

نام کتاب: شرح نقشه زمین شناسی چهارگوش اقلید، مقیاس ۱:۲۵۰/۰۰۰

مؤلف: عبدالرحیم هوشمندزاده، منوچهر سهیلی

ناشر: سازمان زمین شناسی کشور

نوبت چاپ: اول

تیراژ: ۱۰۰۰ جلد

لیتوگرافی: قاسملو

چاپ و صحافی: بهارستان

تاریخ انتشار: دی ماه ۱۳۶۹

وزارت معادن و فلزات
سازمان زمین شناسی کشور



کتابخانه سازمان زمین شناسی و
اکتشافات معدنی کشور
تاریخ: ۸۱/۷/۲۴
شماره ثبت: ۱۷۳۶۰

شرح نقشه زمین شناسی چهارگوش اقلید
مقیاس ۱:۲۵۰/۰۰۰

نویسندگان
ع. هوشمندزاده، م. سهیلی
با همکاری
ت. اوهانیان، م. ر. سهندی، ف. آزر

نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰/۰۰۰ شماره

سازمان زمین شناسی کشور

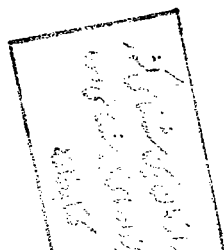
سازمان زمین شناسی کشور

رئیس سازمان:
محمود احمدزاده هروی

بهای هر جلد ۸۰۰ ریال
سازمان زمین شناسی کشور - صندوق پستی ۱۴۹۴-۱۳۱۸۵ تهران - ایران

فهرست مطالب

صفحه	عنوان پیشگفتار
۱۳	
۱۵	۱- سرآغاز
۱۵	۱-۱- تاریخچه
۱۸	۱-۲- جغرافیای طبیعی
۱۹	۱-۲-۱- کفه ابرقو
۱۹	۱-۲-۲- رشته کوههای همبست - قنديله
۲۰	۱-۲-۳- دره های آباده - سوریان
۲۰	۱-۲-۴- رشته کوههای سفید - لای تاریک
۲۱	۱-۲-۵- کفه ده بید
۲۲	۱-۲-۶- رشته کوههای برآفتاب - موسی خانی
۲۲	۱-۳- جغرافیای انسانی
۲۴	۲- خط کلی زمین شناسی
۲۶	۳- چینه شناسی
۲۶	۱-۳- پالئوزوئیک پائین
۲۶	۱-۱-۳- سنگهای پیش از دونین بالا در ایران مرکزی
۲۷	۱-۲-۳- سنگهای پیش از دونین بالا در زون سندج - سیرجان
۲۷	۱-۲-۱-۳- میکاشیست های سیاه (Tesh)
۲۹	۱-۲-۳- سنگهای پالئوزوئیک بالا
۲۹	۱-۲-۳- سنگهای پالئوزوئیک بالا در ایران مرکزی



- ۲۹ ۱-۱-۲-۳- سنگهای دونین بالائی
- ۳۱ ۲-۱-۲-۳- سنگهای دونین پسین - کربونیفر پیشین
- ۳۵ ۳-۱-۲-۳- سنگهای پرمین زیرین
- ۳۹ ۴-۱-۲-۳- سنگهای پرمین میانی - بالائی
- ۴۴ ۲-۲-۳- سنگهای پالئوزوئیک بالائی در زون سنندج - سیرجان
- ۴۵ ۱-۲-۲-۳- کمپلکس توتک (Tcm)
- ۵۱ ۲-۲-۲-۳- کمپلکس سوریان (Sc)
- ۵۴ ۳-۲-۲-۳- کمپلکس کولی کش (Kc)
- ۵۹ ۳-۲-۳- سنگهای پالئوزوئیک بالا در زاگرس
- ۶۰ ۴-۲-۳- مقایسه سنگهای پالئوزوئیک و محیط استقرار آنها
- ۶۴ ۳-۳- مزوزوئیک
- ۶۵ ۱-۳-۳- سنگهای تریاس در ایران مرکزی
- ۶۵ ۱-۱-۳-۳- گروه تریاس پائینی
- ۶۷ ۲-۱-۳-۳- گروه سنگهای دولومیتی
- ۶۸ ۳-۱-۳-۳- گروه تریاس بالائی
- ۷۱ ۲-۳-۳- سنگهای تریاس در زون سنندج - سیرجان
- ۷۵ ۳-۳-۳- سنگهای تریاس در زاگرس
- ۷۸ ۱-۳-۳-۳- گروه ۱- سنگهای آواری ارغوانی رنگ
- ۷۸ ۲-۳-۳-۳- گروه ۲- سنگهای دولومیتی
- ۷۸ ۳-۳-۳-۳- گروه ۳- سنگهای شیلی - آهکی
- ۷۹ ۴-۳-۳- سنگهای ژوراسیک در ایران مرکزی و زون سنندج - سیرجان
- ۸۵ ۵-۳-۳- سنگهای ژوراسیک در زاگرس
- ۸۷ ۶-۳-۳- سنگهای کرتاسه در ایران مرکزی
- ۹۰ ۷-۳-۳- سنگهای کرتاسه در زون سنندج - سیرجان
- ۹۲ ۱-۷-۳-۳- سنگهای کرتاسه در زون رادیولاریتی - افیولیتی
- ۹۴ ۸-۳-۳- سنگهای کرتاسه در زاگرس
- ۱۰۲ ۴-۳- سنوزوئیک
- ۱۰۲ ۱-۴-۳- سنگهای سنوزوئیک در ایران مرکزی
- ۱۰۴ ۲-۴-۳- سنگهای سنوزوئیک در زون سنندج - سیرجان
- ۱۰۹ ۳-۴-۳- سنگهای سنوزوئیک در زاگرس

۴- ماگماتیزم و دگرگونی

۱-۴- سنگهای ماگمائی

- ۱۱۱
۱۱۱
۱۱۳ ۱-۱-۴- سنگهای ماگمائی پس از دگرگونی
۱۱۳ ۱-۱-۴- سنگهای ماگمائی تریاس بالا (کارنین - نورین)
۱۱۴ ۱-۱-۴- ریولیت ها و یا گرانوفیرهای روشن رنگ
۱۱۷ ۱-۱-۴- سنگهای ولکانیک کرتاسه پائینی
۱۲۰ ۱-۱-۴- سنگهای ماگمائی پیش از دگرگونی
۱۲۰ ۱-۲-۴- سنگهای نفوذی بازیک
۱۲۴ ۱-۲-۴- سنگهای ولکانیک
۱۲۹ ۱-۲-۴- سنگهای نفوذی روشن رنگ
۱۲۹ ۱-۲-۳-۴- متا کابروها و متادیدیت ها (کوارتز آزاد ۱۰ تا ۱۲٪)
۱۳۰ ۱-۲-۳-۴- متاگرانودیوریت (کوارتز آزاد ۲۵ تا ۳۵٪)
۱۳۰ ۱-۲-۳-۴- متاگرانیت (کوارتز آزاد تا ۴۵٪)
۱۳۱ ۱-۲-۴- ارتوگنایس بندنو
۱۳۴ ۱-۴- خلاصه نتایج مطالعات سنگهای ماگمائی
۱۳۵ ۲-۴- سنگهای دگرگونی
۱۳۵ ۱-۲-۴- کمپلکس تونک
۱۳۵ ۱-۲-۴- مجموعه شیبست های سیاه رنگ
۱۳۶ ۱-۲-۴- تناوب مرمر- آمفیبولیت و شیبست
۱۳۸ ۱-۲-۴- کمپلکس سوریان
۱۳۹ ۱-۲-۴- کمپلکس کولی کش
۱۳۹ ۱-۲-۳-۴- کوارتزیت ها
۱۴۰ ۱-۲-۳-۴- متاآرگوزها
۱۴۰ ۱-۲-۳-۴- متاگری واک ها
۱۴۰ ۱-۲-۳-۴- متاپلیت ها
۱۴۱ ۱-۲-۳-۴- شیبست های گرافیتی
۱۴۱ ۱-۲-۳-۴- مرمرها، کالک شیبست ها و اپیدوتیت ها
۱۴۲ ۱-۲-۳-۴- متادولومیت ها و کانی سازی آهن
۱۴۲ ۱-۲-۴- سنگهای ماگمائی کمپلکس های سه گانه دگرگونی
۱۴۲ ۱-۲-۴- متابازیک های نفوذی

۱۴۳	۲-۲-۴-۴- متااولکانیت ها
۱۴۴	۵-۲-۴- شرایط دگرگونی
۱۴۵	۶-۲-۴- دگرگونی آنچی زون
۱۴۵	۷-۲-۴- زمان فازهای دگرگونی
۱۴۶	۵- تکتونیک
۱۵۲	۶- خلاصه نتیجه گیری کلی

فهرست شکلها

صفحه

- شکل ۱ - نقشه جغرافیائی چهارگوش اقلید ۲۳
- شکل ۲ - برش شمائی پالتوز وئیک پائین در جنوب دشت بی خبرخنگ ۲۸
- شکل ۳ - نمای بخشی از سنگهای دونین بالائی در دشت بی خبرخنگ ۳۰
- شکل ۴ - نمای ستون چینه شناسی سنگهای دونین بالا تا کرنیفر پائین در دشت بی خبرخنگ ۳۶
- شکل ۵ - نمای ستون چینه ای رسوبات پرمین زیرین دریال جنوبی تاقدیس بی خبرخنگ ۴۰
- شکل ۶ - سازند پرمین در کوه همبست ۴۲
- شکل ۷ - نمای ستون چینه شناسی کمپلکس های تونک در تاقدیس کوه سفید تونک ۴۶
- شکل ۸ - نمونه ای از ستون لیتواستراتیگرافی ردیف M₁ از مرمرهای کوه سفید ۴۸
- شکل ۹ - معدن هماتیت دست علی - مثالی از یک عدسی در درون ردیف از مرمرهای کوه سفید ۴۸
- شکل ۱۰ - پیوند ستون های چینه شناسی (زمانی و سنگی) در ایران مرکزی و زون سنندج - سیرجان ۵۰
- برای شرح نک ۱-۱-۳ و ۲-۱-۳ ۵۳
- شکل ۱۱ - نمای ستون چینه شناسی کمپلکس کوکی کش ۵۹
- شکل ۱۲ - سنگهای پرمین بالا در شمال دریاچه کافت (اقتباس از طراز ۱۹۷۲) ۶۳
- شکل ۱۳ - جغرافیای چهارگوش اقلید در پالتوز وئیک ۶۶
- شکل ۱۴ - نمای ستون چینه شناسی گروه تریاس در کوه همبست (نقل از طراز ۱۹۷۲) ۶۸
- شکل ۱۵ - گروه تریاس بالائی در ۵ کیلومتری شرق خونخوره (نقل از طراز ۱۹۷۲) ۶۸
- شکل ۱۶ - نمای ترکیبی ستون چینه شناسی گروه تریاس بالا در کوههای همبست - دره باغ ۶۹
- (نقل با تغییرات از طراز ۱۹۷۲) ۷۳
- شکل ۱۷ - چینه شناسی سفره های روراندۀ پیچکان ۷۷
- شکل ۱۸ - نمای ستون چینه شناسی گروههای سه گانه تریاس در شمال دریاچه کافت ۷۷
- شکل ۱۹ - نمای ستون چینه شناسی سنگهای ژوراسیک در زون ایران مرکزی سنندج سیرجان ۸۱
- (اقتباس با تغییر از طراز ۱۹۷۳) ۸۶
- شکل ۲۰ - نمای ستون چینه شناسی سنگهای ژوراسیک در زون زاگرس «چهارگوش اقلید» ۸۸
- شکل ۲۱ - پیشروی دریای آپتین «کرتاسه» در ایران مرکزی (۱۱ کیلومتری شمال دهکده هنشک) ۹۱
- نقل از طراز ۱۹۷۲ ۹۱
- شکل ۲۲ - نمای ستون چینه شناسی سنگهای کرتاسه پائین در زون سنندج - سیرجان ۱۱۲
- شکل ۲۳ - رپولیت های روشن رنگ: جدول آنالیز و هنجارهای C.I.P.W ، هیستوگرامهای بسامدی اکسیدهای عناصر مهتر ۱۱۸
- شکل ۲۴ - نمای ستون چینه شناسی سنگهای ولکانیک کرتاسه پائینی در شرق روستای حسن آباد ۱۲۱
- شکل ۲۵ - جدول تجزیه سنگهای نفوذی بازیک ۱۲۲
- شکل ۲۶ - جدول تجزیه سنگهای ولکانیک ۱۲۳
- شکل ۲۷ - هیستوگرام بسامدی عناصر مهتر سنگهای نفوذی بازیک و سنگهای ولکانیک پیش از دگرگونی ۱۲۵
- شکل ۲۸ - نمودار

۱۳۰

۱۳۳

شکل ۲۹ - جدول آنالیز سنگهای نفوذی روشن رنگ
شکل ۳۰ - جدول آنالیز ارتوگنایس بندنو و شیت های اطراف آن

پیشگفتار

وابستگی انسان به زمین امری است که حتی در دوره‌های پیش از تاریخ نیز همواره وجود داشته و توجه وی پیوسته معطوف به زمین و شناخت آن بوده است. از ابزارها و وسائل اولیه زندگی انسان گرفته، تا مواد مورد نیاز در تهیه تجهیزات پیچیده زندگی او همه برخاسته از زمین است. دانش و فنون پیشرونده امروز، به این وابستگی و توجه انسان نیروئی روز افزون می‌بخشد. نیاز شتابنده صنایع به مواد اولیه معدنی و کشف و استخراج ذخائر طبیعی، احداث سدها و ساختمانهای بزرگ، راهسازی، نیاز روز افزون به استفاده از آبهای زیرزمینی، ضرورت پیش‌بینی و پیشگیری از اغلب خطرهای طبیعی چون زمین لغزه، سیل، زمین لرزه، همه از جمله عوامل بنیادی و نیروبخش در پیشرفت دانش و فنون زمین‌شناسی هستند. در این باره می‌توان از پاره‌ای نگرانیهای انسان از نظر امکان کمبودهایی در آینده نیز یاد کرد.

در ایران که از چندین هزار سال پیش حوضه فعالیت بزرگی در رشته معدنکاری شناخته شده است، تنها در سده اخیر بررسیهای زمین‌شناسی محدود و پراکنده‌ای آنهم اغلب تنها در پیوند با کارهای معدنی و در پیرامون این نقاط صورت گرفته است. از حدود سال ۱۳۴۰ سازمان زمین‌شناسی کشور با همکاری سازمان ملل پایه‌گذاری شد و از همان سالهای نخست به توسط کارشناسان سازمان ملل و زمین‌شناسان و مهندسان جوان ایرانی به بررسی منظم زمین‌شناسی کشور پرداخت. فعالیت سازمان ملل پس از چندی پایان یافت و از آن پس کارشناسان آرموده ایرانی همراه با جوانان کشور و بکمک تجهیزات علمی و فنی و آزمایشگاههای مجهز خود با شور بیشتری فعالیت خود را ادامه دادند.

این فعالیت‌ها با فرارسیدن دوره بازسازی کشور و براساس نیاز بیشتر به استفاده از ثروتهای زیرزمینی و همچنین زمین‌شناسی مهندسی طبعاً تشدید گردید و سازمان در شرائط جدید، به گسترش میدان فعالیت خود در شاخه‌های مختلف زمین‌شناسی و تهیه گزارشها و نقشه‌ها و همچنین بررسی و شناسائی ذخائر زیرزمینی و کانه‌ها پرداخت.

درباره روش نوشتاری گزارشها، درخور ذکر است که در آغاز با توجه به وجود کارشناسان خارجی و نظارت سازمان ملل بر فعالیت‌های سازمان زمین‌شناسی از یکسو و لزوم داد و ستدهای علمی و فرهنگی در سطح بین‌المللی از سوی دیگر، این گزارشها به زبانهای رسمی بین‌المللی بویژه زبان انگلیسی تهیه می‌شد که متأسفانه پی‌آمد آن پیدایش رکود ادبیات علمی فارسی (روش گزارش‌نویسی و انشاء علمی و واژه‌ها) در رشته زمین‌شناسی و معدن از یکطرف و اشکال دانش‌پژوهان ایرانی ناآشنا به این زبانها از طرف دیگر بود. با پایان یافتن فعالیت کارشناسان بیگانه در سازمان و تشدید فعالیت زمین‌شناسان و مهندسان آزموده و جوان ایرانی نیاز به رواج ادبیات علمی بزبان فارسی نیز بیشتر محسوس گردید. از این رو تصمیم گرفته شد گزارشها به زبان فارسی و هرچه بیشتر پیراسته از واژه و اصطلاحات بیگانه تهیه گردد و در پایان هر گزارش، خلاصه‌ای از آن به زبان انگلیسی آورده شود. در سازمان نیز کمیسونی برای واژه‌یابی و تدوین واژه‌نامه زمین‌شناسی تشکیل یافت.

شایان ذکر است که تاکنون تقریباً از همه پهنه کشور نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ و در مورد برخی نواحی نقشه‌های با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ تهیه و منتشر شده که اغلب همراه با گزارش یا توضیحاتی بایسته می‌باشد. همگام با بررسیهای زمین‌شناسی پژوهشهایی نیز بر روی اندیسا و یافته‌های معدنی انجام گردیده و گزارشهای آنها چاپ و منتشر و یا بصورت گزارشهای داخلی سازمان نگهداری شده‌اند.

در مورد نشریات سازمان، از جمله گزارش حاضر، با توجه به اینکه در اغلب مسائل زمین‌شناسی پی‌بردن به نتیجه قطعی مستلزم بحث و تبادل نظرهای بسیار است. هرگونه ابرازنظر و پیشنهادی درباره مندرجات آن مورد استقبال سازمان خواهد بود.

سازمان زمین‌شناسی کشور

۱- سرآغاز

چهار گوش اقلید در استان فارس افتاده است با طول و عرضی بقرار زیر:

طول شرقی	۵۴,۰۰	۵۳,۳۰
طول شمالی	۲۱,۰۰	۳۰,۰۰

موقعیت این چهار گوش از نظر تنوع مسائل زمین شناسی و وجود زون های گوناگون، زون شکستگیها، و زون سنندج - سیرجان و بالاخره ایران مرکزی در آن، توجه زمین شناسان بسیاری را از دیرباز بدین ناحیه جلب کرده است و هر کدام بفرآور نکات مورد نظر و تخصص خویش مطالبی را متذکر شده اند که در زیر بترتیب بدست می آید.

۱-۱- تاریخچه

(1929) de Boeck et al اولین کسانی بودند که زون های ساختاری گوناگونی را از

جنوب غرب به شمال شرق بطریق زیر مشخص کردند:

- ۱- یک زون برجا با چین خوردگی ساده
- ۲- یک زون رورانده با رسوبات متعارف پالئوزوئیک
- ۳- یک زون رورانده با رادیولاریت و سرپانتین
- ۴- یک زون رورانده با آهک های کرتاسه
- ۵- یک زون رورانده با رسوبات دگرگون شده پالئوزوئیک

و از آن پس راستای گودال ارومیه - جازموریان با فرونشستگی های پر شمار که از آنجمله است کفه پست ابرکوه در شمال شرق چهار گوش اقلید (Schroeder 1944) همان زون های اویوک و همکاران را شرح داده است با این تفاوت که بین زون رورانده پالئوزوئیک و رادیولاریت ها یک زون فلیش مربوط به اتوسن و قدیم تر از آنرا نیز مشخص نموده است.

Harrison et al (1936) اولین کسانی هستند که علاوه بر زمین شناسی زون زاگرس به

سنگهای دگرگونی ناحیه ده بید — مزایجان پرداخته و حاصل کار آنها بصورت چهار گوش ۱:۲۵۰,۰۰۰ ده بید از طرف شرکت نفت در سال ۱۹۶۳ منتشر شده است.

Gray (1944) نتیجه پژوهش های خویش را در زون زاگرس و زون افیولیتی نیریز منتشر کرده و اولین کسی است که افیولیت ها و رادیولاریت را متعلق به سفره هائی دانسته که در کرتاسه بالائی روی زاگرس رانده شده است. مخالفت ها با این عقیده و ناشناخته ماندن مقاله گری (Gray) باعث شد که تا سالها به اشتباه تصور کنند که اولین چین خوردگی زاگرس در پلیوسن اتفاق افتاده و بعلاوه از سن رادیولاریت ها و اهمیت آنها در پارینه جغرافیائی ناحیه غافل بمانند.

Ganser (1955) در «داده های تازه بر زمین شناسی ایران مرکزی» خویش، زون سنندج — سیرجان را ادامه جنوب غربی ایران مرکزی دانسته که از تکتونیک پیش از بارامین متأثر شده و پیشروی دریای کرتاسه با برجای گذاشتن آهک اوربی تولین دار آنرا پوشانده است.

همین نویسنده در ۱۹۵۹ ضمن بررسی افیولیت های خاورمیانه، افیولیت های زاگرس را بصورت قطعاتی کنده شده و افتاده در دریای کرتاسه پسین دانسته و بدین طریق با آفرینش اصطلاح آمیزه انکارا یا آمیزه رنگین، سن رادیولاریت را مربوط به کرتاسه پسین دانسته است.

Falcon (1958) در مقاله ای بسیار مستند چینه شناسی و ساختار زاگرس را شرح داده و به زونی در شمال شرق آن اشاره می کند که بشدت تحت تأثیر تکتونیک واقع شده است. بنظر می آید که مراد نویسنده از این زون مغشوش همان زون رادیولاریتی و زون سنندج — سیرجان باشد. فالكون (Falcon) رادیولاریت ها و افیولیت ها را مربوط به سفره ای می داند که در کرتاسه پسین ائوسن رورانده شده است.

فالكون (Falcon) ۱۹۶۷ در مقاله ای بنام زمین شناسی حاشیه شمال شرقی سپر عربی، زاگرس را به زون های چین های ساده و شکسته تقسیم می کند و عقیده خویش را در تعلق رادیولاریت ها به سفره های رورانده مردود می شمارد. فالكون این بار رادیولاریت ها و افیولیت ها را مربوط به رسوباتی می داند که در حین یک فاز تکتونیک پیش از مساتریختین برجای نهاده شده اند.

Stocklin (1968. 1985) نیز همانند فالكون زاگرس را به دو زون در شمال و جنوب روراندگی اصلی تقسیم می کنند که زون جنوب غربی برجای و دارای چین خوردگی ساده است و حال آنکه زون شرقی روراندگی اصلی زون شکسته است که شامل تنگه های پالئوزوئیک، رادیولاریت و افیولیت، اشتوکلین به تبع از عقاید جاری در آئزمان رادیولاریت را برجا و متعلق به کرتاسه بالا دانسته و برای زون دگرگونی نام سنندج — سیرجان را برگزیده است. بنظر او این زون

با اندک تفاوت هائی متعلق به ایران مرکزی است.

James and Wynd (1965) با انتشار فرهنگ چینه شناسی ژاگرس، تمامی پژوهش هائی را که تا انزمان در این زون انجام گرفته جمع آوری کرده و ضمن شرح لیتولوژی واحدهای سنگی از تریاس تا کوارترنر، مباحث کرونواستراتیگرافی را نیز از نظر دور نداشته اند. این نویسندگان با ذکر دلائل پالئونتولوژی، سن رادیولاریت ها را متعلق به کرتاسه پسین ندانسته و در نتیجه موقعیت برجای آنها را مردود دانسته اند.

Wells, 1969 با پرداختن به زون شکسته، زاگرس رادیولاریت ها را برجا و متعلق به کرتاسه پسین قلمداد می کند و افیولیتها را نیز سنگهای ماگمائی می داند که پس از ائوسن نفوذ کرده اند.

طراز (۱۹۷۲) با مطالعه زمین شناسی سورمق — ده بید مطالب باارزشی از چینه شناسی پرمین تا کوارترنر را آشکار ساخته که بخش اعظم آن در این گزارش خواهد آمد. در مورد سنگهای دگرگونی ناحیه ده بید طراز برابر با عقاید جاری زمان خویش آنها را به پره کامبرین نسبت داده است.

Ricou 1974 مطالعات دقیقی بر زون حاشیه ای دگرگون و زون افیولیتی نیز انجام داده و برای اولین بار آشکار می سازد که رادیولاریت ها سنی از تریاس تا کرتاسه پسین دارد. افیولیت ها را نیز مربوط به توده های ماگمائی می داند که در مزوزوئیک نفوذ کرده و از خود هاله های دگرگونی برجای گذاشته است.

ریکو سنگهای دگرگونی را به دو گروه قوری و قطر و تقسیم می کند که اولی دارای درجه دگرگونی بالاتر و دومی که ادامه آن در اطراف مزایجان تا ده بید دیده میشد از درجه دگرگونی کمتری برخوردار است. ریکو، سن بخشی از سنگهای دگرگونی قطر و را متعلق به پرمین ذکر می کند. گروه دیگری از سنگها را ریکو در زون دگرگونی بنام گلو معدن نقل می کند که با کنگلومرای حاوی قطعات دگرگونی قوری و قطر و در بازوسین آغاز می شود و تا کرتاسه پیشین «تئوکومین» ادامه می یابد. کارهای ریکو و شنگر پارینه جغرافیائی ناحیه است و در این گزارش در هر مورد بجای خود از آنها استفاده خواهد شد.

پور کرمانی (۱۹۷۷) با مطالعه تکتونیک و میکروتکتونیک زون سندنچ — سیرجان در ناحیه ده بید و حسن آباد و ارتباط آنها با حادثه زاگرس، هشت فاز تکتونیک از ژوراسیک تا کوارترنر را آشکار کرده و اطلاعات سودمندی درباره رسوبات ژوراسیک و کرتاسه تا ترسیر بدست داده است. در این گزارش از کارهای این پژوهشگر در جای خویش ذکر می یابیم.

کار برداشت زمین چهارگوش اقلید در سال ۱۳۵۲ با نظارت و سرپرستی عبدالرحیم

هوشمندزاده آغاز گشت. بخش شمال شرقی که شامل زون‌های ایران مرکزی، سنندج — سیرجان و زون شکسته زاگرس است. به آقای منوچهر سهیلی سپرده شد که با همکاری دکتر بهاء‌الدین حمدی و فرزند آرم کار زمین‌شناسی آنرا بپایان رساند. بخش جنوب غربی را نیز آقای ترگم اوهانیان با همکاری آقای رضا سهندی برعهده گرفت که سرانجام بر چاپ نقشه چهار گوش اقلید در سال ۱۳۶۲ انجامید که توسط آقایان سهیلی و اوهانیان تألیف گشته بود. آقایان سهیلی و اوهانیان هر کدام شرح چینه‌شناسی ناحیه خویش را نوشته و در اختیار مؤلف گذاشته‌اند که بخش بسزائی از این گزارش بر کارهای آنان تکیه دارد.

Alric et Virlogeux (1977) با پیشنهاد و راهنمایی عبدالرحیم هوشمندزاده در قالب همکاریهای بین انستیتودولومیه و سازمان زمین‌شناسی مطالعات جالب و دقیقی را بر دگرگونیهای ده‌بید و مزایجان از نظر پترولوژی ژئوشیمیائی انجام داده‌اند که در صحبت از دگرگونی، ماگماتیسم، در این گزارش بفرخور گنجایش آن و تناسب با سایر مباحث نقل خواهد شد.

۲-۱- جغرافیای طبیعی

روند پستیها و بلندیهای چهار گوش اقلید بر روند ساختارهای زمین‌شناسی منطبق است. این ساختارها لااقل از مزوزوئیک بعد بر ناحیه حاکم بوده و جغرافیای دیرینه آنرا ترسیم کرده است. هرچند سابقه این روندهای شمال غربی — جنوب شرقی، احتمالاً به پالئوزوئیک پسین می‌رسد ولی از مزوزوئیک است که چهره‌ای مشخص بخود می‌گیرد و روند حوضه‌های رسوبی را کنترل می‌کند.

رشته کوههای بلند به پهنای ۲۰-۱۵ کیلومتر در دره‌های باریک به پهنای ۱-۵ کیلومتر بین این رشته کوه‌ها و دره‌های پهن، کفه‌هائی که بیش از ۲۰ کیلومتر پهنای دارد ریخت کلی این ناحیه را با ترتیبی بقرار زیر تشکیل می‌دهد.

۱-۲-۱- کفه ابرقو

۱-۲-۲- رشته کوههای همبست — قندیل

۱-۲-۳- دره‌های آباده — سوریان

۱-۲-۴- رشته کوههای سفید — لای تاریک

۱-۲-۵- کفه ده‌بید

۱-۲-۶- رشته کوههای بر آفتاب — موسی‌خانی

و اینک شرح مختصر هر کدام:

۱-۲-۱- کفه ابرقو

این کفه که نام خود را از شهرک ابرقو گرفته پهن دشتی است کویری که در گوشه شمال شرقی چهارگوش اقلید افتاده و یکی از سلسله فرونشستگی‌هایی است که از دریاچه ارومیه تا هامون جازموریان با روند شمال غربی - جنوب شرقی بین زون ولکانیک ارومیه - دختر و زون سنندج - سیرجان قرار می‌گیرد. این کفه در راستای شمال غربی با فواصلی نه‌چندان طولانی به کفه طاقستان و از آن پس به باتلاق گاوخونی و در راستای جنوب شرقی به کویر مرو دشت و سپس به کفه سیرجان می‌پیوندد کفه ابرقو هموار است و سطح آنرا گل ولای رسی - نمکی توأم با ماسه‌های بادی پوشانده است.

اکثراً خشک است و بندرت در سال‌های پر باران مرکز آنرا شورابه فرامی‌گیرد. ارتفاع متوسط این کفه از سطح دریا حدود ۱۴۵۰ متر است. آب و هوای این کفه کویری است با زمستان‌هایی نسبتاً سرد و تابستان‌هایی گرم که گرمای آن تا ۴۵ درجه می‌رسد. متوسط بارندگی نیز در این بخش از چهارگوش اقلید حدود ۱۵۰ mm است و در بهار بادهای طوفانی در آن از سمت کوه به دشت و بالعکس جریان دارد، تقریباً هیچ آبادی در این کویر وجود ندارد بجز کلاته‌های کوچک و پراکنده‌ای در حواشی آن نظیر اسفندآباد که آب آنها از قنات تأمین می‌گردند.

۱-۲-۲- رشته کوه‌های همبست - قنديله

رشته‌ای است که از دو کوه نسبتاً بلند همبست و شیربا در شمال و مرکز و کوه نسبتاً پست‌تری در جنوب غربی قنديله تشکیل می‌شود. ارتفاع متوسط این کوه از ۲۰۰۰ متر از سطح دریا تجاوز می‌کند و بلندترین قله آن که در کوهستان مرکزی است ۳۷۴۷ متر ارتفاع دارد.

پیوند این رشته کوه‌ها را دره‌هایی با ریختی نامنظم که روند کلی آنها ترکیبی از روندهای شمال غربی - جنوب شرقی و شمالی - جنوبی و یا شرقی - غربی است از هم می‌گسلند، از آن جمله است دره بی‌خیر خنک که فاصله بین کوه‌های همبست شیربا است و دیگری دره بردسیر که کوه‌های شیربا را از قنديله جدا می‌کند. راه ارتباطی بین طرفین این رشته کوه از دره‌ها می‌گذرد.

کوه‌های همبست و شیربا آهکی است با ستیخ‌هایی پرتضادیس که مانند دیوارهای بلندی حائل بین کفه ابرقو و دره‌های آباده و بوانات قدرافراشته است. کوه‌های قنديله از کوه‌های همبست و شیربا هموارتر است و بیشتر از سنگ‌های آواری تشکیل شده است. رودخانه بوانات از انتها الیه جنوب شرقی این کوه‌ها از میان دره‌ای که با روندی شمال شرقی - جنوب غربی این کوه‌ها را می‌برد عبور می‌کند. شمار آبادی‌ها در این رشته کوه‌ها بسیار اندک و به کلاته‌ها و یا مزرعه‌های پراکنده‌ای در امتداد دره‌ها و یا دامنه‌های این رشته کوه‌ها خلاصه می‌شود. تغییرات

درجه حرارت از چندین درجه زیر صفر در زمستان تا متجاوز از ۴۰ درجه بالای صفر در فصل تابستان می‌رسد. میزان بارندگی سالیانه این رشته کوه حدود ۲۰۰ الی ۳۰۰ میلیمتر است.

۳-۲-۱- دره‌های آباده - سوریان

تنها بخش کوچکی از دره پهن و طولانی آباده در چهارگوش اقلید می‌افتد و حال آنکه تمامی دره سوریان که بیش از ۷۰ کیلومتر طول آنست در این چهارگوش واقع است. از نظر ریخت‌شناسی، روند و ساختار این هر دو دره یکی است:

بین کوههای بلند واقع شده، آبهای جاری این کوه‌ها در میان آنها و یا در زیر آبرفت‌هایی که سطحشان را فرا گرفته روان است و پی سنگ آنها را سازندهای دگرگونه‌ای می‌سازد که بیشتر از سنگهای آواری - ولکانیک زودفرسا تشکیل شده است.

این دره‌ها که بین ۱۰ تا ۵ کیلومتر پهنا دارد، مصادیق بارز زون سنندج - سیرجان است که در جاهای دیگر همانند گلپایگان، سیرجان بیش از ۳۰۰ کیلومتر پهنا دارد. چنین تنگنایی با احتمال تلاش پرفشاری است که بخش مختلف این سرزمین را مانند پولک برویهم سوار کرده است.

تقریباً تمامی سطح دره آباده از آبرفت‌های کواترنر پوشیده شده و حال آنکه در دره سوریان سنگهای دگرگونی به فراوانی رخ نموده است. دره‌های آباده و سوریان را بلندیهایی کولی کش از هم جدا می‌کند آب و هوای این دره‌ها خشک و کویری ولی دره سوریان بنسبت معتدل تر است. میزان بارندگی بین ۲۰۰ - ۳۰۰ میلیمتر در سال است و دمای آنها از چندین درجه زیر صفر تا ۳۰ درجه بالای صفر تغییر می‌نماید.

ارتفاعات کوه سفید و کوه چاه براق در انتها الیه جنوب شرقی به ادامه دره سوریان خاتمه می‌دهد. آبادیهایی نسبتاً پرشماری در دره سوریان برپا شده که بزرگترین آنها سوریان است و از آن پس مزایجان دره سوریان به سبب تاکستانها و نوع مرغوب انگور آن شهرت دارد.

۴-۲-۱- رشته کوههای سفید - لای تاریک

(این رشته کوهها، بلندترین ارتفاعات چهارگوش اقلید را تشکیل می‌دهد و از دو قلعه ناپیوسته تشکیل می‌شوند که بخش شمالی کفه ده بید همچون زبانه‌ای میان آنها فاصله می‌افکند.) ارتفاع متوسط این رشته کوهها از ۳۰۰۰ متر تجاوز می‌کند و بلندترین قله آن که بلندترین قله ناحیه نیز هست ۳۹۴۳ متر از سطح دریا ارتفاع دارد که در کوه سفید یا کوه بول در قطعه شمال غربی در جنوب شهرک اقلید واقع است.

(روند کلی این رشته کوهها همانند روند غالب ناحیه شمال غربی — جنوب شرقی است، تنها در بخش مرکزی چرخشی پیدا می‌کند و تا پاسی دارای روندی شرقی — غربی می‌گردد و همین جا است که این رشته از هم می‌گسلد و آبرفت‌های کفه ده‌بید میان آنها فاصله می‌افکند.) درست در همین جا است که دره‌های سوریان و آباده نیز از هم جدا می‌شود و سنگهای زودفرسائی که بنیان آنها را تشکیل می‌دهد اوج می‌گیرد، ارتفاعات کولی کش را و از آنجا گردنه کولی کش را می‌سازد که جاده اصفهان — شیراز از میان آن می‌گذرد.

(این رشته کوهها آهکی است با ستیغ‌های تیز و پرتضاريس در قطعه شمال غربی و بام بلند پر درازائی که قطعه جنوب شرقی را می‌سازد. چنین موقعیتی عبور از این رشته کوهها را مشکل و به گدازه‌های محدودی محدود ساخته که از آن جمله گدازه‌های مزایجان، شیردان و گردنه کولی کش می‌باشد. رشته کوههای سفید — لای تاریک خط تقسیم آنها است چنانکه آبهای جاری بر دامنه‌های شمال شرقی آنها بسوی رشته گودالهای ارومیه جازموریان و آبهای جاری بر دامنه‌های جنوب غربی آنها بسوی کفه نیریز و از آنجا بسوی دریاچه‌های تاشک و بختگان روان است.

بارش سالیانه در این رشته کوهها از ۴۰۰ میلیمتر تجاوز می‌کند دارای هوای سرد است که در زمستان‌ها تا ۲۱ درجه زیر صفر سقوط می‌کند و بر تارک کوههای آن برف بیش از سه ماه در سال برجای می‌ماند. بسیاری از آبادیهای چهارگوش اقلید بر دامنه‌های این رشته کوهها بر پا شده است.

۵-۲-۱- کفه ده‌بید

گستره بلندی است مرکب از دره‌های پهن با روندهائی گوناگون که ارتفاعات پراکنده‌ای را میان خویش احاطه کرده است. ولی با این همه روند کلی آن شمال غربی — جنوب شرقی است. این کفه در قسمت مرکزی پهن تراست و شکل نامنظمی دارد ولی در طرفین بصورت دره‌های فراخی در می‌آید که بین ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر پهنای دارد که بستر این دره‌ها را در قسمت شمال غربی آبرفت‌های جوان می‌پوشاند. در قسمت مرکزی علاوه بر آبرفت‌های جوان، مارن‌های سبز و قرمز مربوط به دریاچه‌های آب شیرین بخش وسیعی از بستر زمین‌ها را اشغال می‌کند، دره جنوب شرقی را نیز آبرفت‌های جوان و پادگانه‌های آبرفتی فرا گرفته است.

این کفه بسیار پر آب است و سفره‌های آبدار زیرزمینی در دره شمال غربی در اعماق بسیار کمی از سطح قرار دارد. در اینجا دریاچه آب شیرین کافتار با طولی حدود ۱۵ کیلومتر و عرض ۵ کیلومتر پدید آمده است. فراوانی آبهای سطحی زیرزمینی در همین کفه باعث شده تا آبادیهای

پرشماری بخصوص در بخش های مرکزی و شمال غربی آن برپا گردد. میزان بارندگی در این کفه حدود ۴۰۰ میلیمتر در سال، هوای آن متغیر بین درجاتی زیر صفر تا ۳۵ درجه بالای صفر و زویهمرفته خشک است.

۶-۲-۱- رشته کوههای برآفتاب - موسی خانی

این رشته کوهها بخش کوچکی از رشته کوههای بلند زاگرس است که همچون دیواری بلند راه را بر ابرهای برخاسته از دریای مدیترانه می گیرد و باعث خشکی بخش های مرکزی ایران زمین می گردند بیشتر کوهها در اینجا آهکی است و از تاقدیس ها و ناودیس هائی تشکیل شده که بترتیب ارتفاعات و دره ها را می سازند. این رشته کوهها، برخلاف دو رشته ای که ذکرشان رفت چندان بهم فشرده نیست و کوههای تاقدیزی آنرا، دره های نسبتاً فراخ در حدود ۱۰ کیلومتر پهنا از هم جدا می کند. ارتفاع این کوهها از شمال غربی به جنوب غربی کاسته می شود و در این راستا از ارتفاع متوسط ۳۰۰۰ متر به ۲۵۰۰ متر می رسد، بلندترین قله این رشته کوهها ۳۵۱۴ متر از سطح دریا ارتفاع دارد و در کوه برآفتاب، در جنوب دریاچه کافترواقع است.

بارندگی سالیانه این رشته کوهها از ۵۰۰ میلیمتر تجاوز می کند، آب و هوا نسبتاً خشک و سرد است و فراوانی آبهای سطحی و زیرزمینی باعث برپائی پرتراکم ترین و پرشمارترین آبادیها، در دره های این رشته کوهها گشته است.

۳-۱- جغرافیای انسانی

بیشترین سطح چهارگوش اقلید در استان فارس قرار دارد. فقط گوشه شمال شرقی آن جزئی از استان یزد می باشد. محدوده استان فارس مشتمل بر بخش هائی از شهرستان اقلید، آباده و مرودشت بوده و محدوده استان یزد شامل بخشی از شهرستان مهریز است.

بخش های مورد نظر بشرح زیر می باشد:

۱- بخش بوانات که محدوده مرکزی و جنوب شرقی چهارگوش را شامل است تابع شهرستان آباده بوده و مشتمل بر دهستانهای بوانات، سرجهان و قنقری است که مجموعاً دارای ۱۱,۲۸۱ خانوار بوده و منابع درآمد آنها بترتیب اهمیت: زراعت، باغداری و کارگری ساده می باشد.

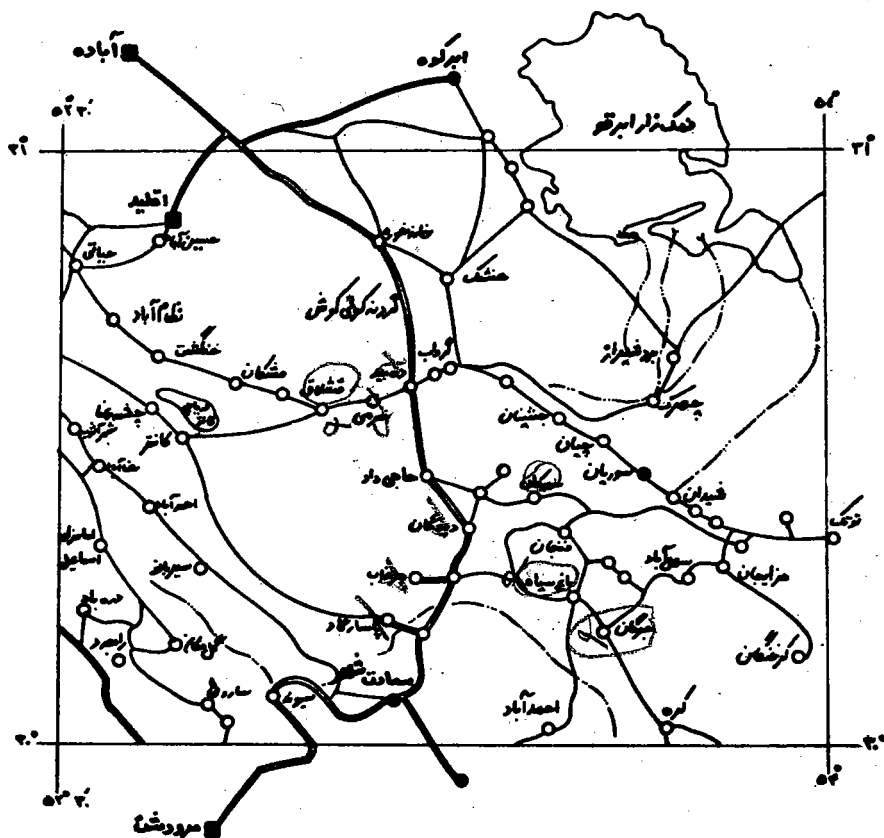
۲- بخش ابرقو: قسمتی از بخش ابرقونیز در محدوده این چهارگوش و در شمال آن واقع است، این بخش شامل دهستان اسفندآباد با ۶۳۰ خانوار است.

۳- بخش مرکزی شهرستان اقلید: شمال غرب منطقه جزو محدوده شهرستان اقلید بوده و

قسمتی از بخش مرکزی آن می باشد، بخش مذکور شامل ۲۵۴ روستا با ۴۵۸ خانوار است. مردم این روستاها از طریق زراعت، دامداری و فروش صنایع دستی ارتزاق می نمایند.

۴- نواحی جنوب و جنوب غربی چهارگوش تابع شهرستان مرودشت و جزئی از بخش های سعادت آباد و مرکزی آن شهرستان است. این شهرها خود شامل تعداد زیادی روستا است که از آنجمله می توان از مشهدمرغاب، کمین سربندان، ابرج و رامجرد نام برد. در این جا نیز روستائیان از راه زراعت، دامداری، باغداری و فروش صنایع دستی امرار معاش می نمایند.

۵- گوشه شمال شرق چهارگوش جزئی از دهستان مروست می باشد که خود تابع بخش مرکزی شهرستان مهریز است.



شکل ۱: نقشه جغرافیائی چهارگوش اقلید

پراکندگی جمعیت: به استثنای شمال شرق منطقه که شامل نمکزار ابرقومی باشد و باطلع از سکنه تهی است، جمعیت در سایر نقاط با توجه به شرایط طبیعی، پراکنده می باشند.

راه ها: راه آسفalte آباده - شیراز تمام عرض نقشه را از شمال تا جنوب می پیماید، بعلاوه شهرستان اقلید نیز بوسیله یک رشته راه آسفalte دیگر به جاده مذکور می پیوندد. برای دسترسی به روستاها هم جاده های شوسه و خاکی مناسبی خصوصاً در امتداد دره ها وجود دارد که از آنجمله می توان از راه شوسه ده بید کرجنگان، هرات و خانخوره مروست نام برد.

۲۔ خط کلی زمین شناسی

چهارگوش اقلید بجز زون ولکانیک ارومیه — دختر، تمامی زون‌های ساختاری —
چینه‌شناسی را که در ایران شناخته و تعریف شده است در خود دارد، در گذر از گوشه شمال
شرقی به جنوب غرب به زون‌های زیر برمی‌خوریم:

— زون ایران مرکزی

— زون سنندج — سیرجان

— زون افیولیتی — رادیولاریتی

— زون شکسته زاگرس

— زون زاگرس

حوادثی که در این زون‌ها اتفاق افتاده بظاهراً هم اختلاف دارند، چه فازهای پیاپی چین خوردگی و احیاناً دگرگونی که در زون سنندج — سیرجان اتفاق افتاده در ایران مرکزی و زاگرس دیده نمی‌شود و آنچه که در ایران مرکزی و زاگرس دیده نمی‌شود و آنچه که در ایران مرکزی بخصوص در موزوئیک سنگ‌ها را متأثر کرده است بر سازندهای زاگرس اثر نداشته و این زون بنا به مشهور از پلیستوسن آغاز به چین خوردگی کرده است. ولی این ظاهر تفسیر است، چون تمام تلاش‌های متأثر بر هر زون، بر زون دیگر نیز کارگر افتاده، منتها الگوی Strain در آنها مختلف بوده است.

شبهات بین ایران مرکزی و زون سنندج — سیرجان بخصوص در چهارگوش اقلید بقدری فراوان است که زون سنندج — سیرجان را می بایست به تبع از گانسر (نک ۱ — ۱) دنباله جنوب باختری ایران مرکزی بدانیم. چنانکه خواهیم دید تفاوت این دو زون در وفور سنگهای ولکانیک در میان سنگهای پالئوزوئیک زون سنندج — سیرجان و کمتر بودن این سنگها در ایران مرکزی خلاصه می شود، تفاوت های کلی تر در میان این زون ها از مزوزوئیک به بعد پیش می آید، هرچند اگر بدقت بررسی شود، این تفاوت ها چنان نیست که امکان هرگونه مقایسه ای را از میان بردارد.

زون هائی که نامشان در بالا آمده، کمابیش همان زونهائی است که توسط اشتوکلین (۱۹۶۸) تعریف شده بدون اینکه نام زون بر آنها بگذارد.

زون افیولیتی — رادیولاریتی، همان آمیزه رنگین گانسرو از آن پس اشتوکلین است که چنانچه یاد شد (نک ۱-۱) مطابق عقاید آن زمان سازندی برجای فرض شده است. بیرون زدگیهای این زون در چهار گوش اقلید بسیار کم است بجز اندکی در جنوب کرختگان که بصورت پنجره ای از میان سنگهای ترسیر رخ نموده و یا تراشه کوچکی از سنگهای اولترابازیک آمفیبولیت که بر تارک سنگهای سازند کژدی برجای مانده است.

این زون در حقیقت از جنوب روراندگی ده بید کرختگان آغاز می شود و سنگهای آن در کفه ده بید بزیر آبرفت های کوآترنر دفن می گردد. سنگهای ترسیر متعلق به این زون در نقشه چهار گوش اقلید برای رعایت اختصار، جز زون سنندج — سیرجان نشان داده شده است. ادامه شمال غربی این زون نه در رشته کوههای سفید — لای تاریک و نه در کفه ده بید دیده نمی شود، در اینجا مستقیماً در فاصله ای اندک از زون سنندج — سیرجان به زون زاگرس می رسیم.

زون شکسته زاگرس در حقیقت نه یک زون ساختاری است و نه حوضه رسوبی جداگانه ای که تعلق به یک زون خاص داشته باشد. در مطالعه جغرافیائی دیرینه بوم های مرکزی ایران تا رشته کوههای زاگرس در واقع به چندین زون ساختاری — چینه شناسی برمی خوریم که نظم آنها کمابیش همانی است که در صفحات پیش یاد شده ولی حادثه زاگرس یا بگفته گانسرو اشتوکلین «روراندگی اصلی» درست بموازات مرز این زون ها عمل نمی کند و زاویه اندک با آنها می سازد، چنانکه زون شکسته از پولک های رویهم رانده شده سازندهای گوناگون تشکیل شده است. در هر جا از میان یک زون بخصوص می گذرد و در چهار گوش اقلید زون شکسته تقریباً بر زون رادیولاریتی افیولیتی منطبق است. از جنوب روراندگی ده بید کرختگان آغاز می شود و در کرانه های شمالی زون زاگرس آرام می گیرد.

این بدان معنی نیست که بخش های دیگر منطقه دست نخورده باقی مانده است. زون سنگهای دگرگونی که در جاهای دیگر همانند سیرجان یا حاجی آباد در حال حاضر بیش از ۱۰۰ کیلومتر پهنا دارد، در اینجا تنها به چند ده کیلومتر خلاصه شده است. هر چند در نقشه چهار گوش اقلید آنچه چنانکه باید، نشان داده نشده است ولی ناحیه، بخصوص قسمت های مرکزی آن از پولک هائی تشکیل شده که بر روی هم رانده شده است. چنین مکانیزمی در ناحیه نیریز در میان زون رادیولاریتی — افیولیتی بخوبی نشان داده شده است (Ricou, 1974).

در این گزارش ابتدا به شرح مختصر چینه شناسی هر زون می پردازیم و سپس ضمن مقایسه آنها خواهیم کوشید تا نمائی کلی از جغرافیای دیرینه این سرزمین بدست دهیم. از آن پس

با پرداختن به ماگماتیزم و دگرگونی سیر تحول سنگ — ساختاری (Petrostructural) این ناحیه را از نظر خواهیم گذراند.

۳ — چینۀ شناسی

در چهار گوش اقلید سنگهای پره کامبرین رخ نموده است. سنگهای دگرگونی درجه متوسطی از نوع گنایس آمفیبولیت و میکاشیست هائی که پره کامبرین تصور می نمودند (برای مثال طراز ۱۹۷۲) سنی بس جوان تر دارد و علاوه بر فسیل هائی که از فرایند دگرگشتی وارهیده در میان آنها باقیمانده است. همسانی چینۀ شناسی و لیتولوژی با سنگهائی که از نظر کروئو استراتیگرافی وضعیت مشخصی دارند چنان است که، تعلق سنگهای دگرگونی را به پالئوزوئیک از هر تردید و ابهامی بدور ساخته است.

۱-۳ — پالئوزوئیک پائین

کهن ترین سنگهای نمایان چهار گوش اقلید متعلق به اواخر پالئوزوئیک دیرین است که در زون ایران مرکزی و اندکی نیز در زون دگرگونی (سنندج — سیرجان) رخ نموده است. در زاگرس جز پالئوزوئیک بالا آنهم بصورت بخش کوچکی از پرمین دیده نمی شود.

۱-۱-۳ — سنگهای پیش از دونین بالا در ایران مرکزی

در جنوب دشت بی خیر خنک در شرق روستای هنشک، سنگهای آواری کربناتی دیده می شود که در حد رخساره شیست سبز دگرگون گردیده اند. این سنگها بصورت تپه ماهور تظاهر می نمایند، در زیر رسوبات دونین پسین قرار دارند و می توان آنها را به سه بخش متمایز تقسیم نمود. بخش الف — قدیمیترین طبقات این رسوبها را شامل می گردد و در حدود ۲۰۰ متر ضخامت دارد. قاعده این رسوبات توسط گسل بزرگ معکوسی قطع گردیده و حد بالائی این واحد نیز با آبرفت پوشیده شده است. رسوبات این بخش شامل فیلیت، ماسه سنگهای دگرگون شده، کوارتزیت و لایه هائی از آهک ماسه ای می باشد. این نهشته ها شدیداً چین خورده است بطوری که نمونه های جالبی از چین های سالم را حتی می توان در ماسه سنگها و کوارتزیت ها بوضوح مشاهده کرد. کوارتز در سطح شیستوزیته فیلیت ها و نیز بطور پراکنده در ماسه سنگها و کوارتزیت ها تزریق گردیده است. اثریک لینه اسیون در امتداد NE 70 را در بعضی از سطوح شیستوزیته فیلیت ها می توان رؤیت نمود. در قسمت بالائی این رسوبات یک افق آهکی ضخامت تقریبی ۲۰ — ۱۵ متر دیده می شود که کاملاً متبلور گردیده و دارای چین های کشیده متعددی می باشد. روی این

افق آهکی را رسوبات آذر آواری بصورت توف های سبز رنگ می پوشاند. این رسوبات اگرچه فسیلی بدست نداده است ولی نظریه موقعیت چینه شناسی و نیز تشابه نسبی که با رسوبات سیلورین در چهارگوش ترود (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۵) دارد شاید بتوان این ها را به سیلورین (هم ارز سازندنیور) نسبت داد.

بخش ب: این بخش در حدود ۷۰ تا ۸۰ متر ضخامت دارد و قسمت اعظم آن از ماسه سنگ نازک لایه تشکیل گردیده که لایه هائی از فیلیت و اسلیت در میان ماسه سنگها نیز دیده می شود.

بخش ج: سنگهای این بخش دولومیتی است که در حدود ۱۲۰ - ۱۰۰ متر ضخامت دارند. رنگ هوازده (فرسایشی) این دولومیت ها حنائی تا آجری است، در صورتی که در سطوح تازه و شکست کاملاً سفید رنگ هستند، لایه بندی واضح و منظم دارند. ضخامت هر لایه حدود ۱ متر می باشد.

این دو بخش را می توان (مقایسه با رسوبات مشابه در چهارگوش ترود) به سیلورین - دونین و نیز با توجه به موقعیت چینه شناسی آنها هم ارز سازنده های پادها و سیب زار دانست.

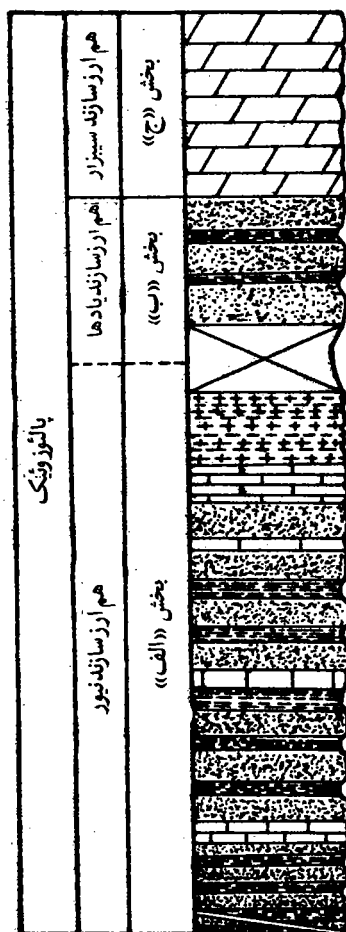
۲-۱-۳- سنگهای پیش از دونین بالا در زون سنندج - سیرجان

۱-۲-۱-۳- میکاشیست های سیاه (Tesh)

در انتها الیه جنوب شرقی این زون، در کوه سفید توتک ترادف نسبتاً ضخیمی از میکاشیست های سیاه رنگی رخ می نماید که در زیر کمپلکس مرمری کوه سفید بطور عادی قرار می گیرد. میکاشیست ها ذریال جنوبی تاقدیس کوه سفید حدود ۱۲۰۰ متر و ذریال شمالی آن حدود ۷۰۰ متر ضخامت دارد. البته این مطلب مربوط به تغییر ضخامت در فاصله ای بدین کوتاهی نیست، بلکه حاصل نفوذ گرانیستی است که در میان این شیست ها نفوذ کرده و ذریال شمالی تنها ۷۰۰ متر از ضخامت این سری میکاشیستی را برجای نهاده است.

این دو واحد سنگی بانضمام گرانیست گنایس های زیر شیست های سیاه را در نقشه چهارگوش اقلید بنام کمپلکس توتک نشان داده ایم. شیست های سیاه رنگ ردیفی یکنواخت و تا اندازه ای یکدست را تشکیل می دهد. بجز ذریال جنوبی تاقدیس که تناوبی ۲۰۰ متری از طبقات نازک مرمری سفید رنگ در بخش های پائینی آن، اینچنین نظم یکنواختی را برهم می زند.

این میکاشیست های سیاه رنگ که حاصل دگرگونی شیل های سیاه رنگ است، در زیر کربناتهائی قرار می گیرد که اکنون به مرمر تبدیل شده است، ولی با اینهمه اینجا و آنجا آثار حیاتی فسیل شده در میان آنها یافت می شود که از آنچمله است بریوزوا (bryozoans) کرینوتوید و



متادولومیت، ضخیم لایه، رنگ هوازده آجری

ماسه سنگ دگرگون شده، توام با لایه هائی از فیلیت و اسلیت

پوشیده

توف سبزرنگ

ماسه سنگ دگرگون شده، گوارتزیت

آهک بلورین، فیلیت و اسلیت



شکل ۲: بُرش شمالی پالئوزوئیک پائین در جنوب دشت بی خیرخنگ

مرجان که جنس روگوس (rugose corals) آن توسط دکتر حمدی تعیین شده و با توجه به جمیع جهات به دونین میانی تا پسین نسبت داده شده است.

در خود میکاشیست ها فسیلی دریافت نشده است که البته با این درجه از دگرگونی نمی توان انتظار حفظ آثار حیاتی را داشت. بهر حال با توجه به موقعیت چینه شناسی و شباهت آن به بخش (الف) از رسوبات پیش از دونین بالا در ایران مرکزی می توان آنرا هم ارز سازندنیورو متعلق به سیلورین دانست. شباهت تام این ردیف سنگی با شیل های سیاه رنگ گراپتولیت دار - سیلورین در کوه های گهکم و فراقون از رشته کوه های زاگرس چنین انگاره هایی را تقویت می کند. بخصوص اگر در نظر داشته باشیم که سازنده های پرکامبرین و پالئوزوئیک در زاگرس و ایران مرکزی از نظر لیتولوگرونو استراتیگرافی یکی بوده و حوادث یکسانی را از سر گذرانده است.

۲-۳- سنگهای پالئوزوئیک بالا

سنگهای پالئوزوئیک بالا در ایران مرکزی و با توجه به محتوی غنی آن از فسیل های شاخص وضعیت بسیار مشخصی دارد.

در زون سنندج - سیرجان جز طبقات دونین بالائی و پرمین در دیگر طبقات، فسیلی بدست نیامده است. البته این موضوع فرع فرایندهای دگرگونی نسبتاً شدیدی است که آثار حیاتی را از بین برده است.

در زاگرس طبقات زیر پرمین رخ ننموده است.

۱-۲-۳- سنگهای پالئوزوئیک بالا در ایران مرکزی

۱-۲-۱- سنگهای دونین بالائی

در شمال منطقه، در دشت بیخیر خنگ، بقایای طاقدیس نسبتاً بزرگی دیده می شود که امتداد محور آن شمال غربی - جنوب شرقی است، یال جنوبی آنرا گسل هنشک قطع کرده است ولی یال شمالی آن نسبتاً سالم است و مقطع کاملی از رسوبات پالئوزوئیک بالائی را بدست می دهد.

این رسوبات که با تکیه بر فسیل های حاوی آنها سنی معادل دونین پسین دارد از سنگهای آواری - آهکی و ولکانیک تشکیل می شود.

قسمت زیرین این رسوبات خرد شده و بصورت تپه ماهور در عرضه دشت گسترده شده اند. اندازه گیری دقیق ضخامت آنها بعلت پراکندگی و گسله بودن آنها مقدور نگردید. کنتاکت این رسوبات با نهشته های زیرین «بخش ج» اگرچه پوشیده است ولی با احتمال گسله می باشد. در

صورتی که حد فاصل آنها با رسوبات فوقانی (کربنیفر زیرین) تدریجی است. این رسوبات را می‌توان بدو بخش متمایز تقسیم نمود که وجه تمایز آنها وجود گدازه‌های اسپیلیتی و توف‌های سبز رنگ در بخش زیرین و عدم آنها در قسمت فوقانی است. بخش زیرین از پائین بی‌الا شامل: شیل‌های آهکی، آهک متبلور شده، لایه‌هایی از شیل‌های ذغالی ماسه سنگ کوارتزیت، شیل‌های سیلتی رسی، آهک تخریبی و نیز آهک خاکستری رنگ کربنوتیددار است. این رسوبات را گدازه‌های اسپیلیتی و توف‌های فراوانی همراهی می‌کند. چند طبقه آهکی که ضخامت هر کدام ۲ تا ۱/۵ متر است در قسمت پائین این بخش قرار گرفته و دارای بقایای فراوانی از استروماتوپورید و مرجان است بطوری که بیشترین ریف (بیوهرم) را در نظر متبادر می‌کند. دو نمونه ماکروفسیل که از میان این طبقات جمع‌آوری شده و توسط فرخ گلشنی مطالعه گردیده سن دونین پسین را به این رسوبات می‌دهد، این فسیل‌ها عبارتند از: *stromatoporoids*, *Hexagonaria* sp. گردآوری شده از لایه‌های آهکی شیلی چنان نمانده که قابل مطالعه باشند. ضخامت این رسوبات بطور تقریب حدود ۳۵۰ تا ۳۰۰ متر است.

رسوبات آذرآواری سبزرنگ

آهک خاکستری رنگ، دارای تعداد زیادی ساقه کربنوتید

تناوب شیل‌های سیلتی رسی و ماسه سنگ‌های کوارتزی

شیل‌های ذغالی در سطوح فرسایشی صورتی رنگ، بطور پراکنده محتوی ژیس

آهک ریفی «بیوهرم» حاوی *stromatoporoids* و مرجان



شکل ۳- نمای بخشی از سنگ‌های دونین بالائی در دشت بیخیر خنگ (بدون مقیاس)

شرح بخش فوقانی از دونین بالا را همراه توصیف سنگهای کربونیفر زیرین بدانجهت آورده ایم که جز با شاخص های پالئونتولوژی سنگهای متعلق به این واحد زمانی را مشکل می توان از هم متمایز نمود.

۲-۱-۲-۳- سنگهای دونین پسین - کربونیفریشین

رسوبات فوقانی دونین بالائی بطور تدریجی به نهشته های کربونیفر زیرین تبدیل می گردد. دریال طاقدیس بیخیرخنگ مقطع نسبتاً کاملی از این رسوبات دیده می شود که دارای ۹۸۰ متر ضخامت بوده و مشتمل بر سه واحد است، واحد شیل و ماسه سنگ توأم با لایه های آهکی ماسه ای، واحد کوارتزیت، واحد آهکی. فسیلهائی که از واحد زیری (شیل و ماسه سنگی) جمع آوری گردیده است سن دونین پسین (اشکوب فرازین) را نشان می دهد.

این فسیل ها عبارتند از:

Cytospirifer verneuili, *Cyrtospirifer* sp., "*Spirifer*" *thukensis*, *Spinatriy plana* sp., *Austrospirifer* sp., *Atrypids* ex gr *Verneuili* sp..

این واحد ۷۶۰ متر ضخامت دارد و دارای لایه های فراوانی از شیل های ذغالی است.

واحد کوارتزیتی

این واحد ۴۰ متر ضخامت دارد. دارای لایه های منظمی از کوارتزیت بضخامت ۰/۷۵ تا ۱ متر، رنگ فرسایشی این کوارتزیت ها صورتی تا قهوه ای روشن و رنگ سطوح تازه آنها سفید متمایل بصورتی با لکه هایی از اکسید آهن می باشد. چینه بندی چلیپائی در بعضی از طبقات آن بخوبی حفظ گردیده است.

واحد آهکی

ضخامت این واحد در محل اندازه گیری ۱۸۰ متر است. شامل طبقات منظم آهک خاکستری است که ضخامت هر لایه حدود ۰/۲۵ تا ۰/۵ متر بوده و در بعضی از این ها نیز کمی شیلی می گردند. در این آهکها بقایای *iranophyllum* و براکیوپودها بطور پراکنده دیده می شود. نمونه هائی که در زیر آمده از این آهکها ولی از ۶ کیلومتری جنوب شرق محل مقطع اندازه گیری شده جمع آوری گردیده است که توسط «ف. گلشنی» مطالعه و سنی معادل کربونیفر پیشین (Visean) بدست داده است.

Prachythyryna sp., *Reticulatia* sp., *Neospirifer* sp., *Unispirifer* sp., *Cancrinella* sp.,
Undaria sp., *Rhipidonella* sp., *Brachythyryna* sp., *Schelluinella* sp.,

نمونه دیگری از این رسوبات (در خارج از محل مقطع اندازه گیری شده) کونودونت های زیر را بدست داده است که سن این طبقات را به کربونیفر پیشین و اشکوب Tournaisian محقق می دارد. این نمونه توسط آقای بهاء الدین حمدی مطالعه شده است.

Spathognatodus Plumulus- Plumulus, Apathognathus. sp..

با توجه به فسیلهای فوق و شباهت لیتولوژی که این رسوبات با سازند شیشو در کوههای شتری در شرق ایران (G.S.I. Report) دارند این رسوب ها را می توان هم ارز سازند شیشو دانست.

شرح مقطع چینه شناسی رسوبات دونین بالائی کربونیفر زیرین دریال شمالی طاقدیس بیخیر خنگ بقرار زیر است:

۵۶- ۳ متر شیل آهکی و شیل ماسه ای در سطح هوا زده خاکستری رنگ و در سطح تازه سیاه رنگ.

۵۵- ۸۶ متر آهک با طبقه بندی متوسط، توأم با لایه های شیل آهکی. ضخامت هر لایه حدود ۵ تا ۱۰ سانتیمتر. طبقات آهکی دارای فسیل مرجانهای منفرد بدرزای (۳ تا ۱) سانتیمتر حاوی قطعات ساقه های کرینوتید و بندرت بر اکیوپود است.

۱۲ متر شیل آهکی در سطوح فرسایشی خاکستری تا ارغوانی و در سطوح تازه برنگ خاکستری روشن.

۵۴-

۶ متر آهک اسپاری دارای قطعات کرینوتید قطر هر لایه حدود ۳۰ سانتیمتر توأم با لایه های شیل به ضخامت ۵ سانتیمتر.

۵۳- ۴۲ متر تناوب آهک، آهک دولومیتی با لایه بندی واضح ضخامت هر لایه حدود ۰/۷ متر، طبقات آهکی در سطوح هوا زده خاکستری رنگ و در سطوح تازه سیاه رنگ می باشند، ضمناً این آهکها دارای ساقه های کرینوتید مرجانهای منفرد بزرگ می باشند.

۵۲- ۲۸ متر آهک و آهک دولومیتی توأم با لایه هایی از شیل آهکی.

۵۱- ۱۲ متر کوارتزیت با لایه بندی واضح، قطر هر لایه حدود ۰/۵ متر بوده و دارای چینه بندی چلیپائی است. رنگ سطح فرسایشی زرد تیره تا قهوه ای روشن و در سطوح تازه سفید رنگ است.

۵۰- ۱۰ متر تناوب آهک و شیل آهکی لایه های آهکی ضخامت ۰/۳ تا ۰/۴ متر بوده و در سطح تازه خاکستری روشن و در سطوح فرسایشی خاکستری تیره می باشد، فسیلهای کرینوتید نیز در این آهکها دیده می شود.

۴۹- ۳۹ متر کوارتزیت.

- ۴۸ - ۵ متر تناوب آهک، شیل، ماسه سنگ، لایه های آهکی دارای فسیل حلقه ساقه کرینوتید می باشند.
- ۴۷ - ۳۷ متر شیل ذغالی توأم با لایه هایی از شیل ماسه ای.
- ۴۶ - ۸ متر ماسه سنگ با خمیر آهکی ضخامت هر لایه حدود ۰/۴ متر.
- ۴۵ - ۸ متر شیل آهکی و ماسه ای در سطح تازه خاکستری رنگ دارای اکسید آهن در سطوح هوازده برنگ زرد روشن می باشد.
- ۴۴ - ۲۱ متر شیل ذغالی.
- ۴۳ - ۳۰ متر تناوب شیل آهکی، شیل رسی مارنی و آهک ماسه ای.
- ۴۲ - ۲۱ متر آهک رسی در سطوح فرسایشی خاکستری متمایل به زرد در سطوح تازه خاکستری دارای بقایای براکیپود «اسپیرفر» و ساقه های کرینوتید.
- ۴۱ - ۲۰ متر شیل رسی ماسه ای دارای سربسیت با رنگ فرسایشی خاکستری تیره یک لایه ماسه سنگی با ضخامت دو متر در بین این شیلها قرار دارد.
- ۴۰ - ۲۲ متر آهک ماسه ای نازک لایه هر لایه بضامت ۵ تا ۱۰ سانتیمتر در سطوح فرسایشی زرد تیره و در سطوح تازه خاکستری، بندرت دارای فسیل سفالوپود و براکیوپود و «اسپیرفر» و ساقه های کرینوتید می باشند.
- ۳۹ - ۲ متر شیل دیابازی
- ۳۸ - ۳ متر آهک زرد رنگ دارای براکیوپود و ساقه های کرینوتید.
- ۳۷ - ۲۱ متر شیل رسی سربسیت دار.
- ۳۶ - ۱۸ متر تناوب ماسه سنگ، شیل ماسه ای، ماسه سنگهای دارای رپل مارک در سطوح هوازده قهوه ای تیره و در سطوح تازه خاکستری.
- ۳۵ - ۷ متر شیل رسی سربسیت دار.
- ۳۴ - ۶ متر ماسه سنگ آهکی برنگ زرد تیره در سطوح فرسایشی.
- ۳۳ - ۲۰ متر شیل مارنی رسی دارای سربسیت - تالک و اکسید آهن
- ۳۲ - ۵ متر تناوب آهک ماسه ای براکیوپود دار «اسپیرفر» و شیل ماسه ای.
- ۳۱ - ۱۲ متر شیل سیاه رنگ رسی مارنی دارای سربسیت و تالک.
- ۳۰ - ۵ متر آهک ماسه ای دارای فسیل براکیوپود.
- ۲۹ - ۱۲ متر شیل رسی دارای سربسیت و تالک.
- ۲۸ - ۳ متر ماسه سنگ دارای چینه بندی چلیپائی با خمیره آهکی در سطوح فرسایشی برنگ زرد قهوه ای روشن دارای اکسید آهن و ۱۰ متر تناوب شیل و ماسه سنگ.

- ۲۷- ۹۷ متر شیل ذغالی دارای بلورهای بزرگ اکسید آهن.
- ۲۶- ۱۰ متر تناوب شیل رسی و آهک ماسه ای.
- ۲۵- ۹ متر شیل آهکی توأم با لایه های نازک مارن.
- ۲۴- ۲۵ متر آهک نازک لایه در سطوح فرسایشی برنگ زرد تیره و در سطوح تازه خاکستری، دارای فسیل براکیوپود.
- ۲۳- ۲۲ متر تناوب شیل رسی و ماسه سنگ کوارتزیتی با چینه بندی متقاطع.
- ۲۲- ۲ متر آهک ماسه ای در سطح فرسایشی زرد تیره و در سطح تازه قهوه ای روشن.
- ۲۱- ۱۶ متر شیل سیلتی رسی توأم با لایه های نازک ماسه سنگ کوارتزیتی شیل های خاکستری رنگ بوده و دارای بلورهای اکسید آهن می باشند.
- ۲۰- ۲۱ متر تناوب شیل رسی سیاه رنگ با ماسه سنگ کوارتزیتی.
- ۱۹- ۲ متر آهک در سطح فرسایشی زرد تیره.
- ۱۸- ۸ متر ماسه سنگ کوارتزیتی در سطوح هوا زده خاکستری تیره تا قهوه ای روشن و در سطوح تازه خاکستری روشن، دارای رگه های کوارتز نیز می باشند.
- ۱۷- ۳۸ متر تناوب شیل رسی مارنی و ماسه سنگ کوارتزیتی.
- ۱۶- ۴ متر شیل سیلتی رسی دارای سربست.
- ۱۵- ۳ متر ماسه سنگ ضخامت هر طبقه ۰/۴ متر رنگ سطوح هوا زده سیاه تا قهوه ای، رنگ سطوح تازه سبز تیره دارای رگه های کوارتز.
- ۱۴- ۶ متر تناوب آهک، شیل، ماسه سنگ کوارتزیتی.
- ۱۳- ۲۶ متر تناوب شیل سیلتی و رسی برنگ خاکستری و ماسه سنگ کوارتزیتی.
- ۱۲- ۱۱ متر ماسه سنگ کوارتزیتی در سطوح فرسایشی خاکستری تیره و در سطوح تازه سفید متمایل به خاکستری. دارای کوارتز فراوان بوده و ضخامت هر لایه حدود ۰/۶ متر می باشد.
- ۱۱- ۱۵ متر ماسه سنگ آهکی در سطوح تازه زرد تیره تا قهوه ای در سطوح فرسایشی زرد رنگ است.
- ۱۰- ۲ متر آهک کریستالیزه زرد رنگ.
- ۹- ۸ متر تناوب شیل و ماسه سنگ شیلی.
- ۸- ۱۹ متر شیل ذغالی دارای بلورهای بزرگی از اکسید آهن.
- ۷- ۱۷ متر تناوب ماسه سنگ و شیل ذغالی، رنگ ماسه سنگها در سطوح فرسایشی خاکستری تا قهوه ای تیره بوده در سطوح تازه خاکستری روشن می باشند.
- ۶- ۱۵ متر شیل ذغالی.

۵- ۱۴ متر پوشیده.

۴- ۱۱ متر تناوب ماسه سنگ سیلیسی و شیل ماسه ای رنگ ماسه سنگها در سطوح فرسایشی قهوه ای تیره و در سطوح تازه خاکستری می باشد.

۳- ۴ متر شیل نیمه قلیائی.

۲- ۹ متر تناوب شیل ذغالی دارای اکسید آهن، شیل ماسه ای و ماسه سنگ.

۱- ۱۰ متر شیل سیاه رنگ ماسه ای دارای اکسید آهن و ماسه سنگ دانه درشت.

قاعده این رسوبات پوشیده می باشد.

ضمناً شیل های ذغالی بواسطه داشتن اکسید آهن التراسیون آنها در سطوح فرسایشی صورتی رنگ تا قرمز بوده ولی در افق های پائین تر ابتدا زرد و سپس خاکستری و سرانجام سیاه ذغالی می باشد.

۳-۱-۲-۳- سنگ های پرمین زیرین

در روی آهک های خاکستری رنگ متعلق به کربونیفر زیرین رسوبات آواری توأم با لایه های آهکی بطور هم شیب ولی با سطح فرسایشی در آهک های کربونیفر زیرین قرار گرفته است. این رسوب ها که بعلمت رنگ قهوه ای تیره از دور بخوبی دیده می شوند دریال شمالی طاقدیس بیخیر خنک در بیشتر جاها بالای سازند شیشو (روی آهک های کربونیفر زیرین) در زیر رسوبات آهکی پرمین بالائی قرار گرفته است.

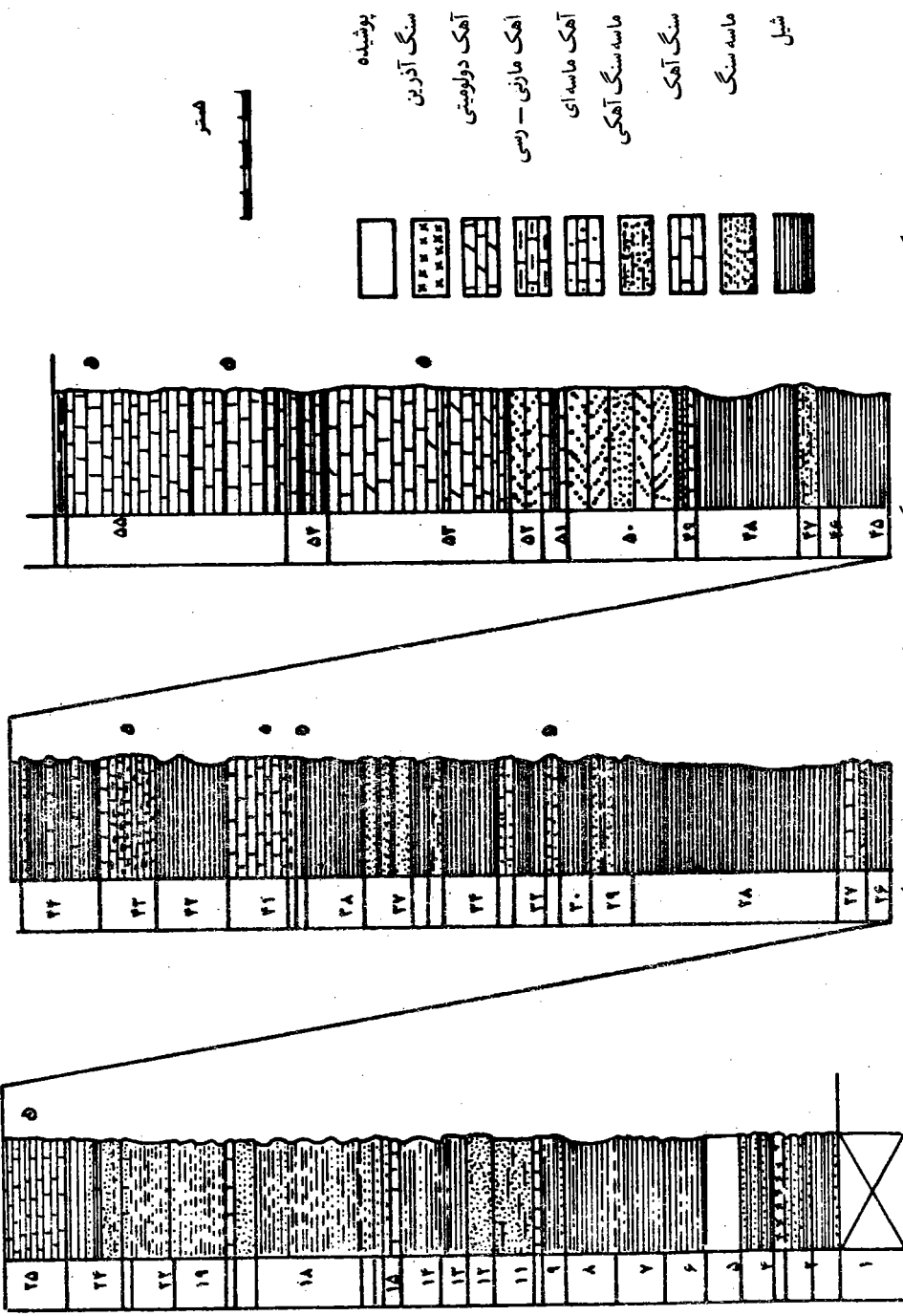
ضخامت این رسوبات بطرف شرق، جنوب شرق بیشتر شده و بر تعداد لایه های آهکی تخریبی آنها نیز افزوده می گردد مقطعی که از این رسوبات در شرق چشمه بیخیر خنک (ریزال بیخیر خنک) اندازه گیری گردیده دارای ۲۷۰ متر ضخامت است. البته این مقطع کامل نیست چونکه قسمت پائین این رسوبات در این محل پوشیده می باشد. این محل از آن جهت برای نمونه گیری و اندازه گیری انتخاب گردیده که دارای لایه های منظم و سالمی بوده و بعلاوه طبقات آهکی بیشتری نیز داشته است.

نمونه هایی که از لایه های آهکی گرفته شد اکثراً دارای فسیلهای پرمین است، با توجه به اینکه سنگ های روئی این رسوبات سنی معادل اواخر Artinskien دارد، تعلق آنها به پرمین پائین قطعی است.

فسیل های مطالعه شده در این رسوبات بدین قرار است:

fusulinid, Tuberitina sp., Geinitzina sp., Tetrataxis sp., Globivalvulina sp., Schwagerina sp.

ضمناً از همین لایه های یال شمالی این طاقدیس نمونه هایی از براکیوپود و بریوزوا



شکل ۴: نمای ستون چینه شناسی سنگهای دولیت بالا تا کرینفرساین در دشت پیچرخنگ (شرح در متن آمده است)

جمع آوری و برای مطالعه به ژاپن ارسال شده است. براکیوپودها بوسیله K.Nakamura (دانشگاه هوکایدو Hokkaido) و نمونه های بریوزوا بوسیله پروفیسور S.Sakaga (از دانشگاه Ehime) مطالعه شده و سن پرمین میانی به آنها داده شده ولی با توجه به موقعیت چینه شناسی آنها (که در زیر آهکهای پرمین به قدمت Late Artinskian قرار دارند) بدون تردید این رسوبات به پرمین زیرین تعلق دارند. فسیل های تعیین شده در ژاپن بقرار زیر است.

شرح

پرمین میانی *Permundaria sp.*, and other Dictyoclostidae, بازوپایان
پرمین میانی *Fenestrellina sp.*, *Polypora sp.*, *Septopora sp.*, بریوزوا
شرح مقطع چینه شناسی رسوبات کربونیفر - پرمین زیرین دریال جنوبی انتی کلینال
بیخبر خنگ.

بالا: آهکهای خاکستری رنگ دارای فسیل *Pseudofusulina sp.* متعلق به پرمین اثار Artinskian
۴۰ - ۲ متر ماسه سنگ سیلیسی در سطح فرسایشی قهوه ای متمایل به سیاه در سطح تازه
صورتی کم رنگ تا سفید.

۳۹ - ۲ متر فرش سنگ دارای رنگی در سطح فرسایشی قهوه ای تیره و در سطح تازه سبز
تیره.

۳۸ - ۲ متر آهک ماسه ای با رنگ فرسایشی خاکستری و در سطح تازه نیز بهمان رنگ.

۳۷ - ۵ متر ماسه سنگ آهکی ضخامت هر لایه ۴۰ سانتیمتر.

۳۶ - دایک دیوریتی برنگ سبز تیره.

۳۵ - ۴ متر کوارتزیت سفید رنگ.

۳۴ - ۱۵ متر تناوب شیل رسی و ماسه سنگ برنگ هوازده سبز تیره.

۳۳ - ۹۰ متر پوشیده

۳۲ - ۳ متر ماسه سنگ ارکوزی.

۳۱ - ۵ متر فرش سنگ با رنگ فرسایشی قهوه ای تیره و رنگ سطوح تازه سبز زیتونی

است.

۳۰ - ۱/۵ متر آهک ماسه ای با رنگ فرسایشی خاکستری تیره.

۲۹ - ۶ متر تناوب فرش سنگ و شیل رسی مارنی و ۳ متر تناوب شیل و ماسه سنگ.

۲۸ - ۱۱ متر آهک و آهک دولومیتی ضخامت هر لایه حدود ۰/۷ متر رنگ سطوح

فرسایشی آهکهای خاکستری تیره و دولومیت ها خاکستری روشن است.

- ۲۷- ۷ متر آهک رسی و شیل آهکی.
- ۲۶- ۱۲ متر آهک در سطح فرسایشی خاکستری تیره، در سطح تازه خاکستری روشن ضخامت هر طبقه حدود ۰/۷ متر دارای فسیل گاستر بود (بلروفن) و قطعات پوسته دوکفه ایها.
- ۲۵- ۱۵ متر آهک ماسه ای در سطح فرسایشی خاکستری رنگ دارای بقایای کرینوئید - شکم پایان - بازو پایان.
- ۲۴- ۴ متر ماسه سنگ آهکی دارای چینه بندی متقاطع.
- ۲۳- ۲ متر آهک ماسه ای تا حدی کنگلومراتیک دارای بقایای ساقه کرینوئید گاستر بود - براکیوپود و ۳ متر آهک ماسه ای با رنگ فرسایشی خاکستری تیره.
- ۲۲- ۴ متر ماسه سنگ با خمیره آهکی در سطوح فرسایشی قهوه ای روشن و در سطوح تازه خاکستری رنگ.
- ۲۱- ۱ متر پوشیده
- ۲۰- ۱۶ متر تناوب ماسه سنگ با خمیره آهکی دارای چینه بندی متقاطع در قسمت بالا یک لایه یکمتری کنگلومراتیک دارای فسیل بلروفن (*Billerophoan* sp.) از شکم پایان.
- ۱۹- ۲۰ متر پوشیده
- ۱۸- ۷ متر کوارتزیت در سطح فرسایشی خاکستری و در سطح تازه سفید رنگ ضخامت هر لایه حدود ۰/۵ متر.
- ۱۷- ۵ متر پوشیده
- ۱۶- ۲ متر آهک ماسه ای با قطعات خرد شده صدف و گاستر بود.
- ۱۵- ۷ متر ماسه سنگ سیلتی و رسی.
- ۱۴- ۲ متر ماسه سنگ سیلیسی دارای چینه بندی متقاطع ضخامت هر لایه ۰/۴ متر در سطح فرسایشی قهوه ای روشن تا خاکستری در سطوح تازه برنگ سبز روشن می باشد.
- ۱۳- ۳ متر پوشیده
- ۱۲- ۹ متر ماسه سنگ ریز دانه سرسیت دار در سطح هوا زده قهوه ای تیره و در سطح تازه سبز متمایل به زرد.
- ۱۱- ۲ متر ماسه سنگ آهکی دارای بقایای حلقه ساقه های کرینوئید.
- ۱۰- ۵ متر آهک ماسه ای ب ضخامت هر لایه ۰/۳ متر.
- ۹- ۱۹ متر ماسه سنگ سیلتی رسی در سطح فرسایشی زرد تیره در سطح تازه خاکستری متمایل سبز.
- ۸- ۲۰ متر کوارتزیت سفید رنگ با رگه های کوارتز.

۷- ۳ متر ماسه سنگ دانه درشت با خمیره آهکی دارای سزیت برنگ زرد تیره در سطوح فرسایشی.

۶- ۴ متر شیل ماسه ای رسی برنگ سبز زیتونی.

۵- ۳/۵ متر ماسه سنگ سیلتی رسی برنگ سبز زیتونی رنگ در سطوح فرسایشی.

۴- ۲ متر کوارتزیت سفید رنگ.

۳- ۱۷/۵ متر ماسه سنگ ریز دانه رسی برنگ سبز خاکستری روشن در سطوح هوازده، ضخامت هر لایه حدود ۰/۵ متر.

۲- ۵ متر کوارتزیت سفید رنگ.

۱- ۱۶ متر تناوب ماسه سنگ سیلیسی و شیل های رسی.

۴-۱-۲-۳- سنگهای پرمین میانی-بالائی

در روی سنگ های آواری پرمین پیشین بیش از هزار متر رسوبات آهکی متعلق به پرمین میانی تا بالائی بگونه ای ظاهراً همشیب قرار می گیرد. سنگهای پرمین در شمال و شمال شرق منطقه رخ نمون های گسترده ای داشته و شکل اصلی ارتفاعات را می سازند اما بعلت موقعیت خاص تکتونیکی منطقه نزدیکی به گسل اصلی زاگرس مقطع جالبی که تمام نهشته های این دوره را بطور پیوسته شامل گردد یافت نمی شود. کاملترین بیرون زدگی نسبی از این رسوبات را هوشنگ طراز (۱۹۷۲) در هسته یک طاقدیس در سمت جنوب شرقی کوه همبست معرفی می نماید.

البته در این بیرون زدگی قاعده این نهشته ها پوشیده است. در شمال دشت بیخبر خنگ و نیز در جنوب شرق این دشت در بیرون زدگیهای متعدد دیگر می توان گذر این رسوبات را با سنگهای پرمین زیرین بوضوح مشاهده کرد که با مطالعه مقاطع متعدد و پیوند آنها می توان همان تقسیماتی را که هوشنگ طراز برای این سنگها در نظر گرفته است با اندکی تغییر برای تمامی ناحیه تعمیم داد و بدین طریق سنگهای پرمین میانی تا بالائی را به ۵ واحد لیتر استراتیگرافی بشرح زیر تقسیم نمود:

واحد ۱

حدود ۴۵۰ تا ۴۰۰ متر آهک خاکستری تیره با طبقه بندی منظم هر لایه حدود ۱ تا ۱/۵ متر بطور هم شیب بر روی رسوبات پرمین زیرین قرار گرفته اند. در قاعده این رسوبات حدود ۱ متر ماسه سنگ و ماسه سنگ آهکی دیده می شود. نمونه هایی که از پائین ترین بخش این واحد گرفته شده دارای میکروفسیل های زیر است که توسط دکتر منوچهر مهرنوش و دکتر فتح الله بزرگ نیا

تعیین گردیده است (طراز ۱۹۷۲).

GriboGENERINA sp., *Schwagerina* sp., *Schubertella* sp., *Pseudoschwagerina* sp.,
Chusenella sp..

تجمع این فسیل ها بر اواخر پرمین پیشین یا به عبارت دقیق تر بر اواخر آرتینسکین اشاره دارد، ماکروفسیل هائی که از این قسمت گردآوری و توسط د. ل. استپانوف مطالعه گردیده است نیز دلالت بر پرمین پیشین دارد.

Juresania dorudensis, *Purdonella* cf. *lunwallensis*.

چند ده متر بالای قاعده این واحد که در مقطع ارائه شده توسط هوشنگ طراز از کوه همبست از ۲۵ متر تجاوز نمی کند، فتح الله بزرگ نیا، میکروفسیلهای زیر را در میان نمونه های آن تعیین نموده است.

Rauserella sp., *CriboGENERINA sumatrana*, *Tetrataxis planus*, *Tuberitina* cf. *bulbacea*, *Mizzia* sp.

درمیانهای این واحد منوچهر مهرنوش میکروفسیل های زیر را یافته است:

Verbeekina verbeeki, *Sumatrana* sp., *Geinitzina* sp., *Pachyphloia* sp..

و یاری فسیلهای دیگر که مجموعه آنها اشاره بر گوادلوپین دارد، ماکروفسیل هائی که از این بخش از واحد ۱ جمع آوری و توسط د. ل. استپانوف مطالعه گردیده بقرار زیر است:

Spinomarginifera ex gr. *spinocostata*, *Punctospirifer* ex gr. *Critatus*, *Polypora* ex gr. *kominekiana*, *Rhombopora* ex gr. *polyporata*, *Stenopora* ex gr. *orientalis*,
Martiniopsis inflata, *Neochonetes* off. *armenicus*.

که دلالت بر آغاز پرمین پسین دارد.

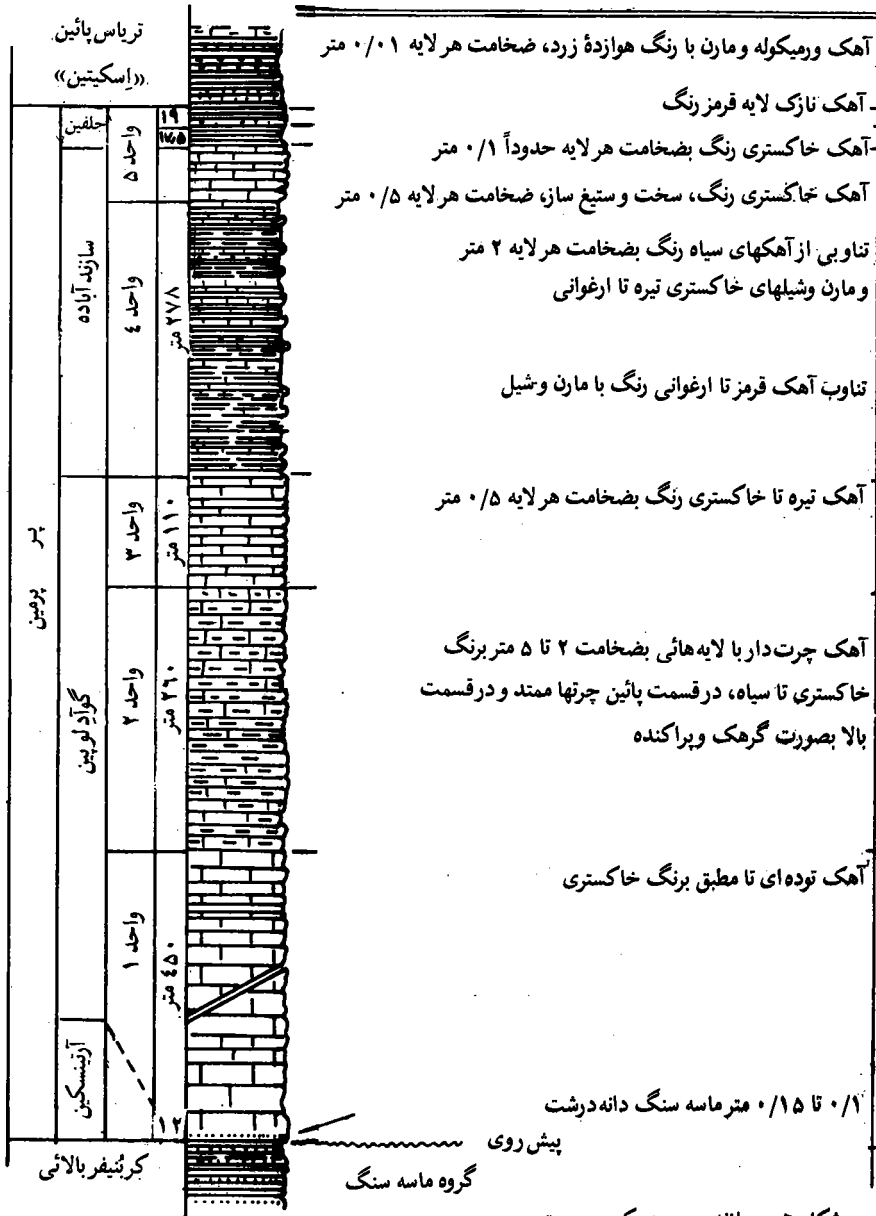
نتیجه آنکه واحد ۱ ردیفی از رسوبات دریائی را نشان می دهد که با برجای گذاشتن

یکی دو متر ماسه سنگ و سپس چند ده متر آهک در اواخر آرتینسکین پسین Late Artinskian پیشروی خود را آغاز می کند و سپس رسوبهای آن که تماماً کربناتی (آهکی) است در اوائل پرمین میانی (گوادلوپین) ساخته می شود.

واحد دوم

این واحد که حدود ۳۰۰ متر ضخامت دارد و بطور تدریجی بروی واحد اول و در زیر واحد سوم قرار می گیرد از آهکهای خاکستری تیره تا سیاه رنگی تشکیل می شود که ضخامت هر لایه آن

لیتولوژی



حدود ۵/۰ متر تا ۵ متر است. این آهکها در قسمت پائین دارای نوارهای چرت سیاه تا قهوه‌ای رنگ است که ۱ تا ۵ سانتیمتر ضخامت دارد و با فواصل ۳۰ تا ۴۰ سانتیمتر از یکدیگر قرار گرفته است. در قسمت‌های بالا تر چرت‌ها از حالت نواری بصورت گرهک درمی‌آید و سرانجام در قسمتهای بالائی این واحد از چرت اثری دیده نمی‌شود. وجود چرت خصوصاً در قسمت‌های پائین این افق رخساره مشخصی را بوجود آورده است بطوری که از آن می‌توان بعنوان یک طبقه راهنما استفاده نمود. آهکهای این واحد دارای میکروفسیلهای زیر می‌باشند.

Schubertella sp., *Hemigordius* sp., *Archaediscus* sp., *Geinitzina* sp., *Globivalvulina* cf *bulloides*, *Ichtyolaria* sp., *Climacammina* sp., *Schwagerina* sp., *Agathammina* sp., *Fusulinid*, *Glomospira* sp. .

این مجموعه فسیلی سن واحد ۲ را نیز گوادلوپین را نشان می‌دهد. از این پس واحدهایی می‌آیند که توسط هوشنگ طراز (۱۹۷۲) به واحدهای ۳ تا ۷ تقسیم شده است. این واحدها در کوههای دره باغ بطور کامل رخ نموده بخشی در اثر تلاش‌های وارد بر آن حذف گشته و بخشی نیز احتمالاً در اثر تغییر رخساره ضخامتی را نشان می‌دهد که قابل مقایسه با آنچه در کوههای همبست دیده می‌شود به زحمت قابل قیاس است. ما در اینجا شرح واحدها و موقعیت کروئواستراتیگرافی آنها را کلاً از هوشنگ طراز (۱۹۷۲) نقل می‌کنیم با این تفاوت که برای احتراز از اطاله کلام واحدهای ۵ و ۶ و ۷ طراز را در یک واحد بنام واحد پنجم خلاصه کرده ایم.

واحد سوم

گذر واحد دوم بدین واحد تدریجی است. واحد سوم از ۱۱۰ متر سنگ آهکی تشکیل می‌شود که دارای طبقه‌بندی منظم نیم متری است. رنگ این سنگ آهک‌ها خاکستری تیره و تا اندازه‌ای سخت است، برخلاف واحد دوم جز اندکی آهک پراکنده در قسمت بالا، از محتوای چرتی عاری است. میکروفسیل‌های زیر را دکتر فتح‌الله بزرگ‌نیا و دکتر مهرنوش درمیان نمونه‌های این واحد یافته و سنی معادل اواخر گوادلوپین یا طلوع جلفین را برای این واحد تعیین نموده‌اند.

Climacammina sp., *Pachyphloia* sp., *Palaeotextularia* sp., *Lunucammina* sp., *Tubertina* sp., *Schwagerina* sp., *Chusanella* sp., *Parafusulina* sp. .

در بالا تر نیز طبقات این واحد که می‌تواند قاعده واحد چهارم نیز در نظر گرفته شود براکیوپودهای یافت و توسط د. ل. استپانوف مطالعه شده است.

Orthothina cf., *leptodus nobilis*.

که متعلق به آخرین برهه از گوادلوپین و طلوع جلفین است.
با توجه به آنچه گفته شده این واحد را متعلق به اواخر گوادلوپین در نظر گرفته ایم.

واحد چهارم

این واحد بگونه ای پیوسته و تدریجی از پس واحد سوم می آید و از ۲۷۸ متر آهک مارن و شیل تشکیل می شود. ۵۰ متر پائینی واحد تناوبی است از آهک خاکستری مارن قرمز و شیل. رنگ قرمز تا ارغوانی مارن ها چهره مشخصی بدین قسمت از واحد چهارم بخشیده است. ۲۲۸ متر بقیه این واحد تناوبی است از طبقات دو متری آهک های سیاه فتید، مارن های خاکستری تیره و شیست. آهک های واحد چهارم دارای میکروفسیل هائی است که دکنتر منوچهر مهرنوش انواع زیر را در میان آنها تشخیص داده است.

Stafella sphaerica, *Hemigordius* sp., *Pseudovermiporella* sp..

ماکروفسیل های زیر نیز در سنگهای قاعده واحد چهارم یافت و بوسیله د. ل. استپانوف تعیین گردیده است.

Leptodus nobilis, *Krotovia gisuensiformi*, *Bellerophon* cf. *knairlensi*, *Uniciunellina timorensis*, *Spinomarginifera ciliata*, *Pseudophillipsia* sp..

به علاوه فسیلهای بریوزوآ، مرجان (cf. *Pleramplexus* sp.) و نوتیلوئید که همگی بر سنی معادل اوائل جلفین برای این واحد دلالت دارد.

ضخامت فرع تکرار گسلی و تورم چین خوردگی نباشد. آنرا کلاً به بیش از دو برابر و در مورد بخشهایی که سنگهای آواری و لکانیک بیشتری دارند به بیش از سه برابر افزایش داده است. اثر فرآیندهای دگرگونی و دگرگشتی بر این سنگها چنانست که بر موقعیت دقیق کروئواستراتیگرافی آنها در مقایسه با ایران مرکزی سایه افکنده است. ولی در بخش های بالائی و پائینی این سنگها که بیشتر کربناتی است بقایائی از فسیل های قابل تعیین حفظ شده و کار پیوند کروئواستراتیگرافی بین این سنگها و سنگهای پالئوزوئیک بالائی را در ایران مرکزی میسر ساخته است، بویژه که شباهت لیتواستراتیگرافی بین این سنگها در دوزون یاد شده چنان است که هرگونه تردیدی را مرتفع می سازد.

۲-۲-۳- سنگهای پالئوزوئیک بالائی در زون سنندج - سیرجان که اکنون بصورت

مجموعه ای از مرمر، شیست، امفیبولیت و کوارتزیت متجلی شده است در دو منطقه از این زون

رخ نمون بیشتری دارد که یکی کوه سفید توتک است در منتهای غربی دره سوریان و دیگری ناحیه بین دهکده های هنشک و گوشتی در پشته های جنوب شرقی گردنه کولی کش. هر چند که موقعیت استراتیگرافی این سنگها چنانکه گفته شد، روشن است، ولی بنا به شیوه مرسوم این سنگهای دگرگون شده را به سه کمپلکس (مجموعه) نامگذاری کرده ایم که بترتیب قدمت عبارتند از:

کمپلکس توتک: که بیشتر مرمری است با ردیفی از شیست های سیاه رنگ و گرانیت گنایس در زیر آن، مرمرهای این کمپلکس سنی معادل دونین میانی دارد و با سازند بهرام قابل مقایسه است.

کمپلکس سوریان: که بیشتر از شیست، کوارتزیت شیست با میان لایه هائی از آهک و بازالت و توف های بازالتی تشکیل شده است. این کمپلکس از نظر موقعیت استراتیگرافی و لیتولوژی با سازند شیشتو قابل مقایسه است.

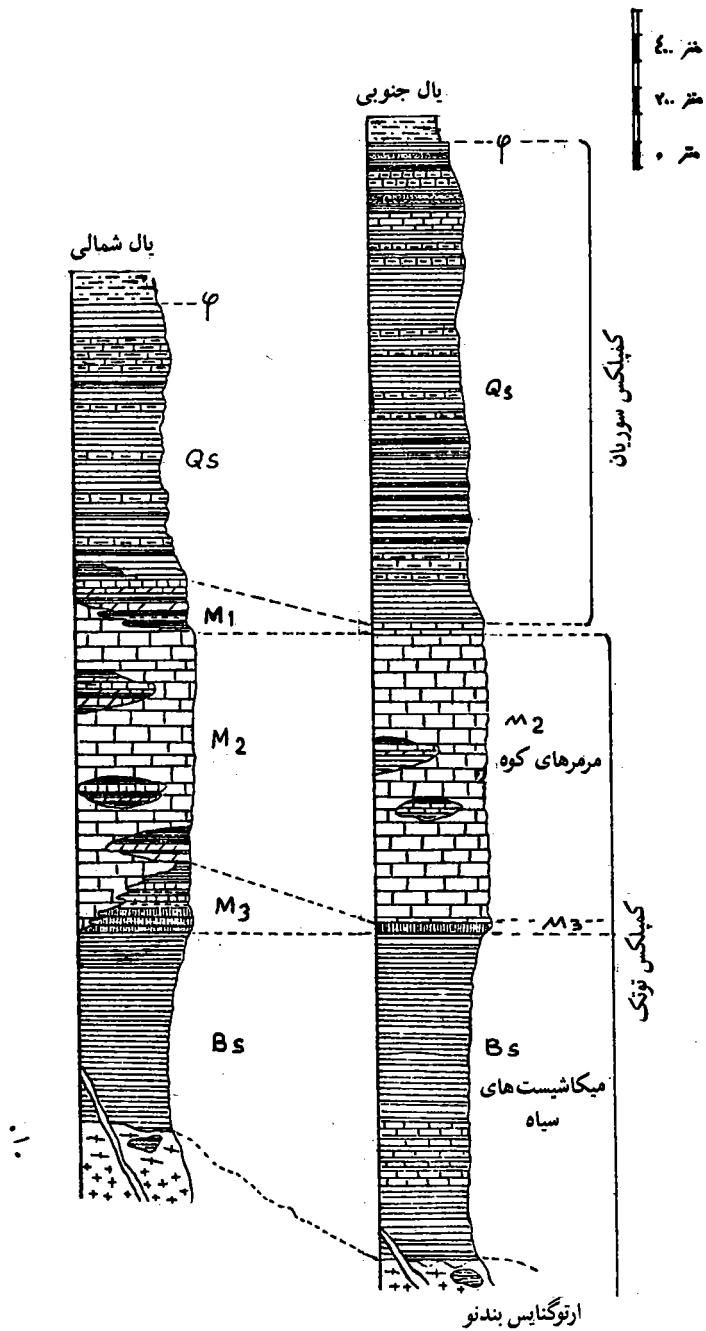
کمپلکس کولی کش: که همان بخش های بالائی کمپلکس سوریان است با کربنات های انکریتی - دولومیتی در قسمت بالای آن که می تواند با سازند شیشتو (۱ و ۲) مقایسه گردد.

گذرین بخش کربناتی کمپلکس کولی کش و مرمرهای فوزولین دار پرمین تدریجی است و چه بسا قسمتی از کربنات ها بخشی از پرمین پائینی باشد. بهر حال چنانکه دیده می شود کمپلکس یاد شده سنی محدود بین سیلورین تا پرمین دارد. اکنون بشرح این کمپلکس ها می پردازیم:

۱-۲-۳ - کمپلکس توتک (Tcm)

سنگهای این کمپلکس طاق دیسی در کوه سفید توتک می سازند که قطر بزرگ آن حدود ۲۰ کیلومتر و قطر کوچک آن حدود ۱۰ کیلومتر است. کوه سفید توتک در منتهای شمالی زون سنج - سیرجان افتاده و بلندترین نقطه آن ۲۸۶۴ متر ارتفاع دارد.

کمپلکس توتک از پائین به بالا از سه بخش تشکیل می شود: اول ارتوگنایس یا گرانیتی که بیشترین گسترش آن در بند نو است. در میان شیست های سیاه رنگ نفوذ می کند و خود ساخت گنایسی نشان می دهد. بدینجهت در شکل با نام ارتوگنایس بند نو نشان داده شده است. چون شرح کامل این گرانیت در فصل ماگماتیسم می آید، در اینجا بدان نخواهیم پرداخت. دوم ردیف شیست های سیاه رنگ (در شکل ۷) که در فصل پالئوزوئیک پائین شرحش گذشت (نک ۱-۲-۳)، سوم مجموعه ای که بیشتر سنگهای آن از مرمر تشکیل می شود و در شکل بنام



شکل ۷- نمای ستون چینه‌شناسی کمپلکس‌های تونک و سوریان در ناقدیس کوه سفید تونک

مرمرهای کوه سفید و در نقشه چهارگوش با علامت Tcm نشان داده شده است.
در مرم‌های کوه سفید از بالا به پائین می‌توان سه بخش مجزای از هم تمیز داد
(شکل ۷):

ردیف: M_1 تناوبی از مرمر، شیست و پرازینیت (شیست سبز)

ردیف: M_2 مرم‌های ضخیم لایه سفید و خاکستری رنگ

ردیف: M_3 تناوبی از مرمر، شیست و آمفیبولیت

ردیف‌های M_1 و M_3 در فواصل کوتاه تغییر می‌کند، در جایی ضخامتی قابل ملاحظه دارد و در جای دیگر تقریباً بکلی حذف می‌شود. شرحی که درباره این ردیف‌ها در زیر می‌آید از رساله آلریک و ویرلوزو ۱۹۷۷ اقتباس شده است.

ردیف: M_4

زیر کمپلکس سوریان به ردیفی برمی‌خوریم که از نظر لیتولوژی بسیار هتروژن است. این ردیف دریال شمالی تاقدیس کوه سفید حدود ۲۵۰ متر ضخامت دارد و حال آنکه دریال جنوبی جز چند متری شیست و مرمر از این ردیف چیزی دیده نمی‌شود. نظم لیتواستراتیگرافی این ردیف دریال شمالی تاقدیس از بالا به پائین بدین قرار است:

— مرمر سفید با طبقه بندی ضخیم

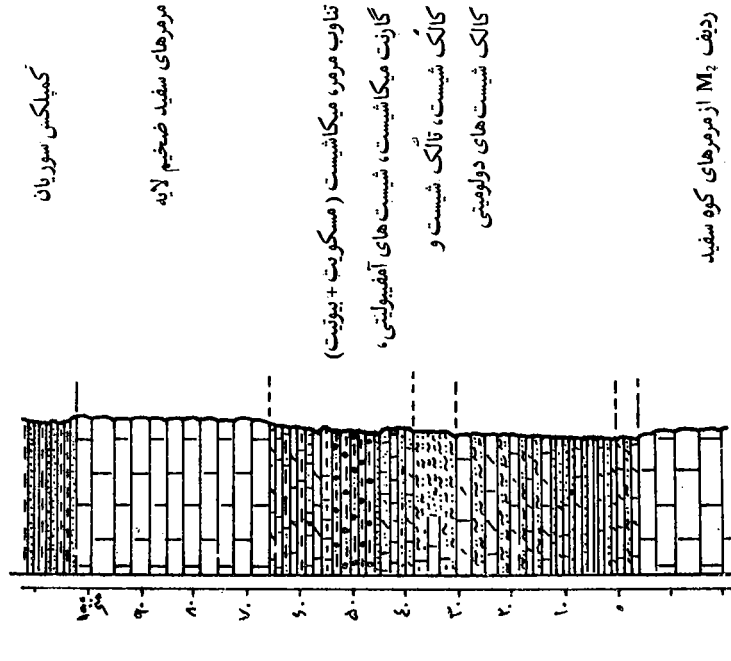
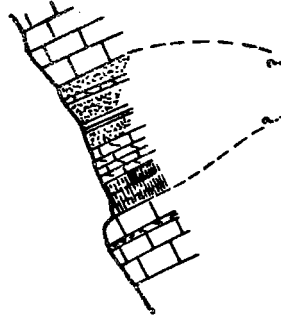
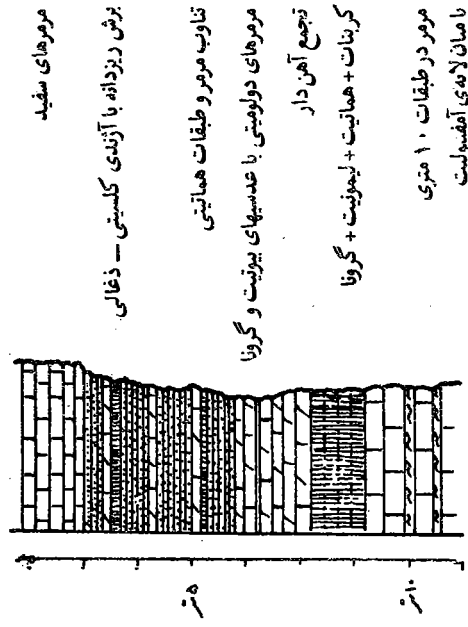
— تناوبی از مرمر و شیست با میان لایه‌هایی از کالک شیست‌های دولومیتی.

شیست‌های آمفیبولیتی با عدسیه‌هایی از مرمر سفید و لایه‌های اندکی از تالک شیست، این ردیف از نظر لیتولوژی و ضخامت بطور جانبی تغییرات زیادی می‌کند. بدین جهت معرفی یک مقطع الگویی از این ردیف مشکل است. در شکل ۸ یک مقطع نمونه از این ردیف در طول جاده معدن دست‌علی نشان داده شده است.

ردیف: M_2

مرمرهای سفیدی است با لایه‌های زرد و نارنجی، ضخیم لایه بشدت متبلور شده که بیشتر حالت شکری بدانها بخشیده است. گاه در میان این سنگها سوزن‌های ترمولیت و لکه‌های میکائی سیاه دیده می‌شود. این ردیف سبتر مرمری که ضخامتش به حدود ۱۰۰۰ متر بالغ می‌گردد طبقات و یا به عبارت بهتر دیده می‌شود که از نظر لیتولوژی بسیار هتروژن است. رخساره و ضخامت آن در فاصله کمتر از ۱۰۰۰ متر از ۲۰ الی ۳۰ متر به صفر می‌رسد. این طبقات و عدسیه‌ها گاه درازائی حدود یک کیلومتر دارد و عمدتاً از میکا شیست کالک شیست دولومیتی با کلریت میکای سفید و مرم‌های سفید و سیاه است.

معدن هماتیت دست‌علی درون یکی از عدسیه‌های یاد شده در ردیف مرمری M_2 قرار



گرفته است، همانگونه که در شکل ۹ دیده می‌شود سقف عدسی هماتیت دار عمدتاً از برش‌های ذغالی (گرافیتی) و کف آن از مرمرهای دولومیتی و آنکریتی با تجمع‌هایی از بیوتیت و گرونا تشکیل شده است. خود معدن یک عدسی بزرگ هماتیت و کربنات است که از گروناهای درشت سانتیمتری غنی است. شدت تبلور اکثر آثار حیاتی را از بین برده است ولی آثاری از کرینوئید، بریوزوآ و مرجان برجای مانده است که از میان آنها می‌توان از Rugosa که شباهت به مرجانهای تیپ دونین میانی را دارد باز شناخت.

ردیف: M₃

تناوبی است از آمفیبولیت، مرمر و میکاشیست که دریاال شمالی تا قدیس حدود ۳۰۰۰ متر ضخامت دارد ولی دریاال جنوبی به ۱۰ متر آمفیبولیت خلاصه می‌شود. میکاشیست‌ها دارای بیوتیت‌های ریزی است و آمفیبولیت که رنگ سبز تیره‌ای دارد از بیوتیت بارور است. مرمرها دارای نوارهای سفید و خاکستری است.

گسترش ناحیه‌ای مرمرهای کوه سفید

مرمرهای کوه سفید در سراسر بخش جنوبی زون سنندج — سیرجان گسترش دارد و کوههای بلندی را تشکیل می‌دهد که بنا به طبیعت مرمرین و سفید رنگ آن پسوند سفید بدین کوهها بخشیده است همانند کر سفید و کوه سفید از چهارگوش نیریز، و کوه سفید زنجیر آويز در دشت از زویه و کوه سفید در ازببخیر در دشت زرآب از چهارگوش حاجی آباد. در تمامی این کوهها تناوب آمفیبولیت پرازینیت و میکاشیست‌های آمفیبولیتی در بخش‌های پائینی آنها دیده می‌شود و نظمی کمابیش همانند نظم مرمرهای کوه سفید توتک دارد. در تمامی این کوهها آثار حیاتی مانند کرینوئید و بریوزوآ در آنها دیده شده و فسیلهائی مانند روگوس یا اکریتارک‌هایی بدست داده که تعلق آنرا به دونین میانی محتمل ساخته است.

در ایران مرکزی چنانکه گذشت (نک ۱ — ۱ — ۳) بخش‌های ب و ج (شکل ۲) چنین نظمی در سازندهای مقایسه با پادها و سیب‌زار برقرار است و شباهت لیتولوژی، حتی حضور و ظهور سنگهای ماگمائی در میان آنها، مقایسه این ردیف‌های سنگی را میسر ساخته است. تنها اختلاف در مقدار سنگهای ماگمائی و نیز درجه دگرگونی است که توف‌ها و لاهوهای تقریباً دست‌نخورده در ایران مرکزی بدل به پرازینیت و شیست سبز و آمفیبولیت در زون سنندج — سیرجان شده است.

شباهت شیست‌های سیاه (نک ۲ — ۱ — ۳) به سازند نیور در ایران مرکزی (نک ۱ — ۱ — ۳) و شیل‌های گراپتولیت‌دار در بلند زاگرس از نظر استراتیگرافی چنان است که هرگونه

تردیدی را در قیاس آنها بر طرف می‌سازد.

ضخامت رخساره سازندپادها و معادل آن فراقون چنان است که در فواصل کوتاه دچار تغییرات قابل ملاحظه‌ای می‌شود. چنین وضعی در ردیف M_3 نیز دیده می‌شود چنانکه ضخامت ۳۰۰ متری آن در یال شمالی تاقدیس کوه سفید به ۱۰ متر آمفیبولیت دریال جنوبی خلاصه می‌شود. کوتاه سخن آنکه از نظر لیتوکرئونواستراتیگرافی شیبست‌های سیاه در کمپلکس توتک قابل قیاس با سازندنیور، ردیف M_3 از مرمرهای کوه سفید قابل مقایسه با سازندپادها و ردیف‌های M_1 ، M_2 قابل قیاس با سازندهای سیب‌زار و بهرام است. (شکل ۱۰).

۲-۲-۳- کمپلکس سوریان (Sc)

چنانکه در نقشه چهارگوش اقلید دیده می‌شود، سنگهای این کمپلکس در دامنه‌های شمالی، شمال غربی و جنوبی تاقدیس کوه سفید توتک و در درازنای دره بوانات گسترش دارد. گذر لایه‌های زیرین این کمپلکس با لایه‌های زیرین مرمرهای کوه سفید تدریجی است. یک چنین نظم استراتیگرافیک تا صدها کیلومتر فاصله و در هر جا که این دو کمپلکس رخ نموده بگونه‌ای خلل ناپذیر برقرار است و هرگونه ابهامی را از نظر موقعیت چینه‌شناسی آنها مرتفع می‌سازد. از نظر لیتولوژی کمپلکس سوریان از طبقات تقریباً یکنواختی تشکیل می‌شود که عمدتاً آواری و یا آهکی - آواری است که با طبقات ولکانیک از نوع گدازه و آواری عجین شده است (شکل ۷). ضخامت لایه‌ها از ۵ تا ۵۰ سانتیمتر تغییر می‌کند و اکثر آنها را کلریت شیبست‌های کمابیش کوارتزی یا کوارتزیت‌های کلریت‌دار با میان لایه‌هایی از کالک شیبست‌های خاکستری سبز تشکیل می‌دهد. گدازه‌ها را از بافت جریانی بازمانده از پلاژیوکلازها یا ندرتاً بافت‌های دولومیتی آنها می‌توان باز شناخت.

پائین‌ترین بخش کمپلکس سوریان که دریال شمالی تاقدیس کوه سفید به کمال رخ نموده، واحدی ۵۰ تا ۱۰۰۰ متری از شیبست‌های گرونا داری تشکیل می‌دهد که در تماس مستقیم با مرمرهای سفید است. پس از این واحد طبقاتی کمابیش کربناتی می‌آید که در آنها دانه‌ها و قلوه‌های گرد شده کوارتز فراوان و از بیوتیت‌های درشت (۱۰ تا ۱۵ سانتی متری) غنی است. ضخامت طبقات ولکانیک در کمپلکس سوریان از چند متر تجاوز نمی‌کند. بنظر می‌آید که بطور جانبی رخساره این کمپلکس دچار تغییرات فاحشی می‌گردد.

امانوئل ریکو (۱۹۷۴) در کمپلکس سوریان که او آنرا گروه قطرو نامیده ۷ گروه سنگی در شمال کرختگان تشخیص داده که ضخامت کلی آنها به بیش از ۵۰۰۰ متر بالغ می‌گردد. البته او تکاثر تکنونیک را از نظر دور نداشته، ولی با اینهمه خاطر نشان می‌سازد که وجود تمایز این

واحدها چنان است که امکان اشتباه را نامحتمل می‌سازد. بنظر می‌آید که گروه قطروی ریکو مجموعه کمپلکس‌های سوریان و کولی کش را دربر بگیرد. بویژه اینکه بالاترین طبقات گروه قطروی ریکو را واحد ستبری از طبقات کربناتی تشکیل می‌دهد که فسیل‌های زیر را از پریمین بالائی (مرغابین میانی تا بالائی) بدست می‌دهند.

Neoschwagerina sp., *Chusanella* sp., *Sumatrina* sp., *Deckerella* sp., *Parafusulina* sp., *Polydiexodrina* sp..

بهر حال ۷ واحد سنگی گروه قطرو بقرار زیر است (از پائین به بالا):

— مرمر کوه سفید توتک

— ۱۵۰ متر عمدتاً کلریت شیست

— ۴۰۰ متر عمدتاً پرازینیت که اکثراً می‌توان سنگ اصلی را که گدازه بوده است

تشخیص داد.

— ۳۰۰ متر کالک شیست ماسه‌ای

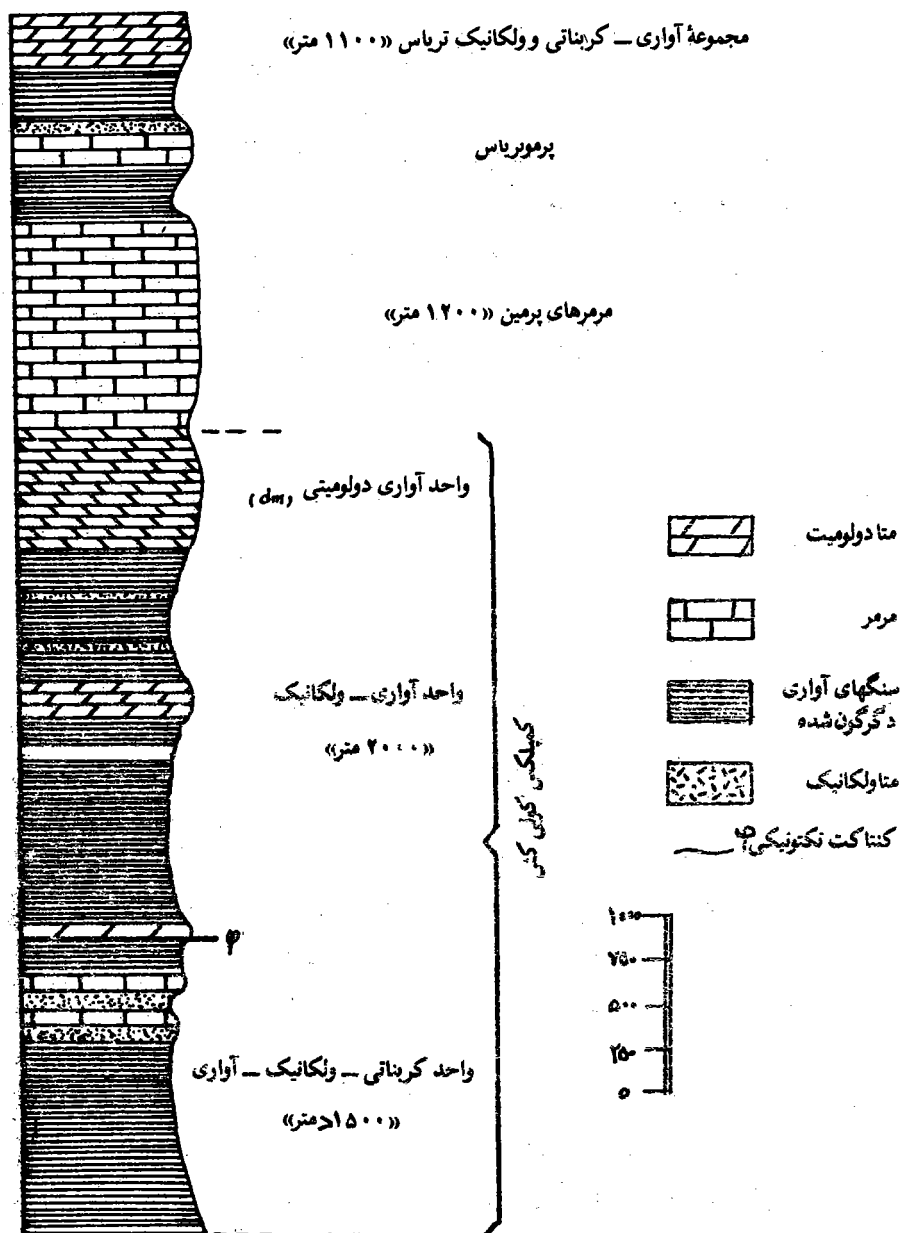
— ۴۰۰ متر تناوب کالک شیست و کلریت شیست

— ۱۲۰۰ متر پرازینیت

— ۱۰۰۰ متر کالک شیست آواری

— ۳۰۰ متر کلریت شیست

ریکو از طبقات وعدسیهای حاوی قطعاتی یاد می‌کند که لابلای گروه قوزی و بخصوص در بخش‌های تحتانی آن یافت می‌شود. این طبقات از سنگهای دگرگونی همانند مرمر، گنایس و آمفیبولیت تشکیل شده است. آلریک و ویرلوژو (۱۹۷۷) نیز از کنگلومرانی در اطراف دهکده مرشدی صحبت می‌کنند که قطعات آن از چند متر تا چند سانتیمتر تغییر می‌کند. این کنگلومرا دارای دانه بندی تدریجی است و ملات آنرا آرکوز تشکیل می‌دهد. آلریک و ویرلوژو جای این واحد کنگلومرانی را در قاعده کمپلکس سوریان می‌دانند و آنها را با قطعات کوارتزی که در میان واحدهای آهکی تحتانی این کمپلکس است مقایسه می‌کنند. ولی از طرف دیگر خود آنان می‌نویسند که گذر مرمرهای کوه سفید به کمپلکس سوریان تدریجی است که در واقع چنین نیز هست. و معلوم نیست چگونه می‌توان ۲۰۰ متر کنگلومرا را در فضائی جا داد که در هیچ جای واقعی اثری از آن دیده نشود. در مورد آنچه ریکو یاد می‌کند، در واقع کنگلومرا با چنان مشخصاتی وجود دارد ولی بگفته سبزه‌ای و همکاران (نقشه و گزارش چهارگوش نیریز — در دست تهیه) متعلق به ژوراسیک است که در میان صفحات روراند گیها بصورت تیغه‌ای نکتونیک بر جای مانده است. آنچه که آلریک و ویرلوژو را بدین تصور کشانده، دگرگونی در ملات این کنگلومرا است که تا حد شیست سبز پیشرفته و به گزارش ریکو پارائزهای زیر را بدست داده است.



شکل ۱۱ - نمای ستون چینه شناسی کمبریکس کونی کش

— کوارتز، آلیت، کلریت

— کوارتز، آلیت، سریسیت، استیلپنوملان

— کوارتز، آلیت، کلسیت، سریسیت، استیلپنوملان

و این خود ناشی از تصور دیگری است که فرآیند چین خوردگی و دگرگونی در زون سنندج — سیرجان پیش از ژوراسیک خاتمه یافته و از آن پس حادثه دیناموترمالی اتفاق نیافتاده است. ولی چنانکه خواهیم دید در چهارگوش اقلید چنین نیست و رسوبات ژوراسیک (کرتاسه پائین) از یک فاز مخصوص دگرگونی (استاتیک) متأثر است.

چنانکه در شکل ۷ دیده می شود ضخامت را که آلریک و ویرلوژو برای کمپلکس سوربان گزارش کرده اند حدود ۱۸۰۰ متر است.

۳-۲-۲-۳ — کمپلکس کولی کش (Kc)

این کمپلکس در شمال چهارگوش اقلید بصورت دو برونزد مجزا اتفاق افتاده و بین آنها را آواریه های ژوراسیک پائین فاصله افکنده است. برون زد اولی بین دهکده های هنشک و گوشتی و گردنه کولی کش محدود است و جهتی شمال غربی — جنوب شرقی دارد که از روند کلی دیگر رخ نمون های ناحیه و نیز از روند کلی زون سنندج — سیرجان تبعیت می کند. برون زد دومی در شمال حسن آباد و محدود بین کوه های یال خری و تنگ گورک است، روندی تقریباً شرقی — غربی دارد. بنظر می آید این روند را حوادث اواخر ترسیری و یا حتی کواترنر بوجود آورده و از همان تلاشی ناشی شده باشد که گسله های راستالغز زون شکسته زاگرس را ایجاد کرده است.

این حادثه باعث شده که کمپلکس کولی کش در اینجا بصورت قطعاتی تکتونیکی رویهم بگسله و تنگه های ژوراسیک را در میان گیرد. این امر ممکن است باعث تصور سن ژوراسیک برای سنگهای دگرگونی گردد و یا اینکه ماسه سنگ ها و کنگلومرای ژوراسیک را همانگونه که ریکووالریک و ویرلوژو تصور کرده اند جز کمپلکس دگرگونی بحساب آورد.

وضعیت کمپلکس کولی کش بین هنشک — گوشتی و گردنه کولی کش بسی روشن تر است و جز یک روراندگی در بخش پائینی بقیه قسمت های آن از یک پیوند منطقی برخوردارند. گسله رورانده نیز نه چنان است که بخشی را تکرار کرده باشد، بلکه بنظر می آید که باعث حذف قسمتی از این کمپلکس شده و ضخامت بیش از ۵۰۰۰ متری گزارش شده توسط ریکورا به حدود ۴۰۰ متر تقلیل داده است.

بخش های بالائی کمپلکس کولی کش بتدریج و بدون حادثه مهمی به مرمرهائی می پیوندد که بقایای فسیل های فوزولی نیده در آن ها حفظ شده و تعلق آنرا به پرمین مسجل

می‌دارد. شباهت و یا به عبارتی یکی بودن رخساره و تداوم این واحد سنگی با پرمین بالائی و میانی در راستای شمال شرقی با سازند جمال Pjs و Pj در بیخیر خنگ و کوه همبست احتمال سن پرمین میانی و پسین را برای این مرمرها قوت می‌بخشد.

در نقشه چهارگوش اقلید، مرمرهای پرمین جز کمپلکس کولی کش بحساب نیامده است ولی ما در اینجا به سبب تداوم این مرمرها با یکدیگر سنگهای کمپلکس کولی کش و نیز بدانجهت که موقعیت-استراتیگرافی روشنگر موقعیت سنگهای دگرگونی است، مرمرهای پرمین را نیز زیر همین شرح می‌دهیم. بهرحال کمپلکس کولی کش از بالا به پائین از سه واحد تشکیل می‌شود:

مرمرهای پرمین

— واحد ده‌لومیتی — آواری

— واحد آواری — ولکانیک

— واحد کربناتی — ولکانیک — آواری

شرح واحدهای فوق اقتباس از نوشته‌های آلریک و ویرلوژو ۱۹۷۷ است که با اندکی تغییر و تلخیص در زیر می‌آید.

مرمرهای پرمین (P)

مرمرهای پرمین حدود ۱۰۰۰ تا ۱۲۰۰ متر ضخامت دارد و از دو بخش خاکستری در بالا و سفید در پائین تشکیل می‌شود. بخش بالائی از طبقات مرمری خاکستری رنگی تشکیل می‌شود که بین ۵/۰ تا ۲ متر ضخامت دارند. ۲۵۰ متر پائینی این بخش دارای گرهک‌های چرتی که به صورت چین‌های پخ‌شده و جریانی درآمده است. در پائین این بخش تناوبی چند ده متری از مرمر، شیست، کالک شیست و مرمرهای سیلیسی دیده می‌شود. ضخامت این بخش حدود ۶۵۰ متر است. از نظر لیئو استراتیگرافی با واحدهای ۲ تا ۵ پرمین در کوه همبست (نک ۴-۱-۲-۳) قابل مقایسه است.

بخش پائینی که ضخامت آن به حدود ۴۵۰ متر بالغ می‌شود از مرمرهای ستبر لایه بل انبوه سفید رنگی تشکیل می‌شود که دیرفرسا و چهره‌ساز است. قسمت‌های پائین این بخش رنگی خاکستری بخود می‌گیرد و اندک اندک به کالک شیست‌های زرد رنگی تبدیل می‌گردد که بگونه‌ای تدریجی به شیست‌های کوارتزیتی خاکستری رنگ می‌پیوندد. این شیست‌ها که حدود ۱۲ متر ضخامت دارد، بالا ترین بخش کمپلکس کولی کش را تشکیل می‌دهد و در مقایسه با ایران مرکزی در چهارگوش اقلید و زون سنندج — سیرجان در چهارگوش نیریز احتمال تعلق آنها به پرمین

پائین بسیار قوی است.

بخش پائینی (مرمرهای سفید رنگ) از مرمرهای پرمین با واحد ۱ پرمین ایران مرکزی (نک ۴-۱-۲-۳) از نظر لیتواستراتیگرافی نه تنها قابل قیاس بل یکی است.

واحد دولومیتی - آواری (dm)

این واحد که بیشتر از طبقات دولومیتی - مارنی - ماسه سنگی آغشته به اکسید آهن تشکیل می شود ضخامتی حدود ۸۰۰ متر دارد و با رنگ قهوه ای خاکی رنگ، خود واحد مشخصی را تشکیل می دهد. گذر این واحد به طبقات پرمین از بالا به طبقات آواری - ولکانیک تدریجی و ظاهراً بدون حادثه است. لیتولوژی این واحد از بالا به پائین به قرار زیر است:

تناوبی از سنگهای دولومیتی سبتر لایه، قهوه ای روشن تا قهوه ای تیره آنکریتی شیست های پلیتی سبزگون و کوارتزیت های تیره رنگ. هر چند خاستگاه ثانوی دولومیت ها رادر طبیعت نمی توان بخوبی تشخیص داد، ولی مطالعات میکروسکوپی چنین مطلبی را ثابت می کند. عدسیهای هماتیته پرمایه از کوارتز اکثراً چسبیده به طبقات دولومیتی قهوه ای تیره رنگ دیده می شود. این بخش حدود ۷۵۰ متر ضخامت دارد.

تناوبی ۵۰ متری از طبقات کم ضخامت تر دولومیت و کلریت شیست که سنگهای آن از نظر رخساره با بخش بالائی تفاوتی ندارد ولی به سبب وفور شیست و نرم فرسائی از بخش فوق متمایز است.

دیده می شود که این واحد با آواریهای پرمین پائین (نک ۳-۱-۲-۳) چه از نظر لیتولوژی و چه از نظر رنگ قهوه ای که رنگ غالب این واحد است و چه از نظر موقعیت چینه شناسی تقریباً هیچگونه تفاوتی ندارد. تنها اختلاف ظاهراً در ضخامت آنها است، ولی چنانکه یاد شد (نک ۳-۱-۲-۳) در دشت بیخیر خنگ تنها ۲۷۰ متر از این واحد رخ نموده و پائین های واحد را واریزهای دشت پوشانده است.

واحد آواری - ولکانیک (Kc)

این واحد که ضخامت آن حدود ۲۰۰۰ متر است اساساً از سنگهایی آواری دگرگونه متاولکانیک - سنگهای نفوذی بازیک و اسیدی با میان لایه هائی از کالک شیست و طبقاتی از متادولومیت تشکیل می شود، که از بالا به پائین دارای بخش های زیر است:

- حدود ۸۰۰ متر تناوبی از شیست های کوارتزیتی، کوارتزیت با مقادیر کمتری متاولکانیت های بازیک که خاستگاه آنها گدازه ها و توف های بازالتی است.
- ۳۰۰ متر متادولومیت قهوه ای رنگ ضخیم لایه

— حدود ۸۵۰ متر تناوبی از متاولکانیک شیت های کوارتزیتی، کوارتزیت و میان لایه هائی از کالک شیت.

این واحد با وفور شیت های کوارتزیتی، شیت و کالک شیت از نظر لیتولوژی و موقعیت چینه شناسی قابل مقایسه با سازند شیشتوی ۲ در ایران مرکزی است، با این تفاوت که با داشتن محتوای بیشتر از سنگهای ولکانیک و ماگمائی از آن ضخامتی افزون تر پیدا کرده است.

واحد کربناتی — ولکانیک — آواری (Kcidm)

پیوند این واحد را با واحد قبلی یک روراندگی از هم گسسته و بین آنها را برشی فاصله افکنده که علاوه بر قطعات واحدهای دگرگونی، قطعات سنگهای ژوراسیک را نیز در خود دارد. شباهت چندانی از نظر لیتولوژی بین این واحدها نیست تا گمان تکرار پیش آید. از طرفی این واحد می بایستی در زیر واحد قبلی قرار گرفته باشد، چرا که واحد قبلی با واحد دولومیتی — آواری و آن نیز بنوبه خود با مرمرهای پرمین تداوم دارد. گذر بین طبقات پرمین با تریاس زیرین نیز پیوسته و تدریجی است و می دانیم که فاز اصلی دگرگونی پس از تریاس پائین اتفاق افتاده و از طرف دیگر پس از این زمان آنچنان دگرگونی دیناموترمالی در میان طبقات مزوزوئیک و جوان تر از آن واقع نشده تا آنها را بعد رخساره آلبیت — آمفیبولیت دگرگون نماید. واحد کربناتی ولکانیک آواری دارای بخش هائیت که از بالا به پائین بقرار زیر است:

— تناوبی ۳۰۰ — ۲۰۰ متری از کلریت شیت های کوارتزیتی و کالک شیت.

— طبقات مرمری سفید که ضخامت کلی آنها بسته به چگونگی بودیناز از ۳۰ تا چند متر تغییر می کند.

— تناوبی ۲۰۰ متری از شیت و متاولکانیت هائی که در آنها پیروکسن های جدیدی متبلور شده است.

سنگهای سبزی با لکه های کلریتی که خاستگاهشان گروواکی است نیز این تناوب را همراهی می کند.

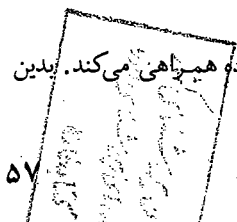
— طبقات مرمری سفید رنگ با ضخامتی کلی در حدود چندین ده متر.

— تناوبی ۵۰۰ متری از کلریت شیت و کوارتزیت با میان لایه هائی از متاولکانیت.

— مجموعه ای از شیت — شیت کوارتزیتی و کوارتزیت با میان لایه های کربناتی. در این قسمت سنگهای ماگمائی اسیدی نفوذ کرده است و حالت جهت دار شده ای بخود گرفته است.

کمپلکس کولی کش را موکبی از سنگهای نفوذی دگرگون شده همپاهی می کند. بدین

قرار:



— سنگهای نفوذی بازیک —

— سنگهای نفوذی بازیک (dg) که با ترکیبی معادل بازالت دارد بصورت دایک، سیل و آپویرهای ناموزون در سنگهای دگرگونی نفوذ کرده و خود نیز دگرگون شده است. بافت این سنگها اکثراً دولریتی است که گاه درشت دانه تر شده و به یک گابروی با بافت دانه ای نزدیک می شود. گاهی بافت آنها خصوصاً در دایک هائی که حاشیه ماسیده ای دارند پرفیریکی است.

— سنگهای نفوذی روشن رنگ —

— این سنگها بصورت سیل در واحد کربناتی ولکانیک — آواری دیده می شود. سنگهای هستند کوارتز — فلدسپاتی سفید تا سبزرنگ، دارای بافتی چشمی که از شیشستوزیته عمومی سنگهای دگرگونی تبعیت می کنند.

— سنگهای کوارتز — فلدسپات کیانیت دار

بصورت رگه های نازک دسیمتری است که شیشستوزیته را قطع می کند ولی خود نیز چین می خورد. پارائز این سنگها بیوتیت — کلریت — کیانیت است که در فصول ماگماتیسیم و متامورفیسیم بدان ها خواهیم پرداخت. سنگهای بازیک چندان از شیشستوزیته تبعیت نمی کند و سنگهای اسیدی روشن رنگ علیرغم بافت چشمی و تبعیت از شیشستوزیته عمومی پارائزی دارد که همساز پارائز سنگهای میزبان از نظر شرایط دگرگونی نیست. در مورد سنگهای بازیک نیز چنین است. بافت چشمی خود مسئله است که در اینجا مجال بحث آن نیست، چه بسا سیالات گرانیتی که در لایلای سطوح شیشستوزیته جای می گیرند و ضمن فلدسپاتی کردن و گرانیتی کردن شیشته ها، خود از شیشستوزیته تبعیت می کنند. این مسئله مبتلا به اکثر گرانیت گنایس ها، گرانیت های فولیه ارتوگنایس ها است که تعبیر متعارف آن تغییر شکل گرانیت پس از نفوذ و بالمال تبعیت از نظم غالب است بطریقی دینامیک که البته این تغییر اکثراً وقتی بدقت بررسی شود و تمام جوانب آن شکافته گردد جوابگوی همه جوانب نیست. رگه های کوارتز — فلدسپاتی کیانیت دار منشعب از خود سنگهای دگرگونی است و وابسته بدانها و اگر نوع دگرگونی را که از نوع فشار متوسط است (فصل دگرگونی) در نظر داشته باشیم حضور کیانیت مسئله ای نخواهد بود، بخصوص که معمولاً فشار سیال در درون چنین رگه هائی بیش از سنگهای میزبان است.

سنگهای اسیدی و بازیک می تواند مربوط به تریاس میانی باشد چنانکه در شرح سنگهای تریاس خواهد آمد. در تریاس میانی ریولیت و بازالت به فراوانی همراه آواریهای این زمان پدید آمده است. جایی دیده نشده که این سنگها رسوبات ژوراسیک پائین را قطع کند، ولی قطعات آن در کنگلومرای بنیانی ژوراسیک میانی دیده شده است.

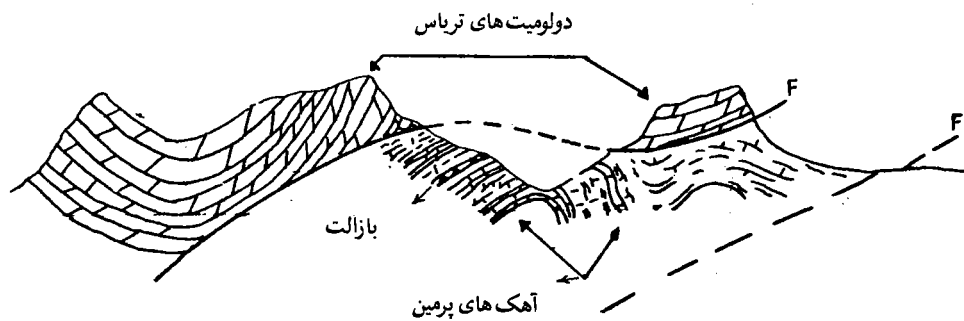
دگرگونی این سنگها ممکن است مربوط به فازی باشد که سنگهای ژوراسیک و تریاس

۳-۲-۳۔ پالٹوزوئیک بالا درزاگرس

۳-۲-۳۔ پالٹوزوئیک بالا درزاگرس

شمال غرب

جنوب شرق



شکل ۱۲- سنگهای پرمین بالا در شمال دریاچه کافر (اقتباس از طراز ۱۹۷۲)

— دولومیت های رانده شده بر روی سنگهای پرمین

— ۲۰ متر آهک های مارنی خاکستری روشن رنگ، نازک لایه در تناوب با مارن

— ۱۰ متر آهک های خاکستری ماسه ای سخت با طبقه بندی یک متری

— ۲۰ متر تناوب مارن های آهکی و آهک های مارنی خاکستری رنگ در کمرکش این

واحد یک گدازه بازالتی با ضخامتی ۵—۴ متری ظاهر شده است که دارای کاواک (بادامک) های فراوانی است پر شده از کلسیت، کوارتز کلریت و کانیهای رسی. این گدازه دگرسانی از نوع اسپیلیتی شدن را از سر گذرانده و در حال حاضر از فوکریست پلاژیوکلازهای نسبتاً اسید، کلریت، کلسیت، کانیهای اپاک و اکسید آهن تشکیل می شود که در زمینه ای با همین ترکیب با بافتی اینترسرتال قرار گرفته اند.

— ۴ متر آهک خاکستری، سخت، ماسه ای با طبقاتی یک متری.

— ۳۰ متر آهک مارنی خاکستری رنگ در تناوب با مارن آهکی که رویهمرفته واحد

زودفرسائی را تشکیل می دهد.

— ۴ متر آهک خاکستری، سخت، ماسه ای با طبقاتی به ضخامت ۴ متر.

— قاعده: پوشیده

ترگم اوهانیان فسیل های زیر را در واحدهای مختلف پرمین بالائی در شمال و جنوب

دریاچه کافت یافته است.

Permophysicodothyris sp., *Lenoproductus* sp., *Araccilevis*, *Mordinsonia* sp., *Beleroophon* sp., trilobites, *Fenestella* sp., *Favosites* sp., *Zoophycus* sp., algae, *Fusulinids*.

هوشنگ طراز در بخش های پائین مقطعی که شرحش گذشت (شمال دریاچه کافت)

فسیل های زیر را یافته است:

Chonetes asseretoi, *Dielasma* sp.,

این فسیل ها توسط د. ل. استپانوف مطالعه و به پرمین بالائی (گوادلوپین) نسبت داده

شده است.

۴-۲-۳- مقایسه سنگهای پالئوزوئیک و محیط استقرار آنها

قدیم ترین سنگهایی که در چهارگوش رخ نموده از سیلورین فراتر نمی رود. در ایران مرکزی سنگهای سیلورین را تناوبی از شیل، شیل ذغالی، آهک با میان لایه هائی از ماسه سنگ و گدازه های بازالتی تشکیل می دهد (۱-۳) که چهره مشخص رسوبات این زمان است در سراسر ایران مرکزی و در شرق ایران که در آنجا سازندنیور نامیده شده است.

در زون سنندج - سیرجان چنین سنگهائی بی کم و کاست استقرار یافته (نک ۱-۳) و از آن پس میکاشیست و کوارتزیت و آمفیبولیت تبدیل شده است، گرچه در چهارگوش اقلید این سنگها در زون زاگرس ظاهر شده ولی نه چندان دور در کوه های گهکم و فراقون شیل های سیاه رنگ گراپتولیت دار سیلورین شباهتی تام با همین سنگها در زونهای ایران مرکزی و سنندج - سیرجان دارد با این مزیت که بخش پائینی آنها نیز ظاهر شده که از ماسه سنگ و کنگلومرانی درشت تشکیل گردیده است.

با این ترتیب دیده می شود که در سیلورین دریائی نسبتاً عمیق هر سه زون را فرا گرفته و هیچ نوع جدایشی بین آنها نبوده است.

در آغاز دونین در ایران مرکزی رسوباتی آواری مربوط به محیط های کم ژرفا توأم با اندکی سنگهای ولکانیک بازیک برجای گذاشته می شود. در زون سنندج - سیرجان نیز با اندک تفاوت هائی چنین وضعی استقرار می یابد. از آن پس دونین میانی هر دو زون را تناوبی از رسوبات کربناتی - آواری فرامی گیرد که در زون سنندج - سیرجان با حجم های قابل ملاحظه ای از گدازه های بازالتی همراه است. چنین رژیم در سراسر ایران مرکزی و شرق ایران (سازندهای پادها - سیب زار و بهرام) کمابیش استقرار یافته است، و از چهره های مشخص آن کربنات های پرستبر آواری - مرجانی سازند بهرام است که به لطف طبیعت دیفرسای خویش تارک بلندیا را می سازد. در ایران مرکزی و سنندج - سیرجان پسوندی سفید همانند کوه سفید، کرسفید، نیز بدنبال دارد.

دونین بالائی با ترادف پرحجمی از رسوبات آواری - ولکانیک در ایران مرکزی و سنندج سیرجان مشخص می شود. این ترادف در ایران مرکزی حدود ۱۰۰۰ متر ضخامت دارد و قابل مقایسه با سازند شیشتو در شرق ایران است. در زون سنندج - سیرجان این ترادف با حفظ سرشت آواری خویش ضخامتی هزار متری پیدا می کند و از سنگهای ولکانیک از نوع بازالت های قلیائی انباشته می گردد. آنچه در زاگرس، در این فاصله زمانی برجای گذاشته می شود، گرچه طبیعتی آواری دارد ولی بهیچ روی قابل مقایسه با دو زون دیگر نیست، چه آنکه در برابر چندین هزار متر سنگهای آواری - کربناتی و ولکانیک در دونین میانی و بالائی، تنها ۱۵۰ متر ماسه سنگ سفید رنگ توأم با کربنات های آواری آنهم در محیطی خشکی و یا در محیط رسوبی دریائی کم عمق نظیر محیط های رسوبی حاشیه ای برجای می نشیند (قویدل سیوکی ۱۳۶۵). کربونیفر پائین در ایران مرکزی با رسوباتی آواری مربوط به محیط های دریائی کم ژرفا آغاز می شود و سپس به کربنات هائی با طبقاتی نسبتاً نازک و منظم بامیان لایه هائی از شیل های کربناتی و ویژه محیط های نسبتاً ژرف دریائی تبدیل می شود. نهشته های کربونیفر بالائی در ایران مرکزی دیده نمی شود.

در زون سنندج - سیرجان همان رژیم آواری - ولکانیک توأم با کربناتهائی ادامه می یابد که بزعم سبزه ای (سبزه ای و همکاران نقشه چهار گوش نیریز در دست تهیه) توریدیت هائی است که خاستگاه آنها سنگهای حاشیه ای این زون است، شاهدپالئونولوژی در دست نیست تا بتوان درباره رسوبات کربونیفر بالائی در این زون قضاوتی به عمل آورد. هرچند سنگهای آواری کربناتی پیش از پرمین بالائی را گاه به کربونیفر بالا نیز نسبت داده اند (سبزه ای و همکاران - در دست تهیه).

در زاگرس سنگهای کربونیفر وجود ندارد (قویدل سیوکی ۱۳۶۵).

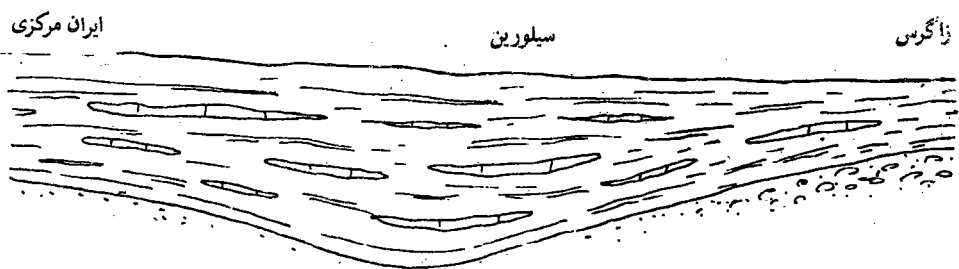
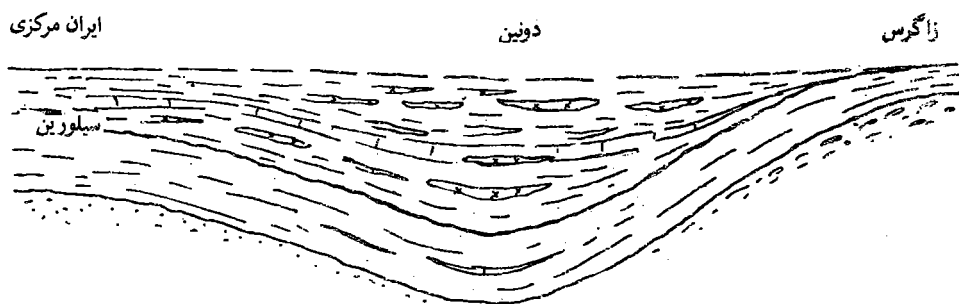
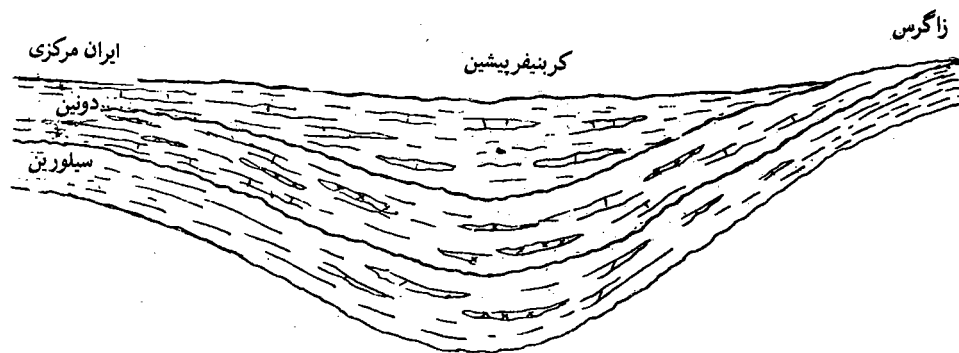
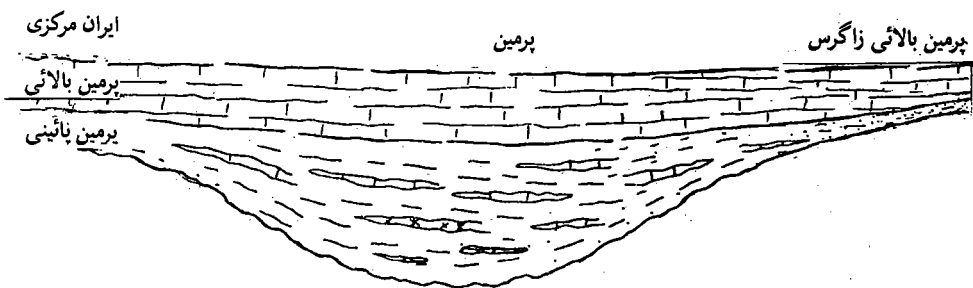
پرمین در ایران مرکزی با پیشروی بر بنیانی آغاز می کند که قبلاً فرسوده شده و سنگهای کربونیفر بالائی را از دست داده است. حاصل این پیشروی رسوبات آواری از نوع ماسه سنگ، سیلت و شیل کربناتی با میان لایه هائی از کربنات است که به سبب وفور اکسیدهای آهن رنگی قهوه ای تا قهوه ای مایل به قرمز بخود گرفته است. در تعاقب این ردیف آواری در پرمین میانی تا بالایی سنگهائی برجای می نشیند که اکثراً کربناتی است و واحدهای ستبری را تشکیل می دهد که حدود ۱۲۰۰ متر ضخامت دارد.

آنچه در زون سنندج - سیرجان در پرمین استقرار یافته چندان اختلافی با ایران مرکزی ندارد، با این تفاوت که محتوای کربناتی و اکسید آهن در پرمین پائین بیشتر است تا جایی که گاه تمرکز اکسید آهن به ذخائری انجامیده که قابلیت بهره برداری و استفاده در صنایع سیمان دارد. پرمین میانی و بالا در زون سنندج - سیرجان تقریباً هیچ تفاوتی با ایران مرکزی ندارد و مبین یک محیط دریائی نسبتاً ژرفی است که بلا انقطاع تا اوائل تریاس استقرار داشته و انبوهی از طبقات آهکی را برجا گذاشته است.

در زاگرس، پرمین پائین به ۵۰ متر ماسه سنگ سفید رنگ با میان لایه های نازکی از کربنات خلاصه می شود (قویدل سیوکی ۱۳۶۵). پرمین میانی و بالائی را اکثراً طبقات کربنات تشکیل می دهند که بیشتر حالت آواری دارد تا آنجا که لایه های نازکی از ماسه سنگ را نیز شامل می شود. بهر حال چه از نظر ضخامت و چه از نظر رخساره قابل مقایسه با دون زون دیگر نیست و بیشتر محیط کم ژرفائی را تجسم می کند که رسوبات کمتری دریافت می داشته و به فلات قاره بیشتر شباهت داشته است تا به محیط دریائی به معنای واقعی کلمه.

از آنچه گفته آمد، سیر تحول جغرافیائی چهار گوش اقلید در اثنای پالئوزوئیک را می توان چنین خلاصه کرد (شکل ۱۳):

در سیلورین دریائی ژرف سراسر ناحیه را فرا گرفته است ولی در اواخر این دوره تموجی در این سرزمین پدید می آید و بخش زاگرس آغاز به خروج از دریا می کند، چنین وضعی در ایران



شکل ۱۳ - جغرافیای چهارگوش افلید دریا لوزونیک

مرکزی نیز پدید می‌آید ولی دریا در سندنچ — سیرجان همچنان استقرار دارد و تنها از ژرفای آن کاسته می‌شود.

در آغاز دونین هر دو بخش ایران مرکزی و زاگرس از آب بیرون است ولی سندنچ — سیرجان را آب رها نکرده است. در دونین میانی دریائی کم ژرفا در ایران مرکزی استقرار می‌یابد که گاه آرامش آنرا خروج گدازه‌ها و انفجار آتشفشان‌ها برهم می‌زند، از آن پس در دونین بالائی کف این دریا آرام آرام نشست می‌کند و پذیرای آواریهائی می‌گردد که از تحصیلات ولکانیک مقدار بیشتری در خود دارد.

در سندنچ — سیرجان در دونین میانی همان دریای کم ژرفای ایران مرکزی مستقر است، ولی در دونین بالائی کف آن به سرعت نشست می‌کند و در عین حال از رسوبات آواری و احياناً توریدیت انباشته می‌شود. سیلان گدازه‌های بازالتی و انفجار آتشفشانهای زیر دریائی انبوهی از سنگهای ولکانیک بر آواریها می‌افزاید و رویهمرفته مجموعه‌ای از شیل، ماسه سنگ، توف، بازالت کربنات با ضخامتی معادل چند هزار متر (بیشتر از ۴۰۰۰ متر) پدید می‌آورد که چهره زون سندنچ — سیرجان را از زون‌های دیگر متمایز می‌کند.

در دونین میانی و بالائی زاگرس در حاشیه دریا قرار دارد و جز اندکی ماسه سنگ چیزی در آن انباشته نمی‌شود. در آغاز کربونیفر و تا پاسی از آن وضع همانند دونین پسین است. در اواخر کربونیفر ایران مرکزی از آب خارج است. زون سندنچ — سیرجان گودالی است که رسوبات آواری در آن جمع می‌شود و زاگرس هنوز از دونین به بعد زیر آب نرفته است.

در آغاز پرمین دریائی کم عمق سراسر ناحیه را فرا می‌گیرد که زاگرس ساحل آنست، تنها مقادیر ناچیزی ماسه سنگ (۵۰ متر) در آن جمع می‌شود. در سندنچ — سیرجان ژرفای آن بیشتر و در ایران مرکزی کمتر است. در پرمین میانی و بالائی، دریائی نسبتاً عمیق سراسر ناحیه را فرا می‌گیرد ولی با این همه زاگرس سکوی قاره آنست.

۳-۳- مزوزوئیک

پالئوزوئیک به مزوزوئیک بدون حادثه مهمی در چهارگوش اقلید گذر می‌کند، ولی ژرفای دریای نسبتاً عمیق اواخر پرمین در طلیعه مزوزوئیک کاهش می‌یابد. در اواخر تریاس میانی ناحیه دچار چنان تحولی می‌شود و حوضه‌های رسوبی آن چنان از هم دور و متفاوت می‌گردد که هرگونه مقایسه‌ای در چینه‌شناسی این زمان را دشوار می‌کند. حال ببینیم در هر کدام از این زون‌ها وضع چگونه بوده است.

۱-۳-۳- سنگهای تریاس در ایران مرکزی

این سنگها در کوههای همبست - دره باغ گسترش فراوانی دارد. در این ناحیه سنگهای تریاس از سه گروه مشخص تشکیل می‌گردد.

گروه تریاس بالائی

سنگهای این گروه را آهک مرجانی، آهک های ماسه ای، ماسه های آهکی، ماسه سنگ های درشت دانه، شیل، شیل های توفی و گدازه های ریولیتی و بازالتی تشکیل می‌دهد.

گروه سنگهای دولومیتی

از ۷۸۰ متر دولومیت سفید و خاکستری تا خاکستری تیره، سخت با لایه بندی منظم تشکیل می‌شود. گذر این گروه بر گروه سنگهای تریاس پائینی تدریجی است.

گروه تریاس پائینی

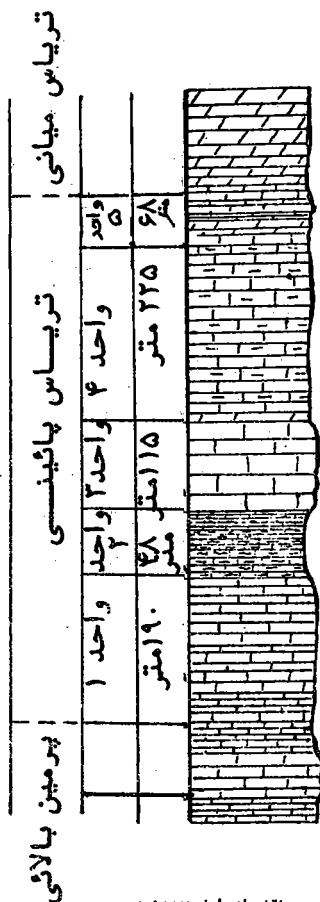
۶۸۲ متر ضخامت این گروه را آهک هائی با آثار کرم، آهک اواولیتی و مارن تشکیل می‌دهد. این گروه بطور تدریجی به سازندهای پرمین بالائی گذر می‌کند.

بطور کلی می‌توان گفت که دو گروه تریاس پائینی و سنگهای دولومیتی ادامه رسوبات دریای پرمین هستند و حال آنکه گروه تریاس بالائی یک پیشروی نشان می‌دهد. البته حد بین این گروه و گروههای پائینی هیچگاه بطور عادی دیده نشده، ولی اندکی بطرف جنوب، در چهارگوش نیریز دیده می‌شود که سنگهای این گروه بگونه ای دگرشیب، البته با واسطه یک گدازه ضخیم بازالتی روی سنگهای پرمین بالائی می‌نشیند (سبزه ای و همکاران چهارگوش نیریز در دست تهیه). در محدوده این چهارگوش نیز در قاعده تریاس بالائی ولکانیک تیپ اندزیت وجود دارد. حال با استفاده از نوشته های طراز (۱۹۷۲) به شرح هر کدام از این سه گروه می‌پردازیم.

۱-۳-۳- گروه تریاس پائینی

مقطعی که شرحش می‌آید در کوه همبست، در ۱۳ کیلومتری شمال دهکده هنشک اندازه گیری شده است.

گروه تریاس پائینی از ۵ واحد تشکیل شده و از بالا به پائین عبارتست از (شکل ۱۴):



دولوميت خاکستري رنگ، خوب لايه بندى شده

طبقات گذرا، آهک و دولوميت

آهک و مارن با لايه بندى سانتى متری برنگ زرد خاکستري رنگ «آهک ورميکوله»

آهک توده اى تا مطبق، نازک لايه، ستيج ساز، خاکستري رنگ

مارن، با لايه بندى ميليمترى، زرد رنگ

آهک و مارن با لايه بندى سانتيمترى زرد تا خاکستري رنگ «آهک ورسوله»

آهک، نازک لايه، صورتى رنگ «طبقة آمونيت دار»

آهک، خاکستري رنگ، با لايه بندى ۰/۱ متری

آهک سياه رنگ با لايه بندى ۰/۵ متری

شکل ۱۴ - نمای ستون چینه شناسی گروه ترياس پائينى در کوه همبست (نقل از طراز ۱۹۷۲)

بالا ... گروه سنگهاى دولوميتى

واحد ۵-۶۸ متر تناوب دولوميت و آهک رنگ طبقات آهکى معمولاً خاکستري، خاکستري تيره تا سياه است و رنگ طبقات دولوميتى سفيد، ضخامت بخشهاى آهکى - دولوميتى بين یک تا ۱۰ متر در تغيير است و ضخامت هر کدام از لايه ها بين ۰/۱ تا ۰/۲ متر است. فسيلي از اين واحد گزارش نشده است.

واحد ۴-۲۲۵ متر لايه هاى سانتيمترى مارن و آهک سخت، زرد تا خاکستري پر از آثار کرم با نقش هيروگليف و فوکوتيد است. در بالا ترين لايه هاى اين واحد آمونيت ها و گاستروپودهاى ريز فراوانى يافت مى شود که آمونيت ها توسط دکتر سنيد امامى از نوع Ceratites هاى ابتدائى تعيين و به پرمين بالاى تا پائين ترين بخش هاى ترياس پائينى نسبت داده شده است.

واحد ۳-۱۱۵ متر آهک های سخت، خاکستری دارای ظاهری انبوه ولی از لایه های نازکی تشکیل شده است. به سبب طبیعت دیرفرسای خویش اکثراً بصورت صخره درمی آیند. جز فوکوئید فسیل دیگری در این واحد گزارش نشده است.

واحد ۲-۸۴ متر مازن های آهکی نسبتاً سخت - آثار کرم و فوکوئید در میان سنگهای این واحد فراوان است.

واحد ۱-۱۹ متر مارن آهک در لایه های سانتیمتری مقاطع تازه این سنگها خاکستری و مقاطع هوازده آنها زرد رنگ است. در برخی از آثار کرم با نقش هیروکلیف دیده می شود. در پائین ترین طبقات این واحد، فسیل *Claraia ex gr stachei BITTNER* گزارش شده که فسیل بارز آغاز تریاس "Skythian" است.

فسیل های زیر را سهیلی در بخش های پائین واحد یافته و پرفسور ناکازاوا و حمدی آنها را مطالعه و به تریاس پائین پیشین نسبت داده اند:

Claraia cf. intermedia, Claraia aurita, Claraia radialis djulfensis, Claraia cf. auria, Claraia claraia desguamata.

۲-۱-۳- گروه سنگهای دولومیتی

سنگهای این گروه تماماً دولومیتی بوده و در کوههای همبست و دره باغ انتشار فراوانی دارد.

ضخامت این گروه در اکثر رخنمونها متجاوز از ۵۰۰ متر بوده «طرلز» (۱۹۷۲) در سورنق مقطعی را اندازه گیری نموده که ۷۸۰ متر ضخامت داشته است»، این رسوبات در برابر فرسایش مقاوم بوده و ارتفاعات بلندی را بوجود آورده اند و طبقه بندی این دولومیت ها منظم و یکنواخت بوده و ضخامت هر لایه تا حدود ۱ متر می رسد. رنگ فرسایشی این طبقات قهوه ای تیره تا خاکستری تیره بوده و رنگ سطوح تازه آنها بیشتر خاکستری تا زرد کرمی رنگ است.

این واحد مستقیماً با حدفاصل تدریجی بر روی رسوبات تریاس زیرین قرار گرفته اند. در قسمت زیرین این دولومیت ها، دولومیت های نازک لایه روشن رنگ قرار دارد که بخوبی قابل رؤیت و ردگیری است.

در این دولومیت ها هیچگونه ارفسیل یافت نگردیده، کنتاکت این رسوبات با نهشته های فوقانی در تمام بیرون زدگیها گسله می باشد.

بدین ترتیب سن این سنگها را بنا بموقعیت چینه شناسی آنها به تریاس میانی نسبت داده ایم. چه بسا که بخشی از سنگهای این گروه متعلق به تریاس پائینی باشد. بویژه آنکه واحد

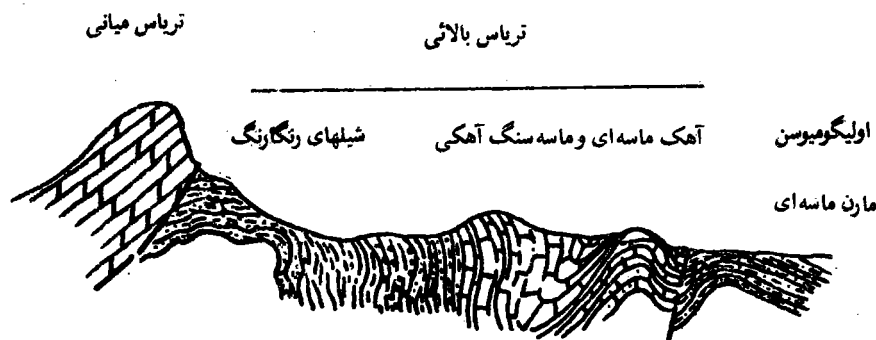
۴ از گروه سنگهای تریاس پائینی فسیل های آمونیتی بدست داده که به پرمین بالا تا پائین ترین بخش های تریاس پائینی تعلق دارد. سنگهای این گروه را از نظریتواستراتیگرافی می توان با سازند شتری مقایسه کرد و چنانکه می دانیم این سازند را نیز بنا به موقعیت چینه شناسی آن به تریاس میانی نسبت داده اند.

۳-۱-۳- گروه تریاس بالائی

سنگهای این گروه که ضخامت قابل ملاحظه ای را شامل می شود، اکثراً به شدت چین خورده شکسته و گسلیده شد. (شکل ۱۵) و ظاهراً در فواصل کوتاه تغییر رخساره می دهد.

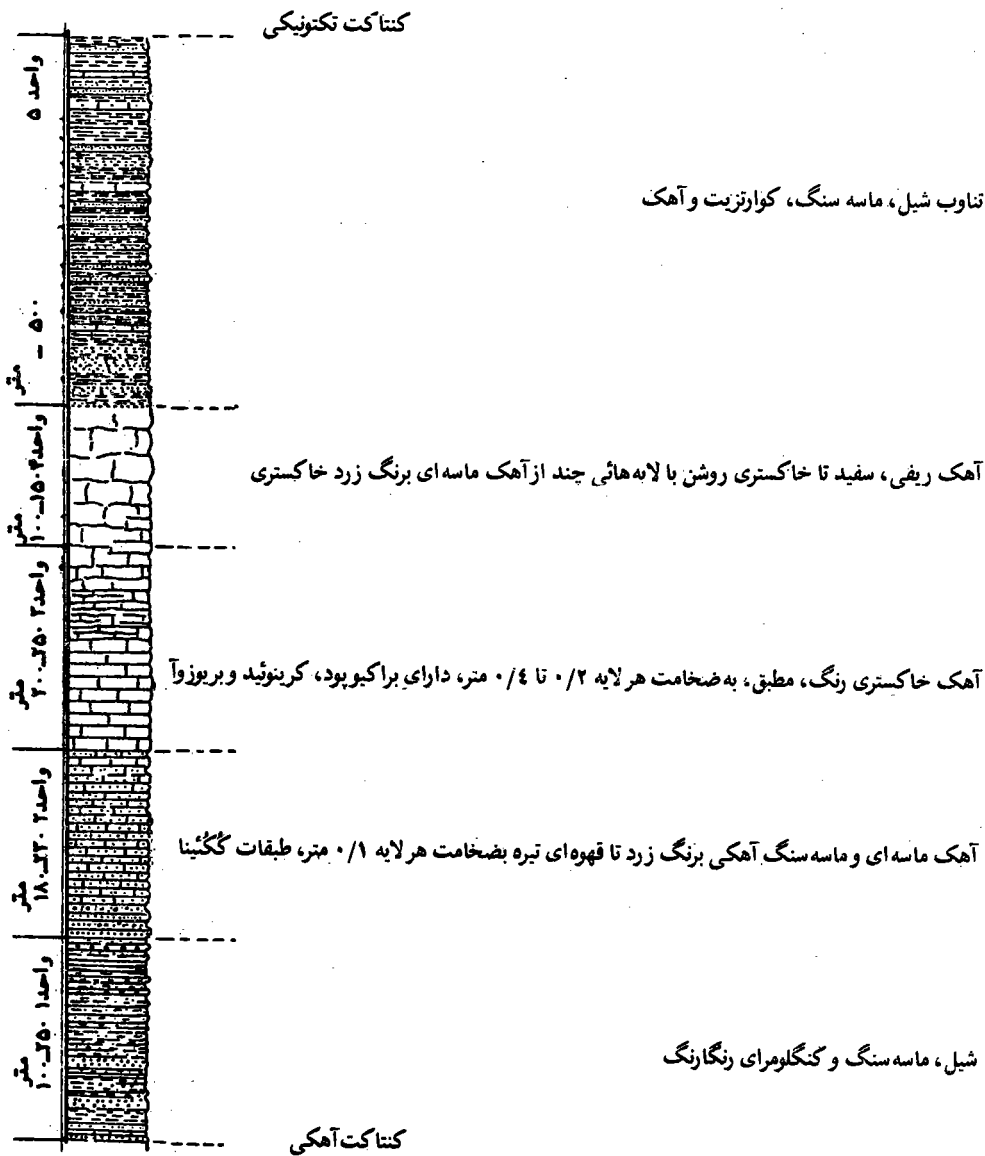
شمال شرق

جنوب غرب



شکل ۱۵- گروه تریاس بالائی در ۵ کیلومتری شرق خونخوره، نقل از طراز (۱۹۷۲)

همیشه در میان سنگهای این گروه، در تمامی رخنمون ها، فسیل هایی یافت می شود که تعلق آنرا به تریاس میانی مسجل می دارد، ولی این فسیل ها چنان نیست که به روشن شدن وضعیت چینه شناسی آن کمک چندانی بنماید. بهر حال از مطالعه تمامی مقاطع رخنموده در کوههای همبست - دره باغ و با توجه به گسترش سنگهای این گروه در اطراف سورمق و با استفاده از نوشته های طراز و یافته های نگارندگان این نوشتار می توان ۵ واحد از بالا به پائین به شرح زیر در میان سنگهای این گروه مشخص نمود (شکل ۱۶).



شکل ۱۶ - نمای ترکیبی ستون چینه‌شناسی گروه تریاس بالا در کوه‌های همبست - دژه‌باغ
(نقل با تغییرات از طراز ۱۹۷۲)

واحد ۵ -

ضخامت این واحد بیشتر از ۵۰۰ متر است و اکثراً در دامنه‌های شمال شرقی کوههای دره باغ رخنموده است. تناوبی است از شیل، ماسه سنگ کوارتزیت و آهک که شباهت زیادی با سازند تاینند دارد. ۷۵ درصد رسوبات این واحد را شیل و ماسه سنگ تشکیل می‌دهد. شیلها اکثراً زیتونی تا خاکستری رنگ بوده و بیشتر ماسه‌ای تا آهکی است، ماسه سنگها اغلب سیلتی است. ضخامت میان لایه‌های آهکی این واحد از ۰/۲ تا ۱۰ متر تغییر می‌کند.

این آهک‌ها دارای فسیل‌های فراوانی از مرجانها، بازوپایان، نرم تنان است.

نمونه‌هایی از این فسیل‌ها توسط دکتر بهاء‌الدین حمدی و پرفسور کازاوا مطالعه شده که تعلق آنها را به تریاس پسین مسجل می‌دارد:

Indopecten sp., *Cassianella* sp., *Liotrignonia* sp., *Pholodomyrdae*,
Brachiodontes, *Heterasteridium* sp..

آمونیت‌هایی از نوع *Hauerites* sp. از بخش‌های پائینی این واحد نیز توسط دکتر سید امامی مطالعه شده و به تریاس پسین اشکوب نورین میانی نسبت داده شده است.

واحد ۴ -

۱۰۰ تا ۲۵۰ متر آهک ریفی بریوزوآدار، خاکستری رنگ دیرفرسا و چهره‌ساز که اکثراً تارک صخره را تشکیل می‌دهد.

حدود این واحد اکثراً گسلیده است، تنها در ۱۱ کیلومتری جنوب شرق سورمق گذر این واحد را به واحد ۳ می‌توان بوضوح مشاهده نمود. این امکان وجود دارد که واحد ۳ بطور جانبی بدین واحد تبدیل شود، این وضعیت همراه با موقعیت تکتونیکی آن تخمین ضخامت واحد را مشکل می‌کند. فسیل مشخصی که بتواند سن آنرا بدرستی تعیین کند یافت نشده است.

واحد ۳ -

از ۲۰۰ تا ۲۵۰ متر آهک رمی ماسه‌ای خاکستری با لایه‌های ۳۰ سانتیمتری تشکیل شده و حاوی فسیل‌های براکیوپود، کرینوتید، بریوزوآ و غیره است. در بخش بالائی این واحد نوارهای چرتی سیاه رنگی در فواصل ۴۰ سانتی متری از هم وجود دارد که رویهمرفته ضخامتی ۲۰ تا ۲۱ متری را تشکیل می‌دهد. فسیل‌های زیر را طراز (۱۹۷۲) از میان این واحد یافته و د.ل. استپانوف مطالعه کرده است.

واحد ۲ -

تناوبی است با ضخامت ۱۸۰ تا ۲۳۰ متر از آهک های ماسه ای قهوه ای قرمز تا قهوه ای زرد رنگ و ماسه سنگ های ریز دانه آهکی با میان لایه هائی از لوماسل، فسیل های زیر راطراز (۱۹۷۲) از میان این واحد جمع آوری و پرفسور د. ل. استپانوف مطالعه و به تریاس بالائی (بویژه نورین) نسبت داده است.

Palaeocardita buruca BOEHM, *Mentzeliopsis persica* DOUGLAS, *Triadispira* ex gr. *caucasica* DAGYS, *Montlivaltia norica* FRECH, *Thamnasteria rectilaminosa* WINKLER, *Oppelismilia lindstroemi* FRECH, *Astarte* sp., *Heterastridium* (?) sp..

واحد ۱ -

واحدی است رنگارنگ که بین ۱۰۰ تا ۲۵۰ متر ضخامت دارد. از شیل های خاکستری، سیاه، سبز، قرمز، زرد و قهوه ای تشکیل می شود که با طبقات ماسه سنگی و کنگلومرای ریزدانه در تناوب است. برخی از این تناوب کنگلومرانی دارای قطعات درشتی است که اندازه آنها تا چندین سانتیمتر می رسد و بیشتر از مرمر، شیست، کوارتز و ریولیت دگرگون و ماسه سنگ هائی تشکیل می شود که بخوبی گرد شده است. هیچگاه قاعده این واحد دیده نشده و در مقاطع مختلف ضخامت های بین ۱۰۰ تا ۲۵۰ متر از آن اندازه گیری شده است. چه بسا ضخامت آن از این حد نیز درگذرد.

بهترین رخنمون های این واحد در ۵ کیلومتری شرق دهکده خونخوره دیده می شود. در بخش های بالائی این مقطع یک زون ولکانیک مشخص پدید آمده است و در آن گدازه های ریولیتی، بازالتی و آندزیتی با توف و انبوهی از ماسه سنگهای توفی عجین شده است. بجز تعداد اندکی فسیل های گیاهی (برگ) فسیل دیگری در این واحد دیده نشده که آنهم بکار تعیین سن نیامده است. بنا بموقعیت چینه شناسی و با توجه به اینکه سن گروه سنگهای دولومیتی (۳-۱-۳) که به تریاس میانی نسبت داده شده و سن واحد ۲ از این گروه که نورین است می توان سن واحد ۱ را بین اشکوب های انیزین تا کارنین در نظر گرفت.

۲-۳-۳ - سنگهای تریاس در زون سنندج - سیرجان

سنگهای تریاس در زون سنندج - سیرجان چهارگوش اقلید گسترش چندانی ندارد، چنین وضعیتی در ادامه این زون در چهارگوش های نیریز و حاجی آباد نیز برقرار است و شاید بدان سبب باشد که چین خوردگی، دگرگونی و سپس خروج از آب و فرسایش، رسوبات تریاس بالائی و میانی را در این زون شسته از میان برداشته باشد، چه اکثر دیده می شود که رسوبات تریاس بالا

و یا ژوراسیک پائینی و میانی مستقیماً روی سنگهای دگرگون شده پالئوزوئیک می‌نشینند. |
در چهارگوش اقلید، ردیف نسبتاً ضخیمی از سنگهای کربناتی - آواری ولکانیک در
تداوم با سنگهای پرمین در شمال غربی هتسک رخ نموده که از نظر استراتیگرافی می‌تواند با گروه
تریاس پائینی (نک ۲-۱-۳-۳) و گروه سنگهای دولومیتی (نک ۲-۱-۳-۳) قابل
مقایسه باشد. شکل ۱۱ مجموعه آواری کربناتی و ولکانیک تریاس (الریک و ویرلوزو
(۱۹۷۷) این ردیف دگرگونه را به پنج واحد از بالا به پائین به شرح زیر تقسیم کرده‌اند:

واحد ۵ - ۳۵۰ تا ۴۰۰ متر متادولومیت زرد قهوه‌ای رنگ، با نوارهای اندکی از متاچرت
این واحد با گروه سنگهای دولومیتی ایران مرکزی و بالمال سازند شتری قابل مقایسه است.
واحد ۴ - ۱۵۰ متر شیست‌های تیره رنگ.

واحد ۳ - ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر شیست‌های کلریت یا آفیبول دار. خاستگاه این سنگها
احتمالاً گدازه‌ی بازیک حفره‌دار است که در حال حاضر بافت اصلی خود را حفظ کرده است.
واحد ۲ - ۱۴۰ متر تناوبی از مرمرهای سفید و کالک شیست، پر از کانیه‌های پیریت
اکسیده.

واحد ۱ - ۴۰۰ تا ۵۰۰ متر تناوب لایه‌های نازک شیست و کوارتزیت گذر این واحد به
پرمین عادی است.

در چهارگوش اقلید زون رادیولاریتی - افیولیتی را که در واقع بخش داخلی زون سنندج
- سیرجان می‌تواند بحساب آید از رسوب ترسیر و کوارترنر پوشانده است و بنظر می‌آید بخش اعظم
آن در زیر رواندگی ده‌بید کرختگان از نظر بدور مانده باشد. قدیم‌ترین سنگهایی که در این زون
بطور درجا استقرار یافته مربوط به تریاس بالا و از نظر کروئواستراتیگرافی قابل مقایسه با سازند
نابیند است. البته در این زون هیچ ترادفی از گزند حوادث بدورنمانده آنچه دیده می‌شود، در اثر
گسله‌ها و یا سفره‌های رورانده تکرار شده و بر رویهم انباشته شده است.

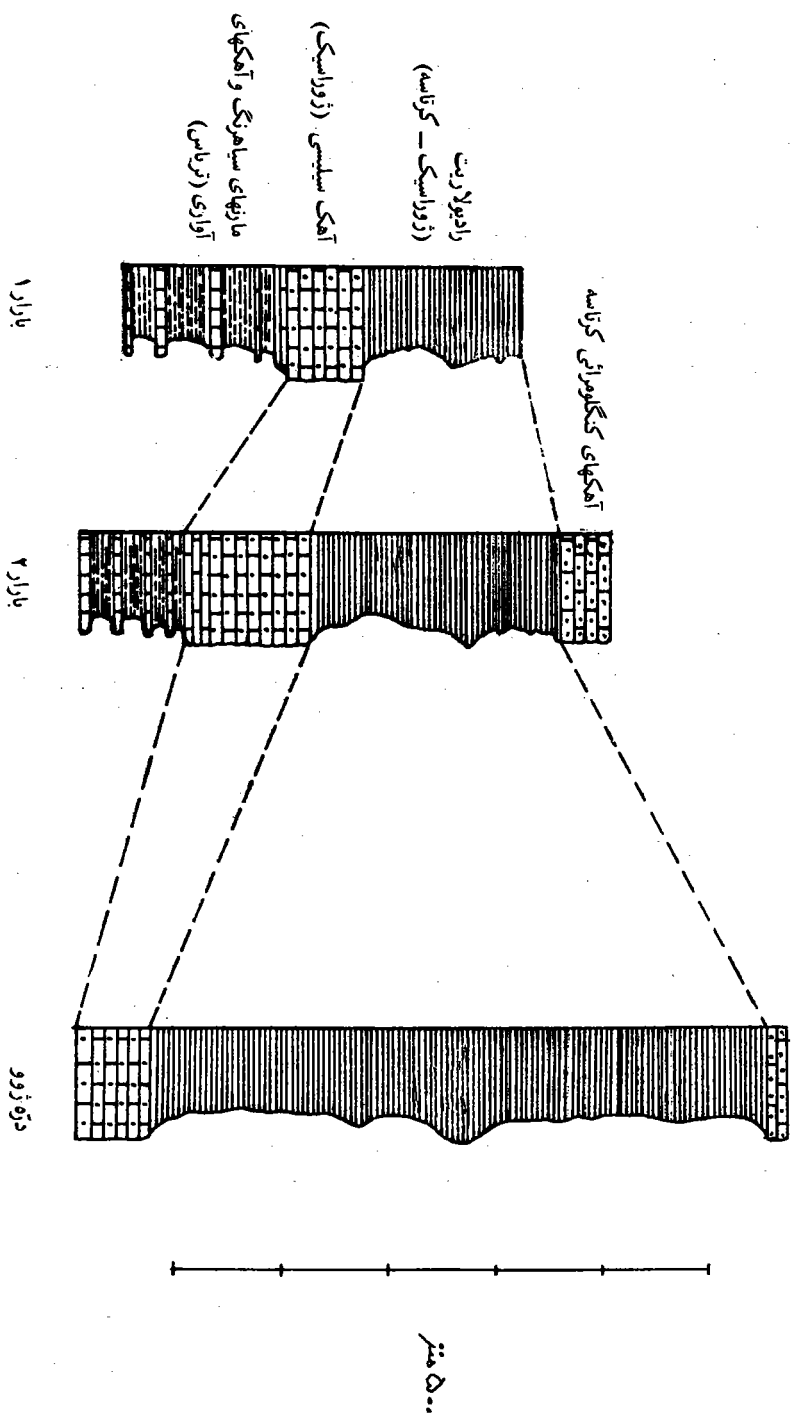
با اینهمه ریکو (۱۹۷۴) توانسته در شمال دریاچه بختگان، در میان سفره‌های رورانده که
او آنها را سفره‌های رورانده پیچکان نامیده واحدهائی بیابد که در همین زون رادیولاریتی -
افیولیتی برجای گذاشته شده و یک نظام ترکیبی اما بدون ابهام از نظر چینه‌شناسی برای آنها
گزارش کند. این واحدها از پائین به بالا بدین قرار است:

واحد ۱ - مارن‌های سیاه رنگ و آهک‌های آواری

واحد ۲ - آهک‌های سیلیسی

واحد ۳ - رادیولاریت‌ها

واحد ۴ - آهک‌های کنگلومرانی.



شکل ۱۷ - چینه‌شناسی سفروهای روزانده پجگان

در اینجا ما تنها به شرح واحد ۱ می پردازیم که متعلق به تریاس بالا است، و مابقی واحدها را که سنی از ژوراسیک تا کرتاسه بالا (سنومانین) دارد در جای مربوط به آنها خواهیم آورد. البته ممکن است گفته شود که چه الزامی در شرح سنگهایی وجود دارد که در ناحیه رخ ننموده است، ولی بهر حال رادیولاریت هایی در شمال چنارناز و جنوب کوه دهار از میان رسوبات ترسیر سر برآورده و تنکه ای از سنگهای ماکمائی زون رادیولاریتی - افیولیتی بر تارک سازند گزدمی برجای مانده است و دیگر آنکه در مقایسه سنگهای مزوزوئیک و از آنجا شرح جغرافیائی پارینه چهارگوش اقلید گریزی از اینکار نیست، بویژه که این سنگها در بررسی تحولات سنگ - ساختاری از اهمیت بسزائی برخوردار است، حال بشرح واحد ۱ با استفاده از نوشته های ریکو (۱۹۷۴) می پردازیم.

واحد ۱ - مارن سیاه رنگ و آهک های آواری (تریاس بالا)

ضخامت این واحد چنانکه در شکل ۱۷ دیده می شود متغیر است و حداکثر ۱۴۰ متر آن در تنگه های رانده شده روی آهک های کرتاسه زاگرس برجای مانده است. این واحد از مارن های سیاه رنگ و طبقاتی از آهک های آواری تشکیل شده است. مارن هایی که سه چهارم این واحد را تشکیل می دهد تناوبی است از مارن های سیاه رنگ مارن های زرد رنگ لایه هایی از آهک های چند سانتیمتری زیر دانه سیاه رنگ لایه های تازک آهک های مارنی سیاه رنگ و چند طبقه سانتیمتری از آهک های ارگانودتریتیک سیاه و آجری رنگ که طبقات آهکی آواری را بشارت می دهد. طبقات آهک آواری عدسی مانند است و ضخامتی بین ۵ تا ۱۰ متر دارد. این آهک ها از صدف دو کفه ایها، مرجانها و تکه های آنها ساخته شده است. رنگ این آهک ها سیاه است و سیمان آنها را آهک سیاه رنگ تا زرد آجری تشکیل می دهد.

لایه های رادیولاریتی اندکی این واحد را همراهی می کند. دو کفه ایها و مرجانها بیش از آن متبلور شده تا بتواند بکار تعیین سن بیاید. با اینهمه میکروفسیل های زیر سن لادینین بالائی تا رتین را برای این واحد مسجل کرده است.

Guttulina sp., *Spirophthalmidium* sp., *Duostominidae*, *Calcitornella* sp., *Lingulina* sp., *Nodosariae*, *Neoangulodiscus* sp., *Galea tollmani* KRISTAN *Glomospira* sp., *Hemigordius* sp., *Agathammina* sp., *Involutina sinuosa* *pragsoides* OBERHAUSER, *Glomospirella* sp.,

برونیمن و زانینتی (از ریکو ۱۹۷۳) سن این واحد را به یمن فسیل زیر به نورین نسبت

Galeanella Panticae nov. sp. .

داده اند.

۳-۳-۳- سنگهای تریاس در زاگرس

سنگهای تریاس جز در کوه سورمه جنوب فیروزآباد فارس، تنها در زون بلند زاگرس رخ نموده و اکثراً از دولومیت و انیدریت ساخته شده است. این سنگها در کوه سورمه ۸۴۷ متر ضخامت دارد و در بلند زاگرس بنا به مشهور کلاً از دولومیت و مقادیر اندکی مارن تشکیل و بنام سازند خانه کت خوانده شده است (عطاالله ستوده نیا ۱۹۷۲) ضخامت این سازند ۳۶۴/۲۵ متر، سن آن تریاس تا ژوراسیک پیشین و گذر آن به تناوبی از شیل و دولومیت های زرد رنگ درپائین و تناوب شیل و دولومیت های نازک لایه در بالا (سازند نیریز) تدریجی و پیوسته گزارش شده است (جیمز و وایند ۱۹۶۵) بنظر می آید، آنچه را که سازند خانه کت نام نهاده اند تنها بخشی از سنگهای تریاس را تشکیل دهد و ردیف قابل مقایسه با گروه سنگهای دولومیتی (تریاس میانی) در ایران مرکزی باشد (نک ۱-۲-۳-۳). ریکو (۱۹۷۴) در همان ساختار کوه خانه کت در جنوب غرب دهکده خانه کت یعنی درست در همانجا که جیمز و وایند (۱۹۶۵) برش الگوی «سازند خانه کت و دولومیت های انفرآ خانه کت» ردیفی با بیش از ۷۰۰ متر ضخامت را شرح می دهد که چکیده آن از پائین به بالا بدین قرار است:

۱- دولومیت های خاکستری رنگ نرم با لایه بندی نامنظم سانتی متری تا متری که دارای لایه های نازک قرمز رنگ مارنی نیز هست. از این واحد تنها ۲۰ متر آن رخ نموده است.

۲- ۱۲۰ متر دولومیت های خاکستری سخت با لایه بندی متری.

۳- ۳۰۰ متر تناوب آهک های دولومیتی نرم با لایه بندی ۱۰ تا ۵۰ سانتیمتری خاکستری رنگ و لایه های دولومیتی دسیمتری شکری، بافت این کربنات ها آواری تا اوولیتی است.

۴- ۱۵۰ متر انبوهی از دولومیت های خاکستری با لایه بندی ۲ تا ۳ متری سخت فرسا و صخره ساز این واحد اولین بخش از سازند خانه کت است که توسط جیمز و وایند معرفی شده است.

۵- ۲۲۰ متر دولومیت های خاکستری رنگ نرم، ریزدانه که حاوی فسیلهای *Trocholina multispira*, *Pseudonodosaria* متعلق به زمان لادینین تا کارنین است.

۶- ۵۰ متر دولومیت انبوه صخره ساز دارای برش های دولومیتی و حفره هایی که قطعاً جای خالی تبخیرها است، دیده می شود که سترای سازند خانه کت یا سنگهای تریاس-ژوراسیک پائین بسی بیش از آنی است که گزارش شده و سن آن نیز به ژوراسیک پیشین نمی رسد. چه در بخش های پائینی سازند نیریز، در همان محل اندازه گیری برش الگوی این سازند، ریکو (۱۹۷۴) ۱۶۰ متر رسوباتی را شرح می دهد که بدون شک متعلق به تریاس بالا

است. چکیده آنچه ریکو (۱۹۷۴) زیر عنوان «سازند نیریز» آورده از پائین به بالا بقرار زیر است:

۱- ۴۰ متر تناوب مارن و دولومیت های خاکستری با لایه بندی نامنظم.

۲- ۲۰ متر دولومیت انبوه دارای فسیل های *Involutina* از نوع *communis* متعلق به تریاس بالا.

۳- ۱۰۰ متر تناوب مارن خاکستری و طبقات چند متری آهک سیاه رنگ با لکه های آجری و زمینه زرد رنگ که گاه وفور فسیل آنها را بصورت لوماشل در می آورد. طبقات چندی از آهک کنگلومرانی نیز در این واحد دیده می شود. این واحد حاوی فسیل های *Myophora Spiriferina altiuaga, seranensis* است که مبین زمان تریاس پسین می باشند.

۴- ۲ متر کوارتزیت قرمز رنگ.

۵- ۱۲۰ متر آهک نازک لایه روشن رنگ با زمینه ای زرد رنگ جیمز و واینند فسیل *Orbitopsella praecursor* که متعلق به لیاس است در آن یافته اند.

بنظر ریکو (۱۹۷۴) مرز بین تریاس و لیاس از واحد کوارتزیتی قرمز رنگ (واحد ۴) شروع می شود که با توجه به فسیل های واحدهای ۲ و ۳ مربوط به تریاس بالا و واحد ۵ مربوط به لیاس نظر درستی است.

با این ترتیب سنگهای تریاس در ساختار خانه کت حدود ۱۰۰۰ متر ضخامت دارد و از سه گروه عمده تشکیل می شود:

گروه اول - دولومیت های نازک لایه مارنی شبیه گروه تریاس پائینی در ایران مرکزی (نک ۱-۱-۳) و قابل مقایسه با سازند سرخ شیل.

گروه دوم - دولومیت ها و آهک های سخت و رویهمرفته چهره سازه به ضخامت ۷۴۰ متر شبیه گروه سنگهای دولومیتی در ایران مرکزی و قابل مقایسه با سازند شتری.

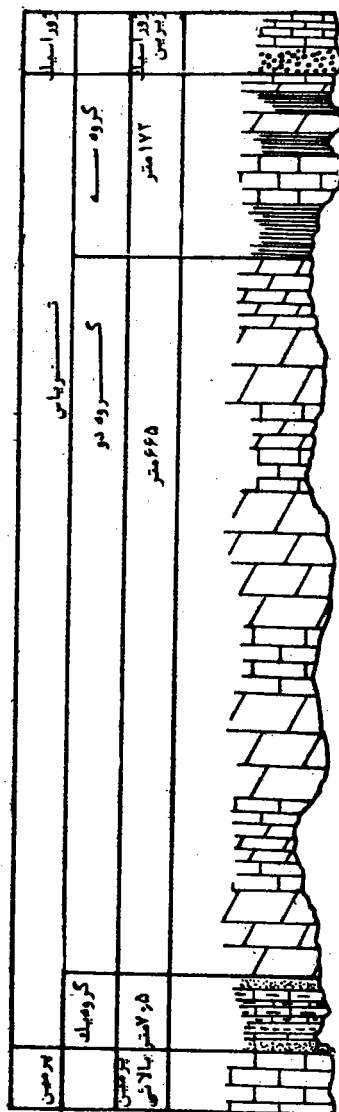
گروه سوم - مارن - شیل - دولومیت و آهک های لوماشلی به ضخامت ۱۶۰۰ متر شبیه گروه تریاس بالائی در ایران مرکزی و قابل مقایسه با سازند نای بند.

چنین نظامی در میان سنگهای تریاس چهارگوش اقلید دیده می شود که بخشهایی از آن با علامت (T2) و بنام سازند خانه کت و بخش دیگر آن بصورت جزئی از سازند نیریز با علامت (Jn) نشان داده شده است. کاملترین برش این سنگها در شمال دریاچه کافترو در غرب دهکده محمودآباد ظاهر شده که می توان آنرا به سه گروه تقسیم کرد: (شکل ۱۸)

گروه ۱- شامل سنگهای آواری ارغوانی رنگ به ضخامت ۷۰/۵ متر (تریاس زیرین؟)

گروه ۲- شامل سنگهای دولومیتی آهکی به ضخامت ۶۶۵ متر (تریاس میانی؟)

گروه ۳- شامل سنگهای شیلی - آهکی به ضخامت ۱۱۲ متر.



آهک، آهک دولومیتی، شیل

دولومیت و آهک

ماسه سنگ، مارن، شیل و آهک

شکل ۱۸ - نمای ستون چینه شناسی گروههای سه گانه سنگهای تریاس در شمال دریاچه کافت

گذر سنگهای گروه ۱ به سنگهای پرمین در پائین تدریجی است ولی سنگهای گروه ۳ گرچه بطور همشیب اما با چند متر ماسه سنگ و کنگلومرانی ریزدانه به سنگهای ژوراسیک می پیوندد. حال به شرح هر کدام از این گروهها با استفاده از یادداشت های ترگم اوهانیان می پردازیم.

۱-۳-۳- گروه ۱- سنگهای آواری ارغوانی رنگ

تناوبی است از ماسه سنگهای متوسط دانه متوسط لایه، مارن، شیل های قرمز مایل به ارغوانی که میان لایه هائی از آهک های نازک لایه خاکستری زرد رنگ در خود دارد. از این گروه فسیلی گزارش نشده است. در شمال غرب دریاچه کافت در این گروه ماسه سنگهائی برنگ قرمز و سبز (گلوکونیتی) دیده می شود که بخش هائی از آن تقریباً بطور کلی از دانه های گرد شده کوارتز تشکیل شده است. رابطه این گروه با آهکهای پرمین در پائین و واحد ۱- از گروه ۲- در بالا ظاهراً پیوسته است.

۲-۳-۳- گروه ۲- سنگهای دولومیتی

سنگهای این گروه از ۶ واحد تشکیل می شود که از پائین عبارتند از:

— پائین: گروه ۱

۱- ۶۷/۸ متر دولومیت چرت دار ضخیم لایه، دانه متوسط تا دانه درشت.

علاوه بر ماکروفسیل های الک، گاستروپودهای ریز، لاملی برانش، کرم، استراکود، خار اسفنجها، ترگم اوهانیان میکروفسیل های زیر را در میان سنگهای این گروه یادداشت نموده است:

Glomospira sp., *Ammodiscus* sp., *Agathammina* sp., *Involutina* sp., *Nodosaria* sp., *Fron dicularia* sp., *Spirolus* sp., *Diplopora* cf. *annulata*, *Griphoporella* cf. *carrate*.

مجموعه این فسیل ها دلالت بر تریاس میانی تا بالائی دارد.

۳-۳-۲- گروه ۳- سنگهای شیلی - آهکی

سنگهای این گروه بخشی از سازند نیریز است که در نقشه چهارگوش اقلید نیز با همان علامت نشان داده شده است این گروه شامل ۸ واحد است که از پائین به بالا بدین قراراند.

— پائین: واحد ۶ از گروه ۲

۱- ۱۱/۳ متر تناوب آهکهای دولومیتی ریز دانه خاکستری، متوسط تا ضخیم لایه و

شیل.

۲- ۴ متر تناوب شیل‌های آهکی و شیل‌های سیلتی حاوی آثار آمونیت، لاملی برانش و گاستروپود.

۳- ۶/۵ متر آهک‌های دولومیتی ریز دانه - ظریف لایه خاکستری شبیه واحد ۱.

۴- ۱۱ متر شیل‌های خاکستری شبیه واحد ۲.

۵- ۲۶ متر آهک‌های دولومیتی متوسط دانه خاکستری رنگ متوسط تا ضخیم لایه.

۶- ۵۵/۵ متر تناوبی از آهک‌های کم و بیش دولومیتی ریز تا متوسط دانه خاکستری رنگ.

۷- ۱۰/۲ متر آهک‌های خاکستری تا قهوه‌ای، ریز دانه ماسه‌ای.

۸- ۵۳/۵ متر آهک‌های ریز تا متوسط دانه، متوسط لایه.

- بالا: کنگلومرای ریز دانه و ماسه سنگ‌های قاعده ژوراسیک از سازند نیریز.

۴- ۳- ۳- سنگ‌های ژوراسیک در ایران مرکزی و زون سنندج - سیرجان

سنگ‌های ژوراسیک را در ایران مرکزی و زون سنندج - سیرجان تفاوت چندانی نیست. در واقع آنچه در چهارگوش اقلید دیده می‌شود، حاشیه ایران مرکزی و کناره‌های زون سنندج - سیرجان است.

چنانکه گذشت تفاوت چندانی بین سنگ‌های پالئوزوئیک این دو زون نیز وجود ندارد و تنها اختلاف عمده در شدت ماگماتیسم و در نتیجه وفور سنگ‌های ماگماتی در زون سنندج - سیرجان و قلت آنها در ایران مرکزی و نیز اختلاف میزان دگرگونی میان این دو زون است.

رابطه سنگ‌های ژوراسیک و سنگ‌های قدیمی تر، در هیچ جای چهارگوش معلوم نیست، چه آنکه تمام حد و حدودها را تکتونیک شکننده از هم گسلانده است. گرچه بگفته کسانی که هر کدام بنحوی در این ناحیه مطالعه داشته‌اند سنگ‌های ژوراسیک پائین روی سنگ‌های دگرگونی را فرامی‌گیرد.

برای مثال: طراز (۱۹۷۲)، ریکو (۱۹۷۴)، پورکرمانی (۱۹۷۷)، ولی این مطلب جز بر حدس و گمان، بر چیز دیگری استوار نیست.

ناگفته نماند که در چهارگوش اقلید، سنگ‌های ژوراسیک بالا تقریباً در یک روند شمال غربی - جنوب شرقی بین کوه سرخ زیتون - گوشتی و خونخوره با واسطه کنگلومرانی متشکل از قطعات سنگ‌های قدیمی تر از خود، روی سنگ‌های دگرگونی می‌نشیند. ولی چگونه می‌توان با وجود تداوم پیوسته همین سنگ‌های ژوراسیک بالا با سنگ‌های ژوراسیک قدیمی تر در اطراف همین رخنمون‌های اندک و پراکنده، چنین وضعیتی را عادی تلقی کرد؟ این سنگ‌ها بنظر بازمانده از

سفره‌های رورانده‌ای می‌ماند که ریشه در دورتره‌های ایران مرکزی، یعنی در جایی دارد که ژوراسیک بالا بر گستره‌های بیرون مانده از آب و فرسوده، پیشروی داشته است. این مطلب در مورد سنگهای کرتاسه نیز مصداق دارد، چه با تداوم پیوسته ردیف‌های رسوبی از ژوراسیک بالا تا کرتاسه بالا (سنومانین) باز دیده می‌شود که آهک‌های اوریتولین دار آبتین با کنگلومرانی قرمز رنگ در قاعده، در همان حوالی ظاهر می‌شود. بدین مطلب در بحث از تحول ساختاری ناحیه خواهیم پرداخت. حال به بینیم که چینه‌شناسی ژوراسیک در زونهای ایران مرکزی و سندج - سیرجان چگونه است.

ریکو (۱۹۷۴) ردیفی از شیل‌های قرمز و کوارتزیت‌های سبز به ضخامت ۱۵۰ متر و حدود ۹۰۰ متر آهک‌های آواری اوولیتیک سیاه با زمینه‌ای زرد رنگ بر تارک آنها را گروه گلو معدن نام نهاده و سن آنها را بین دوگرتا طلوع کرتاسه یاد می‌کند. این سنگها در کوههای دلال در شمال تک و ختانیان تا نزدیکی ده بید گسترش دارد.

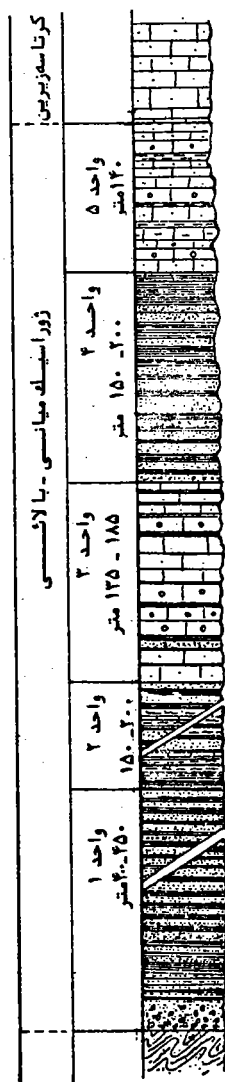
طراز (۱۹۷۲) سنگهای ژوراسیک را ردیف‌هایی متشکل از ماسه‌های آهکی با چینه‌بندی چلیپائی، آهک‌های کنگلومرانی، آهک‌های اوولیتیک، آهک ریفی، آهک و مارن ماسه‌ای با نقش موج و آثار کرم شرح می‌دهد که ضخامت کلی آنها ۱۲۰۰ تا ۱۴۰۰ متر است. طراز این سنگها را به شش واحد تقسیم می‌کند و سنی، معادل لیاس تا پایان ژوراسیک برای آنها قائل است.

پورکرمانی (۱۹۷۷) همان توصیف و تقسیم‌بندی طراز را ارائه می‌دهد، منتها تمامی ردیف‌های او را مربوط به ژوراسیک نمی‌داند، چه او در واحد ۴ طراز فسیل‌هایی یافته که متعلق به ژوراسیک بالا تا کرتاسه پائین (قاعده کرتاسه) است.

Cladocarpis mirabilis, *Pseudocyclammina lituus*, *Cylindroporella* sp.. (Sudgeni)

از آن پس فهرستی از فسیل‌هایی بدست می‌دهد که تعلق واحدهای ۵ و ۶ طراز را به کرتاسه پائین مسلج می‌دارد. در حقیقت چنین نیز هست، و با آنچه ما نیز یافته‌ایم معلوم گشته که گذر ژوراسیک به کرتاسه در همین واحد ۴ طراز (۱۹۷۲) صورت می‌گیرد.

واحد شیل‌های قرمز و کوارتزیت‌های سبز ریکو (۱۹۷۴) همان واحد ۴ طراز است و در نتیجه ۹۰ درصد از سنگهای گروه گلو معدن به کرتاسه تعلق دارد و نه چنانچه ریکو پنداشته به ژوراسیک، در زیر به شرح ستونی چینه‌شناسی از سنگهای ژوراسیک می‌پردازیم که بفرخور لیتولوژی و تا حدودی به تبع از طراز (۱۹۷۲) به ۵ واحد از پائین به بالا تقسیم شده است (شکل ۱۹).



آهک ماسه‌ای، آهک اواولیتی، آهک مارنی و مارن

شیل، ماسه سنگ و کنگلومرا (در سطح هوازده ارغوانی رنگ)

آهک تخریبی، آهک اواولیتی (در سطح هوازده سیاه رنگ)، شیل‌های آهکی و ماسه سنگ

شیل‌های سیلتی - مارنی، ماسه سنگ، شیل‌های آهکی، آهک‌های نازک لایه

شیل‌های سیلتی - ماسه سنگ، چند لایه آهکی نازک لایه

شکل ۱۹ - نمای ستون چینه‌شناسی سنگهای ژوراسیک در زون ایران مرکزی - سندیج سیرجان اقتباس با تغییر از

طراز ۱۹۷۳

واحد ۱ (Js)

این واحد در شمال شرق گردنه کولی کش و در کوه قندیله گسترش وسیعی دارد. تناوبی است از شیل های سیلتی به رنگ سبز زیتونی و خاکستری و ماسه سنگ که نقش موج در آنها بخوبی آشکار است. در بخش های بالائی این واحد، سازند کربناتی نیز بر سازندهای دیگر افزوده می گردد بطوری که شیل ها و ماسه سنگ ها به شیل و ماسه سنگ آهکی تبدیل می گردد و چندین لایه نازک آهک ریز دانه اوایلیتی زرد رنگ به ضخامت یک تا ۲ سانتی متر ظاهر می گردد و سپس شیل ها و آهک ها غالب آمده و به سرشت اصلی خود باز می گردد. در ۵ کیلومتری غرب خوانخوره در ورود به دره تقریباً ۱۰۰ متر کنگلومرای درشت اندازه در بخش پائینی این واحد دیده می شود که طراز (۱۹۷۲) آنرا کنگلومرای قاعده این واحد می انگارد جز بقایای نادری از فسیل های گیاهی، فسیل دیگری که مبین سن این واحد باشد در آن دیده نشده است. حد این واحد با سنگهای دگرگونه در کوههای قندیله ظاهر شده و در گردنه کولی کش، در غرب کوه یال خری گسلیده است. ضخامت این واحد را طراز (۱۹۷۲) ۴۰۰ تا ۴۵۰ متر تخمین زده است.

واحد ۲ (Jbg)

این واحد از شیل های سیلتی - ماری برنگ سبز زیتونی تا خاکستری تیره، لایه های نازکی از ماسه سنگ قهوه ای رنگ شینهای آهکی و آهک های نازک لایه و اوایلیتی سیاه رنگ تشکیل می شود که بر رویهم حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر ضخامت دارند، گذر این واحد به واحد ۱ در پائین واحد ۳ در بالا تدریجی و پیوسته است. سهیلی این واحد را با سازند بغمشاه قابل مقایسه دانسته و در نقشه چهارگوش اقلید نیز چنین آمده است.

سن واحدهای ۱ و ۲ طراز (۱۹۷۴)، پورکرمانی (۱۹۷۷) و سهیلی واحد ۱ را بسبب شباهت در لیتولوژی با سازند شمشک قابل مقایسه دانسته و در نتیجه سن لیا را برای این واحد در نظر گرفته اند، نه در این واحد و نه در واحد ۲ فسیل یافت نشده که اینچنین فرضی را مسجل بدارد. از طرف دیگر در طبقات پائینی واحد ۳ یا به عبارتی در طبقات گذری بین واحدهای ۲ و سه طراز (۱۹۷۲) سید اریس های فراوانی یافته است، تنها امونیت موجود را دکتر سید امامی تعیین و به بازوسین نسبت داده است.

Eudmetoceras (Euaptetoceras) klimakomphalum (VACEK)

بدین ترتیب حد بالای واحد ۲ سنی حداقل معادل یا قدیم تر از بازوسین دارد، از طرف دیگر تاکنون در ایران حرکاتی در مرز بین تریاس بالا و ژوراسیک پائین شناخته نشده تا بتواند ایجاد کنگلومرایی در این حد مرز بنماید و در همه جا گذر بین سازندهای نایبند و شمشک چنان تدریجی است که اکثراً تمیز بین این دو سازند را مشکل می کند. وجود ۱۰۰ متر کنگلومرای

درشت اندازه در قاعده واحد ۱ مبین حرکاتی است که پس از سازند نایبند (که در چهار گوش اقلید رخنمون دارد) و پیش از رسوب این واحد اتفاق افتاده است که معمولاً چنین حرکاتی مربوط به اواخر لیا س با دو گراست که پیشروی دریای ژوراسیک بالائی را بدنبال دارد. بدین ترتیب می توان واحدهای ۱ و ۳ را مربوط به اواخر لیا س تا اوایل دو گر تصور نمود.

واحد ۳ (Jd)

این واحد رویهم رفته از آهک های آواری تشکیل شده و بین ۱۳۵ تا ۱۸۵ متر ضخامت دارد. در کوه های قندیل از آهک های سیاه رنگ اواولیتی و آهک های شیلی با میان لایه هائی از ماسه سنگ تشکیل می گردد که بتدریج بطرف بالا به آهک های ماسه ای و از آن پس به ماسه سنگ های آهکی تبدیل می گردد. آهک های سیاه رنگ اواولیتی در تمام این واحد چندین بار با ضخامت های ۴ تا ۵ متری تکرار می گردد که هر طبقه خود از لایه های نازک ۱۰ سانتی متری تشکیل می شود که در حد فاصل آنها لایه های نازک آهک ماسه ای با رنگ هواز دگی قهوه ای به ضخامت ۱ تا ۲ سانتیمتر دیده می شود نقش موج در طبقات ماسه سنگی بفر اوانی دیده می شود. آهک ها انباشته از صدف دو کفه ایها، مرجان است. دکتر حمدی میکروفسیل های زیر را در میان این واحد تعیین و آنها را به ژوراسیک بالائی نسبت داده است.

Nautiloculina oolithica MOHLER, *Litula* sp., *Pseudocyclammina* cf. *jakardi*, *Pseudocyclammina*, *Pfenderina* sp., *Aptychus*.

در شمال شرق کوه یال خری و در غرب روستای خوانخوره این واحد از یک سری آهک های ریفی بریوزوآ و آک دار تیره رنگ با طبقاتی از آهک اواولیتی و ماسه سنگ آهکی تشکیل می شود. تغییر رخساره در این واحد در فواصل کوتاه انجام می گیرد. چنانکه گاه طبقات ماسه سنگی را همان آهک ریفی جانشین می شود، ولی رویهم رفته همیشه در قسمت بالای این واحد ۲۰ متر آهک ریفی سخت تیره رنگ که جا تا جا اواولیتی است دیده می شود و بخش پائینی آنرا آهک کنگلومرانی (با قطعاتی تا ۱۰ سانتیمتر) که ضخامت آن به ۵ متر می رسد تشکیل می دهد. پاره ای از فسیل هائی که دکتر گلستانه در میان این واحد مطالعه نموده بقرار زیر است:

Ammobaculites sp., *Valvulinides*, *Nubecularia* sp., *Litocodium* sp., *Acolisaccus*, *dunningtoni* ELLIOTT, *Pycnoporidium* cf. *lobatum* YABE, TOYAMA.

که سنی از کالوین تا کیمریجین را نشان می دهند. بدین ترتیب سن واحد ۳ از باژوسین تا کیمریجین خواهد بود.

واحد ۳ در کوه سرخ زیتون، شمال شرق چهرک در شرق و جنوب شرق روستای گوشتی و

همچنین در کوه گندم ریز از حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر آهکی تشکیل می‌شود که با واسطه شیل و از آن پس کنگلومرا روی سنگهای دگرگونی می‌نشیند. رویهمرفته ترتیب زیر را در این ردیف‌ها می‌توان مشاهده نمود.

پائین: سنگهای دگرگونی

۴ تا ۵ متر کنگلومرای قرمز رنگ که قطعات آن از ریولیت، مرمر، ماسه سنگ و آهک تشکیل می‌شود. این قطعات بیشتر زاویه دار است.

۱۰ تا ۱۵ متر ماسه سنگ با خمیره آهکی بزرگ فرسایشی قهوه‌ای تا قرمز رنگ با لایه بندی نسبتاً نازک ۱۰ تا ۲۰ سانتیمتری.

حدود ۳۰ تا ۴۰ متر شیل‌های سیلتی مارنی، سرسیت دار که بطرف بالا به شیل‌های آهکی و آهک‌های شیلی تبدیل می‌گردد. در این آهک‌های شیلی — مارنی، فسیلهای فراوانی از آمونیت و بلمنیت یافت می‌شود.

روی این آهک‌های شیلی را آهک‌های نسبتاً ضخیم لایه خاکستری رنگ فرامی‌گیرد که برخی از طبقات آن کنگلومرانی است که ضخامت آن ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر است. آمونیت‌های زیر را که از میان آهک‌های شیلی — مارنی جمع‌آوری شده دکتر سید امامی مطالعه نموده است.
Lithoceras sp., *Atoxioceras sp.*, *Perisphinctoid ammonites*.

که سنی معادل ژوراسیک بالا کیمریجین پائین دارد.
بنظر می‌آید که واحدهای ماسه سنگی و شیلی — مارنی، خلاصه شده واحد ۲ و احیاناً ۱ و ۲ باشد.

واحد ۴

رسوبهای تشکیل دهنده این واحد عبارتند از شیل‌های سیلتی ارغوانی تا سبز مایل به آبی و نیز ماسه سنگهای سیلیسی قرمز رنگ با میان لایه هائی کنگلومرانی که عناصر تشکیل دهنده آنها را اکثراً کوارتزهای گرد شده به قطر ۲ تا ۳ سانتیمتر تشکیل می‌دهد. تناوبی از لایه‌های نازک آهکی (ضخامت ۰/۲ متر) و ماسه سنگ‌های قرمز رنگ بخش میانی این واحد را تشکیل می‌دهد. گرچه رابطه این واحد را با واحدهای زیر و زیر آن تکتونیک شکننده از هم گسلیده است، ولی در شمال روستای چیان گذر آن با واحد ۳ و در گردنه اوجارو و نیز در شمال روستای سوریان دیده می‌شود که پیوسته و تدریجی است. در این واحد پورکرمانی (۱۹۷۷) فسیل‌های زیر را که متعلق به ژوراسیک بالا تا کرتاسه پائینی است یادآور گشته است.

Pseudocyclammina lituus, *cladocorpsis mirabilis*, *Cylindroporella sp.*, (Sudgeni?).

واحد ۵

رسوبات این واحد را آهک های ماسه ای، آهک های اواولیتی، آهک های مارنی و مارن تشکیل می دهد. رنگ آهک ها زرد تیره تا قهوه ای رنگ و مارن ها سفید تا کرم است. این واحد ضخامت زیادی دارد بطوری که بخشی از آن را ریکو (۱۹۷۴) در مقطع گلومعدن ۹۰۰ متر گزارش می دهد. در گردنه اوجار و جدود ۵۳۰ متر از آن بجای مانده و در کوه های ختائیان نیز چنین ضخامت هایی از آن دیده می شود. ولی تنها بخش اندکی (حدود ۱۴۰ متر) از این واحد ضخیم به ژوراسیک تعلق دارد و بقیه مربوط به کرتاسه پائینی است.

در زون رادیولاریتی - افیولیتی رسوبات ژوراسیک را طبقاتی از آهک های سیلیسی تشکیل می دهد که روی هم رفته بین ۸۰ تا ۱۲۰ متر ضخامت دارند (ریکو ۱۹۷۴). این طبقات شامل آهک های سیلیسی، اواولیتی و میکروبرشی است که با لایه های سانتیمتری از شیل های سبز رنگ و چرت در تناوب اند. گذر این آهک های سیلیسی به مارن های سیاه تریاس و رادیولاریت های کرتاسه تدریجی است و حدود آنها دیاکرونیک است چنانکه در بعضی جاها رادیولاریت از ژوراسیک شروع می شود و در برخی جاها رسوب آهک های سیلیسی تا کرتاسه ادامه پیدا می کند و یا اینکه سن بخش های پائینی آهک های سیلیسی تا تریاس بالا نیز می رسد.

۵-۳-۳- سنگ های ژوراسیک در زاگرس

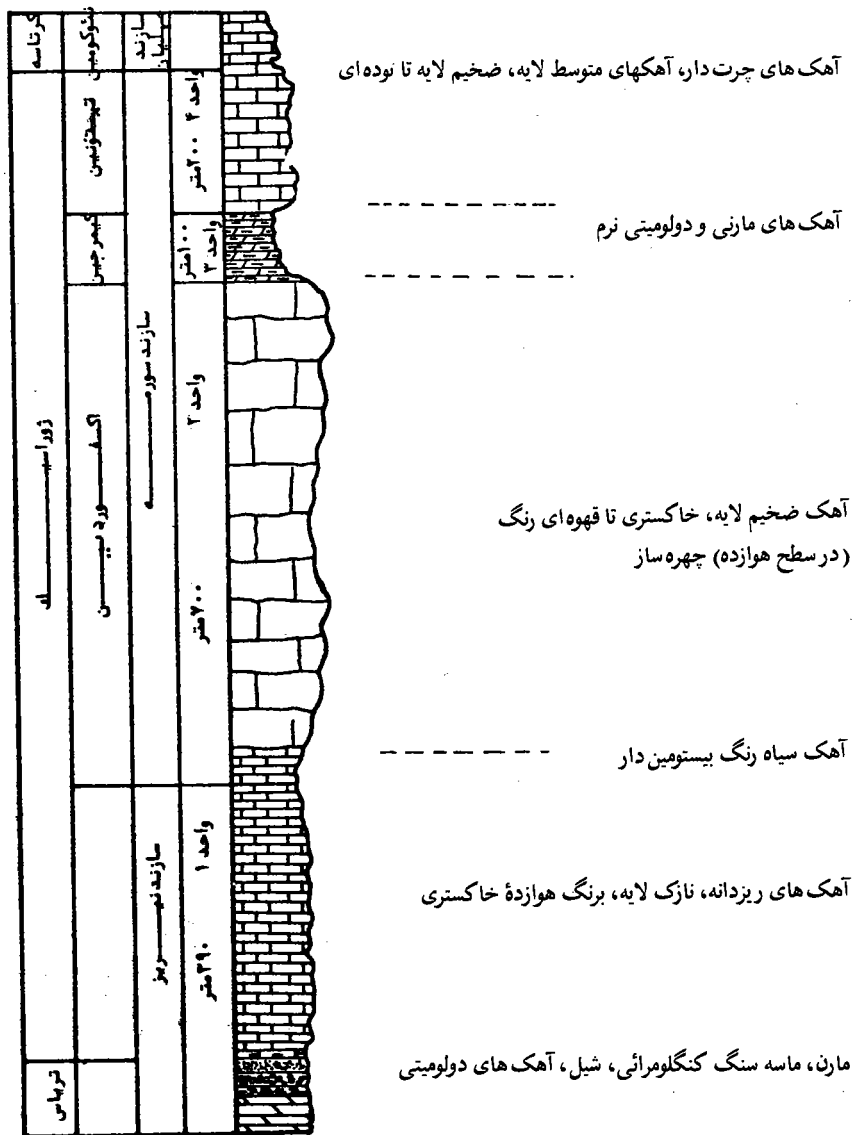
سنگ های ژوراسیک در زون زاگرس چهارگوش اقلید از ۴ واحد با ضخامتی حدود ۱۴۰۰ متر تشکیل می شود. تمامی رسوبات ژوراسیک در این زون از آهک ساخته می شود که به فراخور محیط رسوبگذاری سرشت های گوناگون دارند. این واحدها از پائین به بالا به شرح زیر است (شکل ۲۰).

واحد ۱

این واحد که در نقشه چهارگوش اقلید، بصورت بخشی از سازند نیریز نشان داده شده است از ۳۹۲ متر لایه های نازک آهکی ریزدانه خاکستری تیره تا روشن رنگ تشکیل می شود که اندکی رسی و تا حدودی نرم و زود فرسا است. این واحد با واسطه چند متر ماسه سنگ کنگلومراتی بطور همشیب روی سنگ های تریاس بالائی قرار می گیرد. گذر آن به واحد بالائی (واحد ۲) پیوسته و تدریجی است.

علاوه بر استراکود، لاملی برانش، اکیئوئید، فسیل های زیر گزارش شده در این واحد نیز سن آنرا به ژوراسیک فوقانی نسبت می دهد.

Nautiloculina sp., *Calpionell* sp., *Saccocoma* sp., *Thaumatoporella* cf. *pauesulifeira*.



شکل ۲۰ - نمای ستون چینه شناسی سنگهای ژوراسیک درزون زاگرس «چهارگوش اقلید»

واحد ۲

این واحد که در نقشه چهارگوش اقلید بصورت بخشی از سازند سورمه نشان داده شده است از ۷۰۰ متر آهکهای دانه متوسط تا ضخیم لایه سخت تشکیل شده که به سبب طبیعت دیرفرسای خویش، صخره ساز است. رنگ هوازده این آهک خاکستری و در مقاطع تازه خاکستری تیره تا سیاه رنگ مایل به قهوه ای است. این واحد با ۵۰ متر آهک سیاه رنگ شروع می شود که دارای فسیل های لیتیوتیس (Lithiotis) است که در زاگرس بعنوان طبقات مشخص کننده مشهور است و سپس با آهکهای نریتیک آلک دار، کالکارنایت و گاه آهکهای مارنی ادامه پیدا می کند. مطابق مطالعات گلستانه (۱۹۶۵) سن این واحد از لیاس تا اکسفوردین است.

واحد ۳

از ۱۰۰ متر آهکهای دانه ریز دولومیتی تا آهکهای رسی نرم تشکیل شده که فرسایش پستی نسبت به واحدهای زیرین خود دارد. در این واحد که در نقشه چهارگوش اقلید بصورت جزئی از سازند نیریز نشان داده شده، ریکو (۱۹۷۴) فسیلهای زیر را گزارش می کند که تعلق آنها به ژوراسیک بالا حداکثر تا کیمبرجین مستجل می دارد.

Nautiloculina oolitica, *Pfenderina trochoidea*, *Pseudocyclamina lituus*, *Kurnubia palastiniensis*.

واحد ۴

از ۲۰۰ متر آهک های ضخیم لایه توده و صخره ساز تشکیل می شود که دارای رنگی کرم تا خاکستری است. این واحد که بصورت بالا ترین بخش سازند سورمه در چهارگوش اقلید نشان داده شده جزء طبقاتی است که ریکو (۱۹۷۴) آنها را طبقات گذری ژوراسیک — کرتاسه نام نهاده و فسیلهای زیر را در میان آنها گزارش کرده است.

Crassicollavia Parvula, *Calpionella alpina*, *Saccomidae*, *Globochaetae alpina*.

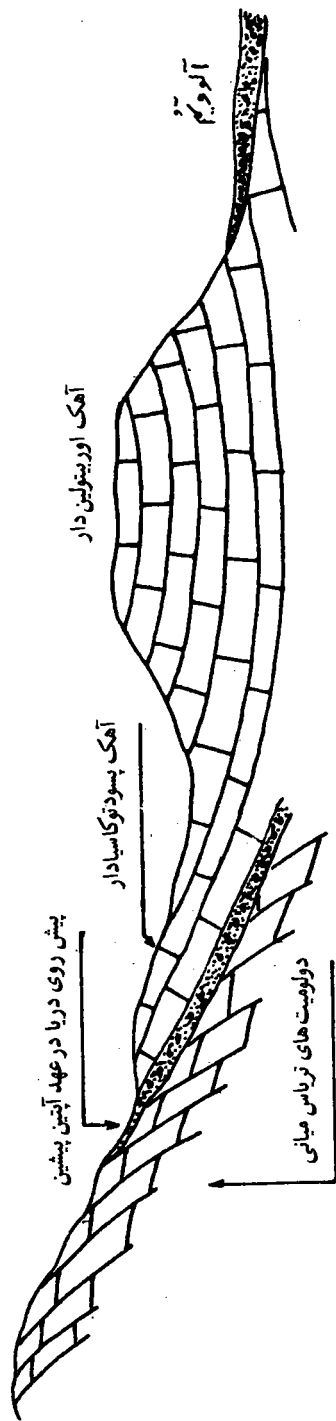
که مبین سن کیمبرجین تا تیتونین بالا است.

۶-۳-۳- سنگهای کرتاسه در ایران مرکزی

سنگهای کرتاسه در ایران مرکزی گسترش چندانی ندارد، و به چند رخنمون پراکنده در دامنه های شمال کوههای همبست — قندیل خلاصه می شود. ضخامت کلی این سنگها به زحمت از ۳۰۰ متر تجاوز می کند و سنی معادل آبتین پیشین تا سنومانین دارد. ارتباط این سنگها با ردیف های زیرین و زبرین خویش اکثراً گسلیده شده ولی در برخی جاها از جمله در ۱۱ کیلومتری شمال دهکده هنشک دیده می شود که این سنگها با واسطه چند متر کنگلومرا روی دولومیت های تریاس میانی پیشروی دارد (شکل ۲۱). فسیل هائی که طراز (۱۹۷۲) از قاعده این

شمال شرق

جنوب غرب



شکل ۲۱- پیشروی دریای آئین «کرتاسه» در ایران مرکزی، (۱۱ کیلومتری شمال دهکده هشتک) نقل از طراز ۱۹۷۲

سنگها در این محل گزارش داده به آبتین پیشین تعلق دارد.

Pseudotuoocasia cf. catalaunica ASTRE *Orbitolina discoidea*

سنگهای کرتاسه بالائی در ایران مرکزی دیده نشده است، چه بسا این سنگها در این زون رسوب نموده و از آن پس در فاصله زمان طولانی بیرون ماندن از آب فرسوده، شسته و رفته شده باشد، چه آنکه قدیم ترین ردیف هائی که سنگهای کرتاسه را با دگرشیبی فرامی گیرد به اولیگوسن تعلق دارند.

در زیر شرح مقطعی از یکی از رخمون های پراکنده سنگهای کرتاسه در جنوب غربی برد شیراز می آید که گرچه ضخامت چندانی ندارد ولی نمایانگر چهره محلی این سنگها از طبقات آغازین آنها است.

— پائین سنگهای تریاس.

— ۹ متر کنگلومرای قرمز رنگ با قطعات اکثراً آهکی بقطر حداکثر ۵۰ سانتیمتر که نیمه گرد است و چندان جور نیست، خمیره این کنگلومرا ماسه سنگ آهکی است.

— ۳۵ متر تناوب رس، مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا با طبقاتی به ضخامت یک متر که رنگ همگی قرمز است.

— ۱۰ متر مارن ماسه ای قرمز رنگ.

— ۴۱ متر تناوب ماسه سنگ آهکی و مارن ماسه ای.

— ۴۵ متر مارن آهکی آبی متمایل به سبز با میان لایه هائی از آهک.

— واحد فسیل های گاستروپود و خار پوست فراوان است.

— ۳۰ متر آهک مارنی اوربیتولین دار با لایه بندی منظم به رنگ فرسایشی خاکستری تا زرد کم رنگ. ضخامت هر طبقه حدود ۷۵ سانتیمتر است.

— گسلیده و فرسوده شده است.

میکروفسیل های زیر از این طبقات بدست آمده و توسط دکتر بهاء الدین حمدی مطالعه شده که سنی از آلبین تا سنومائین را نشان می دهد.

Pseudolituolina sp., *Pseudochrysalidina* sp., *Cuneolina* sp., *Orbitolina* cf. *Concava*, *Pseudocyclummina* sp., *Haplophragmium* sp., *Terquemella* sp..

سنگهای کرتاسه ایران مرکزی اکثراً بصورت سفره هائی روی سنگهای زون سنندج —

سیرجان رانده شده و گاه این توهم را پیش آورده که در این زون نیز دریای بارمین — آبتین پیشروی داشته است و حال آنکه چنانکه خواهیم دید در زون یاد شده دریای کرتاسه از بریازین تا سنومانین پیوسته پایدار بوده است.

۷-۳-۳- سنگهای کرتاسه در زون سنندج - سیرجان

تداوم بین رسوبات ژوراسیک و کرتاسه در زون سنندج - سیرجان بگونه ایست که تمیز بین ایندو از نظر لیتولوژی و انعکاس آن بر نقشه میسر نبوده و بدینجهت سنگهای ژوراسیک بالا - نئوکومین بصورت یک واحد با علامت *JK* مشخص شده است. این رسوبات در ارتفاعات کوههای لای تاریک ختائیان، در جنوب دره بوانات و نیز در شمال گردنه اوجارو گسترش فراوانی دارد و همان ردیف هائی است که ریکو (۱۹۷۳) گروه گلو معدن نام نهاده طراز (۱۹۷۲) از آنها بنام سنگهای ژوراسیک بالا یاد کرده است. دو مقطع از این ردیف های سنگی در کوه خالیش و گردنه اوجارو مطالعه شده که پیوستگی بلا انقطاع رسوبات کرتاسه را از بریازین تا سنومانین نشان می دهد.

سنگهای آبتین تا سنومانین از نظر لیتولوژی چندان بی شباهت به همین ردیف سنگهای ایران مرکزی نیست، با این تفاوت عمده که بطور پیوسته در پی رسوبات نئوکومین می آید و نشان می دهد که دریا، از ژوراسیک تا این زمان، این ناحیه را ترک نکرده و چندان تغییری نیز در ژرفای آن بوجود نیامده بوده است. دیگر وجود سنگهای آندزیتی بازالتی که بصورت گدازه و آذر آواری این سنگها را در زون سنندج - سیرجان همراهی می کند.

آنچه در زیر می آید شرح مقطعی است که در کوه خالیش اندازه گیری شده است:

(شکل ۲۲)

پائین آهک های اوولیتی و آواری ژوراسیک بالائی (تیتونین):

۱- ۱۱۰ متر آهک های آوری - اوولیتی و اندکی مارنی با میان لایه هائی از فورش سنگ و ماسه سنگ های ریزدانه، رنگ سنگهای این واحد در سطوح هوازده زرد قهوه ای و در سطوح تازه خاکستری تیره است. در این واحد فسیل های زیریافت شده و توسط دکتر بهاء الدین حمدی مطالعه گردیده است.

Nautiloculina sp., *Trochammina* sp., *Ammocycloloculina* sp., *Lenticulina* sp.,
Algae: *cylindroporella* sp., *Macroporella* sp..

که تعلق این واحد را به بریازین مسجل می دارد.

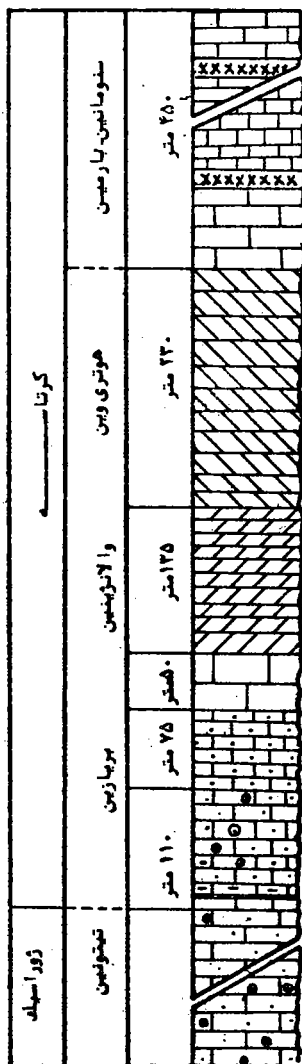
۲- ۷۵ متر آهکهای آواری شبیه واحد ۱.

۳- ۵۰ متر آهکهای نسبتاً ضخیم لایه، میان لایه خاکستری رنگ.

۴- ۱۳۵ متر آهکهای دولومیتی قهوه ای رنگ با لایه های متری.

۵- ۲۳۰ متر طبقات دولومیتی خاکی - قهوه ای رنگ با لایه بندی منظم و ضخامتی در

حدود متر.



آهکهای زردیست دار
 آهکهای ریزدانه، آهک های مارنی، میان لایه، خاکستری رنگ
 بازالت
 آهکهای اویستولین دار

دولومیت تا دولیت آهکی

آهکهای دولومیتی

آهکهای ضخیم لایه

آهک های تخریبی

آهکهای
Ammocycloloculina
 دار

آهک های آواری
 آهکهای آلینی-مارنی
 فورش سنگ

شکل ۲۲. نمای ستون چینه شناسی کرتاسه پائین درزون سنندج - سیرجان

در واحدهای ۲ تا ۵ فسیل مشخصی که اشکوب آنها را تعیین کند بدست نیامده ولی از مجموعه فسیل ها و بیر موقعیت چینه شناسی آنها می توان چنین نتیجه گرفت که سن این واحدها کا جمعاً حدود ۴۹۰ متر ضخامت دارند، از اشکوب والاثرینین تا هوتری وین است، زیرا اولین طبقاتی که روی دولومیت های واحد ۵ قرار می گیرد دارای فسیل های بارمین است که بشرح زیر توسط دکتر بهاءالدین حمدی مطالعه شده است:

Dictyoconus arabicus, *Orbitolindae*. *Permocalculus* sp., *Acicularia* sp., *Neomeris* sp.

۶- ۵۰ متر آهکهای خاکستری تیره رنگ، ریزدانه با لایه بندی منظم که در بعضی قسمتها اندکی مارنی می شود (KII). در میان این طبقات گدازه ها و آذر آوارهای آندزیتی بازالتی (KIV) چندی حضور دارند.

در برخی از لایه های این واحد اوریستولین بفراوانی دیده می شود ولی در برخی دیگر مخصوصاً از قسمت های بالا تر پوسته های دو کفه ایها رودیست و اوسترا فراوان و اوریستولین کمتر مشهود است.

فسیل های زیر را دکتر بهاءالدین حمدی از میان این واحد مطالعه نموده و به اشکوب های اپتین تا سنومانین نسبت داده است:

Orbitolina conica, *Iraqia* sp., *Orbitolina* cf. *lenticulina*, *Pseudolituonella* sp., *Hensonella* sp., *Ammobaculites* sp..

بالای واحد ۶ واحد دیگری دیده نمی شود، ولی با اینهمه در دامنه های جنوبی همین کوههای خالیشت - تختایان ردیف هائی وجود دارد که متعلق به اشکوبهای تورنین تا کنیاسین است. ارتباط این ردیف ها با سنگهای زیرین و زبرین خویش گسلیده است و معلوم نیست آیا با واحد ۶ تداومی داشته یا بین آنها را یک خلاء رسوبگذاری فاصله افکنده است. بهرحال اگر چنین باشد خلاء چندان مهمی نبوده است.

رسوبات تورنین - کنیاسین از آهکهای دانه ریز و پلاژیک سبز متمایل به آبی تا صورتی رنگی تشکیل می شود که دارای فسیل های کلوبوترونکانا است و بیش از ۱۰۰ متر از ضخامت آنها برجای نمانده است. این رسوبات دارای فسیل های زیر است که توسط دکتر بهاءالدین حمدی تعیین شده است.

Globotruncana lapparenti, *Globotruncana Coronata*, *Globotruncana helvetica*, *Stomiosphaera Sphaerica*, *Calcisphaerula innominata*, *Pithonella ovalis*.

۱-۷-۳-۳- سنگهای کرتاسه در زون رادیولاریتی - افیولیتی

در این زون سنگهای کرتاسه از سه واحد مشخص از پائین به بالا بشرح زیر تشکیل می شود.

۱- واحد رادیولاریتی

— پائین آهک های سیلیسی ژوراسیک

تناوبی از لایه های نازک رادیولاریتی، شیلی و آهکی ریزدانه که رنگ عمومی آنها قهوه ای قرمز رنگ است، ولی میان لایه های سبز و آبی رنگی دارد که چهره مشخصی نشان می دهد. وجود کانیهای پلاژیوکلاز و کوارتز و کلریت در میان برخی از لایه های این واحد، منشأ ولکانیک آنها را مستدل می دارد و بنظر توف ها و گدازه هائی است که با این نهشته ها عجین شده است. ضخامت این وحد رادیولاریتی بین ۱۵۰ تا ۶۰۰ متر متغیر است و این به سبب دیاکرونی بودن آن در مقاطع مختلف است.

در حقیقت رسوبات رادیولاریتی از همان آغاز ردیف های رسوبی زون رادیولاریتی افیولیتی یعنی از تریاس بالا شروع می شود ولی در ژوراسیک بالائی و کرتاسه پائین و به عبارتی دقیق تر در نوکومین بر دیگر رسوبات آواری پیشی گرفته و چهره مشخص ردیف رادیولاریتی بخود می گیرد.

تداوم رسوبات رادیولاریتی از ژوراسیک بالائی تا نوکومین، وضعیتی مشابه با زون سنندج — سیرجان را در این فاصله زمانی تصویر می کند، با این تفاوت که در آنجا غلبه با آهکهای آواری — اواولیتی است و در اینجا غلبه با رسوبات سیلیسی مربوط به محیط های ژرف است.

۲- واحد آهک کنگلومرانی

این واحد که در تعاقب واحد رادیولاریتی می آید دارای ضخامتی متغیر است که می تواند فرع فرسایش و تکتونیک باشد. طبقات این واحد را آهکهای کنگلومرانی، آهک های ضخیم لایه آواری، آهک های ماری زرد رنگ و کنگلومرا با خمیره های آهکی تشکیل می دهد که دارای فسیل های فراوانی از اوریتولین، رودیست و سایر دو کفه ایها است. در طبقات پائینی این واحد ریکو (۱۹۷۴) فسیل های *Orbitolina* sp., *Nezzazata* sp., *Salpingoporella dinarica* را گزارش می دهد که متعلق به اشکوب آپسین است. در طبقات بالائی آن نیز فسیل های اوریتولین و آلوئولین مربوط به اشکوب سنومانین یافت می شود، بدینترتیب سن واحد آهک کنگلومرانی، همانند واحد ۶ زون سنندج — سیرجان آپسین تا سنومانین است.

۳- واحد سنگهای ماستریشین

این واحد از نظر لیتولوژی و ضخامت وضعیت بسیار متغیری دارد و از نقطه ای به نقطه دیگر تغییر می کند. در ناحیه نیریز از آهک های رودیست داری تشکیل می شود که قابل مقایسه با آهک تاربور در زاگرس است و بنظر می آید با واسطه ماسه سنگ و کنگلومرا بطور دگرشیب روی

رسوبات پیش از سنونین از جمله رادیولاریت ها قرار گرفته باشد (ریکو ۱۹۷۴). در چهارگوش اقلید رابطه این ردیف ها که در انتها الیه جنوب شرقی ناحیه، در جنوب کوه دهار رخ می نماید با سنگهای اطراف خویش گسلیده است. آنچه در اینجا دیده می شود از پائین به بالا به شرح زیر است:

— مارنهای سبز و ارغوانی رنگ توأم با لایه های آهکی دانه ریز سبز رنگ به ضخامت هر لایه حدود ۵ تا ۱۰ سانتیمتر.

— آهکهای زرد تا زرد تیره فرامینفردار.

— آهکهای ضخیم لایه سفید رنگ متبلور مرجان دار.

— مارنهای قرمز رنگ.

— آهکهای زرد تا خاکستری رنگ.

— آهکهای دانه ریز قرمز رنگ با میان لایه هائی از سنگهای رادیولاریتی.

فسیل های زیر را دکتر بهاء الدین حمدی از میان این سنگها مطالعه نموده و سن آنها را به ماستریشین نسبت داده است.

Siderolites sp., *Siderolites* cf. *calcitrapoids*, *Orbitoides apiculata*, *Omphalocyclus macroporus*, *Alveolinid*, *Loftusia* cf. *persica*.

آمونیت زیر را از میان این رسوبات، دکتر سید امامی مطالعه و به ماستریشین نسبت داده

است:

Pachydiscus cf. *colligatus* (BINKHORST)

در کوه دال نشین ترادفی از رادیولاریت و گدازه های بازالتی وجود دارد که سن آنها به ماستریشین نسبت داده شده است (استونلی ...). در ناحیه نیریز نیز همین ترادف در سنگهای آمیزه رنگین دیده می شود (ریکو ۱۹۷۴). در جنوب کرختگان (چهارگوش اقلید) رخنمون هائی از رسوبات رادیولاریتی دیده می شود که شباهت زیادی به همان سنگهای رادیولاریتی آمیزه رنگین دارد که گرچه فسیلی در میان آنها یافت نشده ولی می توان آنها را احیاناً به ماستریشین نسبت داد.

۸-۳-۳- سنگهای کرتاسه در زاگرس

در زاگرس نیز همانند زون سنندج — سیرجان، رسوبهای کرتاسه بگونه ای پیوسته بدنبال رسوبهای ژوراسیک می آید و از نظر لیتولوژی نمی توان سنگهای پایانی ژوراسیک را از سنگهای آغازین کرتاسه تمیز داد، بهمین جهت این سنگها در نقشه چهارگوش اقلید، بر روی هم با علامت jskf نموده شده است.

رسوبگذاری در زاگرس در طول کرتاسه از نوکومین تا آلبین پیوسته است، بدون حادثه مهمی با بجا نهادن سنگهائی که اکثراً کربناتی است انجام می‌گیرد. در آلبین این زون دستخوش تحولاتی شده و رژیم رسوبگذاری تغییر می‌کند و گاه سنگهای آواری درشت اندازه برجای نهاده می‌شود. از آن پس وضع تا اواخر تورونین آرام است از کنیاسین تا پایان کرتاسه زون زاگرس در معرض حرکاتی قرار می‌گیرد که به نبوده‌های چین‌های و تغییرات مهمی در رخساره رسوبها می‌انجامد. سنگهای کرتاسه را در زاگرس به ۹ واحد تقسیم کرده‌اند که شرح این واحدها از پائین به بالا بقرار زیر است:

واحد ۱ — سازند فهلیان (JSKY)

همانطور که گفته شد سازند فهلیان با سازند سورمه بصورت یک واحد بر روی نقشه مشخص شده است.

اصولاً سازند فهلیان در چهارگوش اقلید دارای دو رخساره کاملاً مشخص و متمایز از یکدیگر است:

الف — آهکهای رسی بسیار ریز تا ریزدانه، متوسط تا ضخیم لایه بزرگ خاکستری تا قهوه‌ای روشن بنظر می‌رسد که سنگهای این واحد حالت گذرای بین سازند سورمه و سازند گدون باشد چه تنها در نقاطی که آهکهای بالائی سازند سورمه چرت دار هستند می‌توان حد آنها را با سازند فهلیان مشخص نمود. یعنی آهکهای رسی سازند فهلیان را که بطور همشیب روی آهکهای چرت دار سازند سورمه قرار می‌گیرد از آنها تمیز داد، ولی معمولاً حالت چرت دار سازند سورمه کمتر دیده می‌شود بطوری که آهکهای ریز تا متوسط دانه سازند سورمه با یک حالت تدریجی توسط آهکهای رسی فهلیان پوشیده شده خود سنگهای سازند فهلیان نیز با یک حد تدریجی و هم شیب در زیر آهکهای رسی گدون قرار می‌گیرد، با این وجه تمایز که سنگهای سازند فهلیان دیرفرسا است و برجسته می‌ماند (مخصوصاً در جنوب دریاچه کافترا این حالت بخوبی دیده می‌شود) در حالی که سنگهای سازند گدون زودفرسا است و حالت زین مانند بخود می‌گیرد.

فسیلهائی که در این رخساره از سازند فهلیان مطالعه شده بشرح زیر است:

Trocholina sp., *Pseudocyclamina lituus?*, *Lenticulina* sp., *Sachamina* sp., *Nautilocolina oolithica*, *Textularia* sp., *miliolid*, *Choffatella* sp., *Gastropod*, *Actinoporella* sp., *Salpingoporella annulata*, *Lithocodium aggregatum*, *Favorina* sp., *Cladocropsis* sp., *Cylindroporella* sp..

که مجموعه این فسیلها مبین زمان نوکومین است.

ب — در این رخساره روی آهکهای چرتی سورمه را بترتیب:

— آهکهای تخریبی دانه درشت خاکستری روشن و آهکهای رسی خاکستری روشن تا قهوه‌ای.

— آهکهای اواولیتی و پلیتی خاکستری روشن تا تیره.

— آهکهای تخریبی خاکستری خیلی روشن (سفید) می‌پوشاند.

رسوبات سازند فلهیان برخلاف رسوبات سازند سورمه بیتومینوز نیستند.

در قسمتهای زیرین این رخساره یک حالت خرد شده دیده می‌شود بطوری که لایه بندی آن چندان مشخص نیست.

فسیل‌هایی که در این رخساره دیده شده بشرح زیر است:

miliolid, Valvulinid, Textularid, Trocholina sp., Choffatella sp., Pseudocyclamina lithus, Trocholina elongata, Radiolaria spicules, Salpingoporella sp., Duchania sp., Lithocodium aggregatum, Cladocropsis sp..

که نشان‌دهنده زمان نوکومین است.

سازند فلهیان حدود ۴۰۰ متر ضخامت دارد.

واحد ۲ — سازند گدون (Kg)

سنگهای سازند گدون از سنگهای واحدهای زیرین و زیرین خویش نرم تر است و در نتیجه دچار فرسایش بیشتری می‌گردد. گذر این واحد با واحد یک تدریجی و همشیب است و با واحد ۳ یعنی آهکهای اوریتولین دار سازند داریان نیز چنین وضعیت پیوسته‌ای دارد. بین سازندهای گدون و داریان حدود ۳ تا ۴ متر آهکهای تا حدودی رسی متوسط تا ضخیم لایه خاکستری رنگ دیده می‌شود که پراز پیوسته‌های دو کفه‌ای (لایه گرنیادار) است، این طبقات که بالاترین حد سازند گدون را تشکیل می‌دهد به سبب چهره مشخص خویش می‌تواند به عنوان یک افق راهنما بکار گرفته شود. مقطع زیر از سازند گدون در جنوب دریاچه کافتار اندازه گیری شده که از جاهای دیگر کاملتر است و رویهمرفته حدود ۵۰۰ متر ضخامت دارد. شرح آن از پائین به بالا چنین است:

— سازند فلهیان

— ۱۸/۳ متر آهکهای رسی متوسط تا ضخیم لایه ریز دانه، خاکستری تا قهوه‌ای روشن

— ۴/۶ متر شیل‌های آهکی رسی خاکستری

— ۱۹ متر آهکهای رسی

— ۴ متر شیل

— ۲۹/۵ متر آهکهای رسی

— ۷/۵ متر شیل

— ۲۶/۷ متر آهکهای رسی

— ۸۸ متر شیل

— ۳/۶ متر آهکهای رسی

این شیلها و آهکها انباشته از پوسته دو کفه ای، مرجان و گاسترپد و دیگر فسیلها است.

— ۲۹۸/۸ متر شیلهای آهکی رسی خاکستری روشن که در آنها آمونیت های فراوانی

دیده می شود.

اصولاً کلیه سنگهای این سازند بیتومینوز است ولیکن لایه های شیلی بالائی در بعضی

نقاط بشدت بیتومینوز و سیاه رنگ است نظیر آنچه در جنوب چشمه رعنا دیده می شود.

فسیلهایی که در این سازند تشخیص داده شده شرح زیر است:

Dictyoconus arabicus, *cheffatella decipiens*, *Globigerinelloides*, *Trocholina* sp.,
Textularia sp., *Radiolaris*, *Miliolid*, *Ostracods*, *Microgastropods*, *Echinoid*
spine, *Rudist Fragments*, *Permocalculus* sp.,

که مبین زمان بارمین تا آپسین است.

واحد ۳ — سازند داریان (Kd)

سازند داریان از آهک تا آهکهای رسی ضخیم لایه، خاکستری رنگ اورپی تولین دار

تشکیل شده است که علاوه بر اورپی تولین، گاستروپد دو کفه ای مرجان و در لایه های بالا تر

رودیت نیز در آنها دیده می شود.

طبقات زیرین این واحد تا حدودی رسی سیلیسی است و حد آنها با سازند کدون هم شیب

ولی بسیار مشخص است. زیرا همانطوری که گفته شد یک افق آهکی رسی انباشته از پوسته

دو کفه ای (لوماشل) در زیرترین قسمت این سازند دیده می شود که می تواند طبقه گلیدی بحساب

آید، گذر سازند داریان به سازند کزدمی در نقاط مختلف با هم تفاوت می کند چنانکه در طرف

چپ جاده سیوند به تخت جمشید و همچنین در راه نقش رستم به ساروئی، سنگهای سازند داریان

را مارنهای زیتونی بگونه ای ناپیوسته فرامی گیرد ولی در نقاط دیگر لایه های آهکی رسی از سازند

کزدمی بطور هم شیب کاملاً مشخص و در عین حال ناپیوسته بروی سنگهای سازند داریان قرار

می گیرد.

سازند داریان در جنوب دریاچه کافترا اندازه گیری شده که ضخامت ۳۰۲ متری را متشکل

از آهک‌های تا حدودی رسی اوربی تولین دار نشان می‌دهد. رسوبات سازند داریان بیتومینو نمی‌باشد.

فسیل‌های زیر در سنگ‌های این سازند مطالعه شده است:

Orbitolina sp., *Nezzazata* sp., *Cyclammina* sp., *Miliolids*, *Textularids*, *Bigennerina* sp., *Hemicyclammina* sp., *Cuneolina* sp., *Pseudochrysalidina* sp., *Rudist* fragments, *Microgastropod*, *Algal debris*, *Valvulina picardi*, *Lithocodium aggregatum permocalculus* sp., *Choffatella diciapiens*.

که نشاندهنده سن آپسین برای سازند داریان است.

واحد ۴ - سازند کژدمی

همانطوری که گفته شد رسوبات زیرین سازند کژدمی در چهارگوش اقلید با دورخساره متفاوت بشرح زیر مشخص می‌شود:

الف - مارنهای زیتونی تا زرد روشن که دارای میان لایه‌هائی آهکی رسی است.
ب - با رسوباتی که حالت کنگلومراتی دارد و شامل قطعات آهکی رسی در یک متن آهکی رسی که پر از اوربیتولین‌های درشت است شروع شده و توسط آهک‌های رسی با تناوب شیلی دنبال می‌شوند.

یک ستون چینه‌شناسی از این سازند در نزدیکی آبادی ساروئی اندازه‌گیری شده که ضخامت آن بالغ بر ۴۰۵ متر می‌گردد. شرح این مقطع از پائین به بالا بشرح زیر است:
مارن سبز زیتونی روشن که دارای میان لایه‌هائی از آهک‌های رسی متوسط لایه خاکستری رنگ است. این آهک‌های رسی دارای اوربی تولین‌های نسبتاً ریز، گاستریت و مرجان می‌باشند.
در قسمت مارنی دارای *Gryphaea* sp. *Exogyra* sp. و سایر دوکفه‌ای‌ها، شکم‌پا و (echinoids) می‌باشد و در بخش‌های شیلی که بصورت خرد شده روی مارن ریخته شده آثاری از آمونیت و هم چنین در مارن‌ها تکه‌های شکسته‌ای از آمونیت دیده می‌شود. این مارن‌ها در قسمت‌های بالاتر بزرگ زرد می‌گراید، ضخامت این بخش ۸۴/۷ متر است.

تناوبی از آهک‌های رسی بزرگ خاکستری مایل به زرد، ضخیم لایه دارای اوربی تولین درشت، دوکفه‌ای اکی نوئید (echinoids) و لایه‌های مارنی و شیلی (آهک‌های رسی خرد شده) ضخامت هریک از بخش‌های آهکی رسی حدود ۸ متر است. ضخامت کلی این بخش ۹۲/۵ متر است.

۵۳/۶ متر، آهک‌های رسی ضخیم لایه زرد مایل به خاکستری دارای اوربی تولین درشت،

دوکفه ای شکم پایان، اکی نوئید.

— ۱۷۴/۴ متر مارن و شیلهای آهکی رسی.

همانطوری که در شرح سازند داریان گذشت در نقاطی که سازند کژدمی با رسوبات مارنی شروع می شود یک ناپیوستگی بین سازندهای داریان و کژدمی تقریباً مشخص است، ولی در نقاطی که توسط لایه های آهکی رسی با تناوب شیلی در سازند داریان دنبال می شود، این ناپیوستگی کاملاً مشخص است. سازند کژدمی وسط آهکهای رسی نازک لایه دارای آمونیت های باز شده سروک بطور هم شیب و در بعضی نقاط نیز توسط شیلهای آمونیت دار پوشیده می شود. البته سازند کژدمی نسبت به سازندهای بالائی و پائینی یعنی سازند داریان و سازند سروک دارای فرسایش پست تری است. رسوبات کژدمی نیز بیتومینوز می باشند.

فسیلهائی که در سازند کژدمی شناخته شده بشرح زیر است: (توسط ب. حمدی)

Hemicyclammina sp., *Orbitolina* sp., *Textularia* sp., *Pseudolittorina* sp., *Globigerinelloides* sp., *Heterohelix*, *Miliolid*, *Globigerina washitensis*, *Oligostegina* sp., *Microgastropod*, *Radiolaria* Ostracod, *Lithocodium aggregatum*, algal debris.

که سن سازند کژدمی را از آلبین تا سنومانین آغازی نشان می دهد.

واحد ۵ — سازند سروک

در مقطع تیپ این سازند که در تنگه سروک در بخش مرکز کوه بنگستان اندازه گیری شده است ۴ واحد مشخص گزارش شده است ولیکن در چهارگوش اقلید سازند سروک دارای دو رخساره نسبتاً متفاوت است و آنچه در هر دو رخساره تقریباً مشترک است، رسوبات قاعده این سازند است که از آهکهای رسی نازک لایه (که در بعضی نقاط کاملاً بحالت شیلی در آمده اند) تشکیل شده و بشدت بیتومینوز بوده و دارای آمونیت است که حتی در بعضی نقاط دارای آمونیت های باز شده بطور آزاد هستند.

میکروفسیلهای مشخص این بخش عبارتست از:

Calcisphaerula innominata, *Stomiosphaera sphaerica* *Pithonella ovalis*, *Pithonella typica*, *stomiosphaera conoidea*, *Planomalina* sp..

سن این بخش اواخر آلبین تا سنونین است.

حال به شرح هر کدام از این دو رخساره می پردازیم:

الف — روی آهکهای رسی نازک لایه را آهکهای سفید تا خاکستری روشن تا قهوه ای

رنگ می پوشاند که در قسمتهای بالاتر کمی قرمز رنگ می گردد.

این بخش در هسته ناودیس (کوه پلنگی) چرتی بوده و بشدت آغشته به اکسیدهای آهن غنی از رودیست است.

در گردنه امامزاده اسماعیل که سازند سروک نمایان شده است این بخش بصورت لایتریت آهنگار بخوبی مشخص است.

فسیلهایی که در دو بخش فوق الذکر دیده می شود بشرح زیر است:

Nezzata sp., *Pseudocrysatidina*, sp., *Textularia* sp., *Rabanitina* sp., *Valvulammina* cf. *picardi*, *Orbitolina* sp., rotalids.

ب — از دومین رخساره سازند سروک که بیشتر تخریبی است در جنوب نعیم آباد یک مقطع اندازه گیری شده که شرح آن بقرار زیر است:

۱۵۵/۲ متر شیل های آهکی رسی برنگ های خاکستری تیره تا روشن بشدت بیتومینوز در بعضی لایه های آن بقایای شکسته شده ای از آمونیت دیده می شود.

۴/۳ متر آهک های رسی تا سیلتی متورق که تا حدودی بیتومینوز می باشند.

۱ متر برش (قطعات سیلتی تا رسی در متن آهکی رسی)، بیتومینوز.

۷/۴ متر شبیه بخش فوق الذکر ولی میکروبرش است.

۱۰/۷ متر لایه های آهکی رسی که در قسمت های بالاتر آهکی دانه درشت و حتی ماسه ای است.

۴/۴ متر شیل و شیل های مدادی بیتومینوز.

۱۱/۶ متر شیل های آهکی ماسه ای و شیل های مدادی بیتومینوز.

۲۹/۳ متر برش دانه درشت و کنگلومرا.

ضخامت کلی ۲۲۳/۹ متر است.

فسیلهایی که در سازند سروک در این رخساره شناخته شده بشرح زیر است:

Hedbergella sp., *Clavihedbergella* sp., *Heterohelix* sp..

واحد ۶ — سازند ایلام

در تمام نقاطی که رسوبات این واحد دیده می شود بخش زیرین آن پوشیده است. ارتباط این واحد با سازند سروک معلوم نیست ولی یک ناپوستگی بین این دو چندان غیر محتمل بنظر نمی رسد.

از سازند ایلام در کوه قلعه یک مقطع اندازه گیری شده که شرح آن بقرار زیر است:

پائین — ۸۹/۱ متر پوشیده است.

— ۵۹/۸ متر ماسه سنگ های نامنسجم نازک تا متوسط لایه، درشت دانه به رنگ

خاکستری مایل به کرم، تا حدودی گره دار (در بخش زیرین و میانی) و سیلیسی (چرتی) در بخش فوقانی دارای شکم پایان و دو کفه ای و بریوزوا.

— ۵۴/۲ متر کنگلومرا که قطعات آن بیشتر سیلیسی و سیمان آن ماسه ای درشت اندازه است، رنگ قطعات در سطح هوازه زرد و در سطح شکسته خاکستری، سیمان نیز خاکستری است. در بعضی قسمتهای کنگلومرا دارای متنی ارغوانی رنگ است.

— ۱۴۰/۵ متر آهک بسیار ریز دانه سفید رنگ، متوسط دانه ضخیم تا نازک لایه که دارای رودیست های فراوان، اوریتوئیدس، هیپوریت و شکم پایان است. فسیلهای زیر از این بخش مطالعه شده است:

Omphalocyclus macroporus, *Textularia* sp., *Globotruncana* sp., *Orbitoides* sp., *cuneolina* sp., *Biplanata* sp., *Nezzazata* sp., *Valvulammina picardi*, *Dicyclina* sp., *Monolepidorbis*, *miliolids*, globigerinids, rotalid, Bryozoa, rudist debris, algal fragments.

در بالاترین قسمت که تشکیل صخره می دهد آهکهای دانه متوسط ضخیم لایه تا توده ای، برنگ خاکستری تا قهوه ای که بشدت آغشته به مواد آهن دار است ظاهر می گردد. ضخامت این قسمت حدود ۱۰۰ متر است.

فسیلهای زیر در این بخش دیده شده است.

Dicyclina sp., *vidalina* sp., *lenticulina* sp., *Orbitoides* sp., *miliolid*, rotaliids, algal fragments.

اگر بخش پوشیده را نیز بحساب آوریم، ضخامت کل سازند ایلام به ۴۴۳/۶ متر بالغ خواهد شد. سن این واحد با توجه به فسیلهای آن از کنیاسین تا سانتونین است.

واحد ۷ — سازند گورپی

ضخامت اندکی از تناوب مارن و مارنهای آهکی خاکستری تا آبی رنگی است که رابطه آن با واحدهای همجوار از هم گسلیده است، گسترش این واحد در چهارگوش اقلید بسیار اندک و به رخنمونی در جنوب دهکده نعیم آباد محدود می شود که بین سازندهای کزدمی و امیران بصورت تیغه ای تکنونیک گرفتار آمده است.

واحد ۸ — سازند امیران

سنگهای این سازند از نوع فلیش همراه با قطعاتی از رادیولاریت و چرت تشکیل شده است. گسترش این سازند نیز مانند سازند گورپی در چهارگوش اقلید به رخنمون هائی در جنوب نعیم آباد محدود می گردد.

فاصله بین این سازند و سازند سروک را که در جنوب آن رخ نموده، آبرفت های کوارترنر پوشانیده و رابطه بین آندو را از نظر پنهان کرده است، ولی آنچه جالب است آنکه در این محل رسوبات سازند سروک نیز حالتی شبیه به فلیش را نشان می دهد، چنانکه دانه بندی آن بشدت متغیر بوده و بصورت لایه هائی با دانه بندی ریز و درشت کراراً و بصورت ریتمی تکرار می شود. تنها ملاک تشخیص این دو سازند در این محل از همدیگر، بخش شیلهای آهکی رسی بیتومینه در قاعده سازند سروک و فسیلهائی است که سن آنها سنونین نشان می دهد.

ضخامت ۵۰۰ - ۶۰۰ متری سازند امیران را از پائین به بالا سنگهای زیر تشکیل می دهد:

- ماسه سنگ تا آهک های ماسه ای دانه درشت ضخیم لایه برنگ خاکستری.
- برش و کنگلومرا (قطعات سیلت و چرت در یک متن تخریبی دانه متوسط) برنگ سبز زیتونی روشن همراه با چرت قرمز تیره (ارغوانی) و سنگهای سیلتی خاکستری تا سبز روشن.
- سنگهای سیلتی مایل به سبز همراه با چرت قرمز تیره و سبز.
- سنگهای سیلتی تا ماسه ای برنگ خاکستری همراه با چرت تیره و سبز، رادیولاریت قرمز تیره و سبز.

فسیلهائی که در این سازند مطالعه شده بشرح زیر است:

Globotruncana sp., *Globigerina* sp., *Pseudotextularia* sp., *Globigerinelloides*, *Hedbergella* sp., miliolid, globigerinid radiolaria, sponge spicules.

مجموعه این فسیل ها سن مایستریشتین را برای سازند امیران متصور می کند.

۴-۳- سنوزوئیک

۱-۴-۳- سنگهای سنوزوئیک در ایران مرکزی

سنگهای پالئوسن و ائوسن در ایران مرکزی دیده نمی شود و ترسیر با رسوبات الیگوسن آغاز می کند که بطور دگرشیب روی سنگهای قدیم تر را فرامی گیرد و بطور پیوسته تا میوسن ادامه پیدا می کند.

در شمال شرق منطقه ردیف هائی از مارنهائی سبز تا صورتی رنگ توأم با لایه هائی از کنگلومرا و ماسه سنگ که بخوبی سخت نشده و حالتی نامنتجمی دارند. در این سنگها فسیلی یافت نشده تنها از نظر موقعیت چینه شناسی آنها را به پلیوسن نسبت داده ایم.

رسوبات کوارترنر شامل دشت های آبرفتی وسیع و بادبزین های آبرفتی در پای ارتفاعات است. بعلاوه در حاشیه نمک زار ابرقو رسوبات رسی نیز وجود دارد، بطور کلی رسوبات کوارترنر در

ایران مرکزی شامل واحدهای زیر از قدیم بر جدید است.

— تراس های قدیمی و بادبزن های آبرفتی .

— دشت های آبرفتی و تراس های جوان .

— کویر، کفه های گلی، کفه های نمکی و دریاچه های نمکی .

— آبرفت های کنونی .

حال به تنها واحد مهم ترسیر در ایران مرکزی یعنی رسوبات الیگوسن میوسن می پردازیم:

رسوبات الیگوسن — میوسن در ایران مرکزی

این رسوبات در کوه جلابون در دهنه چهرک بیشترین ضخامت را دارند. علاوه بر این محل در کوه شیر پا و نیز بطور پراکنده در شمال شرق منطقه رخنمونهای کوچکی از این نهشته ها دیده می شوند. چون این رسوبات در کوه جلابون ضخامت زیادتری دارند، لذا برای توصیف رسوبات فوق الذکر بشرح ستون چینه شناسی آن در این محل می پردازیم.

این رسوبات در کوه جلابون ۴۳۰ متر ضخامت دارند و بطور دگرشیب زاویه ای بر روی رسوبات تریاس قرار گرفته اند و در محل اندازه گیری از پائین به بالا عبارتند از:

۱ — ۱۰ متر کنگلومرا که اکثراً قطعات آن از دولومیت های تریاس میانی بوده و زاویه دار

می باشند و بیشتر حالت برش دارد.

۲ — ۱۵ متر آهک ماسه ای که در بعضی از لایه ها مقدار ماسه زیادی می شود.

۳ — ۱۶ متر کنگلومرا، عناصر متشکله آن بیشتر از ماسه سنگ می باشند که گرد شده اند

خمیره کنگلومرا ماسه ای است. جورشدگی ضعیف و حداکثر قطر قطعات تا ۵/۰ متر نیز می رسد.

۴ — ۳۸ متر پوشیده .

۵ — ۷ متر کنگلومرا .

۶ — ۶ متر مارن ماسه ای برنگ سبز زیتونی

۷ — ۲ متر آهک سفید رنگ ریفی مملو از بقایای مرجانها و سایر فسیلهای همراه

۸ — ۳۰ متر مارن ماسه ای سبز رنگ با افقهای از ماسه سنگهای آهکی مارنی بضمخامت

۵/۰ متر که بطور بین لایه ای با مارنها قرار دارند.

۹ — ۷ متر ماسه سنگ با خمیر آهکی

۱۰ — ۱۰ متر مارن برنگ سبز زیتونی .

۱۱ — ۴ متر آهک ریفی مملو از بقایای مرجان .

۱۲ — ۱۹ متر مارن خاکستری رنگ با لایه هائی از ماسه سنگ آهکی

۱۳ — ۲ متر آهک ریفی .

۱۴- ۴ متر مارن ماسه‌ای

۱۵- ۲۶ متر آهک ماسه‌ای

۱۶- ۱۳۵ متر آهک ریفی ماسیف بدون لایه بندی واضح دارای بقایای زیاد مرجان

۱۷- ۱۲۰ متر آهک ضخیم لایه بلورین سفید رنگ.

نمونه‌هایی که از آهکها برای مطالعه میکروفسیل انتخاب گردیده و توسط ب. حمدی مطالعه شده‌اند دارای مجموعه فسیلهای زیر بوده که قدمت این رسوبات را به اولیگومیوسن می‌رساند.

Rotalia sp., *Rupertina* sp., *Eulepidina* sp., *Operculina* sp., *Globigerina* sp., *Heterostegina* sp., *Rotalia viennotti*, *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) cf. *elephantina*, *Lepidocyclina tournaveri*, *Lepidocyclina* sp., *Planorbulina* sp., *Neoalveolina* sp., *Neoalveolina* cf. *pygmaeus*, *Miogypsinoidea ubaghsi*, *Miogypsinoidea* sp., *Cycloctypus*? sp. miliolids. *Amphistegina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Frondicularia* sp.,

Algae: *lithothamnium* sp., *Lithophyllum* sp.,

۲- ۴- ۳- سنگهای سنوزوئیک در زون سندج - سیرجان

سنگهای سنوزوئیک در این زون گسترش فراوانی دارد و از خود رخساره‌ای ظاهر می‌سازد که در دیگر جاهای ایران کمتر دیده می‌شود. این سنگها بیشتر در زون رادیولاریتی - افیولیتی ظاهر می‌شود، جایی که اکثراً از هم گسلیده و ارتباط خود را از دست داده است.

پالئوسن

رسوبات پالئوسن در جنوب شرق منطقه (در جنوب گسل معکوس و سرتا سری ده‌بید کرختگان) بیرون زدگی دارند. ولی بعلت شدت، تکتونیک کنتاکت این رسوبات گسله بوده و ارتباط اولیه آنها با نهشته‌های دیگر بوضوح روشن نیست.

مقاطع موجود کامل نبوده و هریک بخشی از رسوبات را نشان داده‌اند، لذا نمی‌توانند نمایانگر ضخامت و موقعیت استراتیگرافی طبقات نسبت بهم باشند. از تلفیق و بازسازی مقاطع موجود می‌توان این رسوبات را شامل آهک، مارن و شیل دانست.

در جنوب غرب قله ده‌ار رسوبات بطور جانبی تغییر می‌نماید بطوری که آهکهای کنگلومراتیک به آهکهای چرت دار و بطرف غرب به آهکهای دانه ریز مارنی و آهکهای کریستالین سفید رنگ تبدیل می‌گردند، هرچند گسلهای متعدد ارتباط و ردگیری آنها را تا حدی مشکل می‌نماید، ولی مطالعات فسیل شناسی این رسوبات را بدون ابهام به پالئوسن نسبت می‌دهد. نمونه‌های متعددی که از این مقاطع جهت تهیه اسلاید و مطالعه میکروفسیل انتخاب و توسط

ب. حمدی مطالعه گردیده اند دارای میکروفسیلیهای زیر بوده که سن پالئوسن را به آنها نسبت می دهند.

Distichopax biserialis, *Globigerina* sp., *Rotalia* sp., *Daviesina* sp., *Daviesina cf. miscellanea*, alveolinid, *Orbitoides* sp., *Miscelanea* sp., *Textularia* sp., miliolids, *littuolids*, *Dictyoconus* sp., *globigerinids*.

در امتداد جاده ای که روستاهای ابوتربه — شاه رستم و سهل آباد را بهم می پیوندد در زیر بعضی از بیرون زدگیهای ائوسن یک سری مارنهای خاکستری تا زیتونی رنگ دیده می شوند که بطرف بالا به مارن قرمز تیره تبدیل می گردند. این رنگ را بعنوان یک راهنما می توان برای شناسائی و رد گیری این رسوبات بکار برد. روی این مارنها را بطور پراکنده یک افق کنگلومرانی می پوشاند. در قسمت های پائین و بالای مارنها لایه های آهکی فسیل دار قرار دارد. مجموعه فسیلهای موجود در این رسوبات که توسط ب. حمدی مطالعه گردیده بقرار زیر می باشد که سن پالئوسن بالائی را به آنها نسبت می دهد. تعلق این رسوبات به پالئوسن از نظر موقعیت چینه شناسی نیز منطقی است، زیرا اولین لایه هائی که روی این رسوبات قرار دارند قدمشان به ائوسن پائین و در بعضی از اسلایدها سن پالئوسن بالا — ائوسن زیرین برایشان ارائه گردیده است.

Alveolina cf. Pisiformis, *Alveolina* sp., *Alveolina globosa*, *Triloculina* sp., miliolids, textularids, *Globigerina* sp., *Chiloquembelina* sp..

رسوبات ائوسن

این رسوبات در جنوب شرق منطقه و نیز در شرق اقلید بیرون زدگی دارند. در جنوب شرق منطقه رسوبات مذکور کوه های مرتفعی چون کوه های آسمانزاری — دهار — خطابون را می سازند. این رسوبات که بلافاصله مجاور گسل بزرگ ده بید — کرختگان (که جزئی از شکستگی بزرگ زاگرس می باشد) قرار دارند. در اثر فشارهای تکتونیکی، کنتاکت هایشان تماماً گسله گردیده و بعلاوه خود نیز بر روی رسوبات جوانتر رانده شده اند. نهشته ها کاملاً خرد و گسلهای متعددی موقعیت اصلی آنها را جابجا نموده است.

رسوبات ائوسن در کوه دهار

رسوبات در این محل با کنگلومرا شروع گردیده و شامل آهکهای الوئولین دار، نومولیت دار، شیل های ارغوانی و نیز آهکهای تخریبی می باشند. قدمت این رسوبات از ائوسن پائین شروع و تا ائوسن میانی بالائی ادامه می یابند. برای توصیف این نهشته ها به شرح بیشتر این رسوبات در کوه دهار می پردازیم، ولی لازم بیادآوری است که بعلت صعب العبور بودن امکان اندازه گیری دقیق و ارائه ستون چینه ای کامل از این نهشته ها میسر نگردید.

کنگلومرا و ماسه سنگ، شامل سه لایه کنگلومرانی به ضخامت هر لایه ۲ تا ۳ متر که با طبقات ماسه سنگ های زرد رنگ متناوباً قرار گرفته اند. عناصر متشکله کنگلومرا عبارتند از: آهکهای سیاه رنگ، ماسه سنگ، قطعات سنگهای اولترا بازیک، رادیولاریت و نیز سنگهای ولکانیکی که گرد شدگی متوسطی نیز دارند. در بین کنگلومرا و ماسه سنگها افق هایی از مارن قرمز رنگ وجود دارد و ضخامت این کنگلومرا در تمام بیرون زدگی ها یکسان نبوده و بطور محلی تغییر می نماید.

۲- حدود ۵۰ متر آهک الوئولین دار سفید رنگ تا خاکستری روشن، این آهک در تمام بیرون زدگیهای ایجاد پرتگاه و ستیغ cliff می نماید. این آهک دارای فسیلهای زیر بوده که سن ائوسن زیرین را برای آن تعیین نموده است.

Alveolina sp., *Discocyclina* sp., *Alveolina pasticillata*, miliolid, *Orbitolites* sp., *Cuvillierina* sp., *Cuvillierina vallensis*, *Textularia* sp., *Pyrgo* sp., *Nummulites* sp., *Operculinoids* sp., *Dictyoconus* (?) *indicus*, *Epilithon* sp.

روی آهک الوئولین دار فوق الذکر را آهکهای شیلی برنگ بنفش تا ارغوانی می پوشاند. این رسوبات که کاملاً چین خورده اند، در حدود ۱۵۰ تا ۱۰۰ متر ضخامت دارند. فسیل در این نهشته ها کمیاب می باشد.

حدود ۷۰ تا ۶۰ متر تناوب آهک خاکستری و شیل های ارغوانی تا خاکستری رنگ (مقدار آهکهای- خاکستری رنگ بیشتر است) به روی رسوبات یاد شده در بالا قرار دارند، طبقات آهکی خاکستری رنگ دارای میکروفسیل بوده و ضخامت هر لایه حدود ۴۰ تا ۳۰ سانتیمتر می باشد. در این آهکها میکروفسیل های زیر مطالعه گردیده و سن ائوسن میانی تا بالائی را برای آنها پیشنهاد نموده.

Nummulites aturicus, *Heterostegina* sp., *Globorotalia* sp., *Discocyclina* sp., *Aktinocyclina* sp., bryozoaann, *Epilithon* sp..

سپس ۱۵ تا ۱۰ متر کنگلومرا با خمیره آهکی و عناصر آهکی و نیز آهک کنگلومراتیک خاکستری رنگ.

حدود ۱۵۰ متر شیل های آهکی ارغوانی رنگ توأم با لایه هایی از ماسه سنگ و آهک، این رسوبات در قسمت بالا بیشتر آهکی می گردند.

حدود ۳۰۰ تا ۲۵۰ متر آهکهای خاکستری رنگ با لایه بندی واضح، فسیل دار برنگ فرسایشی خاکستری، در بعضی افقها کمی صورتی رنگ است. این آهکها در بعضی از طبقات

دارای باندهای چرت برنگ فرسایشی قهوه‌ای تا زرد می‌باشند. همراه این آهک‌ها لایه‌هایی از آهک شیلی نیز دیده می‌شود. نمونه‌هایی که از این رسوبات جهت مطالعه میکروفسیل انتخاب و مطالعه گردیده دارای فسیلهای زیر بوده که قدمت این رسوبات را به ائوسن میانی تا بالائی می‌رساند.

با توجه به توصیف رسوبات ائوسن در کوه دهار می‌توان دو رخساره متمایز در این نهشته‌ها تشخیص داد. یکی رخساره تیپ فلش که در قسمت پائین قرار دارد و متعلق به ائوسن پائین می‌باشد و دیگری رخساره آهکی که به ائوسن میانی تا بالائی تعلق دارد. نتایج حاصل از مطالعات فسیل‌شناسی وجود رسوبات ائوسن زیرین و میانی را در کوه دهار بدون تردید تأیید می‌نماید ولی وجود نهشته‌های ائوسن بالائی را باید با تردید و احتمال بیان نمود.

از آنچه گذشت چنین نتیجه می‌شود که رسوبات ائوسن زیرین که سازنده کوه قاش رستم می‌باشد اکثراً تخریبی بوده و از نظر مقایسه می‌تواند هم ارز قسمت زیرین رسوبات ائوسن در کوه دهار باشد. لازم به یادآوری است که اگرچه در کوه قاش رستم آهک الوئولین دار ریفی بقدمت ائوسن زیرین دیده نمی‌شود، ولی در کوه قرمز که درست در غرب آن قرار دارد این آهک با همان رخساره موجود در دهار به روی مارنهای قرمز و کنگلومرای یاد شده دیده می‌شود.

ائوسن در کوه خطابون

در کوه خطابون آهک‌های سفید رنگ نسبتاً ضخیم لایه‌ای بقدمت ائوسن میانی در منتهی الیه این ارتفاعات، درست در مجاور گسل بزرگ و معکوس ده بید گرختگان دیده می‌شود. این آهک‌ها دارای مجموعه فسیلهای زیر بوده که توسط ب. حمدی مطالعه گردیده است. ضمناً بعلت نزدیکی به گسل فوق‌الذکر رسوبات مذکور کاملاً خرد گردیده بطوری که ارتباط و موقعیت چینه‌شناسی آنها نسبت به نهشته‌های مجاور بوضوح روشن نیست.

Nummulites sp., *Discocyclina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Rotalia* sp., *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Nummulites globolus*, *Nummulites* cf. *milecaput*, *Operculina* sp., *textularids*.

در شرق اقلید (طراز ۱۹۷۲) رسوبات ائوسن شامل آهک، مارن، ماسه سنگ و کنگلومرای پایه می‌باشد که در تمام بیرون زدگیها بعلت شدت تکنونیک کنتاکت زیرین و زیرین آنها گسله می‌باشند. ضخامت رسوبات مذکور در اینجا ۵۹۰ متر و سن آنها را به ائوسن میانی نسبت داده‌اند.

رسوبات الیگوسن - میوسن

تکتونیک شکننده حاکم بر زون رادیولاریتی بنیان این سنگها را گسلیده و معلوم نیست رسوبات الیگوسن بر چه زمینه ای برجای نهاده شده است.

در زیر دو مقطع از این رسوبات را یکی از جنوب شرق دهکده کوپان و دیگری در کوه جوکان به تبع از ریکو ۱۹۷۴ شرح می دهیم:

مقطع کوپان

این مقطع در جنوب شرق دهکده کوپان واقع است، در اینجا طبقات برگشته در بخش میانی علاوه بر خار پوست و دو کفه ای

Boralis sp., *Archaias* sp., *Meandropsira* sp., *Miogypsins*, *Miogypsinoides*, *Lepidocyclina* sp., *Spiroclypeus* sp., *Amphistegina* sp., *Operculina* sp..

در بخش پائینی

Miogypsins, *Miogypsinoides*, *Lepidocyclines*, *Spiroclypeus*, *Amphistegines*, *Operculina* sp..

که با توجه به مجموعه این فسیلها واحد ۵ به میوسن اشکوب های اکتیانین بردگالین تعلق پیدا می کند.

مقطع تنگ جوکان

این مقطع در تنگ جوکان در ۶ کیلومتری جنوب شرق مقطع کوپان اندازه گیری شده است.

در اینجا واحدهای ۴ و ۵ مقطع کوپان را می توان تشخیص داد و از آن پس یک واحد فلیش سبز رنگ می آید. قاعده و تارک این مقطع را آبرفت های جوان فرا گرفته و از نظر مخفی کرده است. شرح این مقطع از پائین بدین قرار است:

۴ - ۵ متر کنگلومرای قرمز رنگ با قطعات رادیولاریت و آهک های کرتاسه و ائوسن بجز فسیل های آواری کرتاسه و ائوسن در این واحد فسیلی یافت نشده است، ولی با توجه به سن واحد ۴ در مقطع کوپان، می توان این واحد را نیز به الیگوسن پایانی تا میوسن آغازی نسبت داد.

۵ - ۸ متر آهک ضخیم لایه دارای فسیل های:

Lepidocyclina sp., *Miogypsina* sp., *Spiroclypeus* sp., *Peneroplis* sp., *Archaias* sp., *Borelis* cf. *pygmea*, *Austrotrillina* *asmariensis*, *Meandropsira* sp..

که سنی معادل میوسن پائینی برای این واحد متصور می‌کند.

۶- بیش از ۱۱۰ متر فلیش متشکل از مارن‌های سبز رنگ و طبقات کالکاریت در مقاطع دیگر، این واحد از توربیدیت‌های ماسه سنگی تشکیل می‌شود.

Miogypsina sp., *spirocypeus* sp., *Lepidocyclina* sp.,

سن این واحد میوسن است.

پلیوسن

در جنوب روستای فنجان بیرون زرد گیهای از کنگلومرا دیده می‌شود که در محل ایجاد یک ناودیس کوچک را نموده است. این کنگلومرا اگر چه دارای عناصر آهکی نومولیت دار و الوئولین دار بوده ولی بدرستی سن آن مشخص نگردیده بدلیل آنکه قاعده آن در معرض دید قرار نگرفته و قسمت فوقانی نیز توسط آبرفت پوشیده است، در اینصورت سن میوسن را با تردید برای این کنگلومرا قائل می‌شویم.

در منتهی الیه جنوب شرق منطقه در جنوب قله ده‌ار طبقاتی از ماسه سنگهای آهکی توأم با لایه‌هایی از مارن دیده می‌شود. ماسه سنگها کاملاً سخت نگردیده و طبقات در حدود ۱۰ تا ۱۵ درجه شیب دارند، مشابه این رسوبات نیز در شمال شرق منطقه یافت می‌گردد که در آنجا شامل مارنهای سبز تا صورتی توأم با لایه‌هایی از کنگلومرا ماسه سنگ می‌باشد که هنوز بدرستی سخت نگردیده‌اند. این رسوبات را از نظر موقعیت چینه‌شناسی به پلیوسن نسبت می‌دهند.

پلیو-پلاستوسن

در شرق و جنوب روستای گوشتی طبقاتی از کنگلومرا با لایه‌هایی از مارن و رس دیده می‌شود که حدود چند درجه شیب دارند، این رسوبات را به پلیو-پلاستوسن نسبت می‌دهند.

کواترنری

در جنوب ده‌بید طبقاتی افقی از مارنهای رنگی (خاکستری - بنفش - زیتونی) دیده می‌شود که در بین آنها لایه‌هایی از آهک متخلخل آب شیرین یافت می‌شود. این رسوبات در دریائی که امروزه بقایای آنها بصورت دریاچه کافت، بختگان باقی مانده رسوبات نموده‌اند. دیگر واحدهای کواترنری همانند ایران مرکزی است.

۳-۴-۳- سنگهای سنوزوئیک در زاگرس

سنگهای ترسیر در زون زاگرس چهارگوش اقلید گسترش ناچیزی دارد و بجز رخنمون‌های پراکنده‌ای از پالئوژن دز شرق دهکده کره و دیدگان و نیز تنگه‌های تکتونیک از اولیگ میوسن در جنوب اقلید، در کوه سفید، چیزی از این رسوبات برجای نمانده است. بهر حال ۳ واحد در میان

سنگهای ترسیر زاگرس می‌توان تشخیص داد:

واحد ۱ — سازند پابده

رسوبات سنوزوئیک با تناوبی از شیل و مارن‌های ارغوانی تا قرمز قهوه‌ای رنگ آغاز می‌کند که بسبب موقعیت چینه‌شناسی، داشتن فسیل‌های کلوبورتالیا و نیز تغییر جانبی آن به سازند جهرم می‌توان سن پالئوژن را برای آن در نظر گرفت. شیل‌ها در این واحد، سیلتی تا ماسه‌ای ریزدانه است و رنگهای ارغوانی، قرمز، گلی، زرد تا خاکستری بخود می‌گیرد. این واحد سنگی را می‌توان با سازند پابده قابل مقایسه دانست.

واحد ۲ — سازند جهرم

سازند پابده بطور جانبی بدل به سازند جهرم می‌گردد، چینه‌شناسی سازند جهرم از پائین به بالا بشرح زیر است:

— ۱۰۶ متر دولومیت ریز دانه تا درشت دانه (تا حدودی کریستالیزه) بزرگ قرمز تیره تا قهوه‌ای متوسط تا ضخیم لایه در بعضی قسمت‌ها سیلیسی شده همراه با چرت.

— ۱۲۶ متر دولومیت‌های رنگ روشن (خاکستری، کرم، قهوه‌ای روشن) متوسط تا ضخیم لایه، ریز تا متوسط دانه که کمی آهکی بوده ولی آثاری از فسیل در آن دیده نمی‌شود. در پائین‌ترین قسمت برشی و کمی چرتی بوده ولی در بالا اثری از چرت دیده نمی‌شود.

— ۱۱۰ متر آهک‌های دولومیتی کرم مایل به خاکستری، متوسط تا ضخیم لایه ریز تا متوسط دانه، با آثاری از دو کفه‌ای گاستروپود و فرامینیفر (نومولیت دیسکوسیکلین).

ضخامت کلی سازند جهرم در راه گردنه دیدگان به باغ سیاه ۳۴۲ متر است. علاوه بر نقطه فوق‌الذکر سازند پابده—جهرم در نزدیکی آبادی کز نیز دیده می‌شود.

فسیل‌هایی که در سازند جهرم شناخته شده بشرح زیر است:

Nummulites sp., *Rotalia* sp., *Discocyclina* sp., *Glomalveolina* sp., *Lockhartia* sp., *Fabiania* sp., *Flosculina* sp., *Anomalina* sp., miliolids, bryozoans, algal fragments.

با توجه به فسیل‌های فوق سن سازند پابده—جهرم در چهارگوش اقلید، پالئوسن تا ائوسن است.

واحد ۳ — سازند آسماری (Oma)

در جنوب اقلید در میان زون روراندگی اصلی زاگرس بیرون زدگی‌هایی از آهک‌های متوسط لایه، متوسط دانه، روشن رنگ کرم تا زرد وجود دارد که در زیر آهک‌های اوربیتولین دار گرفتار آمده است.

بعلت مجاورت با زون روراندگی طبقات آن بشدت خرد شده و حتی آهکها تا حدی کریستالیزه بنظر می رسند.

فسیلهائی که در این بخش شناخته شده بشرح زیر است:

Heterostegina sp., *Eulepidina* sp., *Eulepidina dilatata*, *Planorbulina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Victoriella* sp., *Operculina* sp., *Rotalia* sp., *miliolid*, *Nummulites* sp., *Subterraneophyllum* sp., *Spiroclypeus* sp., *Miogyropsenoides*, *dehaartii*, *Amphystegina* sp., *Textularia* sp., *echinoids spine*, bryozoans, algal fragments, *Subterraneophyllum* sp. .

که سنی معادل الیگوسن تا میوسن برای این واحد متصور می نماید.

رسوبات کوارترنر منحصراً بدو واحد است:

واحد قدیم تر (Qm) طبقات افقی از مارنهای رنگارنگ و در زیر آنها آهک های متخلخل، آبهای شیرین که در اطراف دهکده های قادرآباد، مرغاب، جنوب دریاچه کافتگر گسترش دارد.

واحد تراس های قدیمی (Qt1) که در جنوب کوه دره غوک دیده می شود.

واحد تراس های جدید (Qt2) که بین دزه ها را فرا گرفته است.

۴- ماگماتیزم و دگرگونی

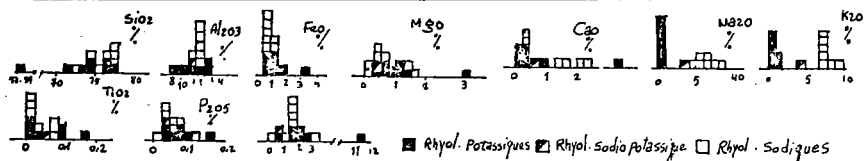
آنچه در این فصل می آید بیشتر از کارهای آلریک و ویرلورزو (۱۹۷۷) گرفته شده و با توجه به واقعیتهایی که از جاهای دیگر چهارگوش اقلید و نواحی هم جوار تا کنون شناخته شده است، تلخیص، بازنگری و تنظیم گشته است.

۱-۴- سنگهای ماگمائی

اکثریت قریب به اتفاق سنگهای ماگمائی چهارگوش اقلید در زون سندانج - سیرجان پدیدار گشته و بسیاری از آنها فاز اصلی دگرگونی را که همان فاز کیمیرین پیشین است از سر گذرانده اند. بدین روی در شرح چنین سنگهایی گریزی از بیان پارائزهای دگرگونه و بالمال پرداختن به کیفیت دگرگونی نیست. البته سعی خواهد شد تا پارائزهای اصلی از پارائزهای دگرگونه باز شناخته شده و سرنوشت اولیه سنگ آشکار گردد.

شماره نمونه	75.83	74.239	75.102	74.178a	74.178c	74.193D	74.178b	74.202	74.183	74.184	74.185	74.196	75.76	74.71
محل نمونه	جاده	شمال غرب	جاده	ارتفاع	شمال غرب	جنوب شرق	جنوب شرق	شمال غرب	جنوب شرق	جنوب شرق	جنوب شرق	جنوب شرق	جنوب شرق	جنوب شرق
% SiO ₂	77.64	77.09	73.55	76.19	75.34	77.38	76.90	76.97	77.18	73.68	74.84	71.58	74.12	74.20
% Al ₂ O ₃	12.84	12.48	12.02	12.40	12.02	11.60	11.45	8.67	12.63	13.65	10.06	13.81	11.58	12.30
% Fe ₂ O ₃	0.78	0.52	0.95	0.88	0.42	1.05	0.82	0.26	0.75	1.88	1.79	0.68	1.02	0.89
% FeO		0.29	0.37		0.51			0.50			0.30		0.33	
% MgO	0.28	0.45	1.31	0.97	1.72	0.15	0.47	0.63	0.55	0.95	1.15	1.31	1.02	0.14
% CaO	0.40	0.02	0.31	1.51	1.50	2.32	0.71	0.31	0.07	0.47	0.84	0.05	0.48	2.07
% Na ₂ O	7.21	6.97	6.80	5.64	4.30	5.33	3.84	0.29	n.d	n.d	0.22	0.12	0.12	8.51
% K ₂ O	0.20	0.41	0.34	1.01	1.20	0.53	4.23	7.55	8.92	7.84	7.20	9.04	7.72	0.12
% TiO ₂	0.10	n.d	0.01	0.06	n.d	0.10	0.08	0.17	0.16	0.11	n.d	0.02	n.d	0.05
% P ₂ O ₅	0.03	0.05	0.13	0.01	0.07	0.03	0.04	0.09	0.04	0.04	0.18	0.08	0.12	0.02
% MnO ₂		0.07	0.08		0.08			0.07			0.19	0.10	0.12	
% H ₂ O ⁺	0.46	0.32	0.44	1.45	0.52		0.93	0.69	0.89	1.82	0.13	0.94	0.85	1.62
% H ₂ O ⁻	0	0.02	0.11	0.01	0.03	1.90	0.01	0.12	0.01	0	0.62	0.08	0.15	0.07
% CO ₂		0.25	1.14		1.45			1.50			1.38	0.56	1.10	
% SO ₃		0.28	0.20		1.37			0.20			0.18	0.12	0.25	
Total	99.94	99.22	98.06	99.73	101.13	100.39	99.54	98.02	101.20	100.44	99.08	98.86	99.13	99.93
ppm Ba	55			561		103	960		783	740				40
Rb	< 20			< 20		< 20	83		378	233				< 20
Sr	100			73		62	100		147	70				40
Ca/Sr	28.6			147.8		267.4	50		3.4	48				39.7
K/Rb							429		196	279				
K/Ba	30.2			14.9		42.72	37.08		94.6	87.9				24.75
Cr	3			2		7	4		3	0				3
Ni	< 5			< 5		9	4		2	< 5				< 5
V	13			6		13	14		13	13				13
CO	4			2		2	1		0	0				4
Cu	2			4		21	2		4	29				2

شماره نمونه	74.73	74.239	75.102	47.178a	74.178c	74.178b	74.202	74.183	74.184	74.195	74.196	75.76	74.71	
Quartz	33.51	34.20	30.73	35.71	36.33	36.22	44.99	41.98	41.37	43.00	34.33	41.60	Quartz	26.41
Orthose	1.18	2.42	2.01	5.97	7.09	25.35	44.61	52.71	46.33	42.55	53.42	45.62	Orthose	0.71
Anorthite	1.79	0.23	0.69	5.53	6.98	1.34	0.06	0.09	2.07	2.99	0.27	1.69	Anorthite	0
Albite	61.01	58.98	57.54	47.72	41.46	32.49	2.45	0	0	1.86	1.02	1.02	Albite	62.60
Corindon	0.11	0.65	0.21		0.10			2.94	4.41	0.81	3.93	2.42	Acmite	1.13
Diopside				1.24		1.12	0.55	1.37					Diopside	1.89
Hedenbergite				0.26		0.43	1.32	0.45					Hedenbergite	3.09
Enstatite	0.70	1.12	3.26	0.84	4.28		0.17		2.37	2.86	3.26	2.54	Enstatite	0.75
Ferrosillite	0.52	0.23	0.03	0.21	0.74		0.46		0	0	0.27	0.10	Ferrosillite	1.57
Magnetite	0.41	0.75	1.38	0.64	0.61	0.46	0.38	0.36	1.29	1.59	0.99	1.48	Ilmenite	0.09
Hematite									0.49	0.70			Apatite	0.05
Ilmenite	0.19		0.02	0.11		0.15	0.32	0.30	0.21		0.04			
Apatite	0.07	0.12	0.31	0.02	0.17	0.09	0.21	0.09	0.09	0.43	0.19	0.28		
H ₂ O ⁺	0.46	1.85	1.78	1.46	0.52	0.93	2.39	0.89	1.82	1.69	1.62	2.20	H ₂ O ⁺	1.62
H ₂ O ⁻	0	0.02	0.11	1.46	0.03	0.01	0.12	0.01	0	0.62	0.08	0.15	H ₂ O ⁻	0.07
Total	99.94	100.22	98.07	99.73	98.31	99.54	98.025	101.20	100.45	99.09	98.86	99.06	Total	99.99
Parametres	1,4,1,5	1,3(4),5	1,4,1,5	1,3(4),5	1,3,2,4(5)	1,3,1(2)	1,3,1(2)	1,3,1(2)	1,3,1,1	1,3,1(2)	1,3,1(2)	1,3,1,1	1,4,2,5	
CIPW	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	decite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	alcaline	alcaline	alcaline	alcaline	CIPW	
Lacroix	sodique	sodique	sodique	sodique	alcaline	alcaline	alcaline	alcaline	alcaline	alcaline	alcaline	alcaline	Lacroix	
Ca :	-0.815	-0.845	-0.342	-0.248	-0.582	-4.71	+0.42	-2.166	-3.016	-0.042	-0.042	-1.02	Ca :	+0.984
An :	0.037	0.001	0.013	0.117	0.127	0.055	0.012	0.006	0.047	0.09	0.09	0.09	An :	0.075
Rittmann	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	decite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	Rittmann	rhyolite
ind. aspeicite	0.94	1.074	0.992	0.837	0.779	0.958	0.730	0.776	0.623	0.809	0.730	0.732	ind. aspeicite	1.15



شکل ۲۳ - روبلیت های روشن رنگ: جدولهای آنالیز و هنجای C.I.P.W.، هیستوگرامهای بسامدی اکسیدهای

ولی سنگهائی نیز وجود دارد که پس از فاز اصلی دگرگونی بوجود آمده و جزیک دگرگونی ضعیف و یا دگرسانیهائی از نوع دئوتریک و یا پروپلیتی شدن را تحمل ننموده است.

بدین طریق سنگهای ماگمائی را در دو گروه:

۱-۱-۴ - سنگهای ماگمائی پس از دگرگونی

۲-۱-۴ - سنگهای ماگمائی پیش از دگرگونی

مورد مطالعه قرار داده و از آن پس با در نظر گرفتن تحول سنگهای رسوبی به فرآیند دگرگونی و فازهای گونه گون آن خواهیم پرداخت.

۱-۱-۴ - سنگهای ماگمائی پس از دگرگونی

سن پاره ای از این سنگها بدون هیچ ابهامی روشن است، چرا که در تناوب و یا در رابطه نزدیک و روشن با ردیف های رسوبی فسیل دار است که سن آنها به دقت تعیین شده است.

از این جمله باید از سنگهای ماگمائی تریاس بالا و کرتاسه پائینی نام برد. ولی سنگهای دیگری نیز هستند که سن آنها را در یک محدوده زمانی می توان در نظر گرفت، هر چند که ارتباط ژنتیک اینگونه سنگها با سنگهای شناخته شده و نیز محدوده سنی آنها، ابهام چندانی برای مقطع زمانی پیدائی آنها نمی گذارد، ولی بهر حال موقعیت گاه چینه ای آنها در مقایسه با دسته اول مشخص نیست. در زیر به شرح هر کدام از این سنگها پرداخته می شود.

۱-۱-۱-۴ - سنگهای ماگمائی تریاس بالا (کارنین - نورین)

این سنگها در واحد I از تریاس بالا (۴-۱-۳-۳) پدید آمده و گسترده ترین رخنمون های آنها در شرق خونخوره دیده می شود (شکل های ۱۵ و ۱۶).

در قسمت های بالائی این واحد یک زون ولکانیک کاملاً قابل تشخیص است (طراز ۱۹۷۲)، گدازه های ریولیتی، آندزیتی و بازالتی با توف و سنگهای توفی درآمیخته است.

در بخش های بالائی این واحد بسیاری ماسه های توفی و شیل در تناوب است.

شیل های توفی سبز زرد رنگ با ظاهری شکسته و فرسوده و گاه بسیار سیلیسی و گدازه های بالشی، بیانگر یک ولکانیسم زیر دریائی است که می تواند با اولین حرکات آپی (کیمبرجین پیشین) در ارتباط باشد. سن این واحد چنانکه یاد شد (۳-۱-۳-۳) در فاصله بین کارنین تا نورین از تریاس پسین است.

با توجه به شرح بسیار مختصری که طراز (۱۹۷۲) از سنگ نگاری این ولکانیت ها بدست داده آنها را می توان در دو دسته خلاصه کرد:

دسته اول: اولیوین بازالت های اسپیلیتی

دسته دوم: کراتوفیر - ریولیت های قلیائی

از نظر سنگ نگاری بافت اولیوین بازالت ها بیشتر پرفیری است با زمینه ای جریانی و گاه دیابازی، پاره ای از این بازالت ها بافت بادامکی نیز نشان می دهد که بادامک ها از کلسیت، اپیدت و کلریت پر شده است. ترکیب کانی شناختی این سنگها در پلاژ یوکلاز (لابرادوریت - آندزین) و اولیوین خلاصه می شود که ندرتاً پیروکسن مونوکلنی نیک نیز به همراه دارد.

اولیوین بازالت ها عموماً دگرسان شده و به مجموعه ای از پلاژ یوکلاز سدیک کلسیت، کلریت و اکسیدهای آبدار آهن تبدیل می شود. چنین وضعی را می توان دگرسانی از نوع دئوتریک، دگرگونی کف دریا و یا اسپیلیتی شدن توصیف نمود که در واقع هر سه کلمه بیانگر معنائی واحد است بشرط آنکه گروهی دیگر آنها در ارتباط با یک ماگمائی اسپیلیتی در نظر نگرفته باشند.

در سنگ های دسته دوم، بافت گرانوفیری غالب است و بیشتر کانیهای آنها را فلدسپاتهای قلیائی (گاه از نوع پرتیت) و اندکی کوارتز تشکیل می دهد. آمفیبولهای آبی از نوع ریکی و یا آفودسونیت در اکثر این آمفیبولهای سنگها دیده می شود. همانند اولیوین بازالت ها، این گرانوفیرها نیز فرسوده است و از مجموعه ای از کانیهای کلسیت، کلریت، کانیهای رسی و کوارتز تشکیل شده است.

۲-۱-۱-۴ - ریولیت ها و گرانوفیرهای روشن رنگ

این سنگها بیشتر در مجموعه کولی کش در شمال غرب و جنوب شرق دهکده گوشتی، شمال شرق حسن آباد، در کوههای سرخ زیتون، کمابیش در تمامی گستره دگرگونه رخنمون دارد. بیشتر سیل های کم ضخامت (چند ده متری) در میان صفحات شیبست وارگی پیچ و تاب می خورد. یکی از این سیل ها در غرب هشتک با ضخامتی در حدود ۴۰۰ متر تا حدود ۳۳۰۰ متر امتداد دارد. در جهت شمال غربی - جنوب شرقی در پای این سیل برش های گرانوفیری دیده می شود که معلول مکانیزم پیدائی چنین توده هائی است که در ژرفای کم با گرانروی بسیار ولی در عین حال سرشار از مواد گریزان نفوذ می کند. در جنوب شرقی دهکده گوشتی، ریولیت ها بصورت پشته هائی بزرگ و کوچک در میان دولومیت های آهن دار که به شدت خرد شده نفوذ کرده است. چنانکه می دانیم در این دولومیت ها، عدسی های آهن دار فراوان است و بدینجهت نیز ریولیت ها از لیمونیت و هماتیت بارور است. با توجه به شواهد زیر می توان سن این ریولیت ها را به تریاس پسین نسبت داد.

سنگهای دگرگونی را قطع می کند و خود دگرگون نمی شود. چنانکه خواهیم دید سن دگرگونی اصلی اواخر تریاس میانی و اوائل تریاس پسین است.

از نظر ساختاری و ترکیب مینرالوژیک قابل مقایسه با گرانوفیر ریولیت های تریاس بالا

است (۱-۱-۴) دیده نشده که در جانی سنگهای ژوراسیک پائینی را قطع کند.

قطعات این سنگها در میان کنگلومرای قاعده ژوراسیک بالا وجود دارد.

سیل بزرگ غرب هنشک با پیشروی فروهشته های ژوراسیک بالا پوشیده می شود.

گرچه رخداد این ریولیت ها پر شمار و در پهنه پر گسترده ای پدید آمده اند، ولی از نظر ویژگیهای سنگ شناسی چه ساخت و بافت و چه ترکیب کانی شناختی تا حدودی همگن هستند.

از نظر ماکروسکپی این سنگها جزء ریولیت های با بافت پرفیری یا به عبارت دیگر کوارتز پرفیرها بشمار می روند. خمیره سفید رنگ آنها تبلور دوباره یافته و بلورهای درشت کوارتز و فلدسپاتهای قلیائی را که به سبب رنگ شیری آنها، کمتر چشم می آید در خود گرفته است. این ریولیت ها هنگامی که بصورت سیل های کم ضخامت پدید آید کمابیش بافت جریانیه از خود نشان می دهد ولی در سیل های ضخیم تر، توده مانند است و هیچ جهت ترجیحی در آن بنظر نمی آید. معمولاً حاشیه هائی با بافتی جریانیه آفیریک به ضخامت ۲۰ سانتی متر یا یک متر در اطراف سیل ها دیده می شود. گاه قطعاتی از دولومیت ها را در خود فرو می گیرد. این ریولیت ها را جوار عدسیهای آهن دار، رنگی خاکستری مایل به آبی از خود نشان می دهد که کمابیش از هماتیت و لیمونیت بارور شده است.

از نظر میکروسکپی نمونه های گوناگون این سنگها یک بافت اولیه هیالوپرفیری نشان می دهند که خمیره آن باز بلورین شده است. شدت باز بلورینی مختلف است و در برخی سنگها تا محو کامل بافت اولیه پیشرفته است. خمیره ای بسیار دانه ریز و ندرتاً فلیستیک نشان می دهد. با پیشرفت باز بلورین شدن، خمیره گرانوبلاستیک شده و فولیاسیونی از خود نشان می دهد که معمولاً توسط میکای سفید مشخص شده است. فنوکریست ها آغاز باز بلورینی نموده اند و در مورد فلدسپاتهای پتاسیک، تعادل اولیه آنها بهم خورده است.

ترکیب کانی شناختی این ریولیت ها بدین قرار است:

کوارتز + آل بیت + فلدسپات پتاسیک + میکای سفید + کانیهای اپاک

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

سه نوع پاراژنز در میان این سنگها می توان تشخیص داد:

— فقط با فنوکریست های آل بیت

— فقط با فنوکریست های فلدسپات پتاسیک

— با فنوکریست های گوناگون و با نسبت های مختلف بسته به شدت باز بلورین شدن

سنگ، فلدسپات های پتاسیک آنها کمابیش آل بیته شده و از تعداد و مقدار آن کم می گردد تا آنجا

که جز آثاری از آن نمی‌ماند.

از نظر ژئوشیمیائی ریولیت‌های روشن رنگ، بگونه‌ای بارز قلیائی است که می‌تواند به تبع از نسبت آلbite یا پلاژیوکلازهای سدیک، قلیائی سدیک یا پتاسیک باشد.

صورت تجزیه ۱ نمونه از این سنگها از نظر اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر ردیاب هنج‌های C, I, P, W، لکروآ و ریتمن و نیز هیستوگرام‌های بسامدی اکسیدهای عناصر مهمتر در شکل ۲۳ نشان داده شده است.

چنانکه از شکل ۲۳ مستضاد می‌شود ویژگی انتشار عناصر اصلی ریولیت‌های روشن رنگ و چنین است:

— SiO_2 : دارای هیسپوسیون شدیدی بین ۷۱ تا ۷۸ مدول ضعیفی از اطراف ۷۷٪ است.

— Al_2O_3 : دارای جدول انتشاری خوبی است (مدول $\approx ۱۲/۵$ ٪)

— FeO (کلی): ناداری واضح نسبت به آهن با مدولی روشن در ۷۵٪.

— MgO : پراکندگی زیادی با مدولی ضعیف ۱۲٪.

— CaO : دارای ایسیرسیون شدید بین ۵ تا ۳/۵ با مدولی ضعیف از ۳۷٪.

— Na_2O و K_2O : دوگانگی روشنی دیده می‌شود:

مدول ریولیت‌های سدیک $\text{Na}_2\text{O} = 6\%$

$\text{K}_2\text{O} = 0/5\%$

مدول ریولیت‌های پتاسیک $\text{Na}_2\text{O} = 0/5\%$

$\text{K}_2\text{O} = 7,5\%$

جمع قلیائی‌ها نسبتاً ثابت است ولی باید توجه داشت که دامنه تغییرات در سنگهای سدیک بسی گسترده است.

— TiO_2 : محتوای بسیار اندک با یک مدول ضعیف در حدود ۱۲٪

— P_2O_5 : ضعیف ۰/۰۳٪ تا ۰/۰۴٪

پرت حرارتی: دارای مدولی مشخص در حدود ۱/۷۵٪ است.

ریولیت‌های پتاسیک از Mg, Fe پرمایه‌تر و دامنه تغییرات Al_2O_3 در آنها گسترده‌تر است. در مورد سایر عناصر تفاوت چندانی بین انواع ریولیت‌ها نیست.

با توجه به نسبت عناصر اصلی و ردیاب در این ریولیت‌ها و بحث‌های پترولوژی که از قالب این نوشتار خارج است می‌توان نتیجه گرفت که:

ریولیت‌های روشن رنگ مظاهر سطحی فرآیند آتاکسی مواد ناهمگونی است که ماگمائی بسیار پرمایه از قلیائی‌ها خواه سدیک و خواه پتاسیک بدست داده است.

این ماگمائی آتاکتیک فرآیندهای جزء بجزء شدن را از سر گذرانده و احتمالاً پدیده

باروری از Sr, Pb, K باعث تشدید ویژگیهای پتاسیک و سدیک آنها گشته است. پس از جایگیری، خمیره این ریولیت ها از حالت شیشه ای بدر آمده تبلوری دوباره یافته و از آن پس دچار یک دگرگونی درجه بسیار پائین گشته است.

۳-۱-۱-۴- سنگهای ولکانیک کرتاسه پائینی

در میان سنگهای کرتاسه پائین و بطور مثال در شمال خورجان و شرق حسن آباد سنگهای ولکانیک دیده می شود که گستره ای بس محدود دارد. این سنگها با علامت K_1v در نقشه چهارگوش اقلید نشان داده شده است. بیشتر از گدازه، برش ولکانیک و توف تشکیل می شود که با قطعاتی از کنگلومرا و مانده سنگ در تناوب است. اجزاء کنگلومرا را قطعات سیلابی تشکیل می دهد. طبقاتی از آهک هائی که احتمالاً دریاچه ایست نیز در این ردیف دیده می شود (شکل ۲۴) چنین موقعی گواه بریک مرکز آتشفشانی است که محصولات آن در لابلای فروشته های کرتاسه پائین جای گرفته است.

سرشت این آتشفشانی بسیار همگون و چنانکه خواهیم دید از نوع بازالتی است. بطور کلی دو نوع سنگ ولکانیک در این میان می توان تشخیص داد:

— بازالت های پرفیریتی

— برش های ولکانیک

بسیاری از مشخصات میکروسکپی و ماکروسکپی این دو نوع سنگ همسان است، با اینهمه ویژگیهای آن دو را از هم متمایز می کند:

بازالت های پرفیریتی چنانکه از نامشان پیداست دارای بافتی پرفیریتی است. دارای پلاژیوکلازهای درشت رخداری Outomorphic است که از ۴ تا ۱۳ میلیمتر درازا دارد، این پلاژیوکلازها معمولاً بصورت ستاره ای یا بافه ای و یا هبائی گرد هم می آیند.

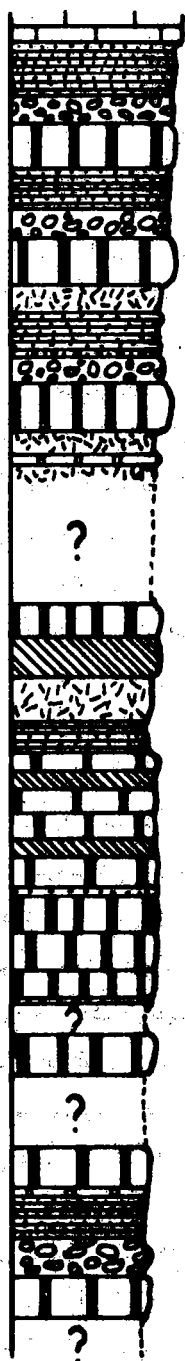
برش های ولکانیک در مقیاس رخنمون بسیار همگن، و از قطعات مونوزنیک تشکیل می شوند. اندازه های این قطعات معمولاً کمتر از ۲ سانتیمتر است، ولی گاه از ۳ سانتی متر نیز درمی گذرند. آژند قهوه ای تیره رنگ آنها که گاه ۲۰٪ حجم سنگ را تشکیل می دهد از هماتیت بارور است. بدین طریق این برش ها جزء تفرها Tephra و یا برش های ولکانیک مونوزنیک قرار می گیرند.

ویژگیهای عمومی بازالت ها و برش ها بدین قرار است:

— رنگ آنها در اثر کلزیتی شدن سبز است ولی رنگ اصلی آنها قهوه ای تا بنفش تیره

است که در اثر تجمع هماتیت در خمیره پدید می آید.

— کاواک های سبز آبی این سنگها را کلسیت، کلریت و کوارتز پر می کند که به سنگ



آهک توده مانند خاکستری رنگ
 میکرو کنگلومرا با عناصر ولکانیک
 کنگلومرا با قطعات بیروفیلیت
 بیروفیلیت پرفیری
 شیل، میکرو کنگلومرا و ماسه سنگ کوارتزی
 کنگلومرا
 بیروفیلیت
 برش ولکانیک
 آهک زرد رنگ
 میکرو کنگلومرا و ماسه سنگ
 کنگلومرا
 بیروفیلیت
 برش ولکانیک
 آهک زرد رنگ

بیروفیلیت
 بیروفیلیت ترک خورده بارکچه هائی از ایدوت تیره رنگ
 برش های سخت شده، بنفش رنگ
 ماسه ست کوارتزی
 بیروفیلیت - گدازه های نوع A
 ماسه سنگ کوارتزی تیره رنگ

بیروفیلیت

آهک ماسه سنگ

بیروفیلیت

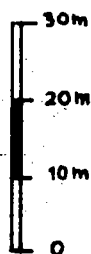
بیروفیلیت

آهک

ماسه سنگ کوارتزی

کنگلومرا

بیروفیلیت



شکل ۲۴. نمای ستون چینه شناسی سنگهای ولکانیک کرتاسه پایینی در شرق روستای حسن آباد

ویژگی اسپیلیت ها را می بخشد.

— بسیاری را رگچه های اپیدوت قطع می کند. گاه ضخامت این رگچه ها به حدود متر

می رسد.

→ مالاکیت بصورت لکه های پراکنده نیز در این سنگها دیده شده است. ←

از نظر میکروسکوپی این سنگها دارای بافت میکروولیتی پرفیریتی با گرایشی انترسرتال است که گاه به تراکیتی تبدیل می شود. برش های ولکانیک نیز از قطعات سنگهایی با همین بافت و یا از بلورهای پلاژیوکلازی تشکیل می شود که خمیره ای قهوه ای رنگ بارور از هماتیت آنها را بهم پیوند می دهد. سرشت این خمیره رامشکل بتوان گفت ولی بهر حال می توان از همین قطعات ولکانیک بسیار ریز (خاکستر) تشکیل شده باشد که بهنگام دگرسانی دوتریک تبلوری دوباره یافته است. از نظر کانی شناخت دو نوع کانی اولیه ماگمایی و ثانویه دوتریک می توان در این سنگها تشخیص داد.

کانیهای اولیه ماگمایی

تنها کانیهای ماگمایی باقیمانده را منیتیت و ایلمنیت تشکیل می دهد که بصورت نارخدار Xenomorphic و نیمه رخدار Suboutomorphic در سطح سنگ پراکنده است. شیخ هائی از کانیهای آهن و منیزیم دار در سنگ باقیمانده که گواه بر وجود پیروکسن در میان کانیهای اولیه ماگمایی است. پلاژیوکلازها که در اصل از کلسیم غنی بوده اکنون به شدت آلبیتی شده است.

کانیهای ثانویه دوتریک

این کانیها عبارتند از آلبیت + کلریت + اپیدوت + کوارتز + کربنات + میکای سفید + اسفن (نوکوکسن) + آپاتیت + کانیهای کدر

کلریت ها دو نوع است: کلریت آهن و منیزیم دار (نوع کلینوکلر) که بخش اندکی از کلریت ها را تشکیل می دهد و یک کلریت از نوع Lipidolite که بیشتر حفره ها را پر می کند و در سراسر سنگ پراکنده است. اپیدوت اکثراً از نوع پیستاسیت است با اینهمه برخی دارای حاشیه هائی از نوع کلینوزویسیت نیز هست.

با توجه به خواص سنگ شناسی و کانی شناختی نتیجه می شود که سنگهای ولکانیک کرتاسه پائین با پارائنز اولیه پلاژیوکلاز کلسیک و پیروکسن از نوع بازالتی است که از یک دگرسانی ثانوی متأثر شده است. این دگرسانی تعادل کانیهای اولیه را بهم زده و کانیهای ثانویه کلریت، سریسیت، کربنات، آلبیت، اپیدوت، کوارتز لوکوکسن و آپاتیت را بوجود آورده است. این پارائنز، می تواند در اثر دگرگونی درجه پسااین بوجود آید ولی نبودن فولیاسیون، و جابجائیهای مهم مواد آبدار در افق های متخلخل گواه بر یک دگرسانی از نوعی پروپلیت است که در اثر حرکت

سیالات غنی از انیدرید کربنیک در زمانی نه چندان دورتر از پیدائی این سنگها بوجود آمده است. از نظر ژئوشیمیائی دو نمونه ای که از این نوع سنگها تجزیه شده تغییرات نسبتاً مهمی نسبت به برخی عناصر از قبیل Na, K, B, Sr نشان می دهد:

شماره نمونه	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	L.O.I	Total
74.AV 3766	39.25	13.81	8.38	5.97	3.08	2.82	3.08	0.65	0.16	12.80	100.00
75AV 105	49.45	10.12	10.30	6.50	4.39	7.15	0.17	1.43	0.33	4.64	100.48
بازالت متوسط	49.30	16.00	11.90	6.60	9.90	2.80	1.0	2.0	0.32	0.90	100.40

با توجه به ویژگیهای پترولوژی و ژئوشیمیائی بنظر می رسد که این پروئیلیت ها فرع بازالت هائی است که کمابیش تفریق شده و احتمالاً از نوع توفیتی باشد ولی بهر حال نمی توان تنها با دو صورت تجزیه راجع به حل و نوع این سنگها قضاوت نمود.

۲-۱-۴- سنگهای ماگمائی پیش از دگرگونی

۲-۱-۴-۱- سنگهای نفوذی بازیک

این سنگها بصورت دایک، سیل و آپوفیر هائی از توده های بزرگتر ژرفائی در میان مجموعه کولی کش در غرب هنشک و شمال شرق حسن آباد رخ نموده و با علامت dg بر نقشه زمین شناسی چهارگوش اقلید نشان داده شده است. این سنگها توده مانند، فاقد شیست وارگی و کمابیش شکسته و ترک خورده است. رنگ این سنگها سبز تیره است و در رخساره هائی گوناگون پدید آمده که از آنجمله:

— رخساره های با بافت متعارف دولومیتی

— رخساره های با بافت درشت دانه دولومیتی

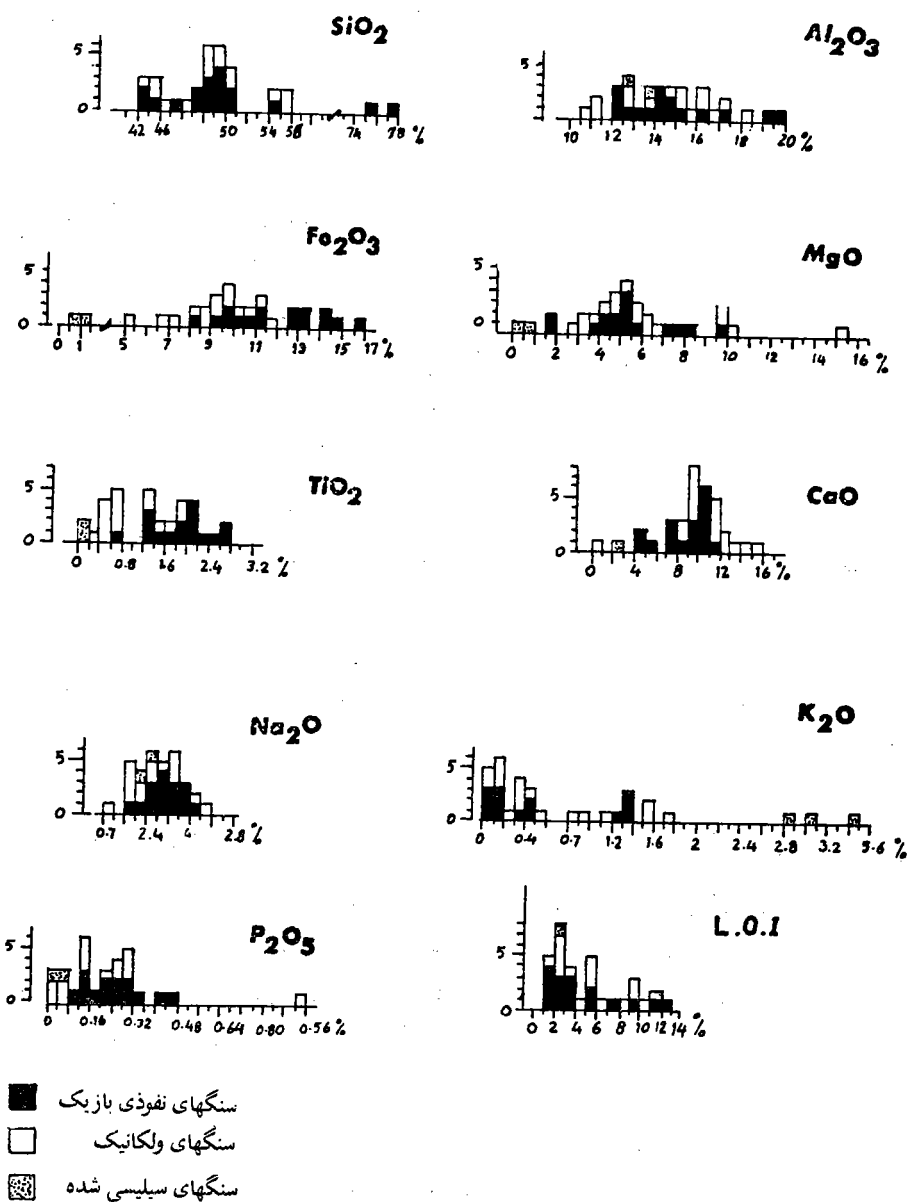
— رخساره های با بافت پرفیریتی که بیشتر بصورت دایک نفوذ کرده است.

PPM

شکل ۲۵ - جدول تجزیه سنگهای نفوذی بازیک

نماد/نوع	74AV56	74AV90	74AV107	74AV260	74AV278	74AV282	74AV283	74AV284	74AV288	74AV378	74AV378	74AV390	74AV391	75AV129	75AV131	75AV55	75AV75
لورس	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ	خامه گونسی هنگ
SiO ₂	46.40	48.85	47.97	41.42	44.12	47.30	47.10	44.30	75.40	43.33	49.18	54.53	48.76	65.79	71.50	9.85	42.31
Al ₂ O ₃	12.90	15.40	17.39	11.51	16.02	13.89	15.32	14.78	12.53	10.66	16.99	12.72	16.15	19.20	14.00	11.49	10.73
Fe ₂ O ₃	5.20	11.41	3.79	10.95	9.75	11.36	3.67	9.14	0.32	9.43	9.45	6.30	7.19	7.52	1.05	10.01	8.01
MgO	8.80	5.80	4.76	15.39	3.35	5.47	4.59	8.78	0.28	3.40	4.27	9.36	6.4	2.87	0.55	8.03	10.56
CaO	13.10	9.12	8.10	9.70	7.32	11.21	11.24	9.73	2.44	15.43	12.33	9.23	11.56	8.73	0.15	2.61	14.15
Na ₂ O	4.80	3.79	2.84	2.06	2.91	2.27	3.97	2.17	2.98	2.63	2.06	2.60	3.91	2.26	2.59	0.90	3.25
K ₂ O	0.36	0.82	1.14	0.16	0.57	0.39	0.12	0.03	2.90	0.08	0.15	1.71	0.37	0.92	9.03	0.26	0.34
TiO ₂	1.43	1.63	1.50	0.42	0.77	1.02	0.71	1.21	0.20	0.64	0.74	0.43	1.34	0.42	0.14	0.52	0.40
P ₂ O ₅	0.20	0.30	0.27	0.11	0.13	0.30	0.12	0.13	0.05	0.08	0	0.23	0.27	0.08	0	0.03	0.07
Per Fe	11.60	2.72	6.77	5.80	2.70	4.52	8.58	9.33	2.8	10.50	5.20	3.00	3.74	2.49	1.48	5.35	9.30
Total	100.38	99.86	100.56	99.51	99.79	99.13	100.42	100.10	100.08	100.18	100.37	100.71	99.69	93.28	100.43	99.53	99.18
FeO	4.67	10.27	8.80	9.84	8.76	10.75	7.79	8.22	0.74	7.53	8.49	6.20	6.46	6.76	0.94	9.0	7.20
FeO/Mg	1.23	1.77	1.85	0.64	2.615	1.965	1.70	0.93	2.64	2.71	1.39	0.66	1.71	2.355	1.71	1.32	0.68
Pa	117	162	195	99	108	225	60	27	529	56	40	300	165	445	195	93	53
Pb	155	274	55	20	28	24	20	220	84	20	20	50	220	27	105	26	20
St	151	230	230	341	150	139	217	177	91	170	165	140	440	227	254	115	119
P/Ha	24.5	42	52.5	34	44	14.4	16.6	9.2	45	12	31	47	18.6	17	129	23	53
K/RL	19.3		176.6	566.4	169	135	50	124.5	288	233	360	284	153	283	240	39	141
Si/SF	1		0.239	0.058	0.187	0.1726	0.0992	0.1113	0.923	0.117	0.121	0.36	0.0445	0.1216	0.413	0.224	0.45
Ca/Si	604	238	252	203	377	576	370	393	192	649	534	470	184	281	47.2	777	297
Cr	13	23	62	1605	19	239	111	600	20	83	107	570	69	48	0	513	1074
Ni	45	45	45	629	45	74	24	160	8	45	6	159	50	14	45	23	4.93
V	179	53	213	200	235	293	262	213	292	268	775	236	314	183	33	275	171
Co	4	6	34	80	28	30	29	45	53	20	28	35	34	20	2	40	44
Cu	2.5	11	26	104	108	16	94	59	65	85	71	156	61	129	6	76	28
Ni/Cu	0.18	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15

شکل ۲۶ - جدول تجزیه سنگهای ولکانیک



شکل ۲۷ - هیستوگرام بسامدی عناصر مهتر سنگهای نفوذی بازیک و سنگهای ولکانیک پیش از دگرگونی

بافت ماگمائی این سنگها از تأثیر دگرگونی وارهیده و بخوبی حفظ شده است با اینهمه پاره ای از ساختارهایی که فرع تبلور دوباره کانیهها است روی بافت اصلی را سایه افکنده است. سنگهای رخساره دارای بافت متعارف دولومیتی از همه فراوان تر است. کانیههای اولیه ماگمائی این سنگها جز منیتیت و ایلمنیت تقریباً از بین رفته و جای خود را به کانیههای تازه تبلور یافته بخشیده است. پلاژیوکلازهای جدید بدرشتی ۲ میلیمتر می رسد و گاه حدود ۶۰٪ سنگ را اشغال می کند. آمفیبول های سبز آبی بصورت غربال کانیههای قدیم تر را در خود حبس کرده است. و بافتی پروفیرو بلاستیک به سنگ بخشیده است.

این سنگ در حال حاضر یک آمفیبولیت است. سنگهای رخساره بافت درشت دانه تنها در کمپلکس کولی کش در نزدیکی حسن آباد و کوه سفید رخ داده است. بنظر می آید که این سنگها در ژرفای بیشتری نفوذ کرده باشند. کانیههای تازه تبلور یافته همانهاست که در گروه اول ذکرشان رفت با این تفاوت که درشت تراند.

بافت پروفیرو بلاستیک در سنگهای رخساره با بافت پرفیریتی بجای بافت اولیه نشسته است. فنوبلاست ها را پلاژیوکلازهای سدیک و آمفیبولهای سبز آبی تشکیل می دهد که پلاژیوکلازهای کلسیک، پیروکسن و آمفیبول های قهوه ای را در خود حبس کرده است. زمینه کاملاً تبلور دوباره یافته است، گرچه فازهای پایایی دگرگونی کانیههای اولیه را محو کرده است ولی باقیمانده کانیهائی که در فنوبلاست ها حبس شده، پارائز ماگمائی را معلوم می دارد:

پلاژیوکلاز کمابیش کلسیک + پیروکسن مونوکلینیک + هورنبلند قهوه ای + ایلمنیت + منیتیت + آپاتیت.

۲-۲-۱-۴- سنگهای ولکانیک

این سنگها بصورت گدازه، برش ولکانیک، توف و آواری — ولکانیک در تمامی ردیف های زون سنندج — سیرجان پدید آمده است. پاره ای از آنها بافت اولیه خویش را علیرغم فازهای تغییر شکل و دگرگونی حفظ کرده و بخوبی سرشت ماگمائی خود را نشان می دهد. ولی اکثراً چنان متحول شده که جز با مطالعات سنگ شناسی و ژئوشیمی دقیق نمی توان به اصل آنها پی برد.

آنچه چشم گیر است بازیک بودن و یا در جائی کمتر متوسط بودن این سنگها است که در حال حاضر بصورت آمفیبولیت و شیت سبز در معرض دیدگان قرار گرفته است.

از میان بافت هایی که از تأثیر دگرگونی رهیده و برجای مانده است بافت گدازه های پرفیریتی است. پسودومرف های (آلبیت + اپیدوت + کلریت) که بجای بلورهای درشت رخدار پلاژیوکلازهای اولیه برجای مانده است، بیانگر چنین وضعیتی است. پسودومرف های کانیههای

آهن و منیزیم دار به ندرت چنین حالتی را نشان می‌دهد.

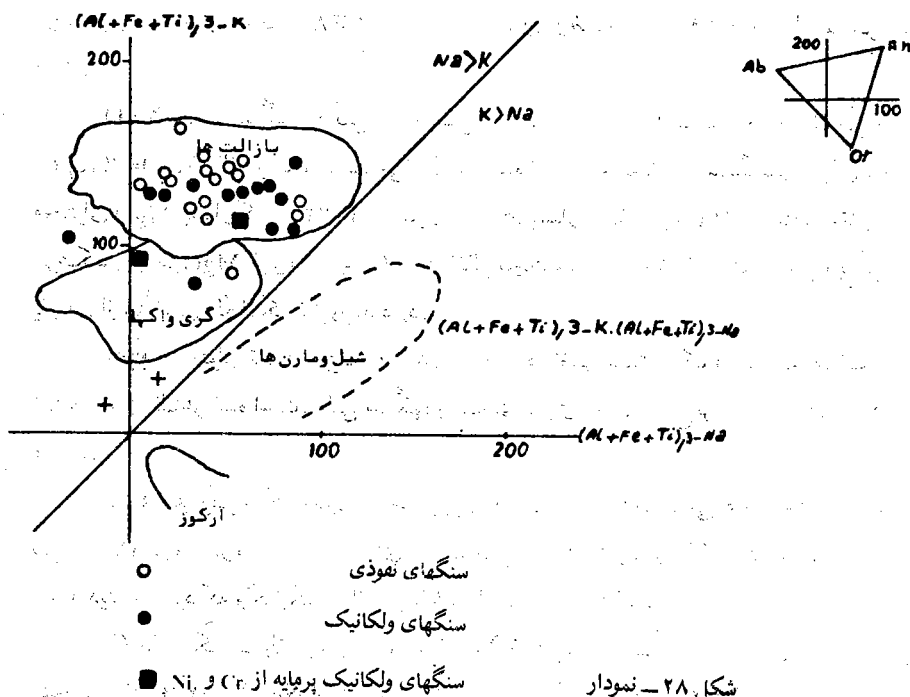
بافت‌های بنادامکی را می‌توان از مجموعه‌های مدور آلیت و اپیدوت تشخیص داد. کوازتهائی که حالت جریان‌ی نشان می‌دهد نشانگر گدازه‌های پر حفره است که سیلیسی شده است. بافت برشی در پاره‌ای از سنگها برجای مانده است. در برخی از سنگهای اسید بافت میکروولیتی جریان‌ی حفظ شده با توجه به کانیهای که از تأثیر دگرگونی بدور مانده است، ترکیب کانی شناختی ماگمائی این سنگها بدین قرار است.

پلاژیوکلاز کلسیک + پیروکسن (اورتیت) + هورنبلند + بیوتیت + منیتیت + ایلمینیت +

آپاتیت؟

برای مطالعات ژئوشیمیائی ۱۶ نمونه از سنگهای نفوذی بازیک و ۱۷ نمونه از سنگهای ولکانیک از نظر عناصر مهمتر و ردیاب تجزیه شده و نتایج آنها در جدول شکل‌های ۲۵ و ۲۶ نشان داده شده است. محل هر نمونه نیز در این جداول ذکر شده است.

برای ژئوماگمائی سنگهای نفوذی بازیک هیچ مسئله‌ای وجود ندارد ولی سنگهای ولکانیک از نظر ژئز می‌تواند با گری‌واک اشتباه شود. برای این منظور از طرح $(Al+Fe+Ti)/3-Na$ در برابر $(Al+Fe+Ti)/3-K$ در نمودار de La Roche (شکل ۲۸)



استفاده شده است. در این نمودار دیده می‌شود که اکثریت قاطع این سنگها در محدوده بازالت‌ها افتاده است. دوتای از آن گرچه از این محدوده خارج است ولی چندان فاصله‌ای با آن ندارد. این سنگها اندکی دگرسان شده است. دوتای دیگر که با علامت بعلاوه (+) مشخص شده به شدت دگرسان گشته و سیلیسی شده است.

هستوگرام بسامدی عتاضر مهمتر سنگهای نفوذی و ولکانیک دگرگون شده در شکل ۲۷ نشان داده شده است. سنگهای نفوذی با رنگ‌های سیاه، سنگهای ولکانیک سفید و سنگهای سیلیسی شده با رنگ خاکستری نموده شده است.

مقدار SiO_2 بین ۴۲ تا ۵۶٪ گسترده است ولی هفده تایی آنها دارای مقادیر کمتر از ۵۱ درصد هستند — یک مدول در ۴۹٪ SiO_2 و مدول کم اهمیت تری در ۴۳٪ SiO_2 ظاهر گشته است.

Al_2O_3 هیچ مدول مشخصی را نشان نمی‌دهد و محتوای آلومین بین ۵٪ تا ۲۰ درصد در تغییر است با اینهمه در میان سنگهای نفوذی مدول کم اهمیتی برای ۱۴/۵٪ Al_2O_3 ظاهر شده است.

Fe_2O_3 محتوای آهن بین ۵ تا ۱۶ درصد در تغییر است برای ولکانیک‌ها بین ۵ تا ۱۲ درصد و برای نفوذی‌ها بین ۸ تا ۱۶ درصد یک مدول واضح در ۹/۷۵٪ Fe_2O_3 ظاهر شده است.

MgO علیرغم گستردگی بسیار بین ۱/۵ تا ۱۵/۵ درصد یک مدول مشخص برای $\text{MgO} = ۱۵/۲۵\%$ ظاهر شده است. می‌توان مشاهده نمود که سه تایی از سنگهای نفوذی دارای محتوای MgO بسیار کم (۲۴٪) و محتوای Fe_2O_3 بسیار زیاد (۱۴٪) هستند و سه تایی دیگر برعکس از نظر MgO قوی (۷/۵٪) و از نظر Fe_2O_3 ضعیف (۱۰٪) هستند. این ویژگی در پاره‌ای از سنگهای ولکانیک نیز وجود دارد.

TiO_2 محتوای تیتان بین ۲/۰ تا ۲/۸ درصد در تغییر است، یک مدول کم اهمیت برای $\text{TiO}_2 = ۲\%$ ظاهر شده است. ولی سنگهای نفوذی دارای مدول واضح تری در ۲/۱۰٪ TiO_2 هستند.

CaO هستوگرام یک مدول مشخص برای ۹/۵٪ CaO نشان می‌دهد. محتوای کلسیم بین ۴ تا ۱۶ درصد در تغییر است. برای نفوذیها بین ۴ تا ۱۲٪ و برای ولکانیک‌ها بین ۸ تا ۱۶ درصد دیده می‌شود که ولکانیک‌ها از نظر Ca پرمایه‌تر از نفوذیها است.

Na_2O یک مدول بروی ۳/۶٪ Na_2O ظاهر شده سنگهای نفوذی دارای مدولی مشخص برای ۳/۴٪ Na_2O است و حال آنکه در ولکانیک‌ها انتشار Na_2O پراکنده‌تر است.

K_2O پراکندگی پتاسیم بسیار زیاد و بین ۵ تا ۳/۴٪ در تغییر است. با اینهمه یک مدول ضعیف در ۱۵٪ K_2O و دیگری در ۳۵٪ K_2O ظاهر شده است.

P_2O_5 دو مدول برای مجموعه سنگهای بازیک ظاهر شده است، یکی برای ۱۴٪ = P_2O_5 و دیگری برای ۳۰٪ = P_2O_5 سنگهای ولکانیک دارای محتوایی کمتر از ۳۲٪ هستند از آن سنگهای نفوذی بین ۰/۸٪ تا ۰/۳۶٪ در تغییر است.

L.O.I مدولی برای ۲/۵٪ = L.O.I و دیگری باشد.

نتیجه آنکه توزیع عناصر مهتر در سنگهای بازیک هبائی نیست. حال می توان با توجه به مدول های ظاهر شده در هیستوگرام ها، سنگهای بازیک را با متوسط بازالت ها که توسط Manson (1967) بر پایه داده های جهانی نتیجه گرفته شده است بصورت جدول زیر مقایسه نمود.

سنگهای بازیک دگرگون شده	دامنه تغییرات عناصر در بازالت ها	بازالت متوسط	وزن ، درصد
SiO ₂	56,00 —	49,30	
Al ₂ O ₃	22,00 10,50	16,00	
Fe ₂ O ₃	22,80 2,80	11,90	
MgO	3,00	6,60	
CaO	15,00 5,00	9,90	
Na ₂ O	5,50 -	2,80	
K ₂ O	- -	1,00	
TiO ₂	5,50 -	2,00	
P ₂ O ₅	1,50 -	0,32	
P.F	4,50	0,90	

دیده می شود که سنگهای بازیک دگرگون شده بخوبی در محدوده سنگهای بازالتی می افتد $\text{TiO}_2, \text{CaO}, \text{SiO}_2$ بسیار نزدیک میانگین بازالت ها است ولی $\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{MgO}, \text{Al}_2\text{O}_3$ کمی پائین تر و Na_2O اندکی بالاتر است. ولی در عنصر K_2O از میانگین های بازالت متوسط بسیار دور و به بازالت اقیانوسی تولیتی نزدیک شده است و حال آنکه Na_2O با بازالت های قلیائی ایستائی قرابت دارد. بنابراین تناقضی در میان است که سبب آنرا در دگرسانی و دگرگونی می توان جستجو نمود.

مدول $\text{MgO} = 5/25\%$ که برای این سنگهای در هستوگرام بسامدی ظاهر شده است، بسیار نزدیک محتوای متوسط بازالت های قلیائی اقیانوسی است. این مطلب را نسبت FeO MgO مربوط باین بازالت ها نیز تأیید می کند. — نسبت معکوس MgO ، FeO/MgO در میان متابازالت های چهارگوش اقلید یک تفریق ماگمایی را در درون این سنگها نشان داده و قرابت نفوذیها و ولکانیک ها را آشکار می سازد. این مطلب را محتوای اندک Fe, Ti در سنگهای ولکانیک نیز تأیید می نماید. از طرفی مدول $\text{TiO}_2 = 2/1\%$ برای متابازالت ها بر پیدائی آنها در شرائط قاره ای اشاره دارد. این مطلب را مدول $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14/25\%$ نیز تأیید می نماید. کوتاه سخن از مطالعات پتزولوژی رئوشیمیائی سنگهای بازیک پیش از دگرگونی نتیجه می شود که:

این سنگها از یک ماگمایی بازالتی نتیجه شده که نمایانگر آن حاشیه ماسیده دولومیت های درشت دانه با نسبت $\text{Ni}/\text{CO} = 7/8$ می تواند باشد. این ماگما تفریق شده و گداخته هائی از نوع بازالت های قلیائی قاره ای با نسبت $\text{Ni}/\text{CO} < 1$ به وجود آورده است. این گداخته در هیئت نیمه ولکانیک بصورت دایک، سیل و آپوفیرهای دولومیتی در میان رسوبات نفوذ کرده و یا بصورت برون ریخته هائی از گدازه برش و توف در لابلای آنها جای گرفته است.

کانیهای اولیه این ماگما پلاژیوکلاز کلسیک، پیروکسن منیزیم دار، و احتمالاً اولوین بوده است. در اثر تفریق ماگما، شیمی آن نیز متحول شده و در نتیجه از محتوای $\text{Mg}, \text{Ni}, \text{Cr}$ آن کاسته و بر محتوای Fe, Ti آن افزوده شده است. کانیهائی که در این مرحله پدید آمده، پیروکسن هائی از نوع اورتیت تیتان دار و پلاژیوکلاز هائی است که کلسیم کمتری دارند اولوین کاملاً ناپدید شده است. در مراحل پایانی تبلور محتوای آهن مایع باقیمانده بسیار بالا رفته و به سنگهائی انجامیده که نسبت در آنها تا $7/44\%$ رسیده و از نیکل، کبالت، کرم و منیزیم نسبتاً تهی شده و از فسفر و سیلیس غنی گشته است. از همان آغاز تفریق، تبلور کانه آهن در میان سنگهای نفوذی بیانگر تفریق یک ماگمایی قلیائی بوده است. در سنگهای ولکانیک به سبب تبلور سریع آنها فرصت چندانی برای تشکیل این کانه ها نبوده است.

فرآیند دگرگونی اصلی و سپس دگرسانی های گونه گون که براین سنگها اثر گذاشته باعث پدیده های زیر گشته است:

— پراکندگی هبائی Cu, Sr, Ba, Rb در تمام رخساره های سنگهای بازیک. در سنگهای ولکانیک حفره دار و ترک خورده سنگها از SiO_2 , K_2O شسته شده و بر محتوای CaO آنها افزوده شده است.

— در سنگهای نفوذی تنها سیلیس شسته شده و K_2O تنها یک شستشوی هبائی را متحمل شده است.

۳-۲-۱-۴- سنگهای نفوذی روشن رنگ

این سنگها بصورت سیل در میان مجموعه های سوریان و کولی کش نفوذ کرده است. سنگهای بیست سفید رنگ، مایل به سبز که دارای ساختی چشمی است. گاه این سنگها در اثر تکتونیک شکننده تر سیر بصورت میلیونیت درآمده است. این سنگها با داشتن ویژگیهای زیر از سنگهای نفوذی بازیک متمایز می گردد.

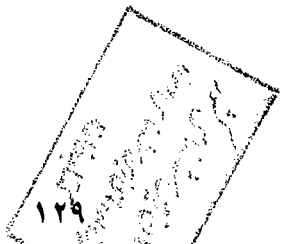
بافت اصلی آنها که احتمالاً دانه ای بوده و در اثر دگرگونی بهم خورده و در حال حاضر به بافت گرانوبلاستیک با گرایش گنایسی تبدیل شده است، برگ وارگی در این سنگها واضح است.

— شیمی این سنگها متغیر است و از یک قطب گابروئی — دیوریتی با ۶۰ — ۵۱٪ SiO_2 تا یک قطب گرانیتی ۷۹٪ SiO_2 با عبور از یک شیمی متوسط گرانودیوریتی ۶۹٪ — ۶۵٪ SiO_2 تغییر می کند.

— کوارتز آزاد حتی در بازیک ترین سنگهای این گروه به مقدار نسبتاً فراوانی وجود دارد. این سنگها را بسته به ترکیب کانی شناختی به سه دسته می توان تقسیم نمود.

۱-۲-۳-۴- متاگابروها و متادیوریت ها (کوارتز آزاد ۱۰ تا ۱۲٪)

بافت گرانوبلاستیک این سنگها با هورنبلندهای سبز کشیده، کلینوزویست و پلاژیوکلزهایی که به سنگ یک ساختار گنایسی می بخشد مشخص گشته است. در برخی از انواع این سنگها بجای هورنبلند گروناهایی ظاهر شده که در اثر فازهای بعدی دگرگونی و دگرسانی به مجموعه ای از کلریت + کلینوزویست + هماتیت + کوارتز + میکای سفید + اسفن تبدیل شده است.



۲-۳-۲-۴- متاگرانودیوریت ها (کوارتز آزاد ۲۵ تا ۳۵٪)

بافت این سنگها نیز گرانوبلاستیک است و فئوبلاست ها در یک جهت معین کشیده شده است. این فئوبلاست ها از کوارتز، آلبیت، کمی کلسیت و سیرسیت تشکیل شده است. خمیره سنگ از کانیهای کوارتز- آلبیت به کلریت - هماتیت و میکای سفید تشکیل شده است. آپاتیت نیز بصورت انکلوژیون در پلاژیوکلازها دیده می شود.

۳-۳-۲-۴- متاگرانیت ها (کوارتز آزاد تا ۴۵٪)

این نوع سنگ ها شباهت بسیاری با متاگرانودیوریت ها دارند ولی محتوای سیلیس آنها بالا $SiO_2 = 79\%$ و گوارتز آزاد آنها بسیار است. فئوبلاست ها در این سنگها از فلدسپات و کوارتز تشکیل شده است.

نتیجه تجزیه ۶ نمونه از این سنگها برای عناصر مهتر و ردیاب در شکل شماره ۲۸ نشان

داده شده است.

شماره نمونه ها	74AV263a	74AV269b	74AV227	74AV228	74AV 1b	75AV87
حل نمونه ها	شمال غرب کولی کن	شمال غرب کولی کن	غرب کوشی	غرب کوشی	غرب کوشی	شمال غرب کولی کن
SiO ₂	65,45	69,13	79,38	60,63	53,87	51,24
Al ₂ O ₃	17,09	11,85	10,27	16,50	16,87	19,27
Fe ₂ O ₃	5,90	3,00	1,45	6,45	5,90	9,93
MgO	1,84	1,13	0,73	2,70	6,78	7,37
CaO	1,10	4,54	0,12	3,92	8,41	10,56
Na ₂ O	2,56	3,60	3,15	3,76	3,37	2,44
K ₂ O	2,55	1,60	1,26	1,61	0,81	0,26
TiO ₂	0,48	0,30	0,15	0,42	0,26	0,70
P ₂ O ₅	0,31	0,01	0,04	0,59	0,03	0,17
L.O.I	2,91	4,74	3,08	3,39	3,51	2,58
Total	100,19	99,90	99,63	99,97	99,81	100,32
Ba	578	314	252	400	228	100
Rb	137	162	20	81	20	20
Sr	202	59	105	260	220	720
K/Rb	154	225	523	165	336	108
K	2,12	1,33	1,05	1,34	0,67	0,22
Cr	0	11	14,8	6	3,75	23
Ni	10	6	5	9,5	179	7
V	43	40	26,7	50	121	357
Co	9,3	8	2,4	10	28	39
Cu	u	17	3,3	12	26	82

شکل ۲۹ - جدول آنالیز سنگهای نفوذی روشن رنگ

با توجه به ترکیب شیمیائی و کانی شناختی سنگها و بحث های پترولوژی و ژئوشیمیائی که در حوصله این نوشتار نیست، می توان نتیجه گرفت که:

سنگهای نفوذی روشن رنگ نمایانگر تبلور یک ماگمائی، از نوع قلیائی آهکی هستند که بشدت تفریق شده و رخساره های گابروئی تا گرانیتی بدست داده است. منشأ این سنگهای نفوذی هر چند بدرستی معلوم نیست ولی با اینهمه نمی تواند.

— مربوط به آلوده شدن یا ماگمای بازالتی باشد چرا که برای آنکه چنین حالتی تحقق پذیرد محتوای Rb, Ni, CO باید بیش از آنی باشد که در این سنگهای نفوذی وجود دارد.

— مربوط به ذوب مواد پوسته ای باشد، چرا که در این صورت نسبت بین $R, K/R$ باید نسبت مستقیم باشد و حال آنکه در این سنگها این نسبت معکوس است.

هر چند که دلائل معدود است ولی فرض اشتقاق این سنگها در پی تفریق یک ماگمای بازالتی بیشتر محتمل است زیرا:

— سنگهای بازالتی بگونه ای وسیع در این زون پدید آمده است.

— در میان این سنگها رخساره هائی وجود دارد که در آنها محتوی Ni, Cr چنان بالاست که تنها با یک زمینه بازالتی سازگار می آید. این می تواند شاهدهی بر تفریق ماگمائی بازالتی باشد که سنگهای نفوذی روشن رنگ را بدست داده است.

۴-۲-۱-۴- ارتوگنایس بندنو

این توده به عنوان گرانیت متورق و با علامت Tcg در نقشه چهار گوش اقلید نشان داده شده است. شکل ظاهری آن بصورت بیضوی کشیده است به قطرهای ۶ و ۲/۲ کیلومتر که بگونه ای بارز از ساختار تاقدیسی کوه سفید توتک تبعیت می کند. حد آن با شیب های سیاه (کمپلکس توتک ۱-۲-۳) بسیار مشخص است. در جاده بندنو دیده می شود که شیب های سیاه رنگ بطور همشیب و ظاهراً پیوسته و تدریجی به طبقات ضخیم گنایس های کوارتز فلدسپاتی و از آن پس به گرانیت می پیوندد. گنایس ها گاه دارای ساختی چشمی است. گاه شیب های سیاه رنگ بطور ناگهانی در جوار گرانیت با بافت پرفیری قرار گرفته است. بدین طریق دیده می شود که حد بین گرانیت — گنایس با ارتوگنایس بندنو و شیب های سیاه رنگ بسیار نا همگون است. در بخش میانی توده به بیوتیت گرانیتی می رسیم که اندازه دانه های آن متوسط است بیوتیت کمایش در توازی به شیستوزیته اصلی جهت دار است. در این بخش ویژگیهای زیر حکمفرما است:

— رخساره همگن، اندازه دانه ها متوسط و نظم گنایسی چندان محسوس نیست.

— مرکب آپلیتی آنرا قطع می کند. البته این رگه های آپلیتی تا سنگ درون گیر نیز ادامه

دارد.

— بارور از انکلوزیون های پر از میکای سیاه است.

— سرشار از انکلوزیون هائی از میکاشیست سیاه رنگ است که معمولاً دارای ابعاد چند متری و گاه بیشتر است.

چنین ویژگیهائی در توافق با فرض گرانیستی نفوذی است که به ارتوگنایس بدل شده است. تورق و همشیبی آن با شیست های مجاور همزمان با تغییر شکل حاکم بر ناحیه بهنگام فاز اصلی دگرگونی دیناموترمال انجام گرفته است. ناگفته نماند که در هیچ جا آثاری از یک دگرگونی همبری در جوار این توده گرانیستی دیده نشده است که خود در جهت تقویت فرض نفوذی بودن آن در حین دگرگونی اصلی است، چه آنکه در چنان شرائطی که حاکم بر ژرفای نفوذ این توده گرانیستی است، چندان تفاوتی میان میهمان و میزبان نیست تا در یکی دیواره بنماسه و در دیگری لکه های حرارتی ایجاد شود.

از نظر میکروسکوپی بافت این سنگ گرانولیدوبلاستیک است. تیغه های میکائی فنوبلاست ها را احاطه کرده است. تنها یک جهت برگ وارگی قابل مشاهده است. ترکیب کانی شناختی سنگ بقرار زیر است:

کوارتز + بیوتیت + فنجیت + کلریت + اولیگوکلاز + فلدسپات پتاسیک

آپاتیت + زیرکن + اپیدوت + اسفن + روتیل + هماتیت + منیتیت

پنج نمونه از رخساره های مختلف این توده به شرح زیر تجزیه شده است:

رخساره روشن رنگ جهت دار شده

رگه آپاتیت

رخساره درشت دانه جهت دار نشده

رخساره درشت دانه کمی جهت دار شده

شیست های سیاه رنگ اطراف گرانیست

با توجه به خواص کانی شناختی، شیمیائی چه از نظر عناصر مهتر و ردیاب و هیچ این سنگها نتیجه می شود که:

ارتوگنایس بندنویک گرانودیوریت مونزونیتی است که همزمان با فاز اصلی تغییر شکل در میان کمپلکس توتک جای گرفته است. این گرانودیوریت از آناتکسی شیست های اطراف زائیده نشده است.

Echantion	75Av26	75Av28	75Av99	75Av25	75Av113
SiO ₂	76.30	73.57	71.14	71.13	71.23
Al ₂ O ₃	13.09	14.05	14.03	14.23	14.11
Fe ₂ O ₃	1.44	3.23	3.70	3.67	3.39
MgO	0.19	0.90	1.18	1.34	1.49
CaO	0.71	1.05	1.55	1.71	1.71
Na ₂ O	3.30	3.21	3.03	2.82	3.42
K ₂ O	4.63	2.39	4.26	4.19	3.75
TiO ₂	0.10	0.44	0.45	0.45	0.49
P ₂ O ₅	< 0.02	0.18	0.13	0.07	0.10
P.F	0.32	0.85	0.80	0.77	0.75
Total	100.08	99.85	100.33	100.28	100.45
	38	697	630	943	630
Rb	228	114	175	378	272
Sr	84	137	272	147	175
K/Rb	203	209.6	156.6	111	138
K/Ba	1218	34.3	67.6	44.4	59.5
Rb/Sr	2.714	0.832	1.554	2.57	1.554
Ca/Sr	84.5	76.6	88.6	116.3	97.7
Cr	3	18	23	31	19
Ni	< 5	< 5	< 5	9	9
V	13	37	53	60	47
CO	5	5.5	6	3	7
Cu	3	27	11	2	4
Ni/CO	< 1	< 0.9	< 0.8	3	1.285
FeO	1.226	2.907	3.33	3.303	3.051
Quartz	36.40	42.2	32.41	33.05	31.21
Orthose	27.36	14.46	25.17	24.76	22.16
Anorthite	3.52	4.45	6.84	8.03	7.83
Albite	27.92	27.25	25.64	23.86	28.94
Corindon	1.36	5.51	1.99	2.11	1.56
Diopside					
Hedenbergite					
Enstatite	0.47	2.2	2.94	3.34	3.71
Ferrosilite	2.59		0.19	0.40	0.38
Magnetite		2.09	3.19	2.83	2.74
Ilmenite	0.19	0.76	0.85	0.85	0.93
Apatite		0.34	0.31	0.17	0.24
H ₂ O	0.32	0.85	0.80	0.77	0.76
Total	100.14	101.85	100.33	100.16	100.45
C.I.P.W.	1.3(4).1	2.3.2.4	1(3)4.2.3	1.4.2.3	1(3)4.2.3
Lacroix	Aplite alkaline	Grano- diorite	Granite monzoni- tique	Granite monzoni- tique	Granite monzoni- tique

۳-۱-۴ - خلاصه نتایج مطالعات سنگهای ماگمایی

سنگهای ماگمایی چهارگوش اقلید بر دو گروه اند: گروه اول آنها که پس از دگرگونی اصلی یعنی پس از تریاس میانی پدید آمده اند و گروه دوم که پیش از این فاز بوجود آمده و از آن متأثر شده اند.

از سنگهای ماگمایی پس از دگرگونی یک دسته مربوط به تریاس بالا است که بصورت گدازه های اسپیلیتی و ریولیت ها کراتوفیری (قلیائی با آمفیبول آبی) و یا بصورت ریولیت های نفوذی در ژرفاهای کم ظاهر گشته اند. این سنگهای ماگمایی که عموماً خاصیتی قلیائی (سدیک یا پتاسیک) دارد می تواند بعنوان موکب فرآیند دگرگونه ای باشد که در اواخر تریاس میانی آغاز شده و اوائل تریاس - پسین به اوج خود رسیده است. ممکن است پذیرفت که سنگهای ریولیتی قلیائی از ذوب و حاصل آناتکسی سنگهای ژرفائی پوسته باشد ولی پیوستگی آنها با سنگهای بازالتی بیانگر نفوذ و هجوم این گونه ماگماهای بازالتی در میان سنگهای ژرفائی پوسته و ذوب آنها و ایجاد گداخته هائی آناتکسی است که بصورت فلسکویی گسترش می یابد.

دسته دیگر را سنگهای بازالتی کرتاسه پائین تشکیل می دهد که سرشتی تولیتی دارد و در اثر دگرسانی و یا دگرگونی هائی که چندان از زمان پیدائی آنها دور نیست، پروپلیتی شده و پاراژنری معادل شیست سبز بدست داده است. اکثریت سنگهای ماگمایی پیش از دگرگونی مشتق از ماگماهای بازالتی قلیائی قاره ای است که بصورت گدازه، توف برش، سیل، دایک آپوفیز و توده های بزرگ و کوچک نفوذی در میان رسوبات پالئوزوئیک جای گرفته است. این ماگماها به شدت تفریق شده و خواص پترولوژی و ژئوشیمیائی را باعث گشته است که همگی اشاره به یک ماگمای بازالتی دارد که از ذوب قشر بالائی گوشته ایجاد شده و در میان پوسته ای که مدام شکاف برمی داشته نشست می کرده و فرو رفته های آواری در آن جمع می شده است، جایگزین گشته اند.

سنگهای روشن رنگ از گرانیت تا گابرو نیز در میان این رسوبات آواری جایگزین شده که سرشتی قلیائی - آهکی دارد ویژگیهای ژئوشیمیائی نشان می دهد که این سنگها نه از ذوب پوسته حاصل شده و نه بمواد آن آلوده شده است، بلکه بیشتر می تواند از ماگمایی بازالتی ریشه گرفته باشد که در فاصله بین منشأ تا مظهر دچار فرآیند تفریق شده است.

توده هائی گرانیتی بخصوص در کوه سفید دیده می شود که سرشتی مونزونیتی دارد و خواص ژئوشیمیائی آن نشان می دهد که نمی تواند از ذوب آناتکسی سنگهای اطراف بوجود آمده باشد بعید نیست این توده ها نیز با سنگهای نفوذی روشن رنگ قلیائی آهکی قرابت داشته و از یک ماگمایی بازالتی ریشه گرفته باشد.

۲-۴- سنگهای دگرگونی

چنانکه خواهیم دید دو فاز عمده دگرگونی بر زون سنندج - سیرجان در چهارگوش اقلید اثر گذاشته که اولی تا رخساره آمفیبولیت پیشرفته و دگری که حالت یک دگرگونی بازگشتی برای فاز اول داشته در رخساره شیست سبز اتفاق افتاده و اکثراً پاراژنهای فاز اول را از میان برداشته است. هر دو فاز از نوع دگرگونی با فشار متوسط (نوع بارو) بوده است. فاز اول اواخر تریاس میانی و اوائل تریاس بالائی (کیمریجین پیشین) اتفاق افتاده و فاز دوم بر سازندهای ژوراسیک اثر گذاشته است و دور نیست که مربوط به تحولاتی باشد که در اواخر ژوراسیک میانی (کیمریجین پسین) اتفاق افتاده در این فصل ابتدا به سنگهای هر سه کمپلکس دگرگونی توتک، سوریان و کولی کش و سپس به پاراژنرها خواهیم پرداخت که در سنگهای ماگمایی در اثر دگرگونیهای مختلف پدید آمده و از آن پس شرایط دگرگونی را برای هر فاز از نظر خواهیم گذراند. فاز Anchizonal که بر سنگهای کرتاسه پائین هم اثر گذاشته است، نیز در این فصل از نظر دور نخواهد ماند.

۱-۲-۴- کمپلکس توتک

چنانکه یاد شد این کمپلکس از پائین به بالا از سه قسمت تشکیل می شود: ارتوگنایس بندنو - میکاشیست های سیاه رنگ و تناوبی از آمفیبولیت و مرمر با میان لایه هائی از شیست (نک ۱-۳-۲-۳) شرح ارتوگنایس بندنو در بخش سنگ های ماگمایی گذشت (نک ۳-۲-۱-۴). حال به شرح دو قسمت دیگر این کمپلکس می پردازیم:

۱-۲-۴-۱- مجموعه شیست های سیاه رنگ

مجموعه یکنواختی است توده مانند و بسیار تیره رنگ، دارای دو جهت برگ وارگی است که هر دو را میکای سیاه مشخص می نماید. بافت این سنگها گرانوبلاستیک و گاهی پرفیروبلاستیک است که فنوبلاست های آنرا گرنا و ندرتاً پلاژیوکلاز تشکیل می دهد. صفحات برگ وارگی اولی چین خورده در توازی با صفحات محوری آنها برگ واری دومی نظم گرفته است. کانیهای تشکیل دهنده سنگ، جز در مورد برخی گرونها و بیوتیت ها، دگرسان نشده و جملگی تازه و رخشان است. این سنگها معمولاً دارای کانیهای بشرح زیر است:

کوارتز: ۲۰ تا ۲۵٪ - اندازه دانه های آن بسیار ناهمگون است، معمولاً بصورت زنوبلاست های کشیده ای در توازی با برگ وارگی اول است.

پلاژیوکلاز: ۲۰ تا ۳۵٪ معمولاً بدون کل در حدود اولیگوکلاز (An ۲۲) است. گاه بصورت پرفیروبلاست هائی است که برگ واری اول را در خود گرفته است (کوارتز - اسفن -

کانیهای تیره و اپیدوت).

بیوتیت: قهوه‌ای تا قهوه‌ای سبز رنگ و دارای بافتی غربالی است (آپاتیت - زیرکن - اسفن - اپیدوت - آلانیت و کوارتز) خیلی بندرت گاهی کلریتی شده است. فسکویت‌ها در تیغه‌های جدا از بیوتیت یا در اشتراک با آن دیده می‌شود.

هر دوی این کانیها برگ‌واریه‌ای اول و دوم را مشخص می‌سازند. گرونا ۳ تا ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. بدو صورت دانه‌های ریز و یا پرفیرو بلاست‌های درشتی ظاهر می‌شود که بافتی غربالی دارد و برگ‌دارای اول را در خود گرفته و خود نیز چین می‌خورد، گروناها از نوع متوسط با محتوایی قابل ملاحظه از گرسولار است.

اپیدوت: از نوع پیستاسیت است که بصورت بلورهای سوزنی در توازی با برگ‌واری اول ظاهر شده است. گاه آلانیت نیز در تعدادی قابل ملاحظه، اپیدوت‌ها را همراهی می‌کند.

کانیهای فرعی: هورنبلند سبز - تورمالین سبز - اسفن - روتیل - کلسیت و هماتیت. تمیز پاراژنهای فازهای اول و دوم در این سنگها دشوار است. بنظر نمی‌آید از نظر شرائط دما - فشاری تفاوت چندانی داشته باشد.

۲-۱-۲-۴- تناوب مرمر - آمفیبولیت و شیت

مرمرها: مرمرها بسیار خالص و با بافتی شکری متبلور شده‌اند. این سنگها کمابیش از دولومیت و کوارتز بارور است و مجموعه‌ای از کربنات‌هایی را می‌نمایاند که بصورت دانه‌های ناهم اندازه درشت‌گونه، متبلور شده است. گاه تیغه‌هایی از بیوتیت و یا کلریت منیزیم‌دار در این سنگها نیز دیده می‌شود. بنابراین پاراژنر آنها بقرار زیر است:

کلسیت + دولومیت + کوارتز + بیوتیت + کلریت

برخی از مرمرهایی که در اثر تبلور آهک‌های رسی و یا دولومیتی بوجود آمده دارای پاراژنر زیر است:

کلسیت + ترمولیت + کلریت + بیوتیت + میکای سفید

کلسیت + دولومیت + کوارتز + میکای سفید + کلریت + کلینوزویست + روتیل + کانیهای تیره. رخساره‌ای نیز که از تناوب سنگهای پلیتی و پلیتی آهکی منشعب شده پاراژنر زیر را گسترش داده است:

کلسیت + کوارتز + پلاژیوکلاز + بیوتیت + کلریت + میکای سفید + کلینوزویست + اسفن + کانیهای تیره + هماتیت + تورمالین + آلانیت

میکاشیست ها

این سنگها عموماً دارای چنین پاراژنری است:

کوارتز + پلاژیوکلاز + بیوتیت + کلریت + کلسیت + میکای سفید + کانیهای تیره + آپاتیت + کلینوزویسیت + پیستاسیت

بافت این سنگها گرانوبلاستیک و ترکیب کانی شناختی کمتر تغییر می‌کند.

میکاشیست های آمفیبول دار از نظر ترکیب کانی شناختی بسیار شبیه میکاشیست ها است با این تفاوت که کوارتز و میکای سفید در آنها فراوان تر و دارای لایه های منظمی از هورنبلند سبز است.

ترمولی تیت و تالک شیست

ترمولی تیت ها یا تنها از آمفیبولهای نوع ترمولیت — اکتینولیت تشکیل می‌شود که اکثراً زونه هستند (بخش میانی آبی و حاشیه پی رنگ و یا بخش میانی بی رنگ حاشیه آبی سبز). و یا از ترمولیت های نوع آسبست ساخته می‌شود که با کلریت های منیزیم دار همراه است. پاراژنر تالک شیست ها عبارتست از:

تالک + کلریت + دولومیت + کلسیت + کوارتز + ترمولیت

بافت این سنگها لپیدوبلاستیک است.

عدسیهای آهن دار

مطالعات اشعه X نشان می‌دهد که این عدسیها از هماتیت و کانه های مربوط به دگرسانی های سطحی از قبیل گوتیت و لپیدوکر است و اندکی کلسیت تشکیل شده است. این کانه ها مقادیر قابل ملاحظه ای منگنز دارد که در شبکه هماتیت یا کلسیت جا نگرفته است و بصورت اکسید منگنز بطور مستقل نیست. گروناهای قهوه ای قرمز یا نارنجی رنگ از نوع اسپارتیت فراوان است.

عدسیهای بیوتیت و گرونا دار

این تجمع در بالای عدسیهای بزرگ آهن دار در معدن دست علی دیده می‌شود. مطالعات اشعه X نشان می‌دهد که بیوتیت سرشار از منیزیم بوده و نزدیک قطب فلوگوپیت است. گرونا نیز همان اسپسارتیت می‌باشد.

آمفیبولیت ها

سنگهایی است توده مانند، سبز تیره رنگ، دارای بافتی گرانوماتوبلاستیک که در آنها آمفیبول لایه های نامشخصی را تشکیل می‌دهد. شیست واری این سنگها تابع فیلسیلیکاتهای

آنهاست که یک سطح برگ واری را مشخص می‌کند. این سطح ممکن است چین بخورد و یک خط واره آژنگی را بوجود آورد. پارائنز غالب آمفیبولیت‌ها به شرح زیر است:

هورنبلند سبز + الیگوکلاز (آندزین) + کوارتز + بیوتیت + کلریت + گرونا + اپیدوت + اسفن + کلسیت + کانیهای کدر + روتیل + ایلمنیت + هماتیت + آپاتیت هورنبلند و اولیگوکلاز در تمام سنگها حضور دارند. مابقی از سنگی به سنگ دیگر فرق می‌کند. گرونا معمولاً بافتی غربالی دارد و همزمان با فاز اصلی تغییر شکل تشکیل شده است. اپیدوت بصورت سوزن‌هائی لابلای هورنبلند و یا بیوتیت‌ها رشد کرده است. پیدائی کلریت پس از فاز اصلی است.

۲-۲-۴- کمپلکس سوریان

چنانکه یاد شد (۲-۲-۳-۲) این کمپلکس تناوبی است از کوارتزیت میکاشیست کالک شیست و مقادیر اندکی متاولکانیت‌هائی که اکنون به شیست سبز و آمفیبولیت تبدیل شده است. شرح متاولکانیت‌های این کمپلکس و کمپلکس کولی کش زیر همین عنوان بطور جداگانه خواهد آمد.

کوارتزیت‌ها

این سنگها معمولاً پارائنز یکنواختی دارند.

کوارتز + آلپیت + کلریت + بیوتیت + اپیدت + اسفن + آپاتیت + تورمالین + کانیهای کدر. پاره‌ای از کوارتزیت‌ها دارای یک جهت برگ‌واری موج‌دار است که بوسیله کلریت مشخص شده است. پاره‌ای دارای پلاژیوکلاز و بیوتیت‌های آواری است که یک سطح برگ‌واری با بیوتیت + کلریت + میکای سفید در خود گرفته است. ایلمنیت‌ها به لوکوکسن دگرسان شده است.

شیست‌های گرونا دار

این سنگها در بخش‌های پائینی کمپلکس سوریان فراوان‌تر است. گرونا در این سنگها بین ۱۵٪ تا ۳۰٪ است ولی در پاره‌ای از آنها تا ۶۰٪ حجم سنگ را اشغال می‌کند. در زیر به شرح دو رخساره بارزتر این شیست‌ها می‌پردازیم:

۱- شیست با گرونا ی آتل مانند

بافت آنها پرفیرو بلاستیک (گرونا ۳۰٪) است با یک سطح برگ‌واری که بوسیله بیوتیت (۸٪) و میکای سفید (۱۲٪) مشخص شده است. زمینه از کوارتز و آلپیت تشکیل می‌شود که اندازه‌های آنها ناهمسان است. گرونا از نوع پیراسپیت میلیمتری است که بصورت آتل از دو

قسمت میانی و حاشیه ای که آنرا دربر گرفته ظاهر شده است.

۲- شیت های با دو برگواری

این شیت ها که زمینه شان از کوارتز و آلبیت تشکیل می شود دارای دو جهت برگ واری هستند که توسط میکای سفید مشخص شده است. برگواری دوم پهن است و برگواری اول را عموماً می پوشاند. در برخی نمونه ها برگواری اولی دیده می شود که بشدت چین خورده و برگواری دوم موازی صفحات محوری آن گسترش یافته است. کوارتز و آلبیت بطور همسان در توازی با برگواری دوم تبلور یافته اند. گروناها که بندرت دگرسان شده دارای بافتی غربالی و از نوع آلمانند پرمایه از اسپساریت است. این گروناها آژنگ های برگواری اول را در خود حبس می کند و خود نیز مارگونه تاب می خورد. از بافت و ساخت و نظم و ترتیب کانی شناختی سنگ ها می توان گرونولوژی حوادث دیناموترمال را چنین نتیجه گرفت:

— تشکیل برگواری اول

— چین خوردن برگواری اولی با رشد همزمان گرونا

— تداوم چین خوردگی، پیدائی برگواری دوم در توازی با صفحات محوری چینها (که به گرونا یک حالت پیش از برگواری دوم می دهد).
کانیهای فرعی این سنگها از قبیل اسفن، آپاتیت، کلینوزویسیب است که بنظر می آید همگی در توازی با برگواری دوم ایجاد شده باشند.

۳-۲-۴- کمپلکس کولی کش

چنانکه یاد شد (۳-۲-۲-۳) این کمپلکس تناوبی است از ماسه سنگ، آركوز گری واک، شیل، دولومیت و سنگهای ماگمایی که تحت تأثیر فازهای حداقل دوگانه دگرگونی بدل به سنگهای بشرح زیر گشته است:

۱-۳-۲-۴- کوارتزیت ها

رخساره غالب در کمپلکس کولی کش است که بین ۳۰ تا ۴۰ درصد فروهشته های این کمپلکس را تشکیل می دهد. سنگهایی است توده مانند، خاکستری تا سبز که این رنگ بستگی به میزان کلریت دارد.

بافت این سنگها معمولاً پرفیرو بلاستیک با دانه های ناهمسان اندازه است که کمابیش از یک جهت معین تبعیت می کنند.

کانیهای این سنگها بر دو دسته است. یکی آواری و دیگری کانیهای که در اثر دگرگونی پدید آمده است. از کانیهای آواری می توان زیر کن تورمالین، بیوتیت، منیتیت را

برشمرده. کانیهای تازه تشکیل شده عبارتست از: کوارتز + آلبيت + میکای سفید + کلريت + هورنبلند + کربنات + (آنکريت + دولوميت). اپيدوت اين سنگها دو برگوارى نشان مى دهد. که هر دو توسط فيلوسيليكات ها متمايز گشته است.

۲-۳-۲-۴- متاآركوزها

اين سنگها شبیه متاکوارتزها است با اين تفاوت که فلدسپات در آنها بيشتراست و معمولاً سی درصد حجم سنگ را تشكيل مى دهد (گاه تا ۷۰٪ الى ۸۰٪ نیز مى رسد).

۳-۳-۲-۴- متاگرى واک ها

مطابق تعريف گرى واک ها سنگهائى است تيره رنگ، آوارى، کم مايه از کوارتز که در آنها قطعات سنگى بيش از فلدسپات ها است و خميره آوارى آنها از کلريت بارور است. در اينجا اثر دگرگونى و تبلور دوباره تميز چنين سنگهائى را از ميكروبرش هاى ولکانيك دشوار ساخته است، چه بسا اين سنگها در اصل گرى واک نبوده و همان آذر آواريهائى نسبتاً بازىک ريزدانه باشند. بدین طريق اکثريت با متاکوارتزيت ها و متاآركوزها خواهد بود. بهر حال متداول ترين پارائز اين سنگها بدین قرار است:

کوارتز + آلبيت + کلسيت + اپيدوت + کلسيت آهن دار + اسفن

در برخى از نمونه هاى اين سنگها قطعات سنگى اوليه هنوز حفظ شده و در آنها قطعات زاويه دار گدازه هاى بازالتى را مى توان تشخيص داد.

۴-۳-۲-۴- متاپليت ها

در بسيارى از اين سنگها هنوز دانه هاى درشت اندازه تر از ابعاد پليتى نسبتاً فراوان است. بافت اين سنگها گرانوليدوبلاستيك است که گزنوبلاست هاى کوارتز و آلبيت آنها اندکى کشيده و جهتى ترجيحى را نشان مى دهد. گاه بافت پرفيرو بلاستيك در اين سنگها ديده مى شود که فنوبلاست هاى آنها را گروناى پيش از برگوارى اولى و کوارتز و آلبيت هاى همزمان يا پس از آن تشكيل مى دهد. در اين سنگها دو سطح برگوارى بطور وضوح قابل تشخيص است که هر دو را فيلوسيليكاتها مشخص مى کند.

متداول ترين پارائز اين سنگها بدین قرار است:

کوارتز + آلبيت + بيوتيت + کلريت + میکای سفید + اپيدوت + گرونا + کربنات + کانیهای کدر + تورمالين + گرانيت + هماتيت

فيلوسيليكات ها که گاه ۷۰٪ تا ۸۰٪ حجم سنگها را تشكيل مى دهد در هر دو سطح برگوارى رشد کرده است. اپيدوت از نوع پيستايت است. گروناها که بيشتر از نوع آلماندن اسپساريتى است

در دو نسل تشکیل شده یکی پیش از برگواری اولی و دیگری در حین و پس از آن. کانه های کدر بیشتر از نوع منیتیت هماتیت و هیدرواکسیدهای آهن است.

کانیهای آواری که از دگرگونی رهیده و اینجا و آنجا برجای مانده است بدین قرار است: کوارتز + منیتیت و پیریت اکسیده شده و بیوتیت هائی که بشدت کلریتی شده است.

۵-۳-۲-۴- شست های گرافیتی

سنگهای شست سرشار از میکای سفید و مواد گرافیتی که رنگ خاکستری سیاه رنگ رخشانی داده است در اکثر آنها گرونا فراوان است که بصورت دانه های ریز و رخدار ظاهر شده است. بافت آنها گرانولید و بلاستیک با برگواری بسیار مشخصی است. برخی از این سنگها دارای بافتی پرفیرو بلاستیک است که به رشد بیش از اندازه گرونا، آلبیت و کلریت پدید آمده است. ترکیب کانی شناختی (پاراژنز) و درصد کانیها بدین قرار است:

کوارتز ۱۵ تا ۳۰٪، آلبیت ۵ تا ۲۰٪، کلریت ۸ تا ۲۰٪، میکای سفید ۲۵ تا ۴۰٪، بیوتیت ۳ تا ۱۲٪، گرونا ۲ تا ۱۵٪، گرافیت ۵ تا ۱۵٪، کانیهای کدر و اپیدوت کمتر از ۱٪. مطالعات سنگ شناسی دو پاراژنز زیر را مشخص ساخته است:

S_0 تناوب لایه های نازک (تیغه های) پلیتی - کربنی و کوارتز - فلدسپاتی

S_1 گرونا + میکای سفید + بیوتیت ها + آلبیت + کوارتز

S_2 (همزمان با چین خوردن S_1) کوارتز + آلبیت + کلریت + میکای سیاه و سفید. پس

از S_2 : کلریت + میکای سفید.

۶-۳-۲-۴- مرمرها، کالک شست ها و اپیدوتیت ها

مرمرها خیلی خالص است و بندرت کانیهای نظیر کلریت بجز کلسیت در این سنگها دیده می شود.

- کالک شست ها

پاراژنز این سنگها بجز مقادیر معتدله کربنات شبیه متاپلیت ها است که بصورت زئوبلاست ها ناهمسان اندازه ظاهر می شود.

پاراژنز این سنگها معمولاً بدین قرار است:

کلسیت + دولومیت + کوارتز + آلبیت + کلریت + میکای سفید + اپاتیت + اسفن + کانیهای

کدر

- اپیدوتیت ها

سنگهای کمیابی است که دارای بافتی گرانوبلاستیک بوده و در آنها تعداد اپیدوت گاه

به ۸۰٪ می‌رسد، پارائنز آنها بقرار زیر است:

اپیدوت + کوارتز + آلپیت + کلریت + میکای سفید + آپاتیت + کانیهای کدر

۷-۳-۲-۴- متادولومیت‌ها و کانی‌سازی آهن

این سنگها که در غرب و جنوب غربی دهکده هنشک، ظاهر شده و با علامت dm بر نقشه چهارگوش اقلید نشان داده شده است عمدتاً دارای دو رخساره است:

- یک رخساره زرد قهوه‌ای که گسترش آن محدود و بصورت طبقات کوچکی که هیچگونه ارتباطی با کانی‌سازی نشان نمی‌دهد.

- یک رخساره قهوه‌ای شکلاتی که بخش اعظم این سنگها را تشکیل می‌دهد در دیواره‌های آنها عدسیهای آهن داری دیده می‌شود که ضخامت‌های متغیری دارد و معمولاً در توازی با لایه بندی متادولومیت‌ها است.

از نظر کانی شناختی دولومیت‌های زرد قهوه‌ای تقریباً بکلی از بلورهای درشت دولومیت نارخداری تشکیل می‌شود که در خمیره میکروگرانولار احاطه شده است.

دولومیت‌های قهوه‌ای شکلاتی اصولاً بافت حفره داری را نشان می‌دهند که بیانگر یک دولومیتی شدن ثانوی ناکامل است، پارائنز این دولومیت‌ها بدین قرار است:

کوارتز + هماتیت + گوتیت + میکای سفید + تورمالین + آلپیت + کلریت و دولومیت + آنکریت که این دو کانی بیشتر حجم سنگ را تشکیل می‌دهد.

عدسیهای آهن دار

این سنگها از کانیهای هماتیت + گوتیت + کوارتز + آنکریت + کالکوپیریت + کلسیت تشکیل می‌شود که در آن کانیهای کوارتز و گوتیت غالب است. گوتیت در اثر دگرسانی سطحی هماتیت‌ها ایجاد شده است.

مشاهدات روی زمین و مطالعات پترولوژی و ژئوشیمیائی نشان می‌دهد که عدسیهای آهن دار چنانکه اندیشیده شده (طراز ۱۹۷۳) حاصل دگرسانی نیست، بلکه در اثر دگرگونی به حالت کنونی درآمده است. ژئهماتیت در ارتباط با فازهای سیال است که در حین دگرگونی پدید آمده و بر سولفورهای رسوبی اولیه اثر گذاشته و آنها را بصورت عدسیهائی در دیواره‌های سنگهای دولومیتی جای داده است.

۴-۲-۴- سنگهای ماگمائی کمپلکس‌های سه گانه دگرگونی

۱-۴-۲-۴- متابازیک‌های نفوذی

شرح این سنگها در بخش ماگمائی داده شده است (نک ۱-۲-۴-۴ و ۱-۲-۴-۴)

در این سنگها برگواری تقریباً دیده نمی شود و تنها پارائز دومی که به رخساره شیبست سبز تعلق دارد، واضح است. تنها کانیهائی از پارائز اول را که می توان با اطمینان ذکر کرد عبارتند از: هورنبلند سبز + اپیدوت (کلینوزیست + پیشتاسیت) کلریت و بیوتیت کهن است در این پارائز پدید آمده باشد ولی دور از احتمال نیست که آمفیبول با این کانیهها که محققاً به پارائز دومی تعلق دارد به حالت نیمه پایدار باشد.

بهر حال پارائزهای زیر را می توان در این سنگها معین نمود.

پارائز ۱: هورنبلند + کلریت + بیوتیت سبز + کلینوزیست + پیستاسیت + اسفن + لوکوکسن + هماتیت + کلسیت + کوارتز.

پارائز ۲: کلریت + بیوتیت سبز + اکتینوت + کلینوزیست + پیستاسیت + آلبیت + کلسیت + کریبات آهن دار + اسفن + هماتیت.

در سنگهای نفوذی روشن رنگ نیز پارائزهای زیر مشخص شده است:

پارائز فاز ۱: هورنبلند سبز + پلاژیوکلاز + اپیدوت + کوارتز + گرونا.

پارائز فاز ۲: کلریت + کلینوزیست + کلسیت + هماتیت + میکای سفید + اسفن + کوارتز آلبیت.

۲-۴-۲-۴- متاولکانیت ها

این سنگها اکثراً بصورت شیبست هائی با بافت گرانولیدوبلاستیک یا گرانوکاتوبلاستیک ظاهر می شود. جهت یافتگی صفحه ای کانیهها چندان مشخص و معمولاً کاتوره ای است ولی گاه یک برگواری کریستالوفیلین واضح بخصوص در شیبست های کلریت دار دیده می شود. در این سنگها بافت های پرفیرو بلاستیک نیز بصورت زیر حضور دارد:

— مجموعه هائی از کانیههای کلریت + اپیدوت + آلبیت که در بادامک هائی کشیده گرد آمده و شبج هائی از کانیههای آهن و منیزیم دار را نشان می دهد که بدین مجموعه تبدیل شده است.

— پرفیرو بلاست هائی از آلبیت با بافت غربالی.

— پرفیرو بلاست هائی از کوارتز که بصورت بیضوی ظاهر شده است.

گاه نیز به سنگهائی با بافت پرفیرو بلاستیک کامل برمی خوریم که فنوبلاست های آنرا لایه های فیلیتی که عمدتاً از کلریت تشکیل شده است در بر می گیرد.

پاره ای از متاولکانیت ها شکسته و خرد شده و نظم کانی شناختی آنها چنان درهم ریخته که دانستن کروئولوژی پارائزها را مشکل کرده است.

با اینهمه و با توجه به مطالعات پترولوژیک، پارائزهای زیر را برای فازهای پی در پی

دگرگونی در متاولکانیت ها می توان مشخص نمود:

پاراژنز فاز ۱:

هورنبلند سبز + پلاژیو کلاز کلسیک (الیگو - اندزین ؟) + اپیدوت + لوکوکسن + اسفن ؟ + بیوتیت + قهوه ای + کوارتز + اسکاپولیت + کربنات ؟ + منیتیت.

پاراژنز فاز ۲:

آلیت + کلریت + کوارتز + اکتینوت + اپیدوت + کربنات + بیوتیت سبز + میکای سفید + منیتیت + لوکوکسن + اسفن + روتیل + آپاتیت ؟ + پیروکسن (دیوپسید) + هماتیت.

۵-۲-۴ - شرائط دگرگونی

از مطالعات پتروگرافی سنگهای گوناگون دگرگونی اعم از رسوبی و ماگمایی در هر سه کمپلکس تونک، سوریان و کولی کش، می توان نتیجه گرفت که دوفاز دگرگونی مهم و یک فاز دگرسانی بر این سنگها اثر گذاشته است. البته این بدان معنی نیست که تمامی تحول سازندهای دگرگونه در این سه گامه خلاصه شده است، چه بسا حوادث دیگری بر آنها رفته که از دید ما بدور مانده است و یا اینکه چهارچوب مطالعاتی که این نوشتار حاصل آنست مجال فرصت بیشتری را نداده است.

بهر حال در میان سنگهای رسوبی از پالئوزوئیک تا اوائل مزوزوئیک پاراژنزهائی مشاهده می شود که یک دگرگونی دیناموترمال از نوع بارو را مسجل می دارد. فشار کلی این دگرگونی بدرستی معلوم نیست، ولی هیچگاه از ۵ کیلو بار کمتر نبوده است. در میان کمپلکس تونک گامه اول تا اواسط رخساره آمفیبولیت پیشرفته است، ولی با وجود این برگواری پاراژنزهائی همراه آنها چندان تفاوتی نمی کند و معلوم می گردد که گامه دوم نیز تا همان رخساره آمفیبولیت اما با فشار کلی بیشتری پیشرفته است (حداقل ۶ کیلو بار) در میان کمپلکس های سوریان و کولی کش آنچه بخوبی دیده می شود پاراژنزهائی گامه دوم است که رخساره شیبست سبز از نوع بارو را نشان می دهد و از پاراژنزهائی گامه اول چندان آثاری برجای نمانده است. در بخش های بالائی کمپلکس کولی کش یا به عبارتی در میان سازندهای پالئوزوئیک بالائی و تریاس پائین پاراژنزهائی رخساره شیبست سبز بخوبی تشخیص داده می شود ولی آثاری دال بر پاراژنز گامه اول یا برجا نمانده و یا اصولاً وجود نداشته است. به عبارتی دیگر محتمل است که در میان این سنگها دگرگونی حتی در گامه اول از مرز رخساره شیبست سبز فراتر نرفته است. فرآیند دگرسانی که پس از یک فاز تکتونیک شکننده بصورت رگه های کوارتز، آلیت، کلریت اپیدوت و میکای سفید رخ نموده است.

شدت چین خوردگی و تغییر شکل در فاز اول بیش از فاز دوم ولی فشار کلی فاز دوم بیشتر است. تقریباً در اواخر هر فاز و آرامش نسبی، حرکات فشار سیالی بالا رفته است. چنانکه در پایان فاز اول اسکا پولیتی و سیلیسی شدن دامن سنگها را فرا گرفته و از پایان فاز دوم نیز سیالهای پرفشار به صورت رگه‌هایی یا پارائنز کوارتز + آلبیت + بیوتیت + کلریت + میکای سفید + کیانیت تظاهر کرده است.

در میان سنگهای ماگمائی پارائنزها روشن‌تر و تمیز فازهای پیایی از هم آسان‌تر است. پارائنز فاز اول که دقیقاً رخساره آمفیبولیت را مشخص می‌کند بدین قرار است: هورنبلند + الیگوکلاز + آندزین + اپیدوت + بیوتیت و پارائنز. فاز دوم مربوط به رخساره شایست سبز است: آلبیت + کلریت + کوارتز + اکتینوت + اپیدوت. فرآیند دگرسانی پارائنز زیر را بدست داده است: کرنات + کوارتز + هماتیت + هیدروکسید آهن + آلبیت + میکای سفید؟

۶-۲-۴- دگرگونی آنچی زون

نمونه‌هایی که از سنگهای ژوراسیک میانی و بالا در شمال غرب و شمال شرق حسن آباد و غرب هنشک و نیز از ژوراسیک پائین در گردنه کولی کش برداشته شده نشانگر یک دگرگونی آنچی زونی یا دگرگونی درجه بسیار پائین است که در آن اندیس تبلور (I.C) ایلیت تا حدود ۲/۵ رسیده و حتی وارد میانگین اپی زون یا دگرگونی درجه پائین (رخساره شایست سبز) شده است. البته اندیس تبلور ایلیمیت نمونه‌ها حدود ۳ یعنی در حد بالای آنچی زون در مرز بین آنچی زون و اپیزون است. کانیهای دیگری که در این سنگها تبلور دوباره یافته عبارتست از کلریت + کوارتز + آلبیت + کانیهای کدر است. حدود غائی این دگرگونی بقرار زیر است:

۲۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد برای ۱ کیلو بار

۳۰۰ تا ۴۴۰ درجه سانتیگراد برای ۲ کیلو بار

۷-۲-۴- زمان فازهای دگرگونی

فاز اول را که تا رخساره آمفیبولیت از نوع بارو پیشرفته است. تکلیف معلوم است، سنگ‌های پالئوزوئیک و تریاس پائینی را دگرگون می‌کند و آواریه‌های حاصل از آن در میان رسوباتی جای می‌گیرد که سن آنها از کارنین تا نورین است (نک ۱-۳-۳) در میان سنگهای فلش مانند ژوراسیک (میانی؟) نیز قطعات این سنگها فراوان است و بصورت تک بلور گرونا، کوارتز فلدسپات، بیوتیت و غیره نیز زمینه‌ساز این آواریه‌ها است.

آواریه‌های ژوراسیک خود نیز دگرگون شده و با شیست‌های پالئوزوئیک اشتباه گرفته شده است. این آواریه‌ها در زون سنندج — سیرجان تا رخساره شیست سبز دگرگون گشته است ولی چنانکه دیدیم (نک ۳-۴) رسوبات ژوراسیک پائین و یا ژوراسیک میانی و بالائی تنها تا درجه بسیار پائین از دگرگونی متأثر شده است. این موضوع ممکن است مربوط به موقعیت رسوبات ژوراسیک پائین، میانی و بالا و دور بودن نسبی آنها از کانون دگرگونی باشد و تنها مقدار اندکی از شار گرمائی عامل دگرگونی بدانها رسیده و آنها را تا درجه بسیار پائین دگرگون کرده است.

این موضوع با توجه به نوع تکتونیک زون سنندج — سیرجان و اطراف سفره‌های رورانده و چین‌های برگشته چندان دور از ذهن نمی‌نماید، چنانکه در این نوع حرکات قطعاتی که زمانی بسیار دور از هم بوده است اکنون در جوار یکدیگر قرار گرفته و برهم سوار شده است.

البته فاز تحولی کیمرین پسین را که در اواخر ژوراسیک میانی اتفاق افتاده و در ایران مرکزی باعث آنهمه حادثه دگرگونی و ماگماتیسم شده است نمی‌توان از نظر دور داشت. چنانکه دیدیم در قسمت‌های پائینی ژوراسیک پائین آواریه‌های درشت اندازه‌ای یافت می‌شود که قطعات آنها دگرگونه است و روی همین سنگها را ژوراسیک بالائی بگونه‌ای ناپیوسته و یا کنگلومرا می‌پوشاند در این صورت می‌توان پنداشت که فاز دوم که عمدتاً از درجه پائین (شیست سبز) است مربوط به کیمریجین پسین باشد و دگرگونی انچی زون مربوط به نئوکومین و یا حتی اوائل ترسیر باشد. بهر حال بطور خلاصه:

۱- فاز اول دگرگونی که تا رخساره آمفیبولیت پیشرفته و از نوع بارو است. در اواخر تریاس میانی و زمان تحول کیمرین پسین اتفاق افتاده است.

۲- فاز دوم ممکن است مربوط به کیمرین پسین یعنی اواخر ژوراسیک میانی و یا زمانی پس جوان‌تر مربوط به اواخر مزوزوئیک یا حتی اوائل ترسیر می‌باشد.

۳- دگرگونی انچی زون مربوط به اواخر مزوزوئیک یا اوائل ترسیر است ولی بنظر نمی‌رسد با تکتونیک شکننده‌ای که منجر روراندگی زاگرس شده است ارتباطی داشته باشد.

۴- فازهای دگرسانی که بصورت رگه‌های پراکنده همراه با شکستن و خرد شدن سنگها انجام گرفته است نمی‌تواند از حادثه روراندگی زاگرس بدور باشد.

۵- تکتونیک

معمولاً از کوههای زاگرس تا ایران مرکزی مناطق یا زون‌های تکتونیکی زیر قابل تشخیص

است:

۱- زون چین خورده زاگرس

۲- زون شکسته که ارتباط و تعلق آن به زون زاگرس بیش از زون های دیگر است.

۳- زون افیولیتی - رادیولاریتی

۴- زون دگرگونی سنندج - سیرجان

۵- زون ایران مرکزی

رسم برایتست که جغرافیائی پارینه این زون ها را با توجه به ریخت شناختی ساختار و موقعیت جغرافیائی کنونی آنها تفسیر می کنند که خلاصه آن چنین است:

زاگرس یک میوژئوسنکلینال است و زون شکسته آن حاشیه آرام اقیانوسی (تتیس) است که بین افریقا و اوراسیا جدائی افکنده است. زون سنندج - سیرجان نیز حاشیه فعال ایران مرکزی (اوراسیا) و... (نک به عنوان مثال و از میان بسیاری دیگران

Staneley (1974), Sabzehei (1974) Ralcon (1973), Stockline (1974), Ricou (1974).

فرورفتن پوسته این اقیانوس بر زیر پوسته قاره ای اوراسیا گستره آنرا تا حد باقیمانده هائی پراکنده از سنگهای اولترابازیک و رادیولاریت این پوسته تقلیل داده است، این امر که در اواخر کرتاسه اتفاق افتاده سبب دگرگونی در حاشیه قاره (زون سنندج - سیرجان) گشته و ولکانیسم اورمیه - دختر را باعث شده است. بحث هائی نیز در پس روی و پیشروی دریای ژوراسیک و کرتاسه می شود چنانکه گوئی آنچه اکنون در اینجا است همیشه در همین جا بوده است. گفته هائی بدینگونه بخشی از واقعیت را در خود دارد و بخش دیگر پندارهائی است که اگر واقعیت ها را آنچنانکه هست در کنار آنها بگذاریم تناقض هائی پیش می آید که با اصول زمین شناختی، پترولوژی سیستماتیک چندان سازگار نیست. برای نمونه:

- دگرگونی زون سنندج - سیرجان در اواخر تریاس میانی است و حال آنکه بهم آمدن پوسته اقیانوسی و رفتن آن بر زیر پوسته ایران مرکزی در کرتاسه است.

- باز شدن اقیانوس درست در زمانی انجام می گیرد که حاشیه قاره دگرگون می شود. یعنی یک محل معین در حین انبساط فشرده می شود.

- دگرگونی حاشیه قاره از نوع بارو است و نه از نوع دگرگونی کم فشار زون های روئین فروزانش و...

چهار گوش اقلید زون چین خورده زاگرس را شامل نمی شود و تنها زون شکسته است که بخش جنوب غربی آنرا اشغال می کند. چنانکه یاد شد قدیم ترین سنگهائی که در این زون رخ نموده مربوط به پرمین بالا است (۳-۲-۳) که رویهمرفته با سنگهای تریاس گستره محدودی را اشغال می کنند. بیشترین رخنمون ها را سنگهای ژوراسیک و کرتاسه دارد، سنگهای ترسی پر را

فرسایش تقریباً از میان برداشته است. استیل تکتونیک این زون در ساختارهای نسبتاً ساده طاق‌دیس و ناودیس‌های بهم فشرده با روندی شمال غربی و جنوب شرقی خلاصه می‌شود که صفحات محوری برخی از آنها از حالت قائم برگشته و یال شمال شرقی این ساختارها بروی یال جنوب غربی رانده شده است. گسلش در این زون رواج بسیار دارد و تقریباً سنگی و سازندی نیست که از گزند آن بدور مانده و خرد نشده باشد. این زون را محل برخورد قاره‌های آفریقا و اوراسیا می‌دانند (فالکون ۱۹۷۳) که از زمانی پیش از میوسن پسین اتفاق افتاده است (استونلی ۱۹۷۴) تغییر شکل خردکننده‌ی این زون بزعم پورکرمانی (۱۹۷۷) در زمانی بین سنومانین و میوسن پسین اتفاق افتاده است.

رخنمون‌های پراکنده‌ای از سنگهای افیولیتی — رادیولاریتی که در این زون بجا مانده است نشان از سفره‌های گسترده‌ای دارد که بروی آن رانده شده و از آن پس فرسوده و از میان رفته است.

معمولاً از گسله و یا زوراندگی زاگرس یاد می‌شود که مشاهدات روی زمین با چنین اصطلاحی سازگاری چندانی نشان نمی‌دهد. معلوم نیست که این گسله کدام یک از ده‌ها گسله‌ای است (که همگی نیز روندی ۱۳۰ — ۱۲۰ N دارد) که در میان و در حد شمالی زون شکسته سازندها را از هم می‌گسلد و هر کدام حرکتی دارد. پاره‌ای عادی، گروهی قائم و دسته‌ای برگشته و سنگها را بروی هم رانده است. برای گریر از چنین تناقض‌هایی بهتر است به تبع از ریکووبرو (۱۹۷۱) از حادثه زاگرس نام برد که با روندی ۱۳۰ — ۱۲۰ N در طول ۲۸۰۰ کیلومتر از آناتولی در ترکیه تا تنگه هرمز ادامه دارد. این حادثه سبب تغییر شکل‌های بسیاری است که در زون شکسته زاگرس و زون سنندج — سیرجان به وقوع پیوسته و ساختار و ریخت‌شناسی کنونی را بدست داده است. آغاز حادثه بزعم اشتوکلین (۱۹۷۴) از تریاس یا اواخر پالئوزوئیک است که بین زاگرس و زون سنندج — سیرجان جدائی افکننده و رخساره‌ی متفاوتی را باعث می‌شود که شباهتی بهم ندارند.

در چهارگوش اقلید، پورکرمانی حرکاتی ناشی از نیروی کششی و فشاری را در ارتباط با این حادثه آشکار ساخته است: چنانکه نیروی کششی و به تبع آن حالت انبساطی بین اثونس بالائی و حالت انقباضی بین الیگوسن میوسن پائینی و میوسن بالائی سرشت این حادثه را مشخص می‌کرده است. حالت فشاری این حادثه بین میوسن پائینی و بالائی همزمان با رانده شدن زون سنندج — سیرجان بروی زاگرس بوده و حرکات پس از میوسن بالائی با جابجائی‌های افقی راستگرد در طول اثر این حادثه همراه بوده است.

زون افیولیتی رادیولاریتی را چنانکه یاد شد فروهشته‌های کوارترنر و نئوژن پوشانده است و

جز رخساره‌های کم گستره‌ای از رادیولاریت‌ها در گوشه جنوب غربی چهارگوش از سنگهای این زون دیده نمی‌شود. از آن پس بطرف شمال شرق، زون سنندج - سیرجان می‌آید که بیشترین حجم آنرا سنگهای دگرگونی پالئوزوئیک و مزوزوئیک اشغال می‌کند.

زون افیولیتی و رادیولاریتی و زون سنندج - سیرجان را می‌بایستی زون پولک‌های تکتونیک نامید، چه در این زون کمتر واحدی می‌توان یافت که برجا باشد و یا یک ستون چینه‌شناسی از یک واحد سنگی را بدرستی مشاهده نمود. در این زون همه واحدها تکه‌تکه شده و مانند پولک ماهی بروی هم رانده شده است. این رانندگی‌ها همان روند حادثه زاگرس و شیب آنها بسمت شمال شرقی متوجه است. در همین زون است که اشتباهات شگرفی برای پژوهشگران رخ داده است گروهی سنگها را پره کامبرین فرض کرده‌اند، گروهی کوهزائی کالدونین و گروه دیگر کوهزائی هرسی نین را یافته‌اند غافل از آنکه هیچ سنگی بر جای خود نیست و اگر طبقاتی از کنگلومرا با قطعات سنگهای دگرگونی بطور دگرشیب زیر آهک‌های پرمین قرار گرفته باشد دلیل آن نیست که یک دگرگونی پیش از پرمین وجود داشته است چرا که طبقات کنگلومرانی بسادگی می‌تواند پولکی تکتونیکی از فلیش‌های ژوراسیک باشد که بطور همشیب زیر پولکی از آهک‌های پرمین مانده باشد.

پورکرمانی (۱۹۷۷) هشت فاز تکتونیک از ژوراسیک تا کنون در این زون گزارش کرده

است:

(Zc = جهت نیروهای فشاری و Xd = جهت نیروهای کششی یا جهت انبساط)

— فشاری پس از ژوراسیک بالائی پیش از بریازین (Zc = N 30)

— فشاری پس از سنومانین پیش از انوسن میانی (Zc = N 45)

— کششی پس از سنومانین پیش از انوسن میانی (Xd = N 135)

— فشاری پس از انوسن بالائی پیش از الیگوسن - میوسن پائینی (نامعین Zc =)

— کششی پس از میوسن بالائی پیش از الیگوسن پائینی (Xd = N 45)

— فشاری پس از الیگوسن - میوسن پائینی پیش از میوسن بالائی (Zc = N 45)

— فشاری پس از میوسن بالائی (Zc = N 335-355)

— فشاری کوارترنر (Zc = N 30)

البته باید خاطر نشان ساخت که چنین تعددی دال بر تغییر جهت پیکان تلاش اصلی در طول زمان نیست بلکه هر فشاری در یک نقطه، کششی از نقطه دیگری را بدنال دارد و هر جا زیر فشار است در طول زمان با چرخش بیضوی تلاش و فرگشت در حالت کشش قرار می‌گیرد مضاف بر اینکه گسله‌ها با حادثه‌های اصلی که جهتی تقریباً N-135 دارد علاوه بر مؤلفه قائم مؤلفه‌هایی

افقی دارد که بنظر می آید از ژوراسیک به بعد حرکتی در جهت عقربه های ساعت نیز ایجاد می کرده است و باعث اینهمه تغییر پیکان های تلاش موضعی گشته است توفیق بیشتر در این مبحث در قالب این نوشتار نمی گنجد.

آلریک و ویرلوژو (۱۹۷۷) در این زون چهار فاز چین خوردگی آلپی گزارش کرده و با استفاده از یافته های پورکرمانی (۱۹۷۷) کروئولوژی آنها را تعیین نموده اند.

فاز ۱ — موجد چین های استوانه ای شیبست واره ای با جهت N110-120 گشته است. زمان این فاز پس از ژوراسیک بالائی و پیش از بریازین است.

فاز ۲ — بوسیله چین هائی استوانه ای با جهت مجوری Ni20-150 مشخص می گردد. زمان این فاز پس از سنومانین است.

فاز ۳ — با چین های متحدالمرکز یا مخروطی مشخص می گردد. این فاز در سنگهای تموجی ایجاد می کند که باعث یک خط واره نیز می گردد. جهت این خط واره و مجور چین ها N50 است. زمان این فاز پس از میوسن بالائی است.

فاز ۴ — این فاز بوسیله چین های مخروطی با جهت مجوری N 10 مشخص می گردد. سن این فاز پس از میوسن بالائی تا کوارترنر است. بهرحال فازهای ۳ و ۴ ممکن است مربوط به حرکات افقی حادثه زاگرس باشند که توام با حرکات قائم آن چین های مخروطی را ایجاد کرده اند.

دیده می شود که فازهای ۱ و ۲ با چین های استوای همراه است که جهت مجوری آنها تفاوت چندانی ندارد. این فازها در جاهای دیگر ایران نیز عمومیت دارد و باعث پس رویها، پیشرویها و تغییر شکل های بسیار شده است در زون سنندج — سیرجان این فازها بعضاً با دگرگونی نیز همراه است که البته در بخش شمالی این زون و از حد گسله قطر — کازرون بطرف شمال غربی تغییر شکل و دگرگونی همراه این فازها آشکارتر و بیشتر قابل پی گیری است.

استیل تغییر شکل در سنگهای دگرگونی تفاوتی با پوشش نادگرگونه (ژوراسیک به بعد) آنها ندارد. همان فازهای تکتونیک و چین خوردگی که ذکرشان رفت براین سنگها نیز اثر گذاشته که در اینجا و آنجا قابل تشخیص و پیگیری است.

در سنگهای دگرگونی چنانکه یاد شد دو فاز دگرگونی دیناموترمال اتفاق افتاده است. شیبست وارگی فاز اول جز در کوه سفید توتک و در میان شیبست های سیاهرنگ در جای دهگری چندان قابل تشخیص نیست. در اینجا شیبست واره فاز اصلی دگرگونی بصورت سطوح چین خورده ای قابل تشخیص است که در توازی با صفحات مجوری آنها شیبستوزیته دوم گسترش یافته است. تداخل دو شیبست وارگی، سنگها را بصورت قطعات لوزی مانند درازی در آورده است.

جهت شیستوزیته اولی در اینجا N110-130 است ولی چگونه می توان چنین جهتی را پس از آنهمه چین خوردگی گسلش و چرخش مورد توجه قرار داد و این جهت ملاک چه معیاری است؟ جواب این سؤال اگر محال نباشد قطعاً مشکل است.

چین های همراه شیستوزیته دوم در میان سنگهای دگرگونه بسیار فشرده، یخ شده و تک شیبی است که علی الاصول در سه مقتیاس ظاهر می شود: میلیمتری (در مقطع نازک)، دسی متری تا متری، دکامتری تا هکتومتری. برگواری مشخص شده توسط بلورهای فیلیتی و نیز خطواری بلورهای منشوری در توازی با این شیستوزیته جریانی است که بگونه ای بسیار نافذ در توازی با صفحات محوری چین ها گسترش یافته است. جهت این چین ها با چین های فاز اول سنگهای از ژوراسیک به بعد یکی است. استتیل آنها نیز مشابه است با این تفاوت که در دگرگونه ها فشرده تر و یخ تر شده است. در بحث از زمان فاز دگرگونی دیدیم که زمان پس از ژوراسیک نیز برای فرآیند دگرگونی محتمل بود. حال ممکن نیست فاز اول چین خوردگی پوشش که زمانی بین ژوراسیک بالائی تا بریازین دارد، با فاز دوم دگرگونی تطابق داشته باشد؟ اگر در شمال زون سنندج - سیرجان چنین فازی آشکار گشته چرا در اینجا چنین نباشد؟

استتیل تکتونیک در زون ایران مرکزی که رخنمون های نسبتاً اندک آن در شمال چهارگوش و بخصوص کوههای همبست گسترده شده، در چین های ساده استوانه ای خلاصه می شود که توسط گسله هایی که عمده تاً فشاری است تکه تکه شده و بروی هم رانده شده است. تمامی چهارگوش را گسله هایی با روندی شمال غربی - جنوب شرقی N 145 - N 120 از هم دریده و پاره پاره کرده است. از این گسله ها می توان گسله های محدود کننده شمال و جنوب زون افیولیتی - رادیولاریتی، زون سنندج - سیرجان و جنوب زون ایران مرکزی و شعبات آنها نام برد. گسله ها که سراسر چهارگوش را از شمال غرب تا جنوب شرق درمی نوردند عمده دارای دو نوع حرکت است، یکی با پیکان حرکتی پرشیب نزدیک به قائم که تکه های شمال شرقی را در جهت N 30 - N 55 به روی تکه های جنوب غربی می راند و دیگری با پیکان حرکتی کم شیب و نزدیک به افق با جهتی N 120 - N 145 که تکه های جنوبی را در جهت جنوب شرقی حرکت می دهد. به عبارت دیگر این گسله ها حرکتی قیچی مانند دارد و در عین روراندگی با حرکتی راست گرد در جهت امتداد خود می لغزد. این نوع حرکت گسله های درجه دوم و درجه سوم و... را بدنبال دارد که با زوایائی بین ۱۵ تا ۴۵ درجه با گسله های اولی ایجاد شده است. این گسله های فرعی برخی وزنی و برخی معکوس است، پاره ای راست گرد و پاره دیگر چپ گرد است. برخی نزدیک به قائم یا قائم و برخی دیگر نزدیک به افقی است. همین امر سبب شده که گاه پژوهندگان قضاوت های گونه گونی نسبت به حادثه زاگرس بنمایند.

سرش لغزش راست گرد حادثه زاگرس و گسله‌های اصلی موازی آن باعث چرخش روند ساختار سنگها گشته و ساختارهایی به وجود آورده که بعضاً جهتی شرقی — غربی دارد. این موضوع در مورد دگرگونه‌های شمال حسن آباد آشکار است، پینچش کلی روندها در غرب ده بید از شمال غربی — جنوب شرقی به شرقی — غربی نیز از این مقوله است. چنین ساختارهای زیگموئیدی در مقیاس‌های کوچکتر در میان تمامی سنگها دیده می‌شود و گاه روند شرقی — غربی شیبست‌واری دگرگونه‌ها که ناشی از این امر است باعث تعبیری در مورد جهت تلاش اصلی در زمانها و مکانهای مختلف شده که جای تأمل دارد. بحث بیشتر در این مورد و نیز در تفصیل ساختارها در چهارچوب این نوشتار نمی‌گنجد.

۶ — خلاصه نتیجه گیری کلی

قدیم‌ترین سنگهائی که در چهارگوش اقلید رخنموده مربوط به اردوئین — سیلورین است که از تناوب شیل و ماسه سنگ‌های تیره رنگ خلاصه می‌شود. البته این سنگها در زون زاگرس در چهارگوش اقلید ظاهر نشده ولی با توجه به آنچه در فاصله‌های نه‌چندان دور در کوههای کهکم و فراغان دیده می‌شود می‌توان پذیرفت که در اینجا نیز چنین است. در بخش‌های بالائی این سنگهای آواری تظاهر ماگمائی بصورت گدازه و توف آشکار می‌گردد و نشان می‌دهد که ناحیه رو به تحولی دارد که از آن پس اوج می‌گیرد و زونی را بوجود می‌آورد که در حال حاضر حدود ۳۰۰ کیلومتر بین ایران مرکزی و زاگرس فاصله افکنده است. این زون که بنام زون سنندج — سیرجان مشهور گشته از همان اواخر پالئوزوئیک پیشین و در تمام طول پالئوزوئیک پسین به جایگاهی تبدیل می‌شود که در مجموع نشست می‌کند و از فروهشته‌های آواری انباشته می‌گردد. چنین نشستی را که علی‌الاصول نیروهای کششی و حالت انبساطی این قطعه بوم باعث آن گشته ظهور، نفوذ و خروج ماگمائی همراهی می‌کند که رویهمرفته بازالتی و از نوع قلیائی قاره‌ای است حکایت از شکافتن و تخریب پوسته قاره‌ای دارد. اوج این ماگماتیسیم در دونین بالائی و کریونیفر پائین است که حجم قابل ملاحظه‌ای از سنگهای ماگمائی را بصورت گدازه، برش و توف در میان رسوبات جا می‌دهد و یا بصورت توده‌های بزرگ و کوچک در میان آنها نفوذ می‌کند. واضح است که چنین فعالیت‌هایی را موبکی است که بصورت تبلور دوباره در میان سنگهای موجود ظاهر شده و با ذوب بخشی از آنها گداخته‌هایی ایجاد می‌کند که به نوبه خود در میان سنگهای بالا تر نفوذ کرده و آنها را متحول می‌کند. این گداخته‌های آناتکیتیک که پرمایه از سیال و مواد گریزان است قدرت انتشار فراوانی دارد و تا عمق و بطن سنگها نفوذ می‌کند، دگرسانیه‌ها و دگرگونیهای وسیعی را ایجاد می‌کند که بعدها با گنایس یا گرانیت گنایس و امثال آنها تشبیه شده و باعث اظهار نظرهای تعبیری گوناگونی می‌گردد و فهم و ادراک تحول زون سنندج — سیرجان را مشکل می‌کند. همین فرآیند

نفوذ ماگماهای بازالتی، دگرگونی منبعث از آن، ایجاد گذاخته‌های آتاکتیک، دگرسانی و دگرگونیهای حاصل از این گذاخته‌ها است که سن‌های رادیوژنیک گوناگونی برای سنگهای این زون بدست داده و باعث آنهمه سردرگمی شده است. ولی جالب است که میانگین این سن‌های رادیوژنیک در ۴۰۰، ۳۵۰، ۲۵۰ و ۲۲۰ میلیون سال پیش خلاصه می‌گردد که منطبق با اواخر پالئوزوئیک پیشین، دونین بالا، کربونیفر پائین، پرمین بالا و تریاس پائین است و این درست همان مواقعی است که فعالیت‌های ماگمایی در زون سنندج - سیرجان به اوج می‌رسیده و گنج‌های بسیاری از این نوع سنگها از خود بجای گذاشته است. تحول ماگمایی و غنای هرچه بیشتر آنها از آهن در افق‌های بالا تر اینجا و آنجا کانسارهایی از اکسیدهای آهن رسوبی بجای گذاشته و یا سبب ساز سنگهای سرشار از گروناهای آهن دار گشته است. این زون در حین نشست تقریباً پیوسته، از اثر حرکات خشکی زائی فلات ایران بدور نمانده و از آنها تبعیت می‌کرده است که یارزترین آنها حرکات اواخر کربونیفر و ایجاد فرازونشیب‌هایی است که از آن پس، فرازها تخریب و شسته شده، نشیب‌ها از آواریه‌های توربیدیتی پرمین پائین انباشته شده است.

در ایران مرکزی فروهسته‌های پالئوزوئیک از نوع قاره‌ای با حجمی بسیار کمتر از زون سنندج - سیرجان بر جای گذاشته می‌شود. از تظاهر ماگمایی جز اندکی در دونین بالائی - کربونیفر پائینی و پرمین بالائی اثری نیست و بهر حال این زون حالت سکونی از قاره را مجسم می‌کند که در حاشیه یک زون متحول و نشست کننده برقرار گشته و گهگاه از صادرات ماگمایی آن نصیبی برده است.

در زاگرس نیز وضع چنین است، و آنرا در پالئوزوئیک با ایران مرکزی تفاوتی نیست. آنچه جالب است رسوبات آواری قرمز رنگ پرمین است که گدازه‌هایی از بازالت‌های اسپیلیتی را در خود دارد و نشان می‌دهد که زاگرس برخلاف تصویری که درباره آن تاکنون شده می‌توانسته پذیرای سنگهای ماگمایی باشد و یا به عبارتی از شکافتن و فرونشستن زون سنندج - سیرجان لااقل در حاشیه خود بی‌بهره نمانده است.

بدینگونه دیده می‌شود که در اوائل پالئوزوئیک یک کافت در میان قاره بهم پیوسته آسیا - آفریقا آغاز به تحول می‌کند و در عین فرونشست اندک اندک می‌شکافد و ماگماهای قلیائی قاره‌ای را در خود جای می‌دهد. آغاز این کافت برخلاف آنچه گفته شده (برای مثال اشتوکلین ۱۹۶۸) در پروتوزوئیک نیست و فروهسته‌های پروتوزوئیک که اکنون معلوم گشته بخشی مربوط به کامبرین پائینی است در سراسر فلات ایران پراکنده است و لااقل خطواره‌ای را آنچنان که تصور شده ترسیم نمی‌کند. آغاز این کافتن در اردوئیسین است که با یک ماگماتیسیم بازالتی در اکثر جاهای این قاره بهم پیوسته از دریای سرخ گرفته تا شرق ایران به همراه بوده است.

در میانه های تریاس حوادث بس مهمی اتفاق می افتد. سنگهای زون سنندج — سیرجان دچار یک دگرگونی دینامو ترمال می گردد که تا رخساره آمفیبولیت پیش می رود. در پائین ترها به ذوب آناکتیک می رسد. این حادثه که با گنبدی شدن همراه بوده زون سنندج — سیرجان را از آب خارج می کند و جز در حواشی تا آغاز ژوراسیک از آب خارج می ماند.

حاشیه بین ایران مرکزی و زون سنندج — سیرجان را اواخر تریاس میانی و یا آغاز تریاس بالا آب فرامی گیرد و رسوباتی آواری همراه ماگماتیتهائی، برجای گذاشته می شود که از نوع قلیائی است و در اسپیلیت — کراتوفیر خلاصه می شود. همین ماگماتی ها بصورت نفوذیه های کم عمق با سرشتی قلیائی در زون سنندج — سیرجان نیز ظاهر می شود و بخوبی موکب ماگماتی تحولاتی بس شگرف را می نمایاند.

در همین زمان بخش جنوب غربی زون سنندج — سیرجان می شکافد و به یک ژرفنای اقیانوسی تبدیل می شود و جایگاهی می گردد برای پیدایی سنگهای بازیک و اولترابازیک که فروهشته های پلاژیک از نوع رادیولاریت و شیل و آهک های سیلیسی یک ردیف اقیانوسی را تکمیل می نماید.

در زاگرس رژیم کربناتی به رژیم آواری تبدیل می گردد و می رود تا بیک میوزئوسنکلینال در کنار اقیانوسی که تازه تشکیل شده است تبدیل گردد. در ژوراسیک پائین و میانی وضع بدین منوال است.

ایران مرکزی را دریائی کم عمق و لاگون مانند فرا گرفته که از فروهشته های آواری همراه با بقایای گیاهی انباشته می گردد. و از آن پس بسوی جنوب غربی با دامنه ای که ریخت شناسی شیب آن در اثر تحولات بعدی بهم خورده و اکنون معلوم نیست به یک دشت مفاکی می رسد. در پهنه این دامنه و دریای آن آواریه های ریز و درشتی انباشته می شود که حالت یک اولیستوستروم را مجسم می کند از سکوی قاره ای که از سنگهای منسجم شده اولیستوستروم سیرجان تشکیل شده قطعات گونه گونی بدرون این اولیستوستروم می لغزد و فرومی افتد که گاه اندازه آنها به عظمت یک کوه است. البته طبیعی است که برجاهای مختلف این دامنه فروهشته های مختلف اما بهرحال آواری و فلیش مانند برجای گذاشته شود این وضع تا کرتاسه پائین ادامه دارد.

در زاگرس اکنون دریا عمیق تر شده و رسوبات کربناتی متناوب با آواری در خود جای می دهد. در بوم های سنندج — سیرجان و ایران مرکزی که اکنون یکی شده و یک مسیر تحولاتی را می پیمایند در اواخر ژوراسیک میانی تموجی ایجاد می شود و دریا از آنجا رخت برمی بندد و این بوم بلند بسرعت می فرساید چنانکه هنگامی که دریا بار دیگر در اوائل ژوراسیک بالائی آنرا فرامی گیرد، بروی بستری پیشروی می کند که اکثراً از فروهشته های ژوراسیک پائین و میانی تهی

شده و در آن سنگهای دگرگونی پالئوزوئیک آشکار گشته است. این تموج شاید مُبشر آغاز فشاری باشد که می‌رود تا بعدها اقیانوس جنوبی را به بند و بار دیگر دوطرف قاره شکاف خورده ایران - آفریقا را بهم پیوند بزند در دامنه اتفاقی نمی‌افتد و در میانه اقیانوس نیز تحول چشم‌گیری بوجود نمی‌آید در زاگرس نیز بجز تموجی نه چندان مهم حادثه مهمی در نمی‌گیرد.

کرتاسه پیشین با تحولی شگرف همراه است. ایران مرکزی از آب خارج شده و زون سندج - سیرجان را دریائی کم‌عمق که از آواریه‌های اوایلیتی انباشته می‌شود فرا گرفته است. در دامنه فعالیت ماگمایی از سر گرفته شده و بازالت‌هایی را بیرون می‌ریزد که سرشتی تولییتی دارد و با آواریه‌های ریز و درشت و فروهشته‌های دریا‌های کم‌عمق و یا حتی دریاچه‌ای همراه است. دشت مغانکی از هم گسلیده و بخش‌های شمال شرقی بروی بخش‌های جنوب غربی آن رانده شده است و یا به تعبیر تکتونیک برگه‌ای فرو رانش آغاز شده است. اما هنوز سرشیت اقیانوسی پیوسته برقرار است و در آن ماگمایی‌ها بصورت ذایک و گدازه و با سرشتی تولییتی پدید می‌آید.

حاشیه زاگرس و در ژئوسنکلینال آن جز تموج‌های کوچک و بزرگ که گاه بنبوده‌های چینه‌شناسی موضعی می‌انجامد حادثه دیگری از سرنمی‌گذرد.

این درست زمان چین خوردگی فاز اول در پوشش پس از دگرگونی زون سندج - سیرجان است و چه بسا فاز دوم دگرگونی را در میان آنها باعث شده باشد.

در اواخر کرتاسه پائین (بارمین یا آپتین) دریائی که از ایران مرکزی رخت بر بسته بود بار دیگر آنرا فرامی‌گیرد. در آغاز فروهشته‌های آواری قرمز رنگ قاره‌ای بر جای می‌گذارد و از آن پس به کربنات‌های دریائی که بیشتر حالت ریفی دارد می‌انجامد فرسایش کرتاسه پائین سازنده‌های گوناگون را عریان ساخته است بطوری که دریای بارمین بروی بستر پیشروی می‌کند که از سنگهای متفاوتی ساخته شده است.

در زون سندج - سیرجان و در دامنه آن فروهشته‌های آواری نیز جای خود را به سازنده‌های کربناتی همانند ایران مرکزی می‌بخشد و برویهم پهنه وسیعی را مجسم می‌کنند که جایگاه مناسبی برای گسترش بیوهرم‌ها و بیوستروم‌ها است. این وضعیت تا اواخر کرتاسه کمابیش ادامه دارد.

پهنه اقیانوسی همچنان در راه کاستن است و می‌رود تا در اواخر سنونین از میان رفته و جای خود را به باریکه‌ای ببخشد که پذیرای رسوبات آواری و سپس کربنات‌های ریفی مایسترنشتین است.

در زاگرس و حاشیه آن حادثه چشم‌گیری اتفاق نمی‌افتد. ولی فروهشته‌های پلاژیک و سنگهای پیوسته اقیانوس بروی حاشیه آن رانده شده است.

حادثه ای که در سنومنین آغاز شده بار دیگر زون ایران مرکزی را از آب خارج می کند تا باز در اواخر اولیگوسن و اوائل میوسن آنرا بصورت دریائی کم ژرفا فرا گرفته و سپس جای خود را به محیطی ببخشد که پذیرای فروشته های قاره ای است. این وضع تا اوائل کوارترنر ادامه دارد و سپس حای آنرا باتلاق ها، کفه ها و کویرها فرامی گیرد.

زون سنندج — سیرجان و به معنی دقیق کلمه جایگاه سنگهای دگرگونه از اواخر کرتاسه بکلی از آب خارج بوده و یا فرسایش چنان آنرا شسته و روئیده که از رسوبات فاصله بین کرتاسه بالائی تا نشوئن اثری باقی نمانده است.

درست هنگامی که اقیانوس بسته می شود در جای آن و یا به عبارتی دقیق تر در جایی که فلیش های دامنه برویهم انباشته می شد، گودال و یا گودال های دراز شیارمانندی در توازی با روند زاگرس شکل می گیرد و پذیرای تمامی سنگهایی می شود که از هر طرف، یا از طرف زون سنندج — سیرجان و یا پشته ای که از اقیانوس برجای مانده است در آن فرومی ریزد. این شیار تا اواخر پالئوژن و یا حتی اوائل نشوئن پایدار می ماند و بصورت نواری از تنگه هرمز تا شمالی ترین بخش های این زون ها در ایران و سپس تا ترکیه و سوریه ادامه می یابد.

در چهارگوش اقلید روی رسوبات این گودال را سازندهای کوارترنر فرا گرفته و تنها در حاشیه شمال شرقی آن یا در دامنه های جنوبی کوههای آسمانزاری ولای تاریک رخنمون های کم گسترده ای از آواریهای پالئوسن تا میوسن آنرا برجای گذاشته است.

در زاگرس جز تموج های کم دامنه که بطور موضعی با نبود چینه شناسی همراه است پدیده های دیگری رخ نمی دهد، اما رفته رفته از عمق آن کاسته می شود و در اواخر میوسن رژیم آواری قاره ای بر آن مستولی می گردد.

فاز فشاری پس از میوسن آغازگر تحولات بزرگی است که تا به امروز ادامه دارد. دریای کم عمق که زون های ایران مرکزی، سنندج — سیرجان و شیار حاشیه ای را فرا گرفته بود از این نواحی رخت برمی بندد. تموجی در این جاها ایجاد می شود که در میان سنگهایی که مقاومتشان مناسب چین خوردن است، چین های متحدالمرکز یا مخروطی به وجود می آورد. ناحیه با یک نیروی فشاری که با تفاوت ۲۰ درجه (در جهت شرق یا غرب) جهتی شمالی جنوبی دارد درهم فشرده می شود.

زاگرس آغاز به چین خوردن می کند و بصورت ساختارهای طولیلی در می آید که محورهای شمال غربی — جنوب شرقی دارد. صفحات محوری آنها مارپیچ مانند تاب می خورد و فرافرا ناورفناهای ساختارها نیز تموج می یابد و رویهمرفته بصورت ساختارهایی تاقدیسی یا ناودینی در می آید که حالت زیگموئیدهای بازدارد و تارک و ژرفنای آنها نیز بصورت زین درآمده است.

تاق‌دیس‌ها فرازاها و ناودیس‌ها نشیب‌هائی را می‌سازد که از سنگ‌های حاصل از فرسایش بلندی‌ها انباشته می‌گردد.

با ادامه فشار چین‌های زاگرس فشرده‌تر می‌گردد تا جائی که مقاومتشان از دست می‌رود و در بخش شمال شرقی از هم می‌گسلد و دامنه شمال غربی بروی دامنه جنوب شرقی رانده می‌شود. این درست زمانی است که حادثه زاگرس در اوج کار است. زون افیولیتی - رادیولاریتی بروی زاگرس و زون سنندج - سیرجان با حاشیه‌های آن بروی زون رادیولاریتی - افیولیتی و بالاخره زون ایران مرکزی بروی زون سنندج - سیرجان رانده می‌شود. اکنون بوم‌های گوناگون منسجم شده و تنها نظم گسلی بر آنها کارگر می‌افتد که در بخش تکتونیک شرحشان رفت از آن پس به‌مراه روراندگی لغزش‌های افقی در امتداد صفحات گسلی سرعت می‌گیرد و زاگرس را نسبت به سنندج - سیرجان و این زون را نسبت به ایران مرکزی در طرف گردش عقربه‌های ساعت می‌چرخاند، این نظام است که تا به امروز ادامه و اینهمه زمین‌لرزه‌های مصیبت‌بار را باعث می‌شود.

- Stocklin, J. (1968)**- Structural history and tectonics of Iran: A review A.A.P.G. Geol. Bull. vol.52, no.7.
- Stocklin (1974)**- Possible- Ancient Continental Margins in Iran in Geology of Continental Margins Eds. Burk and Drake.
- Stonely (1974)**- Evolution of the Continental Margins. Bounding a Former Southern Tethys Op. Cit.
- Taraz. H. (1972)**- Geologic de la region Surmaq Deh Bid Iran Central, these doc. d'et at Paris-sud Orsay.
- Wells, A.J. (1969)**- The Crush Zone of the Iranian Zagros Mountain and its Implications Geol. Mag. vol. 106(5)

عبدالرحیم هوشمندزاده، منصور علوی نائینی و عبدالعظیم حق‌پور (۱۳۵۵) — تحول زمین‌شناسی
 ترود از پرکامبرین تا عهد حاضر — گزارش H 6 سازمان زمین‌شناسی.

محمد قویدل سیوکی (۱۳۶۵) — مطالعه پالینولوژیکی و تعیین سن سازند فراغون در کوه گهکم و
 ارتباط زمانی آن با این سازند در کوه فراغون. مجله دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد ۵ —
 شماره‌های ۱ و ۲ — صفحه ۱۱ تا ۲۸.

REFERENCES

- Alric, G. et Virlogeux, D. (1977)**- Petrographie et geochemie de roches metamorphiques et magmatiques de la region de Deh-Bid- Bawanat. This 3eme cycle. Gerrenoble
- de Boeck, Lees et Richardson (1929)**- Contribution to the Stratigraphy and Tectonics of the Iranian Ranges in Gregory J.W (1929)- Structure of Asia, Londres, Methuen and S.
- Brand et Ricou (1971 b)**- L'accident du Zagross ou Main Thrust, charriage et un coulissement C.R.A.S. (PARIS) Serie 272, 203-206.
- Falcon, N.L. (1958)**- Position of Oil fields of Southwest Iran with respect to relative sedimentary basin. in: Habit of Oil, Tulsa (Oklahoma) USA. L.G. Weeks, A.A.S.G.
- Falcon, N.L. (1971)**- The geology of the North-East margin of the Arabian Shield. Advancement of science Sept.
- Gansser, A. (1955)**- New aspect of the Geology of the Central Iran. 4th International Petroleum Congress Acts and Documents. I.
- Gansser, A. (1959)** - Ausseralpine Ophiolite Problems, Eclog. Geol. Helv., vol. 52, No.2.
- Gollesstaneh, A. (1965)**- A Micropaleontological study of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of southern Iran (thesis, University College, London).
- Gray, K.W. (1949)** - A tectonic window in southwestern Iran. Quart. Jour. Geol. Soc. London, vol. 105.
- Harrison, J.V., Falcon, N.I., Allison, A., Mac Call, R. J.s. (1936)**- The Geology of Qashqai Sarhad Anglo-Iranian Oil Co. Unpublished report.
- Jams, G.A. and Wynd, J.G. (1965)**- Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. A.A.P.G. Bull. vol. 49 No. 12.
- Pourkermani M. (1977)**- Etude Tectonique et Microtectonique Dans la chaine de Sanandaj- Sirjan (Iran) Son Rapport Avec l'Accident du Zagrides (Region d'Eqlid- Deh Bid) these doct. tri cycle Paris-sud Orsay.
- Ricou, L.E. (1974)**- L'Etude Geologique de la Region de Nevriz (Zagross Iranien) et L'evolution Structural de Zagrides. these doc. d etat Paris, sud ORSAY.
- Schroeder, (1944)**- Essai sur la structure de l'Iran, Eclog. Geol. Helv., Vol. 37.
- Setudehnia, A.O. (1972)**- Lexique stratigraphique international vol. III-ASIE- Fasc., 9b (IRAN).

covered the Central Iran and Sanandaj- Sirjan zones and marginal Trench, is disappeared and removed and then some undulations occur in these places causing to formation of concentric or can folds among less stable rocks. The region is compressed by a pressure force having northern- southern trend with a 20 degree difference (in east or west direction).

Zagros began to folding and being as lengthy structures with north western- south eastern axes. Their axial places are serpentiform and the activity and declivity of structures were undulated too and totally formed as anticlinal or synclinal structures having open Zigmoid form and their depth is as saddle form.

Anticlines cause to formation of activity and synclines cause to formation of declivity filled and accumulated by rocks resulted from the erosion of heights.

By continuation of pressure, the Zagros folds became more compressed untill lacking their stability and then faulted in north eastern part and so the north western slope overthrust on south eastern slope. This occur when the Zagros evolution and activity is at the maximum level and degree. Ophiolitic-radiolarite zone overthrust on Zagros zone and then Sanandaj- Sirjan zone with it's margin over thrust on radiolarite-ophiolite zone and at the last stage the Central Iran zone overthrust on Sanandaj-Sirjan zone. Now various regions are formed and only the fault regulation which was explained in tectonic chapter can effect on them. There fore the horizontal sliding along with the overthrust is accelerated in fault planes direction and cause to rotation of Zagros in relation to Sanandaj-Sirjan zone and Sanandaj-Sirjan zone in relation to Central Iran in the clock wise. This regim is continued till the present day and cause to so many disastrous earthquakes.

evolution) of Sanandaj- Sirjan zone and perhaps cause to phase two evolution among them.

In lower cretaceous (barmian or aptine) the removed and disappeared sea cover the Central Iran again and at the beginning settle the continental red detritic deposits and then mostly reef-shaped marine carbonates are deposited. The erosion process of lower cretaceous had denuded various formation so that the barmian sea progress on a basement made of different rocks.

In Sanandaj-Sirjan zone and it's slope, the detritic deposits are also replaced with carbonate formations, same as what occurred in Central Iran and so this two together cause to formation of a extend plain, suitable for distribution of bioherms and biostromes. Such condition is nearly continued till the late cretaceous.

Oceanic plain is still pinching, hence will be pinch out and as a band containing detritic deposits and mastrinshtian reef carbonate in late ceinonian.

No important event occur in Zagros and it's margin but over thrusting of Pelagic deposits and rocks of ocean crust on it's margin.

In cenomanian, the Central Iran rise and come out of water again and in late oligocene and early Miocene a epicontinental sea cover it again and then it will be a place in which the continental deposits settle into it. Such condition is continued till early Quarternary and then it transform into swamps, pans and deserts.

From late cretaceous the Sanandaj- Sirjan or in other word the location of metamorphic rocks was completely out of water and or was so washed and eroded that there is no indication of deposits of upper cretaceous to Neogene duration.

Exactly when the ocean is removed and disappeared, it's place or in better word, where the flishes of slops were accumulated, a trench or trenches are formed parallel to Zagros trend which contain all rocks fallen into it from every where or from Sanandaj- Sirjan zone and or from mound left by ocean. This trench is stable till late Paleogene and or even early Neogene and is continued as a band from Hormoz strait to the northeast parts of this zones in Iran and then to Turkey & Syria.

In Eqlid quadrangle, the Quarternary formations completely overlie on the deposits of this trench and only on it's north eastern part or in southern slopes of ASMANZARI and LAAYTARIK mountains, some small and low extensive outcrops of Paleocene to Miocene detritics contain and show some deposit of this trench.

Nothing occur in Zagros except short undulations which cause to lack of local stratigraphy. But it's depth decrease gradually and in late Miocene, a continental detritic regim take place over there.

Pressure phase of post Miocene cause to great and general evolutions and changes which are continuing till present time. The epicontinental sea that had

formation of dome cause to rising and piercing of the Sanandaj- Sirjan zone from water and this zone, except it's margin, was completely out of water till beginning of Jurassic.

The margin between Central Iran and Sanandaj- Sirjan zone is covered by water during end of middle Triassic and or beginning of upper Triassic, then detritic deposits are settled along with only spilite and granophyre alkaline type magmatics. The same magmatics occur in Sanandaj- Sirjan zone as low depth intrusives with alkaline characteristic and cause to occurrence of great changes and evolutions as well as those changes occurred due to magmatic affect.

At the sametime, south western part of Sanandaj- Sirjan zone is rifted and Transformed into a oceanic depth (trench) and being a place for occurrence of basic and ultrabasic rocks completing plagic deposits of radiolarite type and shale and silicious limes of a oceanic sequence.

In Zagors, Carbonatic regim change to detritic regim and nearly will Transform into a miogeosynclinal, close to just formed ocean. in lower and middle Jurassic the condition is as the follow:

The Central Iran was covered by a epi continental sea filled by detritic deposits and plant remanents and then extended to a abyssal plain in south western direction with an unclear slope of which it's sleep feature is distorted by later evolutions. In the plane of this slope and it's foot, the fine and coarse detritics are accumulated which give an image of a olistostrom form. From continental plateform, which is formed by Solidified rocks of Sirjan olistostrom, various blocks with different size (sometimes as great as a mountain) slide and fall into this olistostrom. Of course It is natural that different but anyhow detritic and flesh shale deposits settle in various places of this slope. Such condition remain and continue till lower cretaceous.

This undulation may indicate the beginning of a pressure which later on cause to closing and disapearing of southern ocean and connect the two side of rifted IRAN-AFRICA continent again. Nothing happen in slope and there is no Prominent evolution and changing in ocean as well and no important evolution take place in Zagros also, except a negligible undulation.

There is a great evolution and changes in the early cretaceous. Central Iran is uplifted and came out of water and the Sanandaj-Sirjan zone is covered by a epicontinental sea filled by oolitic detritics. Magmatic activity begin again in slope and extrude tholeiitic characteristic basalts which are alongwith fine and coarse detritics and deposits of epicontinental seas and or even lake deposits. The abyssal plain is faulted and the northeastern parts are slipped on the south western parts and or in foliation tectonic interpretation, the "underthrust" is started, but the oceanic characteristic of crust is still remained and the dyke and lava-like magmatics having tholeiitic characteristic are formed. Nothing happen in Zagros margin and it's geosynclinal but some small and great undulation which sometime cause to absences and lacking of local stratigraphy.

This is exactly same time of phase one folding in cover (after phase one

understanding of evolution of Sanandaj-Sirjan zone difficult. This same process of basaltic magmas penetration, its resulting metamorphism, occurrence of anatectic lavas, deformation and metamorphism due to these lavas cause to obtain various radiogenetic ages for rocks of this zone and many tanglement, but it is noteworthy that the average of this radiogenetic ages are limited to 400, 35, 250 and 220 million years age which are coincide and equal with the end of early Paleozoic, upper Devonian, lower Triassic and this is the very same time which magmatic activities were at highest degree in Sanandaj-Sirjan zone causing to many volume and bulks of the magmatic rocks. Magmatic transformation and evolution and its as much as possible richness in iron (Ferri) cause to formation of sedimentary iron oxide ore deposits on upper horizons of many places or cause to formation of rocks rich in ferrogonites. During nearly continuously subsidence of this zone, the iron shelf epigenesis activities effect on it which their most prominent effect is the activities of late carbonifer and formation of some activity and declivity in which thereafter the activities were eroded and washed and the declivities were filled by lower Permian Torbidini detritics.

In Central Iran the Paleozoic sediment of continental type are deposited with a much less volume than that of Sanandaj-Sirjan zone. There is no magmatic occurrence but a few in upper Devonian-lower carbonifer and upper Permian and anyhow this zone give an image of a platform condition of continental which is located and formed on the margin of an evolved and subsiding zone and is occasionally effected by its magmatic extrusion.

The same condition occurs in Zagros and there is no difference between Zagros and Central Iran in Paleozoic but what is noteworthy, is the presence of Permian red detritic deposits containing spilitic basalts lavas which indicate that Zagros contrary to what were imagined about it till now, could be able to have the magmatic rocks and or in other word was not protected from riftings, fissuring and subsiding of Sanandaj-Sirjan zone, at least in its margin.

Therefore it is seen that in early Paleozoic, a rift is formed in the connected ASIA-AFRICA continent and gradually fissured and split during subsiding and let the continental alkali magmas infiltrate into it. The beginning of this rifting contrary to what is said (e.g. Stocklin in 1968) is not occurred in Paleozoic and the Paleozoic deposits which now are known to be concern with Cambrian are dispersed in whole Iran shelf and at least does not show such lineament which was already imagined. The beginning and occurrence of this rifting was in Ordovician and along with a basaltic magmatism in most parts of this connected continent, from Red Sea to east Iran.

There are most important evolutions occurred in nearly middle Triassic. The rocks of Sanandaj-Sirjan zone are undergone a dynamothermal metamorphism till formation of amphibolite facies and in nearly lower part transformed to anatectic melting. This evolution which was along with

SUMMARY

The oldest pierced rocks of Eqlid quadrangle, are concerned to ordovician-silurian and contain alternated shale and black sandstones only. Of course these rocks have not occurred in the part of Zagros zone of Eqlid quadrangle but according to what is seen in some not so far distance in GAHKUM and FARAGHAN mountains, it can be believed that these rocks are present in Zagros zone as well. Occurrence of magmatics, such as lava and tuff are shown in upper parts of detritics rocks and indicate that the region was facing an evolution in which thereafter e.i at it's highest degree cause to formation of a zone that at the present time had made a 300 km distance between Central Iran and Zagros. This so called Sanandaj-Sirjan zone is evolved and changed to a place which completely depressed and then accumulated by detritic deposits directly from end of early Paleozoic and whole late Paleozoic. Such depression that is already due to extension forces and expansion condition of this part of region is along with occurrence, influence and extrusion of nearly basaltic & continental alkaline type magma which indicate rifting and degeneration of continental crust.

The highest degree of this magmatism occur in upper devonian and lower carbonifer which cause to emplacement of a considerable volume of magmatic rocks in shape of lava, breccia and tuff among deposits and or influence among deposits as great and small masses.

It is clear that such activities cause to occurrence of recrystallization of the present rocks and formation of some lavas by melting some of those rocks, which these lavas them selves penetrate in the upper rocks and deform them. This anatectic lavas which contain a large amount of fluid and volatiles, have high distribution power and permeate in to depth and media of rocks and cause to occurrence of extreme and high deformation and metamorphisms which give result to some rocks resmbling with gneiss or granite-gneiss and other same rocks and cause to different idea and interpretation and make the concept and

GEOLOGICAL SURVEY OF IRAN

Managing Director:
M.Ahmadzadeh Heravi

For Sale at 800 Rials Per copy
Geological Survey of Iran, P.O.Box 11365-5476, Tehran, Iran

MINISTRY OF MINES AND METALS

GEOLOGICAL SURVEY OF IRAN



**EXPLANATORY TEXT OF THE
EQLID
QUADRANGLE MAP 1:250,000**

by:

A.Houshmand Zadeh, M. Soheile

with Contributions by:

T. Ohanian, M.R.Sahandi, F.Azarm

Geological Survey of Iran (1990)
Geological Quadrangle No. G-10