زمین‌لرزه‌ها با شکستگی‌های محدود کننده و در مواردی قطع کنندهٔ قطعات کوچک و بزرگ هماهنگ است و تنش‌های به تقریب شمالی یا شمال خاوری، منجر به فرار قطعات ایران به سوی خاور شده و باعث می‌گردد گسل‌های به تقریب خاوری –باختری مرز شمالی این بلوک‌ها، مانند گسل دشت بیاض و گسل قائنات دارای سازوکار امتداد لغز چپ‌گرد باشند. در حالی که، در مرز جنوبی بلوک‌ها، حرکت‌ها از نوع امتداد لغز راست گرد است. و در بخش مرکزی قطعات، گسل‌های محدودکننده، با روند نزدیک به شمال –جنوب، دارای سازوکار راندگی هستند.بازشدگی دریای سُرخ (۱/۵ تا ۲ سانتیمتر در سال) و حرکت صفحهٔ آفریقا –عربستان در راستای شمال و یا شمال –شمال خاوری و همچنین حرکت صفحهٔ هند در راستای شمال یا شمال –شمال باختری عامل فراوانی زمین‌لرزه‌ها در ایران است. چنین حرکت‌هایی که با دگرشکلی، شکستگی، فرورانش و برخورد صفحه‌های کوچک و قطعات گوناگون ایران همراه است، سبب می‌شود تا توان لرزه‌خیزی ایران بالا باشد که زمین‌لرزه‌های بزرگ سدهٔ بیستم زیر از آن جمله است (شورای پژوهش‌های علمی کشور ۱۳۷۶).**جدول**

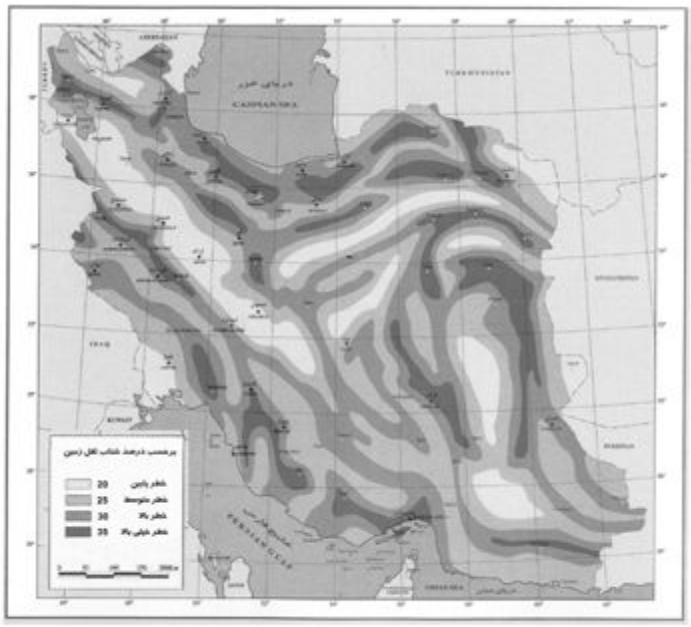
با توجه به محل زلزله‌های تاریخی و سدهٔ گذشته، محل گسل‌ها ارتباط لرزه‌خیزی با گسل‌ها، مطالعات آماری نتایج حاصل از مطالعات نظری در مورد توزیع شتاب و اطلاعات شدت نسبی، نوروزی (۱۹۷۲) سطح کشور را به دو حوزهٔ شدت نسبی تقسیم کرده است. در حوزهٔ نخست، احتمال رخداد زمین‌لرزه‌هایی با شدت نسبی ۸ مرکالی و بیشتر وجود دارد و ضریب زلزله‌خیزی «یک» در این حوزه پیشنهاد شده که اغلب شهرهای پرجمعیت کشور در این حوزه قرار دارند. در حوزهٔ دوم، احتمال وقوع زلزله‌هایی با شدت نسبی تا ۷ مرکالی وجود دارد و ضریب زلزله‌خیزی

«۷۵٪» است. این حوزه شامل شهرهای اصفهان، آبادان، خرمشهر، زابل، بیجار، میاندوآب و تکاب می‌باشد.

مهاجر اشجعی و نوروزی (۱۹۷۸)، بر اساس فعالیت گسل‌ها و اُفت شدت نسبی زمین‌لرزه‌ها از محل رخداد، سطح کشور را به ۵ حوزه تقسیم کرده‌اند. حوزهٔ (۰) با شدت نسبی ۳ مرکالی یا کمتر، حوزهٔ (۱) با شدت نسبی ۴ و ۵ مرکالی، حوزهٔ (۲) با شدت‌های نسبی ۶ و ۷ مرکالی، حوزهٔ (۳) با شدت‌های ۸ و ۹ مرکالی و بالاتر و حوزهٔ (۴) مناطقی است که اطلاعات کافی در بارهٔ آنها موجود نیست. نقشهٔ پهنه‌بندی خطر لرزه‌ای ایران، تهیه شده توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله جدیدترین پهنه‌بندی قابل استناد است (شکل ۸-۲).

!Error

زمان (شمسي)	پهنهٔ مهلرزه‌اي	بزرگي		شدت	گسلهٔ مسبب رويداد زمين‌لرزه
		Ms	mb	(Io)	
بهمن ۱۲۸۸	سيلاخور (جنوب خاوري بروجرد)	۷,٤	۷,۲	X	درود
۱۳۰۸/۲/۱۲	باغان – گرماب (کهه‌داغ)	۷,۲	۷,۱	X	باغان – گرماب
۱۳۰۹/۲/۱۷	سلماس (آذربايجان باختري)	۷,۲	۷,۰	X	سلماس
۱۳۳٦/٤/۱۱	سنگچال (مازندران)	٦,۸	۷,۰	VIII	-
۱۳۳۷/٥/۲٥	فيروزآباد (شمال باختري نهاوند)	٦,٦	٦,۲	VIII	گارون – نهاوند
۱۳٤۱/٦/۱۰	بويين‌زهراي قزوين	۷,۲	٦,۹	X	ايبك
۱۳٤۷/٦/۹	دشت بياض (خراسان)	۷,٤	٦,۰	X	دشت بياض
فروردين ۱۳٤۸	قير – کارزين (فارس مرکزي)	٦,۹	٦,۲	IX	-
فروردين ۱۳٥٦	ناغان – اردل (چهارمحال بختياري)	٦,۱	٥,٦	VII	-
آذر ۱۳٥٦	درتنگل زرند (کرمان)	٥,۷	٥,۸	VII	کوهبنان
شهريور ۱۳٥۷	طبس	۷,٤	٦,٥	X	طبس
آبان ۱۳٥۸	کوريزان (قائنات)	٦,٦	٦,۰	VII	-
آذر ۱۳٥۸	کولي (قائنات)	۷,۱	٦,۱	VII	دشت بياض
تير ۱۳٦۰	گلباف (خاور کرمان)	٦,۷	٦,۱	VIII	گوك
مرداد ۱۳٦۰	سيرچ (شمال خاوري کرمان)	۷,۱	٥,۷	IX	گوك
۱۳٦۹/۳/۲۱	رودبار – منجيل – لوشان	۷,۷	٦,۲	X	-
۱۳۸۲/۱۰/٥	بم - بروات	-	٦,٥	-	بم



شکل ۸-۲- نقشه پهنه‌بندی خطر لرزه‌ای ایران

فصل نهم - گسل‌های ایران

مقدمه

توضیح

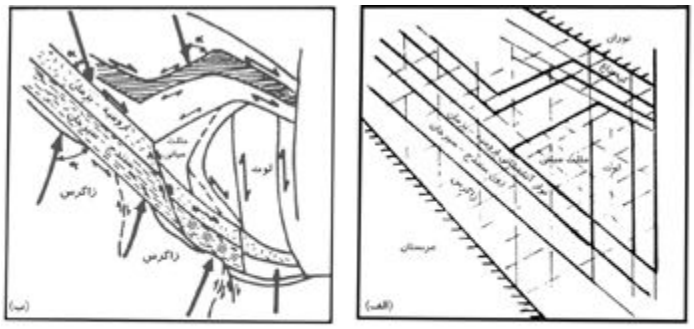
گسل ها نوعی ساختار خطی، همراه با جابه‌جایی هستند که بر تحولات زمین‌ساختی و همچنین تکوین حوضه های ساختاری –رسوبی ایران اثر در خور توجه داشته‌اند. از این میان، اثر گسل‌های طولی عمده، همزمان با جنبش‌های کوهزایی کاتانگایی (پرکامبرین پسین) به مراتب بیشتر است. روند این گسل ها در بیشتر جاها با روندهای زمین‌ساختی مربوط به چین‌خوردگی کاتانگایی

همخوان است و در راستای شمالی –جنوبی قرار دارد، ولی روندهای شمال باختری –جنوب خاوری (روند زاگرس) نیز گزارش شده است. جدا از دو روند گفته شده. روند سومی در راستای شمال خاوری – جنوب باختری، بر گسل‌های ایران حاکم است، به گونه‌ای که سه امتداد اصلی (شکل ۹-۱) قابل تشخیص است (نوگل سادات، ۱۹۷۸) .

۱- جهت شمال باختری –جنوب خاوری که با امتداد زاگرس، زون سنندج –سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-بزمان و البرز باختری هم روند است.

۲-جهت شمال خاوری –جنوب باختری که با امتداد البرز خاوری، گودال کویر بزرگ موازی است.

۳- روند شمالی –جنوبی، که با جهت یافتگی لوت و تمام مناطق خاور گسل نایبند و شمال بزمان، مشخص است.گسل‌های یاد شده، به طور عموم مرز واحدهای ساختاری –رسوبی مختلف ایران را تشکیل می‌دهند و با فعالیت خود، موجب تغییرات عمده در رخساره‌های سنگی، ستبرای رسوبات به ویژه تحولات زمین‌ساختی (ماگماتیسم، دگرگونی، شدت و الگوی چین‌خوردگی ۰۰۰) می‌شوند و لذا، شناخت آنها از نظر زمان تشکیل، فعالیت‌ها، تأثیر آنها بر زمین‌شناسی ایران و لرزه‌زمین‌ساخت بسیار ضروری است.



شکل ۹-۱ (الف) سه جهت اصلی شکستگی در پی سنگ (خطوط نازک) و گسل های اصلی امروزی (خطوط ضخیم) و موقعیت پهنه‌های ساختاری - رسوبی

شکل ۹-۱ (ب)- نقش گسل‌ها در تکتونیک حوضه‌های ساختاری-رسوبی عمده (نوگل سادات، ۱۹۷۸)

ویژگی‌های عمومی گسل‌های ایران

توضیح

به جز حالت‌های استثنایی، ویژگی‌های زیر در گسل‌های ایران عمومیت دارد.

۱- گسل‌های دارای روند شمالی –جنوبی و یا شمال باختری –جنوب خاوری، به سن پرکامبرین پسین، و حاصل کوهزایی کاتانگایی هستند.

۲- گسل‌های شمالی –جنوبی و شمال باختری –جنوب خاوری از انواع امتدادلغز راستگرد هستند.

۳- گسل‌های دارای روند شمال خاوری –جنوب باختری، به سن دونین و حاصل عملکردهای احتمالی جنبش‌های زمین‌ساختی کالدونی هستند

۴- گسل‌های شمال خاوری –جنوب باختری تغییر شکل برشی چپگرد دارند.

۵- گسل‌های مربوط به رخدادهای زمین‌ساختی چرخهٔ آلپی بیشتر موازی روند زاگرس، یعنی امتداد تقریبی N140 درجه دارند.

۶-گسل های ایران نقاط ضعیف پوسته هستند که رها شدن انرژی متمرکز را ممکن می‌سازند و لذا گسل ها به ویژه انواع طولی عمده (با طول بیش از ده کیلومتر) در لرزه‌خیزی ایران نقش دارند (به جز گسل‌هایی که در ۷۰۰ هزار سال گذشته حرکت نداشته‌اند). در این میان، نباید گسل‌های بی‌نام نادیده گرفته شوند، چراکه بسیاری از گسل‌های بی‌نام نیز می‌توانند لرزه‌زا باشند. برای مثال می‌توان به بزرگ‌ترین زمین‌لرزهٔ ایران با بزرگی ۷/۷ در ۱۶ سپتامبر ۱۹۷۸ (شهریور ۱۳۵۷) در شهر طبس اشاره کرد که بر روی یک گسل بی‌نام و ناشناخته روی داده است (بربریان، ۱۹۸۰).

۷- قرارگیری کانون زمین‌لرزه‌های سدهٔ بیستم در درازای بسیاری از گسل‌های ایران، نشان می‌دهد که بسیاری از گسل‌های ایران هنوز فعال هستند.

۸- گسل ها در تحولات زمین‌ساختی گوناگون (دگرشیبی، چین‌خوردگی، ماگماتیسم و ۰۰۰) نقش مؤثری داشته‌اند. برای نمونه، بسیاری از تکاپوهای آتشفشانی شکافی ایران از طریق گسل‌ها و بازشدگی آنها به سطح زمین رسیده‌اند.

۹- در ریخت زمین‌ساخت امروز ایران، گسل‌های طولی و عمده نقش سازنده داشته‌اند به گونه‌ای که بسیاری از روندهای ساختاری کنونی ایران‌زمین نتیجهٔ حرکت افقی و قائم گسل‌ها است (شکل ۹-۱).

۱۰- در بین گسل‌های ایران، انواع برگشته و راندگی‌ها، نقش بیشتری در دگرشکلی پوسته داشته‌اند. به گفتهٔ دیگر، دگرشکلی کنونی ایران بیشتر در ارتباط گسل‌های معکوس حدکوه و دشت به ویژه راندگی‌ها، و کمتر در ارتباط با گسل‌های امتداد لغز می‌باشند.

۱۱- بیشتر گسل‌های قدیمی دارای حرکت‌های راستگرد هستند در حالی که گسل‌های فعال کنونی همگی امتداد لغزچپ‌گرداند.

۱۲- برخی از گسل‌های فعال کنونی ایران، از نوع عمیق چند نقش می‌باشند. برای نمونه می‌توان به گسل های طولی برگشته –راندهٔ پهنه‌های مکران و کپه‌داغ اشاره کرد که در زمان تشکیل حوضهٔ رسوبی از نوع عادی بوده‌اند ولی پس از برقراری رژیم‌های فشارشی به انواع برگشته تبدیل شده‌اند.

۱۳- یک گسل در گذر تکاملی فعالیت خود، ممکن است گاه راستگرد، گاه چپگرد و گاه بدون حرکت باشد.

۱۴- در طول یک گسل، مقدار و سازوکار جابه‌جایی، یکسان و همانند نیست و ممکن است بخشی از یک گسل به صورت فشارشی و بخش دیگر آن به صورت کششی عمل کند.

دسته‌بندی گسل‌های ایران

توضیح

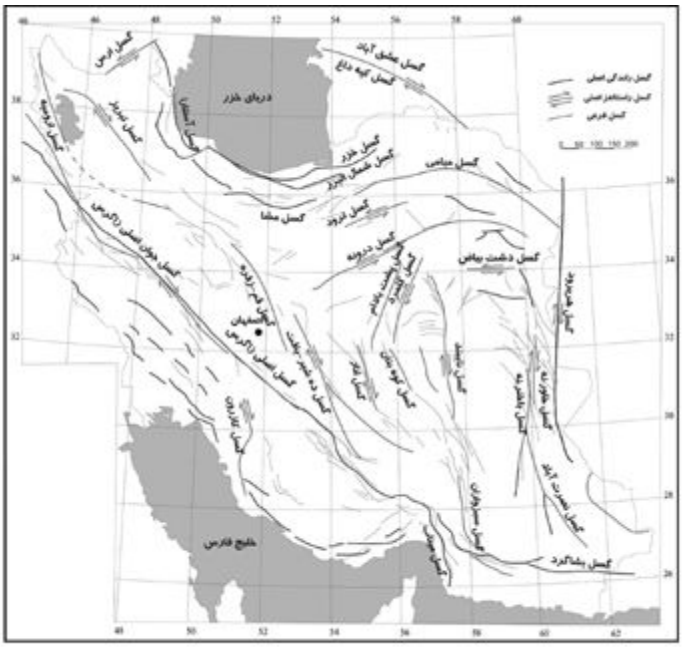
گسل های ایران را می‌توان بر اساس زمـان پیـدایش، زمـان آخـرین حرکـت و پراکنـدگی جغرافیـایی دسته‌بندی کرد.در نقشهٔ لرزه‌زمین‌ساخت ایران (بربریان، ۱۹۷۶) گسل‌های ایران به سـه دسـته عمـدهٔ زیر تقسیم شده‌اند:

۱- گسل‌های زمین‌لرزه‌ای جوان: که در طی رویدادهای زمین‌لرزه‌ای و مخرب زمان حال به وجـود آمده‌اند و یا دوباره فعال شده‌اند مانند گسل ایپک، گسل دشت بیاض و ۰۰۰ .

۲-گسل‌های کواترنری: گسـل‌هـایی هسـتند کـه در دو میلیـون سـال گذشـته حرکـت داشـته‌انـد (مانندگسل کلمرد) ولی به ظاهر زمین‌لرزهٔ تاریخی و ثبت شده ندارند.

۳-گسل‌های پیش از کواترنری: این گسل‌ها سنی بیش از دو میلیون سال دارنـد ولـی بـه احتمـال از زمان جنبش‌های آلپ پایانی تاکنون حرکتی نداشته‌اند. بـا ایـن حـال، نبایـد ایـن گسـل‌هـا را مـرده تصور کرد چراکه ممکن است حرکت‌های جوان آنها ناشناخته باشد.

در ضمن، در بسیاری از حالات، ممکن است در اثـر فرسـایش، پوشـش گیـاهی و یـا عملکـرد انسـان، نشانهٔحرکت های جوان این گسل‌ها از بین رفته باشد. لذا، هرگز نباید اهمیـت ایـن گسـل‌هـا را نادیـده گرفت. در این نوشتار، دسته‌بندی گسل‌هـا بـر اسـاس پراکنـدگی جغرافیـایی آنهـا اسـت دربـارهٔ زمـان پیدایش، زمان آخرین حرکت و لرزه‌خیزی آنها مطالبی بیان شده است (شکل ۹-۲).



شکل ۹-۲- نام و پراکندگی جغرافیایی گسل‌های عمده ایران

گسل‌های زاگرس

گسل‌های زاگرس

راندگی اصلی زاگرس Zagros thrust Main: راندگی اصلی زاگرس از شمال بندرعباس تا ناحیهٔ مریوان، در طول ۱۳۵۰ کیلومتر امتداد دارد. در ناحیهٔ مریوان این گسل وارد خاک عراق می‌شود و بار دیگر به ناحیهٔ سردشت می‌رسد و از سردشت وارد خاک ترکیه می‌شود. نخستین بار ریچاردسون و لیس از آن به عنوان زون راندگی نام بردند. گانسر (۱۹۶۰) آن را خط راندگی اصلیMain thrust line نامیده است.این مسیر گسلی در اواخر پرکامبرین و در اثر کوهزایی کاتانگایی شکل گرفته و از آن به بعد در شکل‌گیری حوضهٔ زاگرس و در تغییرات ساختاری و رخساره‌ای طرفین خود مؤثر و کنترل کننده بوده است.گسل زاگرس اثر چشم‌گیری در لرزه‌خیزی ایران دارد و در حال حاضر، به ویژه بخش شمال باختری آن و یا گسل‌های منطبق بر این زون شکستگی، فعالیت جوان داشته و لرزه‌خیزی تاریخی و ثبت شده دارند. راستای گسل زاگرس از

مرز ترکیه تا خاور حاجی‌آباد بندعباس، شمال باختری –جنوب خاوری (N130E) است ولی در این پهنه، پیچش می‌یابد. از این مکان به سمت جنوب، گسل زاگرس با درازای ۲۵۰ کیلومتر دارای روند شمال باختری –جنوب خاوری (N170E) است.

این بخش از گسل زاگرس به نام‌های خط عمان، گسل زندان و یا گسلهٔ میناب نیز نامیده شده است.سازوکار گسل زاگرس راندگی –فشاری است. شیب گسل در بخش با راستای N130E، به سمت شمال خاوری (رانده شدن ایران مرکزی بر روی زاگرس) و در بخش N170E به سمت خاور شمال خاوری (رانده شدن مکران بر روی زاگرس) است.مطالعات برو و ریکو (۱۹۷۱)، نشان می‌دهد که راندگی اصلی زاگرس یک شکستگی تنها نیست، بلکه در حقیقت دو گسل راندگی اصلی است که گاه با هم موازی بوده و گاه بر هم منطبق شده. ولی، گاهی نیز به طور قابل ملاحظه از یکدیگر دور می‌شوند. از نظر زمان پیدایش، دو گسل تا حدی با یکدیگر تفاوت دارند. گسل قدیمی‌تر که در جنوب باختری قرار دارد، یک گسل معکوس کم شیب و مشخص‌کنندهٔ حد جنوب باختری ایران مرکزی و زاگرس است. این گسل جابه‌جایی افقی حدود ۴۰ کیلومتر دارد. گسل جوان‌تر به سمت شمال خاور شیب زیاد دارد و یک گسل معکوس با زاویهٔ نزدیک به قائم و با مؤلفه راستگرد است. مشاهدات زمین‌شناسی حرکت راستگرد این گسل را تأیید می‌کند و به احتمال همین حرکات موجب جابه‌جایی سنگ های تبخیری در زاگرس بوده است. به گونه‌ای که سنگ‌های مذکور که به طور عملی باید در حوضهٔ تبخیری پرکامبرین در امتداد قطر –کازرون تشکل یافته باشند، امروزه در زردکوه بختیاری یعنی ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر دورتر قرار دارند. گسل (های) جوان منطبق بر گسل اصلی زاگرس را چالنکو و برو (۱۹۷۴) به نام گسل اصلی عهد حاضر Main Recent fault خوانده‌اند که منطبق بر گسل قدیمی است. این گسل، یک ساختار تنها نیست بلکه زون باریکی از قطعات گسل منفرد و مجزا و به طور عمومی راستگرد است و طرح همپوشان en echelon دارد. از جنوب خاوری به شمال باختری، قطعات گسل اصلی عهد حاضر عبارتند از گسل دورود، گسل نهاوند، گسل گارون (قارون)، گسل صحنه، گسل مروارید و گسل پیرانشهر (شکل ۹-۳).

گسل اصلی عهد حاضر، دارای فعالیت لرزه‌خیزی بالایی است و بسیاری از زلزله‌های عهد حاضر در امتداد آن صورت گرفته است و حرکات کواترنری این گسل از نوع امتداد لغز راستگرد است که با تغییر شکل رسوبات کواترنر همراه است. شرح مختصر بخش‌های گوناگون گسل اصلی عهد حاضر به شرح زیر است.(بربریان، 1976 b).

-**گسل دورود** : دارای روند عمومی شمال ˚۳۱۵ و به طول تقریبی ۱۰۰ کیلومتر است که از جنوب دورود تا حوالی بروجرد امتداد دارد. آخرین حرکت نسبت داده شده به این گسل مربوط به زلزلهٔ مخرب سیلاخور در سال ۱۹۰۹ است.

-**گسل نهاوند** : در دنبالهٔ گسل دورود است که از ۵۵ کیلومتری باختر بروجرد تا شمال باختری نهاوند، در یک راستای شمال ۳۲۰ درجه، امتداد دارد. این گسل از چند قطعهٔ مجزا تشکیل شده که خود نام‌های جداگانه دارند.

-**گسل گارون** : به موازات گسل نهاوند و در فاصلهٔ تقریبی ۱۰ کیلومتری جنوب باختری آن قرار دارد. این گسل که در حاشیهٔ جنوب باختری دشت نهاوند قرار دارد رسوبات آبرفتی کواترنر را از سنگ های دگرگونهٔ گارون جدا می‌کند. حرکات جوان این گسل، همانند گسل نهاوند، با تغییر شکل رسوبات کواترنر و به ویژه زمین‌لرزهٔ ۱۹۵۸ نهاوند به اثبات رسیده است.

-**گسل صحنه**: گسل صحنه با طول نزدیک به ۱۰۰ کیلومتر، در یک روند N295 E تا N300 E دو گسل گارون و گسل مروارید را به یکدیگر وصل می‌کند. چالنکو این گسل را به سه قطعهٔ جنوب خاوری، مرکزی و شمال باختری تقسیم نموده است.

-**گسل مروارید** : بخشی از گسل اصلی عهد حاضر است که در منطقهٔ کامیاران قابل رؤیت است. امتداد آن N315-310 است. در نزدیکی کامیاران، این گسل یک تودهٔ بازیک بزرگ را محدود

کرده است که در امتداد گسل آلتراسیون هیدروترمال توسعهٔ گسترده دارد. خش لغزهای سطح گسل گویای حرکات بسیار جوان آن است.

-**گسل پیرانشهر** : نخستین بار افتخارنژاد (۱۹۷۳) این گسل را به نام گسل پیرانشهر نامید. دارای روند شمال باختری –جنوب خاوری است که مرمرهای ژوراسیک –کرتاسه را در جنوب باختری از آبرفت های کواترنر در شمال خاوری جدا می‌کند. چالنکو و برو (۱۹۷۴) این گسل را قطعهٔ شمال باختری گسل اصلی عهد حاضر دانسته‌اند. زمین‌لرزه‌های متعددی از سال ۱۹۶۴ تاکنون بر روی این گسل ثبت شده است.

گسل کازرون : گسل شمالی - جنوبی کازرون در ۱۵ کیلومتری باختر این شهرستان قرار دارد. طول آن ۴۵۰ کیلومتر برآورد شده و گسلی است پی‌سنگی و قدیمی که ضمن کنترل مرز باختری حوضهٔ نمکی هرمز، بر رسوبات زاگرس نیز اثرگذار بوده به گونه‌ای که ساختارهای زاگرس را با جهت راستگرد خمیده و جابه‌جا کرده است. در استان فارس، این خمش بسیار چشم‌گیر است.شواهد نشان می‌دهد که گسل کازرون با روند به تقریب شمالی –جنوبی و یا شمال شمال باختری – جنوب جنوب خاوری دارای حرکت راستگرد جزیی است. برای نمونه روندهای زمین‌ساختی، در شمال خلیج فارس نشان می‌دهد که خط مرزی سکوی عربستان و واحد زاگرس به وسیلهٔ این گسل در جهت راستگرد جابه‌جا شده است. به ظاهر این گسل مرز باختری گسترش حوضهٔ تبخیری پرکامبرین پسین – کامبرین ایران را تشکیل می‌دهد و در طول آن دو گنبد نمکی رخنمون دارد. (اسفندیاری و برزگر، ۱۳۵۸). نبود داده‌های ریزلرزه‌ای و کمبود کانون زلزله نشانگر عدم فعالیت جدید این گسل است، اما زمین‌زلزله‌های ژانویه ۱۹۶۷ و اکتبر ۱۹۷۱ در بخش جنوبی گسل کازرون، نشانگر فعالیت بخشی از گسل کازرون در دورهٔ کواترنری است (بربریان، 1976 b) .

گسل دنا (دینار) : گسل دنا با راستای شمال شمال باختری و شیب به سمت خاور شمال خاوری یکی از گسل های اصلی زاگرس است که بیش از یکصد کیلومتر طول دارد و طرفین خود را به دو

بخش با ویژگی‌های زمین‌ساختی، لرزه‌زمین‌ساختی و ریخت‌شناسی متفاوت تقسیم کرده است.در نقشهٔ ژئوفیزیک هوایی، ژرفای پی‌سنگ مغناطیسی در بخش باختری گسل دنا حدود ده هزار متر و در بخش خاوری آن، بین ۱ تا ۵ هزار متر زیر سطح دریاست. بدین‌سان نتیجه شده است که بخش خاوری این گسل، به همراه پی‌سنگ، به صورت فرابوم بالا آمده است.

گسل دنا، یکی از شکستگی‌های اصلی در پی سنگ پرکامبرین زاگرس است که با فعالیت‌های بعدی خود، در مواردی بر رسوبات زاگرس تأثیر گذاشته است. بدین‌سان که رسوبات زاگرس را در مناطقی قطع و در مناطقی باعث پیچش و تغییر راستای این رسوبات و ساختارهای آنها شده است.اطلاعات ژئوفیزیک هوایی مغناطیسی بخش جنوبی گسل دنا را به صورت دو شاخه نشان می‌دهد. یکی از شاخه ها به طرف جنوب می‌رود و در امتداد خط کازرون قرار می‌گیرد، شاخه دیگر به سوی جنوب شرق و شیراز می‌رود. زون گسلی دنا در انتهای شمالی خود یعنی جایی که به گسل بزرگ زاگرس نزدیک می‌شود نیز شاخه شاخه می‌شود و به سمت شمال باختر متمایل می‌شود. در ضمن اطلاعات ژئوفیزیکی گسل مهم دیگری را در امتداد شمالی گسل دنا نشان می‌دهد که تا دریای خزر ادامه دارد.با بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس هوایی و تصویرهای ماهواره‌ای چنین به نظر می‌رسد که گسلهٔ دنا افزون بر جنبش فشاری، دارای جنبش راستالغز از گونهٔ راستبر مهمی نیز است. این جنبش، سبب پیچش و کشش پوزهٔ رشتهٔ شمالی کوه دنا شده و احتمال می‌رود کوه هزاردره و چرو ادامهٔ جابه‌جا شدگی کوه دنا به صورت راستبر باشد.از ویژگی‌های مهم زمین‌شناسی گسل دنا، بیرون‌زدگی شماری گنبد نمکی در درازای آن است. در مسیر این گسل، در بخش باختری کوه دنا، سازندهای زاگون و لالون (کامبرین) بر روی سنگ‌های کرتاسه رانده شده‌اند (ستوده‌نیا، ۱۹۷۵). در گسترهٔ شمال کوه دنا، در دامنهٔ باختری کوه دره‌بادامی و کوه کمانه سنگ‌های کرتاسه بر روی دشت و یا سازند بختیاری (پلیوسن) رانده شده‌اند (بربریان و قرشی، ۱۳۶۵).

گسل میناب : در ناحیهٔ میناب دو واحد زمین‌ساختی –رسوبی زاگرس و مکران در مجاورت یکدیگر قرار می‌گیرند. مرز جدایی این دو واحد، منطبق بر گسلی است که به نام رسوبات فلیشی اولیگوسن – میوسن پاکستان، «گسل زندان» نامیده شده است. ولی، امروزه از آن به عنوان گسل میناب یاد می‌شود (شکل ۹-۴).

گسل میناب، که بخشی از خط اورال –عمان –ماداگاسکار (فورون، ۱۹۴۱) می‌باشد، یک گسل امتداد لغز راستگرد است که مرز بین صفحهٔ قاره‌ای زاگرس و پوستهٔ اقیانوسی عمان را تشکیل می‌دهد که اثر آن را در طول ۳۰۰ کیلومتر می‌توان دنبال کرد.

با توجه به داده‌های زمین‌شناسی، تفسیر عکس‌های هوایی، داده‌های لرزه‌شناسی، باور بر آن است که زون گسلی میناب، امتداد لغز است و بلوک خاوری آن به سوی جنوب حرکت کرده است.به عقیدهٔ فالکن (۱۹۶۷)، حرکت افقی راستگرد به احتمال در کرتاسهٔ پسین –ترشیری پیشین صورت گرفته است. اما، وجود گنبدهای نمکی در زاگرس و خلیج فارس و نبود آنها در ناحیهٔ مکران، سبب شده تا بعضی از زمین‌شناسان، سن این گسل را ۵۰۰ میلیون سال بدانند.

لازم به یادآوری است که در حال حاضر، حرکت در طول این گسل از نوع رورانده است و از اوایل کواترنری حرکت امتداد لغز نداشته است. (قرشی، ۱۳۶۳).

گسل اردَل : گسل اردَل با درازای حدود ۱۵۰ کیلومتر، شیب به سمت شمال خاوری و راستای باختری – جنوب خاوری، به موازات راندگی زاگرس در گسترهٔ اردَل –ناغان قرار دارد. سازوکار این گسل فشاری بوده در مسیر آن سازندهای پالئوزوییک همراه با گروه کرتاسهٔ بنگستان (از شمال خاوری) بر روی دشت و سنگ‌های کرتاسه (در جنوب باختری) رانده شده‌اند.

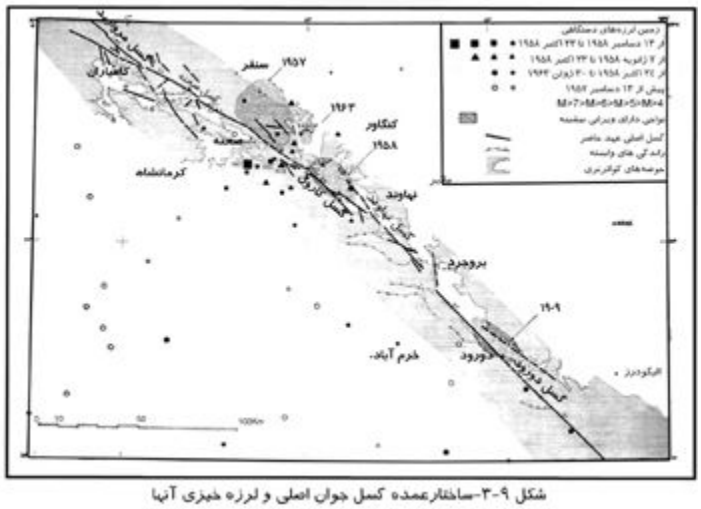
در شمال باختری اردَل در درازای گسل اردَل، چند گنبد نمکی بیرون‌زدگی دارد.کانون مهلرزه‌ای زمین‌لرزه‌های سال ۱۶۶۶، ۱۸۸۰، ۱۹۲۲، ۱۹۸۵ و ۱۹۷۷ میلادی در راستای گسل اردَل قرار دارند

ولی همبستگی این زمین‌لرزه‌ها با جنبش گسل اردَل روشن نیست. بررسی گسل اردَل در زمان رویداد زمین‌لرزه‌های سال ۱۹۷۷ میلادی ناغان هیچگونه جنبشی را در راستای آن نشان نداده است (بربریان و نبوی، ۱۹۷۷).

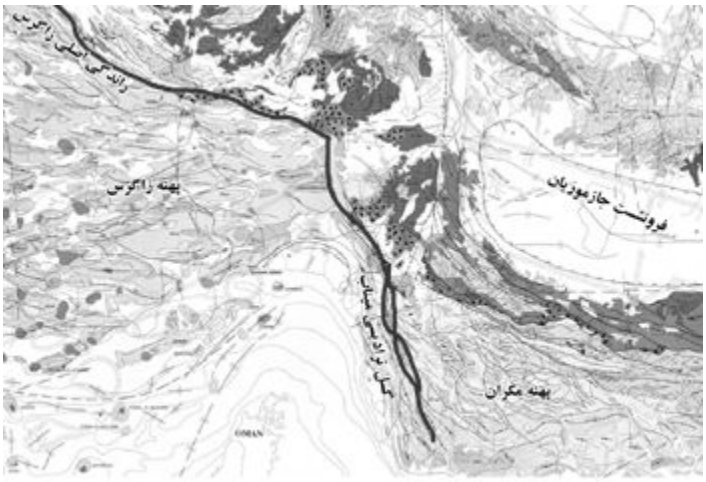
گسل زردکوه : گسل زردکوه با سازوکار فشاری، راستای شمال باختری –جنوب خاوری و شیب به سمت شمال خاوری، به موازات جنوبی گسل اردل قرار دارد. رودخانهٔ بازفت در مسیر گسل زردکوه و به موازات جنوب باختری آن جریان دارد.در مسیر گسل زردکوه سنگ‌های کامبرین و اردویسین از سمت شمال خاوری بر روی سازند بختیاری (در جنوب باختری) رانده شده‌اند (ستوده‌نیا، ۱۹۷۵). گسل زردکوه با درازای دست‌کم ۱۳۰ کیلومتر، بخشی از مرز میان بلند زاگرس و زاگرس چین‌خورده را تشکیل می‌دهد.

گسل آغاجاری : این گسل نوعی راندگی به درازای نزدیک به ۱۵۰ کیلومتر است که روند شمال باختری –جنوب خاوری دارد و در اثر عملکرد آن، تاقدیس آغاجاری و تاقدیس پازنان بر روی دشت آبرفتی آغاجاری رانده شده‌اند.

گسل مارون : گسل مارون در شمال باختر گسل آغاجاری و در کمربند زاگرس چین‌خورده قرار دارد. طول آن نزدیک به ۵۰ کیلومتر است و روند NW-SE دارد. سازوکار گسل مارون از نوع راندگی است که در اثر عملکرد آن تاقدیس مارون به روی دشت مجاور رانده شده است.



شکل ۹-۳-ساختارعمده گسل جوان اصلی و لرزه خیزی آنها



شکل ۹-٤-گسل نرادیسی میناب (جداکننده پهنه زاگرس از پهنه مکران)

گسل‌های ایران مرکزی

گسل دورونه (گسل کویر بزرگ) : گسل دورونه (ولمن، ۱۹۶۶) یا گسل کویر بزرگ (اشتوکلین، ۱۹۷۳)، حدود ۷۰۰ کیلومتر طول دارد که از نایین، در یک راستای شمال خاوری –جنوب باختری تا ناحیهٔ دورونه در جنوب باختری کاشمر ادامه دارد و از دورونه، با یک روند خاوری –باختری، با خمیدگی به سمت جنوب، تا مرز افغانستان ادامه می‌یابد (شکل ۹-۵).

به نظر می‌رسد گسل دورونه ادامهٔ گسل خاوری –باختری هرات افغانستان است. از آنجا که جابه‌جایی دو گسل درونه و هرات در حدود ۱۰۰ کیلومتر است، به نظر می‌رسد حرکت چپگرد گسل هریرود باعث جدایی و جابه‌جایی این دو گسل شده است.در امتداد این گسل، بلوک‌ها به دو صورت چپگرد و راستگرد حرکت کرده‌اند ولی بدون شک یکی از آخرین حرکت‌های آن از نوع راستگرد است.

برخی از زمین‌شناسان، گسل نایین –بافت را دنبالهٔ گسل درونه دانسته و بر این باورند که این گسل، در حقیقت یک گسل کاتانگایی با روند شمالی –جنوبی است که بعدها در اثر حرکت کوهزایی کالدونی تغییر جهت داده است که این نظر نیاز به بازنگری دارد. پس از گسل زاگرس، گسل دورونه یکی از مهم‌ترین و ممتدترین ساختارهای خطی ایران است. نوروزی و مک‌کنزی (۱۹۷۲) این گسل را به عنوان مرز شمالی بلوک لوت دانسته‌اند.تأثیر قابل ملاحظهٔ این گسل بر روی بادزن‌های آبرفتی کوهپایه‌ای و نیز بر روی رسوبات جوان کویری گویای حرکات جوان کواترنری آن است. ولمن از روی جابه‌جایی‌های موجود در رسوبات آبرفتی، حرکت چپگردی به میزان ۲۰۰ متر را پیشنهاد می‌کند. در حالی که، چالنکو (۱۹۷۳) با مطالعهٔ حدود ۶۰ کیلومتر از طول این گسل بین تربت‌حیدریه و کاشمر، به حرکات قائم این گسل اشاره دارد. به باور چالنکو، دو زمین‌لرزهٔ ۱۹۰۴ کاشمر و ۱۹۲۳ تربت‌حیدریه مربوط به حرکت‌های این گسل است.

گسل بینالود : گسل بینالود با راستای خمدار شمال باختری –جنوب خاوری و درازای نزدیک به ۹۲ کیلومتر در پای دامنهٔ جنوب باختری رشته‌کوه بینالود قرار دارد و از ۱۵ کیلومتری خاورشهر نیشابور می‌گذرد. اختلاف بلندی ناگهانی و شدید میان دشت و کوه‌های شمال نیشابور در راستای گسل فعال بینالود است. سازوکار این گسل، راندگی با شیب به سمت شمال خاوری است.

گسل میامی (شاهرود) : گسل میامی یکی از گسل‌های طولی و عمدهٔ ایران مرکزی است که از خاور شاهرود تا مرز افغانستان ادامه دارد. نبوی (۱۳۵۵) این گسل را ادامهٔ خاوری گسل عطاری و یا

گسل سمنان می‌داند که ممکن است بخش خاوری آن تا گسل هرات در افغانستان ادامه داشته باشد.در نواحی میامی –عباس‌آباد (خاور شاهرود) این گسل، مرز شمالی مجموعه‌های افیولیتی موجود در منطقه را مشخص می‌کند. بنابراین، این گسل می‌تواند مرز شمالی کافت سبزوار – شاهرود باشد (شکل ۹-۶).

بر پایهٔ گزارش اشتامفلی (۱۹۷۸)، گسل میامی تا آخرین مراحل چین‌خوردگی آلپی در پلیوسن حرکت راستگرد داشته است.

گسل ترود و انجیلو : در شمال ترود یک دسته گسل اصلی بر ناحیهٔ ترود –چاه شیرین اثر گذاشته‌اند. عمده‌ترین این گسل‌ها گسل ترود و دیگری گسل انجیلو است که در شمال گسل ترود قرار دارد (شکل ۹-۷). روند این گسل‌ها، N- 60- 70 E است و شیبی نزدیک به ۸۰ درجه به سمت جنوب دارند. از آنجا که این گسل‌ها در زمان‌های طولانی و بارها فعال بوده‌اند، تعیین دقیق نوع حرکت آنها ممکن نیست.

هرچند روند این گسل‌ها روند کالدونی است، ولی هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، بر این باورند که این گسل‌ها، دست کم از کامبرین به بعد بر ناحیه اثر گذاشته‌اند.

با توجه به خراش‌هایی که بر روی صفحات گسلی دیده می‌شود، گسل‌های مذکور دو جهت حرکت دارند. یکی افقی و چپگرد که قسمت جنوبی گسل را به طرف شرق حرکت داده و دیگری قائم که قسمت جنوبی را به طرف پایین برده است،

روشن است که حرکات قائم مدیون فشارهای عمود بر امتداد گسل و حرکات چپگرد افقی مدیون نیروهای مماسی است. آخرین زمین‌لرزه‌ای که در ۱۲ فوریهٔ سال ۱۹۵۳ در ترود اتفاق افتاد، با حرکت قائم گسل ترود همراه بوده است (آبدالیان، ۱۹۵۳).بین دو گسل انجیلو و ترود، در اثر حرکت افقی و چپگرد آنها، چین‌های شمال باختری –جنوب خاوری ایجاد شده که با تداوم حرکات، حالت

مارپیچی به خود گرفته‌اند (شکل ۹-۷) و در شمال گسل انجیلو، درست به همین علت، چین‌ها به سمت شمال خاوری تمایل دارند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷).

گسل کلمرد : گسل کلمرد یکی از گسل‌های کهن و ژرف ایران مرکزی است که در پیامد رخداد کاتانگایی شکل گرفته و در باختر طبس فرونشست شیرگشت –طبس را در کنار فرابوم کلمرد قرار می‌دهد (**شکل ۹-۸**). همانند دیگر گسل‌های پرکامبرین ایران مرکزی، روند اولیهٔ این گسل، شمالی – جنوبی بوده است. این گسل به سمت باختر خمیده است به گونه‌ای که بخش شمالی آن در ناحیهٔ شیرگشت، دارای امتداد شمال –شمال خاوری است و نیمهٔ جنوبی آن به سوی جنوب خاوری تمایل دارد. روند شمال خاوری نیمهٔ شمالی این گسل سبب شده تا نبوی (۱۳۵۵) چرخش و خمیدگی آن را به رخداد کالدونی نسبت دهد، ولی برای خمیدگی قسمت جنوبی آن پاسخی نیافته است.

در حالی که، شواهد زمین‌شناسی، نشانگر خمیدگی گسل کلمرد در طی حرکات کوهزایی سیمرین پیشین است.در ناحیهٔ شیرگشت رسوبات پرمین و تریاس دو سوی این گسل همانند نیستند. در خاور گسل، رسوبات پرمین –تریاس دگرشکل شده و کم ضخامت است، در حالی که در باختر گسل، رسوبات موردنظر ستبرای بیشتری دارد (روتنر و همکاران، ۱۹۶۸). در جنوب شیرگشت، در ناحیهٔ کلمرد، وضع به گونهٔ دیگر است و به نظر می‌رسد که بلوک باختری گسل به سمت شمال حرکت کرده و مقدار این جابه‌جایی از ۲۵ تا ۴۰ کیلومتر برآورد می‌شود.

در ناحیهٔ کلمرد، شیب گسل حدود ۷۵ تا ۸۰ درجه به سمت باختر است و به نظر می‌رسد بلوک باختری به طرف خاور برگشتگی دارد.

در شمالی‌ترین قسمت، رسوبات آبرفتی کواترنری به وسیلهٔ این گسل بریده شده‌اند که نشانگر حرکات بسیار جوان آن است.

رخداد زمین‌لرزهٔ ۵ اکتبر ۱۹۳۳ (Ms = ۶/۰ و mb = ۶/۲) می‌تواند در اثر عملکرد گسل کلمرد باشد زمین‌لرزه‌های ۱۹۳۹/۶/۳۰ (mb، mb =4) 22/7/1991 = ۴/۷) و ۱۹۹۴/۸/۲۶ (mb = ۴/۴) در راستای این گسل به وقوع پیوسته‌اند و به نظر می‌رسد پس‌لرزهٔ ۱۹۷۸/۹/۲۸ زمین‌لرزهٔ طبس با بزرگی ۴/۳ ریشتر ناشی از حرکت گسل کلمرد بوده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۱).

گسل پشت‌بادام : از گسل‌های قدیمی (پرکامبرین) و ژرف و خمیدهٔ ایران مرکزی است که در ایجاد فرابوم و فروبوم‌ها و تفکیک رخساره‌های ناحیهٔ پشت‌بادام نقش داشته است. در بارهٔ حرکت افقی آن نمی‌توان دلیلی ارائه کرد، ولی راستگرد بودن آن محتمل است.

گسل قم –زفره : این گسل روند شمال باختری –جنوب خاوری دارد. نقشه‌های زمین‌شناسی موجود، گسل زفره را ادامهٔ گسل تبریز نشان می‌دهند که از ۲ کیلومتری باختر شهرستان نطنز گذشته و تا جنوب زفره ادامه می‌یابد ولی تصور می‌شودکه تا باتلاق گاوخونی ادامه داشته باشد. این گسل راستگرد قائم تا نزدیک به قائم است که به طرف خاور خوابیدگی دارد و در ناحیهٔ نطنز، سنگ‌های کرتاسه را به میزان دو کیلومتر جابه‌جا کرده است (نبوی، ۱۳۵۵). به باور گروهی از زمین‌شناسان، این گسل و گسل‌های موازی آن (گسل کاشان، گسل غرب اردستان، گسل ساوه) در پیدایش سنگ‌های آتشفشانی نوار ارومیه –بزمان نقش مؤثری داشته‌اند.

گسل ایندس : این گسل که با راستای خمدار شمال باختری –جنوب خاوری از ۱۸ کیلومتری جنوب باختری شهر ساوه می‌گذرد یک گسل تنها نیست، بلکه از چند گسل موازی یکدیگر تشکیل شده است.گسل ایندس با درازای بیش از ۷۰ کیلومتر یکی از گسل‌های بنیادی گسترهٔ ساوه است که مرز میان بلندی‌های جنوب باختری ساوه و دشت ساوه را می‌سازد. کارکرد این گسل سبب زایش دشت و فرونشست دشت ساوه شده است.

گسل ایندس در بخش‌هایی از درازای خود رسوبات آبرفتی کواترنر و پادگانه‌های کهن و جوان را به روشنی بریده و رویه‌های تخت سه گوش جوانی را ساخته است.

احتمال می‌رود که زمین‌لرزه‌های ۱۹ دسامبر ۱۹۸۰ (mb ,۵.۶ Ms = 5.8) و ۲۲ دسامبر ۱۹۸۰ (mb = 5.5, Ms = 5.2) سلفچگان به سبب جنبش گسل ایندس باشند (بربریان، 1976 b).

گسل دهشیر (نایین – بافت) : این گسل ۳۵۰ کیلومتری (به احتمال ۵۰۰ کیلومتری)، روند شمال شمال باختری –جنوب جنوب خاوری و شیب نزدیک به قائم دارد که از جنوب باختری شهرستان نایین شروع و تا نزدیک سیرجان ادامه می‌یابد. از دهشیر تا شهربابک، قسمتی از آمیزه‌های افیولیتی ایران مرکزی در بخش باختری آن و در طول بیش از ۲۰۰ کیلومتر رخنمون دارد که ممکن است نشانگر مرز جنوب باختری ریزقارهٔ ایران مرکزی باشد.

از دهشیر به طرف شمال، این گسل تغییر جهت داده و تا نایین ادامه می‌یابد (نبوی، ۱۳۵۵). تغییر جهت گسل دهشیر، مدیون گسل دیگری به نام ندوشن –مروست است که در کفهٔ ابرقو - سیرجان، سبب جابه‌جایی گسل دهشیر شده است. ادامهٔ جنوبی این گسل روشن نیست ولی ممکن است تا فروافتادگی جازموریان و حتی مرز پاکستان ادامه داشته باشد.

بریده شدن رسوبات کواترنری به وسیلهٔ این گسل، گویای حرکات کواترنری آن است. اگر چه شیب گسل نزدیک به قائم دانسته شده ولی این گسل با یک حرکت راستگرد، سبب جابه‌جایی رسوبات کرتاسهٔ بالا به میزان ۵۰ کیلومتر شده است (عمیدی، ۱۹۷۵). هیچ کانون زمین‌لرزه‌ای بر روی این گسل گزارش نشده، ولی رخداد زمین‌لرزه بسیار محتمل است (بربریان، 1976 b).

گسل سروستان : گسل بنیادی سروستان با راستای شمال شمال باختری –جنوب جنوب خاوری و درازای نزدیک به ۱۰۰ کیلومتر در حدود ۷۵ کیلومتری جنوب خاوری کرمان قرار دارد (شکل ۹-

۹). گسل سروستان در دنبالهٔ زون گسلی گوک قرار گرفته به همراه آن پهنهٔ لرزه‌خیزی را در این بخش از ایران‌زمین به وجود آورده است (بربریان و همکاران، ۱۹۸۴).

گسل سروستان در بخش شمالی دارای شیب به سمت باختر جنوب باختری بوده در راستای خود سبب رانده شدن سنگ‌های پالئوسن (از سمت باختر) بر روی رسوبات آبرفتی کواترنر (در خاور) شده است. در بخش میانی، رسوبات کواترنر و پهنه‌های رسی و نمکی به وسیلهٔ گسل بریده شده است. به سمت جنوب، گسل پس از بریدن سنگ‌های آتشفشانی –آذرآواری ائوسن کوه‌های جبال‌بارز، وارد دشت شمالی جیرفت می‌شود و رد آن کم و بیش در رسوبات آبرفتی کواترنر به چشم می‌خورد.

گسل شهداد : گسل فشاری شهداد، گسلی است کواترنر با راستای خمدار شمال باختری –جنوب خاوری که در ۲/۵ کیلومتری جنوب شهداد قرار دارد. این گسل که کم و بیش مرز جنوب باختری دشت لوت را تشکیل می‌دهد، گسلی است جوان که در تمامی مسیر خود رسوبات کواترنر را می‌برد. شیب این گسل به سمت جنوب باختری بوده در مسیر آن کنگلومرا، مارن و ماسه‌سنگ‌های قرمزرنگ و گچ‌دار میوسن و رسوبات آواری نئوژن (از سوی باختر و جنوب باختری) بر روی رسوبات آبرفتی کواترنر دشت (در خاور و شمال خاوری) رانده شده‌اند (بربریان و همکاران، ۱۹۸۴).

گسل کوهبنان : طول این گسل تا ۹۰۰ کیلومتر برآورد می‌شود (شکل ۹-۸) و روند عمومی آن شمال باختری –جنوب خاوری است و ممکن است ادامهٔ جنوبی گسل کلمرد باشد. در شمال کوهبنان (شمال کرمان)، این گسل ارتفاعات سنگی را از رسوبات آبرفتی جوان جدا می‌کند. حرکت این گسل در کامبرین، پالئوزوییک، تریاس و پلیو –پلیستوسن آشکار است. نوع حرکت، تلفیقی از راستگرد و راندگی است و به نظر می‌رسد که یک گسل معکوس پرشیب باشد که به طرف شمال خاوری شیب دارد. گسل کوهبنان رسوبات کواترنری را بریده و می‌توان آن را گسلی فعال تلقی کرد که با زمین‌لرزه‌ها و گسلش جوان همراه است (بربریان،1976 b).

گسل جُرجافک : گسل فشاری جُرجافک با راستای شمال باختری –جنوب خاوری و درازای بیش از ۱۳۰ کیلومتر در شمال باختری کرمان قرار دارد. این گسل دارای شیب به سمت جنوب باختری بوده در بخش شمال باختری سبب رانده شدن سنگ‌های کرتاسه (از سوی جنوب باختر) بر روی رسوبات آبرفتی کواترنر (در شمال خاوری) شده است. گسل در بخش‌های مرکزی و جنوب خاوری خود، سنگ‌های پرکامبرین پسین و پالئوزوییک کوه داوران را (از سمت جنوب باختری) بر روی رسوبات کنگلومرایی پلیوسن و آبرفت‌های کواترنر رانده است.پهنه‌های به شدت خرد شده همراه با برش گسل، چشمه‌های آب و پرتگاه‌های گسلی (گاه به بلندی ۱۰۰ متر) از ویژگی‌های این گسل است.

ویژگی‌های مورفوتکتونیکی گسل جُرجافک که به روشنی رسوبات آبرفتی کواترنر را بریده است، لرزه‌زا بودن آن را به خوبی نشان می‌دهد اما با این حال، هیچ‌گونه دادهٔ لرزه‌خیزی از این گسل به دست نیامده است.

گسل گلباف (گوک) : این گسل با طولی حدود ۱۰۰ کیلومتر و روند شمال، شمال باختری – جنوب جنوب خاوری از باختر بم تا باختر شهداد ادامه دارد و یکی از جنباترین ساختارهای ناحیه است (شکل ۹-۹).

در ۲۳ سال گذشته دست کم ۵ زمین‌لرزهٔ متوسط تا بزرگ و ویرانگر (۱۹۸۱/۶/۱۱، ۱۹۸۱/۷/۲۸، ۱۸۹۸/۱۱/۲۰، ۱۹۹۸/۳/۱۴ و ۱۹۹۸/۱۱/۱۸) در گسترهٔ گلباف رویداده است. رویداد زمین‌لرزهٔ پنجم دی‌ماه ۱۳۸۲ در جنوب سامانهٔ گسلی گلباف می‌تواند هشداری برای رویداد زمین‌لرزهٔ آتی در بخش جنوبی‌تر این سامانهٔ گسلی باشد (قرشی و همکاران، ۱۳۸۲).

گسل نایبند : گسل نایبند یکی از گسل‌های بنیادی و کهن ایران است که بلوک لوت (در خاور) را از بلوک طبس (در باختر) جدا می‌کند (شکل ۹-۸)، این گسل با طولی نزدیک به ۶۰۰ کیلومتر، در

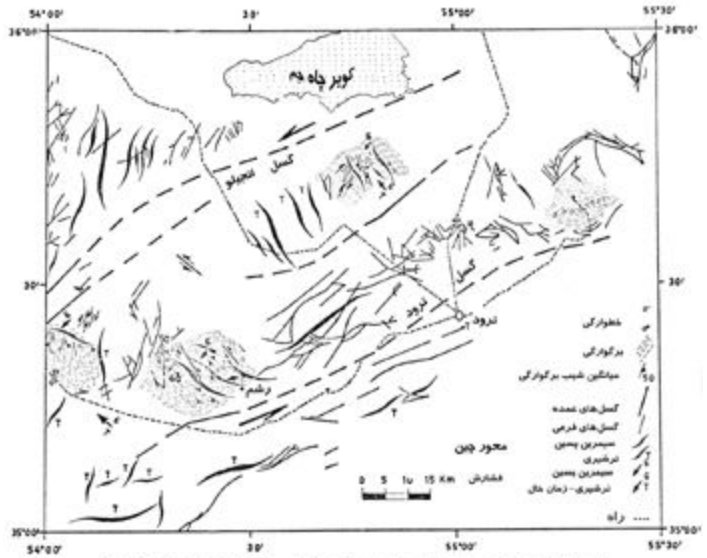
یک راستای شمالی –جنوبی، از منطقهٔ بشرویه در خاور کوه‌های شتری آغاز و تا منطقهٔ بم در جنوب شرق کرمان امتداد می‌یابد. برخی زمین‌شناسان بر این باورندکه دو گسل نایبند و میناب، گسل واحدی بوده‌اند که در نتیجهٔ تأثیر گسل زاگرس، نسبت به یکدیگر جابه‌جا شده‌اند، ولی شاهد معتبری برای این دیدگاه وجود ندارد.به دلیل روند شمالی –جنوبی، این گسل از جمله گسل‌های کاتانگایی به شمار می‌آید. شواهد ریخت‌زمین‌ساختی موجود نشان می‌دهد که شمالی‌ترین بخش این گسل، سبب پایین افتادگی کویر بجستان و کویر بشرویه شده و بخش میانی، آن در شکل‌گیری کوه‌های شتری و فراخاست بعدی آن نقش اساسی داشته است (نبوی، ۱۳۵۵).

یکی از ویژگی‌های گسل نایبند، هدایت گدازه‌های ماگمایی به سطح زمین است. در خاور طبس، این گدازه‌ها از نوع نیمه عمیق داسیتی هستند که به زمان پالئوژن نسبت داده شده‌اند ولی در جنوب کفهٔ طبس و ناحیهٔ راور، آتشفشان‌ها به سن کواترنری، از نوع روانه‌های بازالتی هستند (شکل ۹-۸ الف).

نحوهٔ جابه‌جایی این گسل چندان روشن نیست. جدا از پایین افتادگی‌های قائم، در ناحیهٔ طبس و کوه‌های راور (شمال کرمان) شواهدی از یک حرکت راستگرد گزارش شده است (مهاجر اشجعی و همکاران، ۱۹۷۵). مقدار جابه‌جایی افقی یاد شده به خوبی روشن نیست ولی در ناحیهٔ نایبند، حدود ۱۰۰-۵۰ کیلومتر برآورد می‌شود. جابه‌جایی در نهشته‌های آبرفتی جوان، نشانهٔ فعالیت جوان این گسل است و زمین‌لرزهٔ ویرانگر تابستان ۱۳۵۷ طبس نیز مؤید حرکت در طول یکی از شاخه‌های فرعی و ناشناختهٔ گسل نایبند است.

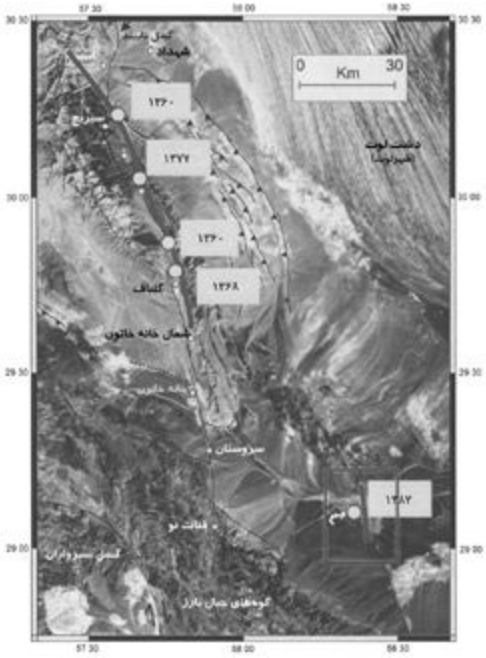
شکل ۹-۵-گسل دورونه و تاثیر آن بر رسوبات جوان کویری

شکل ۹-۶- نمایش بخشی از گسل میامی در حدفاصل میامی-عباس آباد .
به سمت باختر این گسل پوشیده می شود ولی به سوی خاور تا مرز افغانستان ادامه می یابد



شکل ۹-۷- گسل‌های نرود و انحینو و تاثیر حرکتی آنها برساختار ناحیه در فازهای تکتونیکی
(هوشمندزاده و همکاران، ۱۹۶۴)

شکل ۹-۸- پاره‌ای از گسل‌های ایران مرکزی



شکل ۹-۹- گسل گلباف (گوگل) و زمین‌لرزه‌های وابسته(پایگاه ملی داده‌های علوم زمین)

گسل‌های خاور و جنوب خاوری ایران

گسل نهبندان : نام این گسل از شهرستان نهبندان، در ۲۵۰ کیلومتری شمال زاهـدان گرفتـه شـده است. در این ناحیه، چند گسل کم و بیش موازی با روند عمـومی شـمالی –جنـوبی وجـود دارد ولـی چرخش پایانهٔ شمالی به سوی باختر و پایانهٔ جنوبی به سمت خاور سـبب شـده تـا نسـل‌هـای مختلـف راندگی بر روی این سیستم امتداد لغز سوار باشند.

شکل ۹-۸-(الف) رانه‌های بازالتی کواترنری جنوب طبس که از محل گسل نایبند به سطح زمین رسیده‌اند گدازه‌های بازالتی به صورت سر تخت‌های افقی تیره‌رنگ سنگ نهشته‌های تریاس بالایی را می‌پوشانند

دو گسل عمدهٔ این مجموعهٔ گسلی، به نام گسل خاور «نـه» گسل بـاختر «نـــه» نامگـذاری شـده‌انـد (شکل ۹-۱۰). در ناحیهٔ خونیک (جنوب نهبندان)، این دو گسل بـه یکـدیگر مـی‌رسـند و بـه صـورت یک گسل امتداد لغز واحد، به سمت جنوب ادامه می‌یابد، ولـی در ۵۰ کیلـومتری شـمال نصـرت‌آبـاد، این گسل بار دیگر دو شاخه شده و به سمت جنوب، به تدریج از هم دور مـی‌شـوند. بـه شـاخهٔ جنـوب خاوری که جداکنندهٔ افیولیت خاور ایران از بلوک لوت است «گسـل نصـرت‌آبـاد» و بـه شـاخهٔ جنـوب بـاختری، کـه تـا شـمال آتشفشـان‌هـای بزمـان ادامـه دارد «گسـل کهـورک» نـام داده شـده اسـت (درویش‌زاده، ۱۳۸۰).

قدیمی‌ترین سنگ‌های متأثر از گسل نهبندان، سنگ‌های دگرگونی پالئوزوییک –تریاس بلوک لوت هستند و در نتیجه سن این گسل، قدیمی‌تر از تریاس است و به احتمال از زمان پرکامبرین فعالیت داشته است ولی در زمان مزوزوییک به یک جدایش درون قاره‌ای تتیس جوان تبدیل شده است. به گونه‌ای که در شکل‌گیری حوضهٔ فلیشی و جایگیری پوستهٔ اقیانوسی خاور ایران، نقش اساسی داشته ولی در حال حاضر زمیندرز خاور ریزقارهٔ ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد. بُرش رسوب‌های کواترنری، نشانهٔ حرکت‌های جوان این گسل است. کانون زمین‌لرزه ۱۹۲۸ نهبندان بر روی این گسل قرار دارد. ویرانی سال ۱۳۷۰ شهرستان نهبندان و روستاهای شورک، سهل‌آباد و ۰۰۰ مربوط به آخرین حرکت گسل نهبندان است (بربریان، b ۱۹۷۶).

گسل بشاگرد : نام این گسل از کوه‌های بشاگرد در جنوب فروافتادگی جازموریان گرفته شده است. در این ناحیه، دسته‌ای گسل طولی با روند تقریبی خاوری –باختری وجود دارد. یکی از درازترین آنها گسل بشاگرد است که از کهنوج (شمال خاوری بندرعباس) شروع و ممکن است تا مرز پاکستان ادامه یابد. شاید این گسل، ادامه‌ای از گسل اصلی زاگرس باشد، ولی مسئلهٔ دوگانگی سن سنگ‌های افیولیتی موجود در امتداد این دو گسل، این دیدگاه را پرسش‌آمیز می‌سازد. به ویژه آنکه، روند خاوری –باختری گسل بشاگرد با روندهای شناخته شدهٔ پرکامبرین ایران یکی نیست.گفتنی است که همانند دیگر گسل‌های همزاد و همروند (گسل‌های فنوج، جنوب جازموریان و ۰۰۰)، گسل طولی بشاگرد دست کم در زمان شکل‌گیری پهنهٔ ساختاری –رسوبی مکران (مزوزوییک) به وجود آمده، ابتدا از نوع گسل نرمال بوده ولی پس از آغاز فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عمان و تشکیل منشورهای برافزایشی به راندگی رو به شمال تبدیل شده است.

گسل هریرود : تفاوت در ویژگی‌های زمین‌شناسی دو سوی رودخانهٔ هریرود (مرز ایران – افغانستان) و رودخانهٔ تجن (مرز ایران و ترکمنستان) سبب شده تا به ناپیوستگی زمین‌شناسی موجود بین بلوک لوت در ایران و بلوک هیلمند در افغانستان خطواره و به عبارت بهتر گسل

هریرود نام داده شود. جدا از شواهد روی زمین، اثر این گسل، به صورت یک ناپیوستگی ژئوفیزیکی از پهنهٔ توران تا مرز ایران و افغانستان گزارش شده است.در ایران، مسیر تقریبی این گسل منطبق بر رودخانه‌های هریرود و تجن است. ادامهٔ جنوبی آن به احتمال از باختر دشت زابل (حد شرقی کوه‌های خاور ایران) گذشته و به زاهدان می‌رسد (شکل ۹-۱۱).

بدین‌سان، گسل یاد شده روند شمالی –جنوبی و حدود ۸۲۵ کیلومتر طول دارد. در ضمن گسترش جغرافیایی سنگ‌های ژوراسیک و کرتاسهٔ ایران و افغانستان در دو سوی این گسل، نشانگر حرکت چپگرد است (نبوی، ۱۳۵۵) ولی در نقشهٔ لرزه‌زمین‌ساخت خاورمیانه (حقی‌پور، ۱۹۹۲) این گسل راستگرد دانسته شده است. با توجه به نقشهٔ زمین‌شناسی ایران، چنین استنباط می‌شود که این گسل لبهٔ خاوری جدایش درون‌قاره‌ای کوه‌های خاوری ایران است که ویژگی‌های مشابه با گسل نهبندان دارد.در ضمن، به نظر می‌رسد که در خاور بیرجند، بخش شمالی گسل پس از چرخش به سمت شمال باختری تا جنوب گناباد ادامه می‌یابدو لذا تداوم بیشتر این گسل به سمت شمال نیاز به دلایل مستندتر دارد. به ویژه این که در روند ساختارهای موجود در حدفاصل خاور گناباد تا کپه‌داغ قطع‌شدگی دیده نمی‌شود.

شکل ۹-۱۰-زون گسلی نهبندان در حد فاصل
بلوک لوت و کوه‌های خاور ایران

شکل ۹-۱۱-موقعیت گسل هریرود در منطقه زابل

گسل‌های البرز باختری و آذربایجان

گسل ارومیه – زرینه‌رود: روند عمومی این گسل شمال باختری –جنوب خاوری است که از ماکو آغاز و پس از عبور از کنارهٔ باختری دریاچهٔ ارومیه به رودخانهٔ زرینه‌رود می‌رسد. فروافتادگی دریاچهٔ ارومیه مدیون حرکت این گسل است (شکل ۹-۲).روند عمومی آن هماهنگی با گسل‌های پرکامبرین دارد، ولی نقش آن در زمان پرکامبرین دانسته نیست. در هر حال، در نتیجهٔ عملکرد این گسل، نواحی باختر دریاچهٔ ارومیه به فرابوم‌های پرکامبرین تبدیل شده که در بعضی نقاط تا پرمین ادامه داشته است.

در باختر این گسل، ستبرای رسوبات پرمین به چندین هزار متر می‌رسد و نشانگر آن است که در زمان پرمین، حوضهٔ عمیقی در باختر این گسل وجود داشته است. در رخداد سیمرین جوان، بار دیگر در اثر عملکرد این گسل باختر دریاچهٔ ارومیه به فرابوم بلندی تبدیل شده که با حذف رسوبات ژوراسیک – تریاس همراه بوده است. بررسی تاریخچهٔ زمین‌شناسی نواحی محدود به این گسل نشان می‌دهد که حرکات آن بیشتر از نوع قائم بوده و چگونگی حرکت افقی این گسل مشخص نیست. وجود بازانیت، لوسیتیت و تفریت در حاشیهٔ باختری دریاچهٔ ارومیه و به سن ۷/۸ میلیون سال (معین وزیری و امین سبحانی، ۱۳۶۵) و نقش این گسل در شکل‌گیری دریاچهٔ ارومیه در ۶۵۰۰ تا ۸۵۰۰ سال قبل (شهرابی، ۱۹۸۱) نتیجهٔ جوان‌ترین حرکت‌های این گسل دانسته شده است.

گسل آستارا (تالش) : گسل ترادیس آستارا، یکی از گسل‌های شمالی –جنوبی ایران است که در طول ۱۴۰۰ کیلومتر از ناحیهٔ آستارا تا قفقاز کشیده شده است. دربارهٔ این گسل دانسته‌های زیادی در دست نیست ولی بدون شک در ریخت‌شناسی ناحیه نقش بزرگی داشته و فروافتادگی دریای خزر در خاور آن بسیار آشکار است. ریخت‌شناسی ناحیه، اشاره به عملکرد یک گسل معکوس با افت خیلی زیاد بین ارتفاعات تالش و دریای خزر دارد به طوری که، نهشته‌های پالئوزوییک را در کنار نهشته‌های جوان قرار می‌دهد.سازوکار ژرفی این گسل، نشانگر شیب بسیار ملایم صفحهٔ گسل به سوی جنوب باختر است. این گسل توان لرزه‌ای دارد و در زمین‌لرزه‌های ۱۹۷۸ و ۱۹۵۳ قفقاز، سازوکار فشاری داشته است (بربریان، b ۱۹۷۶).

گسل تبریز: گسل تبریز یکی از ساختارهای خطی ایران است که در یک طول ۱۰۰ کیلومتری از کوه‌های میشو (در باختر) تا بُستان‌آباد (در خاور) قابل ردیابی است (شکل ۹-۱۲). بهترین اثر آن در بلا فصل شمال تبریز دیده می‌شود به همین دلیل گسل تبریز نامگذاری شده است. روند عمومی آن شمال ۱۱۵ درجهٔ شرق و شیب آن قائم است. به نظر بربریان (۱۹۷۷) بخش جنوبی این گسل

(دشت تبریز –صوفیان) حدود ۴۰ متر فروافتاده، ولی نبوی (۱۳۵۵) از مقایسهٔ کوه‌های مرو و میشو به یک جابه‌جایی راستگرد اعتقاد دارد.از صوفیان به سمت باختر، این گسل پس از گذشتن از شهرستان خوی به طرف ماکو و سپس به کوه‌های آرارات در ترکیه می‌رسد. ادامهٔ جنوب خاوری آن کوه‌های سلطانیه در جنوب شرق زنجان است که ممکن است به گسل زفره –قم برسد (نبوی، ۱۳۵۵).

افتخارنژاد (۱۹۷۵)، گسل شمال تبریز را یکی از گسل‌های قدیمی ایران می‌داند که از فروافتادگی زنجان –ابهر، شمال تبریز، شمال باختر آذربایجان گذشته و تا قفقاز ادامه می‌یابد. در زمان دونین زیرین، این گسل منطقهٔ آذربایجان را به دو بلوک تقسیم می‌کرد. بلوک شمال خاوری فروافتاده و بلوک جنوب باختری، تا پایان کربنیفر فرابوم بوده است. بنابراین ممکن است فعالیت این گسل از دورهٔ دونین آغاز شده باشد، هرچند که سن قدیمی‌تر آن محتمل است.

اگرچه در شمال فرودگاه تبریز، سنگ‌های میوسن بر روی رسوبات آبرفتی کواترنری رانده شده‌اند ولی، بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی و ۱۰۰ سال گذشتهٔ تبریز، هیچ نشانی از فعالیت این گسل ندارد. گفتنی است که بربریان (۱۹۷۷)، حرکت دوبارهٔ گسل همراه با زمین‌لرزه‌ای ویرانگر را محتمل می‌داند.

گسل سلطانیه : گسل فشاری سلطانیه، گسلی است با درازای حدود ۱۴۰ کیلومتر و راستای شمال باختری –جنوب خاوری که از فاصلهٔ ۸ کیلومتری جنوب جنوب باختری شهر سلطانیه زنجان می‌گذرد. شیب این گسل به سمت جنوب باختر است و دیوارهٔ فرسودهٔ گسل را می‌توان به روشنی در تمامی درازای آن دید. جنبش‌های فشاری گسل سلطانیه ممکن است در شکل‌گیری فرونشست ابهر –زنجان نقش داشته باشد. در ضمن احتمال دارد زمین‌لرزهٔ سال ۱۸۰۳ میلادی سلطانیه به سبب جنبش این گسل باشد (بربریان 1976 b)

گسل‌های البرز

گسل البـرز : ایـن گسـل در دامنـهٔ شـمالی البـرز، در طـول ۵۵۰ کیلـومتر، از لاهیجـان تـا جنـوب گنبدکاووس ادامه دارد. روند عمومی آن کم و بیش خاوری –باختری است ولی، بـه دلیـل خمـش بـه سمت جنوب، بخـش میـانی آن، سـیمایی کمـانی دارد. اگرچـه در بیشـتر گـزارش‌هـا (نبـوی، ۱۳۵۵، بربریان، ۱۹۸۳) شیب گسل البرز به سمت جنـوب دانسـته شـده اسـت ولـی در نقشـهٔ زمـین‌سـاخت خاورمیانـه (علـوی، ۱۹۹۱) گسـل البـرز نـوعی رانـدگی بـا شـیب بـه سـمت شـمال اسـت. در بـاختر لاهیجان، گسل چپگردی به نام گسل سفیدرود با روند شمال خاوری –جنوب بـاختری ایـن گسـل را جابه‌جا کرده است.گسل البرز جداکننـدهٔ البـرز از حوضـهٔ ترشـیری حاشـیهٔ جنـوبی خـزر اسـت و ایـن احتمال وجود دارد که این گسل نشـانگر محـل تقریبـی زمینـدرز تتـیس کهـن باشـد. گسـل البـرز در ریخت‌زمین‌ساخت منطقه اثرگـذار اسـت. یاسـینی (۱۹۷۰)، اخـتلاف ارتفـاع رأس واحـدهای قـاره‌ای پلیوسن در دو سوی گسل البرز را حدود ۱۰۰۰ تـا ۱۵۰۰ متـر مـی‌دانـد. ولـی بربریـان (۱۹۸۳)، بـه جابه‌جایی حدود ۳۰۰۰ متر طی ۲ میلیون سال اعتقاد دارد. موسوی روحبخش (۱۳۸۰)، با توجه بـه حفاری نفتی در دو طرف گسل البرز، این اختلاف ارتفاع را بین ۱۹۰۰ متر در خـاور تـا ۲۳۰۰ متـر در باختر می‌داند. بلوک شمالی این گسل، در بیشـتر زمـان‌هـا حرکـت رو بـه پـایین داشـته اسـت. شـاید نخستین حرکت رو به پایین در زمان میوسـن بـوده کـه در نتیجـهٔ آن رخسـاره‌هـای دریـایی میوسـن (رخسارهٔ خزر) در شمال ایـن گسـل نهشـته شـده‌انـد. ولـی آغـاز فرونشـینی ممکـن اسـت بـه زمـان ژوراسیک برسد. در حال حاضر گسل البرز به شدت فعال به نظـر مـی‌رسـد و احتمـال دارد بسـیاری از زمین‌لرزه‌های گیلان و مازندران نتیجهٔ جابه‌جایی در طول این گسل باشد (شکل ۹-۱۳).

گسل سمنان : گسل سمنان که در شمال بلافصل این شـهر و در پهلـوی شـمالی کـوه چنَـدران قـرار دارد، نوعی راندگی با روند شمال خاوری –جنوب باختری است که بـه سـمت جنـوب جنـوب خـاوری شیب دارد. حرکت‌های افقی گسل سمنان دانسته نیست، فقط در قسمت‌هایی اثرات رانـدگی بـا شـیب

به سمت جنوب در آن تشخیص داده می‌شود. از نگاه نبوی (۱۳۵۵) ویژگی‌های چینه‌نگاری سنگی توالی پالئوزوییک (به ویژه دونین) دو سوی این گسل تفاوت آشکار دارند، به گونه‌ای که در بلوک جنوبی رخساره‌های ایران مرکزی و در بلوک شمالی رخساره‌های البرز برونزد دارند، به همین‌رو گسل سمنان مرز بین دو پهنهٔ ایران مرکزی و البرز معرفی شده است. اگرچه درازای این گسل از دامغان تا گرمسار محتمل دانسته شده، ولی بهترین اثر آن تنها در کوه چندران دیده می‌شود که بیش از چند صدمتر درازا ندارد. با توجه به تدریجی بودن گذر ایران مرکزی به البرز، پذیرش گسل سمنان به عنوان مرز این دو پهنه چندان ساده نیست.

گسل مُشا – فشم : در دامنهٔ جنوبی البرز، درحد فاصل آبیک – فیروزکوه – شاهرود – گسلی از نوع راندگی وجود دارد که دست کم از زمان لیاس (نبوی، ۱۳۵۵) تاکنون، بر حوضهٔ رسوبی، ساختار کهن و به ویژه ریخت‌زمین‌ساخت امروز البرز اثر درخور توجه داشته است. گسل مُشا – فشم (دلنباخ، ۱۹۶۴، چالنکو، 1974 b)، راندگی اصلی جنوبی (لورنز، ۱۹۶۴)، راندگی میگون – مشاء (آسرتو، ۱۹۶۶)، راندگی اصلی (کارتیه، ۱۹۷۱)، گسل آبیک- فیروزکوه- شاهرود (نبوی، ۱۳۵۵) نام‌های متفاوتی است که به این گسل داده شده است. گسل مورد سخن در حقیقت یک پهنهٔ گسلی به پهنای حدود ۱۰ کیلومتر و طول حدود ۴۰۰ کیلومتر است. خط گسل موجدار است، در شمال باختری دارای روند WNW- ESE می‌باشد. در بخش مرکزی به تدریج خمیده می‌شود ولی در خاور، روند خاوری – باختری دارد. شیب صفحهٔ گسلی، متناسب با نوع سنگ‌های مجاور، بین ۳۵ تا ۷۰ درجه به سمت شمال متغیر است. در حوالی لواسان (خاور تهران)، گسل شمال تهران به این گسل می‌رسد و به صورت واحد، به سمت خاور ادامه می‌یابند (شکل ۹-۱۴). آسرتو (۱۹۶۶)، این گسل را از انواع ژرف و بنیادی البرز می‌داند که در بعضی نواحی بالا رانده Upthrust ، و در بعضی نقاط رورانده Overthrust است. اگرچه اشتوکلین (۱۹۶۸)، آخرین حرکت این گسل را به سن پلیوسن – پلیستوسن می‌داند، ولی چالنکو (۱۹۷۴)، این گسل را از نوع لرزه‌زا و زمین‌لرزه‌های آه مبارک (۱۹۳۰) و زمین‌لرزهٔ مشا (۱۹۵۵) را نتیجهٔ رها شده انرژی در امتداد این گسل می‌داند.

گسل کندوان : یکی از گسل‌های عمده و به احتمال کهن البرز، گسل کندوان است کـه رونـد بـاختر شمال باختر دارد و شیب صـفحهٔ گسـلی حـدود ۳۰ تـا ۹۰ درجـه بـه سـمت شـمال اسـت. رانـدگی کندوان (آسرتو، ۱۹۶۶)، گسل کندوان (اشتالدر، ۱۹۷۱)، راندگی طالقان (ددوال، ۱۹۶۷)، رورانـدگی گرمابدر (آسرتو، ۱۹۶۶)، گسل برگشتهٔ بایجان (آلنبـاخ، ۱۹۶۶)، گسـل رود والار و شـاهان دشـت (در خاور دماوند) نام‌هایی است که به بخش‌های مختلف ایـن گسـل داده شـده اسـت.در ناحیـهٔ کنـدوان، شیب گسل ۳۰ تا ۶۰ درجه به سـمت شـمال اسـت (گـلاس، ۱۹۶۵) اما بـه سـوی بـاختر، در ناحیـهٔ عَلَم‌کوه، شیب آن به ۷۰ تا ۹۰ درجه می‌رسد. در ناحیهٔ انگوران (باختر زنجان) حرکت‌هـای قـائم ایـن گسل تا ۱۰۰۰ متر برآورد شده است. در حالی که، در باختر انگوران حرکت ایـن گسـل افقـی گـزارش شده است. به نظر می‌رسد که گسل کندوان، مرز شمالی دریای ائوسن را مشخص کند.

گسل شمال تهران : در گسترهٔ تهران، گسل‌های کوچک و بـزرگ بسـیاری وجـود دارد کـه بـه طـور عمده ردیف های رسوبی ترشیری و کواترنری را بریـده و جابـه‌جـا کـرده‌انـد. یکـی از عمـده‌تـرین ایـن گسل ها، پهنهٔ گسل شمال تهران است که با راستای خـاوری –بـاختری در شـمال تهـران بـین کـوه و کوهپایه قرار دارد (شکل ۹-۱۵). نخستین بار ریبن (۱۹۵۵)، بـه وجـود یـک گسـل اصـلی و مهـم در مرز میان کوهپایه و توفیت‌های سـبز سـازند کـرج ناحیـهٔ تهـران توجـه کـرد کـه در اثـر عملکـرد آن، ارتفاعات البرز بر روی آبرفت‌های کواترنر تهران رانده شده است. چالنکو (۱۹۷۴) هـم، اخـتلاف ارتفـاع ناگهانی میان تهران و بلندی‌های توچال را مدیون حرکت یک گسل عمده دانسته است. ایـن گسـل بـا راستای متوسط خاور -شمال خاوری و با درازای ۱۰۸ کیلـومتر از لواسـان و نیکنـام ده (شـمال خـاور تهران) تا باختر ولیان (باختر کرج) ادامه دارد که کمی به سمت جنـوب خمیـدگی دارد و شـیب آن بـه سمت شمال است. مقدار شیب در نواحی مختلف متغیر است و از ۱۰ درجه تا ۸۰ درجـه انـدازه‌گیـری شده است. بهترین اثر گسل، در درهٔ کن گزارش شده است. در این محل، توفیت‌هـای سـازند کـرج، بـه عنوان فرا دیواره، به روی فرو دیواره‌ای از سازند هزار دره رانده شده‌اند.

در خاور درهٔ کن، نهشته‌های تراورتن در طول بخشی از گسل رخنمون پیدا کرده‌اند. بنا به گزارش چالنکو و همکاران (۱۹۷۴)، گسل شمال تهران از چند قطعه همپوشان en echelon تشکیل شده که حرکت امتداد لغز چپگرد دارند. مطالعات اخیر قاسمی و همکاران (۱۳۸۱) نشان می‌دهد که پهنهٔ گسلی واقع در شمال تهران، در واقع از یک گسل راندگی اصلی (گسل شمال تهران) و یک پهنهٔ گسلی چپگرد معکوس تشکیل شده است که از راستای راندگی شمال تهران پیروی می‌کنند. درازای پهنهٔ مورد نظر ۶۲ کیلومتر است و از خاور به باختر از ۷ قطعه به نام‌های گسل نیک نام دره، سبو کوچک، سوهانک، سوهانک – محمودیه، دارآباد، سعادت‌آباد، گلاب‌دره – کن، باغ اناری و قطعه ازگیل‌دره تشکیل شده است. بخش عمدهٔ این قطعه‌ها مرز بین سازند کرج در فرا دیواره و سازند هزار دره در فرو دیواره را تشکیل می‌دهند، اما در مواردی، قطعه‌های مذکور به طور کامل در درون سازند کرج یا سازند هزار دره و واحدهای جوان‌تر قرار می‌گیرند. خطی بودن این قطعه گسل‌ها، با وجود توپوگرافی متغیر، حکایت از شیب زیاد سطح آنها دارد که مولفهٔ راستالغز آنها بر مؤلفهٔ شیب لغز چیره است.

زمان آخرین حرکت گسل شمال تهران، به سبب نداشتن سن دقیق نهشته‌های آبرفتی کواترنر دانسته نیست. گفتنی است که گسل شمال تهران از نوع لرزه‌زا است و پاره‌ای از زمین‌لرزه‌های تهران حاصل حرکت زمین در امتداد این گسل دانسته شده است.

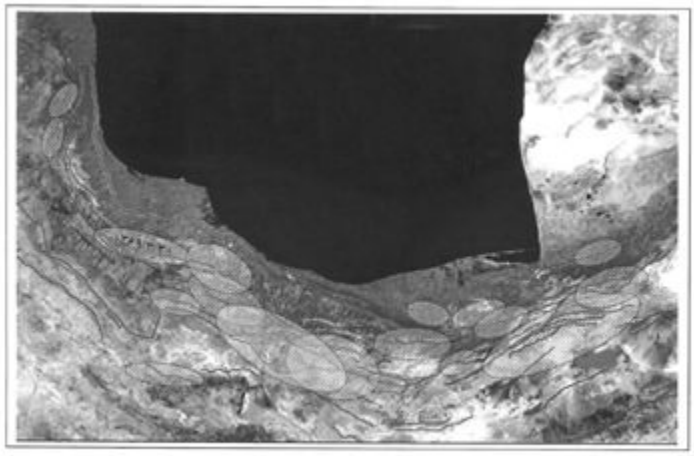
گسل دامغان : گسل دامغان از ۱۰ کیلومتری شمال شهر دامغان می‌گذرد و با برش نهشته‌های کواترنری، معرف یک گسل کواترنری است (شکل ۹-۱۶). نخستین بار کرینسلی (۱۹۷۰)، ۱۴/۵ کیلومتر از طول گسل مذکور را مطالعه و آن را نوعی گسل نرمال با شیب به سوی جنوب همراه با فرو افتادن بخش جنوبی دانست.

بنا به گزارش بربریان و همکاران (۱۳۷۵)، درازای این گسل حدود ۱۰۰ کیلومتر برآورد می‌شود و از دو بخش بنیادی خاوری و باختری ساخته شده است. بخش خاوری (از شمال دامغان تا ده‌ملا)، به

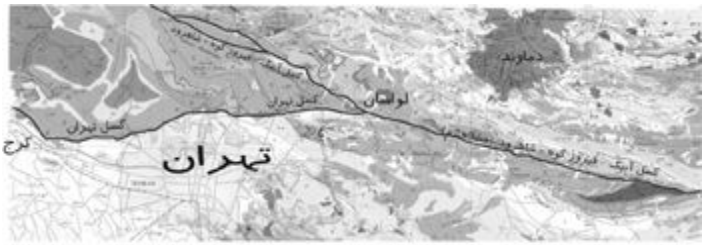
طول ۵۳ کیلومتر، گاهی از میان کنگلومرای چین‌خوردهٔ نئوژن پسین و بادزن آبرفتی کهن و جوان کواترنر و گاهی در میان سیلت‌های رسی کواترنری است، و بلوک جنوبی آن پایین افتادگی دارد. در بخش باختری گسل دامغان (از شمال دامغان تا گردنهٔ آهوان) بلوک شمالی فرو افتاده و بلوک جنوبی معرف نوعی گسل فشاری با شیب به سوی جنوب است.هیچ‌گونه داده لرزه‌خیزی از گسل دامغان در دست نیست. امکان دارد زمین‌لرزه‌های ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی قومس و زمین‌لرزهٔ ۹ ژانویهٔ ۱۹۸۲، نتیجهٔ جنبش گسل دامغان باشد (بربریان،۱۳۶۳).

گسل عطاری : گسل عطاری از حدود ۲۵ کیلومتری خاور سمنان آغاز و به سمت خاور تا حوالی روستای قوشه ادامه می‌یابد. علوی نایینی (۱۹۷۲)، این ساختار خطی را نوعی گسل شمال خاوری – جنوب باختری با شیب به سوی جنوب خاور می‌داند که ضمن بریدن پهنهٔ جام -آبخوری، نوعی گسل بنیادی است که از زمان کامبرین تا کرتاسهٔ پسین بر حوضه‌های رسوبی دو سوی خود اثر گذار بوده است. از نگاه علوی نایینی نقش این گسل به گونه‌ای است که می‌توان آن را جداکنندهٔ دو پهنهٔ ساختاری –رسوبی البرز و ایران مرکزی دانست (شکل ۹-۱۷). بربریان و همکاران (۱۳۷۵) گسل عطاری را نوعی راندگی کوتاه به طول ۳۲/۵ کیلومتر می‌دانند که سبب راندگی سنگ‌های سازند کرج (از سوی جنوب) برروی کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن‌های ژیپس‌دار میوسن و کنگلومرا و ماسه‌سنگ های پلیوسن – پلیستوسن (در شمال) شده است . هیچ‌گونه داده سنی و یا لرزه‌خیزی از راندگی عطاری در دست نیست. **(شکل ۹-۱۷)**

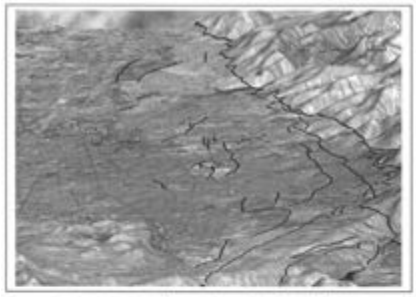
mk1Q Ow c r 9-12 ¢ Ow



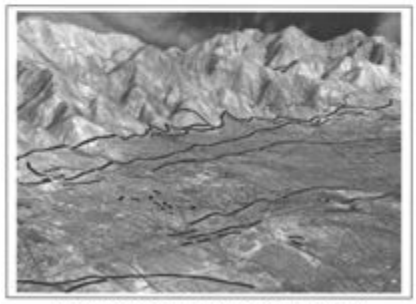
شکل ۹-۱۳- پهنه‌های میلرزه‌ای و گسل‌های البرز (پایگاه داده‌های علوم زمین)



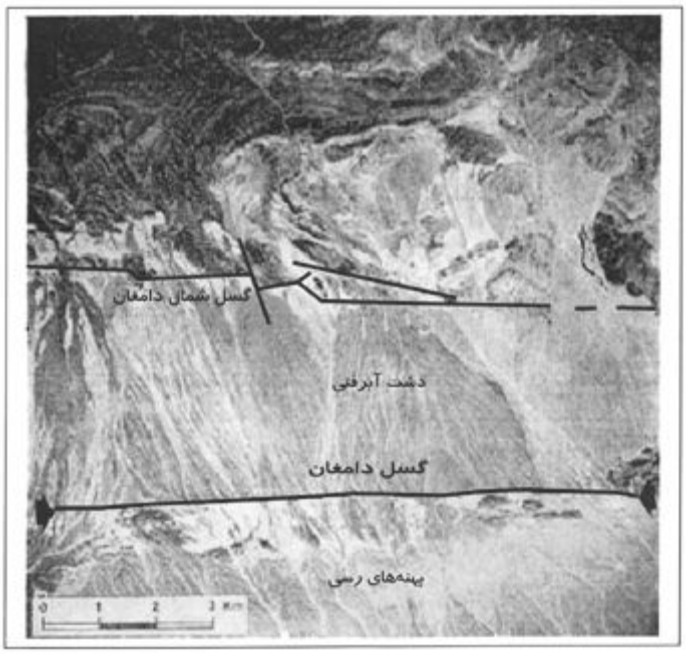
شکل ۹-۱٤گسل مشاء-فشم (آبیک-فیروزکوه-شاهرود)-
گسل شمال تهران و بهم رسیدن این دو در ناحیه لواسان



شکل ۹-۱۵-نمای کامل شمال تهران از شرق (پایگاه داده‌های علوم زمین)



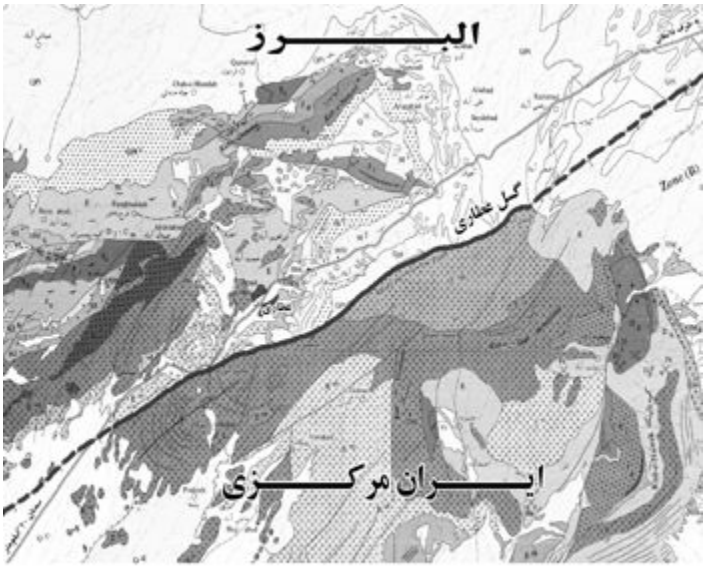
شکل ۹-۱۵-نمای کامل‌های تهران از جنوب غرب (پایگاه داده‌های علوم زمین)



شکل ۹-۱۶-گسل دامغان (در این شکل گسل شمال دامغان در فاصله ٤ کیلومتری دیده می‌شود)

گسل‌های زمین‌لرزه‌ای

با مروری بر تاریخچهٔ لرزه‌خیزی ایران دیده می‌شود که کشور ایران یکی از نواحی لرزه‌خیز دنیا است. در بخش بیشتر ایران، لرزه‌خیزی در ارتباط مستقیم با تجدید فعالیت گسل‌هاست و بیشترین تکاپو های لرزه‌خیزی در امتداد گسل‌های فعال روی داده است.به گفتهٔ دیگر، بسیاری از زون‌های دارای گسل‌های عمده و همبری‌های زمین‌ساختی غیر عادی، دارای ناآرامی‌های لرزه‌ای بوده و زمین‌لرزه‌هایی را به وجود می‌آورند.



شکل ۹-۱۷-گسل عطاری

گفتنی است حرکات لغزشی در امتداد گسل‌ها، ممکن است از نوع خزش آرام و بدون زمین‌لرزه باشد.گسل زمین‌لرزه‌ای، نوعی شکستگی زمین است که در اثر زمین‌لرزه کم ژرفا تولید شده باشد و به طور کلی با تجدید حرکت دوبارهٔ گسل‌های پیشین همراه هستند. این گونه گسل‌ها می‌توانند دربارهٔ سازوکار رهاسازی انرژی لرزه‌ای در طی زمین‌لرزه و نیز تنش‌های ناحیه اطلاعات لازم را بدهند.بیشتر گسل های زمین‌لرزه‌ای شناخته شدهٔ ایران، طولی بیش از ۴۰ کیلومتر دارند و همهٔ آنها با زلزله‌های مخرب با بزرگی بیشتر از ۷ ، همراه‌اند.در تمام حالت‌ها، جهت گسل‌های زمین‌لرزه‌ای

ایران گویای جهت فشاری در راستای NNE-SSW است که با جهت حرکت شمال خاوری صفحهٔ عربستان هماهنگی دارد.

گسل‌هایی که برخوردار از یک یا چند ویژگی زیر باشند، گسل‌های جُنبا یا گسل‌هایی با توانایی جنبش به حساب می‌آیند (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) :

* کانون‌یابی رو مرکز زمین‌لرزه‌های بزرگ در مکانی از درازای گسل و یا در فرادیوارهٔ آن * گسلش در نهشته‌های کواترنری پسین

* داشتن دیوارهٔ حفظ شده

* داشتن ریزلرزه‌های زیاد که با شبکهٔ کامل و بستهٔ لرزه‌نگاری محلی با خطای کم در کانون‌یابی روی زمین و ژرفی و زمان‌گیری یکنواخت برداشت می‌شوند.

* داشتن بستگی به یک گسل شناخته شدهٔ جُنبا.نام و بعضی ویژگی‌های گسل‌های ایران با پیشینهٔ لرزه‌خیزی در جدول زیر خلاصه شده است (گزارش ملی زلزله). **جدول**

!Error

نام	موقعیت جغرافیایی	درازا (کیلو متر)	امتداد	شیب	تاریخچهٔ لرزه‌خیزی		
گسل فشاری الموت	پهلوی جنوبی دره الموت	۵۲	NW-SE	۳۰sw	۱۶۰۸/۷/۲۰ ۱۸۰۸/۱۲/۱۶	طالقان	(Mw=۷,۶) (Mw=۵,۹)
گسل فشاری لیک	جنوب بومهن،زهرا	۸۵	E-W	N	۱۹۶۲/۹/۱	بومهن زهرا	(Mw=۷,۲)
راندگی یلجان	شمال راه‌هزار	۴۵	NW-SE	N	۱۹۸۳/۴/۲۵ ۱۹۸۴/۴/۲۶	یلجا ن	(mb=۵,۲) (mb=۵,۲)
گسل فشاری طالقان	جنوب طالقان	۶۴	E-W	S	۱۹۶۶/۱۲/۸ ۱۸۰۸/۱۲/۱۶		(mb=۵,۰) (Mw=۵,۹)
گسل فشاری تسوج	۵ کیلومتری شمال تسوج	۶۱	NE-SW	NW	۱۸۰۷/۹/۱۱ ۱۸۵۷/۹/۹ ۱۹۶۳/۱۲/۳۱ ۱۹۸۱/۵/۲۴ ۱۹۸۴/۴/۲۹ ۱۹۸۶/۷/۱۰ ۱۹۸۶/۷/۱۷		(I0=VIII) (I0=VIII) (mb=۴,۵) (mb=۴,۹) (mb=۴,۹) (mb=۴,۷) (mb=۴,۵)
گسل جنوب ری	جنوب شاه‌عبدالعظیم	۱۸/۵	E-W	N-NW		-	
گسل فشاری خزر	جنوب دشت کرانه‌ای ماندران	۶۰۰	E-W	S	سال ۸۴۷ میلادی ۱۹۹۴/۴/۵	کرکان	(Mw=۶,۵) (mb=۵,۲)
گسل فشاری دفسنجان	۲۰ کیلومتری جنوب دفسنجان	۱۴۰	NW-SE	SW	۱۹۲۴/۱/۱۸		(Mw=۵,۷)
گسل زلزله‌خیز *	۶۰ کیلومتری جنوب باختری نیشابور	۶۶	NW-SE	SW	۱۹۴۰/۵/۴	؟	(Mw=۶,۲)
				SW	۱۹۷۱/۵/۲۲ ۱۹۸۰/۱۰/۳۰ ۱۹۸۰/۱۰/۳۱		
گسل فشاری شاهرود	شمال - شمال‌خاور شاهرود	۶۰	NW-SE	NW	۱۸۹۰/۶/۱ ۱۹۸۱/۸/۹ ۱۹۸۴/۱۱/۶	تاش، کر	(Mw=۷,۲) (Mw=۴,۷) (Mw=۴,۵)
گسل فشاری شاه‌کوه	شمال-شمال باختری شاهرود	۱۱۵	NE-SW	NW	۱۸۹۰/۹/۱۱ ۱۹۸۵/۱۰/۲۹	تاش، کر	(Mw=۷,۲) (Mw=۶,۰)
گسل فشاری شمال البرز	دامنهٔ شمالی البرز	۳۰۰	E-W	S	۱۱۲۷	گنابد	(Mw=۶,۸)
گسل فشاری شمال تبریز	بلافصل شمالی تبریز	۱۵۰	NW-SE	NE	۸۵۸ میلادی ۱۰۴۴/۱۱/۴ ۱۷۲۱/۴/۲۶ ۱۷۸۰/۱/۸ ۱۹۶۵/۲/۱۰		(Mw=۶,۲) (Mw=۷,۶) (Mw=۷,۷) (Mw=۷,۷) (Mw=۵,۱)
گسل شمال تهران	بلافصل شمال تهران	۹۰	E-W	N	۹۵۱/۲/۲۱ ۱۱۷۷/۵/-- ۱۹۷۰/۱۲/۴ ۱۹۸۹/۱۰/۲۶		(Mw=۷,۰) (Mw=۷,۲) (Mw=۴,۱)
گسل (راندگی) شمال ری	جنوب بهشت‌زهرا	۱۷	E-W	N	امتداد جابه‌جایی در سفره‌های آب زیرزمینی		
گسل فشاری شمال قزوین	شمال قزوین	۶۰	E-W		۱۱۱۹/۱۲/۱۰		? (Mw=۶,۵)
راندگی قزل‌اوزن (منجیل)		۶۵	NW-SE	N-NW	۱۹۴۸/۸/۲ ۱۹۸۲/۶/۲۲		-
گسل فشاری کشف‌رود		۱۲۰	NW-SE	NE	۱۹۲۲/۷/۲۰ ۱۹۷۳/۶/۲۷ ۱۹۸۳/۹/۲۸		؟ (Mw=۶,۶) - ؟

فصل دهم - دریاچه‌ها و دریاهای ایران

مقدمه

توضیح

ایران بخشی از سرزمین‌های نیمه‌خشک و خشک آسیا با بارش سالانهٔ به نسبت کم است. به همین‌رو، آب‌های داخلی (دریاچه‌ها) آن کم، و اغلب در فروافتادگی‌های زمین‌ساختی جوان، قرار دارند. با وجود این، پاره‌ای از دریاچه‌های ایران، مانند دریاچه‌های تار و گَهَر در بلندی‌ها قرار دارند.دریاها و دریاچه‌های ایران، به جز مطالعات پراکنده، چندان مورد توجه نبوده‌اند. به همین دلیل، اطلاعات زمین‌شناسی چندانی از آنها در دسترس نیست، در حالی که سازوکار تشکیل و تأثیر آنها بر زمین‌شناسی و اقتصاد ایران درخور توجه است و باید مورد توجه ویژه قرار گیرند، به گونه‌ای که «زمین‌شناسی دریایی» یکی از شاخه‌های فعال علوم زمین ایران باشد.دریاچه‌های دائمی ایران بیشتر به مناطق پر باران شمال –باختری و جنوب باختری ایران محدود است در مناطق خشک و صحرایی، دریاچه‌ها از نوع فصلی و پایانه‌ای بوده و آب شور دارند. در این فصل ابتدا دریاچه‌های عمده (بر حسب حروف الفبا) شرح داده می‌شوند و بعد به بحث دریاها می‌رسیم.(**شکل ۱۰-۱**)

شکل ۱۰-۱-پراکندگی جغرافیایی دریاچه‌های عمده ایران

دریاچه‌های ایران

دریاچهٔ ارومیه

دریاچهٔ ارومیه که در گذشته «چی‌چست» و «کبودان» نام داشته بزرگ‌ترین و شورترین دریاچهٔ دائمی ایران و یکی از دریاچه‌های فوق اشباع از نمک دنیا است که از این نظر با دریاچهٔ بزرگ نمک Great Salt Lake آمریکا شباهت دارد.

درازای آن ۱۴۰ و پهنای آن میان ۱۵ تا ۵۰ کیلومتر و مساحت آن بین ۵۰۰۰ تا ۶۰۰۰ کیلومترمربع (بر حسب میزان بارش و تبخیر) است. به باور فورون (۱۹۴۱)، در پلیو – پلیستوسن، دریاچهٔ ارومیه تا تبریز و مراغه گسترش داشته است. این دریاچه در یک فرونشست کم ژرفای وسیع با میانگین ژرفای ۶ متر قرار گرفته است. ولی ژرف‌ترین نقطهٔ آن با ۱۳ متر عمق در گوشهٔ شمال باختری جای دارد. سطح آن نسبت به سطح آب دریاهای آزاد، ۱۳۰۰ متر بالاتر قرار دارد. در این دریاچه بیش از ۱۰۲ جزیره وجود دارد که شکل و اندازهٔ آنها با میزان بارش سالانه تناسب دارد.

در بین این جزایرکوچک و بزرگ، شبه جزیرهٔ اسلامی (شاهی) بزرگ‌ترین آنها است که در سال‌های پر بارش به صورت جزیره درمی‌آید. بر خلاف جزیرهٔ اسلامی که از سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن است، دیگر جزایر، نهشته‌های فلیش گونهٔ کرتاسهٔ زیرین و یا سنگ آهک‌های ریفی زمان میوسن (سازند قم) هستند. سطح حوضهٔ آبریز دریاچه حدود ۵۰۰۰۰ کیلومترمربع است. زرینه‌رود، سیمینه‌رود، زولای‌چای و آجی‌چای از رودهای عمدهٔ وارده به دریاچه هستند. از میان رودهای گفته شده، آجی‌چای از رسوب‌های نمکی نئوژن خاور تبریز عبور می‌کند و در حمل مقدار قابل ملاحظه‌ای نمک به دریاچه نقش دارد.اگرچه در گزارش‌های قدیمی (گونتر، ۱۸۹۹ و بوبک، ۱۹۳۴)، دریاچهٔ ارومیه را باقیماندهٔ دریای مدیترانه دانسته‌اند ولی از نگاه زمین‌شناسی، این حوضه حاصل عملکرد سامانه‌های گسل‌های فشاری مانند گسل تبریز و زرینه‌رود است که در سیستم آبگیری آن نقش اساسی داشته‌اند. از نگاه زمین‌ساختی صفحه‌ای، به باور مکنزی (۱۹۷۲ و ۱۹۷۶) دریاچهٔ ارومیه، در قسمتی از پهنهٔ خرد شدهٔ بین صفحه‌های عربستان و ایران و ریزصفحه‌های ایران و ترکیه قرار گرفته و می‌توان آن را نوعی دریاچهٔ زمین‌ساختی دانست که کوه‌های بلندی آن را در بر گرفته است.حدود ۳۵ تا ۴۰ متر نهشته‌های نرم دریاچه‌ای بر روی پی‌سنگ سخت شدهٔ کرتاسهٔ زیرین و یا سنگ‌آهک‌های مارنی میوسن (سازند قم) قرار گرفته که با ویژگی‌های کنونی، سن دریاچه را ۳۰ تا ۴۰ هزار سال تعیین می‌کند. ولی بر اساس پادگانه‌های دریاچه‌ای پیرامون آن، سن دریاچه را ۴۰۰ تا ۵۰۰ هزار سال برآورد می‌کنند.نمونه‌های گرفته شده از رسوبات نرم بستر، نشانگر ردیفی از رسوبات هولوسن است که قسمت‌های زیرین آن بازگوی محیط‌های دیرینهPaleoenviroment از نوع کویری Playa و یا کفهٔ‌گلی Mud flat است. بررسی دانه‌های گرده موجود در رسوبات دریاچه نشان می‌دهد که در طول عمر دریاچه، شرایط خشک اقلیمی نیز وجود داشته است.بیشتر نهشته‌های دریاچه از نوع شیمیایی است. وجود بعضی لایه‌های نازک تخریبی (کوارتز، کلسیت، پلاژیوکلاز، کائولینیت) نشانگر تغییر موقتی آب و هوا و شوری دریاچه است.

از رسوب‌های شیمیایی دریاچه، آراگونیت بیشترین مقدار را دارد که به صورت تیغه‌های نازک و منظم و یا نامنظم است. ژیپس به صورت لایه‌های مستقل و بلورهای درشت در گل و لای رشد کرده و تشکیل آن در زمانی بوده که سطح آب به حداقل رسیده است. کلسیت‌های موجود آواری است و همراه آب رودها به دریاچه رسیده‌اند و تغییر مقدار آن نسبت به کوارتز، نمایانگر تغییرات آب و هوایی است. گاهی در رسوبات دریاچه‌ای گل و لای دولومیتی هم وجود دارد که ممکن است به شیوهٔ جانشینی تشکیل شده باشند. نمک طعام و فلدسپارهای پتاسیم‌دار کانی فرعی هستند. اگرچه در نهشته‌های کف ائولیت دیده نشده، ولی در کرانهٔ باختری دریاچه، ائولیت در حال تشکیل است. در این نهشته‌ها، اثری از خاکسترهای آتشفشانی دیده نشده است. در ضمن نمک مجزا هم دیده نشده که نشان می‌دهد دریاچه هیچ‌گاه به طور کامل خشک نشده است.

آب دریاچهٔ ارومیه با pH از ۷/۲ تا ۷/۶ از نوع کلریدسدیم، منیزیم و سولفات سدیم و در حالت زیرقلیایی است. تغییر شوری آب، رابطهٔ عکس با ژرفای دریاچه دارد و با افزایش ژرفا، شوری کمتر می‌شود. میزان شوری آن در هنگام پرآبی ۲۲۰ گرم در لیتر و در تابستان تا ۲۸۰ گرم در لیتر افزایش می‌یابد. سطح آب در فصول مختلف تا یک متر در نوسان است و به همین دلیل در مواقع پر آبی بخش‌هایی از ساحل آن به زیر آب می‌رود. به رغم شوری زیاد، جلبک‌های سبز مانند Dundella ، سخت‌پوستان Artemia salina و باکتری‌ها از موجودات زندهٔ دریاچه هستند. این جانداران در دوام دریاچه نقش مؤثر دارند و از نابودی آن جلوگیری می‌کنند.مطالعات اکتشافی انجام شده برای استحصال نمک از دریاچهٔ ارومیه نشان داده است که مجموع ته‌نشست جامد دریاچه به بیش از ۵ میلیارد تن می‌رسد. در این میان، پتاسیم بر حسب O2K حدود ۲۷ میلیون تن و بر حسب سولفات پتاسیم حدود ۶۰ میلیون تن، منیزیا ۲۴۴ میلیون تن، برومید حدود ۲۸ تن و لیتیم حدود ۲۵۰ تن برآورد شده است (سازمان صنایع و معادن آذربایجان غربی، ۱۳۸۰) بنابراین، پس از مطالعات فرآوری، استحصال نمک‌های دریاچهٔ ارومیه با احداث حوضچه‌های تبخیر خورشیدی و کارخانهٔ فرآوری امکان‌پذیر است.

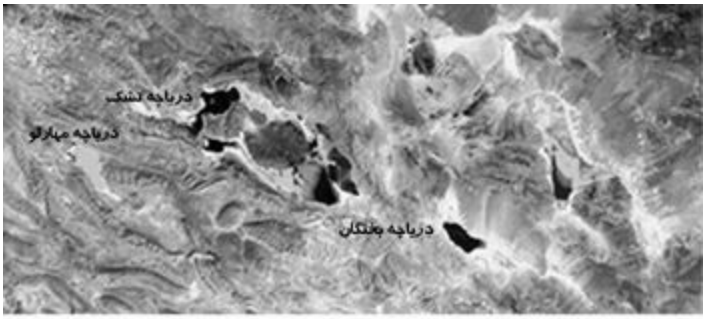
دریاچهٔ بختگان –طَشک

دریاچه‌های بختگان و طشک دو فرونشست میان‌کوهی هستند که ارتفاع آنها از سطح دریای آزاد حدود ۱۵۵۸ متر است. دریاچهٔ بختگان که در باختر نیریز قرار داردو به صورت یک فروافتادگی کشیده به طول تقریبی ۷۰ تا ۱۰۰ کیلومتر است که روند شمال باختر –جنوب خاور دارد و سطح زیر پوشش آن حدود ۲۰۰۰ کیلومترمربع است. سواحل این دریاچه با رسوبات سفیدرنگ تبخیری پوشیده شده‌اند ولی در سواحل نزدیک به سنگ‌های افیولیتی، رنگ تیره‌تر است.

دریاچهٔ طَشک با وسعت تقریبی ۸۰۰ کیلومترمربع در شمال باختری دریاچهٔ بختگان و ۱۶۰ کیلومتری خاور شیراز قرار دارد. تنها راه ارتباطی این دو دریاچه، از طریق دلتای رودکُر است که بخشی از آن به دریاچهٔ بختگان و بخش دیگر به دریاچهٔ طشک می‌ریزد. تعدادی جزیره و شبه جزیرهٔ کوچک و بزرگ از جنس رادیولاریت، سنگ‌های پلاژیک و آهک‌های سروک در این دو دریاچه وجود دارند که مهم‌ترین آنها جزایر نرگس و گنبان (در دریاچهٔ طشک) و جزیرهٔ مناک در دریاچهٔ بختگان است که مساحت آنها، تابع شرایط بارندگی سالانه است. بلندترین نقطهٔ جزیرهٔ گنبان ۱۷۳۴ متر از سطح دریا است که از سطح دریاچه حدود ۱۸۵ متر بلندتر است. دریاچهٔ طشک ژرفایی کمتر از بختگان دارد و در فصول خشک، ارتباط آن با بختگان قطع می‌شود.

تأمین کنندهٔ اصلی آب این دو دریاچه، «رودکُر» است که از کوه‌های برآفتاب و موسی‌خانی، در ۵۰ کیلومتری جنوب باختری دهبید سرچشمه می‌گیرد و در شمال باختری مرودشت، پس از یکی شدن با رود شادکان (شادکام)، و عبور از دشت مرودشت به دریاچه‌ها می‌ریزد. از طریق چشمه سارها که از سنگ‌آهک‌ها و دولومیت‌های پیرامون دریاچه سرچشمه می‌گیرند نیز مقدار قابل توجهی آب وارد دریاچه‌ها می‌شود.ترکیب شیمیایی آب دو دریاچه از نوع کلریدسدیم، کلریدمنیزیم، سولفات سدیم ($NaCl$ ،SO $2Na$ $2MgCl_4$) می‌باشد. (**شکل ۱۰-۲**)

از نظر زمین‌ساختی و خاستگاه باید گفت که این دو دریاچه نواحی گود فرونشست نیریز – مرودشت هستند که در تشکیل آنها، گروهی از گسل‌های راندگی، با روند شمال باختری –جنوب خاوری نقش دارند و بر اساس دانسته‌های موجود، پاره‌ای از آنها، مانند راندگی بختگان، در دورهٔ کواترنر فعال بوده‌اند. ژرفای بسیار کم دریاچه‌ها و نبود پادگانه‌های دریاچه‌ای کهن، درک زمان تشکیل دریاچه را ناممکن ساخته، ولی کرینسلی (۱۹۷۰) به زمان پلیستوسن پسین (همزمان با دورهٔ یخچالی وُرم) باور دارد. چنین زمانی با جنبش‌های کوهزایی چرخهٔ پایانی آلپ که با فراخاست همراه بوده همخوانی دارد.بررسی‌های اکتشافی انجام شده برای استحصال پتاسیم و منیزیم، رضایت‌بخش نبوده است (وزارت صنایع و معادن، ۱۳۸۱).



شکل ۱۰-۲- تصویرماهواره‌ای دریاچه‌های مهارلو، تشک و بختگان

دریاچه‌های تار و هَویر

دریاچه‌های زمین‌ساختی تار و هویر در ۳۰ کیلومتری خاور شهرستان دماوند، از جمله دریاچه‌های آب شیرین کوهستانی هستند که در ارتفاع بیش از ۲۹۰۰ متر از سطح دریا قرار دارند و راه ارتباطی آنها، جاده ماشین روی دماوند –دریاچهٔ تار است. این دو دریاچه در فاصلهٔ حدود ۵۰۰ متری از یکدیگر قرار دارند. بیشترین درازای دریاچهٔ تار ۱/۳ کیلومتر و میانگین پهنای آن ۴۰۰ متر و درازی دریاچهٔ هویر حدود ۹۰۰ متر و میانگین پهنای آن ۱۵۰ متر است.

دو دریاچه بر روی هم نزدیک بـه ۰/۷ کیلومترمربـع وسـعت دارنـد. سرشـاخهٔ آب‌هـایی کـه بـه ایـن دریاچه‌ها می‌ریزند، چشمه‌ساران کوه‌های قره‌داغ، سیاه‌چال و شاه‌نشین در شمال و آبراهه‌هـای فصـلی از جنوب است که قسمتی ازآب آنها وارد دریاچه‌ها می‌شود و قسـمتی دیگـر، آب رودهـای تـار و هـویر را تأمین می‌کنند.در بارهٔ چگونگی تشـکیل ایـن دو دریاچـه، زمـین‌شناسـان (اشـتال، ۱۸۹۷، آلنبـاخ، ۱۹۷۲، شهرابی، ۱۳۷۳) دیدگاه واحدی دارند. شواهد زمین‌شناسی پیرامون دو دریاچه سبب شده تـا آنها بر این باور باشـند کـه در شـکل‌گیـری دو دریاچـه، عملکـرد تـوأم رانـدگی مُشـا – فشـم (آبیـک، فیروزکوه، شاهرود) و کوه لغز پهلوی جنوبی دریاچه (زرین‌کوه) نقش اساسی داشته‌اند. بـدین‌سـان کـه حرکات جوان این راندگی در زمان کواترنر، سبب رانش به نسبت بزرگی از زریـن‌کـوه (رشـته کـوه‌هـای جنوب دریاچه) شده و با ایجـاد پشـته‌ای بـه بلنـدای بـیش از ۵۰ متـر، سـدی طبیعـی در برابـر روان آب‌های سطحی ایجاد و شرایط لازم برای انباشت آب فراهم آمـده اسـت. تیـپ شـیمیایی آب دریاچـهٔ تـار، بـر اسـاس مطالعـات (لـوفلروین، ۱۹۵۰) از نـوع کلسـیم، منیـزیم، کربنـات (۳ – $MgCO_3$ $CaCO$)است.

دریاچهٔ پریشان (فامور)

دریاچهٔ پریشان یا فامور، در ۱۵ کیلومتری جنوب خاوری شهرستان کـازرون قـرار داد و نـام دریاچـه از کوه فامور، در شمال خاوری آن گرفتـه شـده اسـت. آب دریاچـه شـیرین اسـت و بخـش بیشـتر آن، از آبراهه‌هایی است که از کوه فامور سرچشمه می‌گیرند و بخشی نیز از منابع زیرزمینی تأمین مـی‌شـود. ژرفای کم دریاچه سبب می‌شود که در فصول خشک بخشی از آن زیـر پوشـش نهشـته‌هـای تبخیـری قرار گیرد. دریاچهٔ پریشان با حدود ۴۳ کیلومترمربع وسعت، در فرونشست کـم ژرفـایی تشـکیل شـده که از سطح دریا حدود ۸۲۰ متر بلنـدتر اسـت و در پیرامـون آن رخنمـون‌هـای مرتفـع از واحـدهای سنگ‌چینه‌ای زاگرس دیده می‌شود که به سن کرتاسهٔ پسین تا کـواترنر اسـت. از دیـدگاه سـاختاری و زمین‌شناسی، دریاچهٔ فامور در پهنهٔ زاگرس چین خورده قـرار گرفتـه. شـهرابی (۱۳۷۳) بـر ایـن بـاور

است که حرکت‌های جوان گسل فعال کازرون و گسل‌های وابسته که در فاصلهٔ کمی از دریاچه قرار دارند، در شکل‌گیری فرونشست کازرون و لغزش سازند نامقاوم گچساران نقش داشته‌اند. نامبرده وجود چندین زمین‌لغز از سازند گچساران را تأییدی بر نظر خود می‌داند.

دریاچهٔ جازموریان (جزموریان)

هامون جازموریان، یک فرونشست زمین‌ساختی جوان در ۱۵۰ کیلومتری باختر ایرانشهر است که و بلندی آن از سطح دریای آزاد ۳۵۰ متر می‌باشد. وسعت این هامون در فصول پرباران، ۳۳۰۰ کیلومترمربع است و به دلیل شرایط اقلیمی ویژه، در بیشتر مواقع سال، بخش اعظم آن به کفهٔ نمکی وکفه‌های رسی تبدیل می‌شود. رودها و آبراهه‌های متعدد دائمی و موقت، به این هامون می‌ریزند که از میان آنها، رود بَمپور و هلیل‌رود اهمیت بیشتری دارند. در بارهٔ شوری رودهای وارده و درصد نمک آب دریاچه گزارش‌های موجود هماهنگی دارد. در گزارش اوبرلندر (۱۹۸۸)، آب هامون قابل شُرب دانسته شده ولی فیشر (۱۹۶۸) آب هامون را شور می‌داند. بنابر دانسته‌های موجود، شوری آب جازموریان تا حد فوق اشباع از نمک است. کرینسلی (۱۹۷۰) گسترهٔ هامون جازموریان را شامل سه بخش زیر دانسته است:

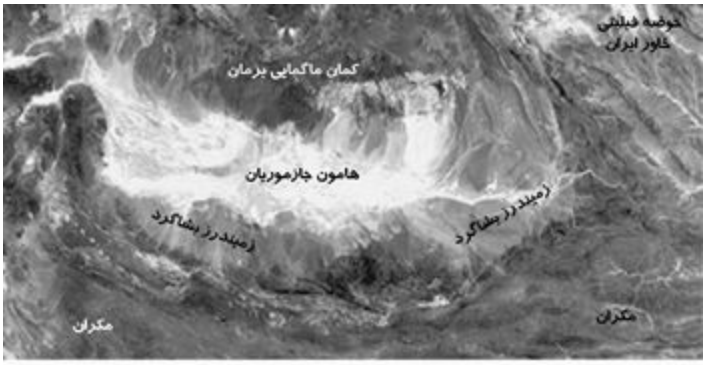
* دریاچهٔ فصلی که گسترهٔ آن در فصول خشک و مرطوب تغییرات زیادی دارد و در بیشتر جاها در اواخر تابستان و اوایل پاییز ناپدید می‌شود.

* پهنهٔ مرطوب که سطحی در حدود ۲۲ درصد می‌پوشاند.

* پهنهٔ باتلاقی که ۵۹ درصد از منطقهٔ مرطوب را زیر پوشش دارد و مرز بالایی آن به پهنه‌های سیلتی-رسی است.

هامون جازموریان در مرکز یک فرونشست زمین‌ساختی جوان است که بین رشته کوه‌های جبال‌بارز (در شمال) و رشته کوه‌های بشاگرد (در جنوب) قرار دارد. در گذشته این فرونشست را لبهٔ جنوبی

بلوک لوت می‌دانستند، ولی در حال حاضر این باور وجود دارد که جازموریان نـوعی فرونشسـت پـیش کمانی است که در شکل‌گیری آن، فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عمان به زیر مکران و همچنـین عملکـرد گسل‌های همروند با فروافتادگی، به ویژه مجموعهٔ گسلی بشاگرد، نقش داشته‌اند. اشـتوکلین (۱۹۷۰) پدیدهٔ فروافتادگی را به رخدادهای نئـوژن –کـوارترنری نسـبت داده، ولـی کرینسـلی (۱۹۷۰) زمـان تشکیل آن را پلیستوسن می‌داند. **(شکل ۱۰-۳)**



شکل ۱۰-۳- تصویر ماهواره‌ای دریاچه فصلی هامون جازموریان

دریاچهٔ حوض‌سلطان

دریاچهٔ حوض‌سلطان یا دریاچهٔ شاهی، فروافتـادگی نامتقـارنی بـا ۳۳۰ کیلومترمربـع وسـعت، در ۳۵ کیلومتری شمال قم و در شمال باختری دریاچهٔ نمک است. این دریاچـه شـامل دو چالـهٔ جـدا از هـم یکی به نام «حوض‌سلطان» و دیگری به نام «حوض‌مره» اسـت کـه بـا آبراهـهٔ بـاریکی بـه هـم وصـل می‌شوند. حوضهٔ باختری (حـوض‌سـلطان) دارای بلنـدی ۸۰۶ متـر از سـطح دریـا اسـت کـه بـه طـور معمول از روان‌آب‌های سطحی تغذیه می‌شود. حوضهٔ خاوری (حـوض‌مـره)، افـزون بـر روان‌آب‌هـا، از رودهایی مانند رودشور و قره‌چای نیز بهره می‌گیرد.

مطالعات مستوفی (۱۳۵۰) نشان می‌دهد که آب ابتدا وارد حوض‌مره شده و پـس از پـر شـدن آن، از مسیل دو حوض گذشته وارد حوض‌سلطان می‌شـود و هنگـامی کـه آب در حـوض‌سـلطان چنـد متـر

بالاتر آمد، به طرف حوض‌مره بازمی‌گردد و سرریز این دو حوض، بـه دریاچـهٔ نمـک تخلیـه مـی‌شـود. مشاهدات صحرایی کرینسلی (۱۹۷۰)، نشان می‌دهد که از مرکز دریاچه به خـارج دو پهنـهٔ جداگانـهٔ قابل شناسایی است. یکی مرکز دریاچه که حـدود ۲۴ درصـد از مسـاحت آن را زیـر پوشـش دارد و بـا پوستهٔ نمکی پوشیده شده است. دوم، زون مرطوب که ۷۶ درصد بقیه را تشکیل می‌دهد کـه بـه زون گیاهان ریشه بلند به پهنای ۲۰ متر می‌رسد. پوستهٔ نمکی بـا ۵ سـانتیمتر ضـخامت، شـامل نوارهـای هم‌مرکز سفید و خاکستری است و در زیر آن سیلت‌های رسی و خاکسـتری رنـگ مرطـوب قـرار دارد. این زون (پوستهٔ نمکی) به طور فصلی با آب پوشیده می‌شود، ولی مناطق مرکزی آن ممکـن اسـت در تمام سال، آب‌دار باشد. مطالعات انجـام شـده در زون مرطـوب نشـان داده کـه میـزان رس موجـود در نمونه‌ها، ۳۵ تا ۴۵ درصد است که ۱۰ تا ۹۰ درصد کانی‌هـا، کائولینیـت اسـت. در پشـته‌هـای شـن و ماسه‌ای زون گیاهان با ریشهٔ بلند، چند خـط داغ آب وجـود دارد کـه بـه سـمت سراشـیبی تـا ارتفـاع ۸۲۶ متر ادامه دارد.

اختلاف ارتفاع بین پست‌ترین و بلندترین خط داغ آب ۲۰ متر است. پیشروی وسیع مخروط‌افکنه‌هـا در پهنای زون مرطوب و روی پوستهٔ نمکـی نشـانگر آن اسـت کـه روان‌آب سـطحی بـیش از گذشـته است و تغییر آب و هـوایی بـه سـوی دورهٔ مرطـوب‌تـر از گذشـته، پـیش مـی‌رود.مطالعـات معتمـد و همکاران (۱۳۵۶) نشان داده است که رسوبات حوض‌سلطان بیشـتر از نـوع گـچ و نمـک، مـارن و رس است. بررسی‌های لرزه‌نگاری و حفاری نیز نشان داده که نمک تا عمق ۴۶ متـر وجـود دارد. ایـن نمـک، به صورت ۵ لایهٔ جدا از هم با ضخامت کل تا ۲۰ متر است کـه بـا رس‌هـای قهـوه‌ای تـا خاکسـتری از یکدیگر جدا می‌شوند.

دریاچهٔ زریوار (زره‌وار)

دریاچهٔ زریوار در ۸ کیلومتری باختر مریوان قـرار دارد و از دریاچـه‌هـای آب شـیرین کوهسـتانی اسـت که در ارتفاع ۸۱۸ متر از سـطح دریـا قـرار دارد و حـدود ۲۰۰ متـر پـایین‌تـر از شـهر مریـوان اسـت.

بیشترین درازای زریوار ۵ کیلومتر و میانگین پهنای آن ۱/۷ کیلومتر است. این دریاچه با وسعت حدود ۸/۵ کیلومترمربع، در یک فرونشست محلی به نسبت باریک در پهنهٔ سنندج –سیرجان تشکیل شده که دو سوی خاوری و باختری آن، به گسل طولی شمال باختری –جنوب خاوری محدود است. احتمال می‌رود که دو گسل یاد شده در تشکیل و تکوین این دریاچه نقش داشته باشند. وسعت حوضهٔ آبریز این دریاچه، حدود ۵۰۰ کیلومترمربع و بیشینهٔ ژرفای آن حدود ۵۰ متر است. رود چم‌زریوار همراه با آبراهه‌های دیگر و به ویژه چشمه‌های دریاچه‌ای تأمین کنندهٔ اصلی آب این دریاچه هستند. مهم آنکه رود مریوان از این دریاچه سرچشمه می‌گیرد. سن‌سنجی نمونه‌های این دریاچه به روش کربن ۱۴ و مطالعات گرده‌شناسی، نشان داده که این دریاچه بیش از ۲۰۰۰۰ سال پیش از میلاد مسیح (پلیستوسن) و در شرایط آب و هوای سرد تشکیل شده است (بوتما، ۱۹۷۷).

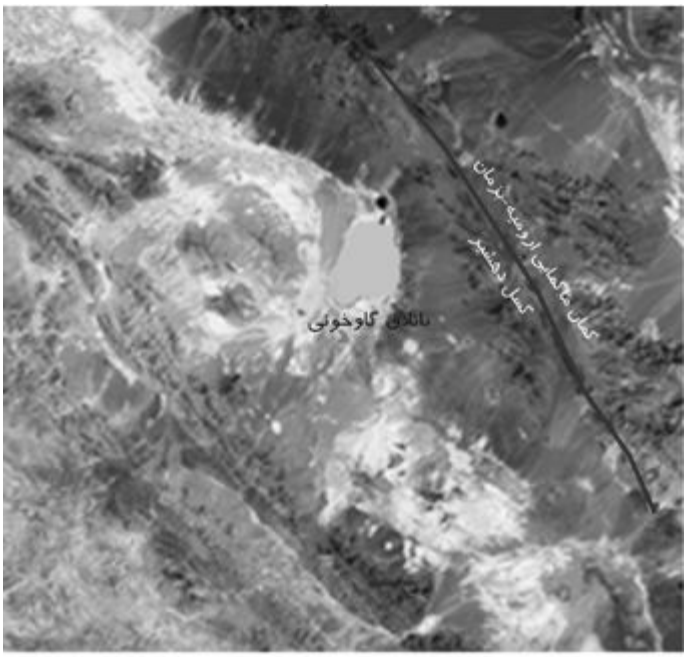
باتلاق گاوخونی (گاوخانی)

باتلاق گاوخانی (چاه بزرگ) که به گاوخونی مشهور است در حدود ۶۰ کیلومتری جنوب اصفهان قرار گرفته است. وسعت آن نزدیک به ۲۸۰ کیلومترمربع است که در ارتفاع ۱۴۷۰ متری از سطح دریاهای آزاد قرار دارد. پیرامون این باتلاق را تا فواصل زیاد، دشت‌های آبرفتی و یا تپه ماهورهای کم ارتفاع تشکیل داده‌اند که بیشینهٔ ارتفاع آنها از ۲۲۰ متر تجاوز نمی‌کند. زاینده‌رود که از کوه‌های زردکوه سرچشمه می‌گیرد، تغذیه کنندهٔ اصلی این باتلاق است. تعدادی رود و آبراهه فصلی نیز در آب‌رسانی به این باتلاق شرکت دارند که در بیشتر ایام سال خشک هستند. به همین دلیل، گسترهٔ این باتلاق در فصل‌های مختلف سال متغیر است.از نظر ریخت‌شناسی، باتلاق و حاشیهٔ آن، دارای ریخت‌های متفاوت زیر است.

* بخش آب‌دار که بیشترین سطح این باتلاق را زیر پوشش دارد.

* بخش کرانه‌ای که نیمه‌خشک یا خشک بوده و زیر پوشش کفه‌های رسی و رسوبات تبخیری هستند.

* گسترهٔ زیر پوشش تلماسه‌ها در شمال باختری باتلاق.باتلاق گاوخونی بخشی از یک فرونشست ناپیوستهٔ زمین‌ساختی است که از دریاچهٔ وان در ترکیه آغاز و پس از عبور از دریاچهٔ ارومیه، دریاچهٔ توزگل اراک به مرداب گاوخونی می‌رسد و به سمت جنوب باختری تا کفه سیرجان و فروافتادگی جازموریان و حتی فروافتادگی ماشکل در پاکستان ادامه می‌یابد. این گودال‌ها، در واقع نوعی فروافتادگی بیش کمانی هستند که در شکل‌گیری آنها گسل‌های پرشیب نقش اساسی دارند.(**شکل ۴-۱۰**)



شکل ۱۰-٤-تصویر ماهواره‌ای باتلاق گاوخونی

دریاچهٔ گَهَر

در دامنهٔ جنوبی اشتران‌کوه، دو دریاچهٔ آب شیرین به نام گَهَر بالا و گَهَر پایین وجود دارد که از یکدیگر حدود ۱۰۰ متر فاصله دارند. دریاچهٔ پایینی بزرگ‌تر از بالایی است و فاصلهٔ خطی دو دریاچه، حدود ۱۶۰۰ متر است . سطح دریاچهٔ گَهَر در ارتفاع ۲۳۰۰ متری است و از شهرهای دورود، ازنا به ترتیب ۸۵۰ و ۴۳۰ متر بالاتر است. درازای گَهَر حدود ۲۱۰۰ متر و میانگین پهنای آن ۳۵۵ متر و مساحت آن حدود ۰/۷۵ کیلومترمربع است (نبوی، ۱۳۶۴). اصلی‌ترین گسترهٔ حوضهٔ آبریز دریاچه، پهلوی جنوبی اشتران‌کوه یعنی «برآفتاب» با حدود ۴۵ کیلومترمربع وسعت است. آب دریاچه محدود به آب‌های سطحی نیست و به نظر می‌رسد که بخشی از آب دریاچه، از چشمه‌های کف تأمین می‌شود. دریاچهٔ گَهَر در دره‌ای به همین نام در پشت اشتران‌کوه شکل گرفته است در محل دریاچه تودهٔ بزرگی از خاک و سنگ وجود دارد که چون سدی طبیعی در جلوی آبراهه‌های بالادره را گرفته و در نتیجه دریاچه به وجود آمده است. بنابراین، بنیاد دریاچه را همین تودهٔ فروریخته و جنبش گسل‌های گَهَر و دورود تشکیل می‌دهد. زمان تشکیل این دریاچه دانسته نیست و نیاز به مطالعه دارد.

دریاچهٔ مهارلو

دریاچهٔ مهارلو در حدود ۱۸ کیلومتری جنوب خاوری شیراز قرار دارد. ارتفاع این دریاچه، ۱۴۶۰ متر از سطح دریا و بیشینهٔ ژرفای آن ۳ مترگودی است. به همین دلیل میزان تبخیر بالاست و بخشی از بستر آن را لایه‌ای از نمک می‌پوشاند و فقط در بخش‌های شمالی و مرکزی آن، آن هم با ژرفای خیلی کم (حداکثر ۵۰ سانتیمتر) و شوری زیاد،آب وجود دارد. تأمین کنندهٔ اصلی آب این دریاچه رودها و آبراهه‌هایی هستند که از شمال باختری و جنوب خاوری در آن تخلیه می‌شوند. مساحت آن در فصول مختلف متفاوت و تابع بارش‌های جوی است. جدا از تبخیر زیاد، نهشته‌های گچی سازند ساچون و دو گنبد نمکی واقع در خاور این دریاچه، در شوری بی‌اندازهٔ آن تأثیر به سزایی دارند.

دریاچهٔ مهارلو در یک فرونشست ناودیس مانند با روند شمال باختری –جنوب خاوری، شکل گرفته که گسل جوان و لرزه‌ای سروستان از آن می‌گذرد. به نظر می‌رسد که حرکات این گسل به ویژه از زمان پلیستوسن پسین به بعد، موجب تشکیل این فرونشست ناودیس گونه شده باشد.

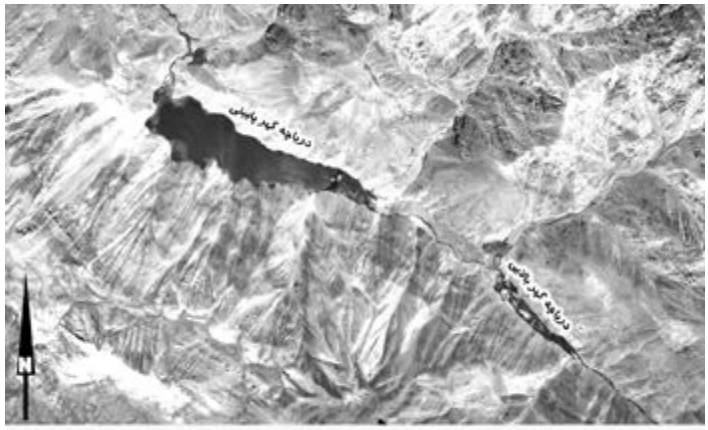
به باور کرینسلی (۱۹۷۰) به دلیل نبود سواحل کهن یا پادگانه‌های بلند، امکان وجود دریاچه‌ای در زمان پیش از پلیستوسن کم است و اگر دریاچه‌ای هم وجود داشته، در نقاطی بوده که امروزه در حاشیهٔ دریاچهٔ فعلی قرار می‌گیرد.آب این دریاچه از نوع کلریدسدیم –منیزیم، سولفات سدیم($NaCl$ ،$MgCl_2$ ، SO_4Na_2) است و از نمک این دریاچه برای صنایع پتروشیمی استفاده می‌شود. در ضمن بالابودن پتاسیم و به ویژه منیزیم در شورابه‌های دریاچهٔ مهارلو، امکان استحصال اقتصادی نمک‌های منیزیم به عنوان فرآوردهٔ اصلی و پتاسیم به عنوان محصول فرعی را امکان‌پذیر نشان می‌دهد (وزارت صنایع و معادن، ۱۳۸۱).

دریاچهٔ نمک

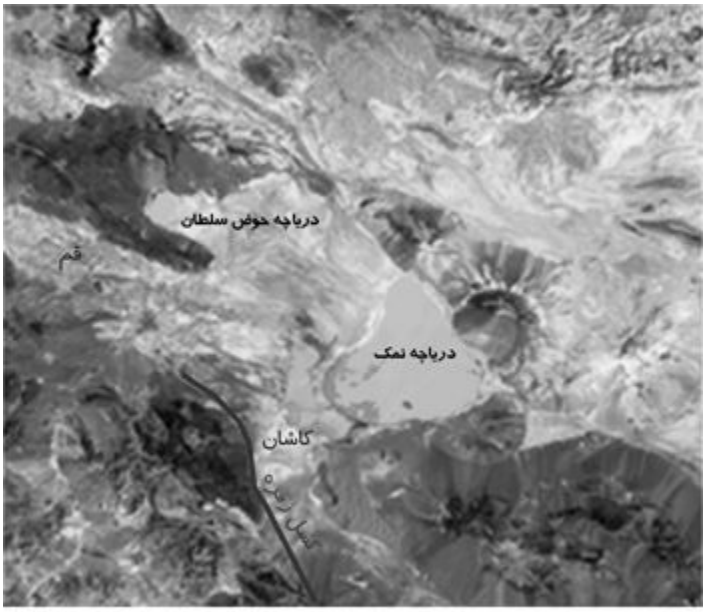
از این دریاچه به نام‌های دیگری همچون دریاچهٔ نمک کاشان، دریاچهٔ نمک قم، دریاچهٔ قم، دریاچهٔ آران و دریاچهٔ مسیله، یاد می‌شود و نام دریاچهٔ نمک بیشتر به کار می‌رود. انتخاب این نام به دلیل شوری بسیار زیاد دریاچه است به طوری که در فصل تابستان قطعات نمک بر روی آن شناور می‌شود. (**شکل ۱۰-۵** و**شکل ۱۰-۶**)

این دریاچه، با درازای ۸۰ و پهنای ۳۰ کیلومتر، یک فرونشست زمین‌ساختی است که در ارتفاع حدود ۷۹۵ متر از سطح دریای آزاد تشکیل شده و فاصلهٔ آن تا قم حدود ۶۲ کیلومتر است. وسعت و شکل این دریاچه، متناسب با آب‌های تغذیه کننده و میزان بارندگی، تغییرات زیاد دارد و وسعت آن همراه با کفه‌های گلی پیرامون، حدود ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۰ کیلومترمربع است. ولی با توجه به شکل و ریخت‌شناسی پیرامون، به نظر می‌رسد در زمان پلیوسن، دریاچهٔ نمک وسعت بیشتری داشته و به

احتمال گودی‌های پیرامون اشتهارد، ساوه، ایوانکی قم و کاشان را احاطه مـی‌کـرد. بـیش از ۲۵۰ متـر از رسوبات سخت نشدهٔ زمان کـواترنر در ایـن دریاچـه نهشـته شـده اسـت کـه نشـانگر زمـان کـواترنر پیشین تا زمان حال هستند (حفاری‌هـای شـرکت ملـی نفـت ایـران، ۱۹۶۰).دریاچـهٔ نمـک در یـک فرونشست کم ژرفای زمین‌ساختی تشکیل شده که پیرامـون آن تعـدادی گسـل‌هـای اصـلی و فرعـی وجود دارد که بعضی از آنها مانند گسل‌های مرنجاب، راوند (بخشی از گسـل کوشـک نصـرت –زفـره)، سیاه‌کوه و دوازده امام، از گسله‌های جوان و فعال کواترنر به شمار می‌روند. این مجموعهٔ گسـل‌هـا کـه دو روند متفاوت دارند دریاچه را دربر گرفته تا در تشکیل دریاچه نقش داشته باشند.



شکل ۱۰-۵-دریاچه گهر بالا و پایین در اشترانکوه (مقیاس ۱:۵۰،۰۰۰)



شکل ۱۰-۶-تصویر ماهواره‌ای دریاچه نمک و دریاچه حوض سلطان

دریاچۀ دریاچۀ هامون

دریاچۀ هامون با حدود ۱۸۰۰ کیلومترمربع وسعت، بزرگ‌ترین حوضۀ دریاچه‌ای خاور ایران است که از سه حوضچۀ اصلی یوزک، صابری و هیرمند تشکیل شده که در فصول کم باران و در زمان بادهای ۱۲۰ روزه از هم جدا و در زمان‌های پرباران، دریاچۀ واحدی را تشکیل می‌دهند. هیرمند در ایران، و بخشی از صابری در افغانستان است. رودها و آبراهه‌های زیادی به این دریاچه و باتلاق‌های اطراف آن تخلیه می‌شود که از میان آنها، رود هیرمند بیشترین آبدهی را دارد. از نگاه ریخت‌شناسی، دریاچه‌ها از سه بخش تشکیل شده‌اند:

* دریاچه‌های دائمی، که بیشترین سطح را با ژرفای بیشینه حدود ۱۱ متر دارد.

* دریاچه‌های فصلی، که بصورت نوار به نسبت باریکی پیرامون دریاچه‌های دائمی قرار دارند.

* کفه‌های گلی و باتلاق‌ها، که بیشتر در حاشیۀ خاوری و جنوب خاوری دریاچه‌ها توسعه دارند.

از دیدگاه زمین‌شناسی، دریاچه یا مجموعهٔ دریاهای هامون بخشی از بلوک ساختاری هیلمند (هلمند) افغانستان دانسته شده که در خاور گسل شمالی –جنوبی هریرود قرار دارد. اما داده‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که دشت زابل بخشی از فرونشست داری‌رود افغانستان است که نقاط پست آن مانند دریاچه‌های هامون، پایانه و محل انباشت بخشی از روان‌آب‌های هندوکُش و آبراهه‌های سرچشمه گرفته از خاک ایران است.

دیگر دریاچه‌های ایران

تعدادی دریاچهٔ به نسبت کوچک، در نقاط مختلف ایران وجود دارد که چندان شناخته شده نیستند و اطلاعات چندانی از آنها در دسترس نیست. دریاچه‌های زیر از آن جمله‌اند:

دریاچهٔ آب بوندار: این دریاچه در حدود ۶۰ کیلومتری باختر تا شمال باختری شهرستان دهدز قرار دارد و از جمله دریاچه‌های آب شیرین کوهستانی ایران است که در یک فروافتادگی زمین‌ساختی قرار گرفته و از سطح دریا حدود ۸۵۰ متر بلندی دارد. بیشینهٔ درازای آن ۲ کیلومتر و پهنای میانگین، ۱/۶ کیلومتر است. آب این دریاچه، به طور عمده از چشمه‌های کارستی زیر دریاچه و به مقدار کم از نهرهای کوچکی که در فصول پر باران آب دارند، تأمین می‌شود.

دریاچهٔ مور زرد زیلایی: این دریاچه در حدود ۱۸۰ کیلومتری شمال باختری یاسوج و در ارتفاع ۲۱۸۰ متری از سطح دریا قرار دارد. برم‌مورزرد زیلایی و برم‌دلی‌بو نام‌های دیگر این دریاچه است. به نظر می‌رسد که این دریاچه از انواع کارستی باشد و آب آن از چشمه‌های کارستی و روان آب‌های سطحی تأمین شود.

دریاچهٔ سیران‌گل: این دریاچه در جنوب دریاچهٔ ارومیه و در کنارهٔ باختری جادهٔ ارومیه –مهاباد قرار دارد. فاصلهٔ آن از ارومیه ۸۵ کیلومتر است و در ۲۰ کیلومتری شمال خاوری نقده قرار دارد. آب این دریاچه از رودهای فرعی و اغلب فصلی، تأمین می‌شود و به مقدار کمتر، چشمه‌های

زیردریاچه‌ای نیز در این امر مشارکت دارند.بر خلاف دریاچهٔ ارومیه که فوق اشباع از نمک است، این دریاچه از انواع شور می‌باشد.

دریاچهٔ قوری‌گل: این دریاچه در ۱۸ کیلومتری شمال باختری بستان‌آباد تبریز قرار دارد و ارتفاع آن از سطح دریا ۱۸۹۰ متر است. آب این دریاچه بیشتر از رودها و آبراهه‌های فصلی و سیلابی و به مقدار کمتر از طریق چشمه‌های زیردریاچه تأمین می‌شود و شیرین است.

دریاچهٔ بَزَنگان: این دریاچه در بلندی‌های کپه‌داغ و در ۱۳۰ کیلومتری جادهٔ مشهد –سرخس قرار دارد. مساحت این دریاچهٔ آب شیرین، حدود ۸۰ هکتار و بیشینهٔ عمق آن ۱۲ متر است.

دریاچهٔ شط تمی: این دریاچه یک دریاچهٔ کوهستانی در کوه‌های زاگرس است که در نزدیکی کوه منار قرار دارد. راه ماشین‌رو ندارد و می‌توان از الیگودرز یا فریدونشهر، ابتدا به روستای دستگرد و بعد به دریاچه رسید. این دریاچه، به احتمال از منشأ چشمه‌های کارستی است و به دلیل قرارگیری در زون راندگی‌ها، ممکن است منشأ زمین‌ساختی داشته باشد.

دریاچهٔ شورابیل اردبیل: این دریاچه با مساحت تقریبی ۶۴ کیلومترمربع در جنوب اردبیل قرار دارد و از دریاچه‌های شور است. بسترآن پوشیده از گل و لای و لجن سیاه‌رنگ است و نمک به ضخامت ۵ تا ۸ سانتی‌متر روی آن را می‌پوشاند.

دریاچه یا برکهٔ نئور اردبیل: این دریاچه در ۴۸ کیلومتری جنوب خاوری اردبیل به طرف خلخال و در فاصلهٔ ۱۸ کیلومتری خاور جاده، در منطقهٔ کوهستانی قرار دارد. مساحت کل دریاچه در حدود ۲/۱ کیلومترمربع و ژرفای متوسط آن حدود ۳ متر است. در هنگام تابستان، به علت کم آبی، به دو دریاچهٔ کوچک و بزرگ تقسیم می‌شود. آب آن شیرین است.

دریاهای ایران

دریای خزر

دریای خزر که در گذشته به نام‌هایی چون خاواینسکی، دریای هیرکانیان، دریای جرجان (گرگان)، بحر مازندران، بحر جرجان، بحر آبسکون و بحر قانیا، نامیده می‌شد بزرگ‌ترین دریاچهٔ روی زمین است. این دریای بسته که در شمال کوهزاد آلپ – هیمالیا قرار گرفته، باقیمانده‌ای از دریای پاراتتیسParatethys است که بر پایهٔ پژوهش‌های استراخوف و همکاران (۱۹۵۴)، حدود ۱۱۰۰۰ سال پیش، پس از جدایش از دریاهای سیاه و مدیترانه، مستقل شده است. پاره‌ای از ویژگی‌های خزر عبارتند از:

وسعت: دریای خزر، با وسعتی حدود ۴۳۶۰۰۰ کیلومترمربع، ۱۲۰۰ کیلومتر درازا و ۲۲۰ تا ۵۵۰ کیلومتر پهنا دارد و حجم آب آن افزون بر ۷۷۰۰۰ کیلومترمکعب است. گودی این دریا در بخش شمالی، ۱۰ تا ۱۲ متر و در بخش میانی تا ۷۷۰ متر است و گودترین نقطه آن در بخش جنوبی، تا ۱۰۰۰ متر نیز می‌رسد (شکل ۱۰-۷). سطح آب دریاچه در حدود ۲۶ تا ۲۸ متر (بر حسب سال‌های متفاوت) از سطح آب دریاهای آزاد پایین‌تر است. این دریا از طریق ولگا و همچنین کانال ولگا – دن که مجهز به حوضچه‌های تنظیم سطح آب و برقراری هم ترازی آب است، به طور غیرمستقیم با دریای بالتیک و دریای سیاه ارتباط دارد.

ریخت‌شناسی: بخش شمالی خزر شیب بسیار ملایم دارد. دو بخش میانی و جنوبی، با یک برجستگی زیرآبی به نام برجستگی سرت Syrtدر حد فاصل دماغهٔ باکو و خلیج قره بغاز، با امتداد شمال باختر – جنوب خاور از یکدیگر جدا می‌شوند. این برجستگی، ادامهٔ بلندی‌های قفقاز است و ژرفای آب روی آن از ۲۰۰ متر تجاوز نمی‌کند. این برجستگی، مانع جریان آب در سطح دریاچه نیست.حجم آب: بیش از دو سوم حجم آب دریای خزر در بخش جنوبی است. نزدیک به یک سوم از آب در بخش مرکزی و فقط حدود ۰/۱ درصد به بخش شمالی تعلق دارد.

نهشته‌های بستر: به دلیل ناهمگنی ریخت بستر، گسترش رسوب‌های وارده، ناهماهنگ است. سالانه رودهای وارده به ویژه ولگا حدود ۹۰ میلیون تن رسوب را وارد دریاچه می‌کنند که در آنها، سیلت از همه بیشتر است و همراه با دیگر انواع (ماسه، رس کربناتی دانه‌ریز) ستبرای قابل توجهی را تشکیل می‌دهند. ستبرای نهشته‌های نرم بستر دریای خزر را از ۴۰ متر در نقاط شمالی و مرکزی تا حدود ۱۲۰۰ متر در بخش جنوبی برآورد کرده‌اند.

داده‌های موجود نشان می‌دهد که در این دریا، مرز نهشته‌های کم عمق و عمیق به طور کامل از یکدیگر جدا نیست. برای مثال، رسوبات دانه‌درشت به همراه صدف نرم‌تنان، برخلاف دیگر نقاط، تا ژرفای ۳۰۰ متر انتشار دارد. و یا کربنات کلسیم موجود در رسوبات، در نقاط مختلف تغییر می‌کند و مقدار آن هیچ‌گونه ارتباطی به عمق آب ندارد

گل‌فشان‌ها و گریفون‌های خزر: در بخش جنوبی دریای خزر به ویژه در جمهوری آذربایجان و ترکمنستان محدودهٔ آبی شمال باختری بندرانزلی و در شمال بندرترکمن (منطقهٔ داشلی‌برون و قزل‌تپه)، به ویژه از دیدگاه‌های نشانه‌های مثبت وجود نفت و گاز درخور توجه‌اند. این گل‌فشان‌ها حدود ۷۰ درصد گل‌فشان‌های دنیا را تشکیل می‌دهند و ابزاری خوب در پی‌جویی‌های نفتی به شمار می‌آیند. در هر حال، باید گفت که به دلیل فوران‌های ناخواستهٔ هنگام حفاری، می‌توانند مخاطره‌آمیز باشند.

جریان‌های دریایی: در دریای خزر، یک جریان دریایی اصلی چرخشی وجود دارد که حرکتی پاد ساعتگرد دارد. این جریان اصلی به دو جریان فرعی در بخش شمالی، یک جریان فرعی در بخش مرکزی و دو جریان فرعی دیگر در بخش جنوبی تقسیم می‌شود. این جریان‌ها، باعث جا به جایی آب و نهشته‌های سطحی می‌شوند (شکل ۱۰-۸).

دمای آب: دما در تابستان به تقریب در همه جا برابر است، ولی در زمستان، بخش شمالی دریای خزر (دست‌کم چهارماه) دمای زیر صفر دارد و یخبندان است، در صورتی که در جنوب آن، هیچ‌گاه یخبندان نمی‌شود و متوسط دما ۵/۹ + درجه سانتیگراد است.

تغییرات سطح آب: شواهد تاریخی نشان داده که سطح آب دریای خزر همیشه در نوسان بوده است. اعداد گزارش شده متفاوت است در مجموع به نظر می‌رسد که بین بالاترین و پایین‌ترین سطح آب، ۹ متر اختلاف وجود داشته است. به دلیل وسعت زیاد، تغییرات سطح آب دریا، بر تغییرات آب و هوایی و حتی پستانداران پیرامون اثرگذار است.بالا آمدن سطح دریا یکی از معضلات نواحی پیرامون دریاچه است. در این مورد، عواملی مانند عملکردهای زمین‌ساختی، بالا آمدن سست کره و یا دیاپیرها نمی‌توانند اثرگذار باشند، چرا که این گونه پدیده‌ها در مقیاس میلیون سال عمل می‌کنند. لذا، در بالا آمدن سطح آب باید عوامل کوتاه‌مدت طبیعی (مانند چرخه‌های آب و هوایی، افزایش دمای زمین) و عوامل مصنوعی (جلوگیری از تبخیر در قره‌بُغاز، ورود پساب شهرها، تغییر مسیر رودهای بزرگ به داخل دریاچه) اثر عمده‌تری داشته باشند.

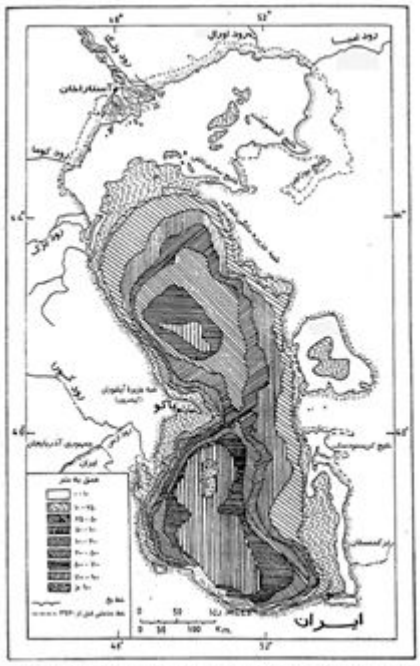
منابع تأمین‌کنندهٔ آب خزر: مجموع آبی که سالانه به خزر وارد می‌شود، حدود ۴۵۰ کیلومترمکعب است که این حجم آب می‌تواند سطح دریا را حدود ۱۲۵ تا ۱۳۵ سانتیمتر بالا ببرد. ولی در حالت عادی، این افزایش حجم با عمل تبخیر جبران می‌شود. بیش از ۹۵ تا ۹۷ درصد آب دریای خزر از رودهای ولگا، اُمبا، اورال، کوما، ترک، کورا و حدود ۲ تا ۳ درصد آن از سفیدرود و اترک تأمین می‌شود. مجموع آبی که رودها به خزر می‌ریزند، سالانه حدود ۳۵۰ کیلومترمکعب است که بیش از ۷۶ درصد، آن سهم رود ولگا است.

پی‌سنگ: دریای خزر ناهمگن و قابل تقسیم به سه بخش شمالی، مرکزی و جنوبی است که با گسل‌های اصلی موجود در پی‌سنگ از یکدیگر جدا شده‌اند. پی‌سنگ بخش شمالی از نوع پوستهٔ نیمه‌اقیانوسی – سکوی قاره‌ای پرکامبرین روسیه است که چین‌هایی با روند شمالی –جنوبی دارد.

بخش مرکزی دارای پی‌سنگ هرسی‌نین، با ویژگی‌های قاره‌ای و روند شمال باختری –جنوب خاوری است. بخش جنوبی دارای پی‌سنگ بازالتی با ستبرای ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر است که با پوسته گرانیتی محصور داشته است (بربریان، ۱۹۸۱).داده‌های لرزه‌ای نشان داده که پوستهٔ بازالتی خزر جنوبی از دو لایهٔ اصلی تشکیل شده است. در بخش زیرین، سرعت عبور امواج P حدود ۶/۶ کیلومتر در ثانیه است و ویژگی‌های مشابه با پوستهٔ اقیانوسی دارد. در بخش فوقانی سرعت امواج P حدود ۳/۵ تا ۴ کیلومتر در ثانیه است و مشخصاتی شبیه لایه گرانیتی دارد (کوربانف، ۱۹۸۲).

ترکیب شیمیایی: آب خزر از نوع منیزیم، کلسیم و سولفات است و میزان نمک‌های محلول آن بین ۱۲ تا ۱۳ گرم در لیتر است که به تقریب یک سوم شوری آب دریاهای آزاد و اقیانوس‌هاست. شیرین‌ترین بخش آب دریای خزر مربوط به نواحی نزدیک به مصب رودخانهٔ ولگا و شورترین بخش آن مربوط به خلیج قره‌بغاز بوده است که در آن تبخیر بر ورودی آب بر خلیج فزونی دارد.

توان هیدروکربنی خزر: نخستین گزارش مستند در بارهٔ توان هیدروکربنی خزر، به سدهٔ سیزدهم میلادی باز می‌گردد. نفت، به طور رسمی در سال ۱۸۶۹ از بخش خشکی و در سال ۱۹۴۵ از بخش آبی باکو استخراج شد و تاکنون تعداد ۲۱۰۰۰ حلقه چاه در مناطق اکتشافی (خشکی و دریا) حفر شده است (موسوی، ۱۳۸۰). جدا از میدان‌های نفتی خزر شمالی و خزر میانی، خزر جنوبی یکی از منابع اصلی اکتشاف و تولید نفت و گاز دریای خزر است. در خزر جنوبی، سنگ مخزن اصلی بهره‌ده Series Productive به سن پلیوسن زیرین –میانی است. سنگ مخزن فرعی آن نهشته‌های ماسه‌ای سازند آپشرون به سن کواترنر پیشین می‌باشد.



شکل ۱۰-۷- ژرفای دریای خزر بر حسب متر (رتکویچ ۱۹۵۱ و ناسکین ۱۹۵٤)

شکل ۱۰-۸-جهت جریان‌های دریایی در دریای خزر

دریای خلیج فارس

خلیج فارس یک دریای حاشیه‌ایSea Marginal است که به طور کامل روی فلات قاره قرار دارد و سراشیبیSlope آن در خلیج عمان است. این خلیج ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر پهنا و سطحی در حدود ۲۲۶۰۰۰ کیلومترمربع را زیر پوشش دارد. ژرفای میانگین آن حدود ۳۵ متر و ژرف‌ترین نقطهٔ آن در کرانهٔ ایرانی تنگهٔ هرمز است که ژرفایی تا ۱۶۵ متر دارد، ولی، میانگین آن در کناره‌های محور، ۷۴ تا ۹۲ متر است.

از نظر ریخت‌شناسی، خلیج فارس نامتقارن و شیب ساحل عربی (جنوبی) آن آرام‌تر از ساحل ایرانی (شمالی) است. به سخن دیگر، محور طولی خلیج فارس آن را به دو قسمت تقسیم می‌کند (شکل ۱۰-۹). یکی تک شیب Homocline پایدار جنوبی که پیش‌بوم سپر عربستان است و شیب بسیار آرام (۳۵ سانتیمتر هر کیلومتر) دارد و دیگری بخش ناپایدار شمالی است که قسمتی از رشته‌کوه‌های چین‌خوردهٔ زاگرس و تغییرات شیب آن ۱۷۵ سانتیمتر در هر کیلومتر است. کرانهٔ جنوبی خلیج فارس، به ویژه در خاور شبه جزیرهٔ قطر، منطقهٔ وسیع و کم ژرفایی (۱۰ تا ۲۰ متر) است که به طور عمده با ریخت‌شناسی پست، محیط تبخیری و منطقهٔ کشندی (سبخایی) مشخص است. کرانهٔ ایرانی این دریا، از سازندهای سخت و بلند با ریختار خطی ساخته شده و با واسطهٔ یک دشت ساحلی باریک، با دریا در ارتباط است. منطقهٔ کم‌شیب کرانهٔ جنوبی و دریای کم ژرفای آن با تاقدیس‌هایی با بام‌های کم شیب با روند شمالی –جنوبی تا شمال خاوری –جنوب باختری (روند پی‌سنگ عربستان)، اغلب میدان‌های نفتی بزرگی را می‌سازند. تاقدیس‌های قطر، رودخان و بحرین اغلب چهره‌های توپوگرافی کم شیبی را تشکیل داده‌اند که با سیستم‌های گسلی کنترل می‌شوند.

از سوی دیگر، کرانهٔ ایرانی این خلیج، کرانه‌ای کوهستانی با روند شمال باختری است که پشته‌های تاقدیسی با بلندی بیش از ۱۵۰۰ متر هستند. به همین دلیل، ساختارهای کرانهٔ شمالی خلیج فارس، از دیدگاه هندسی، با آنچه که در کرانهٔ جنوبی است، تفاوت دارد. برخورد ساختارهای کرانهٔ عربی و رشته‌کوه زاگرس، توپوگرافی زیردریایی خلیج فارس را تشکیل می‌دهد. گرچه شیب بستر

بسیار آرام است، ولی حدود ۲۰ جزیره و تعدادی پشته‌های کوتاه و بلنـد زیردریـایی در آن وجـود دارد که بی‌هنجاری‌های توپوگرافی را تشکیل می‌دهند. جزایر ایرانی خلـیج فـارس بـه صـورت پشـته‌هـای کشیده و موازی ساحل و یا کم و بیش دایره‌ای شکل هستند.

از گروه نخست، جزایر قشم و کیش را می‌توان نام برد که در واقع دنبالـهٔ زاگـرس بـوده و بـر اثـر بـالا آمدن سطح آب به صورت جزیره درآمده‌اند. ولی، جزایر گرد مانند هرمـز، ابوموسـی و ۰۰۰ گنبـدهای نمکی سری هرمز هستند. سطح جزایر خلیج فارس، از رسوبات تخریبی و مارن تشکیل شـده کـه کـم و بیش صدف‌دارند. خاک آنها شور و یا گچ‌دار است و به همین دلیـل رشـد گیاهـان محـدود بـه انـواع خاص است.

از نظر آب و هوایی، خلیج فارس شرایط خشک نیمه استوایی دارد، بـه طـوری کـه در تابسـتان دمـا تـا ۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌رسد و میزان تبخیر بیش از آب‌های وارده است. جریـان‌هـای هـوایی موسـوم به «باد شمال» که از شمال باختری مـی‌وزد، در قسـمت‌هـای جنـوبی تغییـر جهـت داده و بـه طـرف شمال تمایل پیدا می‌کند. افزون بر اثرکلی بر ایجاد امواج و جریان‌های سطحی، ایـن بادهـا بـه مقـدار زیاد رسوبات آواری – قاره‌ای را به محیط‌های دریایی حمل می‌کند.

به دلیـل محصـور بـودن، اثـر اقیـانوس بـر خلـیج فـارس بسـیار نـاچیز اسـت و بـه همـین‌رو، سـرعت جریـان‌هـای زیـرین و افقـی آن بسـیار انـدک و حـدود ۱۰ سـانتیمتر در ثانیـه اسـت. شـوری بیشـتر خلیج‌فارس نسبت به اقیانوس، موجب پیدایش جریان آبی از اقیانوس هند بـه خلـیج فـارس مـی‌شـود. این جریان به موازات سواحل ایران و در جهت پادسـاعتگرد اسـت. جریـان مـوردنظر بـا کـاهش دمـا و مقدار شوری همراه است، به گونه‌ای که در تنگهٔ هرمز مقدار نمک ۳۶/۶ گرم در لیتـر ولـی در انتهـای شمال باختری، در دهانهٔ کارون، حدود ۴۰ در هزار است. میزان بارنـدگی در سـواحل جنـوبی کمتـر از ۵ و در حاشیهٔ شمالی ۲۰ تا ۵۰ سانتیمتر در سال است. آب‌های شـیرین ورودی بـه خلـیج فـارس بـه طور عمده محدود به روان آب‌های کوه‌های زاگرس، ترکیه و عـراق اسـت کـه از میـان آنهـا، رودهـای

کارون، دجله و فرات پرآب‌ترند. در کرانهٔ جنوبی آب‌های ورودی بسیار کم است . این امر می‌تواند عامل مهمی در چیرگی نهشته‌های کربناتی بر نهشته‌های آواری باشد.

آب خلیج فارس به دلیل تبخیر شدید، نمک فراوان دارد، به گونه‌ای که در حوالی بحرین و قطر که ورود آب شیرین به تقریب هیچ است، در اثر تبخیر شدید مقدار نمک‌های آب ۴۵ گرم در لیتر می‌رسد و حتی، در برخی نقاط، به ویژه مرداب‌های کرانهٔ عربی مانند خلیج سالوا Salwa ، نمک‌های محلول ۷۰ گرم در لیتر است.دمای آب در خلیج فارس از ورودی تنگهٔ هرمز به طرف انتهای آن افزایش می‌یابد. روند افزایش دما و شوری آب همخوانی دارند (شکل ۱۰-۱۰).جدا ازجریان‌های سطحی یکی از عوامل اثرگذار در ترابری و ساختارهای رسوبی خلیج فارس، جریان‌های کشندی است. این جریان‌ها به طور معمول روندی موازی با محور خلیج فارس دارند و سرعت آنها تا حدود ۵۰ سانتیمتر در ثانیه و ارتفاع آنها بین صفر تا ۴ متر بالای سطح آب است . در آبراهه‌های کرانه‌ای ابوظبی، سرعت جریان‌های کشندی ممکن است از ۶۰ سانتیمتر در ثانیه نیز فراتر رود. چنین حرکتی برای رشد و توسعهٔ ائولیت‌های زیبای این منطقه شرایط لازم را فراهم می‌کند.

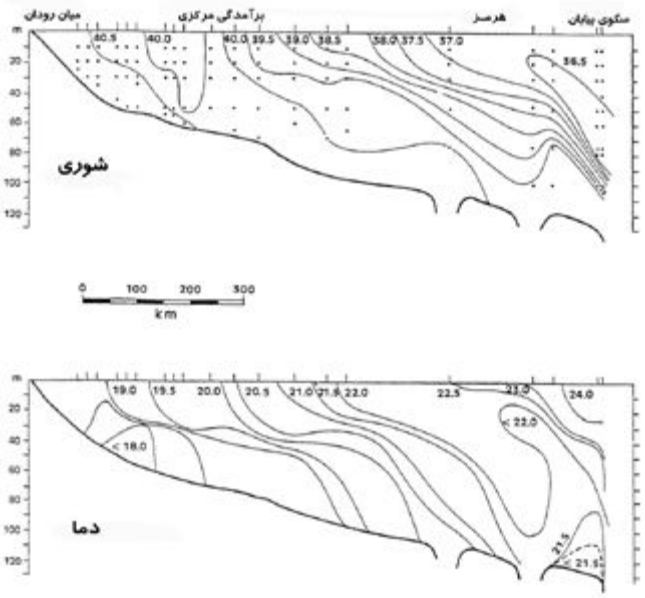
گفتنی است که در خلیج فارس، در زمین‌های مسطح فراکشندی، دولومیت همراه با گچ تشکیل می‌شود و رسوبات دولومیتی در اعماق بیشتر از ۲ متر کمیاب می‌گردد. در اثر وجود امواج ساحلی، در خلیج فارس ائولیت‌های آهکی تشکیل می‌شوند که در نواحی کم عمق اطراف قطر و تنگهٔ هرمز، بیشترین مقدار را دارد.

به طور کلی رسوبات عهد حاضر خلیج فارس، از ساحل به اعماق (عمق بیشینهٔ ۹۰ متر) دانه‌ریزتر می‌شوند، به گونه‌ای که مارن‌ها در بخش مرکزی خلیج فارس تشکیل و نهشته می‌شوند. آهک‌های مارنی، عمیق‌ترین رخسارهٔ عهد حاضر خلیج فارس است.

از نگاه زمین‌شناسی، خلیج فارس فرونشست زمین‌ساختی کم ژرفایی است که در زمان ترشیری پسین در حاشیهٔ جنوبی کوه‌های زاگرس تشکیل شده است.شدیدترین چین‌خوردگی‌های زمان پلیو – پلیستوسن، کرانه‌های شمالی خلیج فارس (زاگرس) را چین داده است. میزان چین‌خوردگی‌ها که در خشکی‌های ایران شدید است (شیب ۵۰ درجه و بیشتر)، با شیب‌های کمتر به طرف دریا ادامه دارد به گونه‌ای که در دریا به ۱۰ تا ۲۰ درجه می‌رسد. محور اصلی خلیج فارس نیز یکی از پیامدهای زمین‌ساختی رخداد چین‌خوردگی زاگرس است که در زمان پلیو پلیستوسن شکل گرفته است. در پایان دورهٔ پلیوسن، سطح دریا به احتمال حدود ۱۵۰ متر بالاتر از سطح کنونی بوده است (فربریج، ۱۹۶۱). این سطح در حدود ۱۰۰۰۰۰ سال پیش از میلاد مسیح و به تدریج به سطح کنونی رسیده که آثار آن به صورت پادگانه‌های دریایی و سبخا، در کرانه‌های عربی خلیج فارس بر جای مانده است.سکوهای زیردریایی نیمه عمیق در افق‌های مختلف و همچنین دره‌های به زیر آب رفته نشان می‌دهد که در زمان یخبندان پلیستوسن، سطح دریا در خلیج فارس، حدود ۱۲۰ متر از زمان حال پایین‌تر بوده است. این سکوهای زیردریایی، این باور را به وجود آورده‌اند که در زمان یخبندان، حدود ۱۷ تا ۷۰ هزار سال پیش از میلاد مسیح، دیرینه جغرافیای قاره‌ای بر تمام خلیج فارس حاکم بوده و دریا به سوی تنگهٔ هرمز پسروی داشته است.

در پسروی بیشینه، حوضهٔ خلیج فارس درهٔ بسیار بزرگی بود که رودهای دجله و فرات را به طور مستقیم وارد دریای عمان می‌کرد.پیشروی بخشی از دریا که در زمان یخچالی وُرم صورت گرفته، مربوط به ۳۰ تا ۴۵ هزار سال پیش از مسیح بود که در آن، سطح دریا به ۴۰-(فربریج، ۱۹۶۱) و یا ۲۵-(کورای، ۱۹۶۱) می‌رسید.نمونه‌ای از آهک دریایی که از ام‌الاقرس، از عمق ۲۳ متری زیر سطح دریای کنونی، به روش کربن ۱۴ تعیین سن شده، سن ۲۶۷۰۰ سال پیش از میلاد مسیح را نشان داده است.

شکل ۱۰-۹- نمایش محل تقریبی محور خلیج فارس



شکل ۱۰-۱۰- دو برش طولی در امتداد محور خلیج فارس که نشانگر افزایش شوری و کاهش دما از تنگهٔ هرمز تا میان‌رودان است

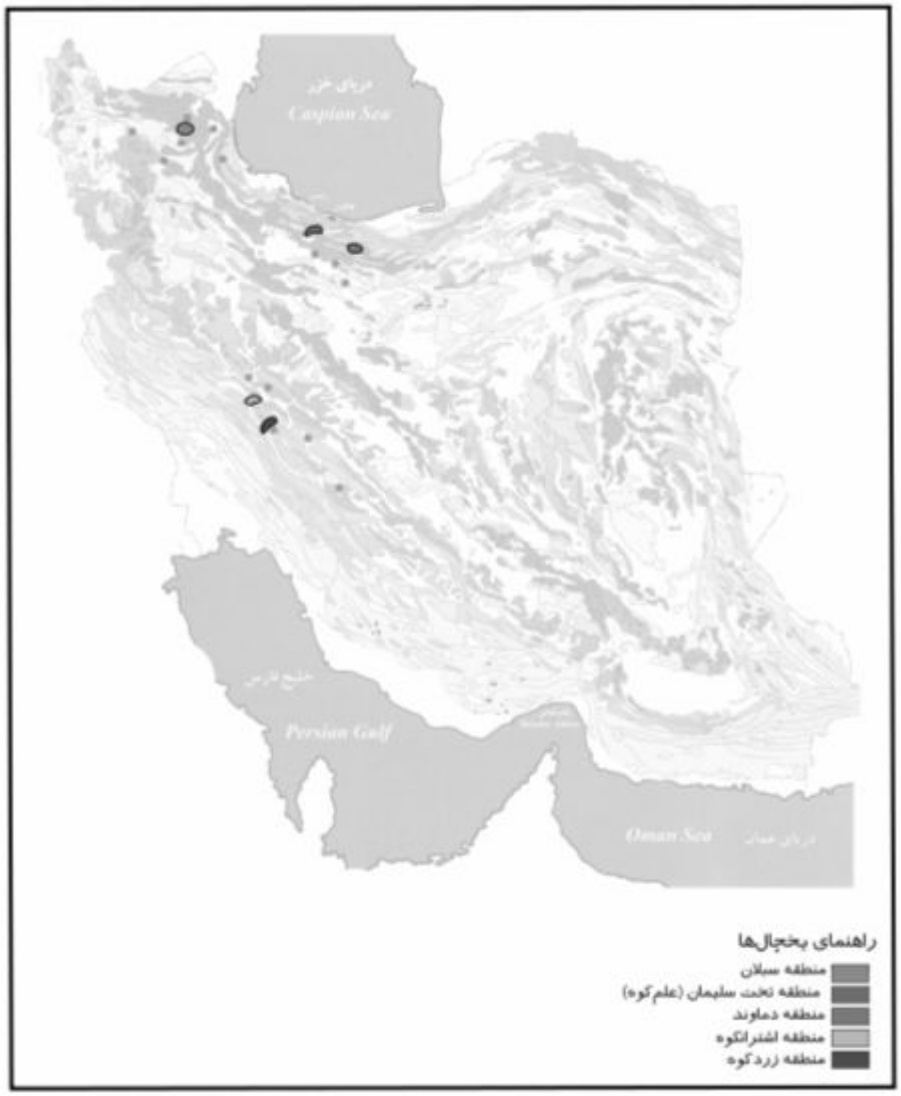
فصل یازدهم - یخچال‌ها و برفچال‌های ایران

پراکندگی یخچالها و برفچالهای ایران

توضیح

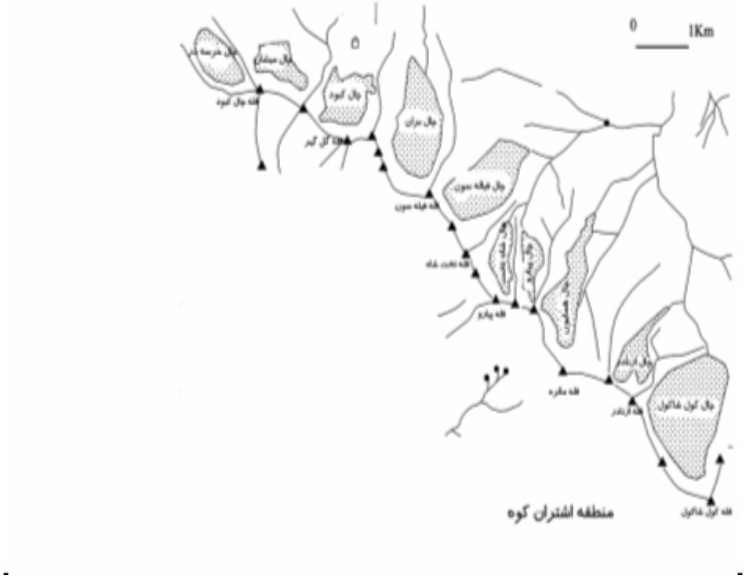
یخچال‌ها و برفچال‌های ایران، به عنوان یک پدیدهٔ مورفولوژیک، بسیار کوچک‌اند و بیشتر بـه صـورت پوشش‌های برفی دایمـی (یخبـرف) از کوهسـتان‌هـای شـمال (علـم‌کـوه، دماونـد، سـبلان) و بـاختر (زردکوه، اشترانکوه) گزارش شده‌اند (وزیری، ۱۳۷۹).

شکل۱-۱۱موقعیـت یخچـال‌هـای منـاطق اشـترانکوهموقعیت یخچـال‌هـای منـاطق زرد کوهموقعیت یخچال‌های مناطق تخت سلیمان

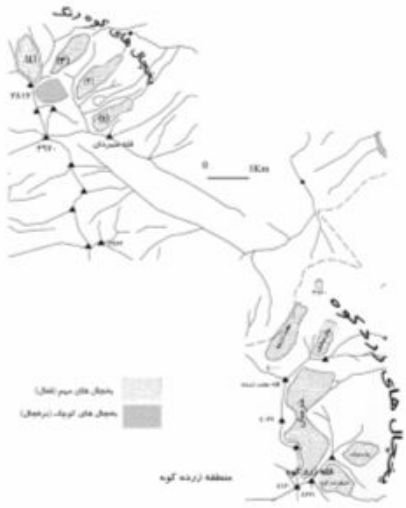


شکل ۱۱-۱ نقشه پراکندگی یخچال‌های ایران

Error!

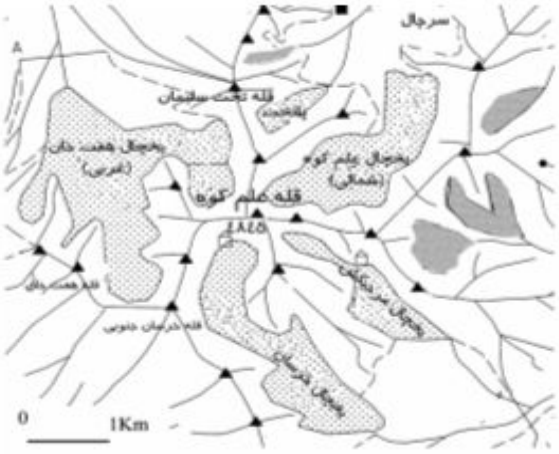


اشتر ازکوه	یخچال خرسه‌دز	۰/٦
	یخچال چال‌میشان (یخچال چال‌کبودغربي)	۰/٤
	یخچال چال‌کبود	۰/۷
	یخچال چال‌بران	۱/۳
	یخچال چال قیاله‌سون	۱/۳
	یخچال شاه‌تخت	۰/۳
	یخچال چال‌پیاور	۰/۳
	یخچال چال‌همایون	۰/۸
	یخچال چال ازنادر	۰/٤
	یخچال کول‌شاکول	۳
برفچال‌های اشترانکوه: ازنادر، کول‌شاکول، کول طویله، کول پاتیل، کول‌محلب		وسعت به کیلومترمربع



زردکوه	اطراف قله‌های جغت زرده و شاه‌شهیدان	یخچال چال‌میشان	۰/۳	وسعت به کیلومترمربع
		یخچال جغت‌زرده	۰/۷	
		یخچال خرسان	۱/۸	
		یخچال پورسونان	۰/٤	
		یخچال جنوب شرقي زردکوه	۰/۵	
	اطراف قله سیردان	یخچال کوهرنگ (۱)	۰/٤	
		یخچال کوهرنگ (۲)	۰/۵	
		یخچال کوهرنگ (۳)	۰/٤	
		یخچال کوهرنگ (٤)	۰/٤	
		یخچال هفت‌تنان (ایلوک)	۰/٤	

!Error



یخچال علم‌کوه (تخت سلیمان)	یخچال شمالی	یخچال شماره ۱	۱/۹	وسعت به	
		یخچال شماره ۲ (پاتخت)	۰/۳۲		
	یخچال غربی	اسپیلت	۰/۶		
		هفت‌خوان	۳/۳		
	یخچال جنوبی	یخچال خرسان			
		یخچال مرجیکش	۰/۸		

برفچال‌های چالون، غرب قله سیاه‌سنگ، جنوب قله چالون، نغت‌چال و ...

CLASS	A	A	P	P	G	M4
LOCALITY	ARC	SVB 9404C	LN-LQ	LN 018	CD 001	SVB009
La	2571.10	2438.60	294.00	67.40	30.00	209.40
Ce	4252.20	4085.00	546.70	270.90	53.00	333.80
Pr	463.88	468.20	66.16	41.33	n.a.	31.55
Nd	1509.60	1577.00	236.60	184.50	30.00	99.20
Sm	216.30	220.80	44.80	39.90	5.30	14.20
Eu	18.45	16.40	6.52	6.48	1.50	1.16
Gd	172.80	174.00	37.30	36.10	n.a.	10.80
Tb	22.90	22.60	5.90	5.90	1.30	1.50
Dy	105.20	105.00	30.40	32.10	n.a.	6.10
Ho	20.30	20.80	6.20	6.50	n.a.	1.30
Er	60.00	61.50	18.90	19.60	n.a.	3.70
Tm	8.01	8.61	2.89	3.17	n.a.	0.53
Yb	36.80	39.70	16.40	19.00	2.90	2.60
Lu	4.82	6.01	2.66	2.97	3.40	0.34
Eu/Eu*	0.12	0.11	0.24	0.22	0.74	0.28
La/Sm	7.33	6.81	4.05	1.04	3.49	9.10