

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه زمین شناسی

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی - گرایش پترولوژی

تحت عنوان

مطالعه فرایند بنتونیت زایی و زئولیت زایی سنگهای ائوسن میانی منطقه
معلمان (رشم - گندی)، جنوب دامغان

اساتید راهنما

دکتر حسین مهدیزاده شهری

دکتر محمدصادق ربانی

استاد مشاور

دکتر کمال الدین بازرگانی

تهیه کننده

علی اکبر ایراجیان

تابستان ۸۳

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

تقديم به

پدر و مادرم

تقديم به

همسرم

و

تقديم به همه کسانی که من را در این راه یاری داده اند

تشکر و قدردانی

موضوع این پایان نامه توسط جناب آقای دکتر قاسمی به بنده پیشنهاد شد، جا دارد از لطف بی حد ایشان تشکر و قدردانی نمایم.

از اعضای محترم شورای تصمیم گیری تحصیلات تکمیلی، دانشکده علوم و گروه زمین شناسی بخاطر تصویب این پایان نامه تشکرمی نمایم.

پیشرفت علمی این پایان نامه، بدون کمک جناب آقای دکتر مهدیزاده (استاد راهنمای اول) و آقای دکتر ربانی (دانشگاه تهران، استاد راهنمای دوم)، ممکن نبود، جا دارد از کمکهای بی دریغ و فراوان آنها تشکر و قدردانی فراوان نمایم. مخصوصاً آقای دکتر مهدیزاده که در دوران کارشناسی و کارشناسی ارشد برای بنده زحمات فراوانی را متحمل شده اند.

از جناب آقای دکتر بازرگانی (دانشگاه تهران، استاد مشاور) کمال تشکر و قدردانی را دارم. کمکهای علمی ایشان، بسیار شایان تقدیر است.

از جناب آقای دکتر طاهری بخاطر کمکهای چینه شناسی تشکر فراوان مینمایم.

از جناب آقای دکتر دانشیان استاد محترم دانشگاه تربیت معلم، بخاطر کمکهای فسیل شناسی کمال تشکر را دارم.

از آقای دکتر مهناری استاد محترم رسوب شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود بخاطر زحمات زیادی که در دوران کارشناسی برای این جانب و هم برای پیشرفت علمی این پایان نامه کشیده اند، تشکر می نمایم.

از آقای دکتر امید ریاست محترم تحصیلات تکمیلی بخاطر تصویب پایان نامه و آموزش ER MAPER تشکرمی کنم.

از آقایان میرباقری کارشناس محترم آزمایشگاه اپتیک، شاهینی مسئول محترم کارگاه مقطع گیری، ملاحسینی دانشجوی کارشناسی ارشد شیمی آلی و مهندس برقی مسئول محترم آزمایشگاه XRD دانشگاه تهران برای کمکهایشان تشکر می کنم.

در پایان یادآور می شوم، این پایان نامه بخشی از یک طرح بین دانشگاهی (دانشگاه تهران و دانشگاه صنعتی شاهرود) بود، و قسمت زیادی از هزینه های آن توسط این طرح تأمین گردید.

چکیده

منطقه مورد مطالعه در محدوده معلمان، در جنوب غرب چهارگوش ترود و در طولهای $29^{\circ} 54'$ تا $39^{\circ} 54'$ شرقی و عرضهای $17^{\circ} 35'$ تا $21^{\circ} 35'$ شمالی و از نظر تقسیم بندی ساختمانی - رسوبی (نبوی، ۱۳۵۵) در زون ایران مرکزی و در محدوده گودال ها قرار دارد. در بخش شمالی این منطقه سازند معادل کرج، از روستای رشم تا معدن زئولیت گندی رخنمون خوبی یافته است. لیتولوژی این سازند، شیل، مارن، ماسه سنگ، میکریت، سنگ آهک، دولوستون، رادیولاریت، توفیت، زئولیت، و بنتونیت بوده و سن سازند معادل کرج در این منطقه لوتسین (اوسن میانی) می باشد. مطالعات بر روی لایه های بنتونیتی و زئولیتی انجام شده است. با توجه به بررسی های بعمل آمده و نتایج حاصله، شیشه آتشفشانی (و شاردهای) بوجود آورنده بنتونیت ها و زئولیت ها، اسیدی (ریولیتی تا داسیتی) و سری ماگمایی تشکیل دهنده آنها الکلان است. تبدیل شیشه به بنتونیت و زئولیت، در شرایط دیاژنزی، در یک محیط کم عمق دریایی مثل لاگون رخ داده است. نوع رس بنتونیت ها، اسمکتیت (مونت موریلونیت و بدلیت) و نوع زئولیت ها، کلینوپتیلولیت سدیم دار می باشد.

فهرست مطالب

آ	تشکر و قدردانی
ب	خلاصه
فصل اول، کلیات		
۱	۱-۱ - موقعیت جغرافیایی
۲	۲-۱ - راههای ارتباطی
۴	۳-۱ - آب و هوا و جغرافیای انسانی
۴	۴-۱ - ژئومورفولوژی
۴	۵-۱ - مطالعات قبلی
۵	۶-۱ - هدف کلی از مطالعه
۵	۷-۱ - روشهای مطالعاتی
۵	۱-۷-۱ - تجزیه شیمی تر
۷	۲-۷-۱ - تجزیه XRF
۷	۳-۷-۱ - تجزیه XRD
فصل دوم، زمین شناسی عمومی		
۱۰	۱-۲ - مقدمه
۱۱	۲-۲ - چینه شناسی منطقه مورد مطالعه
۱۱	۱-۲-۲ - پالئوزوئیک
۱۱	دگرگونه های سیلورین-دونین
۱۱	سنگ آهکهای دونین (سازندهای سبزار و بهرام)
۱۱	۲-۲-۲ - مزوزوئیک
۱۱	سنگ آهکهای خاکستری کرتاسه بالایی
۱۲	۳-۲-۲ - سنوزوئیک
۱۲	الف - ترشیری
۱۲	سنگهای آواری پالئوسن (احتمالاً سازند کرمان)
۱۲	سنگ آهکهای ائوسن (معادل سازند زیارت)
۱۳	سنگهای آذرآواری ائوسن میانی (معادل سازند کرج)
۱۵	سازند قرمز زیرین
۱۵	سازند قم
۱۵	ب - کواترنری

۱۵	رسوبات آبرفتی قدیمی (Qt1)
۱۵	رسوبات آبرفتی جدید (Qt2)
۱۶	نهشته های آبرفتی بستر رودخانه (Qa)
۱۹	۲-۳- مشخصات مقاطع پیموده شده
۲۶	۲-۴- منابع معدنی
۲۶	۲-۴-۱- کانی سازی غیرفلزی: گروه بنتونیت
۲۶	نگاهی به معادن بنتونیت در محدوده معلمان
۲۶	معدن بنتونیت ناحیه شرق دیان-رباعی
۲۷	معدن بنتونیت رشم
۲۷	معدن بنتونیت سوسن وار
۲۷	معدن بنتونیت-ژئولیت گندی

فصل سوم، پتروگرافی

۳۰	۳-۱- پتروگرافی معادل سازند کرج
۳۰	۳-۱-۱- بنتونیت
۳۲	۳-۱-۲- ژئولیت
۳۲	۳-۱-۳- دولوستون
۳۳	۳-۱-۴- میکریت
۳۴	۳-۱-۵- توفیتها
۳۵	۳-۱-۶- مارنهای شیلی ژپس دار
۳۵	۳-۱-۷- میکریت پرمینیزیم
۳۶	۳-۱-۸- رادیولاریت
۳۶	۳-۱-۹- سنگ آهک
۳۶	۳-۱-۱۰- ماسه سنگ
۳۷	۳-۲- محیط رسوبی
۳۷	۳-۲-۱- شواهد صحرایی
۳۷	۳-۲-۲- شواهد میکروسکوپی

فصل چهارم، ژئوشیمی بنتونیتها و ژئولیتها

۴۵	۴-۱- تفسیر XRD نمونه های بنتونیت و ژئولیت ها
۵۰	۴-۲- تجزیه شیمی تر
۵۳	۴-۳- تفسیر XRF

۶۵	۴-۴- طرز تشکیل لایه های بنتونیتی و زئولیتی
۶۸	۴-۵- بحث و نتیجه گیری
۷۰	ضمیمه ها
۷۳	منابع و مؤاخذ
۷۷	Abstract

فصل اول کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی

منطقه مورد مطالعه در اطراف روستای معلمان قرار گرفته است. این روستا در استان سمنان و در ۱۱۵ کیلومتری جنوب دامغان (جاده جندق) قرار دارد، از نظر موقعیت جغرافیایی در شمال شرق ایران، در طول و عرض $33^{\circ} 54'$ شرقی، $14^{\circ} 35'$ شمالی واقع شده و در جنوب غرب نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود (چهارگوش ترود) دیده می شود (شکل ۱-۱).

محدوده پژوهشی، در حد فاصل روستای رشم (۱۰ کیلومتری شمال غرب روستای معلمان) و

معادن زئولیت و کائولن گندی (۳۰ کیلومتری شرق معلمان) قرار دارد.

این ناحیه بعد از دهستان ترود، یکی از مراکز اصلی و مهم روستایی است و اخیراً انرژی اتمی

فعالیتی را تحت عنوان انرژی خورشیدی (فتوولتایی) در آنجا آغاز کرده که از نظر استراتژیک می توان

آن را برای منطقه مهم شمرد. علاوه بر آن خط تلفن، مدرسه ابتدایی، پمپ بنزین، مسجد میان راهی نیز

در این منطقه وجود دارد.

۲-۱- راههای ارتباطی

راه ارتباطی اصلی منطقه، جاده آسفالتی دامغان - جندق می باشد. فاصله از دامغان تا روستای رشم ۱۰۵ کیلومتر و تا معدن زئولیت و کائولن گندی (جاده معلمان - ترود) در حدود ۱۳۵ کیلومتر است. روستای رشم در حاشیه ۵۰۰ متری جاده اصلی قرار گرفته و جاده آن خاکی است، معدن گندی در ۵ کیلومتری شمال جاده آسفالتی ترود - معلمان واقع شده و راه آن خاکی می باشد. البته بر روی این چهارگوش فقط راههای ماشین رو را میتوان نشان داد. راههای ارتباطی مقاطع پیموده شده به ترتیب زیر می باشند (شکل ۱-۱):

الف - مقطع روستای رشم (RW) : این مقطع در جوار روستا و در ابتدای ورود به آن قرار دارد. جاده دسترسی به آن همان جاده خاکی روستا است.

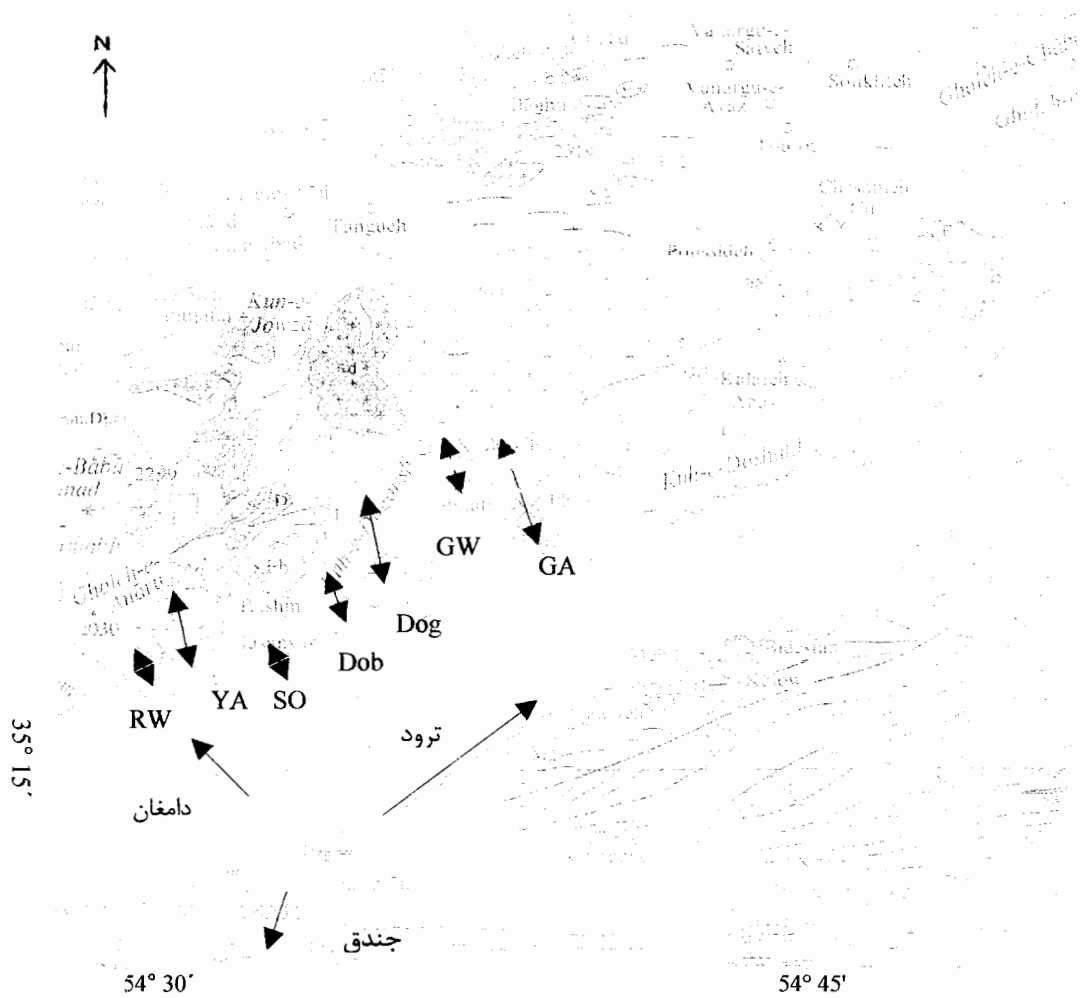
ب - مقطع رودخانه یخاب (Y.A) : این مقطع تقریباً شمالی-جنوبی، در ۲ کیلومتری غرب روستای سوسن وار واقع شده است. راه دسترسی به آن تا نزدیکی سوسن وار خاکی (شوسه) و از آن به بعد (به سمت غرب) مال رو است. این مقطع در امتداد رودخانه زده شد است.

ج - مقطع روستای سوسن وار (SO) : این مقطع تقریباً شمالی-جنوبی، در امتداد رودخانه گلکان زده شده است. این رودخانه مشرف بر روستای سوسن وار بوده و جاده دسترسی به آن همان جاده خاکی روستا است. جاده این روستا از کنار پمپ بنزین معلمان در حدود ۵ کیلومتر به سمت شمال میرود.

د- مقطع های کوه دو گوش و کوه دو برار (Dogoush و Dobarar) : این مقاطع تقریباً شمالی - جنوبی، در حد فاصل روستای سوسن وار و معدن زئولیت و کائولن گندی قرار دارند. راههای دسترسی به آنها مال رو بوده و در امتداد رودخانه های منشاء گرفته از کوههای فوق هستند.

ه - مقطع غرب معدن گندی (G.W) : این مقطع تقریباً شمالی - جنوبی، در غرب معدن زئولیت گندی و با فاصله تقریباً ۴ کیلومتری از آن قرار دارد. راه دسترسی به آن مال رو (موتور رو) است.

ی - مقطع گندی (GA) : این مقطع تقریباً شمالی - جنوبی، در شرق و جنوب شرق معدن کائولن گندی است. فاصله آن تا ابتدای جاده ترود - معلمان حدود ۵ کیلومتر و جیب رو است.



شکل ۱-۱ - موقعیت منطقه مورد مطالعه و راهها و مقاطع پیموده شده در چهارگوش (۲۵۰۰۰: ۱) ترود، راهها با فلش یک جهته و موقعیت مقاطع با فلش دوجته مشخص شده است. (رشم = RW، یخاب = YA، سوسن وار = SO، دوبرار = Dob، دوگوش = Dog، غرب گندی = GW، گندی = GA)

۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی

منطقه مورد مطالعه در مجاورت بلافصل دشت کویر قرار دارد، و از نظر آب و هوایی کاملاً تحت تاثیر آن می باشد. این محدوده دارای آب و هوای گرم و خشک است. آب آن سبک، شیرین و مردمش به کشاورزی، دامداری و قابیافی مشغولند. گویش اینها شبیه گویش ترودی است، ولی با مسافران و رهگذران با فارسی بسیار روان و شیوا صحبت می کنند.

۱-۴- ژئومورفولوژی

سنگهای آهکی و آتشفشانی دارای مورفولوژی خشن و قله سازند و باعث بوجود آمدن کوههای بابا احمد، کوه دارستان، طبرکوه و... شده اند. سازند معادل کرج که دارای مجموعه سنگی گل سنگ، ماسه سنگ، سنگ آهک و توف می باشد، مورفولوژی تپه ماهوری داشته و کمتر خشن است. سنگهای دگرگونه نیز دارای مورفولوژی تپه ماهوری هستند (شکل ۱-۲).

۱-۵- مطالعات قبلی

مطالعات انجام شده در این منطقه (معلمان) به شرح زیر می باشد:

- هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) نقشه زمین شناسی چهار گوش ترود را به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ به همراه گزارش مربوطه، منتشر کردند.

- نبوی (۱۳۶۴) در ارتباط با ذخایر بنتونیت ناحیه رشم مطالعاتی کرده است .

- کهنسال (۱۳۷۶) به بررسی پترولوژی سنگهای پلوتونیک ائوسن پسین - الیگوسن منطقه معلمان - دامغان پرداخته است .

- ذوالفقاری (۱۳۷۷) پترولوژی سنگهای ولکانیکی در محدوده معلمان - دامغان را مورد بررسی قرار داده است .

- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان از طرف سازمان زمین شناسی کشور از سال ۱۳۷۶ تا به حال در دست اقدام می باشد.

۱-۶-هدف کلی از مطالعه

هدف کلی، بررسی بنتونیتها و ژئولیت های تشکیل شده در سازند معادل کرج از نظر انواع، شرایط و عوامل تشکیل آنها می باشد.

۱-۷-روشهای مطالعاتی

برای این پژوهش ۳۳۲ نمونه سنگ از ۷ مقطع برداشت شد، و بر روی تعدادی از آنها (جدول ۱-۱) بررسی های آزمایشگاهی صورت گرفت.

بررسی های آزمایشگاهی شامل سه نوع میکروسکوپی، دستگاهی و شیمیایی بودند. بررسی های میکروسکوپی شامل تهیه مقاطع نازک برای بررسی بیشتر اجزاء سنگی و تعیین نوع دقیق آنها است. بررسی های دستگاهی شامل XRF و XRD می شود که XRD برای تشخیص نمونه های دارای ژئولیت و کانیهای همراه بود. XRF نیز برای بدست آوردن عناصر اصلی، نادر (کمیاب) بنتونیتها و ژئولیتها موجود در منطقه استفاده شد. بررسی های شیمی شامل تجزیه شیمی تر بود که می توان انواع رس ها را از نمونه جدا کرده و به کمک آن ترکیب آنها را مشخص نمود.

در ذیل برخی از روشهای آماده سازی نمونه ها و کاربرد هر کدام، به اختصار آورده می شود:

۱-۷-۱- تجزیه شیمی تر

قبل از تجزیه، لازم است ذرات کوچکتر از ۲۰۰ میکرون را جداسازی کنیم، برای این کار حدود ۵۰-۳۰ گرم نمونه اولیه را خرد کرده تا اندازه آنها به ۲ میکرون برسد. سپس نمونه خرد شده را در آب مقطر ریخته و از دستگاه اولتراسونیک به منظور همگن کردن ذرات محلول در آب استفاده می کنیم. محلول آماده شده را در سانتریوفوژ با دور ۷۵۰ به مدت ۳ دقیقه و ۳۰ ثانیه قرار می دهیم. حالا محلول حاوی ذرات مورد نظر است، اولتراسون و سانتریوفوژ را سه مرتبه بر روی نمونه باقیمانده تکرار می کنیم. محلول بدست آمده را خشک کرده، پودر حاصله، برای تجزیه آماده می باشد. این تجزیه ها در دانشگاه تهران، با نظارت آقای دکتر ربانی انجام شد.

نمونه های مختلف و تجزیه های انجام شده بر روی آنها در این جدول علامت بصورت: RW (غرب رشم)، YA (ضباب)

SO (سوسن وار)، DOB (دوبرار)، GW (غرب گندی)، GA (گندی) باشد.

	XRD	XRF	شیمی تر	مقطع نازک		XRD	XRF	شیمی تر	مقطع نازک
27 RW	*				132				
24 RW				*	133 SO	*		*	
34 RW				*	134 SO				*
36 RW	*				137 SO		*		*
A37RW	*				140 SO		*		
42 RW	*				143 SO				*
51 RW				*	144 SO				*
C76RW	*				145 SO				
D76RW					146 SO				
C17YA	*		*		148 SO				*
1 SO				*	A153SO				*
2 SO				*	154 SO				*
4 SO	*				155 SO				*
6 SO					156 SO				*
7 SO				*	157 SO				*
15 SO					1 DOB	*			
B24SO				*	2 DOB	*			
28 SO	*			*	3 DOB	*			
32 SO				*	5 DOB	*			
35 SO				*	10 GW	*			
36 SO				*	13 GW	*			
37 SO				*	18 GW	*			
39 SO	*				36 GW	*			*
40 SO				*	1 GA	*		*	*
43 SO				*	2 GA				*
47 SO				*	3 GA	*		*	
48 SO					4 GA	*		*	
100 SO		*			6 GA	*			*
D101SO				*	7 GA	*	*		*
E101SO				*	8 GA	*		*	*
H101SO				*	9 GA	*			*
105 SO	*				10 GA	*			*
111 SO		*			11 GA	*			
112 SO	*				12 GA	*			
113 SO				*	13 GA	*			
122 SO				*	14 GA	*			
124 SO				*	A15GA	*			
126 SO				*	B15GA	*		*	*
131 SO	*	*		*	C15GA	*		*	

۱-۷-۲- تجزیه XRF (فلورسانس اشعه ایکس)

در حال حاضر XRF رایجترین روش تجزیه برای تعیین شیمی عناصر اصلی و کمیاب نمونه های سنگی است. این روش کارآمد و مفید بوده و می تواند بیشتر از ۸۰ عنصر را در گستره ای وسیع از حساسیت تجزیه کرده و غلظتهایی در حد درصد تا چند ppm را تعیین کند. همچنین این روش سریع بوده و تعداد زیادی تجزیه در مدت زمان نسبتاً کوتاه صورت می دهد. عناصر سبکتر از Na (عدد اتمی ۱۱) با این روش تجزیه نمی شوند. در این تجزیه آماده سازی سنگ به دو صورت متفاوت انجام می شود. یک قرص پودر فشرده برای تجزیه عناصر کمیاب و یک قرص شیشه ای برای تجزیه عناصر اصلی تهیه می شود (کریم زاده ثمرین، ۱۳۸۱). ۱۰ تجزیه، در اصفهان توسط شرکت کیان طیف زاگرس انجام شد.

۱-۷-۳- تجزیه XRD (پراش اشعه ایکس)

این تجزیه روشی است که با استفاده از آن میتوان فازهای کانیایی را تشخیص داد. در این روش برای تشخیص فازها از اشعه ایکس استفاده می کنند. برای این منظور اشعه ایکس را با زاویه 2θ به پودر نمونه تابانده و بازتابش اشعه ایکس از روی پودر کانی برای هر کانی دارای اعداد خاصی است. از این روش برای تشخیص کانیها استفاده می شود. تعدادی از نمونه ها با این روش در دانشکده علوم دانشگاه تهران تجزیه شده و توسط اینجانب تفسیر شدند.

شکل ۱-۲:

الف - سازند بهرام در شمال روستای رشم.

ب - دگرگونه های سیلورین - دونین و سنگ آهکهای کرتاسه در غرب رشم (نگاه به شمال غرب).

ج - سازند معادل کرج در رودخانه گلکان (نگاه به شرق).

د- سازندهای قرمز زیرین، قم و کنگلومرای Qt1 در رودخانه گلکان (نگاه به شرق).

سنگ آهکهای کرتاسه

سنگهای
دگرگونی

ب

بهرام

الف



د



ج

فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

۱-۲- مقدمه

در این منطقه قدیمیترین سنگها، مربوط به پالئوزوئیک هستند. محیط تشکیل آنها دریایی، نیمه عمیق تا کم عمق بوده و در محدوده مورد نظر دگرگونی خفیفی را تحمل کرده اند. این دگرگونی از حد رخساره شیست سبز تجاوز نمی کند. رسوبات تریاس و ژوراسیک در این محدوده گزارش نشده است. سنگهای کرتاسه نیز در این ناحیه با سایر نقاط ایران مرکزی تفاوتهایی را نشان می دهد. سنگهای کرتاسه زیرین تا میانی، شامل آهکهای کرم رنگ مایل به قهوه ای اربیتولین دار و سنگهای کرتاسه بالا شامل آهکهای خاکستری دارای فسیل دو کفه ای است (کهنسال، ۱۳۷۶).

در ائوسن فعالیت آتشفشانی (چه بصورت ماگماتیسم و چه آذرآوازی) بطور واضحی دیده می شود، بطوریکه این سنگها در منطقه از گسترش زیادی برخوردار هستند. توده های نفوذی نیمه ژرف نیز در سنگهای آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده اند که از نظر سنی ائوسن فوقانی تا الیگوسن - میوسن می باشند. این توده ها احتمالاً در ارتباط با ماگماتیسم (ائوسن - الیگوسن) رخداد پیرنه ای تشکیل شده اند (کهنسال، ۱۳۷۶).

رسوبات نئوژن (سازند قم) در این نواحی از نوع رسوبات کم عمق هستند.

در شمال دهکده رشم و در امتداد دره رشم به سمت مشرق مجموعه ای از آهکهای کرتاسه بالایی دیده میشوند (شکل ۲-۱ ج). تعدادی رگه باریت نیز در این آهکها دیده می شود، که بنظر میرسد تا سازند کرمان (سازند روی سنگ آهکها) ادامه یافته است.

۲-۲-۳- سنوزوئیک

الف - ترشیری

سنگهای آواری پالئوسن (احتمالاً سازند کرمان)

این افق کنگلومرایی، ماسه ای و سیلتی بر روی رسوبات کرتاسه بالایی قرار داشته و احتمالاً دارای سن پالئوسن می باشد. کنگلومرای مذکور شاید یک مرحله قبل از نهشته شدن رسوبات ائوسن زیرین، تشکیل شده و از نظر لیتواستراتیگرافی با کنگلومرای کرمان قابل مقایسه است، این سازند در سوسن وار در زیر آهکهای نومولیت دار (دارای سن ائوسن) دیده می شود. در این سازند کنگلومرا، ماسه سنگ، ماسه سیلتی و سیلتستون وجود دارد. مرز آن با سازند زیرین گسله و با سازند رویی، عادی است. تعدادی رگه باریت این سنگها و آهکهای کرتاسه را قطع کرده است. این سازند را در مقاطع سوسن وار و گندی میتوان مشاهده کرد. ولی در مقطع یخاب تغییرات زیادی کرده است. شاید این سنگها تحت تأثیر کوهزایی لارامید بوجود آمده باشند. ضخامت این سنگها حدود ۱۰۰ متر است.

سنگ آهکهای ائوسن

در دره سوسن وار (رودخانه گلکان) و در زیر سازند معادل کرج، چند لایه سنگ آهک نومولیت دار دیده می شود که دارای سن ائوسن زیرین می باشند (شکل ۲-۱ ا: دکتر طاهری، گفتگوی شفاهی). تماس این سازند با سازند معادل کرج عادی است. در مقطعی دیگر این سنگها مشاهده نشد. ضخامت آنها ۶۰ سانتیمتر است. البته شاید این آهکها بخشی از سازند معادل کرج باشند (دکتر دانشیان، گفتگوی شفاهی).

سنگهای آذرآواری ائوسن میانی (معادل سازند کرج)

در منطقه مورد مطالعه و طی مقاطع پیموده شده مشخص گردید که سنگهای تشکیل دهنده این سازند، شامل میکریت پلاژیک، توفیت، توفهای اسیدی، سنگ آهک بنتیک، دولوستون، سنگ آهک کمی دولومیتی، لایه های ضخیم بنتونیتی - زئولیتی و مارنهای آهکی و ژیبسی و شیلی می باشند (شکل ۲-۱ث). در داخل توفیتها، آثار خرده خوب دیده می شود. در داخل شیلهای آهکی موجود در بالای لایه بنتونیتی ضخیم، ژئودهای سیلیس به فراوانی حضور دارند. با توجه به وجود فسیل *Globigerina Senni* در مقطع نازک 24 RW سن این سنگها ائوسن میانی (لوتسین) تشخیص داده شد (دکتر دانشیان، گفتگوی شفاهی). این سنگها معادل سازند کرج در البرز هستند.

نظر به اینکه زئولیت و بنتونیتها مورد مطالعه در سازند معادل کرج تشکیل شده، لازم میدانم که چندی از مطالعات انجام شده بر روی سازند کرج را ذکر کرده تا خوانندگان در صورت نیاز بتوانند اطلاعات بیشتری از این سازند داشته باشند.

اصفیا و همکاران (۱۹۴۸) ضمن بررسی زمین شناسی رشته کوههای البرز در شمال تهران لایه های با فسیلهای فراوان رادیولر را توصیف کردند و انواع سنگهای سخت، متراکم و تیره را رادیولاریت نامیدند. عیانیان و Vatan بر این اعتقادند که رنگ سبز توفها بخاطر مونتوریلونیت حاصل از تجزیه توفها می باشد. اجزای شیشه ای سازنده توفها گاه بصورت شارد ظاهری شود، فرایند شیشه زدایی بسیار رایج بوده و وجود کنکرسینونهای گلوله ای شکل سیلیسی در داخل توفهای دانه ریز حاصل فرایند سیلیسی شدن است، و منشأ سیلیس مورد نیاز رادیولرها را ورود مواد ولکانیکی بداخل حوضه می داند.

از نظر محیط رسوبی سازند کرج عمدتاً از توفهای سبز و شیلهای دریایی تشکیل یافته و ترکیب توفها غالباً اسیدی است. با توجه به ساختهای متعدد رسوبی و... شواهد دال بر این قضیه می باشد که سنگهای این سازند در محیط دریایی نسبتاً عمیق نهشته شده و بخش اعظم سنگهای این سازند در شیب قاره و در بادبزنهای زیردریایی (Submarine fan) و سپس در محیط بیرون از آن در بخش کم شیب دریای عمیقی که به موازات روند تکتونیکی کوههای البرز بوده است نهشته شده اند. تمامی فرایند

تشکیل این سازند در زمان کوتاهی از بخش میانی و بالای ائوسن میانی صورت گرفته است (لاسمی، ۱۹۹۱).

پورمدرس نیا (۱۳۷۱) با توجه به فسیلهای مختلف موجود در دره رود کرج از جمله گلوبوژرینا و گلوبوترونکانا و... سن این سازند را لوتسین زیرین - بارتونین زیرین معرفی کرده است. از نظر محیط رسوبی نیز بر این اعتقاد است که رسوبگذاری در یک محیط بسیار کم عمق و پراثری و با رخساره ماسه سنگی آغاز شده که زمان آن ابتدای لوتسین بوده، سپس این رسوبگذاری با رسوباتی مثل آهک ماسه ای، کنگلومرای توفی و... ادامه یافته است. سپس سوپسیدانس در کف حوضه رسوبی اتفاق افتاده و رسوباتی همچون میکریت رسدار، توف شیشه ای و... را برجای گذاشته است. گاهی نیز در حین عمیق تر شدن حوضه فازهای آتشفشانی رخ داده که حاصل آن توفهای مختلف برجای مانده می باشد. سپس کم کم عمق کاهش یافته و سیلتستون و مادستون بوجود آمده است. محیط تشکیل بخش توف میانی نسبتاً عمیق بوده است. معتمد (۱۹۷۱) مقادیر زیاد مونتموریلونیت در توفهای سبز البرز را مربوط به تجزیه خاکسترهای آتشفشانی در محیط قلیایی در دریا می داند و پدیده ای بنام هالیمرولیز (شبه هیدرولیز) را برای این قضیه معرفی میکند. این تجزیه باعث آزاد شدن مقداری سیلیس میگردد که ممکن است در اثر شرایط خاص، در شکافها و درز سنگها بصورت کلوئیدی یا احتمالاً به حالت متبلور رسوب کند.

قربانی (۱۹۹۰) برطبق بررسیهای XRD و شواهد ژئوشیمیایی و مقایسه آن با مطالعه Iijima (1975) و Iijima and Ohwa (1980) که در مورد توفهای شیشه ای سیلیسی کرتاسه ژاپن صورت گرفته است. پدیده ژئولیتزایی و بنتونیت زایی موجود در البرز مرکزی (مناطق کن سولقان، امام زاده داوود، شهرستانک و کلون بسته) را حاصل دیاژنز تدفینی می داند.

بلوریان (۱۳۷۱) در البرز مرکزی احتمال میدهد که حوضه رسوبی کرج یک حوضه رسوبی پشت کمانی (Back arc marginal basine) باشد. با توجه به نوع محصولات پیروکلاستیکی که شامل خاکسترهای سیلیسی بسیار ریز می باشند و با گسترش زیاد این خاکسترها در ائوسن میانی نوع خاکستر را عمدتاً ریزشی (Fall) تشخیص داده و احتمال داده که فورانهای تشکیل دهنده این خاکسترها از نوع

فراآتو پلینی باشند. از نظر سری ماگمایی، سری کالکوالکالن تا آلکالن غنی از پتاسیم را برای آن در نظر میگیرد. از نظر سنی با توجه به فسیلهای مختلف، سن سازند کرج را ائوسن میانی می داند.

سازند قرمز زیرین (ائوسن فوقانی - الیگوسن زیرین)

این سازند بر روی سازند مغادل کرج قرار گرفته است (شکل، ۱-۲ د). مرز آن با این سازند عادی است. از نظر لیتولوژی با برش شروع شده و با تناوبی از ماسه سنگ، سیلتستون و گل‌سنگ ادامه می یابد. سپس لایه هایی از مارن گچدار و کنگلومرا دیده میشوند که در نهایت به سیلتستون و ماسه سنگ ختم شده اند. رنگ این سازند قرمز می باشد و بین سازند مغادل کرج و سازند قم قرار گرفته است. به احتمال زیاد سازند قرمز زیرین است (دکتر طاهری، گفتگوی شفاهی). این سازند در اثر عملکرد فاز پیرنه بوجود آمده است.

سازند قم (الیگو- میوسن)

در منطقه مورد مطالعه، این رسوبات قرمز رنگ دارای لیتولوژی برش، ماسه سنگ، مارن ژیبسی، مارن گچ دار، لایه هایی که بدنه آنها از فسیل اویستر تشکیل یافته و سنگ آهک های مارنی فسیل دار می باشد (ضمیمه ۱، شکل‌های ۲-۲ د، ۱-۲ چ). این سنگ آهک‌های مارنی نشان دهنده این مطلب است که با وجود آواری بودن محیط تشکیل، زبانه هایی از محیط رسوبی دریایی کم عمق در منطقه پدیدار شده است. فسیل نئوالوئولینا در این سنگ آهکها به فراوانی دیده میشوند. سن این فسیلها میوسن است (دکتر طاهری، گفتگوی شفاهی، شکل ۱-۲ ج). و شاخص سازند قم هستند. این واحد توسط کنگلومرای Qt1 با دگرشیبی پوشیده شده است.

کواترنری

رسوبات آبرفتی قدیمی (Qt1)

رسوبات Qt1، تراسهای آبرفتی قدیمی را در بر می گیرد. این آبرفتها از کنگلومرای تحجر نیافته تشکیل شده اند. اینها را میتوان در تمام مقاطع به وضوح مشاهده کرد (شکل‌های ۲-۲ د، ۱-۲ چ).

رسوبات آبرفتی جدید (Qt2)

این واحد، تراسه‌های آبرفتی و مخروطه افکنه‌های جوان را در بر می‌گیرد که از فرسایش تراسه‌ها و سازندهای قدیمی‌تر بوجود آمده است.

نهبشته‌های آبرفتی بستر رودخانه (Qa)

این واحد، از رسوبات آبرفتی بستر رودخانه‌ها تشکیل شده است که از آن جمله می‌توان به رسوبات آبرفتی بستر رودخانه‌های رشم، سوسن‌وار، یخاب و غیره اشاره نمود. جدیدترین رسوبات ناحیه را این واحد تشکیل می‌دهد.

شکل ۲-۱:

الف - واحد ساختمانی - رسوبی ایران ، م.خ، نبوی (۱۳۵۵) و موقعیت منطقه مورد مطالعه.

ب - سازند بهرام(دونین) در شمال روستای رشم.

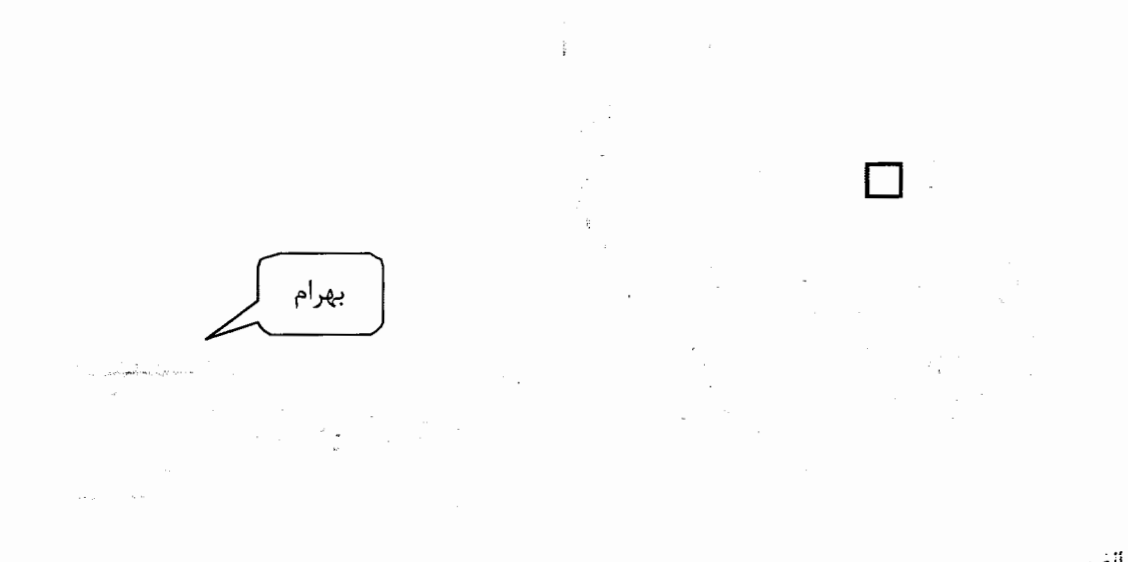
پ - سنگ آهکهای کرتاسه بالایی در شمال روستای رشم(نگاه به شرق).

ت - سنگ آهکهای نومولیت دار در رودخانه گلکان(احتمالاً ائوسن زیرین، نگاه به شمال).

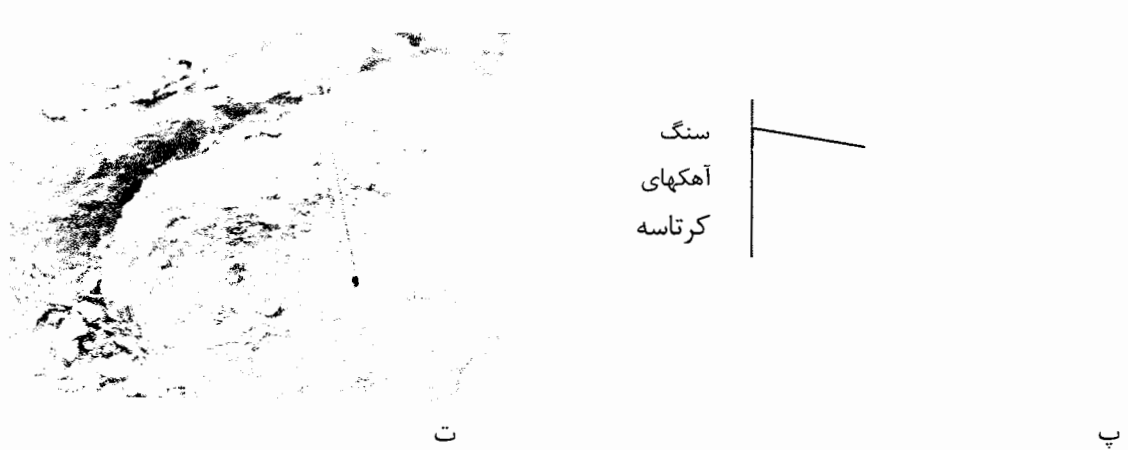
ث - سازند معادل کرج در رودخانه گلکان(ائوسن میانی، نگاه به شرق).

ج - فسیل نئوآلوئولینا (شاخص سازند قم).

چ - نمایی از سازندهای معادل کرج، قم و Qt1 در دره یخاب(نگاه به شمال).



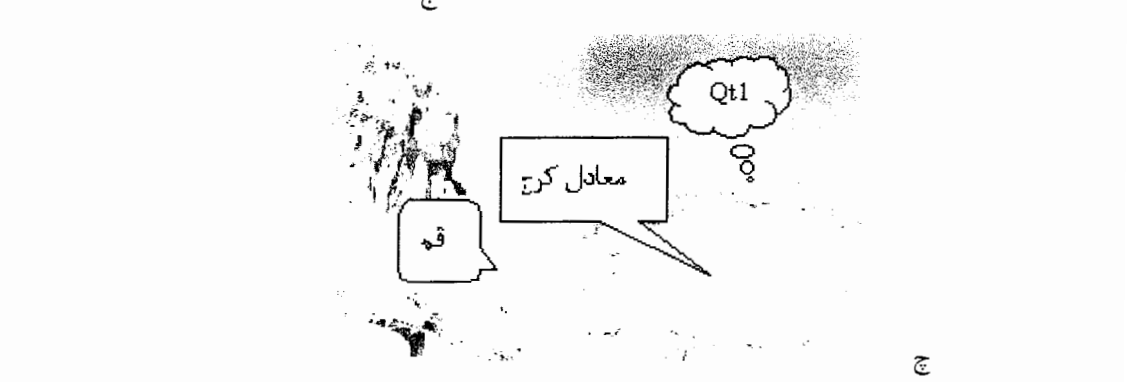
آنف



ب



ت



ج

۲-۲- مشخصات مقاطع پیموده شده

همانطور که قبلاً ذکر شد، طی بررسیهایی که در محدوده معلمان صورت گرفت، مجموعاً ۷ مقطع عرضی زده شد. برای هر یک از مقاطع از علائم اختصاری استفاده شد. که به ترتیب از سمت روستای رشم تا معدن زئولیت گندی به اسامی RW (غرب روستای رشم)، Y.A (رودخانه یخاب)، SO (روستای سوسن وار)، Dogoush (کوه دوگوش)، Dobarar (کوه دو برار)، Gw (غرب روستای گنداب) و مقطع معدن گندی (GA) نامیده شده اند. به اختصار ویژگیها و موقعیت هر مقطع را مورد بررسی قرار می دهیم:

RW (غرب روستای رشم): مقطع مورد نظر در دره غربی روستای رشم قرار دارد. این مقطع از غرب امامزاده این روستا می گذرد و دقیقاً در بین امامزاده و ایستگاه فرستنده رادیویی تلویزیونی قرار دارد. روند مقطع تقریباً N-S و امتداد لایه بندی E-W و شیب آنها به سمت N می باشد. خاکریزی جاده ورودی به روستا، باعث شده، کنتاکت مرز شمالی لایه ها مشخص نباشد، ولی در حدود ۱۰۰ متر بالاتر (به سمت شمال) تناوبی از آهک کریستالیزه و شیست و فیلیت سبز رنگ دیده می شود. نمونه ها از IRW تا RW 77 نامگذاری شده اند. نمونه های 1 تا 3 از سازند رویی (دگرگونه) و نمونه های 4 تا E.76 مربوط به سازند مورد مطالعه (معادل سازند کرج در ایران مرکزی) و نمونه های F76 تا 77 مربوط به سازند قم می باشند. نکته قابل توجه اینکه، چنانچه سنگهای مربوطه را بررسی کنیم متوجه این نکته می شویم که سازند رویی به سن سیلورین - دونین و سازند زیرین که سنگ آهک فسیل دار است به سن میوسن (دکتر طاهری، گفتگوی شفاهی) و سازند قم می باشد. پس توالی منطقه توالی طبیعی نبوده و سکانس آن برعکس می باشد. بنابراین برای این قضیه، یک راندگی را می توان تصور کرد.

Y.A (رودخانه یخاب، غرب روستای سوسن وار): این مقطع از غرب روستای سوسن وار تهیه شده و در آن یک ترانشه طبیعی از لایه های میکریتی، توف و آهک وجود دارد (ضمیمه ۲). این رودخانه دارای دره U شکل است (شکل ۲-۳ الف). روند مقطع N-S (از جدید به قدیم) و جهت و امتداد لایه ها E/62S می باشد. نمونه های برداشته شده از 1YA تا 30YA نامگذاری شده اند. نمونه های 1,2 از

لایه های اویستردار، آهکی و ماسه سنگ کمی آهکی مربوط به سازند قم برداشته شده است (شکل ۲-۳). ما بین این واحد و سازند مورد مطالعه گسل خوردگی واضحی دیده می شود که باعث بهم ریختگی و احتمالاً حذف چند لایه شده است. سپس نمونه های آخری، از سازند زیرین، سازند معادل کرج تهیه شده است. این سازند کاملاً آواری و شامل گل سنگ، سیلستون و ماسه سنگی است که توسط ژیبسهای رشته ای (رگه های کششی) در جهات بسیار متنوع و زیادی قطع شده است، آثار کراس لایینه های بسیار واضحی دارند. مرز اینها با سازند معادل کرج عادی است (شکل ۲-۳ ج).

SO (روستای سوسن وار، رودخانه گلکان): از نظر موقعیت جغرافیایی این روستا در نقشه چهار گوش ترود و در طول و عرض جغرافیایی $40^{\circ} 54'$ شرقی و $18^{\circ} 35'$ شمالی قرار دارد. با بازدید از رودخانه ها و واحدهای سنگی موجود در اطراف روستا، و در محدوده مورد مطالعه مشخص گردید، که کاملترین مقطع مربوط به سازند مورد مطالعه، در رودخانه گلکان مشرف بر روستای سوسن وار قرار دارد (ضمیمه ۳، شکل ۲-۶). این سازند توسط سازند قرمز زیرین پوشیده شده است. مرزهای بین سازندها عادی می باشند. پس بنا بر این گذاشته شد که مقطع اصلی را سوسن وار بدانیم. زیرا بقیه مقاطع تنها بخشی از این مقطع را دارا می باشند. البته در داخل این سازند یک ساخت رسوبی شبیه به اسلامپ دیده می شود. روند مقطع زده شده تقریباً N-S و نمونه های برداشت شده با پسوند SO مشخص شده اند. امتداد لایه ها E-W و شیب آنها 30° به سمت جنوب می باشد (E / 30S). نمونه ها از ISO تا 154SO نامگذاری شده اند. یکی از شاخصهای این مقطع حضور لایه های بسیار ضخیم بنتونیتی است که در بررسیهای XRD در آنها ژئولیت نیز یافت شده است، و دیگر شاخصه این مقطع وجود باندهای لیتولوژیکی رنگین است که از دور سازند را به رنگهای طوسی، سبز و ... در آورده است (ضمیمه ۴).

Dogoush و Dobarar (کوه دو گوش و کوه دو برار): در شرق روستای سوسن وار و در حدود ۳ تا ۷ کیلومتری آن رخنمون کوچکی از سازند مورد مطالعه وجود دارد. در این مقطع (مقطع دو گوش) نمونه ها از ترانسه های اکتشافی برداشت شده است. شیب و امتداد لایه ها N110 / 75S می باشد.

در تمامی نمونه ها آثار پیرولوزیت دیده می شود. تعداد نمونه های برداشت شده ۴ (چهار) عدد می باشد که بیشتر نمونه های بنتونیتی، ژئولیتی هستند.

مقطع دو برار در شرق مقطع دوگوش قرار دارد. شیب و امتداد لایه ها N110/ 75S و روند مقطع N-S است. نمونه های برداشت شده دارای پسوند دو برار می باشند. اغلب نمونه های برداشت شده ژئولیت، بنتونیتی، بنتونیت کمی ژئولیتی و... هستند.

GW (غرب معدن متروک گندی): روند مقطع N-S است. امتداد لایه ها E-W و شیب آنها 85° به طرف جنوب می باشد. مرز زیرین این آذرآواریها در این مقطع تحت تاثیر گسل خوردگی و در تماس با لایه های ضخیم و نازک شیل و ماسه سنگ است و خود این سازند زیرین نیز تحت تاثیر گسل خوردگی شدید قرار گرفته و از روزنه شکافهای حاصل از این گسلش گدازه های اسپلیتی شده خارج گردیده است. سنگهای این مقطع تقریباً مشابه بخشهای ابتدایی تا وسط مقطع سوسن وار می باشند (منظور لایه های کنکرسیون دار، شکل ۲-۳ ه).

GA (معدن متروکه گندی): این مقطع در جنوب شرق معدن کائولن گندی زده شده، روند آن شمال - جنوب است (شکل ۲-۳ ی). در واقع یک طاقدیس - ناودیس را در بر گرفته است. پیمایش انجام شده از شمال به سمت جنوب می باشد. در ابتدا سنگهای آواری (احتمالاً سازند کرمان) دیده می شود که با همین لیتولوژی در مقطع سوسن وار نیز دیده شد سپس شیل و مارن دیده می شود که با ابتدای مقطع سوسن وار از نظر لیتولوژی مشابه اند. شیب و امتداد این شیل و مارن ها با سنگهای آواری زیرشان متفاوت است. به طوریکه شیب بخش زیرین به سمت جنوب و شیب این سنگها به سمت شمال می باشد. پس تا اینجا با یک ناودیس روبرو هستیم. سپس بخشهای میکریتی دیده میشوند که حاوی توف، توفیت، دولوستون و ماسه سنگ می باشند. اینها را میتوان با بخشهای میکریتی مقطع سوسن وار هم ارز دانست. با این تفاوت که این سنگها دچار چین خوردگی شده و یک طاقدیس را ایجاد کرده اند. آن لایه ای که در معدن بنتونیت رشم به عنوان لایه استخراجی مورد استفاده قرار میگیرد در اینجا در مرکز طاقدیس واقع شده و از بین رفته است. ولی آن توالی نارنجی رنگ شیلی حاوی ژئودهای کوارتز که در روی آن قرار

دارد(در تمام مقاطع) به خوبی قابل تشخیص است. این توالی و توالیهای روی آن دارای شبیبهی به سمت جنوب هستند. لایه ای که به عنوان لایه زئولیت، در معدن گندی مورد بهره برداری قرار میگیرد، بر روی این توالی قرار گرفته و در مقطع سوسن وار نیز قابل مشاهده است. در نهایت روی این توالیها را آبرفتهای Qt2 پوشانده است. سازند قم در این مقطع دیده نمی شود. در کل از این مقطع ۱۵ نمونه گرفته شد.

الف - نمای دره یخاب (نگاه به جنوب).

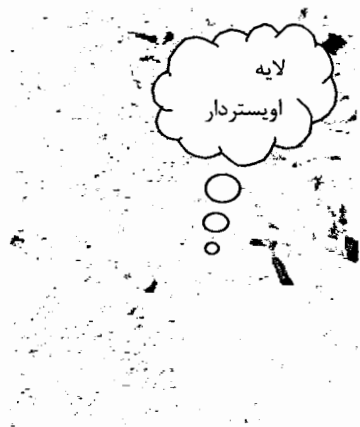
ب - لایه اویستردار در سازند قم در دره یخاب (نگاه به غرب).

ج - سازند آواری کرمان در دره یخاب (نگاه به شمال شرق).

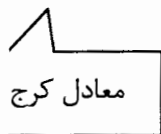
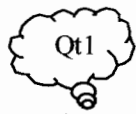
د - رودخانه گلکان که در آن سازند معادل کرج بخوبی رخنمون دارد (نگاه به جنوب).

ه - لایه های کنکرسیون دار (رادیولاریتها) در سازند معادل کرج در مقطع غرب گندی (نگاه به غرب).

ی - نمای از پروفیل گندی (نگاه به شرق).



ب



الف



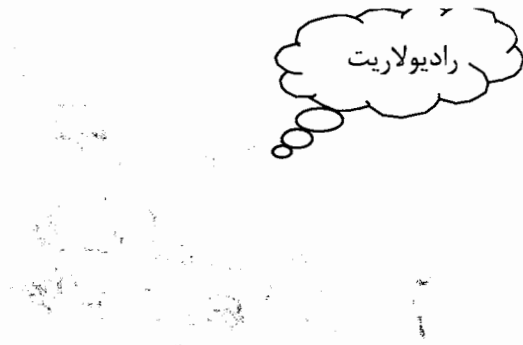
د



ج

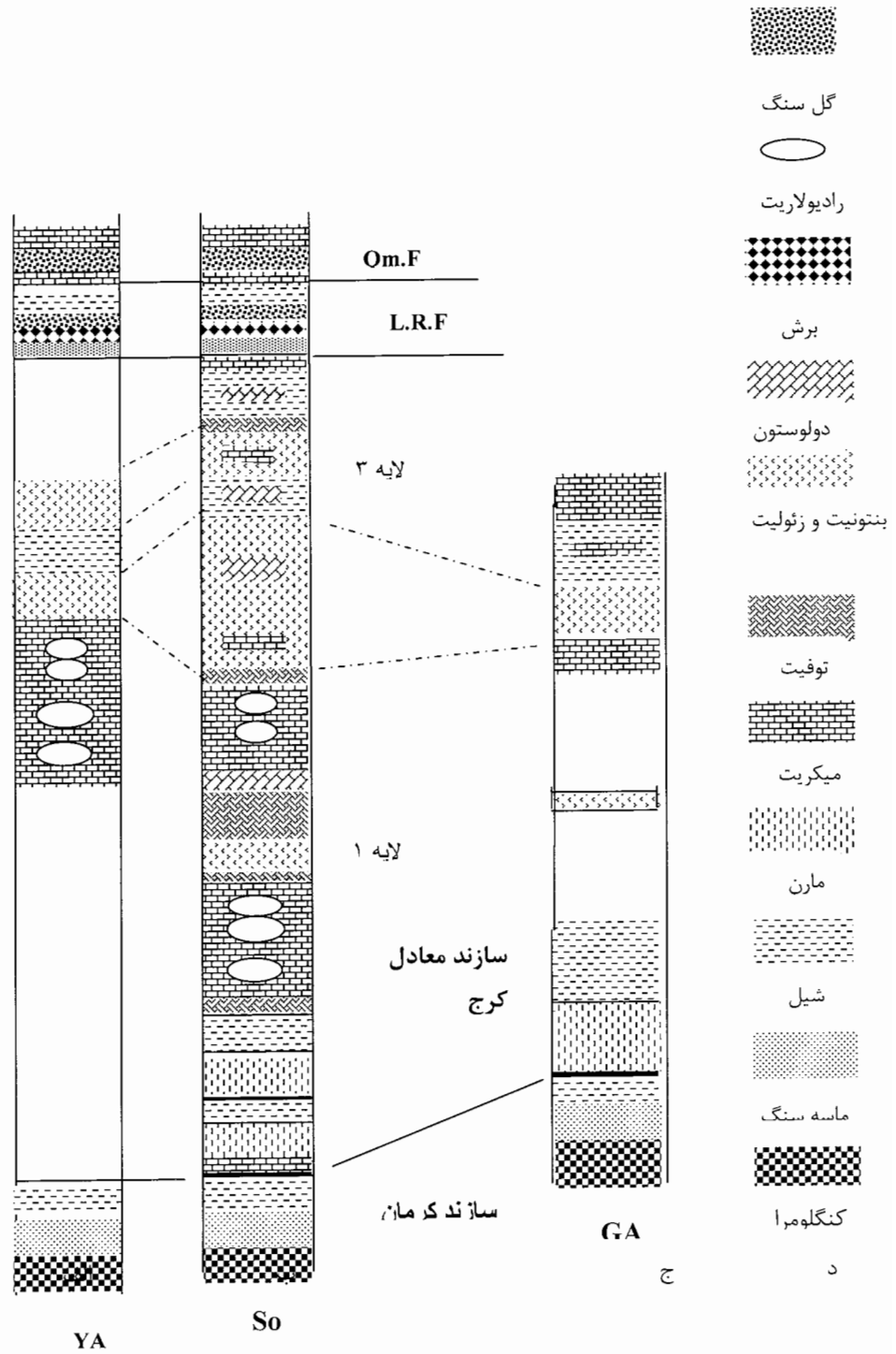


ی



ه

اما پس از بررسی های فهرست وار مقاطع کار شده، ستون چینه شناسی اصلی منطقه ک هاز تلفیق برداشتهای صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی بدست آمده است، در ذیل آورده می شود.



الف، ب، ج - ستونهای چینه شناسی منطقه مورد مطالعه د- راهنمای لیتواستراتیگرافی ستونها.

۲-۳- منابع معدنی

منطقه معلمان از لحاظ معدنی بسیار غنی است و در آن کانسارهای فلزی همچون سرب و روی، مس، طلا و نقره و کانسارهای غیر فلزی مثل بنتونیت، زئولیت، کائولن و فلدسپات وجود دارد. در ذیل کانسارهای بنتونیت و زئولیت موجود در منطقه را مورد بررسی قرار می دهیم:

۲-۳-۱- کانی سازی غیر فلزی : گروه بنتونیت

نگاهی به آثار بنتونیت در محدوده معلمان

در این منطقه معادن بنتونیت و زئولیت با نامهای، بنتونیت ناحیه شرقی دیان - رباعی، بنتونیت رشم، بنتونیت سوسن وار و زئولیت گندی وجود دارند.

بنتونیت ناحیه شرقی دیان - رباعی

معدن بنتونیت در مجاورت جاده آسفالتی دامغان به جندق (معلمان) و در فاصله کمتر از ۱۰۰ کیلومتری جنوب دامغان واقع شده است. دسترسی به این معدن از طریق جاده دامغان به معلمان امکان پذیر است. در فاصله حدود ۱۰۰ کیلومتری از دامغان جاده خاکی درجه ۳ (جاده جیب رو) به سمت شرق جدا می شود. معدن در فاصله کمتر از ۱ تا ۳ کیلومتری از جاده آسفالتی قرار دارد (کهنسال، ۱۳۷۶).

این ماده معدنی از شرایط استخراجی نسبتاً خوبی برخوردار است. روش مناسب جهت بهره برداری بصورت روباز می باشد. بر پایه برداشتهای روی زمین و با در نظر گرفتن شرایط توپوگرافی، ضخامت افقهای بنتونیت دار و گسترش طولی آنها حکایت از ذخیره زیاد بنتونیت دارد (کهنسال، ۱۳۷۶).

با استفاده از تجزیه اسپکترومتری کیفی (XRD) در آنها کانیهای مونت موریلونیت، زئولیت (کلینوپتیلولیت)، کریستوبالیت یا کوارتز، کلسیت، دولومیت و اپال CT تشخیص داده شده است (کهنسال، ۱۳۷۶).

معدن بنتونیت رشم

در فاصله ۱۰۵ کیلومتری جنوب دامغان و در ۲ کیلومتری شرق دهکده رشم قرار دارد. در اینجا بخش پایین سنگهای ائوسن گسلیده و بر روی آنها سازند قرمز زیرین قرار گرفته است. سنگهای ائوسن از تناوبی از توف سبز رنگ و مارنهای زرد رنگ پدید آمده است. قسمت توفی دگرسا شده سبز کم رنگ، در محدوده معدنی و شرق رشم ضخامت بیشتری دارد. ماده معدنی بنتونیت رشم در ارتباط با این توف سبز رنگ است (شکل ۲-۳ الف؛ کهنسال، ۱۳۷۶).

معدن بنتونیت سوسن وار

این معدن در جوار روستای سوسن وار و در ۵ کیلومتری شمال روستای معلمان قرار دارد. این لایه دنباله لایه بنتونیتی رشم است و عدسی شکل می باشد (شکل ۲-۳ ب). بنتونیت سوسن وار در طی دیاژنز از آلتراسیون شیشه های ولکانیکی سیلیسی بوجود آمده است. بنتونیت سوسن وار شامل کانیهای خانواده اسمکتیت، کوارتز و زئولیت است. استخراج آن بصورت روباز می باشد. ذخیره قابل استخراج آن، کمتر از ۲۰ هزار تن برآورد شده ولی ذخیره احتمالی آن ۴۰۰ هزار تن می باشد (کهنسال، ۱۳۷۶).

معدن زئولیت گندی

در معدنی به همین نام و در حدود یک کیلومتری جنوب شرق معدن کائولن گندی قرار دارد (شکل ۲-۳ ج). از نظر موقعیت چینه شناسی بر روی لایه های معادن بنتونیت رشم و سوسن وار قرار گرفته و حاوی زئولیت بیشتری نسبت به دو معدن نامبرده می باشد. بخاطر همین امر از این معدن زئولیت و از معادن دیگر بنتونیت برداشت می کنند. XRD آن نشان میدهد که حاوی کانیهایی مثل کلینوپتیلولیت، کوارتز، هالیت و اسمکتیت هستند.

الف - بنتونیت رشم. نگاه به غرب.

ب - بنتونیت سوسن وار. نگاه به غرب.

پ - زئولیت گندی. نگاه به شرق.



الف



ب

فصل سوم

پتروگرافی سازند معادل کرج

اصولاً برای دست یافتن به یک سری از روابط بین اجزاء سنگی، نیاز به بررسیهای پتروگرافی است. این بررسیها شامل تحقیقات میکروسکوپی و میکروسکوپی می باشند. هدف ما از این کار، بررسی انواع سنگهای موجود در این سازند، و ارتباط آنها با لایه های بنتونیتی و زئولیتی است.

۳-۱- پتروگرافی سازند معادل کرج

پس از بررسیهای فراوان و مطالعات مکرر مقاطع نازک تهیه شده از سنگهای ائوسن میانی (سازند معادل کرج)، پیکره های سنگی مربوطه را با توجه به اهمیت آنها توصیف میکنیم:

۳-۱-۱- بنتونیت

به بنتونیت ها اسامی دیگری همچون مونتوریلونیتهای سدیم و کلسیم دار، رس مونتوریلونیتی، رس اسمکتیتی، رس آشفشانی داده اند (Hora, 1998). از نظر ویژگیهای زمین شناسی اینها، لایه های رسی غنی از مونتوریلونیت - بدلیت اند. که عمدتاً همراه با شیلها، ماسه سنگها و مارنهای دیده میشوند. این لیتولوژی ها، عموماً نشان دهنده محیطهای دریایی کم عمق و یا دریاچه ای (آب شیرین) هستند. از نظر خاستگاه تکتونیک، عموماً خاستگاه قاره ای (Continental) یا پلاتفرم قاره ای (Continental platform) و گاهی جزیره قوسی (قوس جزیره ای) را میتوان برای آنها متصور شد. محیط تشکیل اینها، آبهای کم عمق و کم انرژی، و هوای معتدل است. عموماً دارای تیپ سنگ همراه (Host) آرژیلیتی، گلسنگ،

لیتولوژی ها، عموماً نشان دهنده محیطهای دریایی کم عمق و یا دریاچه ای (آب شیرین) هستند. از نظر خاستگاه تکتونیکی، عموماً خاستگاه قاره ای (Continental) یا پلاتفرم قاره ای (Continental platform) و گاهی جزیره قوسی (قوس جزیره ای) را میتوان برای آنها متصور شد. محیط تشکیل اینها، آبهای کم عمق و کم انرژی، و هوای معتدل است. عموماً دارای تیپ سنگ همراه (Host)، آرژیلیتی، گلسنگ، سیلتستون، ماسه سنگ، توف، آگلومرا، ایگنمبریت، مارن هستند. از نظر مدل ته نشینی، دارای ضخامت‌های چند سانتیمتری تا چند صد متری اند (Hora, 1998)، در محیطهای جزایر قوسی عموماً عدسی شکلند، این عدسی ها گسترش جانبی زیادی دارند. در نمونه دستی، سفید، زرد، سبز زیتونی، قهوه ای و آبی بوده و در رخنمونهایشان ظاهر Popcorn دارند (شکل ۳-۱ الف). باطله های همراه اینها فلدسپار، کوارتز، کلسیت، زئولیت، ژیپس، سیلیس اپالی، کریستوبالیت و شیشه ولکانیکی آلترا نشده است. این باطله ها گاهی صرفه اقتصادی پیدا می کنند (Hora, 1998). از نظر مدل‌های دیاژنتیکی، مواد پیروکلاستیک آتشفشانی در دریا یا دریاچه ها ته نشین شده و آلتراسیون مواد پیروکلاستیک شیشه ای، احتمالاً هنگامی شروع می شود که شیشه با آب در تماس باشد، و یا بلافاصله پس از ته نشینی شیشه در کف دریا یا دریاچه این امر روی میدهد. البته یک سری از بنتونیتها، مثل آنهايي که در وایومینگ وجود دارند، در طی دیاژنز دفنی، شیشه با آبهای منفذی (خلل و فرج) تماس پیدا کرده و تبدیل به بنتونیت شده است (Hora, 1998).

در منطقه مورد مطالعه چندین لایه بنتونیتی سبز و سفید رنگ وجود دارند که بجزء یکی، بقیه دارای ضخامت کمی میباشند. در معادن بنتونیت رشم و سوسن وار، از آن لایه بهره برداری می شود. این لایه عدسی شکل بوده و بیشترین ضخامت آن که حدود ۲۱ متر است مربوط به معدن سوسن وار می باشد (شکل ۲-۴ ب). ضخامت آن در معدن رشم ۹ متر (به سمت غرب) و به سمت معدن زئولیت گندی (شرق) نیز از ضخامت آن کاسته می شود. در میان این لایه ضخیم، عدسی هایی از میکریت دیده می شود (شکل ۳-۱ الف). در سطح بنتونیتها و میکریتها، آثار پیرولوژیت و رگه های ژیپس وجود دارد.

در تفسیر XRD، مشخص شد که این لایه بنتونیتی، حاوی اسمکتیت دی اکتائدرال، کلسیت، کوارتز و کلینوپتیلولیت است.

۳-۱-۲- زئولیت

زئولیت ها در نمونه دستی خاکستری و سبز رنگ بوده و دارای زمینه شیشه ای (شارد) هستند که اکثر آنها به کلینوپتیلولیت تبدیل شده اند، ولی شکل شاردها کاملاً حفظ شده است (شکل ۳-۱-ب). البته بنظر می رسد که هنوز بخشهایی از شاردهای سالم با فراوانی بسیار کم در این سنگها یافت می شوند (شکل ۳-۱-پ) که چنانچه بخواهیم تجمع درصدی کانیهای این زئولیتها را بر اساس جدول مقایسه ای تخمین بزنیم (Folk et al. 1970)، دارای حدود ۹۰٪ کلینوپتیلولیت، ۴٪ کوارتز زئومورف، ۱٪ فلدسپات و پلاژیوکلاز ساب اتومورف، ۴٪ میکریت و ۱٪ کانیهای اپک شامل اکسید آهن و پیرولولوزیت هستند (شکل ۳-۱-ج). بافت این سنگها جهت یافته است (شکل ۳-۱-ب). تعدادی چرت (شکل های کروی شکل) به همراه کوارتزها دیده می شود که یا تحت فرایند شیشه زدایی شاردها و یا تحت تأثیر انحلال سیلیسهای موجود در محیط بوجود آمده اند (شکل ۳-۱-د). تقریباً تمام اجزاء سنگی در زئولیتها، بوسیله کلینوپتیلولیت جایگزین گردیده اند (شکل ۳-۱-چ). میکریتها جانشین تعدادی کوارتز و پلاژیوکلاز شده اند (شکل ۳-۱-ح). در تفسیر XRD این سنگها، کلینوپتیلولیت، کمی اسمکتیت دی اکتائدرال، کوارتز تشخیص داده شده است. فسیلهایی همچون رادیولر نیز در این زئولیتها دیده می شود (شکل ۳-۱-خ).

۳-۱-۳- دولوستون

این سنگ در نمونه دستی آجری رنگ و در زیر میکروسکوپ دارای بلورهای دولومیت (شکل ۳-۲ الف)، کلسیت، فسیلهای احتمالاً رادیولر که از درون دولومیتی شده اند و قطعات خارپوست می باشد. بلورهای کوچک کوارتز بی شکل با خاموشی موجی و پلاژیوکلاز نیمه شکل دار، در این سنگها دیده می شود. ساختمانهای کروی اپال، که در واقع، مقطع عرضی خار اسفنج ها هستند، در این سنگ وجود دارد. این بلورها تخریبی هستند. دولومیتها دارای یک غلاف قرمز رنگند، که در اثر تبدیل کلسیت به دولومیت، و آزاد شدن ناخالصی های کلسیت، بوجود آمده اند. فرایند دولومیتی شدن تا ۱۳٪ به تخلخل

سنگ می افزاید. این فرایند در طی دیانز رخ داده است. طی بررسی XRD این دولوستونها دارای دولومیت، کلسیت، کوارتز و رس میباشند.

۳-۱-۴- میکریت

در نمونه دستی، نخودی، نخودی مایل به آجری و خاکستری رنگند. در برخی، میان لایه های دولوستونی و میکریت دولومیتی (عموماً آجری رنگند) دیده می شود. در این منطقه سه نوع، میکریت بدون فسیل، میکریت پلاژیک و میکریت بنتیک قابل تشخیص است.

خصوصیات عمومی اینها عبارتند از: دارای بلورهای بی شکل و تقریباً خود شکل کوارتزند. کوارتزهای بی شکل، تخریبی و انواع خود شکل احتمالاً در اثر انحلال فشاری بوجود آمده اند (دکتر مهاری، گفتگوی شفاهی). گاهی بلورهای بی شکل (تخریبی) و میکرولیتی پلاژیوکلاز و حتی بلورهای بیوتیت دارای خاموشی موجی (احتمالاً حاصل از سنگهای دگرگونی) نیز یافت می شود. برخی از بیوتیتها از درون در حال آتره شدن هستند. بلورهای کم و پراکنده ژیپس نیز در اینها دیده می شود. کوارتزها و پلاژیوکلازها در حال جانشین شدن توسط میکریت هستند. بسیاری از این سنگها در طی دیانز مورد هجوم محلولهای اکسید آهن قرار گرفته اند.

میکریتها بی فسیل (شکل ۳-۲ ب) دارای یک سری حفره ناشی از خروج گازها یا قالب کانیهای تبخیری اند. تعداد این حفرات در سنگ زیاد است. آثار حیاتی مثل پلت های مدفوعی (فیکال پلت) در اینها دیده نمی شوند. بدین خاطر، بیوتوریشن نیستند.

میکریتهای پلاژیک دارای فسیلهای پلاژیک مثل گلوبوروتالیا، گلوبیژرینا میباشند (دکتر طاهری، گفتگوی شفاهی، شکل ۳-۲ پ) خار اسفنج، پلت و کانیهای اپک نیز دیده میشوند.

میکریتهای بنتیک، از نظر فونا، دارای تنوع زیاد فسیلی و قطعات شکسته فسیل، قطعات آواری میباشند. به مقدار کم فسیلهای پلاژیک نیز یافت میشوند.

در نمونه دستی این سنگها، قهوه ای، خاکستری مایل به قهوه ای، سبز و سبز متمایل به خاکستری هستند. از شواهد رسوبی بودن اینها میتوان به پلوئیدهای میکریتی، کوارتزها و پلاژیوکلازهای تخریبی، سیمان آهکی - آواری اشاره کرد. از شواهد توفی بودن آنها میتوان به شیشه های آتشفشانی، شاردهای شیشه ای، کوارتزها و فلدسپاتهای خودشکل اشاره کرد. در واقع اینها نه کاملاً شبیه سنگهای رسوبی و نه کاملاً شبیه توفها میباشند (شکل ۳-۲ ت). فسیلهایی مثل رادیولاریت، خاراسفنج، قطعه خارپوست، برخی فسیلهای پلاژیک در آنها دیده میشوند (شکل ۳-۲ ج و چ).

بعضی از کوارتزها تخریبی اند، اینها دارای خاموشی موجی هستند. بنظر میرسد از سنگهای دگرگونی موجود در منطقه منشأ گرفته باشند.

بعضی بنظر میرسد خودشکل اند. اینها شاید تحت تأثیر فرایند شیشه زدایی بوجود آمده باشند. آنهایی که بصورت چرت دیده میشوند، از ته نشستهای غیر آلی و اولیه سیلیس کلونیدی مشتق شده اند (رضایی و همکار، ۱۳۷۷). این گروه بعضاً آثار انحلال و جانشینی نشان میدهند، در تعدادی از اینها میکریت جانشین کوارتز شده است.

بعضی از کوارتزهای بیوژنیک هستند. در واقع اینها از جنس اپال اند و پوسته رادیولرها و خارهای اسفنج را بوجود آورده اند. میکریت جانشین تعدادی از اپالها شده است.

این جانشینی ها نشان دهنده قلیایی شدن محیط پس از رسوبگذاری می باشد. بدین صورت که در ابتدا در اثر حضور شیشه های آتشفشانی محیط اسیدی شده و شرایط را برای زیست جانوران با پوسته سیلیسی مهیا کرده است سپس در طی فرایند دیاژنز محیط قلیایی شده (در اثر خروج عناصری مثل پتاسیم و سدیم از شیشه سیلیسی و حضور آنها در محیط به صورت KOH و NaOH)، سیلیس شروع به حل شدن کرده و میکریت جانشین سیلیس شده است. از دیگر شواهد قلیایی بودن محیط، میتوان به محلولهایی مثل محلول های منگنزار و اکسید آهن اشاره کرد. برطبق شواهدی همچون پراکندگی اکسیدهای آهن و پیرولولزیتها در زمینه سنگ، اینها در طی فرایند دیاژنز تشکیل شده اند. البته مقداری

کانی دولومیتی را میتوان مشاهده کرد، که در طی دیاژنز از تبلور میکریت و تبدیل آن به دولومیت بوجود آمده اند. این دولومیتها در یک غلاف قرمز رنگ احاطه شده اند، که در اثر خروج ناخالصی های موجود در میکریت های متبلور شده و باعث دولومیتی شدن آنها شده است. این دولومیتی شدن باعث افزایش ۱۳٪ تخلخل این سنگها شده و جریان سیالات بین حفره ای را سرعت بخشیده است:

پلاژیوکلزهای موجود در این سنگها غالباً زئومورفند. و بنظر می آید تخریبی باشند.

بیوتیت در اینها به تعداد بسیار اندک یافت می شود، که نیمه شکل دار و دارای خاموشی موجی و

تخریبی هستند.

۳-۱-۶- مارنهای شیلی ژپیس دار

این سنگها در زیر میکروسکوپ دارای مخلوطی از رس و بلورهای کوچک کلسیت و ژپیس میباشند، تعدادی از این ژپیسها رشته ای و تعدادی، ورقه ای یا شفاف و به موازات لایه بندی اند. میان لایه های آهکی و دولوستونی، فرسایش مارنی و تورق شیلی در این سنگها دیده می شود. در نمونه دستی سبز، قرمز هستند (شکل ۳-۲ ح). در مقاطع میکروسکوپی این سنگها قطعات سالم خار اسفنج دیده می شود.

۳-۱-۷- میکریت پر منیزیم

در نمونه دستی نخودی رنگند. دارای بلورهای شفاف ژپیس به موازات لایه بندی میباشند. میکریت های پر منیزیم (شکل ۳-۲ خ) به همراه دولوستونها، بصورت فرسایش تفریقی، در بین لایه های مارنی وجود دارند. اینها ریز بلورند و بصورت پراکنده و کم، دولومیت در سنگها یافت می شود. بنظر میرسد که این دولومیتی شدن در طی فرایند دیاژنز رخ داده باشد. این فرایند باعث شده تا تخلخل سنگ بیشتر شود. محلولهای احتمالاً حاوی اکسید آهن در کل سنگ تأثیر گذاشته است. ساختمانهای تقریباً کروی در سطح سنگ دیده می شود که احتمالاً آثار بیوتوریشن است (دکتر طاهری، گفتگوی شفاهی). بلورهای کوارتز نیمه شکلدار و پلاژیوکلز، به تعداد کم در سطح سنگ پراکنده اند. احتمالاً این میکریتها

در طی فرایند دیاژنز کمی درشت بلورتر شده اند. فسیلهای رادیولر و خار اسفنج، که از داخل در حال دولومیتی و کلسیتی شدن هستند، در این نمونه ها وجود دارند.

۳-۱-۸-رادیلاریت

در صحرا، بصورت عدسیهای کوچک و بزرگ تیره رنگ و بسیار متراکم، در میان میکریتها دیده می شوند (شکل ۲-۳ ه). اینها دارای رادیولر فراوان و خار اسفنج با پوسته سیلیسی اپالی هستند. بعداً تحت تأثیر محلولهای حاوی منگنز و اکسید آهن قرار گرفته اند. بنظر میرسد، این محلولها در طی دیاژنز به سنگ هجوم آورده اند.

۳-۱-۹-سنگ آهک

دارای فسیلهای فراوانی مثل نومولپتهای حجره کوچک و بزرگ و آمفی استیژنا دارند. اینها شبیه آهکهای سازند زیارت در البرز هستند. ولی چون ضخامت کمی دارند و مرز آنها با آذر آواریها عادی است، شاید عضوی از سازند معادل کرج باشند. قطعات کوارتز زومورف و آل بیت زومورف (هر دو تخریبی) در سطح سنگ پراکنده اند.

اما سنگ آهکهای دیگر، در نزدیکی توفها و بنتونیتها یافت میشوند. اینها، بطور عمده از قطعات خارپوست شکل گرفته اند. علاوه بر آن رادیولر و خار اسفنج نیز در آنها یافت می شود.

۳-۱-۱۰-ماسه سنگ

در نمونه دستی قهوه ای سوخته هستند. بیوتیت در آنها فراوان است. کوارتز و پلاژیوکلاز دارند. میکریت بخشی از سنگ را در بر گرفته است. آثاری شبیه فیکال پلت و ائید، در اینها مشاهده می شود. شاید این ماسه سنگها، از شسته شدن سرزمینهای آذرین و دگرگونه بوجود آمده باشند. بسیار نابالغ می باشد. این سنگها در طی فرایند دیاژنز مورد هجوم محلولهای اکسید آهن قرار گرفته است.

۳-۲- محیط رسوبی

پس از بررسی های فراوان صحرایی و میکروسکوپی و در نهایت با ترکیب این دو، به شناخت محیط رسوبی تشکیل این لایه های بنتونیتی و زئولیتی پرداختیم.

۳-۲-۱- شواهد صحرایی

از جمله ساختهای دیده شده در این توالی، میتوان به ساخت کنکرسیون (رادیلاریتها) و اسلامپ اشاره کرد. ضخامت این لایه ها در طول گسترش شان کم و زیاد می شود، این لایه های عدسی شکل و اسلامپها به ترتیب، نشان دهنده محیطهای کم عمق و شیب قاره هستند. این ساخت اخیر در بین لایه های بنتونیتی دیده می شود. در بین لایه های مختلف سنگهای مارنی این توالی، علاوه بر ژپسهای رشته ای که آنها را قطع کرده اند، بلورهای شفاف ژپس نیز یافت می شود، که به موازات لایه بندی قرار گرفته اند، این بلورها، نشاندهنده محیطهای کم عمق و تبخیری اند. علاوه بر اینها، لایه های عدسی شکل و ضخیم بنتونیتی عموماً محیطهای کم عمق را معرفی میکند (Hora, 1998). در کل از شواهد صحرایی چنین بر می آید که با توجه به ضخامت عدسی های بنتونیتی، حضور نمک و ژپس به موازات لایه بندی لایه های زیر بنتونیتها و حضور دولوستون که نشاندهنده محیطهای کم عمق و تبخیری اند به صورت میان لایه در لایه های بنتونیتی، محیط تشکیل بنتونیتها، احتمالاً محیطهای کم عمق و تبخیری تقریباً جدا شده از دریا مثل سبخا یا لاگون است.

۳-۲-۲- شواهد میکروسکوپی

در مقطع سوسن وار، در داخل لایه های بنتونیتی، میان لایه های میکریت (بدون آثار زیستی مثل پلت، الیت) دیده می شود. این آثار زیستی نشان دهنده محیط کم عمق است. اما بررسیهای بیشتر نشان داد که، علاوه بر این فسیلها، قطعات فسیلی همچون قطعه خارپوست و خار اسفنج در این میکریتها دیده میشوند. این قطعات خود نشان دهنده محیطهای دریایی است، برخی از مقاطع، همانطور که در بخش پتروگرافی توضیح داده شد میکریتهای بنتیک (شوری نرمال) هستند، که نشاندهنده محیط بسیار کم عمق می باشند.

شکل ۳-۱:

الف - عدسی میکریتی و بافت پاپ کورن در بنتونیتها. دره سوسن وار، نگاه به غرب.

ب - شارد های شیشه ای سیلیسی که به کلینوپتیلولیت تبدیل شده ولی شکل شاردها حفظ شده است. بافت جهت یافته سنگ در این عکس مشخص است. نمونه GA 7، بزرگنمایی 3.2×10 ، PPL.

پ - نمونه ای از شارد سالم در زئولیت ها. نمونه 111SO، بزرگنمایی 3.2×10 ، XPL.

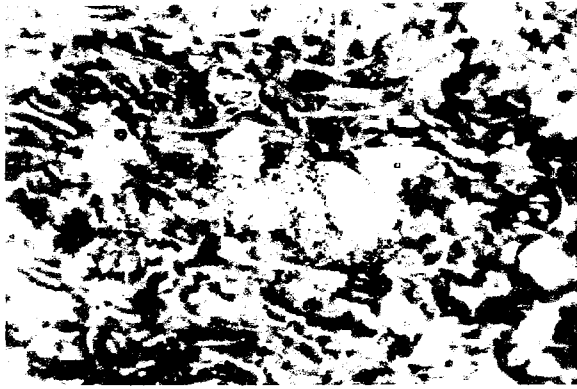
ج - حضور کانی اپک در زئولیتها. نمونه 111SO، بزرگنمایی 3.2×10 ، PPL.

چ - نمونه ای از کوارتز که از اطراف توسط کلینوپتیلولیت در حال جانشینی است. نمونه GA 7، بزرگنمایی 3.2×10 ، PPL.

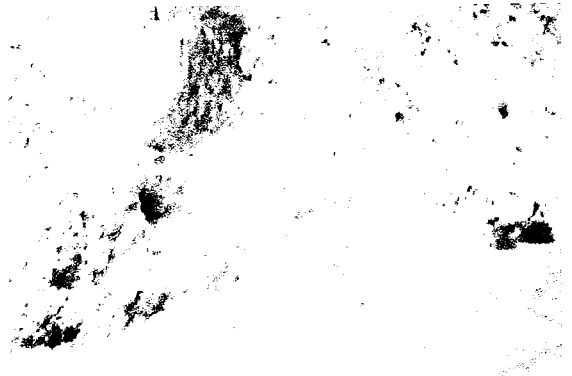
ح - تعدادی از کوارتزها و پلاژیوکلازها توسط میکریت جانشین شده اند. بزرگنمایی 3.2×10 ، PL P.

خ - فسیل رادیولر در زئولیتها. نمونه 7GA، بزرگنمایی 3.2×10 ، PPL.

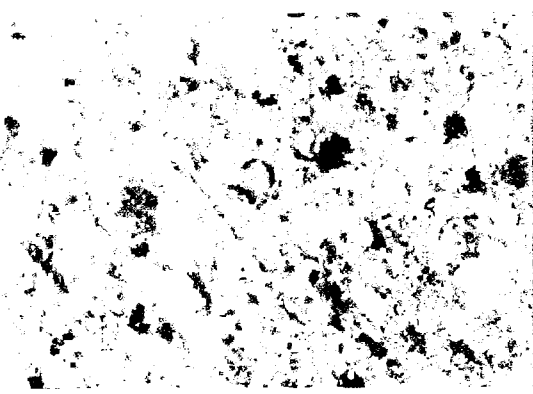
د - چرتهای کروی شکل که احتمالاً حاصل آزاد شدن سیلیس در طی تبدیل شیشه آتشفشانی به زئولیت می باشند. نمونه 7GA، بزرگنمایی 3.2×10 ، XPL.



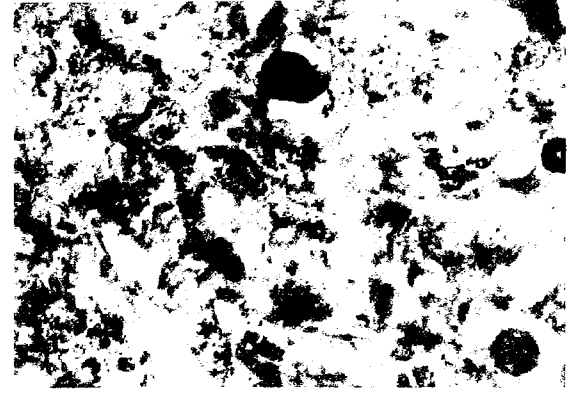
ب



الف



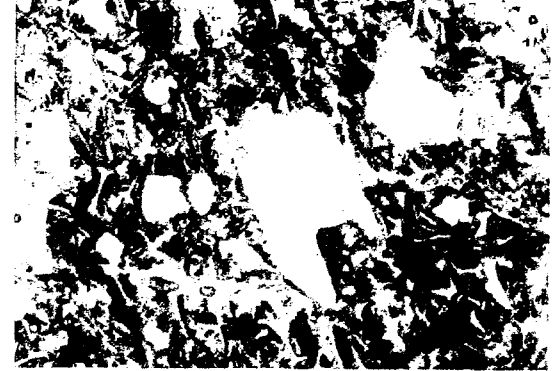
ج



ب



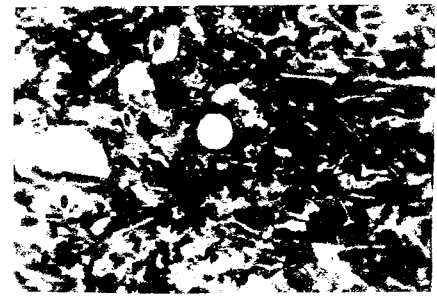
ح



ج



د



خ

شکل ۲-۳:

الف - مقطع نازک دولوستون. بزرگنمایی ۳،۲×۱۰.

ب - میکريت بی فسيل و حفره حاصل از خروج گاز و يا غالب کانیهای تبخیری. بزرگنمایی ۳،۲×۱۰.

پ - میکريت پلاژیک، شامل میکروفسیلهایی مثل گلوبیژرینا و گلوبوروتالیا. بزرگنمایی ۳،۲×۱۰.

ت - نمونه ای توفیت. یک شیشه آتره شده در این مقطع دیده میشود. بزرگنمایی ۳،۲×۱۰.

ج ، چ - فسیلهای و قطعات فسیلی از جمله رادیولر و خار اسفنج در توفیتهای موجود در سازند معادل کرج.

بزرگنمایی ۳،۲×۱۰.

ح - مارنهای شیلی ژپس دار. یک فسیل رادیولر تخریب شده در این مقطع دیده می شود. بزرگنمایی ۳،۲×۱۰.

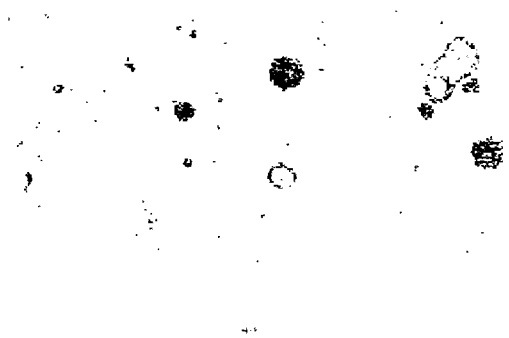
خ - میکريت پر منیزیم. بزرگنمایی ۳،۲×۱۰.



135SO.PPL



الف



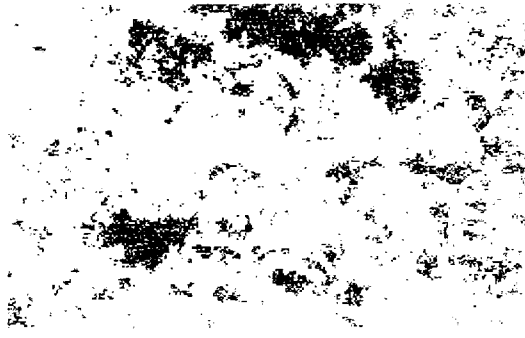
34Rw,XPL



33Rw,XPL



ح



B24SO

ح

فصل چهارم

ژئوشیمی بنتونیت ها و زئولیت ها

مطالعات پترولوژی تنها با بررسی مقاطع نازک، نمی تواند کامل و قابل اطمینان باشد. بررسی تجزیه هایی همچون XRD, XRF، شیمی تر و غیره می تواند نتایج دقیق تری به دست دهد. مطالعه زئولیت ها نیز نیازمند داده های ژئوشیمیایی می باشد. از آنجایی که در منطقه مورد مطالعه، با توجه به رده بندی زئولیت ها (Coombs et al. 1997) نوع زئولیت، کلینوپتیلولیت می باشد، لازم است در مورد شیمی کلینوپتیلولیت مطالبی هرچند کوتاه آورده شود.

زئولیتها، جزء آلومینوسیلیکاتهای آبدار هستند. هرکدام از چهاروجهی های آنها دارای چهار اتم اکسیژنند که یکی از دوکاتیون Si یا Al را در بر می گیرند و بصورت $[\text{SiO}_4]^{-4}$ و $[\text{AlO}_4]^{-5}$ در می آیند. این ساختار چهاروجهی دارای حفرات بازی به شکل روزنه و کانال است، که در آنها ملکولهای آب و کاتیونهای خارجی، که بیشتر در حال تبادل با یکدیگرند، جای می گیرند (Coombs et al. 1997).

به طور کلی، قواعد مربوط به تقسیم بندی کلینوپتیلولیت، بر مبنای مقاله coombs et al.

(1997) در ذیل آورده می شود:

۱- هر چند که کانیهای زئولیتی را نمی توان تنها براساس نسبت Si/Al تقسیم بندی کرد. ولی در تشخیص بین هویلاندیت و کلینوپتیلولیت که دارای طیف XRD غیر قابل تمیزی از یکدیگر هستند، معیار پذیرفته شده، نسبت Si/Al آنها می باشد. هویلاندیت و کلینوپتیلولیت به ترتیب دارای نسبت $Si/Al < 4$ و $Si/Al \geq 4$ می باشند.

۲- نمونه های یک سری (گروه) از کانیهای زئولیتی، دارای کاتیونهای خارج شبکه ای مختلف هستند، کاتیون غالبشان، بصورت پیشوند به نام آنها متصل می شوند. این پیشوند به عنوان یک سمبل شیمیایی عمل می کند. به عنوان مثال، کلینوپتیلولیت های موجود در منطقه مورد مطالعه که سدیم بیشتری دارند، بصورت Na-Clinoptilolite نوشته می شوند.

۳- یک رده بندی نیز بر اساس نسبت SiO_2/Al_2O_3 وجود دارد (de Pablo-Galan et al. 1996). در این رده بندی کلینوپتیلولیت در نسبت SiO_2/Al_2O_3 بین 4.91-7.14 متبلور می شود. طی بررسیهایی که در محدوده معلمان انجام شد، برطبق قواعد عنوان شده در بالا، نوع زئولیت، کلینوپتیلولیت است. در ذیل به توضیح مختصری در مورد این سری می پردازیم :

کلینوپتیلولیت (Clinoptilolite): شامل یک سری از کانیهای زئولیتی است که دارای علامت اختصاری HEU می باشد. اولین بار (Schaller (1932, 1923) آنرا تعریف کرد. محل تیپ (Type locality) آن در سنگهای بازیک شرق کوه Hoodoo در ایالت وایومینگ امریکا است. نام آن از Ptilo گرفته شده که در زبان یونانی اشاره به طبیعت کرکی و فیبری ریز آن کانی دارد. محتوای کاتیونی

آن بسیار متغیر بوده و از میان کاتیونهای مختلف Ca, Na, K با فراوانی زیاد در آنها شناخته شده است. در برخی از نمونه های آنها Sr, Ba, Mg نیز فراوانند. در این سری ممکن است که Fe^{2+} , Fe^{3+} نیز یافت شوند. در تجزیه ای که Pirsson (1980) انجام داد، K فراوانترین کاتیون است. در این زئولیت نسبت کاتیونهای یک ظرفیتی به دوظرفیتی بیشتر از ۱ (یک) است (Coombs et al. 1997). پس بنابراین K-Clinoptilolite را به عنوان نمونه تیپ (Type Species) این سری برگزیدند. T_{Si} (Si/(Si+Al)) آن دارای محدوده ای 0.80-0.84 می باشد (Coombs et al. 1997).

در میان اینها، کانیهایی که از نظرتوبولوژی دارای شبکه یکسانی اند ولی دارای $T_{Si} < 0.84$, $Si/Al < 4$ می باشند، در سری هویلاندیت قرار می دهند که با کلینوپتیلولیت یک سری پیوسته را تشکیل می دهد (Coombs et al. 1997).

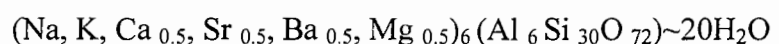
از ویژگیهای کلینوپتیلولیت مونوکلینیک بودن آن می باشد. ساختمان اینها توسط (Alberti (1975), Armbruster (1993) بر اساس مکانهای کاتیونی خارج شبکه ای بازسازی شده است. اعضای سری کلینوپتیلولیت عبارتند از:

(۱) K-Clinoptilolite (مونوکلینیک) و $T_{Si} = 0.80-0.83$

(۲) Na-Clinoptilolite (مونوکلینیک) و $T_{Si} = 0.80-0.84$

(۳) Ca-Clinoptilolite (مونوکلینیک) و $T_{Si} = 0.80-0.84$

فرمول استاندارد کلینوپتیلولیت بصورت ذیل می باشد (Coombs et al. 1997):

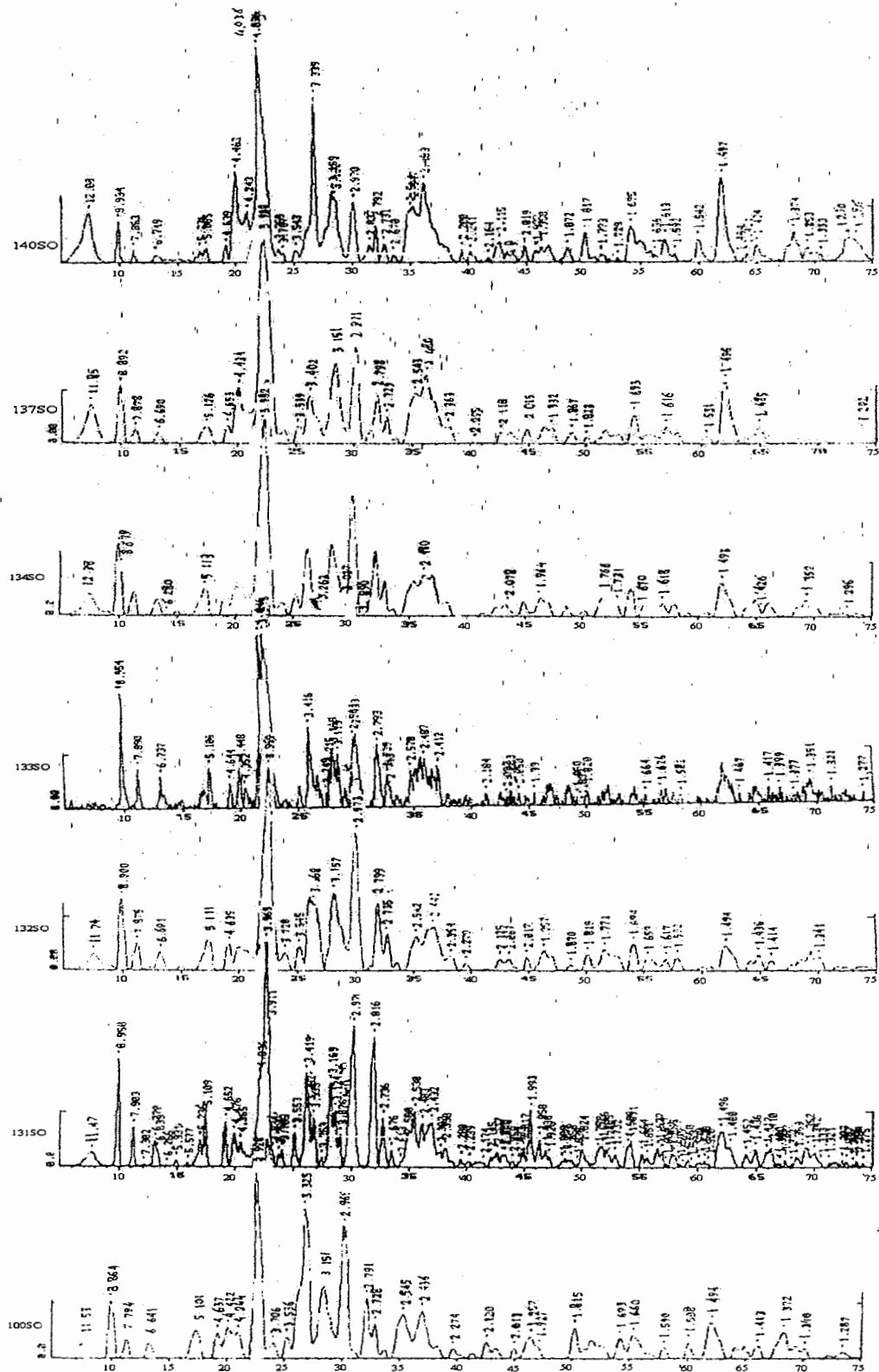


۴-۱- تفسیر XRD نمونه های بنتونیت و زئولیت ها

با توجه به اینکه زئولیت های موجود در بنتونیت های منطقه، کریپتوکریستالین بوده و در زیر میکروسکوپ نوری دیده نمی شوند. برای تشخیص نمونه هایی که حاوی کانی زئولیت بودند ضروری بود از XRD استفاده شود (شکل های ۴-۱ الف، ب و ج). ۳۳ نمونه مورد آزمایش و تفسیر واقع شدند، از میان آنها ۱۵ نمونه، حاوی زئولیت (کلینوپتیلولیت) و رس (خانواده اسمکتیت) بوده اند (جدول ۴-۱). چنانچه بخواهیم این تجزیه را مورد کنکاش بیشتری قرار دهیم، باید پیکهای با زاویه 2θ یکسان را در سنگهای مختلف، با هم در نظر گرفته و روند تغییراتی آنها را دنبال کنیم.

در پروفیل سوسن وار، بر روی ۷ نمونه بنتونیتی این تفسیر صورت گرفت (شکل ۴-۱ الف). همانطور که مشاهده می کنید، اصلی ترین پیک مربوط به اسمکتیتها در ابتدای سمت چپ نمودار XRD، در زاویه 2θ بین ۶ تا ۹ درجه دیده می شود که قله آن در زاویه 2θ حدود $7/5$ درجه است. هنگامی که این تجزیه بر روی نمونه خشک آنها انجام می شود (XRD به سه روش بر روی اسمکتیتها صورت می گیرد) (بر روی نمونه خشک، در اتیلن گلیکول، در 550 درجه سانتیگراد)، اعداد پیک آنها بالای ۱۰ است. البته بسته به میزان آبی که اینها در ساختمان خود دارند، ممکن است این عدد تا ۱۵ نیز بالا رود. در همین راستا، پیکهای با زاویه 2θ ، ۶ تا ۹ درجه در تجزیه های انجام شده (شکل ۴-۱ الف) از نمونه 100SO (دفعه شستگی بیشتر) تا 137SO (دفعه شستگی کمتر) به ترتیب دارای اعداد، 11.85, 12.38, 11.74, 11.47, 11.53 می باشد. هرچه عمق دفن شستگی بنتونیتها کمتر می شود، میزان آب

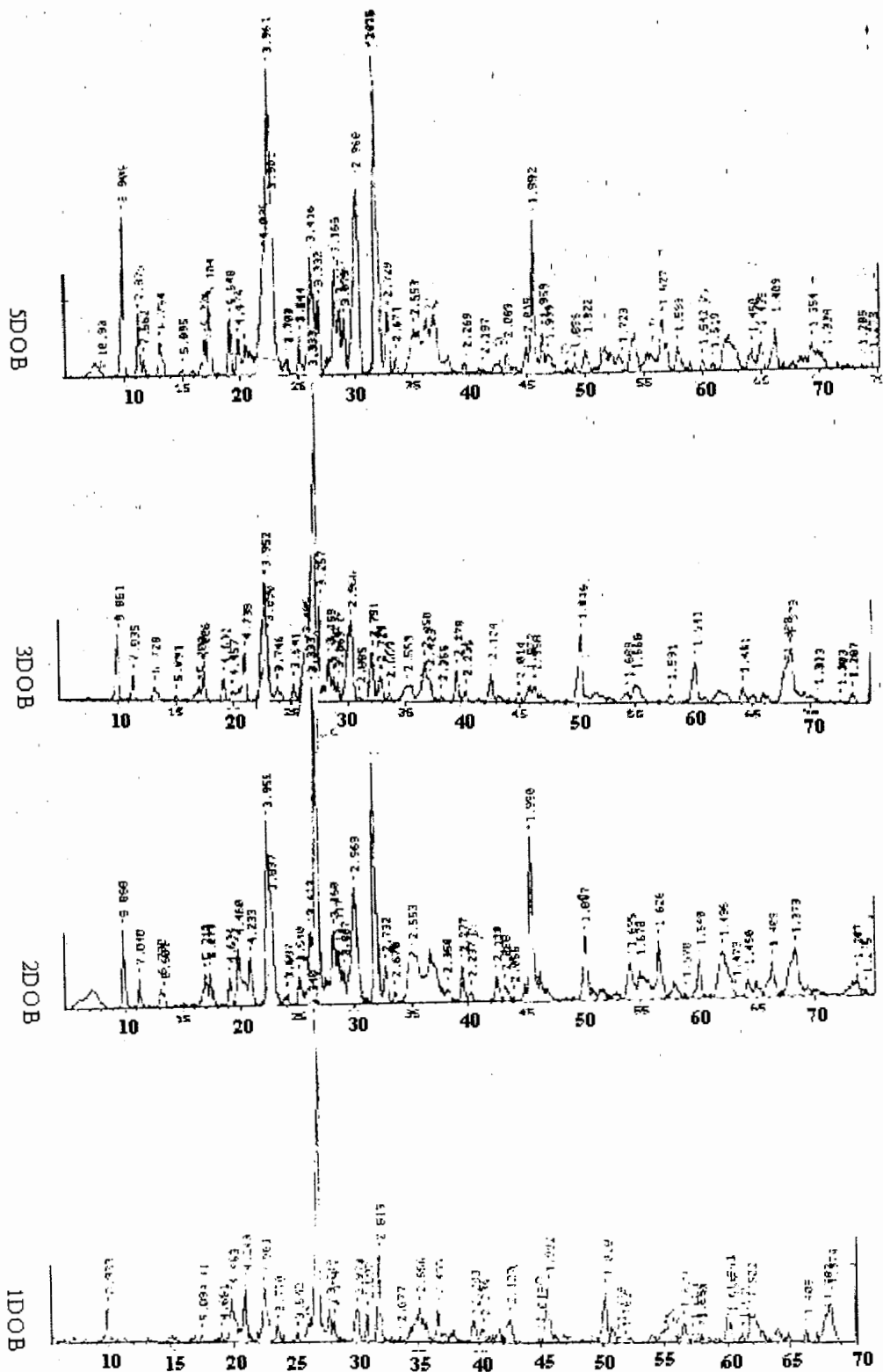
اسمکتیتها زیادتري می گردد. البته این مطلب یک قاعده کلی است. یک استثناء در مورد نمونه 133SO وجود دارد و آن نداشتن رس است. اما پیکهای بعدی که در زاویه ۲۰، ۹ تا ۴۵ درجه بیشترین فراوانی را دارند، کلینوپتیلولیتهای همراه بنتونیتها هستند. اصلی ترین پیکهای این کانی در زاویه های ۲۰، ۲۰.۸۸، ۲۲.۸۲، ۲۶.۰۴، ۲۸.۱۶، ۲۲.۷۱، ۲۲.۴۹، ۲۲.۳۶، ۱۷.۳۶، ۱۱.۱۹ دیده می شوند. چنانچه زاویه ۲۰، ۲۲.۸۲ را در تمام نمونه ها دنبال کنیم، از نمونه 100SO تا 142SO به ترتیب دارای اعداد، 3.969، 3.928، (4.046, 3.875)، 3.982، 3.998، 4.036 میباشند. از این میان اعداد داخل پرانتز مربوط به یک نمونه است. چنانچه به این اعداد دقت کنید، متوجه این مطلب می شوید: در نمونه های 100SO, 131SO, 132SO اعداد مربوط به کلینوپتیلولیت هستند. ولی در نمونه 133SO علاوه بر پیک کلینوپتیلولیت، کوارتز نیز متبلور شده است. بدین خاطر در این نمونه در زاویه ۲۰، یاد شده، دویک (اعداد داخل پرانتز) مشاهده می گردد. همانطور که در ادامه مشاهده می کنید در نمونه های بالاتر، اعداد 3.982، 3.998، 4.036 دیده می شود. یعنی هر چه به اعماق دفن کمتر نزدیک میشویم کوارتز جای کلینوپتیلولیت را میگیرند. در پیکهای دیگر نیز این جانشینی ها دیده می شود. ولی علاوه بر این کانیها، پیرولوژیت هم دیده می شوند. پیکهای دیگر پروفیلها نیز یک چنین روندی را طی می کنند (شکل ۴-۱ ب و ج).



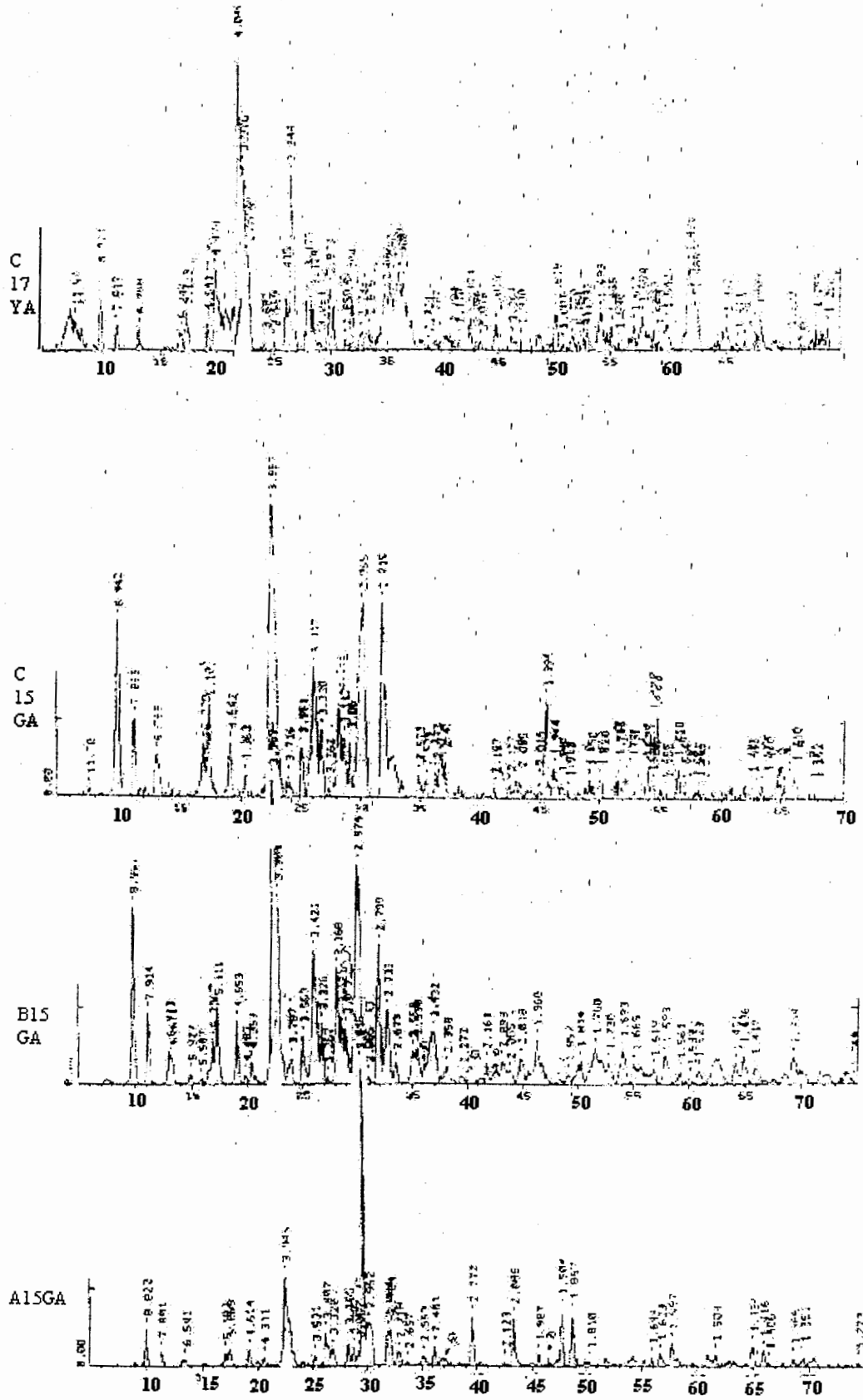
الف

شکل ۴-۱- پیکهای XRD در بنتونیت‌های الف- پروفیل سوسن وار (SO) ب- دوبرار (DOB) ج- گندی و بخاب (GA, YA).

علائم اختصاری یکجا عبارتند از: Q=Quartz, S=Smectite, C=Clinoptilolite, D=Dolomite.



ادامه شکل ۴-۱-ب



ادامه شکل ۴-۱- ج

۴-۲- تجزیه شیمی تر

این تجزیه بر طبق شرایطی که در فصل اول آورده شد، انجام می شود. برای انتخاب نمونه ها، آنهایی که با تفسیر XRD، وجود رس در آنها مسجل شده بود، مورد آزمایش شیمی تر قرار گرفتند (البته بر روی رس جداسازی شده). هدف، بدست آوردن اکسیدهای عناصر اصلی، در رس نمونه می باشد. در مجموع تعداد ۴ تجزیه بر روی نمونه های مختلف انجام شد (جدول ۴-۲). البته رسها را کاملاً نمیتوان از نمونه جداسازی کرد. ولی رسهای جداسازی شده بسیار خالصتر از بنتونیتها هستند. بدین خاطر که بسیاری از اجزاء تشکیل دهنده بنتونیتها از جمله کوارتز و مقداری زئولیت، هنگام جداسازی از ترکیب بنتونیت جدا شده و رس موجود به مقدار بسیار اندک از این کانیها همراه دارد. توضیحات بیشتر در مورد رسهای منطقه در ذیل آورده می شود.

جدول ۴-۱: کانی های ظاهر شده در XRD نمونه های سوسن وار (SO)، دوبرار (Dob)، یخاب (YA)، گندی (GA)

	کلینوپتیلولیت	اسمکتیت	کوارتز	کلسیت	هالیت و کانیهای دیگر
C 17 YA	*	*	*		
100 SO	*	*	*		
131 SO	*	*	*		
132 SO	*	*	*		
133 SO	*	*	*		
134 SO	*	*	*		
137 SO	*	*	*		
142 SO	*	*	*		دولومیت
1 Dob	*	*	*		
2 Dob	*	*	*		*
3 Dob	*	*	*		
5 Dob	*	*	*		*
A 15 GA	*	*	*	*	
B 15 GA	*	*	*		
C 15 GA	*	*			*

جدول ۴-۲، تجزیه های شیمی تر رسهای منطقه گندی و یخاب

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	LOI
1 GA	53.8	15.5	8.2	4.66	1.4	8.74	2	5.34
4 GA	51	17.06	15	8.3	1.2	1.3	1	6.05
C15GA	56.5	27.5	2.8	1.3	1.5	4.07	1.8	4.96
C17YA	61.36	19	3.93	6.5	0.55	2.45	0.57	8.2

در ذیل بطور خلاصه خواص فیزیکی و شیمیایی اسمکتیتها مورد بررسی قرار می گیرند:

۱- مهمترین ویژگی اینها، خاصیت تورم پذیری (Swelling) می باشد. با قرار دادن رسهای جدا شده (نمونه های بنتونیتی) منطقه مورد مطالعه در لوله آزمایش، این تورم مشاهده شد. ساخت پاپ کورن بنتونیت‌های منطقه معلمان به علت همین خاصیت تورم پذیری است.

۲- اینها از نظر شکل ساختمانی بصورت 2:1 میباشند. بدین معنی که از دو واحد تتراهدری و یک واحد اکتاهدری تشکیل شده اند. در مکانهای تتراهدری، کاتیون غالب Si و در مکانهای اکتاهدری Al می باشد.

۳- کانیهای عضو این گروه به دو دسته دی اکتاهدرال متورم شونده مثل نانترونیت (غنی از Fe³⁺) و مونت موریلونیت - بدلیت (غنی از Al) و تری اکتاهدرال متورم شونده مثل ساپونیت، ورمیکولیت (منشأ دما بالا دارد) و استونسیت (منیزیم دار) تقسیم میشوند. از میان اینها، نانترونیت محصول دگرسانی بازالتها، مونت موریلونیت غنی از آهن عمدتاً محصول دگرسانی بازالت‌های کف اقیانوسی است. استونسیت بیشتر همراه اسکارنها در نهشته های سرب و روی دیده می شود (Sudo & Shimodo, 1978). ساپونیت، یک اسم ترکیبی است، از مونت موریلونیت‌های غنی از آهن و مونت موریلونیت‌های با آهن و منیزیم متوسط تشکیل شده، بیشتر تحت دگرسانی بازالتها بوجود می آیند، و ورمیکولیت از دگرسانی بیوتیت شکل میگیرد (Velde, 1992). مونت موریلونیت - بدلیت که غنی از Al است، از توفهای شیشه ای ریولیتی و ریوداسیتی تا داسیتی، در محیط‌های آبی مخصوصاً دریایی، و تحت دیاژنز بوجود می آیند (Velde, 1992).

تمامی تجزیه های شیمی تر انجام شده بر روی اسمکتیتهای منطقه معلمان، شاهد این غنی شدگی از Al هستند.

۴- برای تشخیص انواع این رسها با استفاده از تجزیه شیمی تر از Si کمک شایانی نمی توان گرفت، شاخص اینها عناصر دیگری مانند Al (مهمترین)، Mg، Fe، K و در مراتب بعدی Na و Ca می باشند (شکل ۲-۴ الف). با توجه به اسمکتیت بودن نمونه ها (با توجه به داده های XRD)، و با رجوع به جدول ۳-۴، و تجزیه شیمی تر (۲-۴) میتوان نوع آنها را بدلیت (نمونه های C17YA و C15GA) و مونت موریلونیت (بقیه نمونه های رسی) تشخیص داد.

۵- اینها حاوی انواع آب جذبی می باشند (شکل ۲-۴ الف) که شامل:

الف: آب سطحی بصورت H_2O (Adsorbed water). در واقع منظور آبی است که در سطح شبکه بلور جمع می شود.

ب: آب درون شبکه ای یا آب تبلور (Crystalline water) بصورت OH^- .

ج: آب بین شبکه ای و یا آب پیوندی بصورت H_2O (Absorbed water) که مابین لایه های ساختمان رسی یافت می شود و معمولاً حاوی کاتیونهای مختلف است.

۶- مدت زمان تشکیل برای اسمکتیتهای حائز اهمیت فراوانی است (شکل ۲-۴ ب). در واقع شیب منحنی زمانی - دمایی بین فرایند دیاژنز و دگرگونی، منفی می باشد.

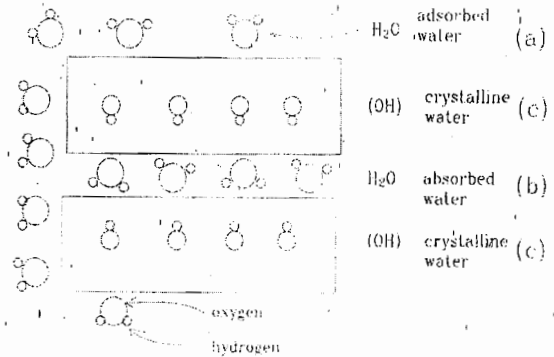
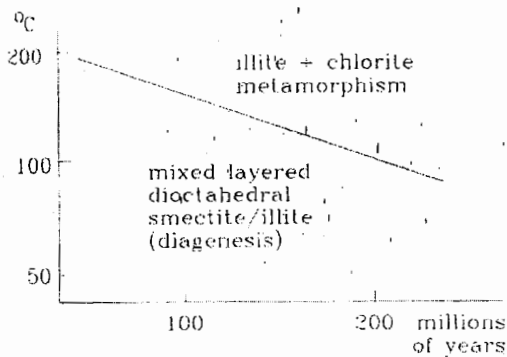
در بررسیهای مقاطع نازک و XRD بنتونیتهاى موجود در منطقه معلمان، هیچ گونه اثری از کلریت پیدا نشد. پس برطبق این نمودار، هنوز حالت دیاژنزی در منطقه حکم فرما است.

۷- اصولاً اینها یا با ژئولیت ها یافت شده و یا به آنها تبدیل میشوند. بنتونیتهاى موجود، در محیط دریایی و تحت دیاژنز، از آلتراسیون شیشه های اسیدی بوجود آمده اند، روی لایه های بالایی اینها ژئودهای کوارتز به فراوانی یافت میشوند (رجوع به ستون چینه شناسی)، خود این لایه های بنتونیتی، حاوی کلینوپتیلولیت هستند و به احتمال زیاد، ژئولیت ها از رسها بوجود آمده اند.

جدول ۳-۴- رده بندی رسها بر اساس تورم پذیری و کاتیونهای غالب آنها

	Dominant elements	Basal spacing (Å) Glycol Dry	
SWELLING TYPES			
Smectites			
Beidellite	Al	17	10
Montmorillonite	Al (Mg, Fe ²⁺ minor)	17	10
Nontronite	Fe ³⁺	17	10
Saponite	Mg, Al	17	10
Vermiculite	Mg, Fe ²⁺ , Al (Fe ³⁺ minor)	15.5	10-12
Mixed layer minerals*		10-17	<10
NON-SWELLING TYPES			
Illite	K, Al (Fe, Mg minor)	10	
Glauconite	K, Fe ²⁺ , Fe ³⁺	10	
Celadonite	K, Fe ²⁺ , Mg, Fe ³⁺ , Al ³⁺	10	
Chlorite	Mg, Fe, Al	14	
Berthierine	Fe ²⁺ , Al ³⁺ (minor Mg)	7	
Kaolinite	Al	7	
Halloysite	Al	10.2	
Sepiolite	Mg, Al	12.4	
Palygorskite	Mg, Al	10.5	
Talc	Mg, Fe ²⁺	9.6	

* Two or more types of basic layer interstratified in the same crystal



ب

الف

شکل ۳-۴- الف - انواع آب جذبی موجود در اسمکتیتها ب - برآورد محدوده زمانی - دمایی رسی.

۳-۴- تفسیر XRF

ده نمونه ، شامل پنج زئولیت تقریباً خالص (111SO,7GA,C1 15GA,C2 15GA,B15GA) ، بترتیب از سوسن وار و گندی و پنج بنتونیت از مقطع سوسن وار و یخاب، برای بدست آوردن ترکیب عمومی کلینوپتیلولیت و بنتونیت موجود در این سازند، مورد استفاده قرار گرفتند. اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب آنها در ذیل آورده شده است (جدول ۴-۴).

جدول ۴-۴- تجزیه RF X نمونه های بنتونیت و زئولیت

Sample	Unit	11ISO	7 GA	B15GA	C115GA	C215GA	C17YA	100SO	131SO	137SO	140SO
SiO ₂	%	72.65	72.85	72.08	75.31	74.05	66.32	69.1	69.76	75.05	84.32
TiO ₂	%	0.29	0.2	0.23	0.25	0.21	0.19	0.29	0.19	0.18	0.21
Al ₂ O ₃	%	9.02	10.26	11.55	12.13	8.76	9.31	13.27	9.83	10.96	8.62
Fe ₂ O ₃	%	0.37	0.24	0.13	0.28	0.27	0.27	0.34	0.22	0.28	0.23
FeO	%	1.68	1.03	0.45	1.22	1.21	1.21	1.46	0.95	1.08	0.98
MnO	%	0.01	0.04								
MgO	%	0.83	0.33	0.5	0.52	0.43	1.43	1.64	0.95	1.19	1.03
CaO	%	0.38	6.43	0.97	0.76	0.3	1.28	1.91	1.33	1.32	0.11
Na ₂ O	%	0.82	4.38	3.88	4.69	2.68	0.73	1.78	1.72	1.79	2.69
K ₂ O	%	3.32	1.51	0.23	1.56	1.19	0.74	1.55	1.37	1.23	1.08
P ₂ O ₅	%	0.15	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
L.O.I	%	10.06	2.6	8.85	3.12	10.74	18.36	8.47	13.56	6.82	0.59
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	%		7.10	6.24	6.21						
Cl	ppm	1117	2703	2610	2447	1328	808	2064	1421	702	1593
S	ppm	48	165	10	12	13	12	12	15	11	95
Rb	ppm	116	61	35	47	60	43	87	80	81	54
Sr	ppm	772	223	1109	758	240	869	2473	1754	1268	38
V	ppm	106	23	24	26	26	23	29	21	24	28
W	ppm	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Y	ppm	20	15	19	14	23	21	27	23	23	22
Zr	ppm	128	133	186	176	178	227	428	245	229	152
Zn	ppm	44	46	144	63	68	147	64	43	33	23
Mo	ppm	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ba	ppm	209	95	85	186	19	140	59	139	114	49
Ce	ppm	110	22	23	21	35	18	81	26	12	27
Co	ppm	7	1	1	2	4	1	6	4	1	4
Cr	ppm	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Cu	ppm	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1
Nb	ppm	5	6	12	13	9	13	14	15	12	13
Ni	ppm	23	1	2	1	1	1	6	1	9	1
Pb	ppm	122	17	6	16	2	5	8	9	1	13
U	ppm	1	2	1	1	7	1	1	1	4	8
Th	ppm	3	8	9	9	5	9	3	4	7	9

با انتقال این داده ها در نمودارهای مختلف، نتایج ذیل بدست می آید:

با پلات عناصر اصلی در نمودار (AFM) Al₂O₃-FeO-MgO تغییرات ترکیب بنتونیتها و

زئولیت ها را میتوان مورد بررسی قرار داد (Berry,1999).

همانطور که در نمودار AFM مشخص است (شکل ۴-۳ الف)، تمام بنتونیتها و زئولیت ها در قطب

Al₂O₃ قرار گرفته اند. این بدین معناست که، در درجه اول، از شیشه (شارد) سیلیسی بوجود آمده اند و

در درجه دوم، در طی دیازنز کمی Fe²⁺ در زئولیت های حاصل از بنتونیتها، جانشین Mg²⁺ در مکانهای

اکتاندی شده است (Berry,1999).

با پلات اکسید کاتیونهای مختلف در نمودارهای مثلثی، میتوان روند پاراژنزی را در بنتونیتها و

ژئولیت ها مورد بررسی قرار داد (Noh & Boles, 1989; Tsohis-Katagas & C.Katagas, 1989)

Bowers & Burns, 1990; de Pablo-Galan & de Chavez-Garcfa, 1996; Ghiara, Petti, Franco, Lonis, Luxoro & Gnazzo, 1999; Christidis, 2001).

با پلات اکسید کاتیونهای موجود در بنتونیتها و ژئولیت های منطقه مورد مطالعه (شکل ۴-۳ ب)،

نتایج ذیل بدست آمد:

شیمی بنتونیتها و ژئولیتها احتمالاً منعکس کننده فعالیت شیمیایی یونهای سیالات منفذی در زمان تشکیل شان می باشند (Noh & Boles, 1989). بنابراین، یک موازنه شیمیایی ما بین کاتیونهای موجود در بنتونیتها، ژئولیت ها و سیالات منفذی در خلال ژئولیت زایی را میتوان با نمودار بالا مورد بررسی قرار داد.

همانطور که مشاهده میکنید، در نمودار $(CaO+MgO)-Na_2O-K_2O$ ، یک روند خطی بین بنتونیتها و ژئولیت ها دیده می شود. در طول این خط، به سمت ژئولیت ها، با افزایش Na_2O و ثابت بودن میزان K_2O از مقادیر MgO و CaO کاسته شده است. روند مذکور نشان دهنده این مطالب است: اولاً؛ ژئولیت های موجود در منطقه آلكالی و از نوع سدیم دار هستند. ثانیاً، بنتونیتها و ژئولیت ها احتمالاً از شیشه آتشفشانی با ترکیب مشابه بوجود آمده اند، ثالثاً، در طول دیاژنز، بنتونیتها به ژئولیت ها تبدیل شده و رابعاً، کاتیونهای سدیم در طی دیاژنز از ۲۰٪ در بنتونیتها تا ۷۰٪ در ژئولیت ها جای کاتیونهای منیزیم و کلسیم را گرفته اند. این امر در منطقه طبیعی است، در درون لایه های بنتونیتی - ژئولیتی، لایه ها و عدسی هایی از میکزیت و دولوستون دیده می شود (به ستون چینه شناسی منطقه مراجعه نمائید) که احتمالاً در طی دیاژنز منیزیم و کلسیم موجود در شیشه سیلیسی و در مراحل بعدی در بنتونیتها و ژئولیت ها، کمک به تشکیل آنها کرده است. البته دو استثناء برای ژئولیتها وجود دارد و آن مربوط به نمونه های 7GA (مربع آبی توخالی) و 111SO (لوزی آبی توپر) است. همانطور که در شکل ۴-۳ ب مشخص است یکی دارای K_2O فراوان و دیگری فقیر از آن می باشد. با توجه به متحرک بودن زیاد پتاسیم در هنگام دیاژنز، شاید شیشه سیلیسی تشکیل دهنده نمونه موجود در پروفیل سوسن وار

آلکالن تر از نمونه گندی بوده است. البته چنانچه به عمق دفن شدگی بنتونیتها توجه کنیم، هرچه عمق دفن شدن بیشتر میشود (از مثلث خاکستری به سمت مربع خاکستری)، به مقدار $MgO+CaO$ افزوده میگردد. این روند نشان دهنده تمایل بنتونیتها به جذب منیزیم و کلسیم و ژئولیت به جذب سدیم و پتاسیم است.

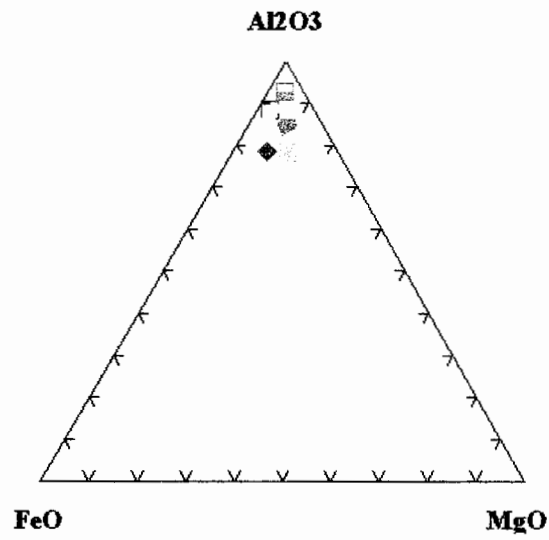
شکل ۳-۴:

الف-پلات زئولیتها و بنتونیتها در نمودار مثلثی AFM.

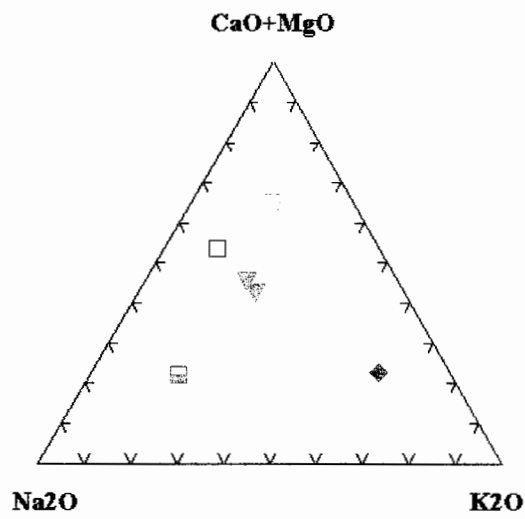
ب و ج- دیاگرامهای مثلثی، نشاندهنده تفاوت فراوانی اکسیدکاتیونها در بنتونیتها و زئولیتها.

علائم در شکلها به قرار ذیل می باشند:

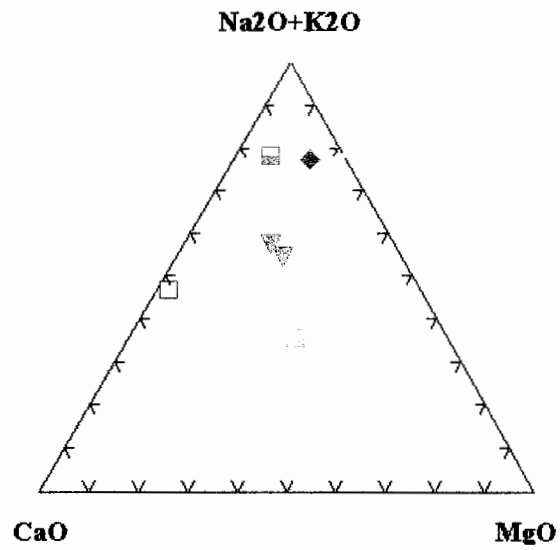
111SO	◆
7GA	□
B15GA	■
C1 15GA	
C2 15GA	
C17YA	⊠
100SO	
131SO	
137SO	▼
140SO	



الف



ب



ج

اما برای اینکه از درصد جانشینی کاتیونها نسبت به یکدیگر اطلاع یابیم، میتوان از نمودار

مثلی $(Na_2O+K_2O)-CaO-MgO$ استفاده نمود (Tsolis-Katagas & C.Katagas, 1989).

با پلات داده های مربوط به منطقه مورد مطالعه، بر روی این نمودار (شکل ۴-۳ ج) نتایج ذیل بدست می آید: همانطور که میدانید، کاتیونهای پتاسیم و سدیم، اصلیترین کاتیونها در انسمکتیتها و کلینوپتیلولیتها بوده و بیشترین تبادل کاتیونی را دارا می باشند (Coombs et al. 1997). با این توصیف لازم است درصد جانشینی این کاتیونها را پیرو تکمیل توضیحات داده شده در مورد شکل ۴-۳ ب، ذکر نمائیم.

همانطور که در شکل ۴-۳ ج دیده می شود، حدود ۳۵٪ در بنتونیتها تا ۸۰٪ در زئولیتها، کاتیونهای پتاسیم و سدیم جانشین کلسیم و منیزیم شده اند. البته یکی از زئولیتها غنی شدگی از کلسیم نشان میدهد (مربع توخالی، 7GA) که دلیل آن جانشینی کمی میکریت در زئولیت ها می باشد. این امر در مقطع نازک این سنگ به وضوح دیده می شود (مقطع شماره 7GA، شکل ۳-۱ ح).

از نمودار دو متغیره $(SiO_2/Al_2O_3)-(CaO+MgO)/(Na_2O+K_2O)$ ، میتوان برای بدست آوردن فراوانی عناصر و کاتیونهای مختلف در زئولیتها و بنتونیتها استفاده کرد (Tsolis-Katagas & C.Katagas, 1989). با پلات داده های مختلف مربوط به بنتونیتها و زئولیت ها در این دیاگرام (شکل ۴-۴ الف) به نتایج ذیل می رسیم:

همانطور که در شکل ذیل مشاهده می شود، با افزایش مقدار SiO_2/Al_2O_3 از میزان $(CaO+MgO)/(Na_2O+K_2O)$ کاسته می شود. در واقع یک شیب منفی بین آنها برقرار است. بنابر آنچه که در این نمودار مشاهده می شود، زئولیت ها بیشترین مقدار SiO_2/Al_2O_3 و کمترین مقدار $(CaO+MgO)/(Na_2O+K_2O)$ را دارا می باشند و بنتونیتها، برعکس. این بدین معناست که، بنتونیتها بیشترین آلومینیم و زئولیتها بیشترین سدیم را دارند. در واقع در طول دیاگرام و با افزایش عمق، سیلیسیم، منیزیم و کلسیم از محیط خارج و بر میزان سدیم آن افزوده شده است.

چنانچه بخواهیم به نوع شیشه (شارد) بوجود آورنده بنتونیتها پی ببریم، میتوان از نمودار Al_2O_3/FeO (Christidis & Dunham, 1997)، نمودار $Al_2O_3, MgO, FeOt+TiO_2$ (Jensen, 1976)، شکل ۴-۴ ج) و نمودار مثلثی AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱؛ شکل ۴-۴ د) استفاده کرد.

با پلات داده های مربوط به بنتونیتها در نمودار (شکل ۴-۴ ب)، شیب بوجود آمده برای بنتونیتها، مثبت و برای زئولیتها، منفی می باشد. این بدین معناست که شیشه های (شاردهای) بوجود آورنده بنتونیتها، اسیدی و برای زئولیتها بازیکتر بوده اند (Christidis & Dunham, 1997).

چنانچه از نمودارهای Jensen و ایروین - باراگار استفاده کنیم، سری ماگمایی بوجود آورنده این شیشه های آتشفشانی را نشان می دهد (شکل های ۴-۴ ج، د).

همانطور که در شکل های ۴-۴ ج، د مشخص است. شیشه های (و شاردهای) بوجود آورنده بنتونیتها و کلینوپتیلولیتها ریولیتی تا داسیتی و کالک آلکان هستند. ولی به علت متحرکتر بودن پتاسیم نسبت به سدیم و با توجه به اینکه بنتونیتها و زئولیت ها، سدیم را بیشتر، از آب دریا جذب می کنند و با توجه به باقی ماندن پتاسیم تا مقادیر $3/32$ ، $1/55$ ، $1/51$ و... (به جدول ۴-۳ رجوع شود) به نظر میرسد که شیشه تشکیل دهنده این بنتونیتها و زئولیت ها دارای مقادیر پتاسیم بیشتری از این میزان بوده و در واقع ماگمای تشکیل دهنده اینها احتمالاً آلکان بوده است. چنانچه در نمودار ایروین-باراگار دقت بیشتری کنیم، نشان دهنده این مطلب است که در بنتونیتها (مثلثها و مربع توپر خاکستری) هرچه عمق دفن شدگی بیشتر می شود (از مثلث خاکستری به سمت مثلث سبز) از میزان آلکالیا کاسته و بر میزان MgO و $FeOt$ افزوده میگردد.

از نمودارهای طبقه بندی عمومی سنگها، میتوان برای تشخیص نوع شیشه بوجود آورنده بنتونیتها و زئولیت ها کمک گرفت (Berry, 1999).

با پلات داده های مربوط به زئولیتها و بنتونیتهای منطقه مورد مطالعه در نمودارهای رده بندی سنگها (شکل ۴-۴ م، ه)، بنتونیتها و زئولیت های منطقه مورد مطالعه، در محدوده ریولیتی، داسیتی تا تراکیتی قرار گرفته اند. ولی چنانچه تمام نمودارهای مختلف در ارتباط با نوع شیشه تشکیل دهنده را

مورد بازنگری قرار دهیم، چنین بنظر میرسد که نوع شیشه بوجود آورنده زئولیت ها و بنتونیتها، اسیدی بوده است (ریولیتی تا داسیتی).

در بخش پتروگرافی، دلایل فسیلی و لیتولوژی زیادی برای دریایی بودن سازند مورد بررسی عنوان شد. از جمله میتوان به حضور فسفیل رادیولر، خار اسفنج و میکریت بنتیک و پلاژیک و... اشاره کرد که خاص محیط دریایی هستند. ولی علاوه بر اینها، با نمودارهای عنکبوتی نیز میتوان این قضیه را اثبات کرد.

در نمودار عنکبوتی با بررسی آنومالی Ce، میتوان در مورد آلتراسیون بنتونیتها و زئولیت ها بحث کرد (Berry, 1999 ; White et al. 1985).

همانطور که در نمودار عنکبوتی مشاهده می کنید (شکل ۴-۴ ی)، تمام بنتونیتها دارای آنومالی مثبت Ce هستند. بنابراین، حاصل آلتراسیون شیشه های (شاردهای) سیلیسی در محیط دیاژنزی (دریایی) می باشند. در واقع این بنتونیتها، سریم را از آب دریا جذب کرده اند. نمونه های زئولیتی، این آنومالی مثبت را نشان نمی دهند. با توجه به مطالعات Berry (1999) شاید آهن موجود در اینها مانع از جذب سریم شده باشد.

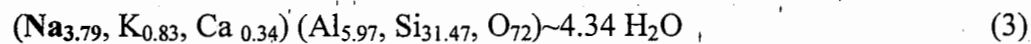
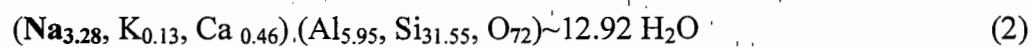
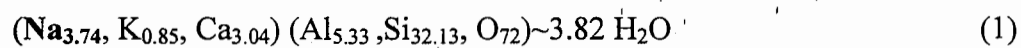
از روی داده های درصد اکسیدهای عناصر اصلی زئولیت (جدول ۴-۳)، میتوان به درصد عناصر تشکیل دهنده آنها رسید. با توجه به این مطلب نتایج بدست آمده بصورت ذیل می باشد (جدول ۴-۴):

جدول ۴-۴: درصد عناصر اصلی زئولیت بدست آمده از داده های RF X

	Unit	7 GA	B15GA	Ci 15GA
Si	%	32.13	31.55	31.47
Ti	%	0.07	0.07	0.08
Al	%	5.33	5.95	5.97
Fe ³⁺	%	0.08	0.04	0.09
Fe ²⁺	%	0.38	0.16	0.42
Mn	%	0.015		
Mg	%	0.22	0.33	0.33
Ca	%	3.04	0.46	0.34
Na	%	3.74	3.28	3.79
K	%	0.85	0.13	0.83
P	%	0.01	0.009	0.009
H ₂ O	%	3.82	12.92	4.34
T _{Si}		0.85	0.84	0.84
Si/Al	%	6.02	5.3	5.27

چنانچه این اعداد بدست آمده را در فرمول استاندارد زئولیت (Coombs, 1997) قرار دهیم، فرمول

کلینوپتیلولیت‌های موجود در منطقه، با دقت نسبتاً بالا حاصل می شود.



به ترتیب از 1 تا 3، فرمولها مربوط به 7GA، B15GA، C1 15GA می باشند. همانطور که مشخص

شده است، این زئولیت ها از نوع کلینوپتیلولیت سدیم دار می باشند و این نوع زئولیت ها معروف به

کلینوپتیلولیت‌های تیپ وایومینگ هستند.

شکل ۴-۴: (علائم شبیه شکل ۳-۴ هستند)

الف - نمودار دومتغیره $(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)/(\text{CaO}+\text{MgO})/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$

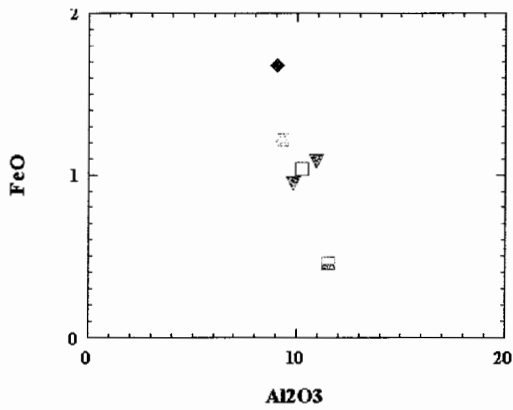
ب - نمودار دومتغیره $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}$

ج - نمودار مثلثی (Jensen, 1976)

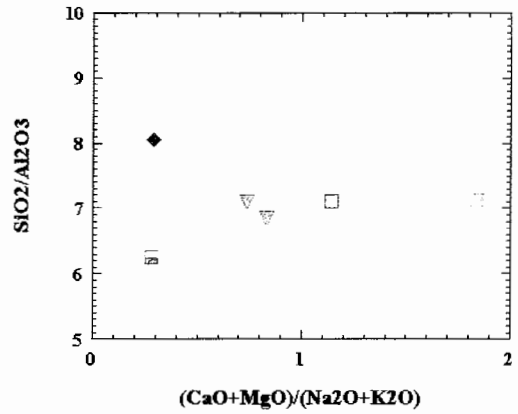
د - نمودار مثلثی (ایروین و باراگار ۱۹۷۱)

م، ه - طبقه بندی عمومی سنگها، Winchester & Floyd, 1977

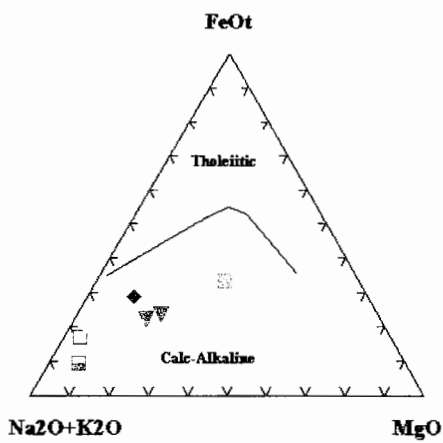
ی - نمودار عنکبوتی که داده ها در آن به کندریت هنجار شده اند.



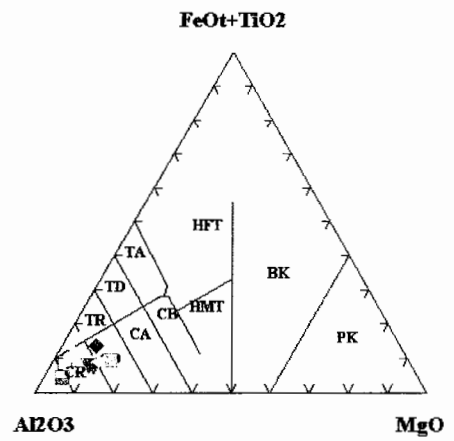
ب



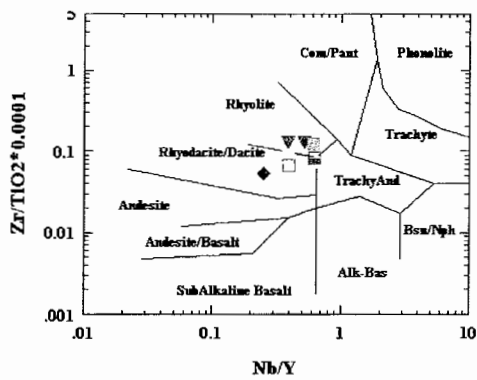
الف



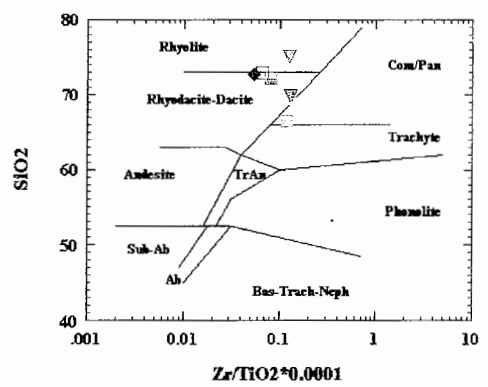
د



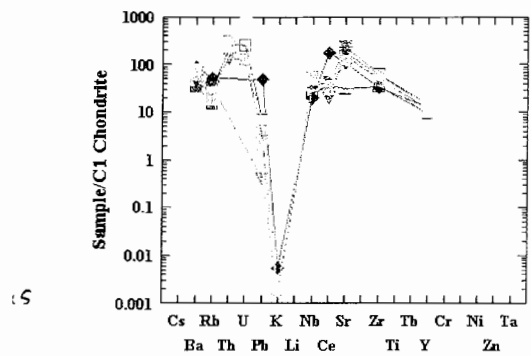
ج



و



م



س

۴-۴- طرز تشکیل بنتونیت ها و زئولیت ها

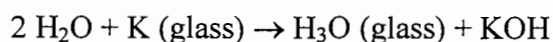
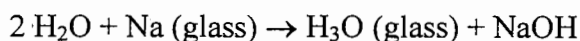
شیشه های ولکانیکی از نظر ترمودینامیکی بسیار ناپایدار هستند. این شیشه ها، از مذابهای سیلیسی بدست می آیند که به سرعت سرد شده اند. آگیری و انحلال شیشه باعث خروج برخی عناصر از آنها به درون مایعات درون حفره ای می شود. رسوب کانیهای ثانوی (اتوزنیک) از محلول، با هر ترکیبی، جانشین شدن شاردها، شیشه ای توسط کانیهای جدید و پر شدن فضای حفرات ایجاد شده توسط اجزاء نامحلول شیشه ای در خلال آلتراسیون، در طی فرایند سنگ زایی و در دمای پایین رخ می دهد (Fisher & Schmincke, 1984). محلول حفره ای دارای محدوده ای از آب دریا (شامل محیطهای سبخایی و یا لاگونی) و آب متوریک است، اما تغییرات مهم و مؤثری در خلال آلتراسیون ایجاد می شود. تبدیل شاردهای شیشه ای به اسمکتیت و زئولیت یا در خلال ریزش شیشه به درون آب و یا مدت کوتاهی پس از تجمع آنها صورت می گیرد (Berry, 1999). فاکتورهای کنترل کننده آلتراسیون شیشه ولکانیکی شامل: فعالیت Si، PH، آکالینیت، فعالیت آکالینها و عناصر آکالی خاکی، دما، فشار، و فشار جزئی H_2O می باشد (Christidis, 2001).

اما برای بررسی آلتراسیون شیشه های آتشفشانی در منطقه معلمان (معادل سازند کرج) و نحوه تشکیل بنتونیتها و زئولیت های موجود، احتمالاً مدل محیطی ذیل دخیل بوده است (البته این مدل سازی با داده های موجود صورت گرفته است):

همانطور که در ستون چینه شناسی آورده شده است، سه لایه بنتونیتی وجود دارد که از پایین به بالا دارای ضخامتهای ۹۰ سانتیمتر، ۲۴ متر و ۵ متر هستند. هر سه لایه عدسی شکل بوده و فقط لایه ۲۴ متری در کل منطقه مورد مطالعه دیده می شود، بدین صورت که در معدن بنتونیت رشم (۳ کیلومتری غرب سوسن وار) ۹ متر و در معدن زئولیت گندی (۳۰ کیلومتری شرق سوسن وار) ۵ متر ضخامت دارد. پس بنابراین عمیقترین قسمت حوضه رسوبی در پروفیل سوسن وار قرار گرفته است. طی بررسی های انجام شده، در میان لایه های بنتونیتی، عدسی هایی از میکریت پر منیزیم، دولوستون، و ژیپس و نمک وجود دارد که نشان دهنده محیط دیاژنزی کم عمق و تبخیری و احتمالاً محیطی مثل سبخا یا لاگون

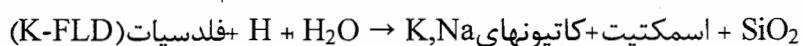
می باشد. پس از ته نشینی شیشه ولکانیکی اسیدی و آلکالن (شکل ۴-۳، توضیح صفحه ۵۹) در این حوضه، واکنش بین آب موجود در سبخا یا لاگون (شامل آب باران، آبهای زیرزمینی، آب رودخانه های منتهی به سبخا و آب دریا) و شیشه شروع شده است. در طی این تقابل، در مراحل اولیه آلتراسیون، اسمکتیت شکل گرفته است. برای بوجود آمدن این کانی رسی می بایست نرخ $(Na+K)/H^+$ در آب منفذی پایین باشد (Sheppard & Gude, 1973., Hay & Goldman, 1978).

هنگامی که شیشه ها (و شاردها) در طی دیاژنز مورد هجوم سیالات درون منفذی قرار می گیرند، مقدار زیادی از سیلیس و آلکالیهای آنها (Na, K) از شیشه به سیال منتقل می شود (de Pablo-Galan & de Chavez-Garcfa, 1996). این قضیه به وضوح در شکل ۴-۴ د و ۴-۳ ب، دیده می شود. این عمل خود باعث افزایش تخلخل فضای بین شیشه ها گشته و گردش آب منفذی را آسانتر کرده است. در این راستا، بر طبق واکنش ذیل، PH محیط بالا رفته است.



در نتیجه واکنش بالا، بخشی از NaOH و KOH از شیشه وارد سیال منفذی شده و شیشه در حال تخریب نیز با گرفتن یون هیدرونیوم (H_3O) آبدار شده است. این عمل به همراه افزایش عمق و دما، در طی دیاژنز، باعث انحلال سریعتر SiO_2 موجود در شیشه شده و بخشی از این سیلیس بصورت ژل یا از محیط خارج شده و در لایه های بالایی رسوب کرده (مثل ژئودها و کلوخه های سیلیسی موجود در لایه های بالای بنتونیتها، در سازند مورد مطالعه، این ژئودها خود دلیلی قاطع برای اثبات محیط دیاژنزی هستند) و یا ممکن است با محصولات آلتراسیون هم زیست شوند (پیکهای XRD در لایه های بنتونیتی حضور سیلیس را به داخل بنتونیتها و ژئولیت ها تأیید می کنند، شکل ۴-۱). حضور بالای سیلیس در محیط، که نشان دهنده فعالیت زیاد آن در شرایط موجود بوده، خود کمک زیادی به تشکیل آلکالی کلینوپتیلولیت میکند (Velde, 1992، فرمولهای ۱ تا ۳ صفحه ۶۱). البته می بایست پس از تشکیل اسمکتیت یک رویداد رخ دهد، یعنی نرخ $Na+K / H^+$ بالا رود، پس می بایست K از میان لایه های

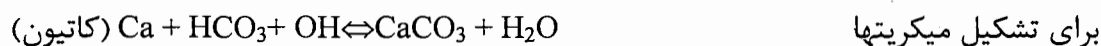
اسمکتیت خارج شود. این امر در طی پیشرفت دیاژنز و عمق دفن شدگی بیشتر روی میدهد (Matsuda et al. 1996). بر اساس آلکان بودن ترکیب شیشه (شارد) موجود، کلینوپتیلولیت‌های تشکیل شده، از نوع آلکالی و سدیم دار هستند (فرمولهای ۱ تا ۳). سدیم دار بودن ژئولیت‌های منطقه شاید به این علت باشد: در طی پیشرفت فرایند دیاژنز، نفوذپذیری شدیداً کاهش می‌یابد و حرکت آب منفذی در خلل و فرج بسیار محدود می‌شود. این کم شدن نفوذپذیری باعث می‌شود که کاتیونهای محلول نتوانند از درون خلل و فرج به افق‌های دیگری بروند (Broxton, Bish & Warren, 1987). پس ممکن است که آلکالی‌ها در این خلل و فرج به دام افتاده و در حین تشکیل ژئولیت وارد آن شوند. موجودات با پوسته سیلیسی (اپالی)، مثل رادیولر ها، دیاتومه‌ها نیز در محیط زندگی میکردند، اپال آنها نیز حل شده است (در لایه‌های بالایی این بنتونیتها، ژئودهایی از جنس اپال دیده می‌شود، شاید منشأ بیوژنیک داشته باشند). شیشه ولکانیکی و فلدسپات پتاسیم در بنتونیت‌های محیط دریایی، جزء تجمعات عادی محسوب می‌شوند (Moore & Reynolds, 1997). طبیعتاً این کانی، طی فرایند هیدرولیز، آتره شده و در صورت مناسب بودن محیط (PH بالا و K/H متوسط) به اسمکتیت (در واقع به رس‌های آبدار) تبدیل شده و در این راستا سیلیس وارد محیط می‌شود. واکنش پیشنهادی بصورت ذیل می‌باشد:



واضح است در این صورت نیز بخشی از آلکالیها وارد آب منفذی شده و PH آب را بالا می‌برند و بخشی در در بنتونیتها و ژئولیتها می‌مانند (جدول ۴-۳).

کاتیونهای Al, Ca و Mg، نیز در طی دیاژنز و تخریب شیشه، در بنتونیت‌ها تجمع می‌یابند (de Pablo-Galan & de Chavez-Garcfa, 1996). شکل ۴-۳ ب، ۴-۴ د. در واقع با افزایش عمق این تجمع حاصل شده است. بنابراین یونهای Mg و Ca موجود در آب دریا (و آب منفذی) و آنهایی که از تخریب شیشه ولکانیکی آزاد شده اند با HCO_3 موجود در آب دریا، واکنش داده و میکریتهای کمی دولومیتی (کلسیت منیزیم دار) را بصورت عدسی‌های بین لایه‌ای در بنتونیتها بوجود آورده است (رجوع

به ستون چینه شناسی). البته در حین تشکیل، مقداری منیزیم، وارد ساختمان آنها شده است. واکنشهای پیشنهادی بصورت ذیل میباشند:



اصولاً Fe نیز در طی دیاژنز از ترکیب شیشه خارج شده و در مقادیر کم در بنتونیت حاصله می ماند. البته این مقدار آهن با افزایش عمق دفن شدن بنتونیتها، افزایش می یابد (de Pablo-Galan & de Chavez-Garcfa, 1996، شکل ۴-۴) و در مکانهای تتراندی-جای سیلیس را میگیرد. بقیه آهن موجود در محیط، که منشأ اصلی آنها فورانهای ماگمایی است اکسیده شده و چون PH محیط و دما بالا بوده پس هماتیت و لیمونیت محتملترین شکل اکسید آهن می تواند باشد (Velde, 1992). که به ساختمان داخلی سنگها هجوم برده است. این قضیه به وضوح، در سنگهای موجود در زیر لایه های بنتونیتی، مشاهده شده و بسیاری از سنگها، هماتیتی و لیمونیتی شده اند. شیمی Mn بسیار شبیه شیمی آهن است. Mn موجود در ترکیب بنتونیت، در معرض اکسیژن جوی قرار گرفته و شکل های دندریتی و ستاره ای شکل پیرولوویت (MnO₂) را بوجود آورده است. این شکل های هم در بنتونیتها و هم عدسی های میکریتی مشاهده میشوند. البته ممکن است هم در محیط رسوبی و هم پس از خارج شدن این سازند از آب، پیرولوویتها تشکیل شده باشند. بخشی از TiO₂ و P₂O₅ نیز در طی دیاژنز از ترکیب بنتونیتها و زئولیت ها خارج شده و در نهایت از محیط بیرون می روند.

۴-۵- بحث و نتیجه گیری

- ۱- شیشه های موجود در پروفیل گندی بیشتر زئولیتی و در پروفیل سوسن وار بنتونیتی شده اند.
- ۲- شیشه بوجود آورنده بنتونیتها و زئولیت ها اسیدی و احتمالاً آلكالن است. نوع شیشه برای بنتونیتها، ریولیتی تا ریوداسیتی و برای زئولیت ها، احتمالاً داسیتی بوده است.
- ۳- بنتونیتها کلسیم و منیزیم بیشتری از زئولیتها نگهداری کرده اند، در عوض زئولیتها سدیم بیشتری را جذب کرده اند.

۴- با توجه به عدسی های کلسیت پر منیزیم و دولوستون موجود در بین لایه های بنتونیتی، و با توجه به اینکه اسمکتیت های اتوژنیک و کلینوپتیلولیتها، در محیط های بسیار کم عمق دریایی تشکیل میشوند. میتوان شرایط سبخایی یا لاگونی را برای تشکیل این بنتونیتها و زئولیتها در نظر گرفت. که در این شرایط، شیشه اسیدی تحت تاثیر آب های مختلف از جمله آب رودخانه، زیرزمینی، باران، و آب دریا قرار گرفته و آتره شده و در طی دیاژنز به بنتونیت و زئولیت تبدیل شده است. پس میتوان نتیجه گرفت که PH آب در چنین محیطی بر خلاف محیط دریاچه ای که زئولیت ها و بنتونیتها در آن تحت شرایط کاملاً قلیایی تشکیل می شوند، زیاد بالا نبوده و کمی بالا تر از حالت خنثی بوده است (شاید PH~8).

۵- بنتونیتها در پروفیل سوسن وار تحت شرایط آب منفذی با فعالیت بالای سیلیس و نرخ $(Na+K)/H^+$ پایین بوجود آمده اند. ولی برای زئولیتها این نرخ بالا بوده است.

۶- پس بنابراین با توجه به آلكالن بودن شیشه های بوجود آورنده زئولپتها طبیعی است که نوع زئولیت بوجود آمده، آلكالی و در واقع کلینوپتیلولیت سدیم دار باشد.

ضمیمہ ہا

منابع و مؤاخذ

- ۱- آقائاتی، ع. (۱۳۷۸) زمین شناسی ایران. جزوه درسی.
- ۲- بلوریان، غ. ح (۱۳۷۱) مطالعه پتروگرافی و پترولوژی سازند کرج در البرز مرکزی. رساله فوق لیسانس زمین شناسی، دانشگاه تربیت معلم، ۱۵۸ ص.
- ۳- پورمدرس نیا، م. ح (۱۳۷۱) مطالعه و بررسی میکروانستراتیگرافی سازند کرج در منطقه دره رود کرج. رساله فوق لیسانس زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۹۲ ص.
- ۴- درویش زاده، ع. (۱۳۷۶) پترولوژی تجربی و کاربردهای آن. انتشارات دانشگاه تهران، ۵۳۷ ص.
- ۵- ذوالفقاری، ص. (۱۳۷۷) بررسی پترولوژی سنگهای آتشفشانی ائوسن در محدوده معلمان دامغان. رساله فوق لیسانس زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال تهران، ۱۵۷ ص.
- ۶- رضایی، پ. و جلیلیان، ع. ح. (۱۳۷۷) پترولوژی سنگهای رسوبی (ترجمه). انتشارات دانشگاه هرمزگان، ۳۹۲ ص.
- ۷- صفارزاده، ه. (۱۳۷۵) بررسی ژنز و تحولات ژئوشیمیایی پیروکلاستیکهای سازند کرج در گتته ده. رساله فوق لیسانس زمین شناسی، دانشکده علوم دانشگاه تهران.
- ۸- علوی، ا. هوشمند زاده، ا. اطمینان، ح. حقی پور، ا. (۱۹۷۶) نقشه چهارگوش ترود. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- ۹- کهنسال، ر. (۱۳۷۶) بررسی پترولوژی سنگهای پلوتونیک ائوسن-پسین-الیگوسن منطقه معلمان دامغان. رساله فوق لیسانس زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال تهران، ۲۴۵ ص.
- ۱۰- کریم زاده ثمرین، ع. ر. (۱۳۸۱) کاربرد داده های ژئوشیمیایی (ترجمه). انتشارات دانشگاه تبریز، ۵۵۷ ص.
- ۱۱- مر، ف. مدبری، س. (۱۳۷۷) مبانی زمین شیمی (ترجمه). انتشارات مرکز نشر دانشگاهی تهران، ۷۸۸ ص.

- 9-Christidis, G. E.(2001) Formation and growth of smectites in bentonites: A case study from Kimolos Island, Aegean, Greece. *Clays and clay minerals*, **49**,204-215.
- 10-Coombs, D. S. & et al.(1997) Recommended nomenclature for zeolite minerals. *The canadian mineralogist*,**35**,1571-1606.
- 11-de Pablo-Galan, L. & de Chavez-Garcfa, M.(1996) Diagenesis of Oligocene vitric tuffs to zeolites, Mexican Volcanic Belt. *Clays and clay minerals*,**44**, 324-338.
- 12-Fisher, R. V. & Schmincke, H. U.(1984) *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag , 472 P.
- 13-Folk, R. L., Andrews, P. B. & Lewis, D. W. (1970) Dentrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *NZJ. Geol. Geophys.* **13**, 937-968.
- 14-Ghiara, M. R., Petti, C., Franco, E., Lonis, R., Luxoro, S. & Gnazzo, L.(1999) Occurrence of clinoptilolite and mordenite in Tertiary Calc-Alkaline pyroclastites from Sardinia(Italy). *Clays and clay minerals*, **47**, 319-328.
- 15-Hay, R. L. & Guldman, S. G.(1978) Diagenetic alteration of silicic ash in Searles lake, California. *Clays and clay minerals*, **32**, 449-457.
- 16-Hora, Z. D.(1998) Bentonite. British Colombia Geological Survey Branch.1-3.
- 17-Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**, 523-548.
- 18-Matsuda, H., O Neil, J. R., Jiang, W. T. & Peacor , D.R(1996) Realation between interlayer composition of authigenic smectite , mineral assemblages , I/S reaction rate and fluid composition of silicic ash of the Nankai Trough. *Clays and clay minerals*, **44**,443-459.
- 19-Moore, D. M. & Reynolds, R. C.(1997) *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. 2nd ed , Oxford Univ Pr.
- 20-Mumpton, F. A.(1977) *Mineralogy and geology of natural zeolites*. Mineralogical society of America , Short course notes,**4**, 233 P.
- 21-Noh, J. H. & Boles, J. R.(1989) Diagenetic alteration of Perlite in the Guryongpo Area, Republic of Korea. *Clays and clay minerals*,**37**, 47-58.
- 22-Ogihara, S.(2000) Composition of clinoptilolite formed from volcanic glass during burial diagenesis. *Clays and clay minerals*,**48**, 106-110.
- 23-Orris, G. J. & Bliss, J. D.(1991) Some industrial mineral Deposit models. U.S. Geological Survey, 71 P.
- 24-Pirsson, L. V.(1980) On mordenite. *Am. J. Sci.* **140**, 232-237.

- 25-Schaller, W. T.(1923) Ptilolite and related zeolites. In proc. Society(E. T. Wherry, ed). *Am. Mineral.* **8**, 93-94.
- 26- Schaller, W. T.(1932) The Mordenite-Ptilolite group; Clinoptilolite a new species. *Am. Mineral.* **17**, 128-134.
- 27-Sheppard, R. A. & Gude, A. J.(1973) Zeolites and associated authigenic silicate minerals in tuffaceous rocks of the Big Sandy Formation, Mohave County, Arizona, U.S. Geological Survey professional paper **830**, 36 P.
- 28-Sudo, T. & Shimoda, S.(1978) *Clay and clay minerals of Japan*. Elsevier, 326 P.
- 29-Treacy, m. m. j. & Higgins, J. B.(2001) *Collection of simulated XRD powder patterns for zeolites*. Elsevier, 379 P.
- 30-Tsolis-Katagas, P. & Katagas, C.(1989) Zeolites in pre-caldera pyroclastic rocks of the Santorini Volcanic, Aegean Sea, Greece. *Clays and clay minerals*,**37**, 497-510.
- 31-Velde, B.(1992) *Introduction to clay minerals*.Chapman & Hall, 198 P.
- 32-White, M. et al(1985) Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge Demerara Plain region, Atlantic Ocean. *Geochim Cosmo chim Acta*,**49**, 1875-1886.
- 33-Wilson, M. J.(1994). *Clay mineralogy:Spectroscopic and chemical determinative methods*. Chapman & Hall, 367 P.
- 34- Winchester, J. A. & Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, 325-343.

ABSTRACT

The study's area lies in the Moalleman area, in the South Western of Torud quadrangle, the East Longitude of $54^{\circ} 29'$ to $54^{\circ} 39'$ and the North Atitude of $35^{\circ} 17'$ to $35^{\circ} 21'$, and in structural – sedimentary classification (Nabavi, 1355) lies in the central Iran at holes part. In north part of this area crops out the equivalent of kraj Fm, fram Reshm village to Gandy Zeolite Mine. Lithology of this Formation are Shale, Marl, Sandstone, Micrite, Limestone, Dolostone, Radiolarite, Tuffite, Zeolite, and Bentonite, and their old is Lutecian (Middle Eocene). This Thesis focused on the Bentonite and Zeolite layers.

Results are as follows:

Bentonites and Zeolites formed from acidic volcanic glass(Ryolitic and dacitic), their magmatic series was alkanin. Glass transformed to Bentonite and Zeolite, in diagenesis condition, in shallow sea. Clay type of Bentonite and zeolite are Smectite (Montmorillonite and Bedellite) and Na-Clinoptilolite, respectively.