**نام کتاب: شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش اقلید، مقیاس ۱:۲۵۰/۰۰۰**
**مؤلف: عبدالرحیم هوشمندزاده، منوچهر سهلی**
ناشر: سازمان زمین‌شناسی کشور
نوبت چاپ: اول
تیراژ: ۱۰۰۰ جلد
لیتوگرافی: قاسملو
چاپ وصحافی: بهارستان
تاریخ انتشار: دی‌ماه 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. آزرم

سازمان زمین شناسی کشور  نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰/۰۰۰ شماره

۱۳۶۹

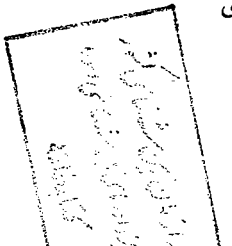
# سازمان زمین شناسی کشور

رئیس سازمان:
محمود احمدزاده هروی

بهای هرجلد ۸۰۰ ریال
سازمان زمین شناسی کشور ــ صندوق پستی ۱۴۹۴ ــ ۱۳۱۸۵ تهران ــ ایران

## فهرست مطالب


| عنوان | صفحه |
|---|---|
| پیشگفتار | ۱۳ |
| **۱ ــ سرآغاز** | ۱۵ |
| ۱ــ ۱ــ تاریخچه | ۱۵ |
| ۲ــ ۱ــ جغرافیای طبیعی | ۱۸ |
| ۱ــ ۲ــ ۱ــ کفه ابرقو | ۱۹ |
| ۲ــ ۲ــ ۱ــ رشته کوههای همبست ــ قندیله | ۱۹ |
| ۳ــ ۲ــ ۱ــ دره های آباده ــ سوریان | ۲۰ |
| ٤ــ ۲ــ ۱ــ رشته کوههای سفید ــ لای تاریک | ۲۰ |
| ۵ــ ۲ــ ۱ــ کفه ده بید | ۲۱ |
| ٦ــ ۲ــ ۱ــ رشته کوههای برآفتاب ــ موسی خانی | ۲۲ |
| ۳ــ ۱ــ جغرافیای انسانی | ۲۲ |
| **۲ ــ خط کلی زمین شناسی** | ۲٤ |
| **۳ ــ چینه شناسی** | ۲٦ |
| ۱ ــ ۳ــ پالئوزوئیک پائین | ۲٦ |
| ۱ــ ۱ــ ۳ــ سنگهای پیش از دونین بالا در ایران مرکزی | ۲٦ |
| ۲ــ ۱ــ ۳ــ سنگهای پیش از دونین بالا در زون سنندج ــ سیرجان | ۲۷ |
| ۱ــ ۲ــ ۱ــ ۳ میکاشیست های سیاه (Tesh) | ۲۷ |
| ۲ــ ۳ــ سنگهای پالئوزوئیک بالا | ۲۹ |
| ۱ــ ۲ــ ۳ــ سنگهای پالئوزوئیک بالا در ایران مرکزی | ۲۹ |

۱ــ ۱ــ ۲ــ ۳ــ سنگهای دونین بالائی ۲۹
۲ــ ۱ــ ۲ــ ۳ــ سنگهای دونین پسین ــ کربونیفر پیشین ۳۱
۳ــ ۱ــ ۲ــ ۳ــ سنگهای پرمین زیرین ۳۵
٤ــ ۱ــ ۲ــ ۳ــ سنگهای پرمین میانی ــ بالائی ۳۹
۲ــ ۲ــ ۳ــ سنگهای پالئوزوئیک بالائی در زون سنندج ــ سیرجان ٤٤
۱ــ ۲ــ ۲ــ ۳ــ کمپلکس توتک (Tcm) ٤٥
۲ــ ۲ــ ۲ــ ۳ــ کمپلکس سوریان (Sc) ٥۱
۳ــ ۲ــ ۲ــ ۳ــ کمپلکس کولی کش (Kc) ٥٤
۳ــ ۲ــ ۳ــ سنگهای پالئوزوئیک بالا در زاگرس ٥۹
٤ــ ۲ــ ۳ــ مقایسه سنگهای پالئوزوئیک و محیط استقرار آنها ٦۰
۳ــ ۳ــ مزوزوئیک ٦٤
۱ــ ۳ــ ۳ــ سنگهای تریاس در ایران مرکزی ٦٥
۱ــ ۱ــ ۳ــ ۳ــ گروه تریاس پائینی ٦٥
۲ــ ۱ــ ۳ــ ۳ــ گروه سنگهای دولومیتی ٦۷
۳ــ ۱ــ ۳ــ ۳ــ گروه تریاس بالائی ٦۸
۲ــ ۳ــ ۳ــ سنگهای تریاس در زون سنندج ــ سیرجان ۷۱
۳ــ ۳ــ ۳ــ سنگهای تریاس در زاگرس ۷٥
۱ــ ۳ــ ۳ــ ۳ــ گروه ۱ــ سنگهای آواری ارغوانی رنگ ۷۸
۲ــ ۳ــ ۳ــ ۳ــ گروه ۲ــ سنگهای دولومیتی ۷۸
۳ــ ۳ــ ۳ــ ۳ــ گروه ۳ــ سنگهای شیلی ــ آهکی ۷۸
٤ــ ۳ــ ۳ــ سنگهای ژوراسیک در ایران مرکزی و زون سنندج ــ سیرجان ۷۹
٥ــ ۳ــ ۳ــ سنگهای ژوراسیک در زاگرُس ۸٥
٦ــ ۳ــ ۳ــ سنگهای کرتاسه در ایران مرکزی ۸۷
۷ــ ۳ــ ۳ــ سنگهای کرتاسه در زون سنندج ــ سیرجان ۹۰
۱ــ ۷ــ ۳ــ ۳ــ سنگهای کرتاسه در زون رادیولاریتی ــ افیولیتی ۹۲
۸ــ ۳ــ ۳ــ سنگهای کرتاسه در زاگرس ۹٤
٤ــ ۳ــ سنوزوئیک ۱۰۲
۱ــ ٤ــ ۳ــ سنگهای سنوزوئیک در ایران مرکزی ۱۰۲
۲ــ ٤ــ ۳ــ سنگهای سنوزوئیک در زون سنندج ــ سیرجان ۱۰٤
۳ــ ٤ــ ۳ــ سنگهای سنوزوئیک در زاگرس ۱۰۹

**٤ ــ ماگماتیزم و دگرگونی** ۱۱۱

**۱ــ ٤ــ سنگهای ماگمائی** ۱۱۱

۱ــ۱ــ٤ــ سنگهای ماگمائی پس از دگرگونی ۱۱۳

۱ــ ۱ــ ۱ــ ٤ــ سنگهای ماگمائی تریاس بالا (کارنین ــ نورین) ۱۱۳

۲ــ ۱ــ ۱ــ ٤ــ ریولیت ها و یا گرانوفیرهای روشن رنگ ۱۱٤

۳ــ ۱ــ ۱ــ ٤ــ سنگهای ولکانیک کرتاسه پائینی ۱۱۷

۲ــ ۱ــ ٤ــ سنگهای ماگمائی پیش از دگرگونی ۱۲۰

۱ــ ۲ــ ۱ــ ٤ــ سنگهای نفوذی بازیک ۱۲۰

۲ــ ۲ــ ۱ــ ٤ــ سنگهای ولکانیک ۱۲٤

۳ــ ۲ــ ۱. ٤ــ سنگهای نفوذی روشن رنگ ۱۲۹

۱ــ۳ــ۲ــ۱ــ٤ــ متا کابروها ومتادیودیت ها (کوارتز آزاد ۱۰ تا ۱۲٪) ۱۲۹

۲ــ۳ــ۲ــ۱ــ٤ــ متا گرانودیوریت (کوارتز آزاد ۲۵ تا ۳۵٪) ۱۳۰

۳ــ۳ــ۲ــ۱ــ٤ــ متا گرانیت (کوارتز آزاد تا ٤۵٪) ۱۳۰

٤ــ۲ــ۱ــ٤ــ ارتوگنایس بندنو ۱۳۱

۳ــ۱ــ٤ــ خلاصه نتایج مطالعات سنگهای ماگمائی ۱۳٤

۲ــ ٤ــ سنگهای دگرگونی ۱۳۵

۱ــ ۲ــ ٤ــ کمپلکس توتک ۱۳۵

۱ــ ۱ــ ۲ــ ٤ــ مجموعه شیست های سیاه رنگ ۱۳۵

۲ــ ۱ــ ۲ــ ٤ــ تناوب مرمر ــ آمفیبولیت و شیست ۱۳٦

۲ــ ۲ــ ٤ــ کمپلکس سوریان ۱۳۸

۳ــ ۲ــ ٤ــ کمپلکس کولی کش ۱۳۹

۱ــ ۳ــ ۲ــ ٤ــ کوارتزیت ها ۱۳۹

۲ــ ۳ــ ۲ــ ٤ــ متاآرگوزها ۱٤۰

۳ــ ۳ــ ۲ــ ٤ــ متاگری واک ها ۱٤۰

٤ــ ۳ــ ۲ــ ٤ــ متاپلیت ها ۱٤۰

۵ــ ۳ــ ۲ــ ٤ــ شیست های گرافیتی ۱٤۱

٦ــ ۳ــ ۲ــ ٤ــ مرمرها، کالک شیست ها و اپیدوتیت ها ۱٤۱

۷ــ ۳ــ ۲ــ ٤ــ متادولومیت ها و کانی سازی آهن ۱٤۲

٤ــ ۲ــ ٤ــ سنگهای ماگمائی کمپلکس های سه گانه دگرگونی ۱٤۲

۱ــ ٤ــ ۲ــ ٤ــ متابازیک های نفوذی ۱٤۲

۲ــ ٤ــ ۲ــ ٤ــ متاولکانیت ها ۱٤۳
۵ــ ۲ــ ٤ــ شرایط دگرگونی ۱٤٤
٦ــ ۲ــ ٤ــ دگرگونی آنچی زون ۱٤۵
۷ــ ۲ــ ٤ــ زمان فازهای دگرگونی ۱٤۵
**۵ ــ تکتونیک** ۱٤٦
**٦ ــ خلاصه نتیجه گیری کلی** ۱۵۲

## فهرست شکلها

صفحه


شکل ۱ ــ نقشه جغرافیائی چهارگوش اقلید ۲۳
شکل ۲ ــ برش شمائی پالئوزوئیک پائین در جنوب دشت بی خیرخنگ ۲۸
شکل ۳ ــ نمای بخشی از سنگهای دونین بالائی در دشت بی خیرخنگ ۳۰
شکل ٤ ــ نمای ستون چینه‌شناسی سنگهای دونین بالا تا کربنیفر پائین در دشت بی خیرخنگ ۳٦
شکل ٥ ــ نمای ستون چینه‌ای رسوبات پرمین زیرین در یال جنوبی تاقدیس بی خیرخنگ ٤۰
شکل ٦ ــ سازند پرمین در کوه همبست ٤۲
شکل ۷ ــ نمای ستون چینه‌شناسی کمپلکس‌های توتک در تاقدیس کوه سفید توتک ٤٦
شکل ۸ ــ نمونه‌ای از ستون لیتواستراتیگرافی ردیف $M_1$ از مرمرهای کوه سفید ٤۸
شکل ۹ ــ معدن هماتیت دست‌علی ــ مثالی از یک عدسی در درون ردیف از مرمرهای کوه سفید ٤۸
شکل ۱۰ ــ پیوند ستون‌های چینه‌شناسی (زمانی و سنگی) در ایران مرکزی و زون سنندج ــ سیرجان برای شرح نک ۱ــ۱ــ۳ و ۲ــ۱ــ۳ ٥۰
شکل ۱۱ ــ نمای ستون چینه‌شناسی کمپلکس کوکی کش ٥۳
شکل ۱۲ ــ سنگهای پرمین بالا در شمال دریاچه کافتر (اقتباس از طراز ۱۹۷۲) ٥۹
شکل ۱۳ ــ جغرافیای چهارگوش اقلید در پالئوزوئیک ٦۳
شکل ۱٤ ــ نمای ستون چینه‌شناسی گروه تریاس در کوه همبست (نقل از طراز ۱۹۷۲) ٦٦
شکل ۱٥ ــ گروه تریاس بالائی در ٥ کیلومتری شرق خونخوره (نقل از طراز ۱۹۷۲) ٦۸
شکل ۱٦ ــ نمای ترکیبی ستون چینه شناسی گروه تریاس بالا در کوههای همبست ــ درّه باغ (نقل با تغییرات از طراز ۱۹۷۲) ٦۹
شکل ۱۷ ــ چینه‌شناسی سفره‌های روراندهٔ پیچکان ۷۳
شکل ۱۸ ــ نمای ستون چینه‌شناسی گروههای سه گانه تریاس در شمال دریاچه کافتر ۷۷
شکل ۱۹ ــ نمای ستون چینه‌شناسی سنگهای ژوراسیک در زون ایران مرکزی سنندج سیرجان (اقتباس با تغییر از طراز ۱۹۷۳) ۸۱
شکل ۲۰ ــ نمای ستون چینه‌شناسی سنگهای ژوراسیک در زون زاگرس «چهارگوش اقلید» ۸٦
شکل ۲۱ ــ پیشروی دریای آپتین «کرتاسه» در ایران مرکزی (۱۱ کیلومتری شمال دهکده هنشک) نقل از طراز ۱۹۷۲ ۸۸
شکل ۲۲ ــ نمای ستون چینه‌شناسی سنگهای کرتاسه پائین در زون سنندج ــ سیرجان ۹۱
شکل ۲۳ ــ ریولیت‌های روشن رنگ: جدول آنالیز و هنجهای C.I.P.W ، هیستوگرامهای بسامدی اکسیدهای عناصر مهتر ۱۱۲
شکل ۲٤ ــ نمای ستون چینه‌شناسی سنگهای ولکانیک کرتاسه پائینی در شرق روستای حسن‌آباد ۱۱۸
شکل ۲٥ ــ جدول تجزیه سنگهای نفوذی بازیک ۱۲۱
شکل ۲٦ ــ جدول تجزیه سنگهای ولکانیک ۱۲۲
شکل ۲۷ ــ هیستوگرام بسامدی عناصر مهتر سنگهای نفوذی بازیک و سنگهای ولکانیک پیش از دگرگونی ۱۲۳
شکل ۲۸ ــ نمودار ۱۲٥

شکل ۲۹ ــ جدول آنالیز سنگهای نفوذی روشن رنگ ۱۳۰
شکل ۳۰ ــ جدول آنالیز ارتوگنایس بندنو و شیست های اطراف آن ۱۳۳

# 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 می بخشد. 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 پیش بینی و پیشگیری ا اغلب خطرهای طبیعی چون زمین لغزه، سیل، زمین لرزه، همه از جمله عوامل بنیادی و نیروبخش در پیشرفت دانش و فنون زمین شناسی هستند. در این باره می‌توان از پاره‌ای نگرانیهای انسان از نظر امکان کمبودهائی 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 زمین شناسی محدودو پراکنده‌ای آنهم اغلب تنها در پیوند با کارهای معدنی و در پیرامون این نقاط صورت گرفته است. از حدود سال ۱۳٤۰ سازمان زمین شناسی کشور با همکاری سازمان ملل پایه گذاری شد و از همان سالهای نخست به توسط کارشناسان سازمان ملل و زمین شناسان و مهندسان جوان ایرانی به بررسی منظم زمین شناسی کشور پرداخت. فعالیت سازمان ملل پس از چندی پایان یافت و از آن پس کارشناسان آزموده ایرانی همراه با جوانان کشور و بکمک تجهیزات علمی و فنی و آزمایشگاههای مجهز خود با شور بیشتری فعالیت خود را ادامه دادند.

این فعالیت ها با فرارسیدن دوره بازسازی کشور و براساس نیاز بیشتر به استفاده از ثروتهای زیرزمینی و همچنین زمین شناسی مهندسی طبعاً تشدید گردید و سازمان در شرائط جدید، به گسترش میدان فعالیت خود در شاخه های مختلف زمین شناسی و تهیه گزارشها و نقشه ها و همچنین بررسی و شناسائی ذخائر زیرزمینی و کانها پرداخت.

درباره روش نوشتاری گزارشها، درخور ذکر است که در آغاز با توجه به وجود کارشناسان خارجی و نظارت سازمان ملل بر فعالیت های سازمان زمین شناسی از یکسو و لزوم داد و ستدهای علمی و فرهنگی در سطح بین المللی از سوی دیگر، این گزارشها به زبانهای رسمی بین المللی بویژه زبان انگلیسی تهیه می‌شد که متأسفانه پی آمد آن پیدایش رکود ادبیات علمی فارسی (روش گزارش نویسی و انشاء علمی و واژه ها) در رشته زمین شناسی و معدن از یکطرف و اشکال دانش پژوهان ایرانی ناآشنا به این زبانها از طرف دیگر بود. با پایان یافتن فعالیت کارشناسان بیگانه در سازمان و تشدید فعالیت زمین شناسان 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، خلاصه ای از آن به زبان انگلیسی آورده شود. در سازمان نیز کمیسیونی برای واژه‌یابی و تدوین واژه‌نامه زمین شناسی تشکیل یافت.

شایان ذکر است که تاکنون تقریباً از همه پهنه کشور نقشه های زمین شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ و در مورد برخی نواحی نقشه های با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ تهیه و منتشر شده که اغلب همراه با گزارش یا توضیحهای بایسته می باشد. همگام با بررسیهای زمین شناسی پژوهشهائی نیز بر روی اندیسها و یافته های معدنی انجام گردیده و گزارشهای آنها چاپ و منتشر و یا بصورت گزارشهای داخلی سازمان نگهداری شده اند.

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

**سازمان زمین شناسی کشور**

## ۱ــ سرآغاز

چهارگوش 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 چهارگوش از نظر تنوع مسائل زمین‌شناسی و وجود زون‌های گوناگون، زون شکستگیها، و زون سنندج ــ سیرجان و بالاخره ایران مرکزی در آن، توجه زمین‌شناسان بسیاری رااز دیرباز بدین ناحیه جلب کرده است و هرکدام بفراخور نکات مورد نظر و تخصص خویش مطالبی را متذکر شده‌اند که در زیر بترتیب بدست می‌آید.

### ۱ــ۱ــ تاریخچه

de Boeck et al (1929) اولین کسانی بودند که زون‌های ساختاری گوناگونی را از جنوب غرب به شمال شرق بطریق زیر مشخص کردند:

۱ــ یک زون برجا با چین‌خوردگی ساده

۲ــ یک زون رورانده با رسوبات متعارف پالئوزوئیک

۳ــ یک زون رورانده با رادیولاریت و سرپانتین

٤ــ یک زون رورانده با آهک‌های کرتاسه

۵ــ یک زون رورانده با رسوبات دگرگون شده پالئوزوئیک

و از آن پس راستای گودال ارومیه ــ جازموریان با فرونشستگی‌های پرشمار که از آنجمله است کفهٔ پست ابرکوه در شمال شرق چهارگوش اقلید Schroeder (1944) همان زون‌های اویوک و همکاران را شرح داده است با این تفاوت که بین زون رورانده پالئوزوئیک و رادیولاریت‌ها یک زون فلیش مربوط به ائوسن و قدیم‌تر از آنرا نیز مشخص نموده است.

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

سنگهای دگرگونی ناحیه ده‌بید ــ مزایجان پرداخته و حاصل کار آنها بصورت چهارگوش ۱:۲۵۰,۰۰۰ ده‌بید از طرف شرکت نفت در سال ۱۹۶۳ منتشر شده است.

Gray (1944) نتیجه پژوهش‌های خویش را درزون زاگرس و زون افیولیتی نیریز منتشر کرده و اولین کسی است که افیولیت‌ها و رادیولاریت را متعلق به سفره‌هائی دانسته که در کرتاسه بالائی روی زاگرس رانده شده است. مخالفت‌ها با این عقیده و ناشناخته ماندن مقاله گری (Gray) باعث شد که تا سالها به اشتباه تصور کنند که اولین چین‌خوردگی زاگرس در پلیوسن اتفاق افتاده و بعلاوه از سن رادیولاریت‌ها و اهمیت آنها در پارینه جغرافیائی ناحیه غافل بمانند.

Ganser (1955) در «داده‌های تازه بر زمین‌شناسی ایران مرکزی» خویش، زون سنندج ــ 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 تولین‌دار آنرا پوشانده است.

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

Falcon (1958) در مقاله‌ای بسیار مستند چینه‌شناسی و ساختار زاگرس را شرح داده و به زونی در شمال شرق آن اشاره می‌کند که بشدت تحت تأثیر تکتونیک واقع شده است. بنظر می‌آید که مراد نویسنده از این زون مغشوش همان زون رادیولاریتی و زون سنندج ــ سیرجان باشد. فالکون (Falcon) رادیولاریت‌ها و افیولیت‌ها را مربوط به سفره‌ای می‌داند که در کرتاسه پسین ائوسن رورانده شده است.

فالکون (Falcon) ۱۹۶۷ در مقاله‌ای بنام زمین‌شناسی حاشیه شمال شرقی سپرعربی، زاگرس را به زون‌های چین‌های ساده و شکسته تقسیم می‌کند و عقیده خویش را در تعلق رادیولاریت‌ها به سفره‌های رورانده مردود می‌شمارد. فالکون این بار رادیولاریت‌ها و افیولیت‌ها را مربوط به رسوباتی می‌داند که در حین یک فاز تکتونیک پیش از مساتریختین برجای نهاده شده‌اند.

Stocklin (1968. 1985) نیز همانند فالکون زاگرس را به دو زون در شمال و جنوب روراندگی اصلی تقسیم می‌کنند که زون جنوب غربی برجای و دارای چین‌خوردگی ساده است و حال آنکه زون شرقی روراندگی اصلی زون شکسته است که شامل تنگه‌های پالئوزوئیک، رادیولاریت و افیولیت، اشتوکلین به تبع از عقاید جاری در آنزمان رادیولاریت را برجا و متعلق به کرتاسه بالا دانسته و برای زون دگرگونی نام سنندج ــ 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 زاگرس، 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 می‌کند و افیولیتها را نیز سنگهائی ماگمائی می‌داند که پس از ائوسن نفوذ کرده اند.

طراز (۱۹۷۲) با مطالعه زمین شناسی سورمق ــ ده بید مطالب با ارزشی 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 نیریز انجام داده و برای اولین بار آشکار می‌سازد که رادیولاریتها سنی از تریاس تا کرتاسه پسین دارد. افیولیت ها را نیز مربوط به توده های ماگمائی می‌داند که در مزوزوئیک نفوذ کرده و از خود هاله هائی دگرگونه برجای گذاشته است.

ریکو سنگهای دگرگونی را به دو گروه قوری و قطر و تقسیم می‌کند که اولی دارای درجه دگرگونی بالا تر و دومی که ادامه آن در اطراف مزایجان تا ده بید دیده میشدازدرجه دگرگونی کمتری برخوردار است. ریکو، سن بخشی از سنگهای دگرگونی قطرو را متعلق به پرمین ذکر می‌کند. گروه دیگری از سنگها را ریکو در زون دگرگونی بنام گلومعدن نقل می‌کند که با کنگلومرای حاوی قطعات دگرگونی قوری و قطر و در باژوسین آغاز می شود و تا کرتاسه پیشین «نئوکومین» ادامه می یابد. کارهای ریکو روشنگر پارینه جغرافیائی ناحیه است و دراین گزارش در هر مورد بجای خود از آن ها استفاده خواهد شد.

پور کرمانی (۱۹۷۷) با مطالعه تکتونیک و میکروتکتونیک زون سنندج ــ سیرجان در ناحیه ده بید و حسن آباد و ارتباط آنها با حادثه زاگرس، هشت فاز تکتونیک از ژوراسیک تا کواترنر 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 ذکری بمیان خواهد آمد.

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

هوشمندزاده آغاز گشت. بخش شمال شرقی که شامل زون‌های ایران مرکزی، سنندج ــ سیرجان و زون شکسته زاگرس است به آقای منوچهر سهیلی سپرده شد که با همکاری دکتر بهاءالدین حمدی و فرزاد آزرم 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 چهارگوش اقلید در سال ۱۳۶۲ انجامید که توسط آقایان سهیلی و اوهانیان تألیف گشته بود. آقایان سهیلی و اوهانیان هرکدام 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 راهنمائی عبدالرحیم هوشمندزاده در قالب همکاریهای بین انسنیتو دولومیه و سازمان زمین‌شناسی مطالعات جالب و دقیقی را بر دگرگونیهای ده‌بید و مزایجان از نظر پترولوژی ژئوشیمیائی انجام داده‌اند که در صحبت از دگرگونی، ماگماتیزم، در این گزارش بفراخور گنجایش آن و تناسب با سایر مباحث نقل خواهد شد.

## ۲ ــ ۱ ــ جغرافیای طبیعی

روند پستیها و بلندیهای چهارگوش اقلید برروند ساختارهای زمین‌شناسی منطبق است. این ساختارها لااقل از مزوزوئیک ببعد بر ناحیه حاکم بوده و جغرافیای دیرینه آنرا ترسیم کرده است. هرچند سابقه این روندهای شمال غربی ــ 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 ــ ۱۵ کیلومتر در دره‌های باریک به پهنای ۱ ــ ۵ کیلومتر بین این رشته کوه‌ها و دره‌های پهن، کفه‌هائی که بیش از ۲۰ کیلومتر پهنا دارد ریخت کلی این ناحیه را با ترتیبی بقرار زیر تشکیل می‌دهد.

۱ ــ ۲ ــ ۱ ــ کفه ابرقو

۲ ــ ۲ ــ ۱ ــ رشته کوههای همبست ــ قندیله

۳ ــ ۲ ــ ۱ ــ دره‌های آباده ــ سوریان

٤ ــ ۲ ــ ۱ ــ رشته کوههای سفید ــ لای تاریک

۵ ــ ۲ ــ ۱ ــ کفه ده‌بید

٦ ــ ۲ ــ ۱ ــ رشته کوههای برآفتاب ــ موسی خانی

و اینک شرح مختصر هرکدام:

### ۱ــ۲ــ۱ــ 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 فرونشستگیهائی است که از دریاچه ارومیه تا هامون جازموریان با روند شمال غربی ــ جنوب شرقی بین زون ولکانیک ارومیه ــ دختر و زون سنندج ــ 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 مرودشت و سپس به کفه سیرجان می پیوندد کفه ابرقو هموار است و سطح آنرا گل ولای رسی ــ نمکی توأم با ماسه های 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 زمستانهائی نسبتاً سرد و تابستانهائی گرم که گرمای آن تا ۴۵ درجه می‌رسد. متوسط بارندگی نیز در این بخش از چهارگوش اقلید حدود ۱۵۰mm 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 کلاته های کوچک و پراکنده ای در حواشی آن نظیر اسفندآباد که آب آنها از قنات تأمین می‌گردند.

### ۲ــ۲ــ۱ــ رشته کوههای همبست ــ قندیله

رشته ای است که از دو کوه نسبتاً بلند همبست و شیربا در شمال و مرکز و کوه نسبتاً پست‌تری در جنوب غربی قندیله 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 دره‌هائی با ریختی نامنظم که روند کلی آنها ترکیبی از روندهای شمال غربی ــ جنوب شرقی و شمالی ــ جنوبی و یا شرقی ــ غربی است از هم می‌گسلند، از آن جمله است دره بی خیرخنک که فاصله بین کوه‌های همبست شیربا است و دیگری دره بردسیر که کوههای شیربا را از قندیله جدا می‌کند. راه ارتباطی بین طرفین این رشته کوه از دره‌ها می‌گذرد.

کوههای همبست و شیربا آهکی است با ستیغ هائی پر تضادیس که مانند دیوارهای بلندی حائل بین کفه ابرقو و دره‌های آباده و بوانات قدبرافراشته است. کوههای قندیله از کوههای همبست و شیربا هموارتر است و بیشتر از سنگهای آواری تشکیل شده است. رودخانه بوانات از منتهاالیه جنوب شرقی این کوهها از میان دره‌ای که با روندی شمال شرقی ــ جنوب غربی این کوه‌ها را می برد عبور می‌کند. شمار آبادیها در این رشته کوهها بسیار اندک و به کلاته ها و یا مزرعه های پراکنده‌ای در امتداد دره‌ها و یا دامنه های این رشته کوهها خلاصه می‌شود. تغییرات

درجه حرارت از چندین درجه زیر صفر در زمستان تا متجاوز از ٤٠ درجه بالای صفر در فصل تابستان می‌رسد. میزان بارندگی سالیانه این رشته کوه حدود ۲۰۰ الی ۳۰۰ میلیمتر است.

**۳ــ۲ــ۱ــ دره‌های آباده ــ 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 آبرفت‌هائی که سطحشان را فرا گرفته روان است و پی سنگ آنها را سازندهای دگرگونه ای می‌سازد که بیشتر از سنگهای آواری ــ ولکانیک زودفرسا تشکیل شده است.

این دره‌ها که بین ۱۰ تا ۵ کیلومتر پهنا دارد، مصادیق بارز زون سنندج ــ سیرجان است که در جاهای دیگر همانند گلپایگان، سیرجان بیش از ۳۰۰ کیلومتر پهنا دارد. چنین تنگنائی باحتمال حاصل 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 بلندیهای کولی کش از هم جدا می‌کند آب و هوای این دره‌ها خشک و کویری ولی دره سوریان بنسبت معتدل‌تر است. میزان بارندگی بین ۲۰۰ ــ 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 منتهاالیه جنوب شرقی به ادامه دره سوریان خاتمه می‌دهد. آبادیهای نسبتاً پرشماری در دره سوریان بر پا شده که بزرگترین آنها سوریان است و از آن پس مزایجان دره سوریان به سبب تاکستانها و نوع مرغوب انگور آن شهرت دارد.

**٤ــ۲ــ۱ــ رشته کوههای سفید ــ لای تاریک**

این رشته کوهها، بلندترین ارتفاعات چهارگوش اقلید را تشکیل می‌دهد و از دو قلعه ناپیوسته تشکیل می‌شوند که بخش شمالی کفه ده‌بید همچون زبانه ای میان آنها فاصله می‌افکند. ارتفاع متوسط این رشته کوهها از ۳۰۰۰ متر تجاوز می‌کند و بلندترین قله آن که بلندترین قله ناحیه نیز هست ۳۹٤۳ 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 ــ جنوب شرقی است، تنها در بخش مرکزی چرخشی پیدا می‌کند و تا پاسی دارای روندی شرقی ــ 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 ــ شیراز از میان آن می‌گذرد.

این رشته کوهها آهکی است با ستیغ‌های تیز و پرتضاریس 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 گذازه‌های معدودی محدود ساخته که از آن جمله گذازه‌های مزایجان، شیردان و گردنه کولی کش می باشد. رشته کوههای سفید ــ لای‌تاریک خط تقسیم آنهااست 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 برتارک 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.

### ۵ــ۲ــ۱ــ 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 ــ جنوب شرقی است. این کفه درقسمت مرکزی پهن‌تر است و شکل نامنظمی دارد ولی در طرفین بصورت دره‌های فراخی درمی‌آید که بین ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر پهنا دارد که بستر این دره‌ها را درقسمت شمال غربی آبرفت‌های جوان می‌پوشاند. درقسمت 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 فراگرفته است.

این کفه بسیار پرآب است و سفره‌های آبدار زیرزمینی در دره شمال غربی در اعماق بسیار کمی از سطح قرار دارد. در اینجا دریاچه آب شیرین کافتر 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 بر پا گردد. میزان بارندگی در این کفه حدود ٤٠٠ میلیمتر در سال، هوای آن متغیر بین درجاتی زیر صفر تا ۳۵ درجه بالای صفر و رویهمرفته خشک است.

**٦ــ ۲ــ ۱ــ رشته کوههای برآفتاب ــ 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 می‌گیرد و باعث خشکی بخش های مرکزی ایران زمین می‌گردند بیشتر کوهها در اینجا آهکی است و از تاقدیس ها و ناودیس هائی تشکیل شده که بترتیب ارتفاعات و دره ها را می‌سازند. این رشته کوهها، برخلاف دو رشته ای که ذکرشان رفت چندان بهم فشرده نیست و کوههای تاقدیسی آنرا، دره‌های نسبتاً فراخ در حدود ۱۰ کیلومتر پهنا از هم جدا می‌کند. ارتفاع این کوهها از شمال غربی به جنوب غربی کاسته می‌شود و در این راستا از ارتفاع متوسط ۳۰۰۰ متر به ۲۵۰۰ متر می‌رسد، بلندترین قله این رشته کوهها ۳۵۱٤ متر از سطح دریا ارتفاع دارد و در کوه برآفتاب، در جنوب دریاچه کافتر واقع است.

بارندگی سالیانه این رشته کوهها از ۵۰۰ میلیمتر تجاوز می‌کند، آب و هوا نسبتاً خشک و سرد است و فراوانی آبهای سطحی و زیرزمینی باعث بر پائی پر تراکم ترین و پرشمارترین آبادیها، در دره های این رشته کوهها گشته است.

**۳ــ ۱ــ 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:

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

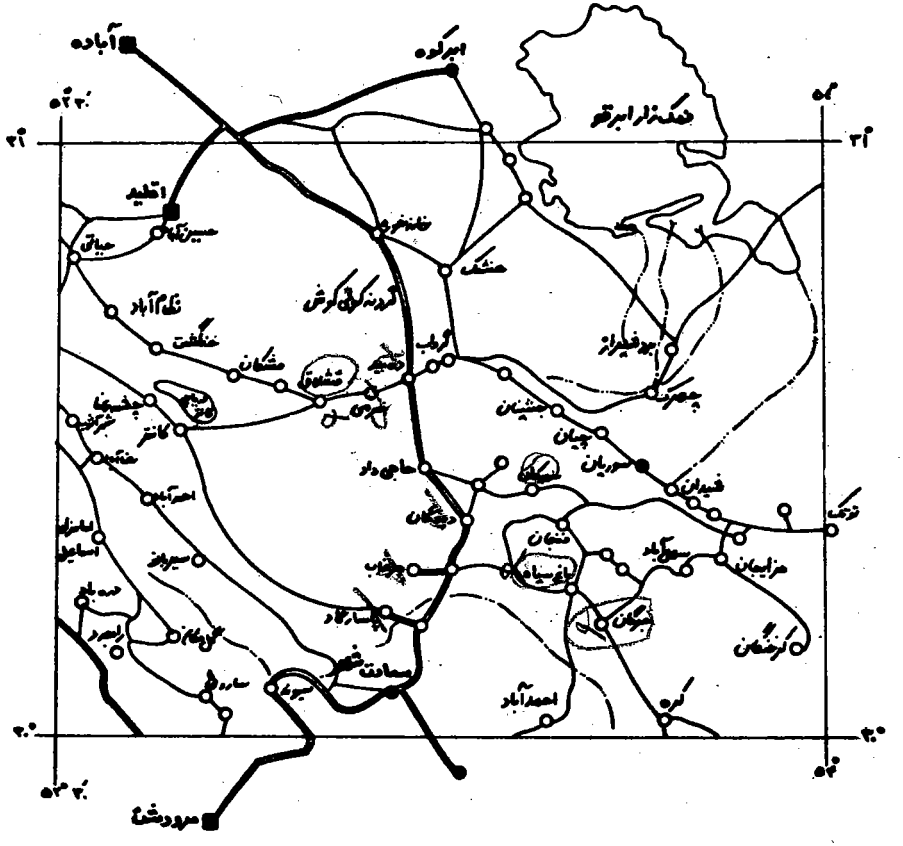
۲ــ بخش ابرقو: قسمتی از بخش ابرقو نیز در محدوده این چهارگوش و در شمال آن واقع است، این بخش شامل دهستان اسفندآباد با ٦۳۰ خانوار است.

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

قسمتی از بخش مرکزی آن می باشد، بخش مذکور شامل ۲۵٤ روستا با ٤۵۸ خانوار است. مردم این روستاها از طریق زراعت، دامداری و فروش صنایع دستی ارتزاق می‌نمایند.

٤ــ 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 می‌توان 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 می‌نمایند.

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




شکل ۱: نقشهٔ جغرافیائی چهارگوش اقلید

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

**راه‌ها:** راه اسفالته آباده ــ شیراز تمام عرض نقشه را از شمال تا جنوب می پیماید، بعلاوه شهرستان اقلید نیز بوسیله یک رشته راه اسفالته دیگر به جاده مذکور می پیوندد. برای دسترسی به روستاها هم جاده‌های شوسه و خاکی مناسبی خصوصاً در امتداد دره‌ها وجود دارد که از آنجمله می‌توان از راه شوسه ده‌بید کرجنگان، هرات و خانخوره مروست نام برد.

## ۲ ــ خط کلی زمین‌شناسی

چهارگوش اقلید بجز زون ولکانیک ارومیه ــ دختر، تمامی زون‌های ساختاری ــ 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:

ــ زون ایران مرکزی

ــ زون سنندج ــ سیرجان

ــ زون افیولیتی ــ رادیولاریتی

ــ زون شکسته زاگرس

ــ زون زاگرس

حوادثی که در این زونها اتفاق افتاده بظاهر با هم اختلاف دارند، چه فازهای پیاپی چین‌خوردگی و احیاناً دگرگونی که در زون سنندج ــ 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 مزوزوئیک سنگها را متأثر کرده است بر سازندهای زاگرس اثر نداشته و این زون بنا به مشهور از پلیستوسن آغاز به چین‌خوردگی کرده‌است. ولی این ظاهرتفسیراست، چون تمام تلاش‌های متأثر بر هر زون، بر زون دیگر نیز کارگر افتاده، منتها الگوی Strain در انها مختلف بوده است.

شباهت بین ایران مرکزی و زون سنندج ــ سیرجان بخصوص درچهارگوش اقلیدبقدری فراوان است که زون سنندج ــ سیرجان را می بایست به تبع از گانسر (نک ۱ ــ ۱) دنباله جنوب باختری ایران مرکزی بدانیم. چنانکه خواهیم دید تفاوت این دو زون در وفور سنگهای ولکانیک در میان سنگهای پالئوزوئیک زون سنندج ــ سیرجان و کمتر بودن این سنگها در ایران مرکزی خلاصه می‌شود، تفاوت‌های کلی تر در میان این زون‌ها از مزوزوئیک به بعد پیش می‌آید، هرچند اگر بدقت بررسی شود، این تفاوت‌ها چنان نیست که امکان هرگونه مقایسه‌ای را از میان بردارد.

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

زون افیولیتی ــ رادیولاریتی، همان آمیزه رنگین گانسرو از آن پس اشتوکلین است که چنانچه یاد شد (نک ۱ــ ۱) مطابق عقاید آن زمان سازندی برجای فرض شده است. بیرون‌زدگیهای این زون در چهارگوش اقلیدبسیار کم است بجز اندکی در جنوب کرختگان که بصورت پنجره‌ای 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 ده‌بید کرختگان آغاز می‌شود و سنگهای آن در کفه ده‌بید بزیر آبرفت‌های کواترنر دفن می‌گردد. سنگهای ترسیر متعلق به این زون در نقشه چهارگوش اقلیدبرای رعایت اختصار، جز زون سنندج ــ سیرجان نشان داده شده است. ادامه شمال غربی این زون نه در رشته کوههای سفید ــ لای‌تاریک و نه در کفه ده‌بید دیده نمی‌شود، در اینجا مستقیماً در فاصله‌ای اندک از زون سنندج ــ سیرجان به زون زاگرس می‌رسیم.

زون شکسته زاگرس در حقیقت نه یک زون ساختاری است و نه حوضه رسوبی جداگانه‌ای که تعلق به یک زون خاص داشته باشد. در مطالعه جغرافیائی دیرینه بوم‌های مرکزی ایران تا رشته کوههای زاگرس در واقع به چندین زون ساختاری ــ چینه‌شناسی برمی‌خوریم که نظم آنها کمابیش همانی است که در صفحات پیش یاد شده ولی حادثه زاگرس یا بگفته گانسر و اشتوکلین «روراندگی اصلی» درست بموازات مرز این زون‌ها عمل نمی‌کند و زاویه اندک با آنها می‌سازد، چنانکه زون شکسته از پولک‌های رویهم رانده شده سازندهای گوناگون تشکیل شده است. در هرجا از میان یک زون بخصوص می‌گذرد و در چهارگوش اقلید زون شکسته تقریباً بر زون رادیولاریتی افیولیتی منطبق است. از جنوب روراندگی ده‌بید کرختگان آغاز می‌شود و در کرانه‌های شمالی زون زاگرس آرام می‌گیرد.

این بدان معنی نیست که بخش‌های دیگر منطقه دست‌نخورده باقی مانده است. زون سنگهای دگرگونی که در جاههای 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. هرچند در نقشه چهارگوش اقلید آنچنانکه باید، نشان داده نشده است ولی ناحیه، بخصوص قسمت‌های مرکزی آن از پولک‌هائی تشکیل شده که برروی هم رانده شده است. چنین مکانیزمی در ناحیه نیریز در میان زون رادیولاریتی ــ افیولیتی بخوبی نشان داده شده است Ricou(1974)

در این گزارش ابتدا به شرح مختصر چینه‌شناسی هر زون می‌پردازیم 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 ــ ساختاری (Petrostractural) این ناحیه را از نظر خواهیم گذراند.

## ۳ــ چینه شناسی

در چهارگوش اقلید سنگهای پره کامبرین رخ ننموده است. سنگهای دگرگونی درجه متوسطی از نوع گنایس آمفیبولیت و میکاشیست هائی که پره کامبرین تصور می‌نمودند (برای مثال طراز ۱۹۷۲) سنی بس جوان‌تر دارد و علاوه بر فسیل هائی که از فرایند دگرگشتی وارهیده در میان آنها باقیمانده است. همسانی چینه شناسی و لیتولوژی با سنگهائی که از نظر کرونواستراتیگرافی وضعیت مشخصی دارند چنان است که، تعلق سنگهای دگرگونی را به پالئوزوئیک از هر تردید و ابهامی بدور ساخته است.

### ۱ــ ۳ــ پالئوزوئیک پائین

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

#### ۱ــ ۱ــ ۳ــ سنگهای پیش از دونین بالا در ایران مرکزی

در جنوب دشت بی خیرخنک درشرق روستای هنشک، سنگهای آواری کربناتی دیده می‌شود که در حد رخساره شیست سبز دگرگون گردیده اند. این سنگها بصورت تپه ماهور تظاهر می‌نمایند، در زیر رسوبات دونین پسین قرار دارند و می‌توان آنها را به سه بخش متمایز تقسیم نمود.

بخش الف ــ قدیمیترین طبقات این رسوبها را شامل می‌گردد 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 می‌توان 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. اثر یک لینه اسیون در امتداد NE 70 را در بعضی از سطوح شیستوزیته فیلیت ها می‌توان رؤیت نمود. در قسمت بالائی این رسوبات یک افق آهکی بضخامت تقریبی ۲۰ــ ۱۵ متر دیده می‌شود که کاملاً متبلور گردیده و دارای چین های کشیده متعددی می باشد. روی این

افق آهکی را رسوبات آذرآواری بصورت توف های سبز رنگ می پوشانـد. این رسوبات اگرچه فسیلی بدست نداده است ولی نظر به 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 تـازک لایه تشکیل گردیده که لایه هائی از فیلیت و اسلیت در میان ماسه سنگها نیز دیده می‌شود.

**بخش ج:** سنگهای این بخش دولومیتی است که در حدود ۱۲۰ ــ ۱۰۰ متر ضخامت دارند. رنگ هوازده (فرسایشی) این دولومیت ها حنائی تا آجری است، درصورتی 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 می‌توان (مقایسه با رسوبات مشابه در چهارگوش ترود) به سیلورین ــ دونین و نیز با توجه به موقعیت چینه شناسی آنها هم ارز سازنده های پادها و سیب زار دانست.

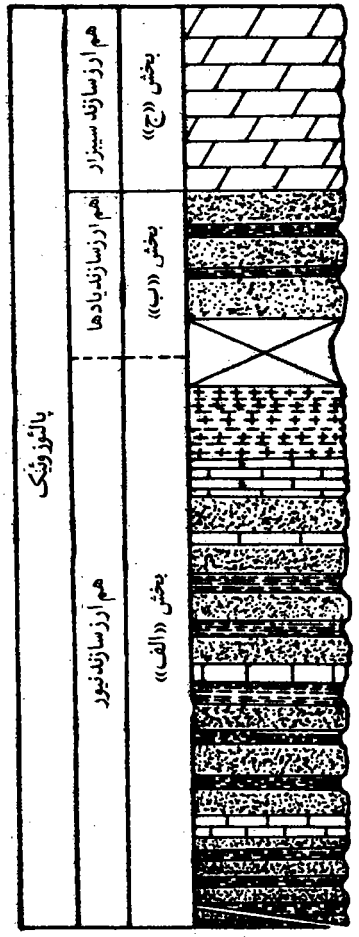
### ۲ــ۱ــ۳ــ سنگهای پیش از دونین بالا در زون سنندج ــ سیرجان

#### ۱ــ۲ــ۱ــ۳ــ میکاشیست های سیاه (Tesh)

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

این دو واحد سنگی بانضمام گرانیت 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 می‌دهد. بجز در یال جنوبی تاقدیس که تناوبی ۲۰۰ متری از طبقات نازک مرمری سفید رنگ در بخش های پائینی آن، اینچنین نظم یکنواختی را برهم می‌زند.

این میکاشیست های سیاه رنگ که حاصل دگرگونی شیل های سیاه رنگ است، در زیر کربناتهائی قرار می‌گیرد که اکنون به مرمر تبدیل شده است، ولی با اینهمه اینجا و آنجا آثار حیاتی فسیل شده در میان آنها یافت می‌شود که از آنجمله است بریوزوآ (bryozoans) کرینوئید و




متادولومیت، ضخیم لایه، رنگ هوازده آجری

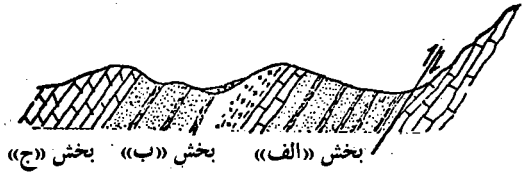
ماسه سنگ دگرگون شده، توام با لایه‌هائی از فیلیت و اسلیت

پوشیده

توف سبز رنگ

ماسه سنگ دگرگون شده، گوارتزیت

آهک بلورین، فیلیت و اسلیت




شکل ۲: بُرش شمائی 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 میکاشیست‌ها فسیلی دریافت نشده است که البته با این درجه از دگرگونی نمی‌توان انتظار حفظ آثار حیاتی را داشت. بهرحال با توجه به موقعیت چینه‌شناسی و شباهت آن به بخش (الف) از رسوبات پیش از دونین بالا در ایران مرکزی می‌توان آنرا هم ارز سازندنیور و متعلق به سیلورین دانست. شباهت تام این ردیف سنگی با شیل‌های سیاه رنگ گرافیتولیت‌دار ــ سیلورین در کوههای گهکم و فراقون از رشته کوههای زاگرس چنین انگاره‌هائی را تقویت می‌کند. بخصوص اگر در نظر داشته باشیم که سازنده‌های پرکامبرین و پالئوزوئیک در زاگرس و ایران مرکزی از نظر لیتووگرونواستراتیگرافی یکی بوده و حوادث یکسانی را از سر گذرانده است.

## ۲ــ۳ــ سنگهای پالئوزوئیک بالا

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

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

در زاگرس طبقات زیر پرمین رخ ننموده است.

### ۱ــ۲ــ۳ــ سنگهای پالئوزوئیک بالا در ایران مرکزی

#### ۱ــ۱ــ۲ــ۳ــ سنگهای دونین بالائی

در شمال منطقه، در دشت بیخیرخنگ، بقایای طاقدیس نسبتاً بزرگی دیده می‌شود که امتداد محور آن شمال غربی ــ 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 می‌دهد.

این رسوبات که با تکیه برفسیل‌های حاوی آنها سنی معادل دونین پسین دارد از سنگهای آواری ــ آهکی و ولکانیک تشکیل می‌شود.

قسمت زیرین این رسوبات خرد شده و بصورت تپه ماهور درعرضه دشت گسترده شده‌اند. اندازه‌گیری دقیق ضخامت آنها بعلت پراکندگی و گسله بودن آنها مقدور نگردید. کنتاکت این رسوبات با نهشته‌های زیرین «بخش ج» اگرچه پوشیده است ولی باحتمال گسله می‌باشد. 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 ببالا شامل: شیلهای آهکی، آهک متبلور شده، لایه‌هائی از شیلهای ذغالی ماسه‌سنگ کوارتزیت، شیلهای سیلتی رسی، آهک تخریبی و نیز آهک خاکستری رنگ کرینوئیددار است. این رسوبات را گدازه‌های اسپیلیتی و توف‌های فراوانی همراهی می‌کند.

چند طبقه آهکی که ضخامت هرکدام ۲ تا ۱/۵ متر است در قسمت پائین این بخش قرار گرفته و دارای بقایای فراوانی از استروماتوپوریـد و مرجان است بطوری که بیشتر یک 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: *Hexagonaria* sp, stromatoporoids براکیوپودهای، گردآوری شده از لایه‌های آهکی شیلی چنان نمانده که قابل مطالعه باشند. ضخامت این رسوبات بطور تقریب حدود ۳۵۰ تا ۳۰۰ متر است.

**شکل ۳ــ نمای بخشی از سنگهای دونین بالائی در دشت بیخیرخنگ (بدون مقیاس)**

شـــرح بخش فوقانی از دونـین بالا را همراه توصیف سنگهای کربونیفر زیرین بدانجهت آورده ایم که جز با شاخص های پـالـئونتولوژی سنـگـهای متعلق به ایـن واحد زمانی را مشکل می‌تـوان از هم متمایز نمود.

**۲ ــ ۱ ــ ۲ ــ ۳ ــ سنگهای دونین پسین ــ کربونیفر پیشین**

رسوبات فوقانی دونین بالائی بطور تدریجی به نهشته های کربونیفر زیرین تبدیل می‌گردد. در یال طاقدیس بیـخیرخنگ مـقطع نسبتاً کـاملی از این رسوبـات دیده می‌شود که دارای ۹۸۰ متر ضـخامت بـوده و مشـتمـل بـر سه واحد اسـت، واحـد شیـل و مـاسه سنـگ توأم با لایه هـای آهکی مـاسه ای، واحد کـوارتزیت، واحـد آهکی. فسیـلهائی کـه از واحد زیری (شـیل و ماسـه سنگی) جمع آوری گردیده است سن دونین پسین (اشکوب فرازنین) را نشان می‌دهد.

این فسیل ها عبارتند از:

*Cytospirifer verneuili*, *Cyrtispirifer* sp., *"Spirifer" thukensis*, *Spinatriy piana* sp., Austrospirifer sp., Atrypids ex gr *Verneuili* sp..

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

**واحد کوارتزیتی**

این واحد ٤٠ متر ضخامـت دارد. دارای لایه های منظمی از کوارتزیت بضخامت ۰/۷۵ تا ۱ متر، رنـگ فرسایشی ایـن کوارتزیـت ها صورتی تـا قهوه ای روشـن و رنگ سطوح تازه آنـها سفید متمایل بصورتی بـا لکه هایی از اکسیـد آهن می باشد. چینـه بندی چلیپـائی در بعضی از طبقات آن بخوبی حفظ گردیده است.

**واحد آهکی**

ضخامـت ایـن واحـد در محل انـدزه گـیـری ۱۸۰ متر اسـت. شـامـل طبقات منـظـم آهک خاکستری است کـه ضخامت هر لایـه حدود ۰/۲۵ تا ۰/۵ متر بوده و در بعضی از این ها نیز کمی شـیلی می‌گردند. در ایـن آهکها بقایای مـرجانها *iranophyllum* و براکیـوپـودها بطور پراکنده دیده مـی‌شـود. نمونه هائی کـه در زیر آمده از این آهکهـا ولـی از ٦ کیلومتری جنوب شـرق محل مقطع اندازه گیری شده جمع آوری گردیده است که توسط «ف. گلشنی» مطالعه و سنی معادل کربونیفر پیشین (Visean) بدست داده است.

*Prachythyrina* sp., *Reticulatia* sp., *Neospirifer* sp., *Unispirifer* sp., *Cancrinella* sp., *Undaria* sp., *Rhipidonella* sp., *Brachythyrina* sp., *Schelluinella* sp.,

نمونه دیگری ازاین 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 می‌دارد. این نمونه توسط آقای بهاءالدین حمدی مطالعه شده است.

*Spathognatodus Plumulus- Plumulus, Apathognathus.* sp..

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

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

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

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

۵۴ــ
۱۲ متر شیل آهکی در سطوح فرسایشی خاکستری تا ارغوانی و در سطوح تازه برنگ خاکستری روشن.
۶ متر آهک اسپاری دارای قطعات کرینوئید قطر هر لایه حدود ۳۰ سانتیمتر توأم با لایه های شیل به ضخامت ۵ سانتیمتر.

۵۳ــ ۴۲ متر تناوب آهک، آهک دولومیتی بالایه بندی واضح ضخامت هرلایه حدود۰/۷ متر، طبقات آهکی در سطوح هوازده خاکستری رنگ و در سطوح تازه سیاه رنگ می باشند، ضمناً این آهکها دارای ساقه های کرینوئید مرجانهای منفرد بزرگ می باشند.

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

۵۱ــ 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 قهوه‌ای روشن و در سطوح تازه سفید رنگ است.

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

۴۹ــ ۳۹ متر کوارتزیت.

۴۸ــ ۵ متر تناوب آهک، شیل، ماسه سنگ، لایه های آهکی دارای فسیل حلقه ساقه کرینوئید می باشند.

۴۷ــ ۳۷ متر شیل ذغالی توأم با لایه هائی از شیل ماسه ای.

۴۶ــ ۸ متر ماسه سنگ با خمیر آهکی ضخامت هر لایه حدود ۰/۴ متر.

۴۵ــ ۸ متر شیل آهکی و ماسه ای در سطح تازه خاکستری رنگ دارای اکسید آهن در سطوح هوازده برنگ زرد روشن می باشد.

۴۴ــ ۲۱ متر شیل ذغالی.

۴۳ــ ۳۰متر تناوب شیل آهکی، شیل رسی مارنی و آهک ماسه ای.

۴۲ــ ۲۱ متر آهک رسی در سطوح فرسایشی خاکستری متمایل به زرد در سطوح تازه خاکستری دارای بقایای براکیپود «اسپیریفر» و ساقه های کرینوئید.

۴۱ــ ۲۰ متر شیل رسی ماسه ای دارای سریسیت با رنگ فرسایشی خاکستری تیره یک لایه ماسه سنگی با ضخامت دو متر در بین این شیلها قرار دارد.

۴۰ــ ۲۲ متر آهک ماسه ای نازک لایه هر لایه بضخامت ۵ تا ۱۰ سانتیمتر در سطوح فرسایشی زرد تیره و در سطوح تازه خاکستری، بندرت دارای فسیل سفالوپود و براکیوپود و «اسپیریفر» و ساقه های کرینوئید می باشند.

۳۹ــ ۲ متر شیل دیابازی

۳۸ــ ۳ متر آهک زرد رنگ دارای براکیوپود و ساقه های کرینوئید.

۳۷ــ ۲۱ متر شیل رسی سریسیت دار.

۳۶ــ ۱۸ متر تناوب ماسه سنگ، شیل ماسه ای، ماسه سنگهای دارای ریپل مارک در سطوح هوازده قهوه ای تیره و در سطوح تازه خاکستری.

۳۵ــ ۷ متر شیل رسی سریسیت دار.

۳۴ــ ۶ متر ماسه سنگ آهکی برنگ زرد تیره در سطوح فرسایشی.

۳۳ــ ۲۰ متر شیل مارنی رسی دارای سریسیت ــ تالک و اکسیدآهن

۳۲ــ ۵ متر تناوب آهک ماسه ای براکیوپوددار «اپیریفر» و شیل ماسه ای.

۳۱ــ ۱۲ متر شیل سیاه رنگ رسی مارنی دارای سریسیت وتالک.

۳۰ــ ۵ متر آهک ماسه ای دارای فسیل براکیوپود.

۲۹ــ ۱۲ متر شیل رسی دارای سریسیت و تالک.

۲۸ــ 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.

۲۷ــ ۹۷ متر شیل ذغالی دارای بلورهای بزرگ اکسید آهن.

۲۶ــ ۱۰ متر تناوب شیل رسی و آهک ماسه ای.

۲۵ــ ۹ متر شیل آهکی توأم با لایه های نازک مارن.

۲٤ــ ۲۵ متر آهک نازک لایه در سطوح فرسایشی برنگ زرد تیره و در سطوح تازه خاکستری، دارای فسیل براکیوپود.

۲۳ــ ۲۲ متر تناوب شیل رسی و ماسه سنگ کوارتزیتی با چینه بندی متقاطع.

۲۲ــ ۲ متر آهک ماسه ای در سطح فرسایشی زرد تیره و در سطح تازه قهوه ای روشن.

۲۱ــ ۱٦ متر شیل سیلتی رسی توأم با لایه های نازک ماسه سنگ کوارتزیتی شیلهای خاکستری رنگ بوده و دارای بلورهای اکسید آهن می باشند.

۲۰ــ ۲۱ متر تناوب شیل رسی سیاه رنگ با ماسه سنگ کوارتزیتی.

۱۹ــ ۲ متر آهک در سطح فرسایشی زرد تیره.

۱۸ــ 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.

۱۷ــ ۳۸ متر تناوب شیل رسی مارنی و ماسه سنگ کوارتزیتی.

۱٦ــ ٤ متر شیل سیلتی رسی دارای سریسیت.

۱۵ــ ۳ متر ماسه سنگ ضخامت هر طبقه ۰/٤ متر رنگ سطوح هوا زده سیاه تا قهوه ای، رنگ سطوح تازه سبز تیره دارای رگه های کوارتز.

۱٤ــ ٦ متر تناوب آهک، شیل، ماسه سنگ کوارتزیتی.

۱۳ــ ۲٦ متر تناوب شیل سیلتی و رسی برنگ خاکستری و ماسه سنگ کوارتزیتی.

۱۲ــ 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 ۰/٦ متر می باشد.

۱۱ــ ۱۵ متر ماسه سنگ آهکی در سطوح تازه زرد تیره تا قهوه ای در سطوح فرسایشی زرد رنگ است.

۱۰ــ ۲ متر آهک کریستالیزه زرد رنگ.

۹ــ ۸ متر تناوب شیل و ماسه سنگ شیلی.

۸ــ ۱۹ متر شیل ذغالی دارای بلورهای بزرگی از اکسید آهن.

۷ــ 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.

٦ــ ۱۵ متر شیل ذغالی.

۵ــ ۱۴ متر پوشیده.

۴ــ ۱۱ متر تناوب ماسه سنگ سیلیسی و شیل ماسه‌ای رنگ ماسه سنگها در سطوح فرسایشی قهوه‌ای تیره و در سطوح تازه خاکستری می باشد.

۳ــ ۴ متر شیل نیمه قلیائی.

۲ــ ۹ متر تناوب شیل ذغالی دارای اکسید آهن، شیل ماسه‌ای و ماسه سنگ.

۱ــ ۱۰ متر شیل سیاه رنگ ماسه‌ای دارای اکسید آهن و ماسه سنگ دانه درشت. قاعده این رسوبات پوشیده می باشد.

ضمناً شیلهای ذغالی بواسطه داشتن اکسید آهن التراسیون آنها در سطوح فرسایشی صورتی رنگ تا قرمز بوده ولی در افقهای پائین‌تر ابتدا زرد و سپس خاکستری و سرانجام سیاه ذغالی می باشد.

**۳ــ ۱ــ ۲ــ ۳ــ سنگهای پرمین زیرین**

در روی آهکهای خاکستری رنگ متعلق به کربونیفر زیرین رسوبات آواری توأم با لایه‌های آهکی بطور هم شیب ولی با سطح فرسایشی در آهکهای کربونیفر زیرین قرار گرفته است. این رسوب‌ها که بعلت رنگ قهوه‌ای تیره از دور بخوبی دیده می‌شوند در یال شمالی طاقدیس بیخیر خُنک در بیشتر جاها بالای سازند شیشتو (روی آهکهای کربونیفر زیرین) در زیر رسوبات آهکی پرمین بالائی قرار گرفته است.

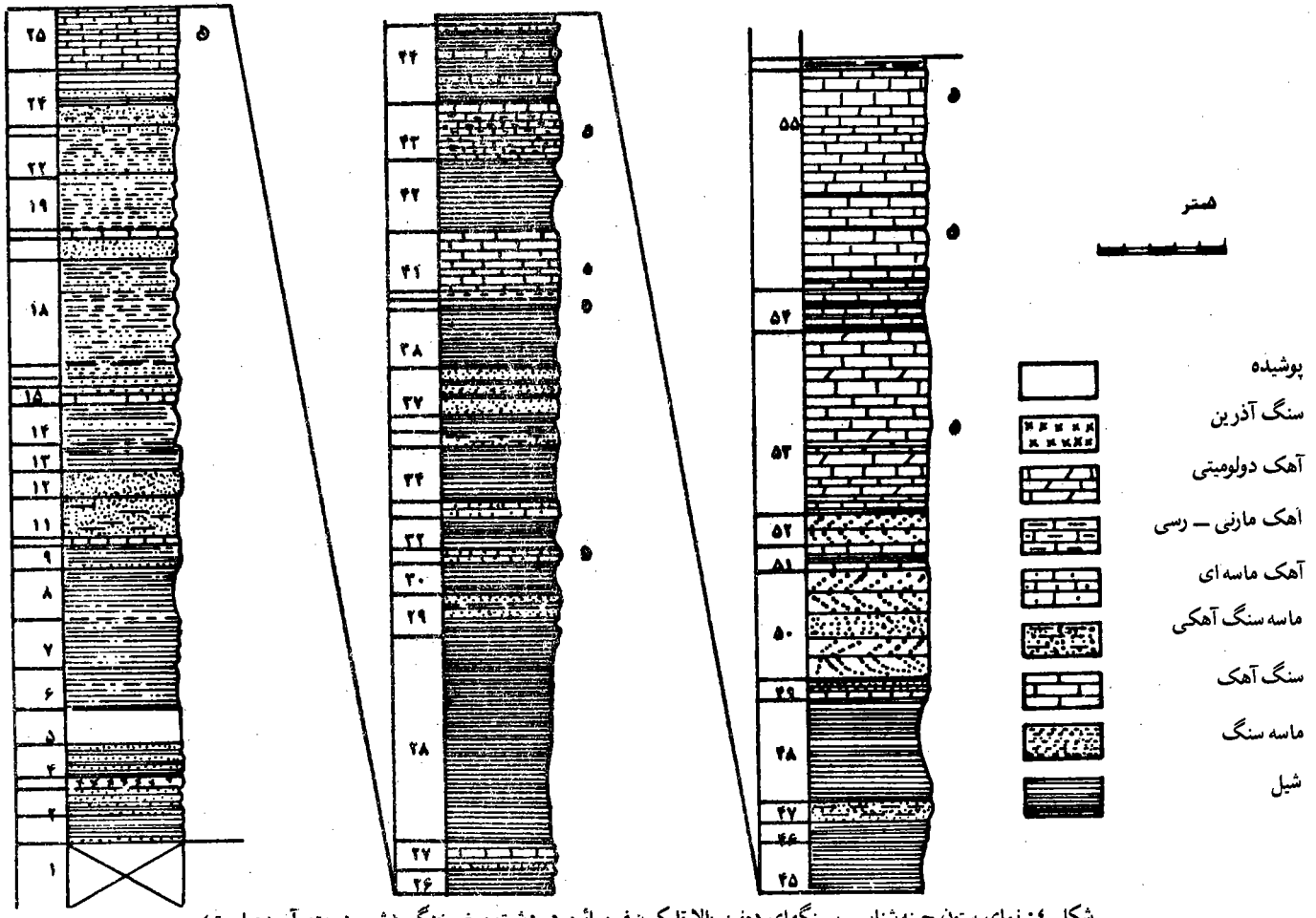
ضخامت این رسوبات بطرف شرق، جنوب شرق بیشتر شده و بر تعداد لایه‌های آهکی تخریبی آنها نیز افزوده می‌گردد مقطعی که از این رسوبات در شرق چشمه بیخیرخنگ (ریزال بیخیرخنگ) اندازه گیری گردیده دارای ۲۷۰ متر ضخامت است. البته این مقطع کامل نیست چونکه قسمت پائین این رسوبات در این محل پوشیده می باشد. این محل از آن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

نمونه هائی که از لایه‌های آهکی گرفته شد اکثراً دارای فسیلهای پرمین است، با توجه به اینکه سنگهای 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 لایه‌های یال شمالی این طاقدیس نمونه هائی از براکیوپود و بریوزوا




شکل ٤: نمای ستون چینه‌شناسی سنگهای دونین بالا تا کربنیفر پائین در دشت پیخر خنگ (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 پروفسور 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 Artinskin 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.. پریوزوا

شرح مقطع چینه شناسی رسوبات کربونیفر ــ پرمین زیرین دریال جنوبی انتی کلینال بیخیرخنگ.

بالا: آهکهای خاکستری رنگ دارای فسیل Pseudofusulina sp. متعلق به پرمین اثاژ Artinskian

۴۰ ــ ۲ متر ماسه سنگ سیلیسی در سطح فرسایشی قهوه ای متمایل به سیاه در سطح تازه صورتی کم رنگ تا سفید.

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

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

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

۳۶ ــ دایک دیوریتی برنگ سبز تیره.

۳۵ ــ ۴ متر کوارتزیت سفید رنگ.

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

۳۳ ــ ۹۰ متر پوشیده

۳۲ ــ ۳ متر ماسه سنگ ارکوزی.

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

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

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

۲۸ ــ 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.

۲۷ــ ۷ متر آهک رسی و شیل آهکی.

۲۶ــ ۱۲ متر آهک در سطح فرسایشی خاکستری تیره، در سطح تازه خاکستری روشن ضخامت هر طبقه حدود ۰/۷ متر دارای فسیل گاستر پود (بلروفن) و قطعات پوسته دوکفه ایها.

۲۵ــ ۱۵ متر آهک ماسه ای در سطح فرسایشی خاکستری رنگ دارای بقایای کرینوئید ــ شکم پایان ــ بازوپایان.

۲٤ــ ٤ متر ماسه سنگ آهکی دارای چینه بندی متقاطع.

۲۳ــ ۲ متر آهک ماسه ای تا حدی کنگلومراتیک دارای بقایای ساقه کرینوئید گاستر پود ــ براکیوپود و ۳ متر آهک ماسه ای با رنگ فرسایشی خاکستری تیره.

۲۲ــ ٤ متر ماسه سنگ با خمیره آهکی در سطوح فرسایشی قهوه ای روشن و در سطوح تازه خاکستری رنگ.

۲۱ــ ؟ متر پوشیده

۲۰ــ ۱٦ متر تناوب ماسه سنگ با خمیره آهکی دارای چینه بندی متقاطع در قسمت بالا یک لایه یکمتری کنگلومراتیک دارای فسیل بلروفن (*Bllerophoan* sp.) از شکم پایان.

۱۹ــ ۲۰ متر پوشیده

۱۸ــ ۷ متر کوارتزیت در سطح فرسایشی خاکستری و در سطح تازه سفید رنگ ضخامت هر لایه حدود ۰/۵ متر.

۱۷ــ ۵ متر پوشیده

۱٦ــ ۲ متر آهک ماسه ای با قطعات خرد شده صدف و گاستر پود.

۱۵ــ ۷ متر ماسه سنگ سیلتی و رسی.

۱٤ــ ۲ متر ماسه سنگ سیلیسی دارای چینه بندی متقاطع ضخامت هر لایه ۰/٤ متر در سطح فرسایشی قهوه ای روشن تا خاکستری در سطوح تازه برنگ سبز روشن می باشد.

۱۳ــ ۳ متر پوشیده

۱۲ــ ۹ متر ماسه سنگ ریز دانه سریسیت دار در سطح هوا زده قهوه ای تیره و در سطح تازه سبز متمایل به زرد.

۱۱ــ ۲ متر ماسه سنگ آهکی دارای بقایای حلقه ساقه های کرینوئید.

۱۰ــ ۵ متر آهک ماسه ای بضخامت هر لایه ۰/۳ متر.

۹ــ ۱۹ متر ماسه سنگ سیلتی رسی در سطح فرسایشی زرد تیره در سطح تازه خاکستری متمایل سبز.

۸ــ ۲۰ متر کوارتزیت سفید رنگ با رگه های کوارتز.

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

٦ــ ٤ متر شیل ماسه ای رسی برنگ سبز زیتونی.

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

٤ــ ۲ متر کوارتزیت سفید رنگ.

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

۲ــ ۵ متر کوارتزیت سفید رنگ.

۱ــ ۱٦ متر تناوب ماسه سنگ سیلیسی و شیلهای رسی.

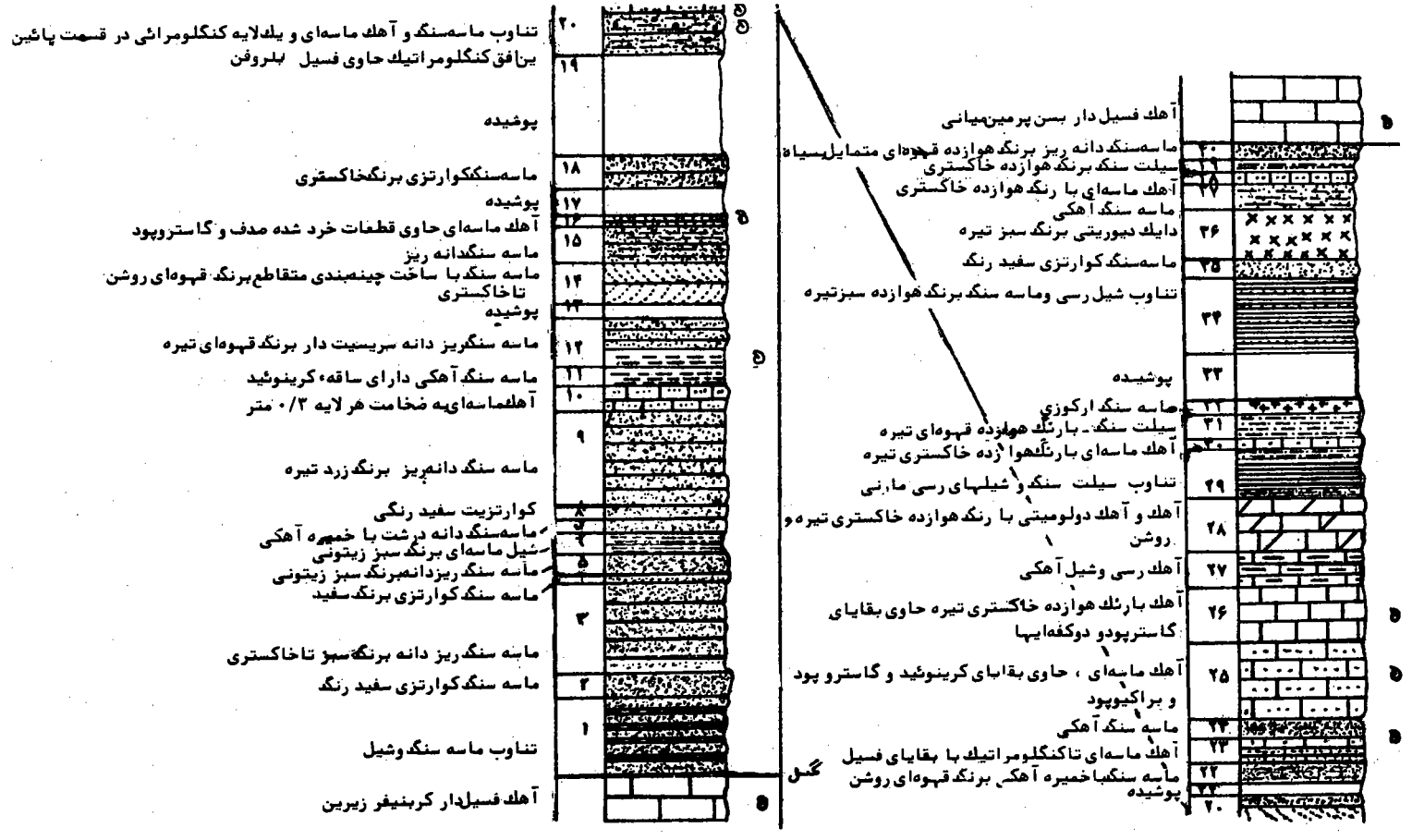
**٤ــ۱ــ۲ــ۳ــ سنگهای پرمین میانی ــ بالائی**

در روی سنگ های آواری پرمین پیشین بیش از هزار متر رسوبات آهکی متعلق به پرمین میانی تا بالائی بگونه ای ظاهراً همشیب قرار می‌گیرد. سنگهای پرمین در شمال و شمال شرق منطقه رخ‌نمون های گسترده‌ای داشته و شکل اصلی ارتفاعات را می‌سازند اما بعلت موقعیت خاص تکتونیکی منطقه نزدیکی به گسل اصلی زاگرس مقطع جالبی که تمام نهشته‌های این دوره را بطور پیوسته شامل گردد یافت نمی‌شود. کاملترین بیرون‌زدگی نسبی از این رسوبات را هوشنگ طراز (۱۹۷۲) در هسته یک طاقدیس در سمت جنوب شرقی کوه همبست معرفی می‌نماید.

البته در این بیرون‌زدگی قاعده این نهشته‌ها پوشیده است. در شمال دشت بیخیرخنگ و نیز در جنوب شرق این دشت در بیرون‌زدگیهای متعدد دیگر می‌توان گذر این رسوبات را با سنگهای پرمین زیرین بوضوح مشاهده کرد که با مطالعه مقاطع متعدد و پیوند آنها می‌توان 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 لیتراستراتیگرافی بشرح زیر تقسیم نمود:

**واحد ۱**

حدود ٤۵۰ تا ٤۰۰ متر آهک خاکستری تیره با طبقه‌بندی منظم هر لایه حدود ۱ تا ۱/۵ متر بطور هم‌شیب برروی رسوبات پرمین زیرین قرار گرفته‌اند. در قاعده این رسوبات حدود ۱ متر ماسه سنگ و ماسه سنگ آهکی دیده می‌شود. نمونه هائی که از پائین‌ترین بخش این واحد گرفته شده دارای میکروفسیل های زیر است که توسط دکتر منوچهر مهرنوش و دکتر فتح‌الله بزرگ‌نیا




شکل ۵ : نمایش ستون چینه‌ای رسوبات پرمین زیرین دزیال جنوبی تاقدیس بی خیرخنگ

تعیین گردیده است (طراز ۱۹۷۲).

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

تجمع این فسیل ها بر اواخر پرمین پیشین یا به عبارت دقیق تر بر اواخر ارتینسکین 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 نمی‌کند، فتح‌الله بزرگ‌نیا، میکروفسیلهای زیر را در میان نمونه های آن تعیین نموده است.

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

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

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

و بیاری 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:

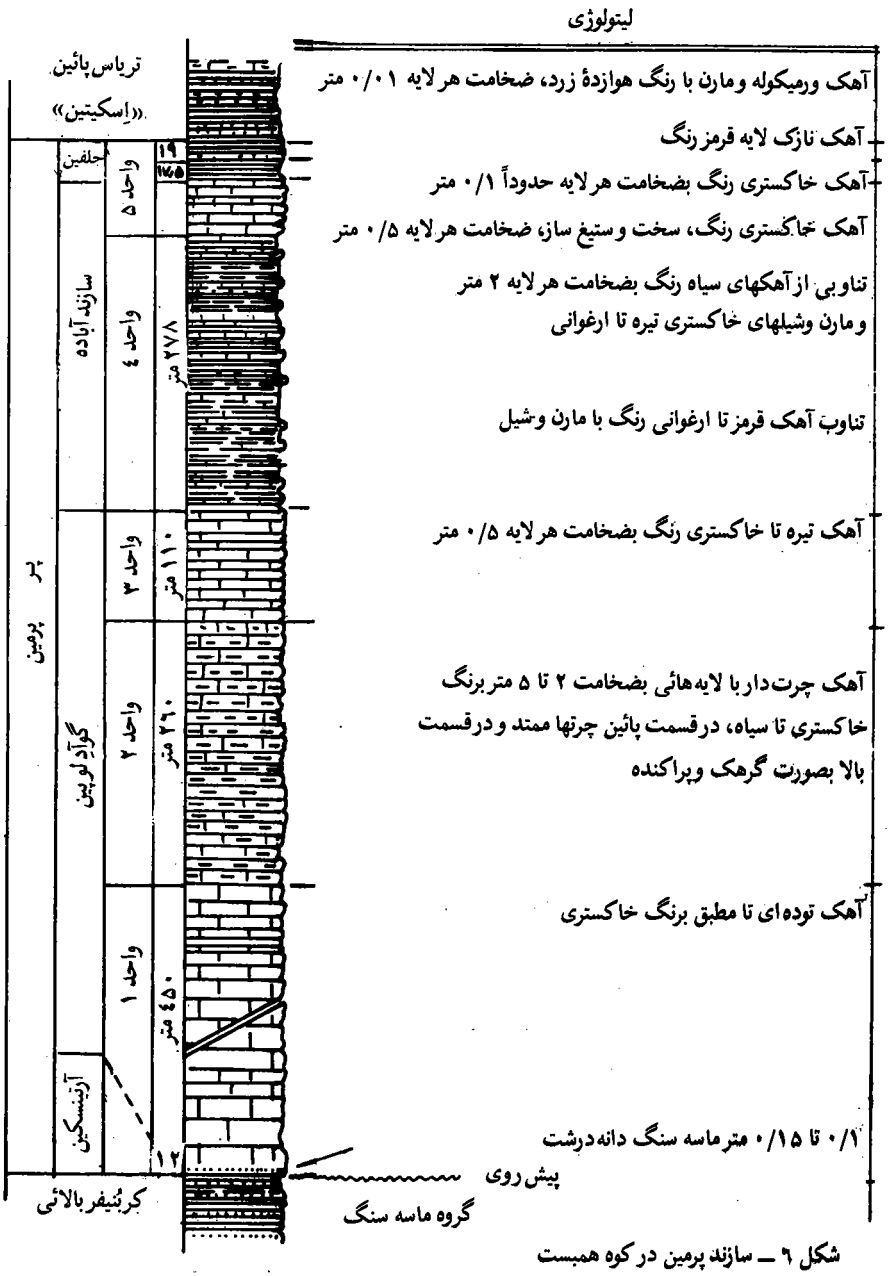
*Spinomarginifera* ex gr. *spinosocostata, Punctospirifer* ex gr. *Critatus, Polypora* ex gr. *kominekiana, Rhombopora* ex gr. *polyporata, Stenopora* ex gr. *orientalis, Martiniopsis inflata, Neochonetes* off. *armenicus.*

که دلالت بر آغاز پرمین پسین دارد.

نتیجه آنکه واحد ۱ ردیفی از رسوبات دریائی را نشان می‌دهد 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 می‌کند و سپس رسوبهای آن که تماماً کربناتی (آهکی) است در اوائل پرمین میانی (گوادلوپین) ساخته می‌شود.

**واحد دوم**

این واحد که حدود ۳۰۰ متر ضخامت دارد و بطور تدریجی بروی واحد اوّل و در زیر واحد سوم قرار می‌گیرد از آهکهای خاکستری تیره تا سیاه رنگی تشکیل می‌شود که ضخامت هر لایه آن




شکل ۶ ــ سازند پرمین در کوه همبست

حدود ۰/۵ 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 در می‌آید 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 می باشند.

*Schubertella* sp., *Hemigordius* sp., *Archaediscus* sp., *Geinitizina* sp., *Globivalvulina* cf *bulloides, Ichtyolaria* sp., *Climacammina* sp., *Schwagerina* sp., *Agathamnina* 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 کرونواستراتیگرافی 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 کرده‌ایم.

**واحد سوم**

گذر واحد دوّم بدین واحد تدریجی است. واحد سوم از ۱۱۰ متر سنگ آهکی تشکیل می‌شود که دارای طبقه بندی منظم نیم متری است. رنگ این سنگ آهک‌ها خاکستری تیره و تا اندازه‌ای سخت است، برخلاف واحد دوّم جز اندکی آهک پراکنده در قسمت بالا، از محتوای چرتی عاری است. میکروفسیل‌های زیر را دکتر فتح‌الله بزرگ‌نیا و دکتر مهرنوش در میان 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 براکیوپودهائی 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 بگونه‌ای پیوسته و تدریجی از پس واحد سوم می‌آید و از ۲۷۸ متر آهک مارن و شیل تشکیل می‌شود. ۵۰ متر پائینی واحد تناوبی است از آهک خاکستری مارن قرمز و شیل. رنگ قرمز تا ارغوانی مارن‌ها چهره مشخصی بدین قسمت از واحد چهارم بخشیده است. ۲۲۸ متر بقیه این واحد تناوبی است از طبقات دو متری آهک های سیاه فتید، مارن‌های خاکستری تیره و شیست. آهک های واحد چهارم دارای میکروفسیل هائی است که دکتر 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.,

به‌علاوه 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 بخشهائی که سنگهای آواری ولکانیک بیشتری دارند به بیش از سه برابر افزایش داده است.

اثر فرآیندهای دگرگونی و دگرگشتی براین سنگها چنانست که بر موقعیت دقیق کرونواستراتیگرافی 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 کرونواستراتیگرافی بین این سنگها و سنگهای پالئوزوئیک بالائی را در ایران مرکزی میسر ساخته است، بویژه که شباهت لیتواستراتیگرافی بین این سنگها در دو زون یاد شده چنان است که هرگونه تردیدی را مرتفع می‌سازد.

**۲ــ۲ــ۳ــ سنگهای پالئوزوئیک بالائی در زون سنندج ــ سیرجان که اکنون بصورت** مجموعه‌ای از مرمر، شیست، امفیبولیت و کوارتزیت متجلی شده است در دو منطقه از این زون

رخ‌نمون بیشتری دارد که یکی کوه سفید توتک است در منتها الیه غربی دره سوریان و دیگری ناحیه بین دهکده‌های هنشک و گوشتی در پشته‌های جنوب شرقی گردنه کولی کش.

هرچند 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 کرده‌ایم که بترتیب قدمت عبارتند از:

**کمپلکس توتک:** که بیشتر مرمری است با ردیفی از شیست‌های 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 لایه‌هائی از آهک و بازالت و توف‌های بازالتی تشکیل شده است. این کمپلکس از نظر موقعیت استراتیگرافی و لیتولوژی با سازند شیشتو قابل مقایسه است.

**کمپلکس کولی کش:** که همان بخش‌های بالائی کمپلکس سوریان است با کربنات‌های انکریتی ــ دولومیتی در قسمت بالای آن که می‌تواند با سازند شیشتو (۱ و ۲) مقایسه گردد.

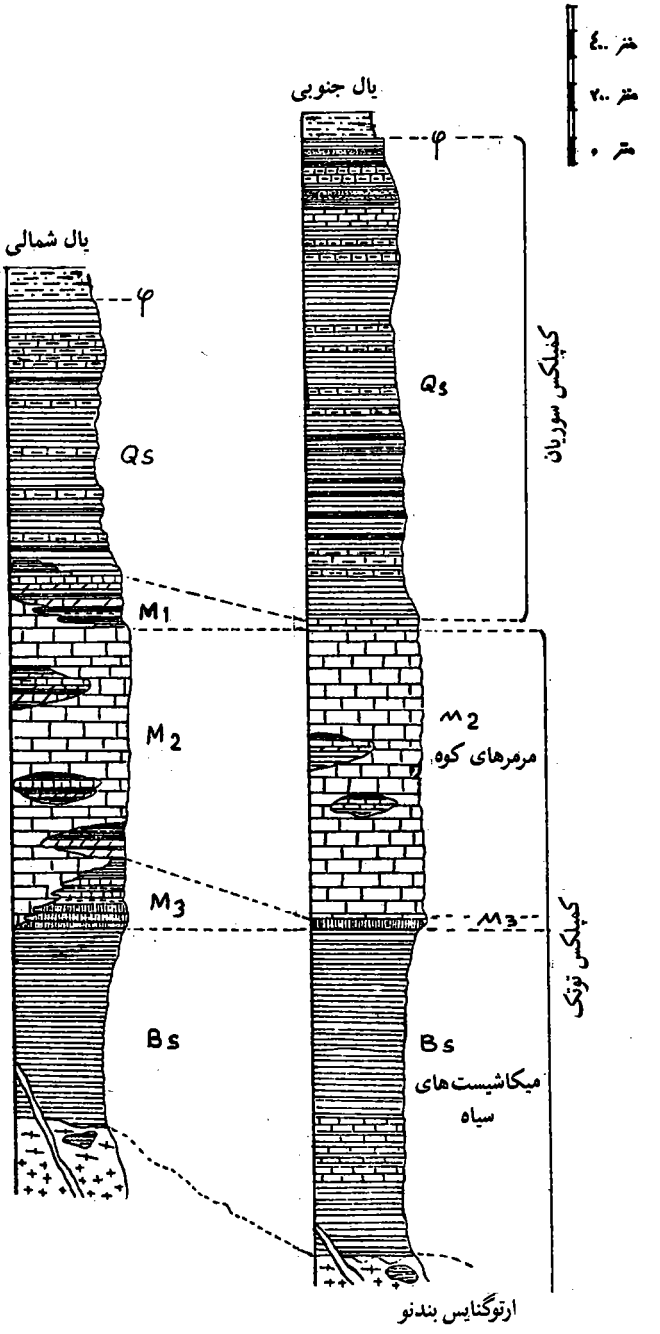
گذر بین بخش کربناتی کمپلکس کولی کش و مرمرهای فوزولین‌دار پرمین تدریجی است و چه‌بسا قسمتی از کربنات‌ها بخشی از پرمین پائینی باشد.

بهرحال چنانکه دیده می‌شود کمپلکس یاد شده سنی محدود بین سیلورین تا پرمین دارد. اکنون بشرح این کمپلکس‌ها می‌پردازیم:

### ۱ــ۲ــ۲ــ۳ــ کمپلکس توتک (Tcm)

سنگهای این کمپلکس طاقدیسی در کوه سفید توتک می‌سازند که قطر بزرگ آن حدود ۲۰ کیلومتر و قطر کوچک آن حدود ۱۰ کیلومتر است. کوه سفید توتک در منتها الیه شمالی زون سنندج ــ سیرجان افتاده و بلندترین نقطه آن ۲۸۶٤ متر ارتفاع دارد.

کمپلکس توتک از پائین به بالا از سه بخش تشکیل می‌شود: اوّل ارتوگنایس یا گرانیتی که بیشترین گسترش آن در بند نو است. در میان شیست‌های سیاه رنگ نفوذ می‌کند و خود ساخت گنایسی نشان می‌دهد. بدینجهت در شکل با نام ارتوگنایس بند نو نشان داده شده است. چون شرح کامل این گرانیت در فصل ماگماتیسم می‌آید، در اینجا بدان نخواهیم پرداخت. دوّم ردیف شیست‌های سیاه رنگ (در شکل ۷) که در فصل پالئوزوئیک پائین شرحش گذشت (نک ۲ــ۱ــ۳)، سوم مجموعه‌ای که بیشتر سنگهای آن از مرمر تشکیل می‌شود و در شکل بنام




شکل ۷ــ نمای ستون چینه‌شناسی کمپلکس‌های توتک و سوریان در تاقدیس کوه سفید توتک

مرمرهای کوه سفید و در نقشه چهارگوش با علامت Tcm نشان داده شده است.

در مرمرهای کوه سفید از بالا به پائین می‌توان سه بخش مجزا را از هم تمیز داد (شکل ۷):

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

ردیف: $M_2$ مرمرهای ضخیم لایه سفید و خاکستری رنگ

ردیف: $M_3$ تناوبی از مرمر، شیست و آمفیبولیت

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

**ردیف: M**

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

ـــ مرمر سفید با طبقه‌بندی ضخیم

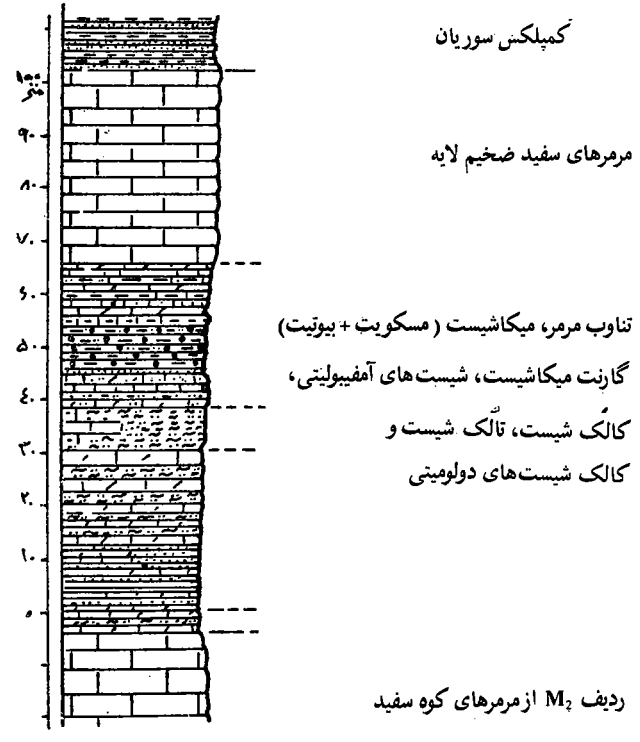
ـــ تناوبی از مرمر و شیست با میان لایه‌هائی از کالک شیست‌های دولومیتی.

شیست‌های آمفیبولیتی با عدسیهائی 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 الگوئی از این ردیف مشکل است. در شکل ۸ یک مقطع نمونه از این ردیف در طول جاده معدن دست‌علی نشان داده شده است.

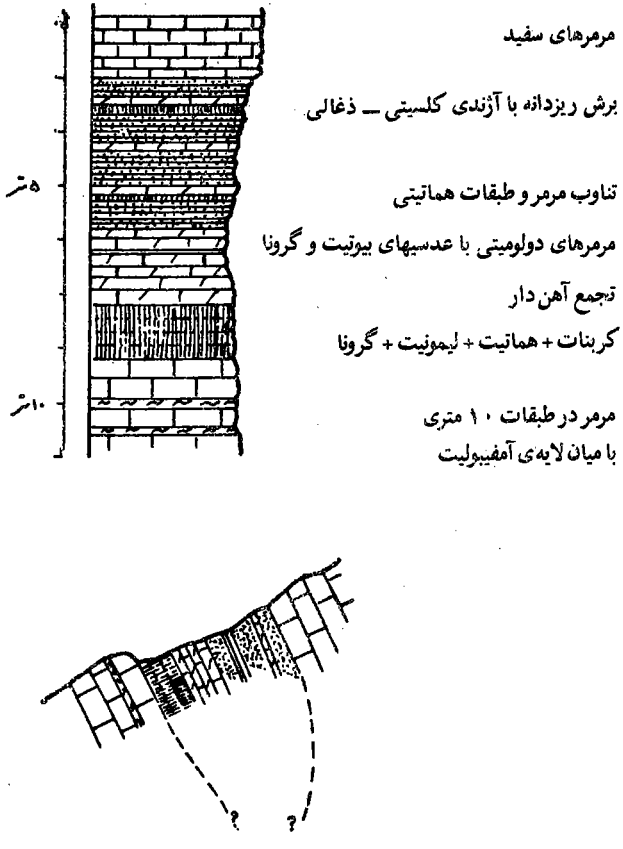
**ردیف: $M_2$**

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 ستبر 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 عدسیها گاه درازائی حدود یک کیلومتر دارد و عمدتاً از میکا شیست کالک شیست دولومیتی با کلریت میکای سفید و مرمرهای سفید و سیاه است.

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




شکل ۸ــ نمونه‌ای از ستون لــیتواستراتیگرافی ردیف $M_1$ ازمرمرهای کوه سفید




شکل ۹ــ معدن هماتیت دست‌علی
«مثالی ازیک عدسی در درون ردیف مرمری $M_2$ ازمرمرهای کوه سفید»

گرفته است، همانگونه که در شکل ۹ دیده می‌شود سقف عدسی هماتیت‌دار عمدتاً از برش‌های ذغالی (گرافیتی) و کف آن از مرمرهای دولومیتی و آنکریتی با تجمع‌هائی 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 بازشناخت.

**ردیف: $M_3$**

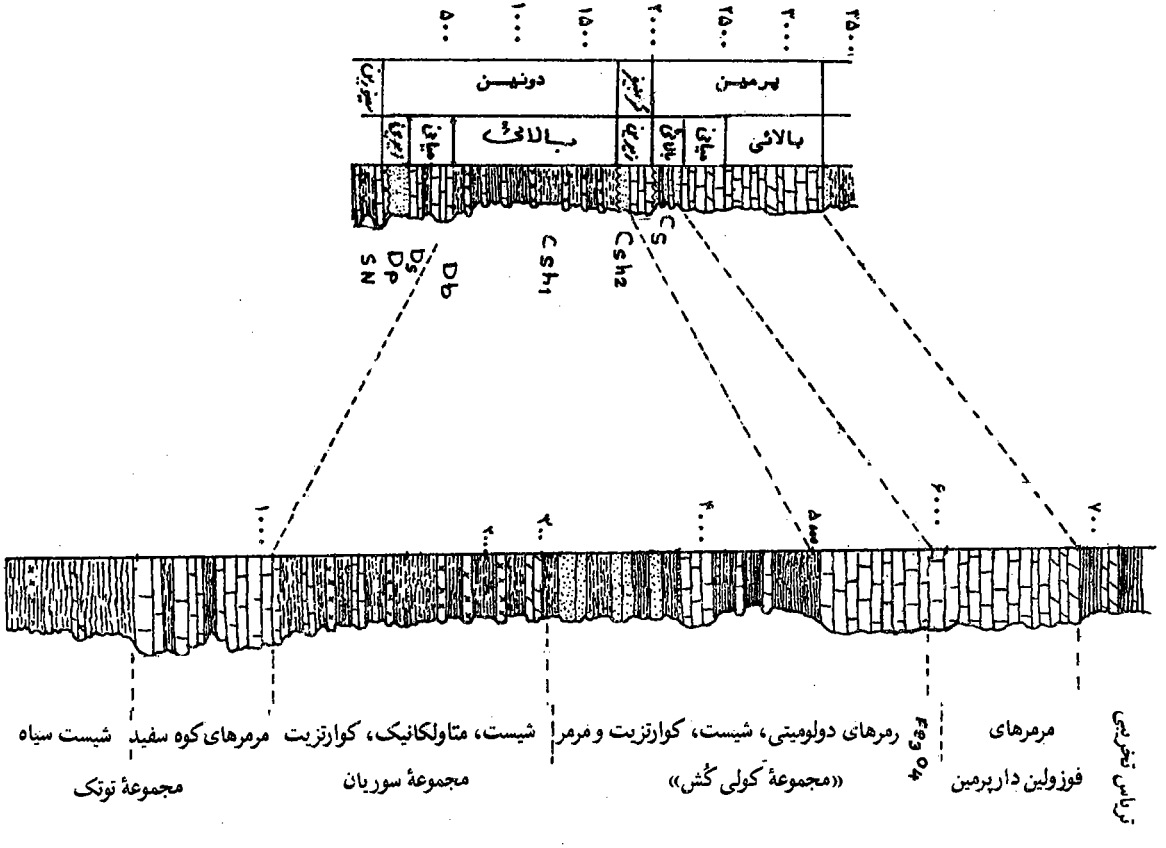
تناوبی است از آمفیبولیت، مرمر و میکاشیست که در یال شمالی تاقدیس حدود ۳۰۰۰ متر ضخامت دارد ولی در یال جنوبی به ۱۰ متر آمفیبولیت خلاصه می‌شود. میکاشیست‌ها دارای بیوتیت‌های ریزی است و آمفیبولیت که رنگ سبز تیره‌ای دارد از بیوتیت بارور است. مرمرها دارای نوارهای سفید و خاکستری است.

**گسترش ناحیه‌ای مرمرهای کوه سفید**

مرمرهای کوه سفید در سراسر بخش جنوبی زون سنندج ــ 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 آویز در دشت ارزویه و کوه سفید در ازبیخیر 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 اکریتارک‌هائی بدست داده که تعلق آنرا به دونین میانی محتمل ساخته است.

در ایران مرکزی چنانکه گذشت (نک ۱ ــ ۱ــ 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 درمیان آنها، مقایسه این ردیف‌های سنگی را میسر ساخته است. تنها اختلاف در مقدار سنگهای ماگمائی و نیز درجه دگرگونی است که توف‌ها و لاوهای تقریباً دست‌نخورده در ایران مرکزی بدل به پرازینیت و شیست سبز و آمفیبولیت در زون سنندج ــ سیرجان شده است.

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




شکل ۱۰ ــ پیوند ستون‌های چینه‌شناسی (زمانی و سنگی) در ایران مرکزی و زون سنندج ــ سیرجان برای شرح نِک ۱ ــ ۱ ــ ۳ و ۲ ــ ۱ ــ ۳

تردیدی را در قیاس آنها برطرف 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 در یال جنوبی خلاصه می‌شود.

کوتاه سخن آنکه از نظر لیتوکرونواستراتیگرافی شیست‌های سیاه در کمپلکس توتک قابل قیاس با سازندنیور، ردیف $M_3$ از مرمرهای کوه سفید قابل مقایسه با سازندپادها و ردیف‌های $M_2$ ، $M_1$ قابل قیاس با سازندهای سیب‌زار و بهرام است. (شکل ۱۰).

**۲ــ۲ــ۲ــ۳ــ 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 هرجا که این دو کمپلکس رخ نموده بگونه‌ای خلل ناپذیر برقرار است و هرگونه ابهامی را از نظر موقعیت چینه شناسی آنها مرتفع می‌سازد.

از نظر لیتولوژی کمپلکس سوریان از طبقات تقریباً یکنواختی تشکیل می‌شود که عمدتاً آواری و یا آهکی ــ 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 شیست‌های کمابیش کوارتزیتی یا کوارتزیت‌های کلریت‌دار با میان لایه‌هائی از کالک شیست‌های خاکستری سبز تشکیل می‌دهد. گدازه‌ها را از بافت جریانی بازمانده از پلاژیوکلازها یا ندرتاً بافت‌های دولومیتی آنها می‌توان بازشناخت.

پائین‌ترین بخش کمپلکس سوریان که در یال شمالی طاقدیس کوه سفید به کمال رخ نموده، واحدی ۵۰ تا ۱۰۰۰ متری از شیست‌های گرونادار 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 (۱۹۷٤) 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 تکتونیک 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 کمپلکس های سوریان و کولی کش را دربر بگیرد. بویژه اینکه بالا ترین طبقات گروه قطروی ریکو را واحد ستبری از طبقات کربناتی تشکیل می‌دهد که فسیل های زیر را از پرمین بالائی (مرغابین میانی تا بالائی) بدست می‌دهند.

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

بهرحال ۷ واحد سنگی گروه قطر و بقرار زیر است (از پائین به بالا):

ـــ مرمر کوه سفید توتک

ـــ ۱۵۰ متر عمدتاً کلریت شیست

ـــ ٤۰۰ متر عمدتاً پرازینیت که اکثراً می‌توان سنگ اصلی را که گدازه بوده است تشخیص داد.

ـــ ۳۰۰ متر کالک شیست ماسه ای

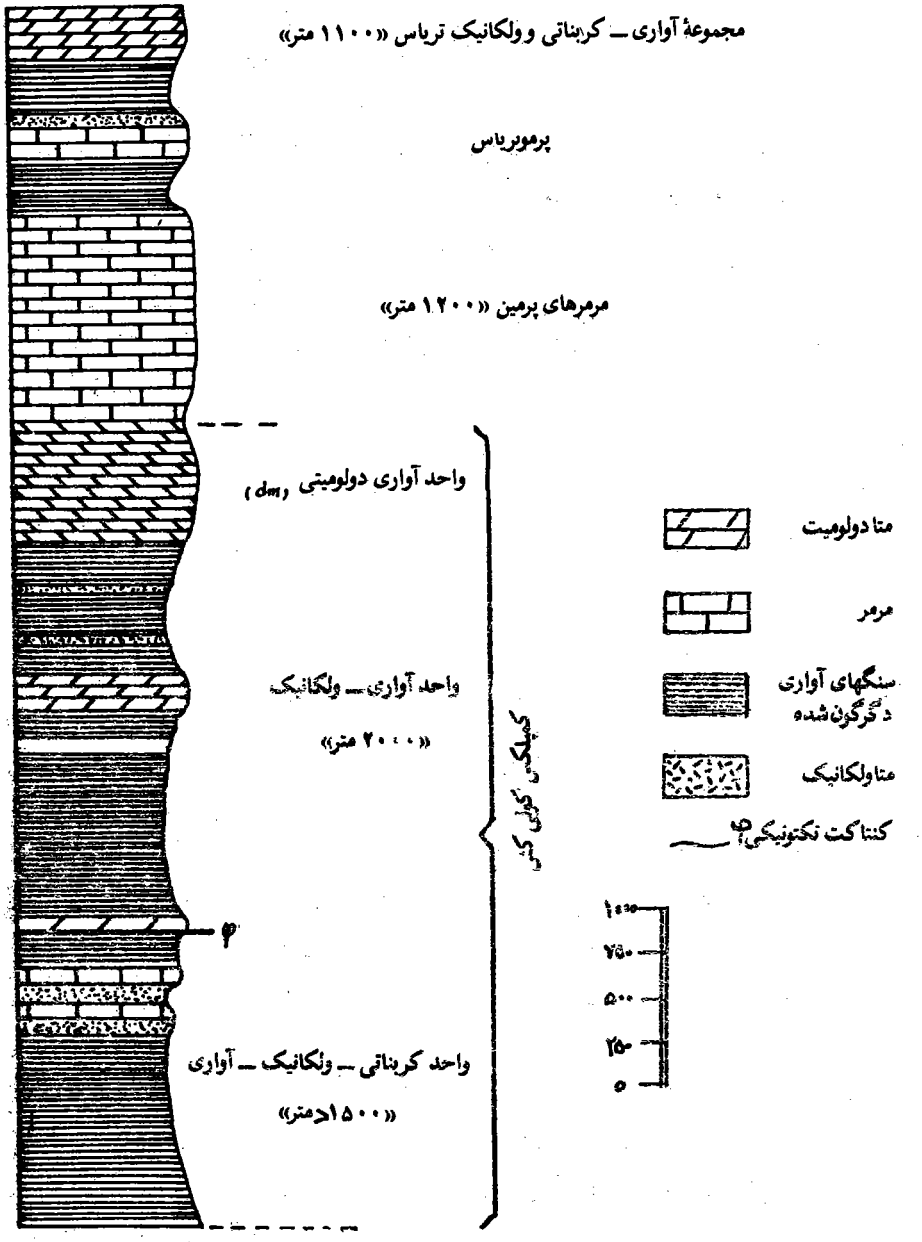
ـــ ٤۰۰ متر تناوب کالک شیست و کلریت شیست

ـــ ۱۲۰۰ متر پرازینیت

ـــ ۱۰۰۰ متر کالک شیست آواری

ـــ ۳۰۰ متر کلریت شیست

ریکو از طبقات و عدسیهای حاوی قطعاتی یاد می‌کند که لابلای گروه قوری و بخصوص در بخش های تحتانی آن یافت می‌شود. این طبقات از سنگهای دگرگونی همانند مرمر، گنایس و آمفیبولیت تشکیل شده است. آلریک و ویرلوژو (۱۹۷۷) نیز از کنگلومرائی در اطراف دهکده مرشدی صحبت می‌کنند که قطعات آن از چند متر تا چند سانتیمتر تغییر می‌کند. این کنگلومرا دارای دانه‌بندی تدریجی است و ملات آنرا آرکوز تشکیل می‌دهد. آلریک و ویرلوژو جای این واحد کنگلومرائی را در قاعده کمپلکس سوریان می‌دانند و آنها را با قطعات کوارتزی که درمیان 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 ـــ در دست تهیه) متعلق به ژوراسیک است که درمیان صفحات روراندگیها بصورت تیغه ای تکتونیکی برجای مانده است. آنچه که آلریک و ویرلوژو را بدین تصور کشانده، دگرگونی درملات این کنگلومرا است که تا حد شیست سبز پیشرفته و به گزارش ریکو پاراژنزهای زیر را بدست داده است.




شکل ۱۱ ــ نمای ستون چینه‌شناسی کمپلکس کولی کش

ـ کوارتز، آلبیت، کلریت

ـ کوارتز، آلبیت، سریسیت، استیلپنوملان

ـ کوارتز، آلبیت، کلسیت، سریسیت، استیلپنوملان

و این خود ناشی از تصور دیگری است که فرآیند چین خوردگی و دگرگونی در زون سنندج ـ 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 می‌شود ضخامتی را که آلریک وویرلوژو برای کمپلکس سوریان گزارش کرده‌اند حدود ۱۸۰۰ متر است.

**۳ـ۲ـ۲ـ۳ـ کمپلکس کولی کش (Kc)**

این کمپلکس در شمال چهارگوش اقلید بصورت دو برونزد مجزا اتفاق افتاده و بین آنها را آواریهای ژوراسیک پائین فاصله افکنده است. برون‌زد اولی بین دهکده‌های هنشک و گوشتی و گردنه کولی کش محدود است و جهتی شمال غربی ـ جنوب شرقی دارد که از روند کلی دیگر رخ‌نمون‌های ناحیه و نیز از روند کلی زون سنندج ـ سیرجان تبعیت می‌کند. برون‌زد دوّمی در شمال حسن‌آباد و محدود بین کوههای یال خری و تنگ گورک است، روندی تقریباً شرقی ـ غربی دارد. بنظر می‌آید این روند را حوادث اواخر ترسیری و یا حتی کواترنر بوجود آورده و از همان تلاشی ناشی شده باشد که گسله‌های راستالغز زون شکسته زاگرس را ایجاد کرده است.

این حادثه باعث شده که کمپلکس کولی کش در اینجا بصورت قطعاتی تکتونیکی رویهم بگسله و تنگه‌های ژوراسیک را درمیان گیرد. این امر ممکن است باعث تصور سن ژوراسیک برای سنگهای دگرگونی گردد و یا اینکه ماسه سنگ‌ها و کنگلومرای ژوراسیک را همانگونه که ریکووالریک و ویرلوژو تصور کرده‌اند جز کمپلکس دگرگونی بحساب آورد.

وضعیت کمپلکس کولی کش بین هنشک ـ گوشتی و گردنه کولی کش بسی روشن‌تر است و جزیک روراندگی در بخش پائینی بقیه قسمت‌های آن از یک پیوند منطقی برخوردارند. گسله رورانده نیز نه‌چنان است که بخشی را تکرار کرده باشد، بلکه بنظر می‌آید 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.

بخش‌های بالائی کمپلکس کولی کش بتدریج و بدون حادثه مهمی به مرمرهائی می‌پیوندد که بقایای فسیل‌های فوزولی نیده در آن‌ها 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 می بخشد.

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

ـــ واحد دولومیتی ـــ آواری

ـــ واحد آواری ـــ ولکانیک

ـــ واحد کربناتی ـــ ولکانیک ـــ 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 ۰/۵ تا ۲ متر ضخامت دارند. ۲۵۰ متر پائینی این بخش دارای گرهک های چرتی که به صورت چین های پخ شده و جریانی در آمده 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 لیتواستراتیگرافی با واحدهای ۲ تا ۵ پرمین در کوه همبست (نک ٤ ـــ ۱ ـــ ۲ ـــ ۳) قابل مقایسه است.

بخش پائینی که ضخامت آن به حدود ٤۵۰ متر بالغ می‌شود از مرمرهای ستبر لایه بل انبوه سفید رنگی تشکیل می‌شود که دیرفرسا و چهره‌ساز است. قسمت های پائین این بخش رنگی خاکستری بخود می‌گیرد و اندک اندک به کالک شیست های زرد رنگی تبدیل می‌گردد که بگونه‌ای تدریجی به شیست های کوارتزیتی خاکستری رنگ می پیوندد. این شیست ها 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 ـــ 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 ٤ ــ ۱ ــ ۲ ــ ۳) از نظر لیتواستراتیگرافی نه تنها قابل قیاس بل یکی است.

**واحد دولومیتی ــ آواری (dm)**

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

تناوبی از سنگهای دولومیتی ستبر لایه، قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره آنکریتی شیست‌های پلیتی سبزگون و کوارتزیت‌های تیره رنگ. هرچند خاستگاه ثانوی دولومیت‌ها رادر طبیعت نمی‌توان بخوبی تشخیص داد، ولی مطالعات میکروسکپی چنین مطلبی را ثابت می‌کند. عدسیهای هماتیتی پرمایه از کوارتز اکثراً چسبیده به طبقات دولومیتی قهوه‌ای تیره رنگ دیده می‌شود. این بخش حدود ۷۵۰ متر ضخامت دارد.

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

دیده می‌شود که این واحد با آواریهای پرمین پائین (نک ۳ ــ ۱ ــ ۲ ــ ۳) چه از نظر لیتولوژی و چه از نظر رنگ قهوه‌ای که رنگ غالب این واحد است و چه از نظر موقعیت چینه‌شناسی تقریباً هیچگونه تفاوتی ندارد. تنها اختلاف ظاهراً در ضخامت آنها است، ولی چنانکه یاد شد (نک ۳ ــ ۱ ــ ۲ ــ ۳) در دشت بیخیر خنگ تنها ۲۷۰ متر از این واحد رخ نموده و پائین‌های واحد را واریزهای دشت پوشانده است.

**واحد آواری ــ ولکانیک (Kc)**

این واحد که ضخامت آن حدود ۲۰۰۰ متر است اساساً از سنگهائی آواری دگرگونه متاولکانیک ــ سنگهای نفوذی بازیک و اسیدی با میان لایه‌هائی از کالک شیست و طبقاتی از متا دولومیت تشکیل می‌شود، که از بالا به پائین دارای بخش‌های زیر است:

ــ حدود ۸۰۰ متر تناوبی از شیست‌های کوارتزیتی، کوارتزیت با مقادیر کمتری متاولکانیت‌های بازیک که خاستگاه آنها گدازه‌ها و توف‌های بازالتی است.

ــ ۳۰۰ متر متادولومیت قهوه‌ای رنگ ضخیم لایه

ـ حدود ۸۵۰ متر تناوبی از متاولکانیک شیست‌های کوارتزیتی، کوارتزیت و میان لایه‌هائی از کالک شیست.

این واحد با وفور شیست‌های کوارتزیتی، شیست و کالک شیست از نظر لیتولوژی و موقعیت چینه‌شناسی قابل مقایسه با سازند شیشتوی ۲ در ایران مرکزی است، با این تفاوت که با داشتن محتوائی بیشتر از سنگهای ولکانیک و ماگمائی از آن ضخامتی افزون‌تر پیدا کرده است.

**واحد کربناتی ـ ولکانیک ـ 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 ـ آواری و آن نیز بنوبه خود با مرمرهای پرمین تداوم دارد. گذر بین طبقات پرمین با تریاس زیرین نیز پیوسته و تدریجی است و می‌دانیم که فاز اصلی دگرگونی پس از تریاس پائین اتفاق افتاده و از طرف دیگر پس از این زمان آنچنان دگرگونی دینامومترمالی در میان طبقات مزوزوئیک و جوان‌تر از آن واقع نشده تا آنها را بحد رخساره آلبیت ـ آمفیبولیت دگرگون نماید. واحد کربناتی ولکانیک آواری دارای بخش‌هائیست که از بالا به پائین بقرار زیر است:

ـ تناوبی ۳۰۰ ـ ۲۰۰ متری از کلریت شیست‌های کوارتزیتی و کالک شیست.

ـ طبقات مرمری سفید که ضخامت کلی آنها بسته به چگونگی بودیناژ از ۳۰ تا چند متر تغییر می‌کند.

ـ تناوبی ۲۰۰ متری از شیست و متاولکانیت‌هائی که در آنها پیروکسن های جدیدی متبلور شده است.

سنگهای سبزی با لکه‌های کلریتی که خاستگاهشان گرووا کی است نیز این تناوب را همراهی می‌کند.

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

ـ تناوبی ۵۰۰ متری از کلریت شیست و کوارتزیت با میان لایه‌هائی از متاولکانیت.

ـ مجموعه‌ای از شیست ـ شیست کوارتزیتی و کوارتزیت با میان لایه‌های کربناتی. در این قسمت سنگهای ماگمائی اسیدی نفوذ کرده است و حالت جهت‌دار شده‌ای بخود گرفته است.

کمپلکس کولی کش را موکبی از سنگهای نفوذی دگرگون شده همراهی می‌کند. بدین قرار:

### ــ سنگهای نفوذی بازیک

ــ سنگهای نفوذی بازیک (dg) که با ترکیبی معادل بازالت دارد بصورت دایک، سیل و آپوفیرهای ناموزون در سنگهای دگرگونی نفوذ کرده و خود نیز دگرگون شده است. بافت این سنگها اکثراً دولریتی است که گاه درشت دانه‌تر شده و به یک گابروی با بافت دانه‌ای نزدیک می‌شود. گاهی بافت آنها خصوصاً در دایک هائی که حاشیه ماسیده‌ای دارند پرفیریکی است.

### ــ سنگهای نفوذی روشن رنگ

ــ این سنگها بصورت سیل در واحد کربناتی ولکانیک ــ آواری دیده می‌شود. سنگهائی هستند کوارتز ــ فلدسپاتی سفید تا سبز رنگ، دارای بافتی چشمی که از شیستوزیته عمومی سنگهای دگرگونی تبعیت می‌کنند.

### ــ سنگهای کوارتز ــ فلدسپات کیانیت دار

بصورت رگه‌های نازک دسیمتری است که شیستوزیته را قطع می‌کند ولی خود نیز چین می‌خورد. پاراژنز این سنگها بیوتیت ــ کلریت ــ کیانیت است که در فصول ماگماتیسم و متامورفیسم بدان‌ها خواهیم پرداخت. سنگهای بازیک چندان از شیستوزیته تبعیت نمی‌کند و سنگهای اسیدی روشن رنگ علیرغم بافت چشمی و تبعیت از شیستوزیته عمومی پاراژنزی دارد که همساز پاراژنز سنگهای میزبان از نظر شرائط دگرگونی نیست. در مورد سنگهای بازیک نیز چنین است. بافت چشمی خود مسئله است که در اینجا مجال بحث آن نیست، چه‌بسا سیّالات گرانیتی که در لابلای سطوح شیستوزیته جای می‌گیرند و ضمن فلدسپاتی کردن و گرانیتی کردن شیست‌ها، خود از شیستوزیته تبعیت می‌کنند. این مسئله مبتلا به اکثر گرانیت گنایس‌ها، گرانیت‌های فولیه ارتوگنایس‌ها 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. رگه‌های کوارتز ــ فلدسپاتی کیانیت‌دار 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 مسئله‌ای نخواهد بود، بخصوص که معمولاً فشار سیّال در درون چنین رگه‌هائی بیش از سنگهای میزبان است.

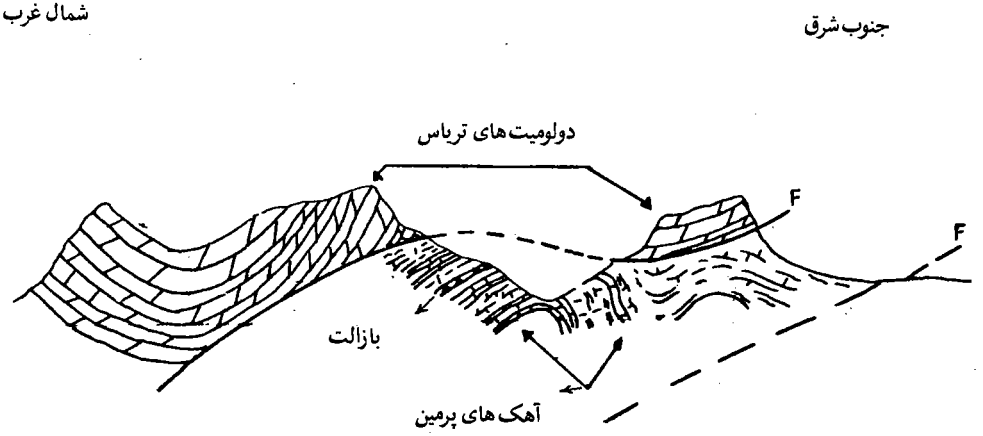
سنگهای اسیدی و بازیک می‌تواند مربوط به تریاس میانی باشد چنانکه در شرح سنگهای تریاس خواهد آمد. در تریاس میانی ریولیت و بازالت به فراوانی همراه آواریهای این زمان پدید آمده است. جائی دیده نشده که این سنگها رسوبات ژوراسیک پائین را قطع کند، ولی قطعات آن در کنگلومرای بنیانی ژوراسیک میانی دیده شده است.

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

را چنانکه خواهیم داد متأثر کرده است.

### ۳ــ۲ــ۳ــ پالئوزوئیک بالا در زاگرس

جز اندکی از سنگهای پرمین بالا، سنگهای دیگری از پالئوزوئیک در زون زاگرس چهارگوش اقلید رخ ننموده که آنهم به برونزدهای کم گسترده‌ای در شمال و جنوب دریاچه کافتر محدود می‌شود. بخش پائینی سنگهای پرمینِ پوشیده است و ارتباط آنها با سنگهای تریاس نیز گسلیده است. در شمال دریاچه کافتر این سنگها گسترش بیشتری دارد و آنچه می‌توان از بالا به پائین به شرح آورد بدین قرار است (شکل ۱۲):




شکل ۱۲ــ سنگهای پرمین بالا در شمال دریاچه کافتر (اقتباس از طراز ۱۹۷۲)

ـ دولومیت های رانده شده برروی سنگهای پرمین

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

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

ـ ۲۰ متر تناوب مارن های آهکی و آهک های مارنی خاکستری رنگ در کمرکش این واحد یک گدازه بازالتی با ضخامتی ۵ ـ ٤ 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 فنوکریست پلاژیوکلازهای نسبتاً اسید، کلریت، کلسیت، کانیهای اپاک و اکسید آهن تشکیل می‌شود که در زمینه ای با همین ترکیب با بافتی اینترسرتال قرار گرفته اند.

ـ ٤ متر آهک خاکستری، سخت، ماسه ای با طبقاتی یک متری.

ـ ۳۰ متر آهک مارنی خاکستری رنگ در تناوب با مارن آهکی که رویهمرفته واحد زودفرسائی را تشکیل می‌دهد.

ـ ٤ متر آهک خاکستری، سخت، ماسه ای با طبقاتی به ضخامت ٤ متر.

ـ قاعده: پوشیده

ترگم اوهانیان فسیل های زیر را در واحدهای مختلف پرمین بالائی در شمال و جنوب دریاچه کافتر یافته است.

*Permophysicodothyris* sp., *Lenoprodoctus* sp., *Araccilevis, Mordinsonia* sp., *Belerophon* sp., trilobites, *Fenestella* sp., *Favosites* sp., *Zoophycus* sp., algae, Fusulinids.

هوشنگ طراز در بخش های پائین مقطعی که شرحش گذشت (شمال دریاچهٔ کافتر) 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.

### ٤ـ۲ـ۳ـ مقایسه سنگهای پالئوزوئیک ومحیط استقرار آنها

قدیم ترین سنگهائی که در چهارگوش رخ نموده از سیلورین فراتر نمی‌رود. 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(۱ـ۱ـ۳) 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 ــ سیرجان چنین سنگهائی بی کم و کاست استقرار یافته (نک ۲ ــ ۱ ــ 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 گرافیتولیت دار سیلورین شباهتی تام با همین سنگها در زونهای ایران مرکزی و سنندج ــ سیرجان دارد با این مزیت که بخش پائینی آنها نیزظاهرشده که از ماسه سنگ و کنگلومرائی درشت تشکیل گردیده است.

با این ترتیب دیده می‌شود 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 می‌شود. در زون سنندج ــ سیرجان نیز با اندک تفاوت هائی چنین وضعی استقرار می یابد. از آن پس دونین میانی هر دو زون را تناوبی از رسوبات کربناتی ــ آواری فرامی‌گیرد که در زون سنندج ــ سیرجان با حجم های قابل ملاحظه‌ای از گدازه های بازالتی همراه است. چنین رژیمی در سراسر ایران مرکزی و شرق ایران (سازندهای پادها ــ سیب زار و بهرام) کمابیش استقرار یافته است، و از چهره های مشخص آن کربنات های پرستبر آواری ــ مرجانی سازند بهرام است که به لطف طبیعت دیرفرسای خویش تارک بلندیها را می‌سازد. در ایران مرکزی و سنندج ــ سیرجان پسوندی سفید همانند کوه سفید، کر سفید، نیز بدنبال دارد.

دونین بالائی با ترادف پرحجمی از رسوبات اواری ــ ولکانیک در ایران مرکزی و سنندج سیرجان مشخص می‌شود. این ترادف در ایران مرکزی حدود ۱۰۰۰ متر ضخامت دارد و قابل مقایسه باسازند شیشتو در شرق ایران است. در زون سنندج ــ سیرجان این ترادف با حفظ سرشت آواری خویش ضخامتی هزار متری پیدا می‌کند و از سنگهای ولکانیک از نوع بازالت های قلیائی انباشته می‌گردد. آنچه در زاگرس، در این فاصله زمانی برجای گذاشته می‌شود، گرچه طبیعتی آواری دارد ولی بهیچ روی قابل مقایسه با دو زون دیگر نیست، چه آنکه در برابر چندین هزار متر سنگهای آواری ــ کربناتی و ولکانیک در دونین میانی و بالائی، تنها ۱۵۰ متر ماسه سنگ سفید رنگ توأم با کربنات های آواری آنهم درمحیطی خشکی و یا درمحیط رسوبی دریائی کم عمق نظیر محیط های رسوبی حاشیه ای برجای می‌نشیند (قویدل سیوکی ۱۳۶۵). کربونیفر پائین در ایران مرکزی با رسوباتی آواری مربوط به محیط های دریائی کم ژرفا آغاز می‌شود و سپس به کربنات هائی باطبقاتی نسبتاًنازک ومنظم بامیان لایه‌هائی از شیل های کربناتی ویژه محیط های نسبتاًژرف دریائی تبدیل می شود. نهشته های کربونیفر بالائی درایران مرکزی دیده نمی شود.

در زون سنندج ــ سیرجان همان رژیم آواری ــ ولکانیک توأم با کربناتهائی ادامه می‌یابد که بزعم سبزه‌ای (سبزه‌ای و همکاران نقشه چهارگوش نیریز در دست تهیه) توربیدیت‌هائی است که خاستگاه آنها سنگهای حاشیه‌ای این زون است، شاهدپالئونتولوژی در دست نیست تا بتوان درباره رسوبات کربونیفر بالائی در این زون قضاوتی به‌عمل آورد. هرچند سنگهای آواری کربناتی پیش از پرمین بالائی را گاه به کربونیفر بالا نیز نسبت داده‌اند (سبزه‌ای و همکاران ــ در دست تهیه).

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

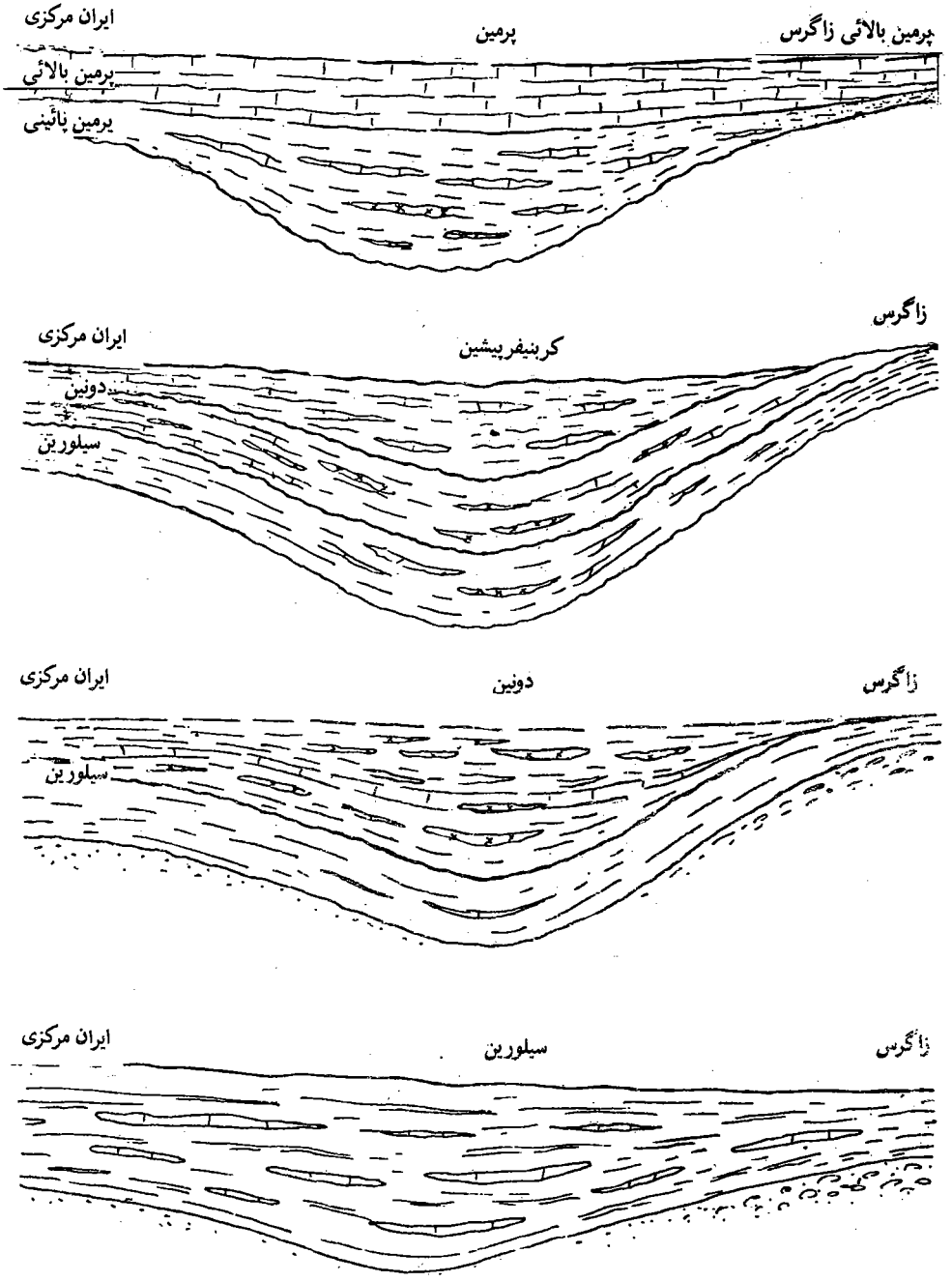
پرمین در ایران مرکزی با پیشروی بر بنیانی آغاز می‌کند که قبلاً فرسوده شده و سنگهای کربونیفر بالائی را از دست داده است. حاصل این پیشروی رسوبات آواری از نوع ماسه سنگ، سیلت و شیل کربناتی با میان لایه‌هائی از کربنات است که به‌سبب وفور اکسیدهای آهن رنگی قهوه‌ای تا قهوه‌ای مایل به قرمز بخود گرفته است. در تعاقب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

آنچه در زون سنندج ــ 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 جائی که گاه تمرکز اکسید آهن به ذخائری انجامیده که قابلیت بهره‌برداری و استفاده در صنایع سیمان دارد. پرمین میانی و بالا در زون سنندج ــ 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 لایه‌های نازکی از کربنات خلاصه می‌شود (قویدل سیوکی ۱۳۶۵). پرمین میانی و بالائی را اکثراً طبقات کربنات تشکیل می‌دهند که بیشتر حالت آواری دارد تا آنجا که لایه‌های نازکی از ماسه سنگ را نیز شامل می‌شود. بهرحال چه از نظر ضخامت و چه از نظر رخساره قابل مقایسه با دون زون دیگر نیست و بیشتر محیط کم ژرفائی را تجسم می‌کند که رسوبات کمتری دریافت می‌داشته و به فلات قاره بیشتر شباهت داشته است تا به محیط دریائی به معنای واقعی کلمه.

از آنچه گفته آمد، سیر تحول جغرافیائی چهارگوش اقلید در اثنای پالئوزوئیک را می‌توان 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 می‌آید و بخش زاگرس آغاز به خروج از دریا می‌کند، چنین وضعی در ایران




شکل ۱۳ ــ جغرافیای چهارگوش اقلید در پالئوزوئیک

مرکزی نیز پدید می‌آید ولی دریا در سنندج ــ 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 سنندج ــ سیرجان را آب رها نکرده است. در دونین میانی دریائی کم‌ژرفا در ایران مرکزی استقرار می یابد 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 سنندج ــ 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 واحیاناً توربیدیت انباشته می‌شود. سیلان گدازه‌های بازالتی و انفجار آتشفشانهای زیردریائی انبوهی از سنگهای ولکانیک بر آواریها می افزاید 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 سنندج ــ 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 سنندج ــ سیرجان گودالی است که رسوبات آواری در آن جمع می‌شود و زاگرس هنوز از دونین به‌بعد زیر آب نرفته است.

در آغاز پرمین دریائی کم‌عمق سراسر ناحیه را فرامی‌گیرد که زاگرس ساحل آنست، تنها مقادیرناچیزی ماسه سنگ (۵۰ متر) در آن جمع می‌شود. در سنندج ــ سیرجان ژرفای آن بیشتر و در ایران مرکزی کمتر است. در پرمین میانی و بالائی، دریائی نسبتاً عمیق سراسر ناحیه را فرامی‌گیرد ولی با این همه زاگرس سکوی قاره آنست.

## ۳ــ۳ــ مزوزوئیک

پالئوزوئیک به مزوزوئیک بدون حادثه مهمی در چهارگوش اقلید گذر می‌کند، ولی ژرفای دریای نسبتاً عمیق اواخر پرمین در طلیعه مزوزوئیک کاهش می یابد. 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 هرکدام از این زون‌ها وضع چگونه بوده است.

### ۱ــ۳ــ۳ــ سنگهای تریاس در ایران مرکزی

این سنگها در کوههای همبست ــ 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 گدازه‌های ریولیتی و بازالتی تشکیل می‌دهد.

**گروه سنگهای دولومیتی**

از ۷۸۰ متر دولومیت سفید و خاکستری تا خاکستری تیره، سخت با لایه‌بندی 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.

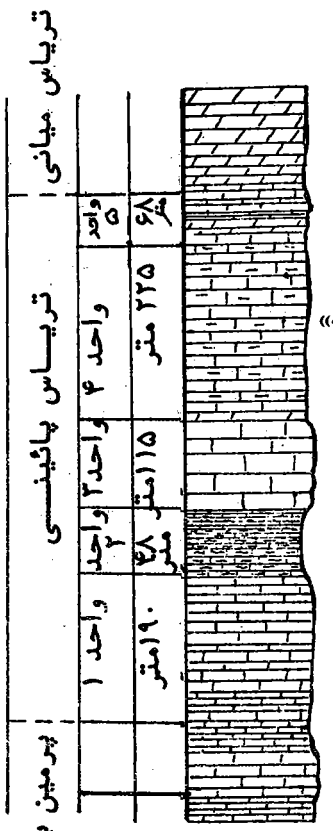
بطور کلی می‌توان گفت که دو گروه تریاس پائینی و سنگهای دولومیتی ادامه رسوبات دریای پرمین هستند و حال آنکه گروه تریاس بالائی یک پیشروی نشان می‌دهد. البته حد بین این گروه و گروههای پائینی هیچگاه بطور عادی دیده نشده، ولی اندکی بطرف جنوب، در چهارگوش نیریز دیده می‌شود که سنگهای این گروه بگونه ای دگرشیب، البته با واسطه یک گدازه ضخیم بازالتی روی سنگهای پرمین بالائی می‌نشیند (سبزه‌ای 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 هرکدام از این سه گروه می پردازیم.

### ۱ــ۱ــ۳ــ۳ــ 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):




شکل ۱۴ ــ نمای ستون چینه‌شناسی گروه تریاس پائینی در کوه همبست (نقل از طراز ۱۹۷۲)

**بالا ... گروه سنگهای دولومیتی**

واحد ۵ ــ ۶۸ متر تناوب دولومیت و آهک رنگ طبقات آهکی معمولاً خاکستری، خاکستری تیره تا سیاه است و رنگ طبقات دولومیتی سفید، ضخامت بخشهای آهکی ــ دولومیتی بین یک تا ۱۰ متر در تغییر است و ضخامت هرکدام از لایه‌ها بین ۰/۱ تا ۰/۲ متر است. فسیلی از این واحد گزارش نشده است.

واحد ۴ ــ ۲۲۵ متر لایه‌های سانیتمتری مارن و آهک سخت، زرد تا خاکستری پر از آثار کرم با نقش هیروگلیف و فوکوئید است. در بالاترین لایه‌های این واحد آمونیت‌ها و گاستروپودهای ریز فراوانی یافت می‌شود که آمونیت‌ها توسط دکتر سنید امامی از نوع Ceratites های ابتدائی تعیین و به پرمین بالائی تا پائین‌ترین بخش‌های تریاس پائینی نسبت داده شده است.

واحد ۳ــ 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 درمی‌آیند. جز فوکوئید فسیل دیگری در این واحد گزارش نشده است.

واحد ۲ــ ۸٤ متر مارن های آهکی نسبتا سخت ــ آثار کرم و فوکوئید درمیان سنگهای این واحد فراوان است.

واحد ۱ــ 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 هیروگلیف دیده می‌شود. در پائین‌ترین 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.*

**۲ــ ۱ــ ۳ــ ۳ــ 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 «طراز (۱۹۷۲) در سورمق 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 می‌رسد. رنگ فرسایشی این طبقات قهوه‌ای 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 اثر فسیل 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

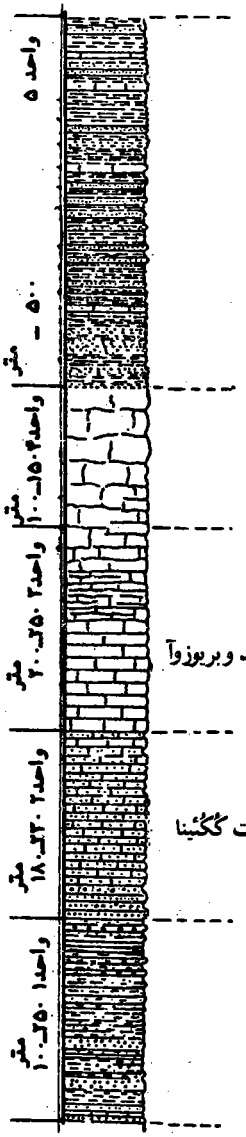
٤ از گروه سنگهای تریاس پائینی فسیل های آمونیتی بدست داده که به پرمین بالا تا پائین‌ترین بخش‌های تریاس پائینی تعلق دارد. سنگهای این گروه را از نظر لیتواستراتیگرافی می‌توان با سازند شتری مقایسه کرد و چنانکه می‌دانیم این سازند را نیز بنا به موقعیت چینه‌شناسی آن به تریاس میانی نسبت داده‌اند.

**۳ــ۱ــ۳ــ۳ــ گروه تریاس بالائی**

سنگهای این گروه که ضخامت قابل ملاحظه‌ای را شامل می‌شود، اکثراً به شدت چین‌خورده شکسته و گسلیده‌شده (شکل ۱۵) و ظاهراً در فواصل کوتاه تغییر رخساره می‌دهد.

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

همیشه در میان سنگهای این گروه، در تمامی رخنمون‌ها، فسیل هائی یافت می‌شود که تعلق آنرا به تریاس میانی مسجل می‌دارد، ولی این فسیل‌ها چنان نیست که به روشن شدن وضعیت چینه‌شناسی آن کمک چندانی بنماید. بهرحال از مطالعه تمامی مقاطع رخنموده در کوههای همبست ــ دره‌باغ و با توجه به گسترش سنگهای این گروه در اطراف سورمق و با استفاده از نوشته‌های طراز و یافته‌های نگارندگان این نوشتار می‌توان ۵ واحد از بالا به پائین به شرح زیر در میان سنگهای این گروه مشخص نمود (شکل ۱۶).




شکل ۱٦ ــ نمای ترکیبی ستون چینه‌شناسی گروه تریاس بالا در کوه‌های همبست ــ دره باغ
(نقل با تغییرات از طراز ۱۹۷۲)

**واحد ۵ ــ**

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

این آهک ها دارای فسیل های فراوانی از مرجانها، بازوپایان، نرم‌تنان است.

نمونه هائی از این فسیل ها توسط دکتر بهاءالدین حمدی و پرفسور کازاوا مطالعه شده که تعلق آنها را به تریاس پسین مسجل می‌دارد:

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

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

**واحد ٤ ــ**

۱۰۰ تا ۲۵۰ متر آهک ریفی بریوزوادار، 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 ٤ را مشکل می‌کند. فسیل مشخصی که بتواند سن آنرا بدرستی تعیین کند یافت نشده است.

**واحد ۳ ــ**

از ۲۰۰ تا ۲۵۰ متر آهک رسی ماسه ای خاکستری با لایه های ۳۰ سانتیمتری تشکیل شده و حاوی فسیل های براکیوپود، کرینوئید، بریوزوآ و غیره است. در بخش بالائی این واحد نوارهای چرتی سیاه رنگی در فواصل ٤۰ سانتی متری از هم وجود دارد که رویهمرفته ضخامتی ۲۰ تا ۲۱ متری را تشکیل می‌دهد. فسیل های زیر را طراز (۱۹۷۲) از میان این واحد یافته و د.ل. استپانوف مطالعه کرده است.

**واحد ۲ ــ**

تناوبی است با ضخامت ۱۸۰ تا ۲۳۰ متر از آهک های ماسه ای قهوه ای قرمز تا قهوه‌ای زرد رنگ و ماسه سنگ های ریز دانه آهکی با میان لایه هائی از لوماشل، فسیل های زیر را طراز (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 ــ**

واحدی است رنگارنگ که بین ۱۰۰ تا ۲۵۰ متر ضخامت دارد. از شیل های خاکستری، سیاه، سبز، قرمز، زرد و قهوه‌ای تشکیل می‌شود که با طبقات ماسه سنگی و کنگلومرای ریزدانه در تناوب است.

برخی از این تناوب کنگلومرائی دارای قطعات درشتی است که اندازه آنها تا چندین سانتیمتر می‌رسد و بیشتر از مرمر، شیست، کوارتز و ریولیت دگرگون و ماسه سنگ هائی تشکیل می‌شود 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 می‌شود. 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 (۳ــ ۱ ــ ۳ــ ۳) که به تریاس میانی نسبت داده شده و سن واحد ۲ از این گروه که نورین است می‌توان سن واحد ۱ را بین اشکوب های انیزین تا کارنین درنظر گرفت.

**۲ ـ ۳ ــ۳ــ سنگهای تریاس در زون سنندج ــ سیرجان**

سنگهای تریاس در زون سنندج ــ 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 می‌شود که رسوبات تریاس بالا

و یا ژوراسیک پائینی و میانی مستقیماً روی سنگهای دگرگون شده پالئوزوئیک می‌نشیند.

در چهارگوش اقلید، ردیف نسبتاً ضخیمی از سنگهای کربناتی ــ آواری ولکانیک در تداوم با سنگهای پرمین در شمال غربی هنشک رخ نموده که از نظر استراتیگرافی می‌تواند با گروه تریاس پائینی (نک ۲ــ۱ــ۳ــ۳) و گروه سنگهای دولومیتی (نک ۲ــ۱ــ۳ــ۳) قابل مقایسه باشد. شکل ۱۱ مجموعه آواری کربناتی و ولکانیک تریاس) الریک و ویرلوژو (۱۹۷۷) این ردیف دگرگونه را به پنج واحد از بالا به پائین به شرح زیر تقسیم کرده‌اند:

**واحد ۵** ــ 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 ٤** ــ ۱۵۰ متر شیست‌های تیره رنگ.

**واحد ۳** ــ ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر شیست‌های کلریت یا آمفیبول دار. خاستگاه این سنگها احتمالاً گدازه‌ی بازیک حفره‌دار است که در حال حاضر بافت اصلی خود را حفظ کرده است.

**واحد ۲** ــ ۱٤۰ متر تناوبی از مرمرهای سفید و کالک شیست، پر از کانیهای پیریت اکسیده.

**واحد ۱** ــ ٤۰۰ تا ۵۰۰ متر تناوب لایه‌های نازک شیست و کوارتزیت گذر این واحد به پرمین عادی است.

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

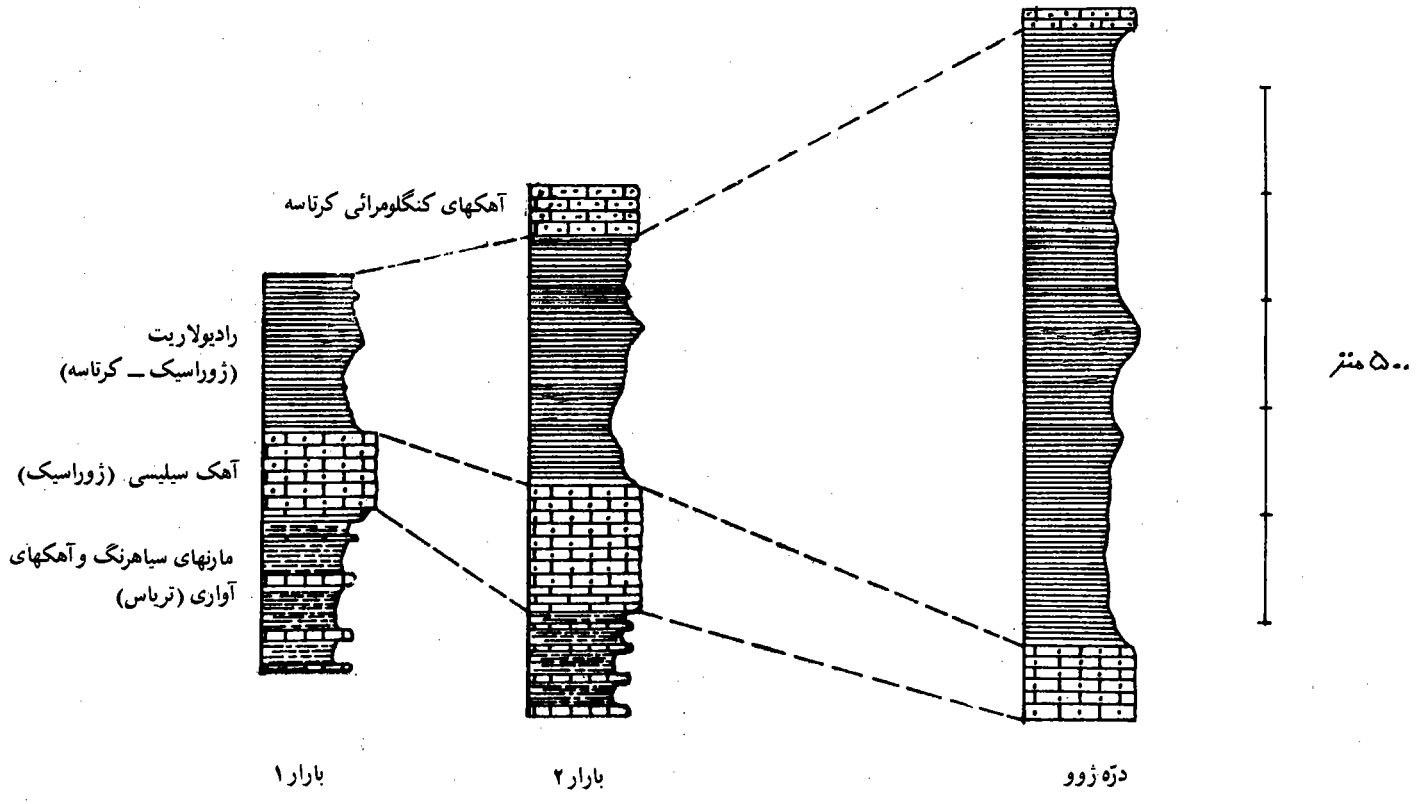
با اینهمه ریکو (۱۹۷٤) توانسته در شمال دریاچه بختگان، درمیان سفره‌های روراندە که او آنها را سفره‌های روراندە پیچکان نامیده واحدهائی بیابد که در همین زون رادیولاریتی ــ افیولیتی برجای گذاشته شده و یک نظام ترکیبی اما بدون ابهام از نظر چینه‌شناسی برای آنها گزارش کند. این واحدها از پائین به بالا بدین قرار است:

**واحد ۱** ــ مارن‌های سیاه رنگ و آهک های آواری

**واحد ۲** ــ آهک های سیلیسی

**واحد ۳** ــ رادیولاریت‌ها

**واحد ٤** ــ آهک های کنگلومرائی.




شکل ۱۷ ــ چینه‌شناسی سفره‌های روراندهٔ پیچگان

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 سنگهائی وجود دارد که در ناحیه رخ ننموده است، ولی بهرحال رادیولاریت‌هائی در شمال چنارناز و جنوب کوه دهار از میان رسوبات ترسیر سر برآورده و تنکه‌ای از سنگهای ماکمائی زون رادیولاریتی ــ افیولیتی بر تارک سازند گژدمی 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 ــ ساختاری از اهمیت بسزائی برخوردار است، حال بشرح واحد ۱ با استفاده از نوشته‌های ریکو (۱۹۷٤) می پردازیم.

واحد ۱ ــ مارن سیاهرنگ و آهک های آواری (تریاس بالا)

ضخامت این واحد چنانکه در شکل ۱۷ دیده می‌شود متغیر است و حداکثر ۱٤۰ متر آن در تنگه‌های رانده شده روی آهک های کرتاسه زاگرس برجای مانده است. این واحد از مارن‌های سیاه رنگ و طبقاتی از آهک های آواری تشکیل شده است. مارن‌هائی که سه‌چهارم این واحد را تشکیل می‌دهد تناوبی است از مارن‌های سیاه رنگ مارن‌های زرد رنگ لایه‌هائی از آهک های چند سانتیمتری زیر دانه سیاه رنگ لایه‌های نازک آهک های مارنی سیاه رنگ و چند طبقه سانتیمتری از آهک های اُرگانودتریتیک سیاه و آجری رنگ که طبقات آهکی آواری را بشارت می‌دهد. طبقات آهک آواری عدسی مانند است و ضخامتی بین ۵ تا ۱۰ متر دارد. این آهک ها از صدف دوکفه‌ایها، مرجانها و تکه‌های آنها ساخته شده است. رنگ این آهک ها سیاه است و سیمان آنها را آهک سیاه رنگ تا زرد آجری تشکیل می‌دهد.

لایه‌های رادیولاریتی اندکی این واحد را همراهی می‌کنند. دوکفه‌ایها 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 مسجّل 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 داده‌اند.

*Galeanella Panticae* nov. sp. .

### ۳ــ۳ــ۳ــ 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 ۸٤۷ 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 ستوده‌نیا ۱۹۷۲) ضخامت این سازند ۳٦٤/۲۵ متر، سن آن تریاس تا ژوراسیک پیشین و گذر آن به تناوبی از شیل و دولومیت های زرد رنگ در پائین و تناوب شیل و دولومیت های نازک لایه در بالا (سازند نیریز) تدریجی و پیوسته گزارش شده است (جیمز و واینـد ۱۹٦۵) بنظر می‌آید، آنچه را که سازند خانه کت نام نهاده‌اند تنها بخشی از سنگهای تریاس را تشکیل دهد و ردیف قابل مقایسه با گروه سنگهای دولومیتی (تریاس میانی) در ایران مرکزی باشد (نک ۲ــ۱ــ۳ــ۳). ریکو (۱۹۷٤) در همان ساختار کوه خانه کت در جنوب غرب دهکده خانه کت یعنی درست در همانجا که جیمز و واینـد (۱۹٦۵) برش الگوی «سازند خانه کت و دولومیت های انفرا خانه کت» ردیفی با بیش از ۷۰۰ متر ضخامت را شرح می‌دهد که چکیده آن از پائین به بالا بدین قرار است:

۱ــ دولومیت های خاکستری رنگ نرم با لایه‌بندی 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.

۲ــ ۱۲۰ متر دولومیت های خاکستری سخت با لایه‌بندی متری.

۳ــ 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 تاا‌واولیتی است.

٤ــ ۱۵۰ متر انبوهی از دولومیت های خاکستری با لایه بندی ۲ تا ۳ متری سخت‌فرسا و صخره‌ساز این واحد اولین بخش از سازند خانه کت است که توسط جیمز و واینـد معرفی شده است.

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

٦ــ ۵۰ متر دولومیت انبوه صخره‌ساز دارای برش های دولومیتی و حفره‌هائی که قطعاً جای خالی تبخیریها است، دیده می‌شود که ستبرای سازند خانه کت یا سنگهای تریاس ــ ژوراسیک پائین بسی بیش از آنی است که گزارش شده و سن آن نیز به ژوراسیک پیشین نمی‌رسد. چه در بخش های پائینی سازند نیریز، در همان محل اندازه گیری برش الگوی این سازند، ریکو (۱۹۷٤) ۱٦۰ متر رسوباتی را شرح می‌دهد که بدون شک متعلق به تریاس بالا

است. چکیده آنچه ریکو (۱۹۷٤) زیر عنوان «سازند نیریز» آورده از پائین به بالا بقرار زیر است:

۱ــ ٤۰ متر تناوب مارن و دولومیت های خاکستری با لایه بندی نامنظم.

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

۳ــ 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 می‌آورد. طبقات چندی از آهک کنگلومرائی نیز در این واحد دیده می‌شود. این واحد حاوی فسیل های *Myophora Spiriferina altiuaga, seranensis* است که مبین زمان تریاس پسین می باشند.

٤ــ ۲ متر کوارتزیت قرمز رنگ.

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

بنظر ریکو (۱۹۷٤) مرز بین تریاس ولیاس از واحد کوارتزیتی قرمز رنگ (واحد ٤) شروع می‌شود 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 می‌شود:

گروه اوّل ــ دولومیتهای نازک لایه مارنی شبیه گروه تریاس پائینی در ایران مرکزی (نک ۱ــ۱ــ۳ــ۳) و قابل مقایسه با سازند سرخ شیل.

گروه دوّم ــ دولومیتها و آهک های سخت و رویهمرفته چهره‌ساز به ضخامت ۷٤۰ متر شبیه گروه سنگهای دولومیتی در ایران مرکزی و قابل مقایسه با سازند شتری.

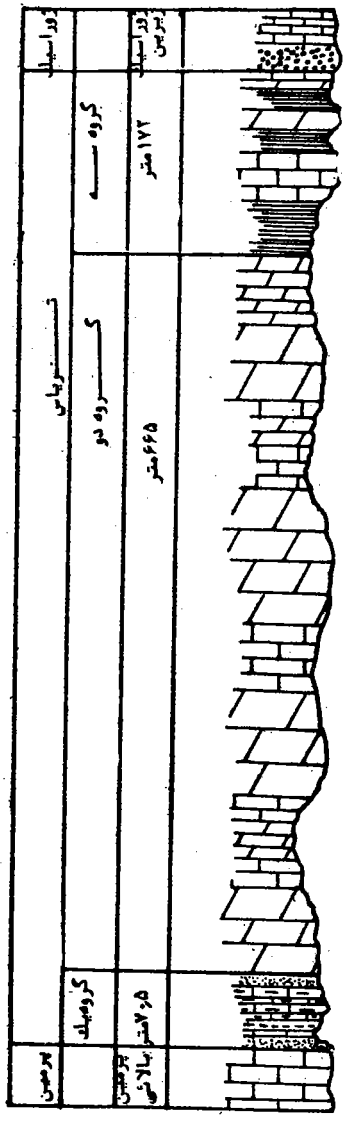
گروه سوم ــ مارن ــ شیل ــ دولومیت و آهک های لوماشلی به‌ضخامت ۱٦۰۰ متر شبیه گروه تریاس بالائی در ایران مرکزی و قابل مقایسه با سازند نای‌بند.

چنین نظامی در میان سنگهای تریاس چهارگوش اقلید دیده می‌شود که بخشهائی 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 کافتر و در غرب دهکده محمودآباد ظاهر شده که می‌توان آنرا به سه گروه تقسیم کرد: (شکل ۱۸)

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

گروه ۲ــ شامل سنگهای دولومیتی آهکی بضخامت ٦٦۵ متر (تریاس میانی؟)

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




آهک،آهک دولومیتی، شیل

دولومیت و آهک

ماسه‌سنگ، مارن، شیل و آهک

شکل ۱۸ ــ نمای ستون چینه‌شناسی گروههای سه گانهٔ سنگهای تریاس در شمال دریاچهٔ کافتر

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 کنگلومرائی ریزدانه به سنگهای ژوراسیک می پیوندد. حال به شرح هرکدام از این گروهها با استفاده از یادداشت های ترگم اوهانیان می پردازیم.

**۱ــ۳ــ۳ــ۳ــ گروه ۱ ــ سنگهای آواری ارغوانی رنگ**

تناوبی است از ماسه سنگهای متوسط دانهٔ 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 کافتر در این گروه ماسه سنگهائی برنگ قرمز و سبز (گلوکونیتی) دیده می‌شود 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 ــ از گروه ۲ ــ در بالا ظاهراً پیوسته است.

**۲ــ۳ــ۳ــ۳ــ گروه ۲ــ سنگهای دولومیتی**

سنگهای این گروه از ٦ واحد تشکیل می‌شود که از پائین عبارتند از:

ــ پائین: گروه ۱

۱ ــ ٦۷/۸ 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. *Frondicularia* sp., *Spirolus* sp., *Diplopora* cf. *annulata*, *Griphoporella* cf. *carrate*.

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

**۳ــ۳ــ۲ــ۳ــ گروه ۳ــ سنگهای شیلی ــ آهکی**

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

ــ پائین: واحد ٦ از گروه ۲

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

۲ــ ٤ متر تناوب شیلهای آهکی و شیلهای سیلتی حاوی آثار آمونیت، لاملی برانش و گاستروپود.

۳ــ ٦/٥ متر آهکهای دولومیتی ریز دانه ــ ظریف لایه خاکستری شبیه واحد ۱.

٤ــ ۱۱ متر شیلهای خاکستری شبیه واحد ۲.

٥ــ ۲٦ متر آهکهای دولومیتی متوسط دانه خاکستری رنگ متوسط تا ضخیم لایه.

٦ــ ٥٥/٥ متر تناوبی از آهکهای کم و بیش دولومیتی ریز تا متوسط دانه خاکستری رنگ.

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

۸ــ ٥۳/٥ متر آهکهای ریز تا متوسط دانه، متوسط لایه.

ــ بالا: کنگلومرای ریزدانه و ماسه سنگهای قاعده ژوراسیک از سازند نیریز.

**٤ــ۳ــ۳ــ سنگهای ژوراسیک در ایران مرکزی و زون سنندج ــ سیرجان**

سنگهای ژوراسیک را در ایران مرکزی و زون سنندج ــ سیرجان تفاوت چندانی نیست. در واقع آنچه در چهارگوش اقلید دیده می‌شود، حاشیه ایران مرکزی و کناره‌های زون سنندج ــ 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 ماگمائی در زون سنندج ــ 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 داشته اند سنگهای ژوراسیک پائین روی سنگهای دگرگونی را فرامی‌گیرد.

برای مثال: طراز (۱۹۷۲)، ریکو (۱۹۷٤)، 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 ــ جنوب شرقی بین کوه سرخ زیتون ــ گوشتی و خونخوره با واسطه کنگلومرائی متشکل از قطعات سنگهای قدیمی تر از خود، روی سنگهای دگرگونه 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 دورترهای ایران مرکزی، یعنی در جائی 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) بازدیده می‌شود که آهک‌های اوربیتولین دار آپتین با کنگلومرائی قرمز رنگ در قاعده، در همان حوالی ظاهر می‌شود. بدین مطلب در بحث از تحول ساختاری ناحیه خواهیم پرداخت. حال به‌بینیم که چینه‌شناسی ژوراسیک در زونهای ایران مرکزی و سنندج ــ سیرجان چگونه است.

ریکو (۱۹۷٤) ردیفی از شیل‌های قرمز و کوارتزیت‌های سبز به ضخامت ۱۵۰ متر و حدود ۹۰۰ متر آهک‌های آواری اواولیتیک سیاه با زمینه‌ای زرد رنگ بر تارک آنها را گروه گلومعدن نام نهاده و سن آنها را بین دوگر تا طلوع کرتاسه یاد می‌کند. این سنگها در کوههای دلال در شمال تک و ختائیان تا نزدیکی ده‌بید گسترش دارد.

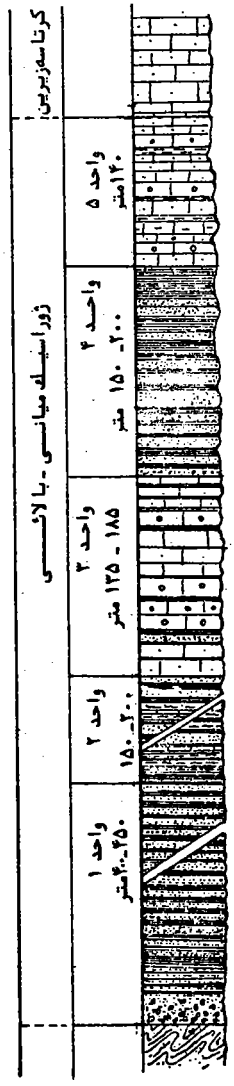
طراز (۱۹۷۲) سنگهای ژوراسیک را ردیف‌هائی متشکل از ماسه‌های آهکی با چینه‌بندی چلیپائی، آهک‌های کنگلومرائی، آهک‌های اواولیتیک، آهک ریفی، آهک و مارن ماسه‌ای با نقش موج و آثار کرم شرح می‌دهد که ضخامت کلی آنها ۱۲۰۰ تا ۱٤۰۰ متر است. طراز این سنگها را به شش واحد تقسیم می‌کند و سنی معادل لیاس تا پایان ژوراسیک 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 ٤ طراز فسیل‌هائی یافته که متعلق به ژوراسیک بالا تا کرتاسه پائین (قاعده کرتاسه) است.

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

از آن پس فهرستی از فسیل‌هائی بدست می‌دهد که تعلق واحدهای ۵ و ٦ طراز را به کرتاسه پائین مسجل می‌دارد. در حقیقت چنین نیز هست، و با آنچه ما نیز یافته‌ایم معلوم گشته که گذر ژوراسیک به کرتاسه در همین واحد ٤ طراز (۱۹۷۲) صورت می‌گیرد.

واحد شیل‌های قرمز و کوارتزیت‌های سبز ریکو (۱۹۷٤) همان واحد ٤ طراز است و در نتیجه ۹۰ درصد از سنگهای گروه گلومعدن به کرتاسه تعلق دارد و نه چنانچه ریکو پنداشته به ژوراسیک. در زیر به شرح ستونی چینه‌شناسی از سنگهای ژوراسیک می‌پردازیم که بفراخور 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 ــ مارنی، ماسه سنگ، شیلهای آهکی، آهک های نازک لای

شیلهای سیلتی ــ ماسه سنگ، چند لایهٔ آهکی نازک لایه

**شکل ۱۹ــ نمای ستون چینه‌شناسی سنگهای ژوراسیک در زون ایران مرکزی ــ سنندج 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 می‌گردد بطوری که شیل ها و ماسه سنگ ها به شیل و ماسه سنگ آهکی تبدیل می‌گردد و چندین لایه نازک آهک ریز دانه اواولیتی زرد رنگ به ضخامت یک تا ۲ سانتی متر ظاهر می‌گردد و سپس شیل ها و آهک ها غالب آمده و به سرشت اصلی خود باز می‌گردد. در ۵ کیلومتری غرب خوانخوره در ورود به دره تقریباً ۱۰۰ متر کنگلومرای درشت اندازه در بخش پائینی این واحد دیده می‌شود 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، درغرب کوه یال خری گسلیده است. ضخامت این واحد را طراز (۱۹۷۲) ٤۰۰ تا ٤۵۰ متر تخمین زده است.

**واحد ۲ (Jbg)**

این واحد از شیلهای سیلتی ــ مارنی برنگ سبز ریتونی تا خاکستری تیره، لایه های نازکی از ماسه سنگ قهوه ای رنگ شیلهای آهکی و آهک های نازک لایه و اواولیتی سیاه رنگ تشکیل می‌شود 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 (۱۹۷٤)، پورکرمانی (۱۹۷۷) و سهیلی واحد ۱ را بسبب شباهت در لیتولوژی با سازند شمشک قابل مقایسه دانسته و در نتیجه سن لیاس 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 باژوسین نسبت داده است.

*Eudmetoceras (Euaptetoceras)* klimakomphalum (VACEK)

بدین ترتیب حد بالای واحد ۲ سنی حداقل معادل یا قدیم تر از باژوسین دارد، از طرف دیگر تاکنون در ایران حرکاتی در مرز بین تریاس بالا و ژوراسیک پائین شناخته نشده تا بتواند ایجاد کنگلومرائی 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 می‌کند. وجود ۱۰۰ متر کنگلومرای

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

**واحد ۳ (Jd)**

این واحد رویهم رفته از آهک های آواری تشکیل شده و بین ۱۳۵ تا ۱۸۵ متر ضخامت دارد. در کوههای قندیله از آهکهای سیاه رنگ اواولیتی و آهکهای شیلی با میان لایه هائی از ماسه سنگ تشکیل می‌گردد که بتدریج بطرف بالا به آهکهای ماسه ای و از آن پس به ماسه سنگهای آهکی تبدیل می‌گردد. آهک های سیاه رنگ اواولیتی در تمام این واحد چندین بار با ضخامت های ٤ تا ۵ متری تکرار می‌گردد که هر طبقه خود از لایه های نازک ۱۰ سانتی متری تشکیل می‌شود که در حد فاصل آنها لایه های نازک آهک ماسه ای با رنگ هوازدگی قهوه‌ای به ضخامت ۱ تا ۲ سانتیمتر دیده می‌شود نقش موج در طبقات ماسه سنگی بفراوانی دیده می‌شود. آهک ها انباشته از صدف دوکفه 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, *Lituala* sp., *Pseudocyclammina* cf. jakardi, *Pseudocyclammina, Pfenderina* sp., Aptychus.

در شمال شرق کوه یال خزی و در غرب روستای خوانخوره این واحد از یک سری آهک های ریفی بریوزوآ و آلک دار تیره رنگ با طبقاتی از آهک اواولیتی و ماسه سنگ آهکی تشکیل می‌شود. تغییر رخساره در این واحد در فواصل کوتاه انجام می‌گیرد. چنانکه گاه طبقات ماسه سنگی را همان آهک ریفی جانشین می‌شود، ولی رویهمرفته همیشه در قسمت بالای این واحد ۲۰ متر آهک ریفی سخت تیره رنگ که جا تا جا اواولیتی است دیده می‌شود و بخش پائینی آنرا آهک کنگلومرائی (با قطعاتی تا ۱۰ سانتیمتر) که ضخامت آن به ۵ متر می‌رسد تشکیل می‌دهد. پاره‌ای از فسیل هائی که دکتر گلستانه در میان این واحد مطالعه نموده بقرار زیر است:

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

که سنی از کالوین تا کیمریجین را نشان می‌دهند. 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 ردیف ها می‌توان مشاهده نمود.

**پائین: سنگهای دگرگونی**

٤ تا ٥ 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 برنگ فرسایشی قهوه‌ای تا قرمز رنگ با لایه‌بندی نسبتاً نازک ۱۰ تا ۲۰ سانتیمتری.

حدود ۳۰ تا ٤۰ متر شیلهای سیلتی مارنی، سریسیت‌دار که بطرف بالا به شیلهای آهکی و آهکهای شیلی تبدیل می‌گردد. در این آهک های شیلی ــ 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 کنگلومرائی است که ضخامت آن ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر است. آمونیت های زیر را که از میان آهکهای شیلی ــ مارنی جمع آوری شده دکتر سید امامی مطالعه نموده است.

? *Lithococeras* sp., ? *Atoxioceras* sp., Perisphinctoid ammonites.

که سنی معادل ژوراسیک بالا کیمریجین پائین دارد.

بنظر می‌آید که واحدهای ماسه سنگی و شیلی ــ مارنی، خلاصه شده واحد ۲ و احیاناً ۱ و ۲ باشد.

**واحد ٤**

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 کنگلومرائی که عناصر تشکیل دهنده آنها را اکثراً کوارتزهای گرد شده به قطر ۲ تا ۳ سانتیمتر تشکیل می‌دهد. تناوبی از لایه های نازک آهکی (بضخامت ۲/۰ متر) و ماسه سنگ های قرمز رنگ بخش میانی این واحد را تشکیل می‌دهد. گرچه رابطه این واحد را با واحدهای زیر و زبر 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) فسیل های 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، آهکهای مارنی و مارن تشکیل می‌دهد. رنگ آهک ها زرد تیره تا قهوه‌ای رنگ و مارن‌ها سفید تا کرم است. این واحد ضخامت زیادی دارد بطوری که بخشی از آن را ریکو (۱۹۷٤) در مقطع گلومعدن ۹۰۰ متر گزارش می‌دهد. در گردنه اوجارو حدود ۵۳۰ متر از آن بجای مانده و در کوههای ختائیان نیز چنین ضخامت‌هائی از آن دیده می‌شود. ولی تنها بخش اندکی (حدود ۱٤۰ متر) از این واحد ضخیم به ژوراسیک تعلق دارد و بقیه مربوط به کرتاسه پائینی است.

در زون رادیولاریتی ــ افیولیتی رسوبات ژوراسیک را طبقاتی از آهکهای سیلیسی تشکیل می‌دهد که رویهمرفته بین ۸۰ تا ۱۲۰ متر ضخامت دارند (ریکو ۱۹۷٤). این طبقات شامل آهک های سیلیسی، اواولیتی و میکروبرشی است که با لایه‌هائی سانتیمتری از شیل های سبز رنگ و چرت در تناوب‌اند. گذر این آهک های سیلیسی به مارن‌های سیاه تریاس و رادیولاریت‌های کرتاسه تدریجی است و حدود آنها دیاکرونیک است چنانکه در بعضی جاها رادیولاریت از ژوراسیک شروع می‌شود و در برخی جاها رسوب آهک های سیلیسی تا کرتاسه ادامه پیدا می‌کند و یا اینکه سن بخش‌های پائینی آهک های سیلیسی تا تریاس بالا نیز می‌رسد.

**۵ــ۳ــ۳ــ سنگهای ژوراسیک در زاگرس**

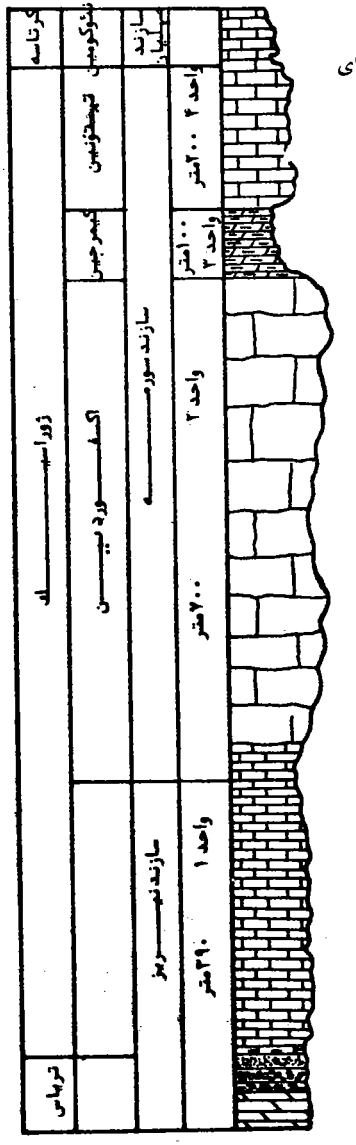
سنگهای ژوراسیک در زون زاگرس چهارگوش اقلید از ٤ واحد با ضخامتی حدود ۱٤۰۰ متر تشکیل می‌شود. تمامی رسوبات ژوراسیک در این زون از آهک ساخته می‌شود که به فراخور محیط رسوبگذاری سرشت‌هائی گوناگون دارند. این واحدها از پائین به بالا به شرح زیر است (شکل ۲۰).

**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 می‌شود که اندکی رسی و تا حدودی نرم و زودفرسا است. این واحد با واسطه چند متر ماسه سنگ کنگلومرائی بطور همشیب روی سنگهای تریاس بالائی قرار می‌گیرد. گذر آن به واحد بالائی (واحد ۲) پیوسته و تدریجی است.

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

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




آهک های چرت دار، آهکهای متوسط لایه، ضخیم لایه تا توده ای

آهک های مارنی و دولومیتی نرم

آهک ضخیم لایه، خاکستری تا قهوه ای رنگ
(در سطح هوازده) چهره ساز

آهک سیاه رنگ بیستومین دار

آهک های ریزدانه، نازک لایه، برنگ هوازدهٔ خاکستری

مارن، ماسه سنگ کنگلومرائی، شیل، آهک های دولومیتی

شکل ۲۰ ــ نمای ستون چینه شناسی سنگهای ژوراسیک در زون 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، صخره‌ساز است. رنگ هوازده این آهک خاکستری و در مقاطع تازه خاکستری تیره تا سیاه رنگ مایل به قهوه‌ای است. این واحد با ۵۰ متر آهک سیاه رنگ شروع می‌شود 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 می‌کند. 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 (۱۹۷٤) فسیلهای زیر را گزارش می‌کند که تعلق آنرا به ژوراسیک بالا حداکثر تا کیمریجین مستجل می‌دارد.

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

**واحد ٤**

از ۲۰۰ متر آهک های ضخیم لایه توده و صخره‌ساز تشکیل می‌شود 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 (۱۹۷٤) آنها را طبقات گذری ژوراسیک ــ کرتاسه نام نهاده و فسیلهای زیر را درمیان آنها گزارش کرده است.

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

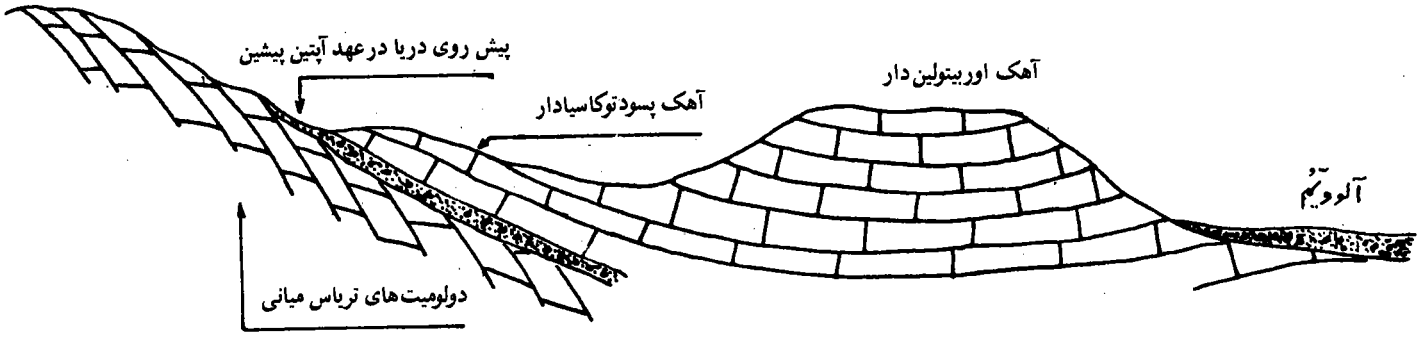
که مبین سن کمبریجین تا تیتونین بالا است.

**٦ــ۳ــ۳ــ سنگهای کرتاسه در ایران مرکزی**

سنگهای کرتاسه در ایران مرکزی گسترش چندانی ندارد، و به چند رخنمون پراکنده در دامنه‌های شمال کوههای همبست ــ قندیله خلاصه می‌شود. ضخامت کلی این سنگها به زحمت از ۳۰۰ متر تجاوز می‌کند و سنی معادل آپتین 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 می‌شود 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

جنوب غرب

شمال شرق




شکل ۲۱ ــ پیشروی دریای آپتین «کرتاسه» در ایران مرکزی، (۱۱ کیلومتری شمال دهکده هنشک) نقل از طراز ۱۹۷۲

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

*Pseudotuocasia* 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 فرامی‌گیرد به اولیگوسن تعلق دارند.

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

ـ پائین سنگهای تریاس.

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

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

ـ ۱۰ متر مارن ماسه ای قرمز رنگ.

ـ ٤١ متر تناوب ماسه سنگ آهکی و مارن ماسه ای.

ـ ٤٥ متر مارن آهکی آبی متمایل به سبز با میان لایه هائی از آهک.

ـ واحد فسیل های گاستروپود و خار پوست فراوان است.

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

ـ گسلیده و فرسوده شده است.

میکروفسیل های زیر از این طبقات بدست آمده و توسط دکتر بهاءالدین حمدی مطالعه شده که سنی از آلبین تا سنومائین را نشان می‌دهد.

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

سنگهای کرتاسه ایران مرکزی اکثراً بصورت سفره هائی روی سنگهای زون سنندج ـ سیرجان رانده شده وگاه این توهم را پیش آورده که در این زون نیز دریای بارمین ـ آپتین پیشروی داشته است و حال آنکه چنانکه خواهیم دید در زون یاد شده دریای کرتاسه از بریازین تا سنومانین پیوسته پایدار بوده است.

### ۷ــ۳ــ۳ــ سنگهای کرتاسه در زون سنندج ــ سیرجان

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

سنگهای آپتین تا سنومانین از نظر لیتولوژی چندان بی شباهت به همین ردیف سنگهای در ایران مرکزی نیست، با این تفاوت عمده که بطور پیوسته در پی رسوبات نئوکومین می‌آید و نشان می‌دهد 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 آذرآواری این سنگها را در زون سنندج ــ سیرجان همراهی می‌کند.

آنچه در زیر می‌آید شرح مقطعی است که در کوه خالیشت اندازه گیری شده است: (شکل ۲۲)

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

۱ــ ۱۱۰ متر آهک های آوری ــ اواولیتی 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 زیر یافت شده و توسط دکتر بهاءالدین حمدی مطالعه گردیده است.

*Nautiloculina* sp., *Trochamminqides* sp., *Ammocyclolоculina* sp., *Lenticulina* sp., Algae: *cylindroporella* sp., *Macroporella* sp..

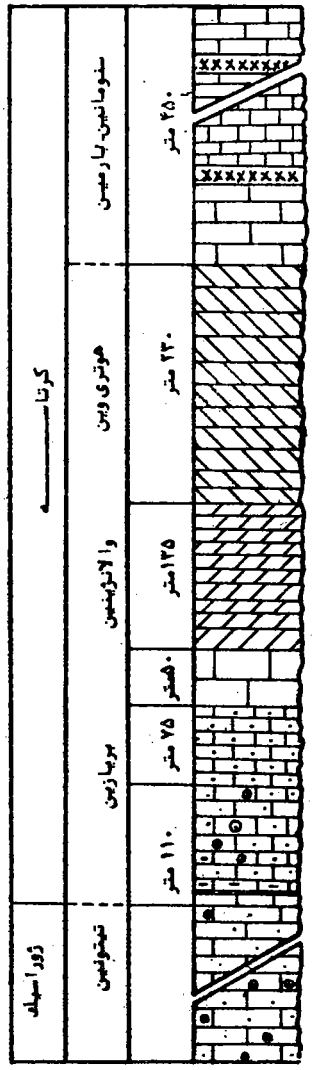
که تعلق این واحد را به بریازین مسجّل می‌دارد.

۲ــ ۷۵ متر آهکهای آواری شبیه واحد ۱.

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

٤ــ ۱۳۵ متر آهکهای دولومیتی قهوه ای رنگ با لایه های متری.

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




آهکهای رُدیست دار
آهکهای ریزدانهٔ، آهک های مارنی، میان لایه، خاکستری رنگ
بازالت
آهکهای اوبیتولین دار

دولومیت تا دولویت آهکی

آهکهای دولومیتی

آهکهای ضخیم لایه

آهک های تخریبی

آهک های آواری
آهکهای آلیتی ــ مارنی
فورش سنگ

آهکهای Ammocyclolocolina دار

شکل ۲۲ . نمای ستون چینه‌شناسی کرتاسه پائین در زون سنندج ــ سیرجان

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

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

۶ــ ۴۵۰ متر آهکهای خاکستری تیره رنگ، ریز دانه با لایه بندی منظم که در بعضی قسمتها اندکی مارنی می‌شود (KII) . در میان این طبقات گدازه ها و آذر آواریهای آندزیتی بازالتی (KIv) چندی حضور دارند.

در برخی از لایه های این واحد اوربیتولین بفراوانی دیده می‌شود ولی در برخی دیگر مخصوصاً از قسمت های بالا تر پوسته های دوکفه ایها رودیست و اوسترآ فراوان و اوربیتولین 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, Iraquia* sp., *Orbitolina* cf. *lenticulina, Pseudolituonella* sp., *Hensonella* sp., *Ammobaculites* sp..

بالای واحد ۶ واحد دیگری دیده نمی‌شود، ولی با اینهمه در دامنه های جنوبی همین کوههای خالیشت ــ ختائیان ردیف هائی وجود دارد که متعلق به اشکوبهای تورونین 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 ــ کنیاسین از آهکهای دانه ریز و پلاژیک سبز متمایل به آبی تا صورتی رنگی تشکیل می‌شود 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.*

**۱ــ۷ــ۳ــ۳ــ سنگهای کرتاسه در زون رادیولاریتی ــ افیولیتی**

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

**۱ــ واحد رادیولاریتی**

ــ 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 می‌دهد. وجود کانیهای پلاژیوکلاز و کوارتز و کلریت در میان برخی از لایه های این واحد، منشأ ولکانیک آنها را مسجّل می‌دارد 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 می‌شود ولی در ژوراسیک بالائی و کرتاسه پائین و به عبارتی دقیق تر در نئوکومین بر دیگر رسوبات آواری پیشی گرفته و چهره مشخص ردیف رادیولاریتی بخود می‌گیرد.

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

**۲ــ واحد آهک کنگلومرائی**

این واحد که در تعاقب واحد رادیولاریتی می‌آید دارای ضخامتی متغیر است که می‌تواند فرع فرسایش و تکتونیک باشد. طبقات این واحد را آهکهای کنگلومرائی، آهک های ضخیم لایه آواری، آهک های مارنی زرد رنگ و کنگلومرا با خمیره های آهکی تشکیل می‌دهد که دارای فسیل های فراوانی از اوربیتولین، رودیست و سایر دو کفه ایها است. در طبقات پائینی این واحد ریکو (۱۹۷٤) 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 اوربیتولین و آلوئولین مربوط به اشکوب سنومانین یافت می‌شود، بدینترتیب سن واحد آهک کنگلومرائی، همانند واحد ٦ زون سنندج ــ سیرجان اپسین تا سنومانین است.

**۳ــ واحد سنگهای ماستریشتین**

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

رسوبات پیش از سنونین از جمله رادیولاریت‌ها قرار گرفته باشد (ریکو ۱۹۷٤). در چهارگوش اقلید رابطه این ردیف‌ها که در منتها الیه جنوب شرقی ناحیه، در جنوب کوه دهارخ می‌نماید با سنگهای اطراف خویش گسلیده است. آنچه در اینجا دیده می‌شود از پائین به بالا به شرح زیر است:

ــ مارنهای سبز و ارغوانی رنگ توأم با لایه‌های آهکی دانه‌ریز سبز رنگ به ضخامت هر لایه حدود ۵ تا ۱۰ سانتیمتر.

ــ آهکهای زرد تا زرد تیره فرامینیفردار.

ــ آهکهای ضخیم لایه سفید رنگ متبلور مرجان‌دار.

ـ مارنهای قرمز رنگ.

ــ آهکهای زرد تا خاکستری رنگ.

ــ آهکهای دانه‌ریز قرمز رنگ با میان لایه‌هائی از سنگهای رادیولاریتی.

فسیل‌های زیر را دکتر بهاءالدین حمدی از میان این سنگها مطالعه نموده و سن آنها را به ماستریشتین نسبت داده است.

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

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

Pachydiscus cf. *colligatus* (BINKHORST)

در کوه دال‌نشین ترادفی از رادیولاریت و گدازه‌های بازالتی وجود دارد که سن آنها به ماستریشتین نسبت داده شده است (استونلی ...). در ناحیه نیریز نیز همین ترادف در سنگهای آمیزه رنگین دیده می‌شود (ریکو ۱۹۷٤). در جنوب کرخگان (چهارگوش اقلید) رخنمون‌هائی از رسوبات رادیولاریتی دیده می‌شود که شباهت زیادی به همان سنگهای رادیولاریتی آمیزه رنگین دارد که گرچه فسیلی در میان آنها یافت نشده ولی می‌توان آنها را احیاناً به ماستریشتین نسبت داد.

**۸ــ۳ــ۳ــ سنگهای کرتاسه در زاگرس**

در زاگرس نیز همانند زون سنندج ــ سیرجان، رسوبهای کرتاسه بگونه‌ای پیوسته بدنبال رسوبهای ژوراسیک می‌آید و از نظر لیتولوژی نمی‌توان سنگهای پایانی ژوراسیک را از سنگهای آغازین کرتاسه تمیز داد، بهمین جهت این سنگها در نقشه چهارگوش اقلید، برروی‌هم با علامت jskf نموده شده است.

رسوبگذاری در زاگرس در طول کرتاسه از نئوکومین 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 نبودهای 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 ــ سازند فهلیان (JSKY)**

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

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

الف ــ آهکهای رسی بسیار ریز تا ریزدانه، متوسط تا ضخیم لایه برنگ 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 چرت‌دار هستند می‌توان حد آنها را با سازند فهلیان مشخص نمود. یعنی آهکهای رسی سازند فهلیان را که بطور همشیب روی آهکهای چرت‌دار سازند سورمه قرار می‌گیرد از آنها تمیز داد، ولی معمولاً حالت چرت‌دار 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 هم‌شیب در زیر آهکهای رسی گدون قرار می‌گیرد، با این وجه تمایز که سنگهای سازند فهلیان دیرفرسا است و برجسته می‌ماند (مخصوصاً در جنوب دریاچهٔ کافتر این حالت بخوبی دیده می‌شود) در حالی که سنگهای سازند گدون زودفرسا است و حالت زین مانندی 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 نئوکومین است.

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

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

ــ آهکهای اواولیتی و پلیتی خاکستری روشن تا تیره.

ــ آهکهای تخریبی خاکستری خیلی روشن (سفید) می‌پوشاند.

رسوبات سازند فهلیان برخلاف رسوبات سازند سورمه بیتومینوز نیستند.

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

فسیلهائی 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 نئوکومین است.

سازند فهلیان حدود ٤٠٠ متر ضخامت دارد.

**واحد ۲ ــ سازند گدون (Kg)**

سنگهای سازند گدون از سنگهای واحدهای زیرین و زیرین خویش نرم‌تر است و در نتیجه دچار فرسایش بیشتری می‌گردد. گذر این واحد با واحد یک تدریجی و همشیب است و با واحد ۳ یعنی آهکهای اوربیتولین‌دار سازند داریان نیز چنین وضعیت پیوسته‌ای دارد. بین سازندهای گدون و داریان حدود ۳ تا ٤ متر آهکهای تا حدودی رسی متوسط تا ضخیم لایه خاکستری رنگ دیده می‌شود که پر از پوسته‌های دو کفه‌ای (لایه گرنیادار) است، این طبقات که بالا ترین 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 کافتر اندازه گیری شده که از جاهای دیگر کاملتر است و رویهمرفته حدود ۵۰۰ متر ضخامت دارد. شرح آن از پائین به بالا چنین است:

ــ سازند فهلیان

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

ــ ٤/٦ متر شیل‌های آهکی رسی خاکستری

ــ ۱۹ متر آهکهای رسی

ــ ٤ متر شیل

ـ ۲۹/۵ متر آهکهای رسی
ـ ۷/۵ متر شیل
ـ ۲۶/۷ متر آهکهای رسی
ـ ۸۸ متر شیل
ـ ۳/۶ متر آهکهای رسی

این شیلها و آهکها انباشته از پوستهٔ دو کفه‌ای، مرجان و گاستروپُد و دیگر فسیلها است.

ـ ۲۹۸/۸ متر شیلهای آهکی رسی خاکستری روشن که در آنها آمونیت‌های فراوانی دیده می‌شود.

اصولاً کلیه سنگهای این سازند بیتومینوز است ولیکن لایه‌های شیلی بالائی در بعضی نقاط بشدت بیتومینوز و سیاهرنگ است نظیر آنچه در جنوب چشمه رعنا دیده می‌شود.

فسیلهائی که در این سازند تشخیص داده شده بشرح 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 ـ سازند داریان (Kd)**

سازند داریان از آهک تا آهکهای رسی ضخیم لایه، خاکستری رنگ اوربی تولین دار تشکیل شده است که علاوه بر اوربی تولین، گاستروپد دوکفه‌ای مرجان و در لایه‌های بالا تر رودیست نیز در آنها دیده می‌شود.

طبقات زیرین این واحد تاحدودی 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 دوکفه‌ای (لوماشل) در زیرترین قسمت این سازند دیده می‌شود که می‌تواند طبقه گلیدی بحساب آید، گذر سازند داریان به سازند کژدمی در نقاط مختلف با هم تفاوت می‌کند چنانکه در طرف چپ جاده سیوند به تخت جمشید و همچنین در راه نقش رستم به ساروئی، سنگهای سازند داریان را مارنهای زیتونی بگونه‌ای ناپیوسته فرامی‌گیرد ولی در نقاط دیگر لایه‌های آهکی رسی از سازند کژدمی بطور هم شیب کاملاً مشخص و در عین حال ناپیوسته بروی سنگهای سازند داریان قرار می‌گیرد.

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

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

فسیل های زیر در سنگهای این سازند مطالعه شده است:

*Orbitolina* sp., *Nezzazata* sp., *Cyclammina* sp., *Miliolids,* Textularids, *Bigenerina* sp., *Hemicyclammina* sp., *Cuneolina* sp., *Pseudochrysalidina* sp., Rudist fragments, Microgastropod, Algal debris, *Valvulamina picardi, Lithocodium aggregatum permocalculus* sp., *Choffatella dicipiens.*

که نشاندهنده سن آپسین برای سازند داریان است.

**واحد ٤ ــ سازند کژدمی**

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

الف ــ مارنهای زیتونی تا زرد روشن که دارای میان لایه هائی آهکی رسی است.

ب ــ با رسوباتی که حالت کنگلومرائی دارد و شامل قطعات آهکی رسی در یک متن آهکی رسی که پر از اوربیتولین های درشت است شروع شده و توسط آهکهای رسی با تناوب شیلی دنبال می‌شوند.

یک ستون چینه شناسی از این سازند در نزدیکی آبادی ساروئی اندازه گیری شده که ضخامت آن بالغ بر ٤٠٥ متر می‌گردد. شرح این مقطع از پائین به بالا بشرح زیر است:

مارن سبز زیتونی روشن که دارای میان لایه هائی از آهکهای رسی متوسط لایه خاکستری رنگ است. این آهکهای رسی دارای اوربی تولین های نسبتاً ریز، گاستُرپد و مرجان می باشند. در قسمت مارنی دارای *Gryphaea* sp. *Exogyra* sp. و سایر دوکفه ای ها، شکم پا و (echinoids) می باشد و در بخشهای شیلی که بصورت خرد شده روی مارن ریخته شده آثاری از آمونیت و هم چنین در مارنها تکه های شکسته ای از آمونیت دیده می‌شود. این مارنها در قسمت های بالا تر برنگ زرد می‌گراید، ضخامت این بخش ٨٤/٧ متر است.

تناوبی از آهکهای رسی برنگ خاکستری مایل به زرد، ضخیم لایه دارای اوربی تولین درشت، دوکفه ای اکی نوئید (echinoids) و لایه های مارنی و شیلی (آهکهای رسی خرد شده) ضخامت هریک از بخش های آهکی رسی حدود ٨ متر است. ضخامت کلی این بخش ٩٢/٥ متر است.

٥٣/٦ متر، آهکهای رسی ضخیم لایه زرد مایل به خاکستری دارای اوربی تولین درشت،

دو کفه‌ای شکم‌پایان، اکی نوئید.

ــ ۱۷٤/٤ متر مارن و شیلهای آهکی رسی.

همانطوری که در شرح سازند داریان گذشت در نقاطی که سازند کژدمی با رسوبات مارنی شروع می‌شود یک ناپیوستگی بین سازندهای داریان و کژدمی تقریباً مشخص است، ولی در نقاطی که توسط لایه‌های آهکی رسی با تناوب شیلی در سازند داریان دنبال می‌شود، این ناپیوستگی کاملاً مشخص است. سازند کژدمی وسط آهکهای رسی نازک لایه دارای آمونیت‌های باز شده سروک بطور هم‌شیب و در بعضی نقاط نیز توسط شیلهای آمونیت‌دار پوشیده می‌شود. البته سازند کژدمی نسبت به سازندهای بالائی و پائینی یعنی سازند داریان و سازند سروک دارای فرسایش پست‌تری 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., *Pseudolitounella* 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 می‌دهد.

**واحد ۵ ــ سازند سروک**

در مقطع تیپ این سازند که در تنگه سروک در بخش مرکز کوه بنگستان اندازه گیری شده است ٤ 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 آمده‌اند) تشکیل شده و بشدت بیتومیوز بوده و دارای آمونیت است که حتی در بعضی نقاط دارای آمونیت‌های باز شده بطور آزاد هستند.

میکروفسیلهای مشخص این بخش عبارتست از:

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

سن این بخش اواخر آلبین تا سنونین است.

حال به شرح هرکدام از این دو رخساره می پردازیم:

الف ــ روی آهکهای رسی نازک لایه را آهکهای سفید تا خاکستری روشن تا قهوه‌ای رنگ می پوشاند که در قسمتهای بالا تر کمی قرمز رنگ می‌گردد.

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 لا تریت آهندار بخوبی مشخص است.

فسیلهائی که در دو بخش فوق الذکر دیده می‌شود بشرح زیر است:

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

ب ــ 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 شیلهای آهکی رسی برنگهای خاکستری تیره تا روشن بشدت بیتومینوز در بعضی لایه های آن بقایای شکسته شده‌ای از آمونیت دیده می‌شود.

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

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

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

۱۰/۷ متر لایه‌های آهکی رسی که درقسمت های بالا تر آهکی دانه درشت و حتی ماسه ای است.

۴/۴ متر شیل و شیل های مدادی بیتومینوز.

۱۱/۶ متر شیلهای آهکی ماسه ای و شیلهای مدادی بیتومینوز.

۲۹/۳ متر برش دانه درشت و کنگلومرا.

ضخامت کلی ۲۲۳/۹ متر است.

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

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

**واحد ۶ ــ سازند ایلام**

در تمام نقاطی که رسوبات این واحد دیده می‌شود بخش زیرین آن پوشیده است. ارتباط این واحد با سازند سروک معلوم نیست ولی یک ناپیوستگی بین این دو چندان غیرمحتمل بنظر نمی‌رسد.

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

پائین ــ ۸۹/۱ متر پوشیده است.

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

خاکستری مایل به کرم، تا حدودی گره‌دار (در بخش زیرین و میانی) و سیلیسی (چرتی) در بخش فوقانی دارای شکم‌پایان و دو کفه‌ای و بریوزوا.

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

ـ ۱۴۰/۵ متر آهک بسیار ریز دانه سفید رنگ، متوسط دانه ضخیم تا نازک لایه که دارای رودیست‌های فراوان، اوربیتوئیدس، هیپوریت و شکم‌پایان 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 بالا ترین قسمت که تشکیل صخره می‌دهد آهکهای دانه متوسط ضخیم لایه تا توده‌ای، برنگ خاکستری تا قهوه‌ای که بشدت آغشته به مواد آهندار است ظاهر می‌گردد. 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 ـ سازند گورپی**

ضخامت اندکی از تناوب مارن و مارنهای آهکی خاکستری تا آبیرنگی 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 نعیم‌آباد محدود می‌شود که بین سازندهای کژدمی و امیران بصورت تیغه‌ای تکتونیکی گرفتار آمده است.

**واحد ۸ ـ 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 رخنمون‌هائی در جنوب نعیم‌آباد محدود می‌گردد.

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 می‌دهد، چنانکه دانه‌بندی آن بشدت متغیر بوده و بصورت لایه هائی با دانه‌بندی ریز و درشت کراراً و بصورت ریتمی تکرار می‌شود. 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 آنرا سنونین نشان می‌دهد.

ضخامت ۵۰۰ ــ ۶۰۰ متری سازند امیران را از پائین به بالا سنگهای زیر تشکیل می‌دهد:

ــ ماسه سنگ تا آهک های ماسه ای دانه درشت ضخیم لایه برنگ خاکستری.

ــ 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.

ــ سنگهای سیلتی مایل به سبز همراه با چرت قرمز تیره و سبز.

ــ 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 می‌کند.

## ۴ ــ ۳ ــ سنوزوئیک

### ۱ ــ ۴ ــ ۳ ــ سنگهای سنوزوئیک در ایران مرکزی

سنگهای پالئوسن و ائوسن در ایران مرکزی دیده نمی‌شود و ترسیر با رسوبات الیگوسن آغاز می‌کند که بطور دگرشیب روی سنگهای قدیم تر را فرامی‌گیرد و بطور پیوسته تا میوسن ادامه پیدا می‌کند.

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 نامنسجمی 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 بادبزن های آبرفتی در پای ارتفاعات است. بعلاوه در حاشیه نمک زار ابرقو رسوبات رسی نیز وجود دارد، بطورکلی رسوبات کوارتز در

ایران مرکزی شامل واحدهای زیر از قدیم بر جدید است.

ـ تراس های قدیمی و بادبزن های آبرفتی.

ـ دشت های آبرفتی و تراس های جوان.

ـ کویر، کفه های گِلی، کفه های نمکی و دریاچه های نمکی.

ـ آبرفت های کنونی.

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

**رسوبات الیگوسن ـ میوسن در ایران مرکزی**

این رسوبات در کوه جلابون در دهنه چهرک بیشترین ضخامت را دارند. علاوه براین محل در کوه شیر پا و نیز بطور پراکنده در شمال شرق منطقه رخنمونهای کوچکی از این نهشته ها دیده می‌شوند. 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 ـ ۱۰ متر کنگلومرا که اکثراً قطعات آن از دولومیت های تریاس میانی بوده و زاویه دار می باشند و بیشتر حالت برش دارد.

۲ ـ ۱۵ متر آهک ماسه ای که در بعضی از لایه ها مقدار ماسه زیادی می‌شود.

۳ ـ 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 ۰/۵ متر نیز می‌رسد.

۴ ـ ۳۸ متر پوشیده.

۵ ـ ۷ متر کنگلومرا.

۶ ـ ۶ متر مارن ماسه ای برنگ سبز زیتونی

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

۸ ـ ۳۰ متر مارن ماسه ای سبز رنگ با افقهائی از ماسه سنگهای آهکی مارنی بضخامت ۰/۵ متر که بطور بین لایه ای با مارنها قرار دارند.

۹ ـ ۷ متر ماسه سنگ با خمیر آهکی

۱۰ ـ ۱۰ متر مارن برنگ سبز زیتونی.

۱۱ ـ ۴ متر آهک ریفی مملو از بقایای مرجان.

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

۱۳ ـ ۲ متر آهک ریفی.

۱۴ــ ٤ متر مارن ماسه‌ای

۱۵ــ ۲۶ متر آهک ماسه‌ای

۱۶ــ ۱۳۵ متر آهک ریفی ماسیف بدون لایه‌بندی واضح دارای بقایای زیاد مرجان

۱۷ــ ۱۲۰ متر آهک ضخیم لایه بلورین سفید رنگ.

نمونه‌هائی 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, Lepidocyolina* sp., *Planorbulina* sp., *Neoalveolina* sp., *Neoalveolina* cf. *pygmacus, Miogypsinoides ubaghsi, Miogypsinoides* sp., *Cycloclypeus?* sp. miliolids. *Amphistegina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Frandicularia* sp..

Algae: lithothamnium sp., Lithophyllum sp..

**۲ــ ٤ ــ ۳ــ سنگهای سنوزوئیک در زون سنندج ــ 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 ــ افیولیتی ظاهر می‌شود، جائی 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) بیرون‌زدگی 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 نشانداده‌اند، 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 چرت‌دار 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 فسیل‌شناسی 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 گردیده‌اند دارای میکروفسیلهای زیر بوده که سن پالئوسن را به آنها نسبت می‌دهند.

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

در امتداد جاده‌ای که روستاهای ابوتربه ــ شاه‌رستم و سهل آباد رابهم می پیوندد در زیر بعضی از بیرون‌زدگیهای ائوسن یک سری مارنهای خاکستری تا زیتونی رنگ دیده می‌شوند که بطرف بالا به مارن قرمز تیره تبدیل می‌گردند. این رنگ را بعنوان یک راهنما می‌توان برای شناسائی و ردگیری این رسوبات بکار برد. روی این مارنها را بطور پراکنده یک افق کنگلومرائی می پوشاند. در قسمت‌های پائین و بالای مارنها لایه‌های آهکی فسیل‌دار 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 می‌دهد. تعلق این رسوبات به پالئوسن از نظر موقعیت چینه‌شناسی نیز منطقی است، زیرا اوّلین لایه‌هائی که روی این رسوبات قرار دارند قدمتشان به ائوسن پائین و در بعضی از اسلایدها سن پالئوسن بالا ــ 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 بیرون‌زدگی دارند.

در جنوب شرق منطقه رسوبات مذکور کوه‌های مرتفعی چون کوه‌های آسمانزاری ــ دهار ــ خطابون را می‌سازند. این رسوبات که بلافاصله مجاور گسل بزرگ ده‌بید ــ کرختگان (که جزئی از شکستگی بزرگ زاگرس می باشد) قرار دارند. در اثر فشارهای تکتونیکی، کنتاکت‌هایشان تماماً گسله گردیده و بعلاوه خود نیز برروی رسوبات جوانتر رانده شده‌اند. نهشته‌ها 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، نومولیت‌دار، شیلهای 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 نهشته‌ها به شرح بیشتر این رسوبات در کوه دهار می پردازیم، ولی لازم بیادآوری است که بعلت صعب‌العبور بودن امکان اندازه گیری دقیق و ارائه ستون چینه‌ای کامل از این نهشته‌ها میسر نگردید.

کنگلومرا و ماسه سنگ، شامل سه لایه کنگلومرائی 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 هائی از مارن قرمز رنگ وجود دارد و ضخامت این کنگلومرا در تمام بیرون زدگی ها یکسان نبوده و بطور محلی تغییر می‌نماید.

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

Alveolina sp., *Discucyclina* 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 شیلهای 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 هرلایه حدود ۴۰ تا ۳۰ سانتیمتر می باشد. در این آهکها میکروفسیلهای زیر مطالعه گردیده و سن ائوسن میانی تا بالائی را برای آنها پیشنهاد نموده.

*Nummullites 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 شیلهای آهکی ارغوانی رنگ توأم با لایه هائی از ماسه سنگ و آهک، این رسوبات در قسمت بالا بیشتر آهکی می‌گردند.

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 می باشند. همراه این آهکها لایه هائی از آهک شیلی نیز دیده می‌شود. نمونه هائی 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 نهشته ها تشخیص داد. یکی رخساره تیپ فلیش که در قسمت پائین قرار دارد و متعلق به ائوسن پائین می باشد و دیگری رخساره آهکی که به ائوسن میانی تا بالائی تعلق دارد. نتایج حاصل ازمطالعات فسیل شناسی وجود رسوبات ائوسن زیرین و میانی را در کوه دهار بدون تردید تائید می‌نماید ولی وجود نهشته های 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 آهک های سفید رنگ نسبتاً ضخیم لایه ای بقدمت ائوسن میانی در منتهی الیه ایَن 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 فوق الذکر رسوبات مذکور کاملاً خرد گردیده بطوری که ارتباط و موقعیت چینه شناسی آنها نسبت به نهشته های 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 می باشد که در تمام بیرون زدگیها بعلت شدت تکتونیک کنتاکت زیرین و زبرین آنها گسله می باشند. ضخامت رسوبات مذکور در اینجا ۵۹۰ متر و سن آنها را به ائوسن میانی نسبت داده اند.

**رسوبات الیگوسن ــ میوسن**

تکتونیک شکننده حاکم بر زون رادیولاریتی بنیان این سنگها را گسلیده و معلوم نیست رسوبات الیگوسن برچه زمینه‌ای 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 ۱۹۷٤ شرح می‌دهیم:

**مقطع کوپان**

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

*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 اشکوب‌های اکیتانین بوردگالین تعلق پیدا می‌کند.

**مقطع تنگ جوکان**

این مقطع در تنگ جوکان در ٦ کیلومتری جنوب شرق مقطع کوپان اندازه گیری شده است.

در اینجا واحدهای ٤ و ۵ مقطع کوپان را می‌توان تشخیص داد و از آن پس یک واحد فلیش سبز رنگ می‌آید. قاعده و تارک این مقطع را آبرفت‌های جوان فرا گرفته و از نظر مخفی کرده است. شرح این مقطع از پائین بدین قرار است:

٤ ــ ۵ متر کنگلومرای قرمز رنگ با قطعات رادیولاریت و آهک‌های کرتاسه و ائوسن بجز فسیل‌های آواری کرتاسه و ائوسن در این واحد فسیلی یافت نشده است، ولی با توجه به سن واحد ٤ در مقطع کوپان، می‌توان این واحد را نیز به الیگوسن پایانی تا میوسن آغازی نسبت داد.

۵ ــ ٤۸ متر آهک ضخیم لایه دارای فسیل‌های:

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

که سنی معادل میوسن پائینی برای این واحد متصور می‌کند.

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

*Miogypsina* sp., *spiroclypeus* sp., *Lepidocyclina* sp..

سن این واحد میوسن است.

**پلیوسن**

در جنوب روستای فنجان بیرون‌زدگیهائی از کنگلومرا دیده می‌شود که در محل ایجاد یک ناودیس کوچک را نموده است. این کنگلومرا اگر چه دارای عناصر آهکی نومولیت‌دار و الوئولین‌دار 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 لایه‌هائی 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 لایه‌هائی از کنگلومرا ماسه سنگ می باشد که هنوز بدرستی سخت نگردیده‌اند. این رسوبات را از نظر موقعیت چینه‌شناسی به پلیوسن نسبت می‌دهند.

**پلیو-پلایستوسن**

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

**کواترنری**

در جنوب ده‌بید طبقاتی افقی از مارنهای رنگی (خاکستری ــ بنفش ــ زیتونی) دیده می‌شود که در بین آنها لایه‌هائی از آهک متخلخل آب شیرین یافت می‌شود. این رسوبات در دریائی که امروزه بقایای آنها بصورت دریاچه کافتر، بختگان باقی مانده رسوبات نموده‌اند.

دیگر واحدهای کواترنری همانند ایران مرکزی است.

**۳ــ ٤ ــ ۳ــ سنگهای سنوزوئیک در زاگرس**

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

سنگهای ترسیر زاگرس می‌توان تشخیص داد:

**واحد ۱ ــ سازند پابده**

رسوبات سنوزوئیک با تناوبی از شیل و مارن‌های ارغوانی تا قرمز قهوه‌ای رنگ آغاز می‌کند که بسبب موقعیت چینه‌شناسی، داشتن فسیل‌های کلوبوروتالیا 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 ــ سازند جهرم**

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

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

ــ 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.

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

ضخامت کلی سازند جهرم در راه گردنه دیدگان به باغ سیاه ۳۴۲ متر است. علاوه بر نقطه فوق‌الذکر سازند پابده‌ــ‌جهرم درنزدیکی آبادی کژ نیز دیده می‌شود.

فسیلهائی 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 سازندپابده‌ــ‌جهرم درچهارگوش اقلید، پالئوسن تا ائوسن است.

**واحد ۳ــ سازند آسماری (Oma)**

در جنوب اقلید در میان زون روراندگی اصلی زاگرس بیرون‌زدگیهائی از آهکهای متوسط لایه، متوسط دانه، روشن رنگ کرم تا زرد وجود دارد که در زیر آهکهای اوربیتولین‌دار 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., *Subterranophyllum* sp., *Spiroclypeus* sp., *Miogypsenoides, dehaartii, Amphystegina* sp., *Textularia* sp., *echinoids spine,* bryozoans, algal fragments, *Subterranophyllum* sp. .

که سنی معادل الیگوسن تا میوسن برای این واحد متصور می‌نماید.

رسوبات کوارترنر منحصر بدو واحد است:

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

**واحد تراس‌های قدیمی (Qt1)** که در جنوب کوه دره غوک دیده می‌شود.

**واحد تراس‌های جدید (Qt2)** که بین دزه ها را فرا گرفته است.

## ٤ ــ ماگماتیزم و دگرگونی

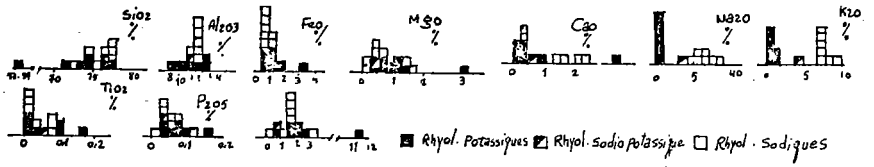
آنچه در این فصل می‌آید بیشتر از کارهای آلریک و ویرلوژو (۱۹۷۷) گرفته شده‌وبا توجه به واقعیتهائی که از جاهای دیگر چهارگوش اقلید و نواحی هم جوار تاکنون شناخته شده است، تلخیص، بازنگری و تنظیم گشته است.

### ۱ ــ ٤ ــ سنگهای ماگمائی

اکثریت قریب به اتفاق سنگهای ماگمائی چهارگوش اقلید در زون سنندج ــ سیرجان پدیدار گشته و بسیاری از آنها فاز اصلی دگرگونی را که همان فاز کیمیرین پیشین است از سر گذرانده‌اند. بدین روی در شرح چنین سنگهائی گریزی از بیان پاراژنزهای دگرگونه و بالمال پرداختن به کیفیت دگرگونی نیست. البته سعی خواهد شد تا پاراژنزهای اصلی از پاراژنزهای دگرگونه بازشناخته شده و سرنوشت اولیه سنگ آشکار گردد.

| شماره‌نمونه | 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 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| محل‌نمونـــه | جاده هنشك | شمال‌غرب کوشتي | جاده هنشك | ارتفاع ۲۲۷۰متر | شمال غرب دشـــك | جنوب‌غرب کوه جنگ | جنوب سیل بزرگ | شمال‌غرب جاده‌هنشك | جنوب شرق کوه‌جنگ | جنوب‌شرق کوه جنگ | سیل بزرگ | ـ یل‌بزرگ | شـرق کولی‌کش | جاده هنشك |
| % $SiO_2$ | 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 |
| % $Al_2O_3$ | 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 |
| % $Fe_2O_3$ | 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 |
| % $Na_2O$ | 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 |
| % $K_2O$ | 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 |
| % $P_2O_5$ | 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 | |
| % $H_2O^+$ | 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 |
| % $H_2O^-$ | 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 | 1.65 | 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 | | | | | Metas-Na | 1.89 |
| Hedenbergite | | | | 0.26 | | 0.43 | 1.32 | 0.45 | | | | | Wollast | 3.09 |
| Enstatite | 0.70 | 1.12 | 3.26 | 0.84 | 4.28 | | 0.17 | | 2.37 | 2.86 | 3.26 | 2.54 | Diops. | 0.75 |
| Perosillite | 0.52 | 0.23 | 0.03 | 0.21 | 0.74 | | 0.46 | | 0 | 0 | 0.27 | 0.10 | Henden | 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 | | |
| $H_2O^+$ | 0.46 | 1.85 | 1.78 | 1.46 | 0.52 | 0.93 | 2.39 | 0.89 | 1.82 | 1.69 | 1.62 | 2.20 | $H_2O^+$ | 1.62 |
| $H_2O^-$ | 0 | 0.02 | 0.11 | 1.46 | 0.03 | 0.01 | 0.12 | 0.01 | 0 | 0.62 | 0.08 | 0.15 | $H_2O^-$ | 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 CIPW Lacroix | I,4,1,5 rhyolite alcaline sodique | I,3(4),1,5 te rhyoli- alcaline sodique | I,4,1,5 rhyolite alcaline sodique | I,3(4), I(4)5 rhyolite alcaline alcal-sod | I,3,2,4 (5) dacite sodique | I,3,1(2) rhyo- lite tendance alcaline | I,3,1(2) ,3 rhyo- lite tendance potassi. | I,3,1(2) rhyolite alcaline Potassi | I,3,1,1 rhyolite alcaline Potassi | I,3,1(2) 1 rhyo- alcaline potassi | I,3,1 ,1 rhyolite alcaline potassi | I,3,1,1 rhyolite alcaline potassi | CIPW Lacroix | I,4,2,5 dacite sodique |
| Ca : an : Rittmann | -0.815 0.037 rhyolite sodique | -0.845 0.001 rhyolite alcaline | -0.342 0.013 rhyoli- te sodique | -0.248 0.117 rhyoli- te sodique | -0.582 0.127 dacite sodique | - 4.71 0.055 rhyoli- te a Alcaline | +0.42 0.012 rhyolite alcaline | -2.166 0.006 rhyolite alcaline (Potassi | -3.016 0.047 rhyolite alcaline (Potassi | -0.042 0.09 rhyolite tendance alc. pot | -0.042 0.09 rhyoli- te a alc. pot | -1.02 0.09 a rhyolite alc.pot | $Ca^+$ : an : Rittmann | t0.984 0.075 rhyoli- te sodique |
| ind. agpeicite | 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.agp | 1.15 |




شکل ۲۳ ــ ریولیت‌های روشن رنگ: جدولهای آنالیز و هنجهای .C.I.P.W، هیستوگرامهای بسامدی اکسیدهای عناصر مهمتر

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

بدین طریق سنگهای ماگمائی را در دو گروه:

۱ــ ۱ــ ٤ــ سنگهای ماگمائی پس از دگرگونی

۲ــ ۱ــ ٤ــ 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.

**۱ــ ۱ــ ٤ــ سنگهای ماگمائی پس از دگرگونی**

سن پاره‌ای 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 می‌توان در نظر گرفت، هرچند که ارتباط ژنتیک اینگونه سنگها با سنگهای شناخته شده و نیز محدوده سنی آنها، ابهام چندانی برای مقطع زمانی پیدائی آنها نمی‌گذارد، ولی بهرحال موقعیت گاه چینه‌ای آنها در مقایسه با دسته اوّل مشخص نیست. در زیر به شرح هرکدام از این سنگها پرداخته می‌شود.

**۱ــ ۱ــ ۱ــ ٤ــ سنگهای ماگمائی تریاس بالا (کارنین ــ نورین)**

این سنگها در واحد I از تریاس بالا (٤ــ ۱ــ ۳ــ ۳) پدید آمده و گسترده‌ترین رخنمون های آنها در شرق خونخوره دیده می‌شود (شکل های ۱۵ و ۱٦).

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 زیردریائی است که می‌تواند با اولین حرکات آلپی (کیمریجین پیشین) در ارتباط باشد. سن این واحد چنانکه یاد شد (۳ــ ۱ــ ۳ــ 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 می‌توان در دو دسته خلاصه کرد:

دسته اوّل: اولیوین بازالت های اسپیلیتی

دسته دوّم: کراتوفیر ــ 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 می‌دهد که بادامک ها از کلسیت، اپیدت و کلریت پر شده است. ترکیب کانی شناختی این سنگها در پلاژیوکلاز (لابرادوریت ــ آندزین) و اولیوین خلاصه می‌شود که ندرتاً پیروکسن مونوکلی نیک نیز بهمراه دارد.

اولیوین بازالت ها عموماً دگرسان شده و به مجموعه ای از پلاژیوکلاز سدیک کلسیت، کلریت و اکسیدهای آبدار آهن تبدیل می‌شود. چنین وضعی را می‌توان 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 آنرا در ارتباط با یک ماگمائی اسپیلیتی درنظرنگرفته 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 می‌دهد. آمفیبولهای آبی از نوع ریبکیت و یا آرفودسونیت در اکثر این آمفیبولهای سنگها دیده می‌شود. همانند اولیوین بازالت ها، این گرانوفیرها نیز فرسوده است و از مجموعه ای از کانیهای کلسیت، کلریت، کانیهای رسی و کوارتز تشکیل شده است.

**۲ــ۱ــ۱ــ٤ــ ریولیت ها و یا 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 شیست وارگی پیچ وتاب می‌خورد. یکی از این سیل ها در غرب هنشک با ضخامتی در حدود ٤۰۰ متر تا حدود ۳۳۰۰ متر امتداد دارد. در جهت شمال غربی ــ جنوب شرقی در پای این سیل برش های گرانوفیری دیده می‌شود که معلول مکانیزم پیدائی چنین توده هائی است که در ژرفای کم با گرانروی بسیار ولی در عین حال سرشار از مواد گریزان نفوذ می‌کند. 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 می‌دانیم 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 می‌توان سن این ریولیت ها را به تریاس پسین نسبت داد.

سنگهای دگرگونی را قطع می‌کند و خود دگرگون نمی‌شود. چنانکه خواهیم دید سن دگرگونی اصلی اواخر تریاس میانی و اوائل تریاس پسین است.

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

است (۱ ــ ۱ ــ ٤) دیده نشده که در جائی 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 می‌شود.

گرچه رخداد این ریولیت ها پرشمار 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 پرفیریها بشمار می‌روند. خمیره سفید رنگ آنها تبلور دوباره یافته و بلورهای درشت کوارتز و فلدسپاتهای قلیائی را که به‌سبب رنگ شیری آنها، کمتر بچشم می‌آید در خود گرفته است. این ریولیت ها هنگامی که بصورت سیل های کم ضخامت پدید آید کمابیش بافت جریانی از خود نشان می‌دهد ولی در سیل های ضخیم تر، توده مانند است و هیچ جهت ترجیحی در آن بنظر نمی‌آید. معمولاً حاشیه هائی با بافتی جریانی آفیریک به ضخامت ۲۰ سانتی متر یا یک متر در اطراف سیل ها دیده می‌شود. گاه قطعاتی از دولومیت ها را در خود فرو می‌گیرد. این ریولیت ها را جوار عدسیهای آهن دار، رنگی خاکستری مایل به آبی از خود نشان می‌دهد که کمابیش از هماتیت و لیمونیت بارور شده است.

از نظر میکروسکپی نمونه های گوناگون این سنگها یک بافت اولیه هیالو پرفیری نشان می‌دهند 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 فلسیتیک نشان می‌دهد. با پیشرفت باز بلورین شدن، خمیره گرانوبلاستیک شده و فولیاسیونی از خود نشان می‌دهد 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 + آلبیت + فلدسپات پتاسیک + میکای سفید + کانیهای اپاک

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

سه نوع پاراژنز در میان این سنگها می‌توان تشخیص داد:

ــ فقط با فنوکریست های آلبیت

ــ فقط با فنوکریست های فلدسپات پتاسیک

ــ با فنوکریست های گوناگون و با نسبت های مختلف بسته به شدت باز بلورین شدن سنگ، فلدسپات های پتاسیک آنها کمابیش آلبیتی شده و از تعداد و مقدار آن کم می‌گردد تا آنجا

که جز آثاری از آن نمی‌ماند.

از نظر ژئوشیمیائی ریولیت های روشن رنگ، بگونه ای بارز قلیائی است که می‌تواند به تبع از نسبت آلبیت یا پلاژیوکلازهای سدیک، قلیائی سدیک یا پتاسیک باشد.

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

چنانکه از شکل ۲۳ مستفاد می‌شود ویژگی انتشار عناصر اصلی ریولیت های روشن رنگ و چنین است:

— $Sio_7$ : دارای هیسپوسیون شدیدی بین ۷۱ تا ۷۸ مدول ضعیفی از اطراف ۷۷٪ است.

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

— FeO (کلی): ناداری واضح نسبت به آهن با مدولی روشن در ۰/۷۵٪

— MgO : پراکندگی زیادی با مدولی ضعیف ۰/۱۲٪

— CaO: دارای ایسیرسیون شدید بین ۵ تا ۳/۵ با مدولی ضعیف از ۰/۳۷٪

— $Na_2O$ و $K_2O$ : دوگانگی روشنی دیده می‌شود:

مدول ریولیت های سدیک $Na_2O = 6\%$
$K_2O = 0/5\%$

مدول ریولیت های پتاسیک $Na_2O = 0/5\%$
$K_2O = 7,5\%$

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

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

— $P_2O_5$ : ضعیف ۰/۰۳٪ تا ۰/۰٤٪

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

ریولیت های پتاسیک از Mg,Fe پرمایه‌تر و دامنه تغییرات $Al_2O_3$ در آنها گسترده‌تر است. در مورد سایر عناصر تفاوت چندانی بین انواع ریولیت ها نیست.

با توجه به نسبت عناصر اصلی و ردیاب در این ریولیت ها و بحث های پترولوژی که از قالب این نوشتار خارج است می‌توان نتیجه گرفت که:

ریولیت های روشن رنگ مظاهر سطحی فرآیند آناتکسی مواد ناهمگونی است که ماگمائی بسیار پرمایه از قلیائی ها خواه سدیک و خواه پتاسیک بدست داده است.

این ماگمائی آناتکتیک 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 جایگری، 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.

**۳ــ ۱ــ ۱ــ ٤ــ سنگهای ولکانیک کرتاسه پائینی**

در میان سنگهای کرتاسه پائین و بطور مثال در شمال خورجان و شرق حسن آباد سنگهائی ولکانیک دیده می‌شود که گسترده‌ای بس محدود دارد. این سنگها با علامت $K_1^v$ در نقشه چهارگوش اقلید نشان داده شده است. بیشتر از گدازه، برش ولکانیک و توف تشکیل می‌شود که با قطعاتی از کنگلومرا و ماسه سنگ درتناوب است. اجزاء کنگلومرا را قطعات سیلابی تشکیل می‌دهد. طبقاتی از آهک هائی که احتمالاًدریاچه‌ایست‌نیز در این ردیف دیده می‌شود (شکل ٢٤) چنین موقعیتی گواه بر یک مرکز آتشفشانی است که محصولات آن در لابلای فروهشته 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 می‌توان تشخیص داد:

ــ بازالت های پرفیریتی

ــ برش های ولکانیک

بسیاری از مشخصات میکروسکپی و ماکروسکپی این دو نوع سنگ همسان است، با اینهمه ویژگیهائی آندو را از هم متمایز می‌کند:

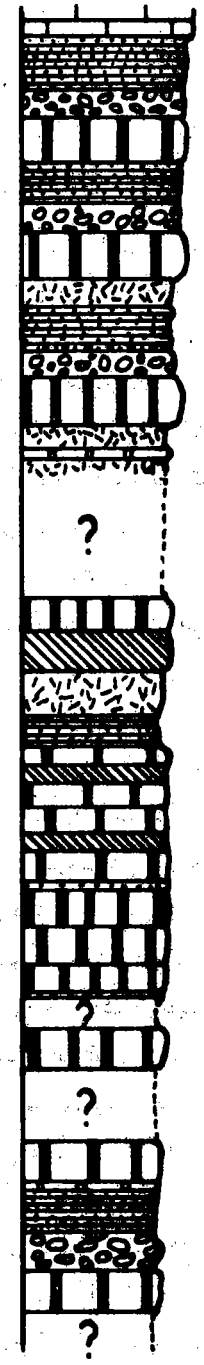
بازالت های پرفیریتی چنانکه از نامشان پیداست دارای بافتی پرفیریتی است. دارای پلاژیوکلازهای درشت رخداری Outomorphic است که از ٤ تا ١٣ میلیمتر درازا دارد، این پلاژیوکلازها معمولاً بصورت ستاره‌ای یا بافه‌ای و یا هبائی گرد هم می‌آیند.

برش های ولکانیک درمقیاس رخنمون بسیار همگن، و از قطعات منوژنیک تشکیل می‌شوند. اندازه های این قطعات معمولاً کمتر از ٢ سانتیمتر است، ولی گاه از ٣ سانتی متر نیز درمی‌گذرند. آژند قهوه‌ای تیره رنگ آنها که گاه ٢٠٪ حجم سنگ را تشکیل می‌دهد از هماتیت بارور است. بدین طریق این برش ها جزء تفراها Tephras و یا برش های ولکانیک مونوژنیک قرار می‌گیرند.

ویژگیهای عمومی بازالت ها و برش ها بدین قرار است:

ــ رنگ آنها در اثر کلریتی شدن سبز است ولی رنگ اصلی آنها قهوه‌ای تا بنفش تیره است که در اثر تجمع هماتیت در خمیره پدید می‌آید.

ــ کاواک های سبز آبی این سنگها را کلسیت، کلریت و کوارتز پر می‌کند که به سنگ

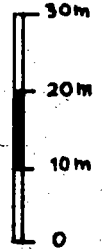



آهک توده مانند خاکستری رنگ
میکرو کنگلومرا با عناصر ولکانیک
کنگلومرا با قطعات بیروفیلیت
پروفیلیت پرفیری
شیل، میکروکنگلومرا و ماسه‌سنگ کوارتزی
کنگلومرا
پروفیلیت
برش ولکانیک
آهک زرد رنگ
میکرو کنگلومرا و ماسه سنگ
کنگلومرا
پیروفیلیت
برش ولکانیک
آهک زردرنگ

پیروفیلیت
پیروفیلیت ترک خورده بارکچه هائی از اپیدوت تیره‌رنگ
برش های سخت شده، بنفش رنگ
ماسه سنّت کوارتزی
پیروفیلیت ــ گدازه‌های نوع ۵

ماسه سنگ کوارتزی تیره‌رنگ

پیروفیلیت




آهک ماسه سنگ

پروفیلیت

پروفیلیت
آهک
ماسه سنگ کوارتزی
کنگلومرا
پروفیلیت

شکل ۲۴. نمای ستون چینه‌شناسی سنگهای ولکانیک کرتاسه پائینی درشرق روستای حسن‌آباد

ویژگی اسپیلیت ها را می بخشد.

ـــ بسیاری را رگچه های اپیدوت قطع می‌کند. گاه ضخامت این رگچه ها به حدود متر می‌رسد.

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

از نظر میکروسکپی این سنگها دارای بافت میکرولیتی پرفیریتی با گرایشی انترسرتال است که گاه به تراکیتی تبدیل می‌شود. برش های ولکانیک نیز از قطعات سنگهائی با همین بافت و یا از بلورهای پلاژیوکلازی تشکیل می‌شود که خمیره‌ای قهوه‌ای رنگ بارور از هماتیت آنها را بهم پیوند می‌دهد. سرشت این خمیره رامشکل بتوان گفت ولی بهرحال می‌توان از همین قطعات ولکانیک بسیار ریز (خاکستر) تشکیل شده باشد که بهنگام دگرسانی دئوتریک تبلوری دوباره یافته است. از نظر کانی شناخت دو نوع کانی اولیه ماگمائی و ثانویه دئوتریک می‌توان در این سنگها تشخیص داد.

**کانیهای اولیه ماگمائی**

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

**کانیهای ثانویه دئوتریک**

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 می‌دهد و یک کلریت از نوع Lipidolite که بیشتر حفره ها را پر می‌کند 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 می‌شود که سنگهای ولکانیک کرتاسه پائین با پاراژنز 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 پاراژنز، می‌تواند در اثر دگرگونی درجه پائین بوجود آید ولی نبودن فولیاسیون، و جابجائیهای مهم مواد آبدار در افق های متخلخل گواه بر یک دگرسانی ازنوعی پروپیلیت است که در اثر حرکت

سیالات غنی از انیدرید کربنیک در زمانی نه‌چندان دورتر از پیدائی این سنگها بوجود آمده است.

از نظر ژئوشیمیائی دو نمونه‌ای که از این نوع سنگها تجزیه شده تغییرات نسبتاً مهمی نسبت به برخی عناصر از قبیل Sr, B, K, Na نشان می‌دهد:

| شماره نمونه | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $TiO_2$ | $P_2O_5$ | 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 | 100.4 |

با توجه به ویژگیهای پترولوژی و ژئوشیمیائی بنظر می‌رسد که این پروبیلیت‌ها فرع بازالت‌هائی است که کمابیش تفریق شده و احتمالاً از نوع تولیتی باشد ولی بهرحال نمی‌توان تنها با دو صورت تجزیه راجع به حل و نوع این سنگها قضاوت نمود.

**۲ ــ ۱ ــ ٤ ــ سنگهای ماگمائی پیش از دگرگونی**

**۱ ــ ۲ ــ ۱ ــ ٤ ــ سنگهای نفوذی بازیک**

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

ــ رخساره‌های با بافت متعارف دولومیتی

ــ رخساره‌های با بافت درشت دانه دولومیتی

ــ رخساره‌های با بافت پرفیریتی که بیشتر بصورت دایک نفوذ کرده است.

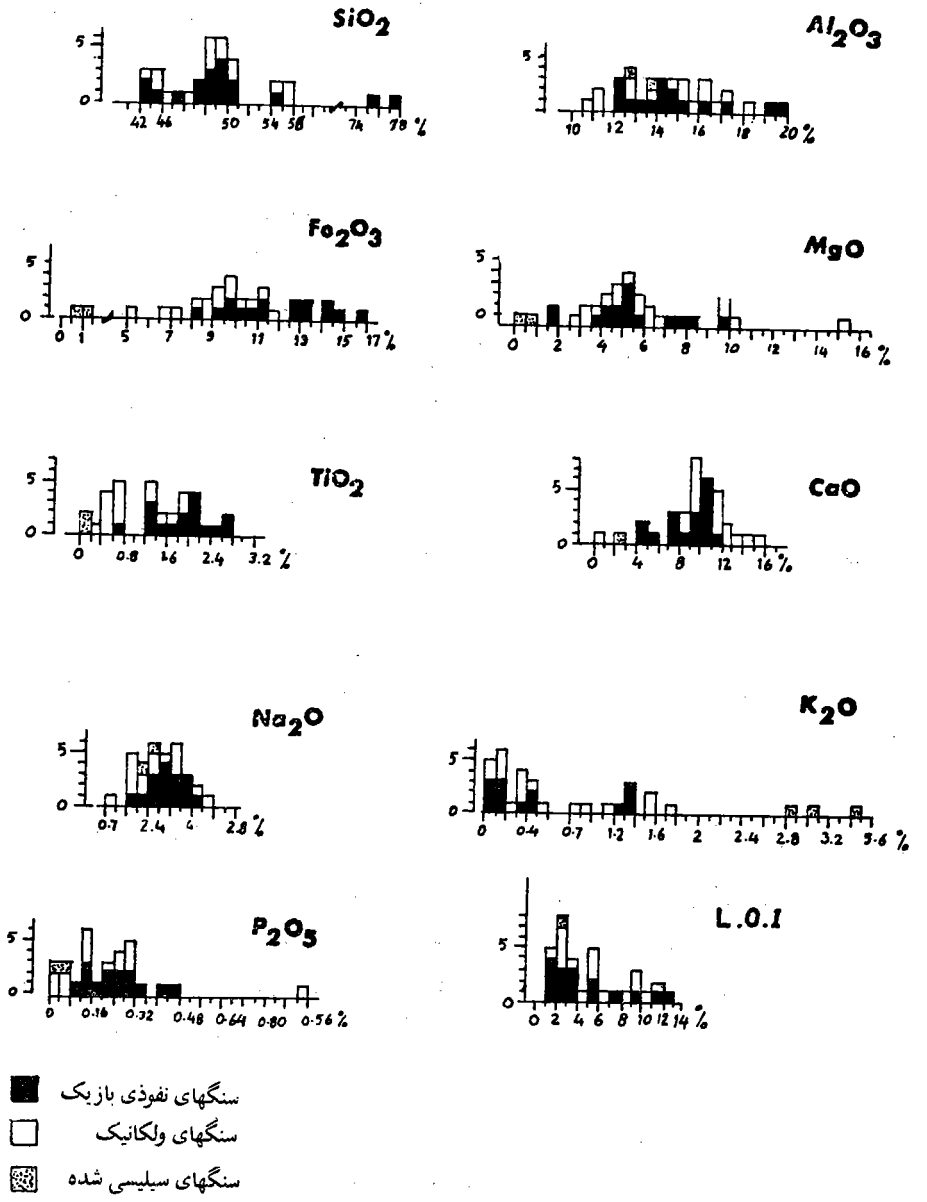
| شماره نمونه | 74AV 68 | 74AV77 | 74AV 84 | 74AV 112 | 74A V123 | 74AV 127 | 74AV 179 a | 74AV 179 b | 74AV 215 | 74AV 218 | 74.AV279 | 74.AV281 | 75. AV38 | 75AV 43 | 75.AV53 | 75.AV54 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| محل | زونپرکبری هشتاد | جاده گوشتی هشتاد | جاده گوشتی هشتاد | جاده گوشتی هشتاد | جاده گوشتی هشتاد | کش جادهگوشتی هشتاد | شرق کولی کش | شرق کولی کش | شمال هشتاد | شمال هشتاد | رودخانه حسن آباد | رودخانه حسن آباد | شمال | راه دامنه شمال کوه سفید | شمال حسن آباد | رودخانه شمال حسن آباد |
| SiO2 | 49.50 | 45.57 | 49.62 | 47.58 | 49.67 | 54.88 | 48.10 | 50.56 | 48.23 | 43.71 | 48.91 | 42.35 | 47.75 | 49.40 | 50.56 | 42.61 |
| Al2O3 | 13.11 | 12.20 | 16.46 | 14.95 | 19.58 | 12.18 | 19.05 | 14.49 | 12.21 | 17.16 | 12.75 | 14.53 | 14.31 | 15.46 | 13.94 | 14.17 |
| Fe2O3 bot | 14.11 | 10.84 | 10.30 | 13.04 | 9.50 | 15.81 | 9.94 | 12.93 | 13.13 | 11.29 | 14.22 | 8.60 | 11.21 | 9.74 | 12.76 | 8.13 |
| MgO | 3.87 | 5.00 | 5.36 | 4,28 | 4.55 | 1.91 | 4.34 | 5.04 | 1.89 | 5.20 | 7.06 | 7.66 | 6.00 | 8.00 | 4.59 | 9.66 |
| CaO | 7.28 | 10.42 | 10.14 | 6.77 | 8.86 | 5.68 | 9.58 | 7.41 | 10.97 | 7.81 | 9.46 | 10.08 | 12.00 | 8.54 | 9.69 | 10.27 |
| Na2O | 3.81 | 1.20 | 3.20 | 3,34 | 4.02 | 3.65 | 3.59 | 2.04 | 4.34 | 4.47 | 2.94 | 2.54 | 3.33 | 4.03 | 4.18 | 2.94 |
| K2O | 1.32 | 2.55 | 0.47 | 2.42 | 1.55 | 1.33 | 1.34 | 1.55 | 0.44 | 0.37 | 0.10 | 0.02 | 0.05 | 0.16 | 0.13 | Tr |
| TiO2 | 2.63 | 2.05 | 1.87 | 2.03 | 1.43 | 2.48 | 1.37 | 2.26 | 2.60 | 2.13 | 1.86 | 1.21 | 1.70 | 1.29 | 2.12 | 0.75 |
| P2O5 | 0.46 | 0..29 | 0.34 | 0.28 | 0.26 | 0.98 | 0.24 | 0.29 | 0.40 | 0.27 | 0.15 | 0.08 | 0.24 | 0.15 | 0.15 | 0.16 |
| Fe/eau Feu | 3.25 | 9.89 | 1.53 | 5.65 | 3.15 | 1.45 | 2.22 | 2,76 | 5.71 | 7.51 | 1.95 | 12.54 | 2.95 | 3.57 | 1.58 | 11.57 |
| Total | 99.36 | 100.41 | 99.35 | 99.34 | 99.57 | 100.27 | 99.77 | 99.34 | 99.92 | 99.92 | 99.40 | 99.61 | 99.45 | 100.04 | 99.73 | 100. 26 |
| Fe O | 12.68 | 9.74 | 9.26 | 11.72 | 8.54 | 14.21 | 8.94 | 11.62 | 11.80 | 10.15 | 12.78 | 7.73 | 10.00 | 8.76 | 11.47 | 7.31 |
| Feo*Mg O | 3.28 | 1.95 | 1.73 | 2.74 | 1.88 | 7.44 | 2,06 | 2.31 | 6.24 | 1.95 | 1.81 | 1.01 | 1.67 | 1.09 | 2.44 | 1.76 |
| Ba | 91 | 130 | < 20 | 270 | 262 | 169 | 752 | 376 | < 20 | 75 | <20 | 0 | 30 | 96 | <20 | <20 |
| Rb | <20 | 28 | < 20 | 90 | 40 | 25 | 23 | 49 | < 20 | 155 | <20 | 11 | <20 | 32 | <20 | <20 |
| Sr | 191 | 133 | 272 | 108 | 40 | 149 | 105 | 191 | 213 | 20 | 180 | 337-342 | 220 | 230 | < 20 | 161 |
| K/Ba | 120 | 77 | < 195 | 105 | 69 | 65 | 44 | 34 | >180 | 41 | >40 | →00 | 0.0014 | 14 | >50 | 0 |
| K/Rb | >550 | 356 | < 195 | 315 | 322 | 440 | 397 | 68 | >180 | 150 | >40 | 15 | >20 | 61 | >50 | 0 |
| Rb/Sr | <0.105 | 0.21 | 0 | 0.83 | 0.1 | 0.172 | 0.2666 | 0.2146 | 0 | 0.125 | 0 | 323 | < 0.091 | 0.139 | →0 | <0.14 |
| Ca/Sr | 272 | 560 | 266 | 315 | 158 | 272 | 652 | 277 | 368 | 360 | 376 | 212 | 390 | 265 | > 3462 | 520 |
| Cr | 30 | 10 | 67 | 23 | 50 | 0 | 27 | 20 | 15 | 52 | 137 | 359 | 229 | 326 | 26 | 250 |
| Ni | 11 | <5 | 21 | 3 | 10 | <5 | 29 | 8 | 18 | <5 | 20 | 60 | 48 | 5 | 14 | 203 |
| V | 267 | 280 | 275 | 367 | 233 | 117 | 200 | 292 | 307 | 344 | 343 | 256 | 327 | 238 | 357 | 169 |
| Co | 40 | 30 | 44 | 33 | 30 | 27 | 33 | 53 | 31 | 30 | 60 | 95 | 39 | 40 | 39 | 26 |
| Cu | 59 | 11.5 | 82 | 8.5 | 10 | 32.5 | 15.6 | 65 | 56 | 3 | 93,5 | 52 | 107 | 114 | 11 | 32 |
| Ni/Co | 0.275 | <0.17 | 0.48 | 0.09 | 0.33 | < 0.18 | 0.89 | 0.15 | 0.58 | 0.17 | 0.33 | 1.75 | 1.23 | <0.125 | 0.36 | 7.81 |

PPm

شکل ۲۵ ــ جدول تجزیهٔ سنگهای نفوذی بازیک

| شماره نمونه | 74AV56 | 74AV99 | 74AV107 | 74AV260$_b$ | 74AV278 | 74AV282$_a$ | 74AV293 | 74AV284 | 74AV288 | 74AV378$_a$ | 74AV378$_b$ | 74AV390$_b$ | 74AV391 | 75AV129 | 75AV131 | 75AV55 | 75AV75 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Local | جاده گوشی هشتک | جاده گوشی هشتک | جاده گوشی هشتک | شمال هشتک | رودخانه حس آباد | مرکز حس آباد | مرکز حس آباد | رودخانه حس آباد | رودخانه حس آباد | جنوب شرق حس آباد | جنوب شرق حس آباد | جنوب جنوب شرق حس آباد | رودخانه جنوب شرق حس آباد | کوه سنگ مارو | کوه سفید - سنگ مارو | هشتک | توفکولی |
| $SiO_2$ | 46,40 | 48,85 | 47,97 | 43,42 | 50,32 | 47,30 | 47,10 | 44,30 | 75,40 | 43,33 | 49,18 | 54,53 | 48,76 | 65,79 | 77,50 | 9,85 | 42,31 |
| $Al_2O_3$ | 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 |
| $Fe_2O_3^{tot}$ | 5,20 | 11,41 | 3,79 | 10,95 | 9,75 | 11,36 | 3,67 | 9,14 | 0,32 | 8,43 | 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 |
| $Na_2O$ | 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 |
| $K_2O$ | 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 |
| $TiO_2$ | 1,93 | 1,63 | 1,50 | 0,42 | 0,77 | 1,82 | 0,71 | 1,21 | 0,20 | 0,64 | 0,74 | 0,43 | 1,34 | 0,42 | 0,14 | 0,52 | 0,40 |
| $P_2O_5$ | 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 |
| Perte au Feu | 11,69 | 2,77 | 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/MgO | 1,23 | 1,77 | 1,85 | 0,64 | 2,615 | 1,965 | 1,70 | 0,93 | 2,64 | 2,21 | 1,39 | 0,66 | 1,01 | 2,355 | 1,71 | 1,02 | 0,68 |
| Ba | 117 | 162 | 185 | 99 | 108 | 225 | 60 | 27 | 529 | 56 | 40 | 300 | 165 | 445 | 195 | 93 | 53 |
| Rb | 155 | 274 | 55 | 20 | 28 | 24 | <20 | <20 | 84 | < 20 | <20 | 50 | <20 | 27 | 105 | 26 | 20 |
| Sr | 150 | < 20 | 230 | 341 | 150 | 139 | 217 | 177 | 91 | 170 | 165 | 140 | 449 | 222 | 254 | 116 | 110 |
| K/Ba | 25,5 | 42 | 52,5 | 34 | 44 | 14,4 | 16,6 | 9,2 | 45 | 12 | 31 | 47 | 18,6 | 17 | 129 | 23 | 53 |
| K/Rb | 19,3 | | 176,6 | >66,4 | 169 | 135 | >50 | 124,5 | 288 | >33 | >60 | 284 | >153 | 283 | 240 | 39 | 141 |
| Rb/Sr | 1 | < 0,073 | 0,239 | 0,058 | 0,187 | 0,1726 | < 0,092 | 0,113 | 0,923 | < 0,117 | <0,121 | 0,36 | <0,0445 | 0,1216 | 0,413 | 0,224 | 0,45 |
| Ca/Sr | 604 | 238 | 252 | 203 | 377 | 576 | 370 | 393 | 192 | 649 | 534 | 470 | 184 | 281 | 42,2 | 777 | 297 |
| Cr | 13 | 23 | 62 | 1605 | 19 | 239 | 111 | 600 | 20 | 83 | 107 | 570 | 69 | 48 | 0 | 513 | 1024 |
| Ni | < 5 | < 5 | < 5 | 629 | < 5 | 74 | 24 | 160 | 8 | < 5 | 6 | 159 | 50 | 14 | < 5 | 23 | 403 |
| V | 120 | 53 | 213 | 200 | 235 | 293 | 262 | 213 | 292 | 288 | 275 | 238 | 314 | 183 | 33 | 275 | 171 |
| Co | 6 | 6 | 34 | 80 | 28 | 39 | 29 | 45 | 53 | 20 | 28 | 35 | 34 | 20 | 2 | 48 | 44 |
| Cu | 2,5 | 11 | 26 | 104 | 108 | 16 | 94 | 59 | 65 | 85 | 71 | 156 | 61 | 129 | 6 | 76 | 28 |
| Ni/Co | < 0,8 | < 0,8 | < 0,15 | 7,86 | < 0,18 | 1,90 | 0,82 | 3,55 | 0,15 | < 0,25 | 0,21 | 4,54 | 1,47 | 0,7 | < 2,5 | 0,48 | 9,09 |

شکل ۲۶ ــ جدول تجزیهٔ سنگهای ولکانیک




شکل ۲۷ ــ 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 پاره‌ای از ساختارهائی که فرع تبلور دوباره کانیها است روی بافت اصلی را سایه افکنده است.

سنگهای رخساره دارای بافت متعارف دولومیتی از همه فراوان‌تر است. کانیهای اولیه ماگمائی این سنگها جز منیتیت و ایلمنیت تقریباً از بین رفته و جای خود را به کانیهای تازه تبلور یافته بخشیده است. پلاژیوکلازهای جدید بدرشتی ۲ میلیمتر می‌رسد و گاه حدود ۶۰٪ سنگ را اشغال می‌کند. آمفیبول های سبز آبی بصورت غربال کانیهای قدیم‌تر را در خود حبس کرده است. و بافتی پروفیرو بلاستیک به سنگ بخشیده است.

این سنگ در حال حاضر یک آمفیبولیت است. سنگهای رخسارهٔ بافت درشت دانه تنها در کمپلکس کولی کش در نزدیکی حسن آباد و کوه سفید رخ داده است. بنظر می‌آید که این سنگها در ژرفای بیشتری نفوذ کرده باشند. کانیهای تازه تبلور یافته همانهایست که در گروه اوّل ذکرشان رفت با این تفاوت که درشت‌تراند.

بافت پرفیروبلاستیک در سنگهای رخساره با بافت پرفیریتی بجای بافت اوّلیه نشسته است. فنوبلاست‌ها را پلاژیوکلازهای سدیک و آمفیبولهای سبز آبی تشکیل می‌دهد که پلاژیوکلازهای کلسیک، پیروکسن و آمفیبول های قهوه‌ای را در خود حبس کرده است. زمینه کاملاً تبلور دوباره یافته است، گرچه فازهای پیاپی دگرگونی کانیهای اوّلیه را محو کرده است ولی باقیمانده کانیهائی که در فنوبلاست ها حبس شده، پاراژنز ماگمائی را معلوم می‌دارد:

پلاژیوکلاز کمابیش کلسیک + پیروکسن مونوکلینیک + هورنبلند قهوه‌ای + ایلمنیت + منیتیت + آپاتیت.

**۲ــ۲ــ۱ــ٤ــ سنگهای ولکانیک**

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

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

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

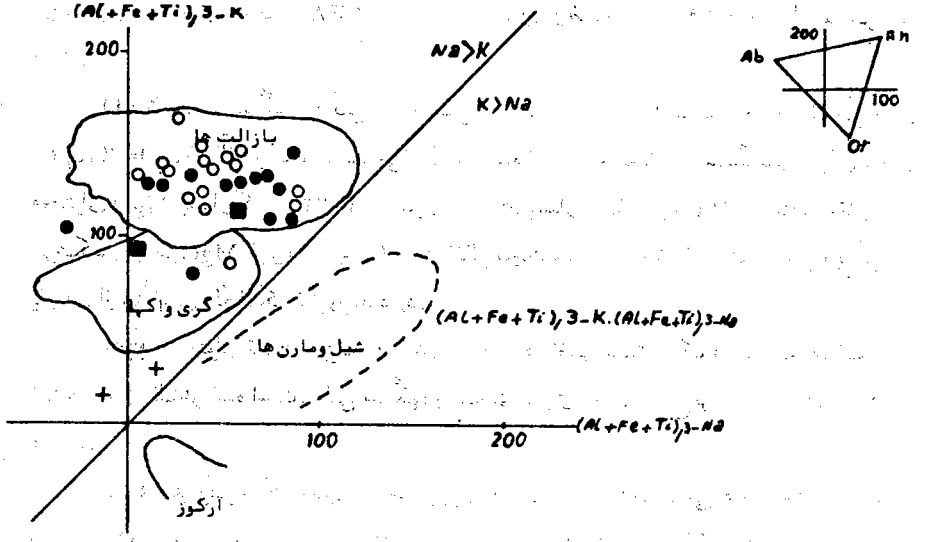
آهن و منیزیم‌دار به ندرت چنین حالتی را نشان می‌دهد.

بافت‌های بادامکی را می‌توان از مجموعه‌های مدور آلبیت و اپیدوت تشخیص داد. کوارتزهائی که حالت جریانی نشان می‌دهد نشانگر گدازه‌های پرحفره است که سیلیسی شده است. بافت برشی در پاره‌ای از سنگها برجای مانده است. در برخی از سنگهای اسید بافت میکرولیتی جریانی حفظ شده با توجه به کانیهائی که از تأثیر دگرگونی بدور مانده است، ترکیب کانی شناختی ماگمائی این سنگها بدین قرار است.

پلاژیوکلاز کلسیک + پیروکسن (اوژیت) + هورنبلند + بیوتیت + منیتیت + ایلمنیت + 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 ژنز ماگمائی سنگهای نفوذی بازیک هیچ مسئله‌ای وجود ندارد ولی سنگهای ولکانیک از نظر ژنز 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)




شکل ۲۸ ــ نمودار

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 عناصر 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 ٤٢ تا ٥٦/٠ گسترده است ولی هفده‌تای آنها دارای مقادیر کمتر از ۵۱ درصد هستند ــ یک مدول در ٤٩٪ $SiO_2$ و مدول کم اهمیت‌تری در ٤٣٪ $SiO_2$ ظاهر گشته است.

$Al_2O_3$ هیچ مدول مشخصی را نشان نمی‌دهد و محتوای آلومین بین ۰/۵ تا ۲۰ درصد در تغییر است با اینهمه در میان سنگهای نفوذی مدول کم اهمیتی برای ١٤/٥٪ = $Al_2O_3$ ظاهر شده است.

$Fe_2O_3$ محتوای آهن بین ۵ تا ١٦ درصد در تغییر است برای ولکانیک‌ها بین ۵ تا ۱۲ درصد و برای نفوذی‌ها بین ۸ تا ١٦ درصد یک مدول واضح در ٩/٧٥٪ = $Fe_2O_3$ ظاهر شده است.

MgO علیرغم گستردگی بسیار بین ۱/۵ تا ۱۵/۵ درصد یک مدول مشخص برای ١٥/٢٥٪ =MgO ظاهر شده است. می‌توان مشاهده نمود که سه‌تای از سنگهای نفوذی دارای محتوای MgO بسیار کم (٢٤٪) و محتوای $Fe_2O_3$ بسیارزیاد( ١٤٪ >)هستندوسه‌تای‌دیگر برعکس از نظرMgO قوی( ٧/٥٪ >)وازنظر$Fe_2O_3$ضعیف (١٠٪) هستند. این ویژگی در پاره‌ای از سنگهای ولکانیک نیز وجود دارد.

$TiO_2$ محتوای تیتان بین ٢/٠ تا ٢/٨ درصد در تغییر است، یک مدول کم اهمیّت برای ٢٪ = $TiO_2$ ظاهر شده است. ولی سنگهای نفوذی دارای مدول واضح‌تری در ٢/١٠٪ = $Tio_2$ هستند.

CaO هیتوگرام یک مدول مشخص برای ٩/٥٪ = Cao نشان می‌دهد. محتوای کلسیم بین ٤ تا ١٦ درصد در تغییر است. برای نفوذیها بین ٤ تا ١٢٪ و برای ولکانیک‌ها بین ٨ تا ١٦ درصد دیده می‌شود که ولکانیک‌ها از نظر Ca پرمایه‌تر از نفوذیها است.

$Na_2O$ یک مدول بروی ٣/٦٪ = $Na_2O$ ظاهر شده سنگهای نفوذی دارای مدولی مشخص برای ٣/٤٪ = $Na_2O$ است و حال آنکه در ولکانیک‌ها انتشار $Na_2O$ پراکنده‌تر است.

$K_2O$ پراکندگی پتاسیم بسیار زیاد و بین ۵ تا ۳/٤٪ در تغییر است. با اینهمه یک مدول ضعیف در ۱۵٪ = $K_2O$ و دیگری در ۰/۳۵٪ = $K_2O$ ظاهر شده است.

$P_2O_5$ دو مدول برای مجموعه سنگهای بازیک ظاهر شده است، یکی برای ۰/۱٤٪ = $P_2O_5$ و دیگری برای ۰/۳۰٪ = $P_2O_5$ سنگهای ولکانیک دارای محتوائی کمتر از ۰/۳۲٪ هستند از آن سنگهای نفوذی بین ۰/۰۸٪ تا ۰/۳٦٪ در تغییر است.

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

نتیجه آنکه توزیع عناصر مهتـــر در سنگهای بازیک هبائی نیست. حال می‌توان 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 بازیك دگرگون شده | دامنه تغییرات عناصر دربازالت ها | | بازالت متوسط | وزن ، درصد |
|---|---|---|---|---|
| 49.00 | — | 56.00 | 49,30 | SiO2 |
| 14,25 | 10,50 | 22,00 | 16.00 | Al2O3 |
| 9,75 | 2,80 | 22,80 | 11,90 | Fe2O3 |
| 5,25 | 3,00 | | 6,60 | MgO |
| 9,50 | 5,00 | 15,00 | 9,90 | CaO |
| 3,40 | - | 5,50 | 2,80 | Na2O |
| 0,15 | - | - | 1,00 | K2O |
| 2,00 | - | 5,50 | 2,00 | TiO2 |
| 0,14-0,30 | - | 1,50 | 0,32 | P2O5 |
| 2,50 | - | 4,50 | 0,90 | P.F |

دیده می‌شود که سنگهای بازیک دگرگون شده بخوبی در محدودهٔ سنگهای بازالتی می‌افتد $TiO_2$،$CaO$، $SiO$ بسیار نزدیک میانگین بازالت‌ها است ولی $Fe_2O_3$، $MgO$، $Al_2O_3$ کمی پائین‌تر و $Na_2O$ اندکی بالاتر است. ولی در عنصر $K_2O$ از میانگین‌های بازالت متوسط بسیار دور و به بازالت اقیانوسی تولیتی نزدیک شده است و حال آنکه $Na_2O$ با بازالت‌های قلیائی ایستائی قرابت دارد. بنابراین تناقضی در میان است که سبب آنرا در دگرسانی و دگرگونی می‌توان جستجو نمود.

مدول $MgO = \%5/25$ که برای این سنگهای در هیستوگرام بسامدی ظاهر شده است، بسیار نزدیک محتوای متوسط بازالت‌های قلیائی اقیانوسی است. این مطلب را نسبت $FeO$ $MgO$ مربوط باین بازالت‌ها نیز تأیید می‌کند ــ نسبت معکوس $MgO$، $FeO/MgO$ در میان متابازالت‌های چهارگوش اقلید یک تفریق ماگمائی را در درون این سنگها نشان داده و قرابت نفوذیها و ولکانیک‌ها را آشکار می‌سازد. این مطلب را محتوای اندک $Fe,Ti$ در سنگهای ولکانیک نیز تأیید می‌نماید. از طرفی مدول $TiO_2 = \%2/1$ برای متابازالت‌ها بر پیدائی آنها در شرائط قاره‌ای اشاره دارد. این مطلب را مدول $Al_2O_3 = 14/25$ نیز تأیید می‌نماید.

کوتاه سخن از مطالعات پترولوژی ژئوشیمیائی سنگهای بازیک پیش از دگرگونی نتیجه می‌شود که:

این سنگها از یک ماگمائی بازالتی نتیجه شده که نمایانگر آن حاشیه ماسیده دولومیت‌های درشت دانه با نسبت $Ni/CO = 7/8$ می‌تواند باشد. این ماگما تفریق شده و گداخته‌هائی ازنوع بازالت‌های قلیائی قاره‌ای با نسبت $Ni/CO<1$ به‌وجود آورده است. این گداخته در هیئت نیمه ولکانیک بصورت دایک، سیل و آپوفیزهای دولومیتی در میان رسوبات نفوذ کرده و یا بصورت برون ریخته‌هائی از گدازه برش و توف در لابلای آنها جای گرفته است.

کانیهای اولیه این ماگما پلاژیوکلاز کلسیک، پیروکسن منیزیم‌دار، و احتمالاً اولیوین بوده است. در اثر تفریق ماگما، شیمی آن نیز متحول شده و در نتیجه از محتوای $Mg,Ni,Cr$ آن کاسته و بر محتوای $Fe,Ti$ آن افزوده شده است. کانیهائی که در این مرحله پدید آمده، پیروکسن‌هائی از نوع اوژیست تیتان‌دار و پلاژیوکلازهائی است که کلسیم کمتری دارند اولیوین کاملاً ناپدید شده است. در مراحل پایانی تبلورمحتوای 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 ماگمائی قلیائی بوده است. در سنگهای ولکانیک به سبب تبلور سریع آنها فرصت چندانی برای تشکیل این کانه‌ها نبوده است.

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

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

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

**۳ــ۲ــ۱ــ٤ــ سنگهای نفوذی روشن رنگ**

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

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

ــ شیمی این سنگها متغیر است و از یک قطب گابروئی ــ دیوریتی با ٦٠ــ٥١٪ = ۲ $Sio_2$ تا یک قطب گرانیتی ۷۹٪ = $SiO_2$ ۲ با عبور از یک شیمی متوسط گرانودیوریتی ٦٩٪ــ٦٥٪=$SiO_2$ ۲ تغییر می‌کند.

ــ کوارتز آزاد حتی در بازیک‌ترین سنگهای این گروه به مقدار نسبتاً فراوانی وجود دارد. این سنگها را بسته به ترکیب کانی شناختی به‌سه دسته می‌توان تقسیم نمود.

**۱ــ۳ــ۲ــ۱ــ٤ــ متاگابروها و متادیوریت‌ها (کوارتز آزاد ۱۰ تا ۱۲٪)**

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

**۲ــ۳ــ۲ــ۱ــ٤ــ متاگرانودیوریت‌ها (کوارتز آزاد ۲۵ تا ۳۵٪)**

بافت این سنگها نیز گرانوبلاستیک است و فنوبلاست‌ها در یک جهت معین کشیده شده است. این فنوبلاست‌ها از کوارتز، آلبیت، کمی کلسیت و سریسیت تشکیل شده است.

خمیره سنگ از کانیهای کوارتز ــ آلبیت به کلریت ــ هماتیت و میکای سفید تشکیل شده است. آپاتیت نیز بصورت انکلوزیون در پلاژیوکلازها دیده می‌شود.

**۳ــ۳ــ۲ــ۱ــ٤ــ متاگرانیت‌ها (کوارتز آزاد تا ٤۵٪)**

این نوع سنگ‌ها شباهت بسیاری با متاگرانودیوریت‌ها دارند ولی محتوای سیلیس آنها بالا ۷۹٪ = $SiO_2$ و کوارتز آزاد آنها بسیار است. فنوبلاست‌ها در این سنگها از فلدسپات و کوارتز تشکیل شده است.

نتیجه تجزیه ٦ 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 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| محل نمونه ها | شمال غرب کولی کش | شمال‌غرب کولی کش | غرب‌گوشتی | غرب گوشتی | غرب گوشتی | شمال غرب کولی کش |
| SiO2 | 65,45 | 69,13 | 79,38 | 60,63 | 53,87 | 51,24 |
| Al2O3 | 17,09 | 11,85 | 10,27 | 16,50 | 16,87 | 19,27 |
| Fe2O3 | 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 | 10,36 |
| Na2O3 | 2,56 | 3,60 | 3,15 | 3,76 | 3,37 | 2,44 |
| K2O | 2,55 | 1,60 | 1,26 | 1,61 | 0,81 | 0,26 |
| TiO2 | 0,48 | 0,30 | 0,15 | 0,42 | 0,26 | 0,70 |
| P2O5 | 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 | 9,5 | 8 | 2,4 | 10 | 28 | 39 |
| Cu | u | 17 | 3,3 | 12 | 26 | 82 |

شکل ۲۹ ــ 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، می‌توان نتیجه گرفت که:

سنگهای نفوذی روشن رنگ نمایانگر تبلوریک ماگمائی، از نوع قلیائی آهکی هستند که بشدت تفریق شده و رخساره‌های گابروئی تا گرانیتی بدست داده است. منشأ این سنگهای نفوذی هرچند بدرستی معلوم نیست ولی با اینهمه نمی‌تواند.

ــ 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.

ــ مربوط به ذوب مواد پوسته‌ای 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.

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

ــ سنگهای بازالتی بگونه‌ای وسیع در این زون پدید آمده است.

ــ در میان این سنگها رخساره‌هائی وجود دارد که در آنها محتوی Ni,Cr چنان بالاست که تنها با یک زمینه بازالتی سازگار می‌آید. این می‌تواند شاهدی بر تفریق ماگمائی بازالتی باشد که سنگهای نفوذی روشن رنگ را بدست داده است.

**٤ــ٢ــ١ــ٤ــ ارتوگنایس بندنو**

این توده به‌عنوان گرانیت متورق و با علامت Tcg در نقشه چهارگوش اقلید نشان داده شده است. شکل ظاهری آن بصورت بیضوی کشیده است به قطرهای ٦ و ٢/٢ کیلومتر که بگونه‌ای بارز از ساختار تاقدیسی کوه سفید توتک تبعیت می‌کند. حد آن با شیست های سیاه (کمپلکس توتک ١ــ٢ــ٢ــ٣) بسیار مشخص است. در جاده بندنو دیده می‌شود که شیست 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 شیست های سیاه رنگ بطور ناگهانی در جوار گرانیت با بافت پرفیری قرار گرفته است. بدین طریق دیده می‌شود که حد بین گرانیت ــ گنایس با ارتوگنایس بندنو و شیست های سیاه رنگ بسیار ناهمگون است. در بخش میانی توده به بیوتیت گرانیتی می‌رسیم که اندازه دانه های آن متوسط است بیوتیت کمابیش در توازی به شیستوزیته اصلی جهت‌دار است. در این بخش ویژگیهای زیر حکمفرما است:

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

ــ مرکب آپلیتی آنرا قطع می‌کند. البته این رگه های آپلیتی تا سنگ درون گیر نیز ادامه دارد.

ـــ بارور از انکلوزیون های پر از میکای سیاه است.

ـــ 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 گرانیتی 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 دینامومترمال انجام گرفته است. ناگفته نماند که در هیچ جا آثاری از یک دگرگونی همبری در جوار این توده گرانیتی 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 گرانیتی است، چندان تفاوتی میان میهمان و میزبان نیست تا در یکی دیواره بماسه و در دیگری لکه های حرارتی ایجاد شود.

از نظر میکروسکپی بافت این سنگ گرانولپیدوبلاستیک 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 گرانیت

با توجه به خواص کانی شناختی، شیمیائی چه از نظر عناصر مهتر و ردیاب و هنج این سنگها نتیجه می‌شود 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 | 75AV26 | 75AV99 | 75AV75 | 75AV113 |
|---|---|---|---|---|---|
| SiO2 | 76.30 | 73.57 | 71.14 | 71.13 | 71.23 |
| Al2O3 | 13.09 | 14.05 | 14.03 | 14.23 | 14.11 |
| Fe2O3 | 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 |
| Na2O | 3.30 | 3.21 | 3.03 | 2.82 | 3.42 |
| K2O | 4.63 | 2.39 | 4.26 | 4.19 | 3.75 |
| TiO2 | 0.10 | 0.44 | 0.45 | 0.45 | 0.49 |
| P2O5 | <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 |
| H2O | 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. Lacroix | I.3(4),1,3 Aplite alcaline | I.3.2.4 Grano-diorite | I(3)4.2.3 Granite monzoni-tique | I.4.2.3 Granite monzoni-tique | I(3)4.2.3 Granite monzoni-tique |

شکل ۳۰ــ جدول آنالیز ارتوگنایس بندنو و شیست های اطراف آن

### ۳ــ۱ــ٤ــ خلاصه نتایج مطالعات سنگهای ماگمائی

سنگهای ماگمائی چهارگوش اقلید بر دو گروه‌اند: گروه اوّل آنها که پس از دگرگونی اصلی یعنی پس از تریاس میانی پدید آمده‌اند و گروه دوّم که پیش از این فاز بوجود آمده و از آن متأثر شده‌اند.

از سنگهای ماگمائی پس از دگرگونی یک دسته مربوط به تریاس بالا است که بصورت گدازه‌های اسپیلیتی و ریولیت‌ها کراتوفیری (قلیائی با آمفیبول آبی) و یا بصورت ریولیت‌های نفوذی در ژرفاهای کم‌ظاهر گشته‌اند. این سنگهای ماگمائی که عموماً خاصیتی قلیائی (سدیک یا پتاسیک) دارد می‌تواند بعنوان موکب فرآیند دگرگونه‌ای باشد که در اواخر تریاس میانی آغاز شده و اوائل تریاس ــ 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 گداخته‌هائی آناتکسی است که بصورت فلسکوپی گسترش می‌یابد.

دسته دیگر را سنگهای بازالتی کرتاسه پائین تشکیل می‌دهد که سرشتی تولیتی دارد و در اثر دگرسانی و یا دگرگونی هائی که چندان از زمان پیدائی آنها دور نیست، پروپلیتی شده و پاراژنزی معادل شیست سبز بدست داده است. اکثریت سنگهای ماگمائی پیش از دگرگونی مشتق از ماگماهای بازالتی قلیائی قاره‌ای است که بصورت گدازه، توف برش، سیل، دایک آپوفیز و توده‌های بزرگ و کوچک نفوذی در میان رسوبات پالئوزوئیک جای گرفته است. این ماگماها به‌شدت 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 پوسته‌ای که مدام شکاف برمی‌داشته نشست می‌کرده و فروهشته‌های آواری در آن جمع می‌شده است، جایگزین گشته‌اند.

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

توده‌هائی گرانیتی بخصوص در کوه سفید دیده می‌شود که سرشتی مونزونیتی دارد و خواص ژئوشیمیائی آن نشان می‌دهد که نمی‌تواند از ذوب آناتکسی سنگهای اطراف بوجود آمده باشد بعید نیست این توده‌ها نیز با سنگهای نفوذی روشن رنگ قلیائی آهکی قرابت داشته و از یک ماگمائی بازالتی ریشه گرفته باشد.

## ۲ ــ ٤ ــ سنگهای دگرگونی

چنانکه خواهیم دید دو فاز عمده دگرگونی بر زون سنندج ــ سیرجان در چهارگوش اقلید اثر گذاشته که اولی تا رخساره آمفیبولیت پیشرفته و دگری که حالت یک دگرگونی بازگشتی برای فاز اوّل داشته در رخساره شیست سبز اتفاق افتاده و اکثراً پاراژنزهای فاز اوّل را از میان برداشته است. هر دو فاز از نوع دگرگونی با فشار متوسط (نوع بارو) بوده است. فاز اوّل اواخر تریاس میانی و اوائل تریاس بالائی (کیمریجین پیشین) اتفاق افتاده و فاز دوّم 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 پاراژنزها خواهیم پرداخت که در سنگهای ماگمائی 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 ــ ۲ ــ ٤ ــ کمپلکس توتک

چنانکه یاد شد این کمپلکس از پائین به بالا از سه قسمت تشکیل می‌شود: ارتوگنایس بندنو ــ میکاشیست‌های سیاه رنگ و تناوبی از آمفیبولیت و مرمر با میان لایه‌هائی از شیست (نک ۱ ــ ۳ ــ ۲ ــ ۳) شرح ارتوگنایس بندنو در بخش سنگ‌های ماگمائی گذشت (نک ۳ ــ ۲ ــ ۱ ــ ٤). حال به شرح دو قسمت دیگر این کمپلکس می پردازیم:

#### ۱ ــ ۱ ــ ۲ ــ ٤ ــ مجموعه شیست‌های سیاه رنگ

مجموعه یکنواختی است توده مانند و بسیار تیره رنگ، دارای دو جهت برگ‌وارگی است که هر دو را میکای سیاه مشخص می‌نماید. بافت این سنگها گرانوبلاستیک و گاهی پرفیروبلاستیک است که فنوبلاست‌های آنرا گرنا و ندرتاً پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهد. صفحات برگ‌وارگی اولی چین‌خورده در توازی با صفحات محوری آنها برگ‌واری دوّمی نظم گرفته است. کانیهای تشکیل دهنده سنگ، جز در مورد برخی گروناها و بیوتیت‌ها، دگرسان نشده و جلگی تازه و رخشان است. این سنگها معمولاً دارای کانیهائی بشرح زیر است:

**کوارتز:** ۲۰ تا ۲۵٪ ــ اندازه دانه‌های آن بسیار ناهمگون است، معمولاً بصورت زنوبلاست‌های کشیده‌ای در توازی با برگ‌وارگی اوّل است.

**پلاژیوکلاز:** ۲۰ تا ۳۵٪ معمولاً بدون کل در حدود اولیگوکلاز (An ۲۲) است. گاه بصورت پرفیروبلاست‌هائی است که برگ‌واری اوّل را در خود گرفته است (کوارتز ــ اسفن ــ

کانیهای تیره و اپیدوت).

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

هر دوی این کانیها برگ‌واریهای اوّل و دوّم را مشخص می‌سازند. گرونا ۳ تا ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. بدو صورت دانه‌های ریز و یا پرفیروبلاست‌های درشتی ظاهر می‌شود که بافتی غربالی دارد و برگ دارای اوّل را در خود گرفته و خود نیز چین می‌خورد، گروناها از نوع متوسط با محتوائی قابل ملاحظه از گرسولار است.

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

**کانیهای فرعی:** هورنبلند سبز ــ تورمالین سبز ــ اسفن ــ روتیل ــ کلسیت و هماتیت. تمیز پاراژنزهای فازهای اوّل و دوّم در این سنگها دشوار است. بنظر نمی‌آید از نظر شرائط دما ــ فشاری تفاوت چندانی داشته باشد.

**۲ ــ ۱ ــ ۲ ــ ٤ ــ تناوب مرمر ــ آمفیبولیت و شیست**

**مرمرها:** مرمرها بسیار خالص و با بافتی شکری متبلور شده‌اند. این سنگها کمابیش از دولومیت و کوارتز بارور است و مجموعه‌ای از کربنات‌هائی را می‌نمایاند که بصورت دانه‌های ناهم‌اندازه درشت گونه، متبلور شده است. گاه تیغه‌هائی از بیوتیت و یا کلریت منیزیم‌دار در این سنگها نیز دیده می‌شود. بنابراین پاراژنز آنها بقرار زیر است:

کلسیت + دولومیت + کوارتز + بیوتیت + کلریت

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

کلسیت + ترمولیت + کلریت + بیوتیت + میکای سفید

کلسیت + دولومیت + کوارتز + میکای سفید + کلریت + کلینوزوئیسیت + روتیل + کانیهای تیره.

رخساره‌ای نیز که از تناوب سنگهای پلیتی و پلیتی آهکی منشعب شده پاراژنز زیر را گسترش داده است:

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

**میکاشیست ها**

این سنگها عموماً دارای چنین پاراژنزی است:

کوارتز + پلاژیوکلاز + بیوتیت + کلریت + کلسیت + میکای سفید + کانیهای تیره + آپاتیت + کلینوزوییسیت + 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 ــ اکتینولیت تشکیل می‌شود که اکثراً زونه هستند (بخش میانی آبی و حاشیه بی 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.

پاراژنز 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 قهوه‌ای قرمز یا نارنجی رنگ از نوع اسپارتیت فراوان است.

**عدسیهای بیوتیت و گرونادار**

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

**آمفیبولیت ها**

سنگهائی است توده مانند، سبز تیره رنگ، دارای بافتی گرانونماتوبلاستیک که در آنها آمفیبول لایه های نامشخصی را تشکیل می دهد. شیست واری این سنگها تابع فیلوسیلیکاتهای

آنهاست که یک سطح برگ‌واری را مشخص می‌کند. این سطح ممکن است چین بخورد و یک خط واره آژنگی را بوجود آورد. پاراژنز 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.

**۲ــ۲ــ٤ــ کمپلکس سوریان**

چنانکه یاد شد (۲ــ۲ــ۲ــ۳) 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 پاراژنز یکنواختی دارند.

کوارتز + آلبیت + 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 گرونادار**

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:

**۱ــ شیست با گرونای آتل مانند**

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

قسمت میانی و حاشیه‌ای که آنرا دربر گرفته ظاهر شده است.

**۲ــ شیست‌های با دو برگواری**

این شیست‌ها که زمینه‌شان از کوارتز و آلبیت تشکیل می‌شود دارای دو جهت برگ‌واری هستند که توسط میکای سفید مشخص شده است. برگواری دوّم پهن است و برگواری اوّل را عموماً می‌پوشاند. در برخی نمونه‌ها برگواری اوّلی دیده می‌شود که بشدت چین‌خورده و برگواری دوّم موازی صفحات محوری آن گسترش یافته است. کوارتز و آلبیت بطور همسان در توازی با برگواری دوّم تبلور یافته‌اند. گروناها که بندرت دگرسان شده دارای بافتی غربالی و از نوع آلماندن پرمایه از اسپسارتیت است. این گروناها آژنگ‌های برگواری اوّل را در خود حبس می‌کند و خود نیز مارگونه تاب می‌خورد. از بافت و ساخت و نظم و ترتیب کانی شناختی سنگ‌ها می‌توان گرونولوژی حوادث دینامومترمال را چنین نتیجه گرفت:

ــ تشکیل برگواری اوّل

ــ چین‌خوردن برگواری اوّلی با رشد همزمان گرونا

ــ تداوم چین‌خوردگی، پیدائی برگواری دوّم در توازی با صفحات محوری چینها (که به گرونا یک حالت پیش از برگواری دوّم می‌دهد).

کانیهای فرعی این سنگها از قبیل اسفن، آپاتیت، کلینوزوییسیت است که بنظر می‌آید همگی در توازی با برگواری دوّم ایجاد شده باشند.

**۳ــ۲ــ٤ــ کمپلکس کولی کش**

چنانکه یاد شد (۳ــ۲ــ۲ــ۳) این کمپلکس تناوبی است از ماسه سنگ، آرکوز گری‌واک، شیل، دولومیت و سنگهای ماگمائی که تحت تأثیر فازهای حداقل دوگانه دگرگونی بدل به سنگهای بشرح زیر گشته است:

**۱ــ۳ــ۲ــ٤ــ کوارتزیت‌ها**

رخساره غالب در کمپلکس کولی کش است که بین ۳۰ تا ٤۰ درصد فروهشته‌های این کمپلکس را تشکیل می‌دهد. سنگهائی است توده مانند، خاکستری تا سبز که این رنگ بستگی به میزان کلریت دارد.

بافت این سنگها معمولاً پرفیروبلاستیک با دانه‌های ناهمسان اندازه است که کمابیش از یک جهت معین تبعیت می‌کنند.

کانیهای این سنگها بر دو دسته است. یکی آواری و دیگری کانیهائی که در اثر دگرگونی پدید آمده است. از کانیهای آواری می‌توان زیرکن تورمالین، بیوتیت، منیتیت را

برشمرد. کانیهای تازه تشکیل شده عبارتست از: کوارتز+ آلبیت+ میکای سفید+ کلریت+ هورنبلند+ کربنات+ (آنکریت+ دولومیت). اپیدوت این سنگها دو برگواری نشان می دهد که هر دو توسط فیلوسیلیکات ها متمایز گشته است.

**۲ــ۳ــ۲ــ٤ــ متاآرکوزها**

این سنگها شبیه متاکوارتزها است با این تفاوت که فلدسپات در آنها بیشتر است و معمولاً سی درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد (گاه تا ۷۰٪ الی ۸۰٪ نیز می‌رسد).

**۳ــ۳ــ۲ــ٤ــ متاگری واک ها**

مطابق تعریف گری‌واک ها سنگهائی است تیره رنگ، آواری، کم‌مایه از کوارتز که در آنها قطعات سنگی بیش از فلدسپات ها است و خمیره آواری آنها از کلریت بارور است. در اینجا اثر دگرگونی و تبلور دوباره تمیز چنین سنگهائی را از میکروبرش های ولکانیک دشوار ساخته است، چه‌بسا این سنگها در اصل گری‌واک نبوده و همان آذرآواریهای نسبتاً بازیک ریزدانه باشند. بدین طریق اکثریت با متاکوارتزیت ها و متاآرکوزها خواهد بود. بهرحال متداول‌ترین پاراژنز این سنگها بدین قرار است:

کوارتز + آلبیت + کلسیت + اپیدوت + کلسیت آهن دار + اسفن

در برخی از نمونه های این سنگها قطعات سنگی اولیه هنوز حفظ شده و در آنها قطعات زاویه‌دار گدازه های بازالتی را می‌توان تشخیص داد.

**٤ــ۳ــ۲ــ٤ــ متاپلیت ها**

در بسیاری از این سنگها هنوز دانه های درشت اندازه‌تر از ابعاد پلیتی نسبتاً فراوان است. بافت این سنگها گرانولپیدوبلاستیک است که گزنوبلاست های کوارتز و آلبیت آنها اندکی کشیده و جهتی ترجیحی را نشان می‌دهد. گاه بافت پرفیروبلاستیک در این سنگها دیده می‌شود که فنوبلاست های آنها را گروناى پیش از برگواری اولی و کوارتز و آلبیت های همزمان یا پس از آن تشکیل می‌دهد. در این سنگها دو سطح برگواری بطور وضوح قابل تشخیص است که هر دو را فیلوسیلیکاتها مشخص می‌کند.

متداول‌ترین پاراژنز این سنگها بدین قرار است:

کوارتز + آلبیت + بیوتیت + کلریت + میکای سفید + اپیدوت + گرونا + کربنات + کانیهای کدر + تورمالین + گرانیت + هماتیت

فیلوسیلیکات ها که گاه ۷۰٪ تا ۸۰٪ حجم سنگها را تشکیل می‌دهد در هر دو سطح برگواری رشد کرده است. اپیدوت از نوع پیستاسیت است. گروناها که بیشتر از نوع آلماندن اسپساریتی 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.

**۵ــ۳ــ۲ــ٤ــ شیست های گرافیتی**

سنگهائیست 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 رخدارظاهر شده است. بافت آنها گرانولپیدوبلاستیک با برگواری بسیار مشخصی است. برخی از این سنگها دارای بافتی پرفیروبلاستیک است که به رشد بیش از اندازه گرونا، آلبیت و کلریت پدید آمده است. ترکیب کانی شناختی (پاراژنز) ودرصد کانیها بدین قرار است:

کوارتز ۱۵ تا ۳۰٪، آلبیت ۵ تا ۲۰٪، کلریت ۸ تا ۲۰٪، میکای سفید ۲۵ تا ٤۰٪، 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 ــ کربنی و کوارتز ــ 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.

**٦ــ۳ــ۲ــ٤ــ مرمرها، کالک شیست ها و اپیدوتیت ها**

مرمرها خیلی خالص است و بندرت کانیهائی نظیر کلریت بجز کلسیت در این سنگها دیده می‌شود.

**ــ کالک شیست ها**

پاراژنز این سنگها بجز مقادیر معتنابه کربنات شبیه متاپلیت ها است که بصورت زنوبلاست ها ناهمسان اندازه ظاهر می‌شود.

پاراژنز این سنگها معمولاً بدین قرار است:

کلسیت + دولومیت + کوارتز + آلبیت + کلریت + میکای سفید + اپاتیت + اسفن + کانیهای کدر

**ــ اپیدوتیت ها**

سنگهای کمیابی است که دارای بافتی گرانوبلاستیک بوده و در آنها تعداد اپیدوت گاه

به ۸۰٪ می‌رسد، پاراژنز آنها بقرار زیر است:

اپیدوت + کوارتز + آلبیت + کلریت + میکای سفید + آپاتیت + کانیهای کدر

**۷ــ۳ــ۲ــ٤ــ متادولومیت‌ها و کانی سازی 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:

ـ یک رخساره زرد قهوه‌ای که گسترش آن محدود و بصورت طبقات کوچکی که هیچگونه ارتباطی با کانی سازی نشان نمی‌دهد.

ــ 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 لایه‌بندی 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 حفره‌داری را نشان می‌دهند که بیانگر یک دولومیتی شدن ثانوی ناکامل است، پاراژنز این دولومیت‌ها بدین قرار است:

کوارتز + هماتیت + گوتیت + میکای سفید + تورمالین + آلبیت + کلریت و دولومیت + آنگریت

که این دو کانی بیشتر حجم سنگ را تشکیل می‌دهد.

**عدسیهای آهن‌دار**

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 آهن‌دار چنانکه اندیشیده شده (طراز ۱۹۷۳) حاصل دگرسانی نیست، بلکه در اثر دگرگونی به حالت کنونی درآمده است. ژنزهماتیت در ارتباط با فازهای سیال است که در حین دگرگونی پدید آمده و بر سولفورهای رسوبی اوّلیه اثر گذاشته و آنها را بصورت عدسیهائی در دیواره‌های سنگهای دولومیتی جای داده است.

**٤ــ۲ــ٤ــ سنگهای ماگمائی کمپلکس‌های سه گانه دگرگونی**

**۱ــ٤ــ۲ــ٤ــ متابازیک‌های نفوذی**

شرح این سنگها در بخش ماگمائی داده شده است (نک ۱ــ۲ــ٤ــ٤ و ۲ــ۱ــ٤)

در این سنگها برگـواری تقریباً دیده نمی‌شود و تنها پاراژنز دوّم که به رخساره شیست سبز تعلق دارد، واضح است. تنها کانیـهائی از پاراژنز اوّل را کـه می‌توان با اطمینان ذکر کرد عبارتنـد از: هورنبلند سبز + اپیدوت (کلینوزدیسیت + پیشتـاسیت) کلریت و بیوتیت کهن است در ایـن پاراژنز پدید آمده باشد ولـی دور از احتمال نیسـت که آمفیبـول با این کـانیها که مـحققاً به پـاراژنز دوّم تعلق دارد به حالت نیمه پایدار باشد.

بهرحال پاراژنزهای زیر را می‌توان در این سنگها معین نمود.

پاراژنز ۱: هورنبلنـد + کلریت + بیوتـیت سبز + کلینـوزویسیت + پیستاسیـت + اسـفن + لوکوکسن + هماتیت + کلسیت + کوارتز.

پاراژنـز ۲: کلریـت + بیوتیت سـبز + اکتینـوت + کلینوزویسیت + پیستاسیت + آلبیت + کلسیت + کربنات آهن‌دار + اسفن + هماتیت.

در سنگهای نفوذی روشن رنگ نیز پاراژنزهای زیر مشخص شده است:

پاراژنز فاز ۱: هورنبلند سبز + پلاژیوکلاز + اپیدوت + کوارتز + گرونا.

پاراژنز فاز ۲: کلریت + کـلینوزویسیت + کلسیت + هماتیت + میـکای سفید + اسفن + کوارتز آلبیت.

**۲ ــ ٤ ــ ۲ ــ ٤ ــ متاولکانیت‌ها**

این سنگها اکثراً بصورت شیست‌هائی با بافت گرانولپیدوبلاستیک یا گرانوکاتوبلاستیک ظاهر می‌شود. جـهت یافتگـی صفحه‌ای کانـیها چندان مشخص و معمولاً کاتوره‌ای است ولی گاه یـک برگواری کـریستالـوفـیلیـن واضح بخصـوص در شیست‌های کـلریت‌دار دیـده می‌شود. در این سنگها بافت‌های پرفیروبلاستیک نیز بصورت زیر حضور دارد:

ــ مجمـوعه‌هائی از کـانیهـای کلریت + اپـیدوت + آلبیت که در بادامـک‌هائی کشـیده گردآمده و شبح‌هائـی از کـانیهای آهن و منیـزیم‌دار را نشان می‌دهد که بدیـن مجموعه تبدیـل شده است.

ــ پرفیروبلاست‌هائی از آلبیت با بافت غربالی.

ــ پرفیروبلاست‌هائی از کوارتز که بصورت بیضوی ظاهر شده است.

گاه نیز به سنگـهائی با بافت پـرفیروبلاستیک کامل برمی‌خوریم کـه فنوبلاست‌های آنرا لایه‌های فیلیتی که عمدتاً از کلریت تشکیل شده است دربر می‌گیرد.

پاره‌ای از متاولکانیت‌ها شکسته و خرد شده و نظم کانی شناختی آنها چنان درهم ریخته که دانستن کرونولوژی پاراژنزها را مشکل کرده است.

با اینـهمه و با تـوجه به مطـالعات پتـرولوژیک، پـاراژنزهای زیر را بـرای فازهای پی در پی

دگرگونی در متاولکانیت‌ها می‌توان مشخص نمود:

**پاراژنز فاز ۱:**

هورنبلند سبز + پلاژیوکلاز کلسیک (الیگو ــ اندزین؟) + اپیدوت + لوکوکسن + اسفن؟ + بیوتیت + قهوه‌ای + کوارتز + اسکاپولیت + کربنات؟ + منیتیت.

**پاراژنز فاز ۲:**

آلبیت + کلریت + کوارتز + اکتینوت + اپیدوت + کربنات + بیوتیت سبز + میکای سفید + منیتیت + لوکوکسن + اسفن + روتیل + آپاتیت؟ + پیروکسن (دیوپسید) + هماتیت.

**۵ ــ ۲ ــ ٤ ــ شرائط دگرگونی**

از مطالعات پتروگرافی سنگهای گوناگون دگرگونی اعم از رسوبی و ماگمائی در هر سه کمپلکس توتک، سوریان و کولی کش، می‌توان نتیجه گرفت که دو فاز دگرگونی مهم و یک فاز دگرسانی براین 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 برآنها رفته که از دید ما بدور مانده است و یا اینکه چهارچوب مطالعاتی که این نوشتار حاصل آنست مجال فرصت بیشتری را نداده است.

بهرحال در میان سنگهای رسوبی از پالئوزوئیک تا اوائل مزوزوئیک پاراژنزهائی مشاهده می‌شود که یک دگرگونی دیناموترمال از نوع بارو را مسجل می‌دارد. فشار کلی این دگرگونی بدرستی معلوم نیست، ولی هیچگاه از ۵ کیلوبار کمتر نبوده است. در میان کمپلکس توتک گامه اوّل تا اواسط رخساره آمفیبولیت پیشرفته است، ولی با وجود این برگواری پاراژنزهای همراه آنها چندان تفاوتی نمی‌کند و معلوم می‌گردد که گامه دوّم نیز تا همان رخساره آمفیبولیت اما با فشار کلی بیشتری پیشرفته است (حداقل ٦ کیلوبار) در میان کمپلکس های سوریان و کلی کش آنچه بخوبی دیده می‌شود پاراژنزهای گامه دوّم است که رخساره شیست سبز از نوع بارو را نشان می‌دهد و از پاراژنزهای گامه اوّل چندان آثاری برجای نمانده است. در بخش های بالائی کمپلکس کولی کش یا به‌عبارتی در میان سازندهای پالئوزوئیک بالائی و تریاس پائین پاراژنزهای رخساره شیست سبز بخوبی تشخیص داده می‌شود ولی آثاری دال بر پاراژنز گامه اوّل یا برجا نمانده و یا اصولاً وجود نداشته است. به‌عبارتی دیگر محتمل است که در میان این سنگها دگرگونی حتی در گامه اوّل از مرز رخسارهٔ شیست سبز فراتر نرفته است. فرآیند دگرسانی که پس از یک فاز تکتونیک شکننده بصورت رگه های کوارتز، آلبیت، کلریت اپیدوت و میکای سفید رخ نموده است.

شدت چین خوردگی و تغییر شکل در فاز اوّل بیش از فاز دوّم ولی فشار کلی فاز دوّم بیشتر است. تقریباً در اواخر هر فاز و آرامش نسبی، حرکات فشار سیالی بالا رفته است. چنانکه در پایان فاز اوّل اسکاپولیتی و سیلیسی شدن دامن سنگها را فرا گرفته و از پایان فاز دوّم نیز سیال های پرفشار به صورت رگه هائی یا پاراژنز کوارتز + آلبیت + بیوتیت + کلریت + میکای سفید + کیانیت تظاهر کرده است.

در میان سنگهای ماگمائی پاراژنزها روشن تر و تمیز فازهای پیاپی از هم آسان تر است.

پاراژنز فاز اوّل که دقیقاً رخساره آمفیبولیت را مشخص می‌کند بدین قرار است: هورنبلند + الیگوکلاز + آندزین + اپیدوت + بیوتیت و پاراژنز. فاز دوّم مربوط به رخساره شیست سبز است: آلبیت + کلریت + کوارتز + اکتینوت + اپیدوت.

فرآیند دگرسانی پاراژنز زیر را بدست داده است:

کربنات ± کوارتز + هماتیت + هیدروکسید آهن + آلبیت + میکای سفید؟

### ۶ــ۲ــ٤ــ دگرگونی آنچی زون

نمونه هائی 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 شیست سبز) شده است. البته اندیس تبلور ایلمیت نمونه ها 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 ٤۰۰ درجه سانتیگراد برای ۱ کیلوبار

۳۰۰ تا ٤٤۰ درجه سانتیگراد برای ۲ کیلوبار

### ۷ــ۲ــ٤ــ زمان فازهای دگرگونی

فاز اوّل را که تا رخساره آمفیبولیت از نوع بارو پیشرفته است. تکلیف معلوم است، سنگ های پالئوزوئیک و تریاس پائینی را دگرگون می‌کند و آواریهای حاصل از آن در میان رسوباتی جای می‌گیرد که سن آنها از کارنین تا نورین است (تک ۳ــ۱ــ۳ــ۳) در میان سنگهای فلیش مانند ژوراسیک (میانی؟) نیز قطعات این سنگها فراوان است و بصورت تک بلور گرونا، کوارتز فلدسپات، بیوتیت و غیره نیز زمینه ساز این آواریها است.

آواریهای ژوراسیک خود نیز دگرگون شده و با شیست‌های پالئوزوئیک اشتباه گرفته شده است. این آواریها در زون سنندج ــ سیرجان تا رخساره شیست سبز دگرگون گشته است ولی چنانکه دیدیم (نک ۵ ــ ۳ ــ ٤) 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 ــ 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 آواریهای درشت اندازه‌ای یافت می‌شود که قطعات آنها دگرگونه است و روی همین سنگها را ژوراسیک بالائی بگونه‌ای ناپیوسته و یا کنگلومرا می پوشاند 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. بهرحال بطور خلاصه:

۱ ــ فاز اوّل دگرگونی که تا رخساره آمفیبولیت پیشرفته و از نوع بارو است. در اواخر تریاس میانی و زمان تحول کیمرین پسین اتفاق افتاده است.

۲ ــ فاز دوم ممکن است مربوط به کیمرین پسین یعنی اواخر ژوراسیک میانی و یا زمانی بس جوان‌تر مربوط به اواخر مزوزوئیک یا حتی اوائل ترسیر می باشد.

۳ ــ دگرگونی آنچی زون مربوط به اواخر مزوزوئیک یا اوائل ترسی یر است ولی بنظر نمی‌رسد با تکتونیک شکننده‌ای که منجر روراندگی زاگرس شده است ارتباطی داشته باشد.

٤ ــ فازهای دگرسانی که بصورت رگه‌های پراکنده همراه با شکستن و خرد شدن سنگها انجام گرفته است نمی‌تواند از حادثه روراندگی زاگرس بدور باشد.

## ۵ ــ تکتونیک

معمولاً از کوههای زاگرس تا ایران مرکزی مناطق یا زون‌های تکتونیکی زیر قابل تشخیص است:

۱ ــ زون چین خورده زاگرس

۲ــ زون شکسته که ارتباط و تعلق آن به زون زاگرس بیش از زون‌های دیگر است.
۳ــ زون افیولیتی ــ رادیولاریتی
٤ــ زون دگرگونی سنندج ــ سیرجان
۵ــ زون ایران مرکزی

رسم برآنیست که جغرافیائی پارینه این زون‌ها را با توجه به ریخت‌شناختی ساختار و موقعیت جغرافیائی کنونی آنها تفسیر می‌کنند که خلاصه آن چنین است:

زاگرس یک میوژئوسنکلینال است و زون شکسته آن حاشیه آرام اقیانوسی (تتیس) است که بین افریقا و اورآسیا جدائی افکنده است. زون سنندج ــ 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 بزیر پوسته قاره‌ای اوراسیا گسترهٔ آنرا تا حد باقیمانده‌هائی 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 ــ سیرجان) گشته و ولکانیسم اورمیه ــ دختر را باعث شده است. بحث‌هائی نیز در پس‌روی و پیشروی دریای ژوراسیک و کرتاسه می‌شود چنانکه گوئی آنچه اکنون در اینجا است همیشه در همین جا بوده است.

گفته‌هائی بدینگونه بخشی از واقعیت را در خود دارد و بخش دیگر پندارهائی است که اگر واقعیت‌ها را آنچنانکه هست در کنار آنها بگذاریم تناقض‌هائی پیش می‌آید که با اصول زمین‌شناختی، پترولوژی سیستماتیک چندان سازگار نیست. برای نمونه:

ــ دگرگونی زون سنندج ــ سیرجان در اواخر تریاس میانی است و حال آنکه بهم آمدن پوسته اقیانوسی و رفتن آن بزیر پوسته ایران مرکزی در کرتاسه است.

ــ باز شدن اقیانوس درست در زمانی انجام می‌گیرد که حاشیه قاره دگرگون می‌شود. یعنی یک محل معین در حین انبساط فشرده می‌شود.

ــ دگرگونی حاشیه قاره از نوع بارو است و نه از نوع دگرگونی کم‌فشار زون‌های روئین فروزانش و...

چهارگوش اقلید زون چین‌خورده زاگرس را شامل نمی‌شود و تنها زون شکسته است که بخش جنوب غربی آنرا اشغال می‌کند. چنانکه یاد شد قدیم‌ترین سنگهائی که در این زون رخ نموده مربوط به پرمین بالا است (۳ــ ۲ــ ۳) که رویهمرفته با سنگهای تریاس گستره محدودی را اشغال می‌کنند. بیشترین رخنمون‌ها را سنگهای ژوراسیک و کرتاسه دارد، سنگهای ترسی یررا

فرسایش تقریباً از میان برداشته است. استیل تکتونیک این زون در ساختارهای نسبتاً ساده طاقدیس و ناودیس های بهم‌فشرده 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 قاره های آفریقا و اوراسیا می‌دانند (فالکون ۱۹۷۳) که از زمانی پیش از میوسن پسین اتفاق افتاده است (استونلی ۱۹۷٤) تغییر شکل خردکننده‌ی این زون بزعم پورکرمانی (۱۹۷۷) در زمانی بین سنومانین و میوسن پسین اتفاق افتاده است.

رخنمون های پراکنده‌ای از سنگهای افیولیتی ــ رادیولاریتی که در این زون بجا مانده است نشان از سفره های گسترده‌ای دارد که بروی آن رانده شده و از آن پس فرسوده و از میان رفته است.

معمولاً از گسله و یا روراندگی زاگرس یاد می‌شود که مشاهدات روی زمین با چنین اصطلاحی سازگاری چندانی نشان نمی‌دهد. معلوم نیست که این گسله کدام‌یک از ده‌ها گسله‌ای است (که همگی نیز روندی ۱۳۰ــ ۱۲۰N دارد) که در میان و در حد شمالی زون شکسته سازندها را از هم می‌گسلد و هرکدام حرکتی دارد. پاره‌ای عادی، گروهی قائم و دسته‌ای برگشته و سنگها را بروی هم رانده است. برای گریز از چنین تناقص هائی بهتر است به تبع از ریکووبرو (۱۹۷۱) از حادثه زاگرس نام برد که با روندی ۱۳۰ــ ۱۲۰N در طول ۲۸۰۰ کیلومتر از آناتولی در ترکیه تا تنگه هرمز ادامه دارد. این حادثه سبب تغییر شکل های بسیاری است که در زون شکسته زاگرس و زون سنندج ــ سیرجان به‌وقوع پیوسته و ساختار و ریخت‌شناسی کنونی را بدست داده است. آغاز حادثه بزعم اشتوکلین (۱۹۷٤) از تریاس یا اواخر پالئوزوئیک است که بین زاگرس و زون سنندج ــ سیرجان جدائی افکنده 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 ائوسن بالائی و حالت انقباضی بین الیگوسن میوسن پائینی و میوسن بالائی سرشت‌این حادثه را مشخص می‌کرده است. حالت فشاری این حادثه بین میوسن پائینی و بالائی همزمان با رانده شدن زون سنندج ــ سیرجان بروی زاگرس بوده و حرکات پس از میوسن بالائی با جابجائی های افقی راستگرد در طول اثر این حادثه همراه بوده است.

زون افیولیتی رادیولاریتی را چنانکه یاد شد فروهشته های 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 ــ سیرجان می‌آید که بیشترین حجم آنرا سنگهای دگرگونی پالئوزوئیک و مزوزوئیک اشغال می‌کند.

زون افیولیتی و رادیولاریتی و زون سنندج ــ سیرجان را می بایستی زون پولک های 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 راندگی ها 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 برجای خود نیست و اگر طبقاتی از کنگلومرا با قطعات سنگهای دگرگونی بطور دگرشیب زیر آهک های پرمین قرار گرفته باشد دلیل آن نیست که یک دگرگونی پیش از پرمین وجود داشته است چرا که طبقات کنگلومرائی بسادگی می‌تواند پولکی تکتونیکی از فلیش های ژوراسیک باشد که بطور همشیب زیر پولکی از آهک های پرمین مانده باشد.

پورکرمانی (۱۹۷۷) هشت فاز تکتونیک از ژوراسیک تاکنون در این زون گزارش کرده است:

(Żc= جهت نیروهای فشاری و Xd = جهت نیروهای کششی یا جهت انبساط)

ــ فشاری پس از ژوراسیک بالائی پیش از بریازین (Żc=N 30)

ــ فشاری پس از سنومانین پیش از ائوسن میانی (Żc=N45)

ــ کششی پس از سنومانین پیش از ائوسن میانی (Xd=N 135)

ــ فشاری پس از ائوسن بالائی پیش از الیگوسن ــ میوسن پائینی (نامعیّن = Żc)

ــ کششی پس از میوسن بالائی پیش از الیگوسن پائینی (Xd=N45)

ــ فشاری پس از الیگوسن ــ میوسن پائینی پیش از میوسن بالائی (Żc= N 45)

ــ فشاری پس از میوسن بالائی (Żc=N 335-355)

ــ فشاری کوارترنر (Żc= N 30)

البته باید خاطر نشان ساخت که چنین تعدّدی دال بر تغییر جهت پیکان تلاش اصلی در طول زمان نیست بلکه هر فشاری در یک نقطه، کششی از نقطه دیگری را بدنبال دارد و هرجا زیر فشار است در طول زمان با چرخش بیضوی تلاش و فرگشت در حالت کشش قرار می‌گیرد مضاف براینکه گسله ها با حادثه های اصلی که جهتی تقریباً N 135 دارد علاوه بر مؤلفه قائم مؤلفه هائی

افقی دارد که بنظر می‌آید از ژوراسیک به‌بعد حرکتی در جهت عقربه‌های ساعت نیز ایجاد می‌کرده است و باعث اینهمه تغییر پیکان‌های تلاش موضعی گشته است توفیق بیشتر در این مبحث در قالب این نوشتار نمی‌گنجد.

آلریک وویرلوژو (۱۹۷۷) در این زون چهار فاز چین‌خوردگی آلپی گزارش کرده و با استفاده از یافته‌های پورکرمانی (۱۹۷۷) کرونولوژی آنها را تعیین نموده‌اند.

فاز ۱ ــ موجد چین‌های استوانه‌ای شیست‌واره‌ای با جهت N110-120 گشته است. زمان این فاز پس از ژوراسیک بالائی و پیش از بریازین است.

فاز ۲ ــ بوسیله چین‌هائی استوانه‌ای با جهت محوری Ni20-150 مشخص می‌گردد. زمان این فاز پس از سنومانین است.

فاز ۳ ــ با چین‌های متحدالمرکز یا مخروطی مشخص می‌گردد. این فاز در سنگهای تموّجی ایجاد می‌کند که باعث یک خط واره نیز می‌گردد. جهت این خط واره و محور چین‌ها N50 است. زمان این فاز پس از میوسن بالائی است.

فاز ٤ ــ این فاز بوسیله چین‌های مخروطی با جهت محوری N 10 مشخص می‌گردد. سن این فاز پس از میوسن بالائی تا کوارترنر است. بهرحال فازهای ۳ و ٤ ممکن است مربوط به حرکات افقی حادثه زاگرس باشند که توام با حرکات قائم آن چین‌های مخروطی را ایجاد کرده‌اند.

دیده می‌شود که فازهای ۱ و ۲ با چین‌های استوای همراه است که جهت محوری آنها تفاوت چندانی ندارد. این فازها در جاهای دیگر ایران نیز عمومیت دارد و باعث پس‌رویها، پیشرویها و تغییر شکل‌های بسیار شده است در زون سنندج ــ سیرجان این فازها بعضاً با دگرگونی نیز همراه است که البته در بخش شمالی این زون و از حد گسله قطر ــ 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 به‌بعد) آن‌ها ندارد. همان فازهای تکتونیک و چین‌خوردگی که ذکرشان رفت بر این 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. شیست‌وارگی فاز اوّل جز در کوه سفید توتک و در میان شیست‌های سیاهرنگ در جای دیگری چندان قابل تشخیص نیست. در اینجا شیست‌وارهٔ فاز اصلی دگرگونی بصورت سطوح چین‌خورده‌ای قابل تشخیص است که در توازی با صفحات محوری آنها شیستوزیتهٔ دوّم گسترش یافته است. تداخل دو شیست‌وارگی، سنگها را بصورت قطعات لوزی مانند درازی در آورده است.

جهت شیستوزیته اوّلی در اینجا N110-130 است ولی چگونه می‌توان چنین جهتی را پس از آنهمه چین‌خوردگی گسلش و چرخش مورد توجه قرار داد و این جهت ملاک چه معیاری است؟ جواب این سؤال اگر محال نباشد قطعاً مشکل است.

چین‌های همراه شیستوزیته دوّم در میان سنگهای دگرگونه بسیار فشرده، یخ شده و تک‌شیبی است که علی‌الاصول در سه مقیاس ظاهر می‌شود: 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 بگونه‌ای بسیار نافذ در توازی با صفحات محوری چین‌ها گسترش یافته است. جهت این چین‌ها با چین‌های فاز اوّل سنگهای از ژوراسیک به‌بعد یکی است. استیل آنها نیز مشابه است با این تفاوت که در دگرگونه‌ها فشرده‌تر و یخ‌تر شده است. در بحث از زمان فاز دگرگونی دیدیم که زمان پس از ژوراسیک نیز برای فرآیند دگرگونی محتمل بود. حال ممکن نیست فاز اوّل چین‌خوردگی پوشش که زمانی بین ژوراسیک بالائی تا بریازین دارد، با فاز دوّم دگرگونی تطابق داشته باشد؟ اگر در شمال زون سنندج ــ سیرجان چنین فازی آشکار گشته چرا در اینجا چنین نباشد؟

استیل تکتونیک در زون ایران مرکزی که رخنمون‌های نسبتاً اندک آن در شمال چهارگوش و بخصوص کوههای همبست گسترده شده، در چین‌های سادهٔ استوانه‌ای خلاصه می‌شود که توسط گسله‌هائی که عمدتاً فشاری است تکه‌تکه شده و بروی هم رانده شده است. تمامی چهارگوش را گسله‌هائی با روندی شمال غربی ــ جنوب شرقی N120- N 145 از هم دریده و پاره‌پاره کرده است. از این گسله‌ها می‌توان گسله‌های محدودکننده شمال و جنوب زون افیولیتی ــ رادیولاریتی، زون سنندج ــ سیرجان و جنوب زون ایران مرکزی و شعبات آنها نام برد. گسله‌ها که سراسر چهارگوش را از شمال غرب تا جنوب شرق درمی‌نوردد عمدتاً دارای دو نوع حرکت است، یکی با پیکان حرکتی پرشیب نزدیک به قائم که تکه‌های شمال شرقی را در جهت N 30- N 55 به روی تکه‌های جنوب غربی می‌راند و دیگری با پیکان حرکتی کم‌شیب و نزدیک به افق با جهتی N120-N145 که تکه‌های جنوبی را در جهت جنوب شرقی حرکت می‌دهد. به‌عبارت دیگر این گسله‌ها حرکتی قیچی مانند دارد و درعین روراندگی با حرکتی راست گرد در جهت امتداد خود می‌لغزد. این نوع حرکت گسله‌های درجه دوّم و درجه سوم و... را بدنبال دارد که با زوایائی بین ۱۵ تا ٤۵ درجه با گسله‌های اوّلی ایجاد شده است. این گسله‌های فرعی برخی وزنی و برخی معکوس است، پاره‌ای راست گرد و پاره دیگر چپ گرد است. برخی نزدیک به‌قائم یا قائم و برخی دیگر نزدیک به افقی است. همین امر سبب شده که گاه پژوهندگان قضاوت‌های گونه‌گونی نسبت به حادثه زاگرس بنمایند.

سرش لغزش راست گرد حادثه زاگرس و گسله های اصلی موازی آن باعث چرخش روند ساختار سنگها گشته و ساختارهائی به وجود آورده که بعضاً جهتی شرقی ــ غربی دارد. این موضوع در مورد دگرگونه های شمال حسن آباد آشکار است، پیچش کلی روندها در غرب ده بید از شمال غربی ــ جنوب شرقی به شرقی ــ غربی نیز از این مقوله است. چنین ساختارهای زیگموئیدی در مقیاس های کوچکتر در میان تمامی سنگها دیده می شود و گاه روند شرقی ــ غربی شیست واری دگرگونه ها که ناشی از این امر است باعث تعابیری 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 نمی گنجد.

## ۶ ــ خلاصه نتیجه گیری کلی

قدیم ترین سنگهائی که در چهارگوش اقلید رخنموده مربوط به اردویسین ــ سیلورین است که از تناوب شیل و ماسه سنگ های تیره رنگ خلاصه می شود. البته این سنگها در زون زاگرس در چهارگوش اقلید ظاهر نشده ولی با توجه به آنچه در فاصله های نه چندان دور در کوههای کهکم و فراغان دیده می شود می توان پذیرفت که در اینجا نیز چنین است. در بخش های بالائی این سنگهای آواری تظاهر ماگمائی بصورت گدازه و توف آشکار می گردد و نشان می دهد که ناحیه رو به تحوّلی دارد که از آن پس اوج می گیرد و زونی را بوجود می آورد که در حال حاضر حدود ۳۰۰ کیلومتر بین ایران مرکزی و زاگرس فاصله افکنده است. این زون که بنام زون سنندج ــ سیرجان مشهور گشته از همان اواخر پالئوزوئیک پیشین و در تمام طول پالئوزوئیک پسین به جایگاهی تبدیل می شود که در مجموع نشست می کند و از فروهشته های آواری انباشته می گردد. چنین نشستی را که علی الاصول نیروهای کششی و حالت انبساطی این قطعه بوم باعث آن گشته ظهور، نفوذ و خروج ماگمائی همراهی می کند که رویهمرفته بازالتی و از نوع قلیائی قاره ای است حکایت از شکافتن و تخریب پوسته قاره ای دارد. اوج این ماگماتیسم در دونین بالائی و کربونیفر پائین است که حجم قابل ملاحظه ای از سنگهای ماگمائی را بصورت گدازه، برش و توف در میان رسوبات جا می دهد و یا بصورت توده های بزرگ و کوچک در میان آنها نفوذ می کند. واضح است که چنین فعالیت هائی را موکبی است که بصورت تبلور دوباره در میان سنگهای موجود ظاهر شده و با ذوب بخشی از آنها گداخته هائی ایجاد می کند که به نوبه خود در میان سنگهای بالا تر نفوذ کرده و آنها را متحول می کند. این گداخته های آناتکتیک که پرمایه از سیال ومواد گریزان است قدرت انتشار فراوانی دارد و تا عمق و بطن سنگها نفوذ می کند، دگرسانیها و دگرگونیهای وسیعی را ایجاد می کند که بعدها با گنایس یا گرانیت گنایس و امثال آنها تشبیه شده و باعث اظهار نظرها و تعبیرهای گوناگونی می گردد و فهم و ادراک تحول زون سنندج ــ سیرجان را مشکل می کند. همین فرآیند

نفوذ ماگماهای بازالتی، دگرگونی منبعث از آن، ایجاد گداخته های آناتکتیک، دگرسانی و دگرگونیهای حاصل از این گداخته ها است که سن های رادیوژنیک گوناگونی برای سنگهای این زون بدست داده و باعث آنهمه سردرگمی شده است. ولی جالب است که میانگین این سن های رادیوژنیک در ۴۰۰، ۳۵۰، ۲۵۰ و ۲۲۰ ملیون 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 فعالیت های ماگمائی در زون سنندج ــ سیرجان به اوج می‌رسیده و گنج های بسیاری از این نوع سنگها از خود بجای گذاشته است. تحول ماگمائی و غنای هرچه بیشتر آنها از آهن در افق های بالا تر اینجا و آنجا کانسارهائی 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 بارزترین آنها حرکات اواخر کربونیفر و ایجاد فراز و نشیب هائی است که از آن پس، فرازها تخریب و شسته شده، نشیب ها از آواریهای توربیدیتی پرمین پائین انباشته شده است.

در ایران مرکزی فروهشته های پالئوزوئیک از نوع قاره‌ای با حجمی بسیار کمتر از زون سنندج ــ سیرجان برجای گذاشته می‌شود. از تظاهر ماگمائی جز اندکی در دونین بالائی ــ کربونیفر پائینی و پرمین بالائی اثری نیست و بهرحال این زون حالت سکوئی از قاره را مجسم می‌کند که در حاشیه یک زون متحول و نشست کننده برقرار گشته و گهگاه از صادرات ماگمائی 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 گدازه هائی از بازالت های اسپیلیتی را در خود دارد و نشان می‌دهد که زاگرس برخلاف تصوراتی که درباره آن تاکنون شده می‌توانسته پذیرای سنگهای ماگمائی باشد و یا به عبارتی از شکافتن و فرونشستن زون سنندج ــ سیرجان لااقل در حاشیه خود بی بهره نمانده است.

بدینگونه دیده می‌شود که در اوائل پالئوزوئیک یک کافت درمیان قاره بهم پیوسته آسیا ــ آفریقا آغاز به تحول می‌کند و درعین 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 فروهشته های پروتروزوئیک 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 اردویسین است که با یک ماگماتیسم 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 ــ سیرجان دچار یک دگرگونی دینـاموترمال می‌گردد که تـا رخسارهٔ آمفیبولیت پیش می‌رود. در پائین ترها به ذوب آناتکـتیک می‌رسد. این حادثه که با گنبدی شدن همراه بوده زون سنـندج ــ سیرجان را از آب خارج می‌کند و جز در حواشی تا آغاز ژوراسیک از آب خارج می‌ماند.

حاشیه بین ایران مرکزی و زون سنندج ــ سیرجان را اواخر تریاس میانی و یا آغاز تریاس بالا آب فرامی‌گیرد و رسوبـاتی آواری همراه ماگمائیهائی برجای گذاشته می‌شود که از نوع قلیائی است و در اسپیلیت ــ کراتوفیر خلاصه مـی‌شود. همین ماگمائی ها بصورت نفوذیـهای کم عمق با سرشتی قلیائی در زون سنندج ــ سیرجان نیز ظاهر می‌شود و بخوبی موکب ماگمائی تحولاتی بس شگرف را می‌نمایاند.

در همـین زمان بـخش جنوب غربی زون سـنندج ــ سیرجـان می‌شکافد و بـه یک ژرفنای اقیانوسی تـبدیـل می‌شود و جایگـاهی مـی‌گردد برای پیدایـی سنـگهای بازیک و اولـترابـازیک که فروهشـته های پـلاژیک از نوع رادیولاریت و شـیل و آهک های سیـلیسی یک ردیف اقـیانوسی را تکمیل می‌نماید.

در زاگرس رژیم کربناتی به رژیم آواری تبدیل می‌گردد و می‌رود تا بیک میوژئوسنکلینال در کنار اقیانـوسی که تازه تشکـیل شده است تبـدیل گردد. در ژوراسیک پائین و میانی وضع بدین منوال است.

ایران مرکزی را دریائی کم‌عمق و لاگون مانند فرا گرفته که از فروهشته های آواری همراه بـا بقایای گیاهـی انـباشته می‌گردد و از آن پس بسوی جنوب غربی با دامنـه ای که ریخت شناسی شیب آن در اثـر تحولات بعـدی بهم خورده و اکنون معـلوم نیست به یک دشت مـغاکی می‌رسد. در پهنه این دامنه و در پـای آن آواریهای ریز و درشتی انبـاشته می‌شود که حالت یک اولیستوستروم را مجسم می‌کند از سـکـوی قاره‌ای که از سنگهـای مـنسجم شده اولیستوسـتروم سیرجان تشکـیل شده قطعات گونه گونی بـدرون این اولیستوستروم می لغزدوفرومی‌افتد که گاه اندازه آنها به عظمت یک کوه است. البته طـبیعی است که برجـاهای مختلف ایـن دامنه فروهشته های مـختلف امّا بهرحال آواری و فلیش مانند برجای گذاشته شود این وضع تا کرتاسه پائین ادامه دارد.

در زاگرس اکنون دریا عـمیق‌تر شده و رسـوبات کربناتـی متناوب با آواری در خـود جای می‌دهد. در بوم های سنندج ــ سیرجان و ایران مرکزی که اکنون یکی شده و یک مسیر تحولاتی را می پیمایـند در اواخر ژوراسیک مـیانی تموّجی ایجاد می‌شود و دریـا از آنجا رخت برمی بندد و این بوم بلند بسرعـت مـی‌فرساید چنانـکـه هنگامی که دریـا بـار دیگر در اوائل ژوراسیک بـالائی آنرا فرامی‌گیرد، بروی بستری پیشروی می‌کند که اکـثراً از فروهشته های ژوراسیک پائین و میانی تهی

شده و در آن سنگهای دگرگونی پالئوزوئیک آشکار گشته است. این تموّج شاید مُبشر آغاز فشاری باشد که می‌رود تا بعدها اقیانوس جنوبی را به‌بندد و بار دیگر دو طرف قارهٔ شکاف خوردهٔ ایران ــ آفریقا را بهم پیوند بزند در دامنه اتفاقی نمی‌افتد و در میانه اقیانوس نیز تحوّل چشم گیری بوجود نمی‌آید در زاگرس نیز بجز تموّجی نه‌چندان مهم حادثهٔ مهمی درنمی‌گیرد.

کرتاسه پیشین با تحولی شگرف همراه است. ایران مرکزی از آب خارج شده و زون سنندج ــ سیرجان را دریائی کم‌عمق که از آواریهای اواولیتی انباشته می‌شود فرا گرفته است. در دامنه فعالیت ماگمائی ازسر گرفته شده و بازالت هائی را بیرون می‌ریزد که سرشتی تولئیتی دارد و با آواریهائی ریز و درشت و فروهشته‌های دریاهای کم‌عمق و یا حتی دریاچه‌ای همراه است. دشت مغاکی از هم گسلیده و بخش‌های شمال شرقی بروی بخش‌های جنوب غربی آن رانده شده است و یا به تعبیر تکتونیک برگه‌ای فرورانش آغاز شده است. اما هنوز سرشت اقیانوسی پوسته برقرار است و در آن ماگمائی ها بصورت ذایک و گدازه و با سرشتی تولئیتی پدید می‌آید.

حاشیه زاگرس و در ژئوسنکلینال آن جز تموّج های کوچک و بزرگ که گاه بنبودهای چینه‌شناسی موضعی می انجامد حادثه دیگری ازسر نمی‌گذرد.

این درست زمان چین‌خوردگی فاز اوّل در پوشش پس از دگرگونی زون سنندج ــ سیرجان است و چه‌بسا فاز دوّم دگرگونی را در میان آنها باعث شده باشد.

در اواخر کرتاسه پائین (بارمین یا آپتین) دریائی که از ایران مرکزی رخت بربسته بود بار دیگر آنرا فرامی‌گیرد. در آغاز فروهشته‌های آواری قرمز رنگ قاره‌ای برجای می‌گذارد و از آن پس به کربنات‌های دریائی که بیشتر حالت ریفی دارد می انجامد فرسایش کرتاسه پائین سازندهای گوناگون را عریان ساخته است بطوری که دریای بارمین بروی بستر پیشروی می‌کند که از سنگهای متفاوتی ساخته شده است.

در زون سنندج ــ سیرجان و در دامنه آن فروهشته‌های آواری نیز جای خود را به سازندهای کربناتی همانند ایران مرکزی می بخشد و برویهم پهنه وسیعی را مجسّم 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 مایسترینشتین است.

در زاگرس و حاشیه آن حادثه چشم گیری اتفاق نمی‌افتد. ولی فروهشته‌های پلاژیک و سنگهای پیوسته اقیانوس بروی حاشیه آن رانده شده است.

حادثه ای که در سنومانین آغاز شده بار دیگر زون ایران مرکزی را از آب خارج می‌کند تا باز در اواخر اولیگوسن و اوائل میوسن آنرا بصورت دریائی کم ژرفا فراگرفته و سپس جای خود را به محیطی ببخشد که پذیرای فروهشته های قاره ای است. این وضع تا اوائل کوارترنر ادامه دارد و سپس حای آنرا باتلاق ها، کفه ها و کویرها فرامی‌گیرد.

زون سنندج ــ سیرجان و به معنی دقیق کلمه جایگاه سنگهای دگرگونه از اواخر کرتاسه بکلی از آب خارج بوده و یا فرسایش چنان آنرا شسته و روبیده که از رسوبات فاصله بین کرتاسه بالائی تا نئوژن اثری باقی نمانده است.

درست هنگامی که اقیانوس بسته می‌شود در جای آن و یا به عبارتی دقیق تر در جائی که فلیش های دامنه برویهم انباشته می‌شد، گودال و یا گودال های دراز شیار مانندی در توازی با روند زاگرس شکل می‌گیرد و پذیرای تمامی سنگهائی می‌شود که از هر طرف، یا از طرف زون سنندج ــ سیرجان و یا پشته ای که از اقیانوس برجای مانده است در آن فرومی‌ریزد. این شیار تا اواخر پالئوژن و یا حتی اوائل نئوژن پایدار می‌ماند 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 فراگرفته 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 نمی‌دهد، اما رفته رفته از عمق آن کاسته می‌شود و در اواخر میوسن رژیمی آواری قاره ای برآن مستولی می‌گردد.

فاز فشاری پس از میوسن آغازگر تحوّلات بزرگی است که تا به امروز ادامه دارد. دریای کم عمق که زون های ایران مرکزی، سنندج ــ سیرجان و شیار حاشیه ای را فراگرفته بود از این نواحی رخت برمی بندد. تموّجی در این جاها ایجاد می‌شود که در میان سنگهائی که مقاومتشان مناسب چین خوردن است، چین های متحدالمرکز یا مخروطی به وجود می‌آورد. ناحیه با یک نیروی فشاری که با تفاوت ۲۰ درجه (در جهت شرق یا غرب) جهتی شمالی جنوبی دارد درهم فشرده می‌شود.

زاگرس آغاز به چین خوردن می‌کند و بصورت ساختارهای طویلی در می‌آید که محورهائی شمال غربی ــ جنوب شرقی دارد. صفحات محوری آنها مار پیچ مانند تاب می‌خورد و فراز ناوژرفنای ساختارها نیز تموج می یابد و رویهمرفته بصورت ساختارهائی تاقدیسی یا ناودیسی درمی‌آید که حالت زیگموئیدهای بازدارد و تارک و ژرفنای آنها نیز بصورت زین درآمده است.

تاقدیس ها فرازها و ناودیس ها نشیب هائی را می‌سازد که از سنگهای حاصل از فرسایش بلندیها انباشته می‌گردد.

با ادامه فشار چین های زاگرس فشرده‌تر می‌گردد تا جائی که مقاومتشان از دست می‌رود و در بخش شمال شرقی از هم می‌گسلد و دامنه شمال غربی بروی دامنهٔ جنوب شرقی رانده می‌شود. این درست زمانی است که حادثه زاگرس در اوج کار است. زون افیولیتی ــ رادیولاریتی بروی زاگرس و زون سنندج ــ سیرجان با حاشیه های آن بروی زون رادیولاریتی ــ افیولیتی و بالاخره زون ایران مرکزی بروی زون سنندج ــ سیرجان رانده می‌شود. اکنون بوم های گوناگون منسجم شده و تنها نظم گسلی برآنها کارگر می افتد که در بخش تکتونیک شرحشان رفت از آن پس بهمراه روراندگی لغزش های افقی در امتداد صفحات گسلی سرعت می‌گیرد و زاگرس را نسبت به سنندج ــ سیرجان و این زون را نسبت به ایران مرکزی در طرف گردش عقربه های ساعت می‌چرخاند، این نظام است که تا به امروز ادامه و اینهمه زمین لرزه های 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 حقی پور (۱۳۵۵)ـ تحول زمین‌شناسی ترود از پرکامبرین تا عهد حاضرـ گزارش $H\ 6$ سازمان زمین‌شناسی.

محمد قویدل سیوکی (۱۳٦۵) ـ 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 ـ شماره‌های ۱ و ۲ـ صفحه ۱۱ تا ۲۸.

## REFERANCES


**Alric, G.et Virlogeux, D. (1977)-** Petrographie et geochimie de roches metamorphiques et magmatiqus de la region de Deh-Bid- Bawanat. This 3eme cycle. Gerenoble

**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, chariage 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. LG. Weeks, A.A.S.G.

**Falcon, N.L. (1971)-** The geology of the North East margin of the Arabian Shield. Advancement of science Sepl.

**Gansser, A. (1955)-** New aspect of the Geology of the Central Iran. 4 th International Petroleum Congres 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 andLower Cretaceousof 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 Nomonclature 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'EtudeGeologiquede laRegiondeNevriz (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 axises. Their axial places are serpentiform and the aclivity and declivity of structures were undulated too and totally formed as anticlinal or synclinal structures having open Zigmoid form and their depth is as seddle form.

Anticlines cause to formation of aclivity 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-radiodarite zone overthrust on Zagros zone and then Sanandaj- Sirjan zone with it's margin over thrust on radiodarite-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 denuated 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 flishs of slops were accumulated, a trench or trenchs 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 charactristic 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 charactristic 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 tholetiitic characteristic are formed. Nothing happean 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 precess of basaltic magmas penetration, it's 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 concide 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 it's 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 or rocks rich in ferrogoronas. 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 aclivity and declivity in which thereafter the aclivities were eroded and wash out 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 plateform condition of continental which is located and formed on the margin of an evoluted and subsiding zone and is occassionally effected by it's magmatic extrusion.

The same condition occurr in Zagors and there is no difference between Zagros and Central Iran in Paleozoic but what is noteworth, is the presence of Permian red ditritic deposits containing spilitic basalts lavas which indicate that Zagros contrary to what were imaged 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, atleast in it's 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 infilterate into it. The beginning of this rifting contrary to what is said (e.g. Stocklin in 1968) is not occurred in Protozoic and the Protozoic 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 imaged. 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 under gone 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 quadragle 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 evoluted 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