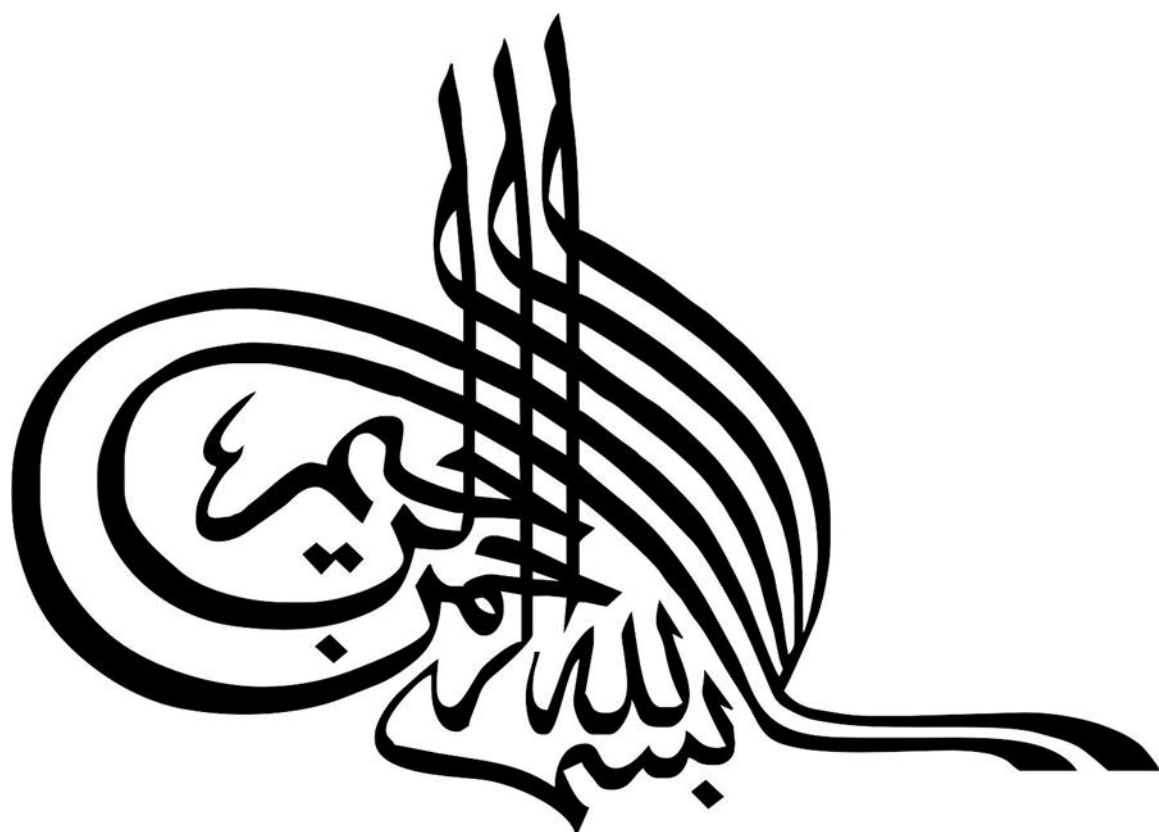






دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد

عنوان :

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس دیان (جنوب دامغان)

نگارنده :

الهام ناهیدی فر

استاد راهنما :

فرج‌اله فردوست

استاد مشاور:

مهدی رضایی

شهریور ۱۳۹۳

این پایان نامه را ضمن تشکر و سپاس بی کران و در کمال افتخار و امتنان تقدیم می نمایم به:

محضر ارزشمند پدر و مادر عزیزم به خاطر همه‌ی تلاش‌های محبت آمیزی که در دوران مختلف زندگی‌ام انجام داده‌اند و با مهربانی چگونه زیستن را به من آموخته‌اند.

به استادان فرزانه و فرهیخته‌ای که در راه کسب علم و معرفت مرا یاری نمودند.

به آنان که در راه کسب دانش راهنمایم بودند.

به آنان که نفس خیرشان و دعای روح پرورشان بدرقه‌ی راهم بود.

الها به من کمک کن تا بتوانم ادای دین کنم و به خواسته‌ی آنان جامه‌ی عمل بپوشانم.

پروردگارا حسن عاقبت، سلامت و سعادت را برای آنان مقدر نما.

خدایا توفیق خدمتی سرشار از شور و نشاط و همراه و همسو با علم و دانش و پژوهش جهت رشد و شکوفایی ایران کهنسال عنایت بفرما.

تقدیر و تشکر

سپاس خدای را که سخنوران، درستودن او بمانند و شمارندگان، شمردن نعمت های او ندانند و کوشندگان، حق او را گزاردن نتوانند و سلام و درود بر محمد و خاندان پاک او، طاهران معصوم، هم آنان که وجودمان و امدار وجودشان است و نفرین پیوسته بر دشمنان ایشان تا روز رستاخیز...

و سپاس از تلاش های ارزنده، بی وقفه و دلسوزانه استاد ارجمندم جناب آقای دکتر فرج اله فردوست که علاوه بر راهنمایی های پژوهشی، حضور سبز، حمایت و رهنمودهای خالصانه اشان همیشه همراه من بوده و هیچ گاه زبان و کلمات، توان قدردانی از محضر ایشان را ندارد، همچنین سپاس از ارشادات ارزشمند استاد بزرگوار مشاور جناب آقای دکتر مهدی رضایی که مرا در این راه همراهی نمودند.

از جناب آقای دکتر امیدی، رئیس محترم دانشکده، آقای دکتر کرمی، آقای دکتر قاسمی، آقای دکتر صادقیان، آقای دکتر قشلاقی، خانم دکتر فرقانی و از جناب آقای دکتر موسیوند و آقای دکتر علیپور که قبول زحمت فرمودند و داوری این پایان نامه را به عهده گرفتند، از جناب آقای مهندس خانعلی زاده و آقای مهندس میرباقری کارشناس محترم آزمایشگاه اپتیک، خانم مهندس فارسی کارشناس محترم دانشکده و خانم مهندس سعیدی کمال تشکر را دارم.

همچنین از جناب آقای مهندس عزیزیان و خانم مهندس محمدزاده و همه دوستانم بخصوص آقایان و کیلی و قلیشلی و خانم ها حمیدی، آهی و امیری که مرا در به ثمر رساندن این پژوهش یاری نمودند، تشکر می کنم.

در پایان، دستان پر مهر پدر و مادر عزیزم را می بوسم و از خواهر و برادرانم تشکر می کنم که اگر فداکاری و محبت های بی شائبه ایشان نبود، من نیز به پایان این راه نمی رسیدم...

چکیده

کانسار مس دیان، در شمال پهنه ایران مرکزی، در کمان آتشفشانی ترود- چاه شیرین و در استان سمنان، در ۹۰ کیلومتری جنوب شهرستان دامغان، واقع شده است. این کانسار شامل سه منطقه استخراجی سینه کار ۱، سینه کار ۲ و دیان می باشد که در داخل سنگ های ولکانیک- برش آندزیتی ائوسن، بصورت رگه ای و پرکننده فضای خالی قرار گرفته است.

بر اساس مشاهدات صحرایی، بررسی های آزمایشگاهی (میکروسکوپی) و آنالیزهای شیمیایی (XRD, XRF, ICP, EPMA) مشخص گردید که:

سنگ های دربرگیرنده کانسار تشکیل شده اند از آندزیت، تراکی-آندزیت، بازالت، تراکی-بازالت، تراکیت، توف و آگلومرا که بافت های غالب آنها شامل پورفیری، میکرولیتی پورفیری جریانی، جانشینی، بادامکی و ساخت بالشی (که معرف شرایط ولکانیکی می باشد) است. نمودارهای نامگذاری شیمیایی آنها نیز طیف سنگی حدواسط تا بازی را نشان می دهند. بر اساس نمودار ژئوشیمیایی، سنگ های فوق در سری آلکان تا کالکوالکان و در قلمرو جزایر قوسی، اقیانوسی و حاشیه فعال قاره ای قرار گرفته که فرآیند فرورانش به همراه آلودگی پوسته ای را نشان می دهند. نتایج بررسی عناصر نادر خاکی، حاکی از غنی شدگی عناصر LREE نسبت به HREE بوده که از ویژگی شاخص ماگمایی مرزهای صفحات همگرا است. همچنین غنی شدگی از عناصر LILE و تهی شدگی در عناصر HFSE بیانگر مناطق فرورانش می باشند. با بررسی ضرایب همبستگی عناصر موجود، مهم ترین عناصر همراه مس در این کانسار شامل روی، طلا و مولیبدن هستند.

مهم ترین کانی های تشکیل دهنده کانسار شامل مالاکیت، کریزوکلا و کالکوسیت می باشند که بصورت پراکنده، فضای خالی، محل شکستگی ها، برش ها و حفرات موجود در سنگ درونگیر را پر کرده اند. مهم ترین پهنه های دگرسانی مشاهده شده عبارتند از: پهنه های آرژیلیکی، پروپیلیتیکی و سیلیسی

هستند که بیشتر به حاشیه رگه‌ها و حفرات محدود می‌شوند. با بررسی کلیه خصوصیات کانی‌شناسی، بافتی و ژئوشیمیایی و مقایسه آنها با چندین کانسار مشابه در ایران (چاه‌گله، کلاته مهران، چاه‌موسی و) و جهان (شیلی، کانادا و آمریکا)، می‌توان کانسار مس دیان را در گروه کانسارهای مس رگه‌ای قرار داد.

کلمات کلیدی: ترود-چاه‌شیرین، دیان، مس، رگه‌ای.

مقالات مستخرج از این پایان نامه

ناهیدی فر، الف.، فردوست، ف و رضایی، م (۱۳۹۲)، بررسی ژئوشیمی سنگ درونگیر کانسار مس دیان (جنوب دامغان)، اولین همایش زمین شیمی کاربردی، دانشگاه دامغان.

ناهیدی فر، الف.، فردوست، ف و رضایی، م (۱۳۹۲)، مشخصات کانی شناسی رخداد معدنی مس دیان (جنوب دامغان)، هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و اولین نشست تخصصی بین المللی کوهزاد زاگرس، دانشگاه شهید بهشتی.

عنوان	صفحه
۱.....	۲
۱-۱- مقدمه.....	۲
۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی منطقه.....	۲
۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی.....	۴
۱-۴- ژئومورفولوژی.....	۵
۱-۵- تاریخچه معدنکاری در منطقه ترود- معلمان.....	۹
۱-۶- مطالعات انجام شده قبلی.....	۹
۱-۷- کلیاتی در مورد مس.....	۱۳
۱-۷-۱- منابع مس در جهان.....	۱۳
۱-۷-۲- منابع مس در ایران.....	۱۳
۱-۸- طرح مسئله.....	۱۴
۱-۹- اهداف.....	۱۵
۱-۱۰- روش مطالعه.....	۱۵
۱-۱۰-۱- جمع آوری اطلاعات دفتری.....	۱۵
۱-۱۰-۲- عملیات صحرایی.....	۱۵
۱-۱۰-۳- مطالعات آزمایشگاهی.....	۱۵
۲.....	۱۸

۱۸	۲-۱- مقدمه.....
۱۹	۲-۲- پهنه ایران مرکزی.....
۱۹	۲-۳- چین‌شناسی پهنه ایران مرکزی.....
۱۹	۲-۴- جایگاه تکتونیکی پهنه ایران مرکزی.....
۲۰	۲-۵- کمربند آتشفشانی تروود- چاه‌شیرین.....
۲۰	۲-۶- چین‌شناسی کمربند آتشفشانی تروود- چاه‌شیرین.....
۲۲	۲-۷- تکتونیک و توان معدنی کمربند آتشفشانی تروود- چاه‌شیرین.....
۲۹	۳.....
۲۹	۳-۱- مقدمه.....
۳۲	۳-۲- واحدهای سنگی چین‌های موجود در منطقه دیان.....
۳۲	۳-۲-۱- اردوئیسین پیشین.....
۳۲	۳-۲-۲- اردوئیسین - سیلورین.....
۳۴	۳-۲-۳- پرمین.....
۳۴	۳-۲-۴- ژوراسیک زیرین.....
۳۴	۳-۲-۵- کرتاسه.....
۳۵	۳-۲-۶- ائوسن.....
۳۸	۳-۲-۷- عهد حاضر.....
۳۹	۳-۳- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه.....
۴۱	۳-۴- پتروگرافی سنگ‌های محدوده کانسار دیان.....

۴۳.....	۳-۵- رده‌بندی سنگ‌ها بر اساس مطالعات میکروسکوپی
۴۳.....	۳-۵-۱- آندزیت
۴۶.....	۳-۵-۲- تراکی - آندزیت
۴۸.....	۳-۵-۳- بازالت
۵۱.....	۳-۵-۴- تراکی بازالت
۵۳.....	۳-۵-۵- تراکیت
۵۴.....	۳-۵-۶- توف برش
۵۴.....	۳-۵-۷- آگلومرا
۵۵.....	۳-۶- ساخت و بافت در سنگ‌های منطقه
۵۶.....	۳-۶-۱- ساخت سنگ‌های منطقه دیان
۵۶.....	۳-۶-۱-۱- ساخت توده‌ای
۵۷.....	۳-۶-۱-۲- ساخت برشی
۵۸.....	۳-۶-۲- بافت سنگ‌های منطقه دیان
۵۸.....	۳-۶-۲-۱- بافت پورفیری
۵۹.....	۳-۶-۲-۲- بافت میکرولیتی پورفیری جریانی
۶۰.....	۳-۶-۲-۳- بافت جانشینی حاشیه‌ای
۶۰.....	۳-۶-۲-۴- بافت بادامکی یا آمیگدالوئیدال
۶۲.....	۴
۶۳.....	۴-۱- مقدمه

- ۶۵ ۴-۲- ساخت کانسنگ
- ۶۵ ساخت رگه‌ای
- ۶۶ ۴-۳- بافت کانسنگ
- ۶۶ ۴-۳-۱- بافت پرکننده فضای خالی
- ۶۷ ۴-۳-۲- بافت گل کلمی
- ۶۸ ۴-۳-۳- بافت رگه- رگچه‌ای
- ۶۹ ۴-۳-۴- بافت جانشینی
- ۷۰ ۴-۳-۵- بافت جانشینی سلول مانند
- ۷۱ ۴-۳-۶- کاتاکلاستیک
- ۷۲ ۴-۴- کانی‌شناسی و توالی پارازنتیکی
- ۷۲ ۴-۵- کانی‌های اصلی کانسار دیان
- ۷۲ ۴-۵-۱- کانی منطقه هیپوژن
- ۷۲ ۴-۵-۱-۱- پیریت FeS_2
- ۷۳ ۴-۵-۱-۲- کالکوسیت Cu_2S
- ۷۴ ۴-۵-۲- کانی پهنه سوپرژن در شرایط احیایی
- ۷۴ کولیت CuS
- ۷۵ ۴-۵-۳- کانی‌های پهنه سوپرژن در شرایط اکسیدان
- ۷۵ ۴-۵-۳-۱- مالاکیت $\text{Cu}_2\text{CO}_3 (\text{OH})_2$
- ۷۸ ۴-۵-۳-۲- کریزوکولا $\text{CuSiO}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O}$

- ۷۸..... Cu_2O کوپریت ۳-۳-۵-۴
- ۷۹..... CuO تنوریت ۴-۳-۵-۴
- ۸۰..... کوپریت تلوریم ۵-۳-۵-۴
- ۸۲..... کانی‌های فرعی کانسار دیان ۶-۴
- ۸۲..... اکسید و هیدروکسیدهای آهن ۱-۶-۴
- ۸۲..... هماتیت (Fe_2O_3): ۲-۶-۴
- ۸۳..... ایلمنیت (FeTiO_3) ۳-۶-۴
- ۸۳..... تیتانومگنتیت ($\text{Fe}^{+3}, \text{Fe}^{+2}, \text{Ti}^{+4}$) $_2(\text{Fe}^{+2}\text{O}_4)$ ۴-۶-۴
- ۸۳..... لیمونیت ($\text{nH}_2\text{O}, \text{HFeO}_2$) ۵-۶-۴
- ۸۴..... الکتروم ۶-۶-۴
- ۸۵..... کانی‌های باطله کانسار دیان ۷-۴
- ۸۵..... کوارتز ۱-۷-۴
- ۸۶..... کلسیت ۲-۷-۴
- ۸۶..... کانی‌های رسی ۳-۷-۴
- ۸۸..... توالی پاراژنتیکی کانی‌ها ۸-۴
- ۹۰..... دگرسانی ۹-۴
- ۹۰..... دگرسانی آرژلیک متوسط ۱-۹-۴
- ۹۱..... دگرسانی پروپلیتیک ۲-۹-۴
- ۹۱..... دگرسانی سیلیسی ۳-۹-۴

۹۵.....	۵.....
۹۵.....	۵-۱- مقدمه.....
۹۵.....	۵-۲- خصوصیات مس.....
۹۵.....	۵-۲-۱- خصوصیات فیزیکی.....
۹۶.....	۵-۲-۲- خصوصیات شیمیایی مس.....
۹۹.....	۵-۳- روش کار.....
۱۰۰.....	۵-۴- ژئوشیمی سنگ میزبان.....
۱۰۲.....	۵-۴-۱- نامگذاری و طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه دیان.....
۱۰۳.....	۵-۴-۲- محیط تکتونوماگمایی.....
۱۰۴.....	۵-۴-۲-۱- نمودار Ta- Th-Yb (پیرس، ۱۹۸۳؛ ویلسون، ۱۹۸۹).....
۱۰۵.....	۵-۴-۲-۲- نمودار P_2O_5 -TiO ₂ -MnO (مولن، ۱۹۸۳).....
۱۰۵.....	۵-۴-۲-۳- نمودار MgO- Al ₂ O ₃ - FeO ^T (پیرس و همکاران، ۱۹۷۷).....
۱۰۶.....	۵-۴-۲-۴- نمودار شروایس (۱۹۸۲).....
۱۰۷.....	۵-۴-۲-۵- شاخص اشباع شدگی از آلومینیم (شاند، ۱۹۴۳).....
۱۰۸.....	۵-۴-۳- بررسی ژئوشیمی عناصر خاکی کمیاب و جزئی بر روی نمودارهای عنکبوتی.....
۱۱۰.....	۵-۴-۳-۱- نمودار فراوانی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴).....
	۵-۴-۳-۲- نمودار فراوانی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی
۱۱۱.....	(MORB) پیرس و همکاران (۱۹۸۴).....
۱۱۳.....	۵-۴-۴- ژئوشیمی کانسنگ.....

۱-۴-۴-۵- همبستگی مس با عناصر مختلف در کانسار مس دیان.....	۱۱۵
۲-۴-۴-۵- همبستگی عنصر مس با عناصر HFSE.....	۱۱۵
۳-۴-۴-۵- همبستگی عنصر مس با عناصر واسطه.....	۱۱۶
۶.....	۱۲۳
۱-۶- مقدمه.....	۱۲۳
۲-۶- مطالعات کانی شناسی.....	۱۲۳
۳-۶- ساخت، بافت و کانی شناسی.....	۱۲۴
۴-۶- ژئوشیمی.....	۱۲۴
۵-۶- مقایسه کانسار دیان با کانسارهای سایر نقاط ایران.....	۱۲۵
۶-۶- منشأ و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی کانسار مس دیان.....	۱۲۹
۷-۶- مدل پیشنهادی.....	۱۳۰
منابع.....	۱۳۳

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی. ۳
- شکل ۲-۱- نمایی از پوشش گیاهی منطقه در سینه‌کار دیان. ۴
- شکل ۳-۱- تصویر ماهواره‌ای کمر بند ترود- چاه شیرین. ۷
- شکل ۴-۱- موقعیت کانسار دیان بر روی نقشه توپوگرافی. ۸
- شکل ۵-۱- تصویری از تونل‌ها و حفاریات اکتشافی شدادی در کانسار مس دیان. ۹
- شکل ۱-۲- موقعیت منطقه دیان بر روی نقشه پهنه. ۱۸
- شکل ۲-۲- ستون چینه‌شناسی منطقه (شمعانیان و همکاران، ۲۰۰۴). ۲۲
- شکل ۳-۲- الف) موقعیت غسل‌های ترود و انجیلو. ۲۶
- شکل ۱-۳- موقعیت کانسار دیان. ۳۰
- شکل ۲-۳- تصویری از آثار فسیلی در سنگ‌های آهکی. ۳۵
- شکل ۳-۳- تصویری از منطقه کانه‌دار دیان در بین رسوبات آبرفتی. ۳۹
- شکل ۴-۳- الف- تصویری از نمونه دستی سنگ آندزیت (PI). ۴۵
- شکل ۵-۳- الف- تصویری از پلاژیوکلازهای دگرسان شده. ۴۶
- شکل ۶-۳- الف- تصویری از سنگ تراکی- آندزیت دیان. ۴۷
- شکل ۷-۳- الف- تصویری از فنوکریست‌های شکل‌دار اوزیت. ۴۷
- شکل ۸-۳- الف- تصویر بازالت دیان بصورت نمونه دستی. ۵۰
- شکل ۹-۳- الف- بلور الیوین (Ol). ۵۰
- شکل ۱۰-۳- الف- هم‌رشدی بلورهای الیوین. ۵۱
- شکل ۱۱-۳- الف: تصویری از فنوکریست‌های الیوین. ۵۲
- شکل ۱۲-۳- تصویری از کانی زئولیت. ۵۳
- شکل ۱۳-۳- الف- تصویری از پیروکسن (Px). ۵۴

- شکل ۳-۱۴ - الف - تصویری از توف برش. ۵۵
- شکل ۳-۱۵ - تصویری از سنگ‌های توده‌ای سینه کار ۲. ۵۷
- شکل ۳-۱۶ - تصویری از ساخت برشی. ۵۸
- شکل ۳-۱۷ - فنوکریست‌های پیروکسن. ۵۹
- شکل ۳-۱۸ - تصویری از بافت میکرولیتی پورفیری جریان. ۶۰
- شکل ۳-۱۹ - تصویری از بلور پیروکسن. ۶۱
- شکل ۴-۱ - تصویری از کمر بالا. ۶۴
- شکل ۴-۲ - تصویر شماتیک مقطع عرضی. ۶۴
- شکل ۴-۳ - تصویری از ساخت رگه‌ای. ۶۶
- شکل ۴-۴ - تصویری از بافت پرکننده فضای خالی. ۶۷
- شکل ۴-۵ - تصاویری از بافت گل کلمی مالاکیت در سنگ‌های آندزیتی دیان. ۶۸
- شکل ۴-۶ - الف: تصویری از قرارگیری کانی مالاکیت. ۶۹
- شکل ۴-۷ - تصویری از کانی‌های کالکوسیت. ۷۰
- شکل ۴-۸ - الف: تصویری از جانشینی. ۷۱
- شکل ۴-۹ - تصویری از کانی کالکوسیت خرد شده. ۷۲
- شکل ۴-۱۰ - تصویری از کانی پیریت خرد شده. ۷۳
- شکل ۴-۱۱ - الف - تصویری از کانی کالکوسیت. ۷۴
- شکل ۴-۱۲ - الف - تصویری از کانی مالاکیت در نمونه دستی، ۷۶
- شکل ۴-۱۳ - نمودار پراش پرتو ایکس برای یک نمونه کانسار دیان. ۷۷
- شکل ۴-۱۴ - تصویری از کانی کریزوکولا (Cry) و مالاکیت (Mal) در نمونه دستی. ۷۸
- شکل ۴-۱۵ - نمودار پراش پرتو ایکس برای یک نمونه از سینه کار ۱. ۷۹
- شکل ۴-۱۶ - نمودار پراش پرتو ایکس برای یک نمونه از سینه کار ۲. ۸۰

- شکل ۴-۱۷- تصویر ریز سنج الکترونی کانی کوپریت تلوریم ۸۲
- شکل ۴-۱۸- تصویری از تیغه‌های کانی هماتیت. ۸۳
- شکل ۴-۱۹- الف- تصاویر (BSE) از کانی ایلمنیت (Plg) ۸۴
- شکل ۴-۲۰- تصویر (BSE) از یک نمونه کانی بی شکل الکتروم در کانسار دیان ۸۵
- شکل ۴-۲۱- تصویری از رگه کوارتزی (آمیتیست) در نمونه دستی. ۸۶
- شکل ۴-۲۲- تصویری از حفره‌های پر شده توسط کلسیت در نمونه دستی. ۸۶
- شکل ۴-۲۳- نمودار پراش پرتو ایکس برای یک نمونه از سینه کار دیان ۸۷
- شکل ۴-۲۴- الف- تصویری از دگرسانی آرژیلیکی. ۹۱
- شکل ۴-۲۵- تصویری از دگرسانی سیلیسی در کانسنگ دیان. ۹۲
- شکل ۵-۱- نمودار پایداری برخی ترکیبات مس (دار) ۹۷
- شکل ۵-۲- نامگذاری سنگ‌های آذرین دیان (Le bas et al, 1986). ۱۰۳
- شکل ۵-۳- سنگ‌های کانسار دیان در نمودار Ta- Th- Yb (Pearce, 1983) ۱۰۵
- شکل ۵-۴- تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌ها (Mullen, 1983) ۱۰۶
- شکل ۵-۵- تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌ها (Pearce et al, 1977) ۱۰۶
- شکل ۵-۶- تفکیک بازالت‌های جزایر قوسی (Shervais 1982). ۱۰۷
- شکل ۵-۷- نمودار نسبت مولی A/CNK (Shand, 1943). ۱۰۸
- شکل ۵-۸- الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی. ۱۱۱
- شکل ۵-۹- الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی بهنجار شده. ۱۱۳
- شکل ۵-۱۰- همبستگی مس نسبت به عناصر LILE در کانسنگ مس دیان. ۱۱۵
- شکل ۵-۱۱- همبستگی مس نسبت به عناصر HFSE در کانسنگ مس دیان. ۱۱۷
- شکل ۵-۱۲- همبستگی مس نسبت به عناصر واسطه در کانسنگ مس دیان. ۱۱۸
- شکل ۵-۱۳- توزیع عنصر Cu, Zn, Mo, Ni, Pb, Sr, Ag ۱۱۹

- شکل ۵-۱۴- توزیع عناصر Cu - Fe و Zn- V ۱۲۰
- شکل ۶-۱- تفکیک سنگ‌های آذرین پتاسیک AR ۱۳۰
- شکل ۶-۲- تصویری از افق آهن‌دار در چند متری کانسار دیان ۱۳۲
- شکل ۶-۳- مدل تشکیل کانسار دیان ۱۳۳

فهرست جداول

جدول ۱-۴- توالی پاراژنتیکی کانسار مس دیان.....	۸۹
جدول ۱-۵- خصوصیات فیزیکی مس (مورتیمر، ۱۹۸۶).....	۹۶
جدول ۲-۵- نتایج آنالیز XRF و نمایش اکسیدهای عناصر اصلی.....	۱۰۰
جدول ۳-۵- نتایج آنالیز ICP-MS سنگ‌های منطقه.....	۱۰۱
جدول ۴-۵- نتایج آنالیز نمونه ها برای عناصر نادر خاکی.....	۱۰۲
جدول ۵-۵- نتایج آنالیز XRF و نمایش اکسیدهای عناصر اصلی به درصد.....	۱۱۳
جدول ۶-۵- فراوانی طلا در دو نمونه از سنگ‌های.....	۱۱۴
جدول ۷-۵- آنالیز دو نمونه CC2 و CX1 جهت بررسی طلا توسط میکروپروب.....	۱۱۴
جدول ۸-۵- میزان همبستگی عناصر اصلی و کمیاب در کانسنگ مورد مطالعه.....	۱۴۵
جدول ۱-۶- مقایسه کانسار دیان با برخی از کانسارهای موجود در منطقه ترود چاه‌شیرین.....	۱۲۶
جدول ۲-۶- خصوصیات برخی کانسارهای مشابه با کانسار دیان.....	۱۲۷

فصل اول:

کلیات

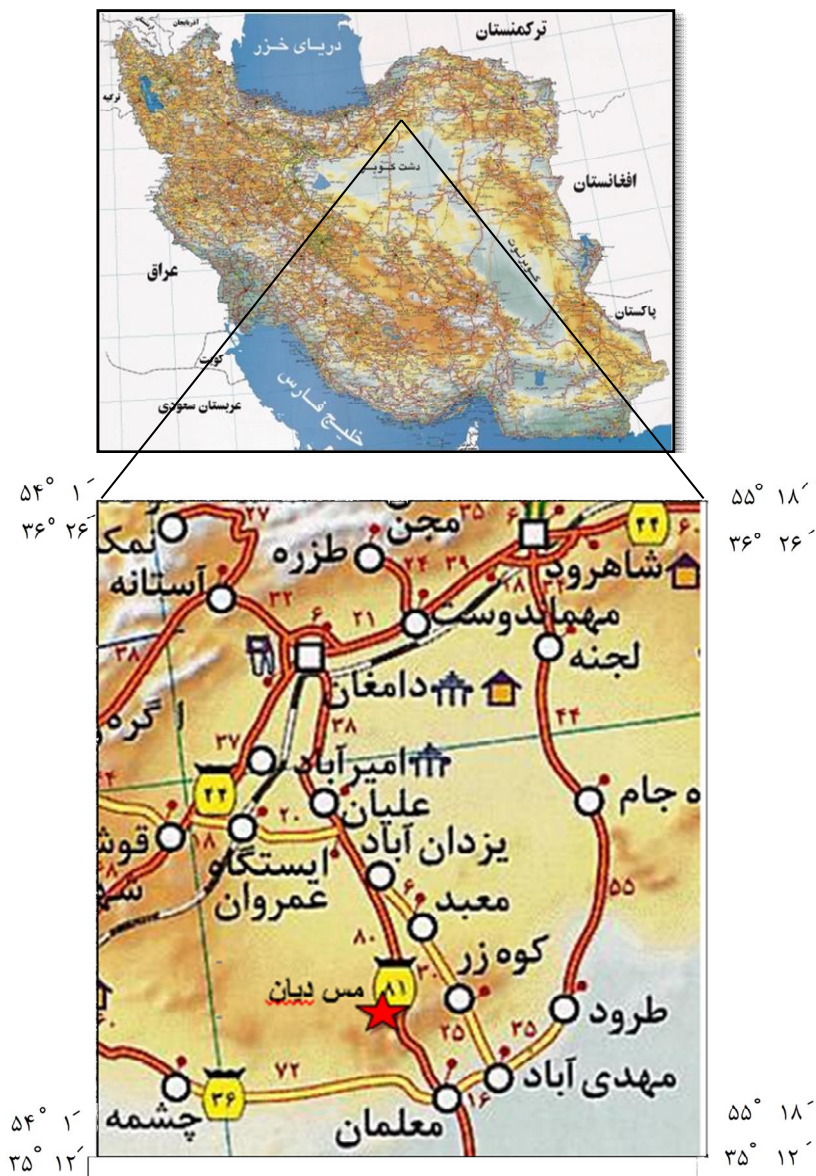
۱-۱- مقدمه

منطقه معدنی ترود یا کمان ولکانو- پلوتونیکي ترود- چاه شیرین در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی قرار دارد. در منطقه معدنی ترود، سنگ‌های منسوب به پرکامبرین تا عهد حاضر برونزد دارند. این کمان ماگمایی شامل ترادف ضخیمی از گدازه‌ها و توف‌های مربوط به ائوسن هستند که توسط توده‌های گرانیتوئیدی ائوسن- الیگوسن قطع شده و دگرسانی گرمابی گسترده‌ای در آنها ایجاد شده است. فعالیت‌های هیدروترمالی پیامد تزریق توده در این سنگ‌ها، نقش اصلی را در کانی‌سازی داشته‌اند، بطوری که اغلب کانسارهای منطقه در حاشیه یا نزدیک توده‌های نفوذی تشکیل شده‌اند. بطور کلی در این منطقه دو گونه شاخص از کانی‌سازی اقتصادی مشاهده می‌شود: کانی‌سازی فلزی و غیرفلزی که کانسار مس دیان، از جمله کانسارهای فلزی منطقه به‌شمار می‌آید. با توجه به اهمیت مس، بررسی نحوه تشکیل و محیط زایشی آنها در پی جویی نهشته‌های معدنی مس و بهره‌برداری از این ذخایر حائز اهمیت می‌باشد.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی منطقه

کانسار مورد مطالعه در حدود ۹۰ کیلومتری جنوب شهرستان دامغان در استان سمنان، با مختصات جغرافیایی $27^{\circ} 54'$ طول شرقی و $23^{\circ} 35'$ عرض شمالی واقع شده است. راه‌های اصلی دسترسی به منطقه، جاده آسفalte شاهرود- دامغان- معلمان (۱۸۸ کیلومتر)، سمنان- معلمان (۱۲۴ کیلومتر) و شاهرود- ترود- معلمان (۱۸۰ کیلومتر) می‌باشند. همچنین در جاده دامغان- معلمان، پس از طی ۹۰ کیلومتر، بعد از عبور از دو راهی کوه زر و عبور از جاده اختصاصی پایگاه وزارت دفاع، به روستای دیان رسیده و پس از طی ۴ کیلومتر جاده خاکی، به سمت غرب، دسترسی به محل ماده معدنی امکانپذیر می‌باشد (شکل ۱-۱).

از مهم‌ترین مراکز مسکونی منطقه مورد مطالعه، روستاهای عبدیاء، ده‌قاضی، حسن‌آباد و همچنین روستای رشم می‌باشند. رشم مهم‌ترین روستای منطقه است که در ۲۸ کیلومتری جنوب محدوده مورد مطالعه واقع شده است. بطور کلی این منطقه به دلیل موقعیت خاص جغرافیایی، اقلیمی، واقع شدن منطقه در حاشیه کویر و کمبود نزولات جوی، دارای شرایط نامطلوبی جهت کشاورزی است که این عوامل باعث مهاجرت روستائیان از مناطق روستایی به شهرها و کاهش جمعیت در روستاها شده است.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه (اقتباس از اطلس راه‌های کشور).

۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی

منطقه سمنان جزء نواحی خشک و کویری محسوب می‌شود، که دارای تابستان‌های گرم و زمستان‌های سرد و نسبتاً خشک است. بارندگی منطقه، فصلی بوده و ابرهای باران‌زا از نواحی شمالی و گاه غربی وارد می‌شوند. بارندگی عموماً از اواسط پاییز آغاز و تا اواسط بهار ادامه می‌یابد. در فصل تابستان، بارندگی نادر بوده و در صورت وقوع، جزئی می‌باشد. رژیم حرارتی ناحیه سمنان در تیرماه به حداکثر خود می‌رسد و در بهمن ماه حداقل متوسط دمای ماهانه قرائت می‌شود.

در منطقه دیان پوشش گیاهی قدری تنک بوده و تعداد آنها به بیش از ۳ تا ۵ گونه گیاهی نمی‌رسد (شکل ۱-۲) که اغلب از نوع شوره‌ها (از خانواده اسفناجیان)، درمنه یا قیچ، قیچ-درمنه و شور-درمنه می‌باشند و گیاهان همراه این گونه‌ها معمولاً خیلی محدود بوده و بیشتر شامل خارپشته، کاروان‌کش، اسپند، تاغ و اشنان می‌باشند (محمدزاده، ۱۳۹۱).



شکل ۱-۲- نمایی از پوشش گیاهی منطقه در سینه‌کار دیان، دید به سمت شمال.

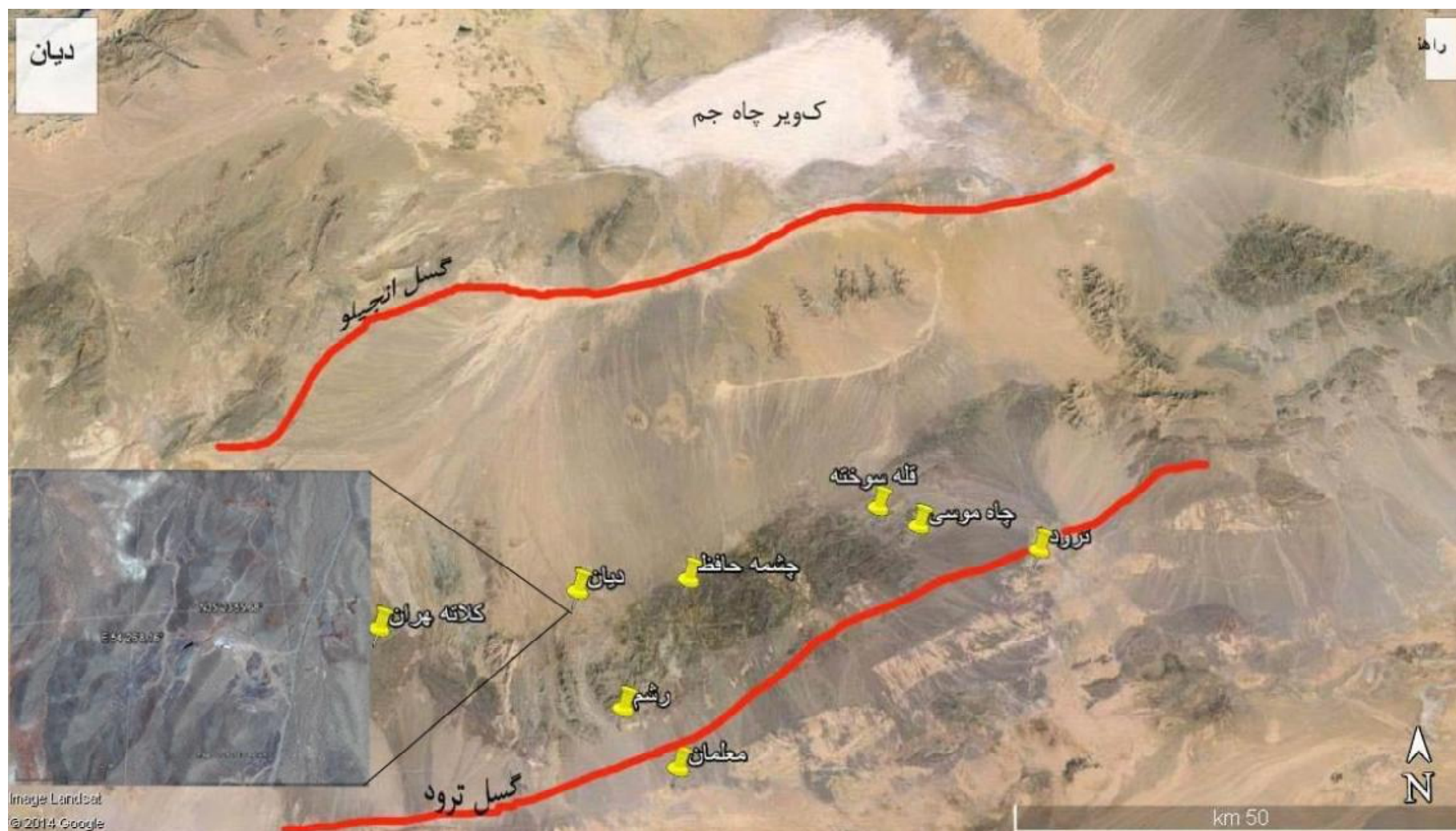
۴-۱- ژئومورفولوژی

مورفولوژی منطقه تحت تأثیر لیتولوژی متفاوت و مخصوصاً عملکرد گسل‌های اصلی و بزرگ از جمله گسل ترود در جنوب و گسل انجیلو در شمال قرار گرفته است. بطور کلی منطقه را می‌توان به سه بخش مورفولوژیکی تقسیم نمود:

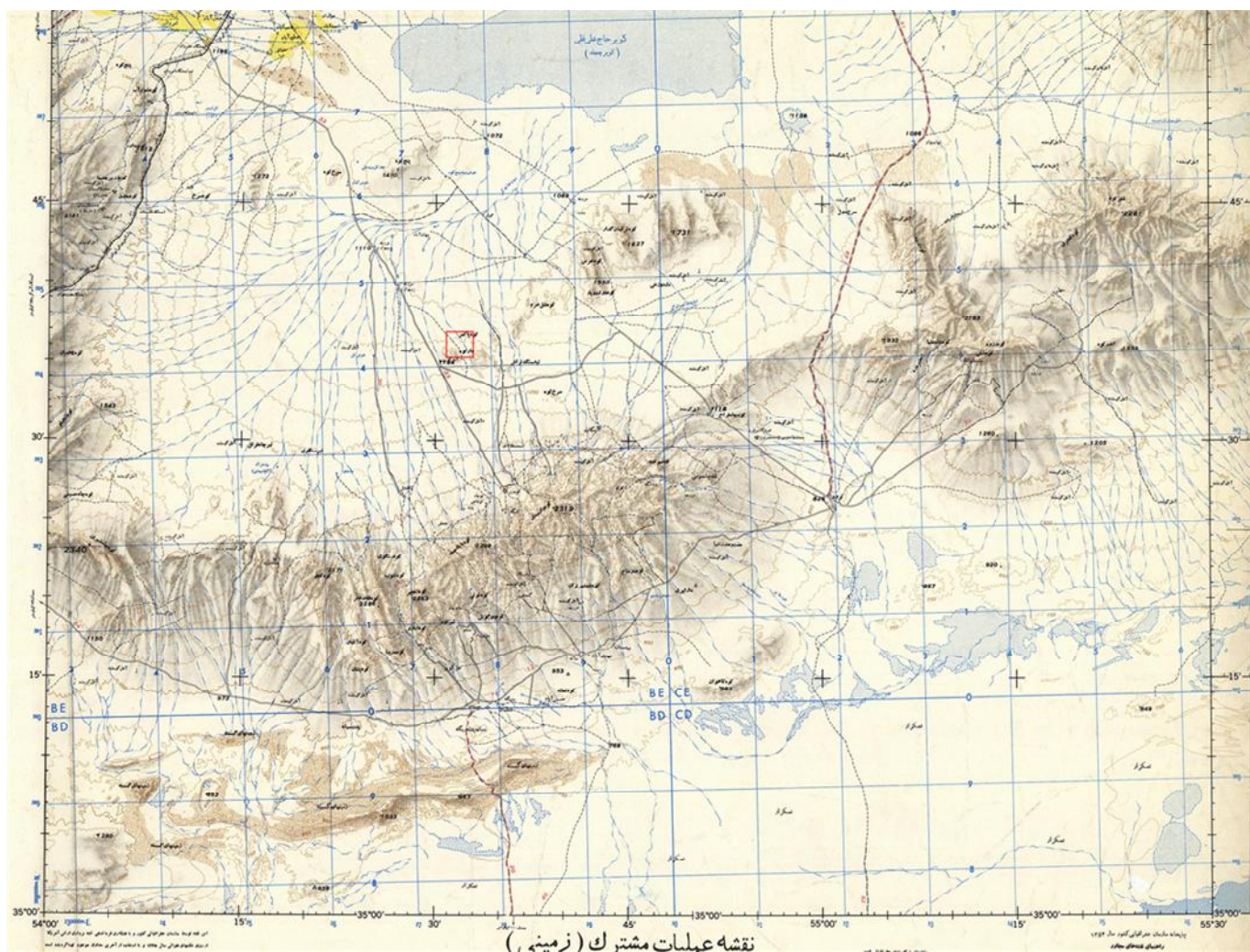
الف: بخش دشت شمالی، که کویر چاه‌جم در آن قرار گرفته است و پوشیده شده از ، ماسه‌های بادی و رسوبات کواترنری جوان در دهانه خروجی دره‌ها به داخل دشت و کفه‌های نمکی.

ب: بخش ارتفاعات، که بصورت یک رشته کوه کشیده با روند تقریباً شرقی-غربی و متشکل از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی نوار ولکانیکی-رسوبی ترود-چاه شیرین می‌باشد. گسل انجیلو مرز بین نوار با دشت شمالی و گسل ترود مرز آن با دشت جنوبی را مشخص می‌کند. مهم‌ترین کوه‌های منطقه عبارتند از: کوه دارستان با ارتفاع ۲۳۱۹ ، کوه بابا احمد با ارتفاع ۲۲۹۹ و کوه کاله‌کجوقرا با ارتفاع ۲۱۷۱ متر از سطح دریا.

پ: بخش دشت جنوبی که شامل کویر نمک و عمدتاً از کفه‌های نمکی، رسی و تراس‌های جوان در دامنه‌ها تشکیل شده است. ماسه‌های بادی بصورت تپه‌های ماسه‌ای طولی و برخان و... گسترش دارند. شکل ۱-۳ موقعیت منطقه را در Google earth و شکل ۱-۴ موقعیت منطقه را بر روی نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود (سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۳۴۹) نشان می‌دهد. سیستم آبراهه‌ای در قسمت ارتفاعات بصورت شاخه‌درختی یا دندریتی است ولی در داخل دشت به شکل موازی متمایل می‌گردد.



شکل ۳-۱- تصویر ماهواره‌ای کمر بند ترود- چاه شیرین، کانسار مس دیان و تعدادی از کانسارهای منطقه.



شکل ۴-۱- موقعیت کانسار دیان بر روی نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه تروود مشخص شده است (سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۳۴۹).

۵-۱- تاریخچه معدنکاری در منطقه ترود- معلمان

کشف آثار سرب در خرابه‌های روستای ترود و آثار معدن‌کاری و استخراج مواد فلزی در محدوده جنوب دامغان قدیم، اشاره به فعالیت معدن‌کاری بسیار قدیمی در منطقه است. حضور سرباره‌های معدنی در دهانه دره‌ها و مجاورت حفاریات قدیمی نیز این مدعا را تأیید می‌نماید. شاید بتوان بیان کرد که حتی در حال حاضر اکتشاف مواد معدنی در منطقه بر اساس شواهد معدن‌کاری شدادی صورت می‌گیرد. معادنی مثل سرب خانجار، مس چاه‌موسی، سرب و روی چشمه‌حافظ و ... بر اساس مشاهده آثار معدن‌کاری قدیمی کشف و مورد بهره‌براری قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۱).



شکل ۵-۱- تصویری از تونل‌ها و حفاریات اکتشافی شدادی در کانسار مس دیان.

۶-۱- مطالعات انجام شده قبلی

- هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، ضمن تهیه نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ترود با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰، سنگ‌های آذرین ترسیری ترود- چاه شیرین را به دقت مورد مطالعه قرار دادند و برای اولین بار چهار واحد آتشفشانی شامل: ۱- گدازه قاعده‌ای، ۲- برش‌های آتشفشانی زیرین، ۳- برش‌های آتشفشانی میانی و ۴- برش‌های آتشفشانی بالایی را معرفی نمودند. به نظر آنها ترکیب

بیشتر سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (۸۵ درصد) در منطقه ترود-چاه‌شیرین، حدواسط و آندزیتی است. علاوه بر مطالعات زمین‌شناسی که در ضمن تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ و ۱/۲۵۰۰۰۰ (ترود و معلمان) صورت گرفته، به دلیل پتانسیل بالای معدنی، بخصوص عناصری همچون طلا، نقره، مس، سرب و روی، مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی و ژئوشیمیایی متعددی در مناطق مختلف صورت گرفته است که به برخی از آنها اشاره می‌شود.

- از اولین محققانی که جهت پی جویی طلا، زمین‌شناسی منطقه را مورد مطالعه قرار داده‌اند، هلم هاکر^۱ (۱۸۹۸) و هنمک^۲ (۱۸۹۹) می‌باشند که به گفته آنها ذخایر طلای ترود از قرن چهاردهم میلادی استخراج می‌شده است و عیار آن ۲ تا ۳ گرم در تن بوده است.

- دیچل^۳ (۱۹۴۴)، با مطالعاتی که بر روی طلای منطقه باغو انجام داد، منشاء آنرا رگه‌های سیلیسی منطقه و مرتبط با گرانیت شرق روستای باغو دانسته است.

- اشتوکلین^۴ (۱۹۵۶) و هوبر^۵ (۱۹۵۷)، مشخصات زمین‌شناسی و توالی لیتولوژیکی و سنی واحدهای مختلف ترود-معلمان را معرفی کرده‌اند که توسط علوی (۱۹۷۰) مورد تجدید نظر واقع شد. همچنین آنها نهشته‌های ترسیری جنوب رشته‌کوه ترود-چاه‌شیرین را بطور دقیق مورد بررسی قرار داده‌اند اما سنگ‌های آذرین و دگرگونی با دقت کافی بررسی نشده‌اند.

- موحداول (۱۳۴۷)، معدن فیروزه باغو را مورد بررسی قرار داد و احتمال وجود مس پورفیری را در این ناحیه یادآور شده است.

علاوه بر موارد ذکر شده، با توجه به اهمیت معدنی منطقه و وابستگی کانسارهای آن به فرایندهای

1 Helmhacker
2 Henmacke
3 Dichal
4 Stocklin
5 Hubber

ماگمایی، در سال‌های اخیر، مطالعات وسیعی بر روی سنگ‌های آذرین منطقه انجام شده است که نمونه‌هایی از آنها در ادامه ذکر شده است:

- پورحسینی (۱۳۶۲)، ضمن مطالعه سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی ایران، احتمال ارتباط توده‌های نفوذی منطقه ترود با فاز ماگمایی ائوسن پسین- الیگوسن را بحث نمود.

- جعفریان و ولی‌زاده (۱۳۶۸)، سنگ‌های آذرین محور ترود- کوه‌زر (باغو) را مورد مطالعه قرار داده و حجم اصلی سنگ‌های آتشفشانی منطقه را آندزیت، ماهیت ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه را کالکوالکالن و جایگاه تکتونیکی تشکیل آنها را به کمان آتشفشانی قاره‌ای نسبت داده‌اند.

- رشیدنژاد (۱۳۷۱)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود منطقه باغو را مورد مطالعه قرار داده و سنگ‌های آذرین ترود- چاه‌شیرین را بخشی از کمان حاشیه فعال قاره‌ای که در اثر فروورانش پدید آمده است، می‌داند.

- کهنسال (۱۳۷۷)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه را بصورت تناوبی از گدازه‌هایی با ترکیب آندزیت، بازالت، داسیت-آندزیت و تراکی-آندزیت همراه با سنگ‌های آذرآواری شامل انواع توف با ترکیب آندزیت و تراکی-آندزیت معرفی نموده است. به نظر این محقق، ماگمای بازالتی آلکالن اولیه، در حین صعود و تفریق تحت تأثیر آغستگی با مواد پوسته‌ای^۱ به سنگ‌های حدواسط تبدیل شده است.

- حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۲)، سنگ‌های آذرین منطقه ترود- چاه‌شیرین را به دلیل تشابه نوع سنگ‌های آذرین و سن جایگیری آنها با کمان ارومیه- دختر، آنرا بخشی از کمان ماگمایی آذربایجان- البرز می‌دانند.

- شمعیان (۱۳۸۱)، در رساله دکتری خود با مطالعه ژنز کانسارهای طلای گندی و ابولحسنی (شمال

1 Assimilation Fractional Crystallization

- معلمان) سنگ‌های نیمه عمیق منطقه را به کمان ماگمایی درون قاره‌ای نسبت داده که این کمان همزمان با فرورانش پوسته اقیانوسی تئیس جوان به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی، پدید آمده است.
- قربانی (۱۳۸۴)، در رساله دکتری خود، ضمن بررسی پترولوژی سنگ‌های ماگمایی جنوب دامغان، منشأ سنگ‌های منطقه را گوشته‌ای ناشی از کشش لیتوسفری در جایگاه‌های غیرکوهزایی دانست و تکتونیسیم غالب منطقه را با توجه به یافته‌های ژئوشیمیایی، حوضه‌های تراکشی^۱ معرفی کرده است.
- امام‌جمعه (۱۳۸۵)، در غالب پایان‌نامه ارشد، محیط تکتونیکی کانسار مس چاه‌موسی را، کمر بند آشفشانی پهنه فرورانش قاره‌ای و معادل با گرانیتهای تیپ I نوع کردیلرایی می‌داند.
- خادمی (۱۳۸۶)، در رساله دکتری خود، علت حرکت نوساختی منطقه ترود را گسل ترود معرفی کرده است.
- مهری و همکاران (۱۳۸۷)، با بررسی کانسار سرب-نقره (روی) خانجار، آن را یکی از کانسارهای لایه‌کران (استراتاباند) توالی کربناتی کرتاسه بالایی در ایران مرکزی معرفی نموده است.
- خواجه‌زاده (۱۳۸۸)، در رساله کارشناسی ارشد خود، با مقایسه ویژگی‌های سنگ‌های منطقه، آنها را در زمره آداکیت‌های غنی از سیلیس مشتق شده از ورقه اقیانوسی فرورانده شده می‌داند که از توانایی زیاد برای داشتن کانسارهای مس و طلا برخوردارند.
- قاسمی سیانی و همکاران (۱۳۸۹)، کانی‌سازی در منطقه چشمه‌حافظ را بر اثر تزریق متناوب سیال با شوری بالا و اختلاط با سیال با شوری کمتر و رقیق‌شدگی آن، می‌داند.

1 Pull-apart

۷-۱- کلیاتی در مورد مس

۷-۱-۱- منابع مس در جهان

بطور کلی، منابع پایه زمینی در حدود ۱/۶ میلیارد تن مس و منابع موجود در ندولهای کف دریا در حدود ۰/۷ میلیارد تن تخمین زده می‌شوند. به نقل از کوپر اینوستینگ نیوز (اخبار مرتبط مس)، در حال حاضر ۱۰ کشور، بیشترین میزان تولید فلز مس را در جهان در اختیار دارند و سهم قابل توجهی از بازارهای جهانی این فلز گران بها متعلق به این کشورهاست.

کشور شیلی با تولید بیش از ۵ میلیون تن مس در جهان و سهمی حدود ۳۶ درصد از بازارهای جهانی، چین با تولید بالغ بر ۱/۵ میلیون تن، پرو با تولید معادل ۱/۲ میلیون تن در سال، آمریکا با تولید معادل ۱/۱ میلیون تن در سال، استرالیا با تولید سالانه ۹۷۰ هزار تن، روسیه با تولید سالانه ۷۲۰ هزار تن، زامبیا با تولید سالانه ۶۷۵ هزار تن، کنگو با تولید سالانه ۵۸۰ هزار تن، کانادا با تولید سالانه ۵۳۰ هزار تن و مکزیک با تولید سالانه ۵۰۰ هزار تن، بزرگترین تولید کنندگان فلز مس در جهان محسوب می‌شوند (دفتر آمار و اطلاع رسانی وزارت صنایع و معادن، ۱۳۸۰).

۷-۱-۲- منابع مس در ایران

ایران از دیرباز به عنوان یکی از پتانسیل‌های مهم اقتصادی مس پورفیری در دنیا شناخته شده است و از نظر مس‌زایی در بهترین شرایط متالوژی قرار گرفته است. از دیدگاه تکتونیکی، کشور ایران در سیستم کوهزایی آلپ- هیمالیا (آلی) واقع شده و از نظر کانی‌سازی، بر روی کمربند جهانی مس (کمربند آلپ- هیمالیا) قرار گرفته است. بخش‌هایی از ایران که از لحاظ ذخایر معدنی بر روی کمربند جهانی مس قرار گرفته است، از جنوب شرقی ایران شروع و تا شمال غربی و نواحی آذربایجان ادامه دارد که شامل محورهای ارسباران، طارم، سمنان، سبزوار، بیرجند، نصرت آباد و محور انارک می‌باشد. در این کمربند فعالیت‌های ماگمایی و انتشار سنگ‌های بازیک و اولترابازیک، کمپلکس‌های آتشفشانی - رسوبی و فعالیت‌های آذرین، همزمان و همراه با کوهزایی آلپی به صورت یک گزینه شاخص عمل

کرده است که این کانسارها اغلب در محدوده سنگ‌های آتشفشانی به سن ترشیاری صورت گرفته‌اند. با توجه به قرارگیری کشور ایران بر روی کمربند فلززایی و وجود ذخایر غنی مس در داخل کشور مانند مس سونگون، مس سرچشمه، خاتون‌آباد، قلعه‌زری، چهل‌کوره، میدوک از جایگاه ویژه‌ای در بازار جهانی مس برخوردار است.

با استناد به آمار و اطلاعات سازمان صنایع و معادن کشور، تاکنون بیش از ۳ میلیارد تن ذخیره قطعی مس در ایران شناسایی شده که معدن مس سرچشمه با بیش از یک میلیارد تن ذخیره احتمالی و ۴۲۷ میلیون تن ذخیره قطعی و با عیار ۱/۱۳ درصد مس، ۰/۳ گرم در تن طلا و ۱۰ گرم در تن نقره و همچنین معدن مس سونگون با یک میلیارد تن ذخیره مس و مولیبدن بزرگترین معادن مس کشور محسوب می‌شوند.

میزان ذخایر معدنی مس در جهان، معادل ۴۷۰ میلیون تن برآورد شده است و ایران با دارا بودن معادل ۱۴ میلیون تن ذخایر معدنی مس که بیشتر در استان‌های کرمان و آذربایجان شرقی واقع شده‌اند، دارای ۳ درصد از این ذخایر می‌باشد.

۱-۸- طرح مسئله

در این تحقیق ضمن مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، کانی‌های تشکیل دهنده کانسار، شرایط ژئوشیمیایی و ژنز آن مشخص و به سؤالات زیر پاسخ داده خواهد شد:

موقعیت قرارگیری ماده معدنی در ستون چینه‌شناسی منطقه چگونه است؟

کانی‌شناسی ماده معدنی و توالی پاراژنتیکی کانی‌ها چگونه است؟

شکل کانسار، ساخت و بافت کانسنگ چگونه است؟

ساز و کار تشکیل و جایگزین کانسار (سیال کانه‌دار و ماده معدنی) چگونه بوده است؟

ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماده معدنی و سنگ‌های میزبان چگونه است؟

نوع کانه‌زایی چگونه است و در مقایسه با کانسارهای مشابه در ایران و جهان در چه گروهی قرار می‌گیرد؟

۹-۱- اهداف

پایان‌نامه حاضر با هدف بررسی نوع کانی‌شناسی، بافت، ژئوشیمی، شکل و در نهایت ژنز کانسار مس دیان و مقایسه آن با کانسارهای مشابه در منطقه، در سایر نقاط ایران و جهان پیشنهاد گردید که امید است نتایج مطلوبی حاصل شده باشد.

۱۰-۱- روش مطالعه

۱-۱۰-۱- جمع‌آوری اطلاعات دفتری

در این مرحله اطلاعات منتشر شده قبلی موجود اعم از گزارش‌های تحقیقاتی، پایان‌نامه‌ها، نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی، مقالات داخلی و خارجی، تصاویر ماهواره‌ای مختلف جمع‌آوری و مورد بررسی قرار گرفت.

۲-۱۰-۱- عملیات صحرایی

پس از انجام مطالعات کتابخانه‌ای، طی چند مرحله بازدید و مشاهدات صحرایی، نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف ماده معدنی و سنگ‌های دربرگیرنده آن مبتنی بر تنوع سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی، ۱۵۰ نمونه برداشت گردید.

۳-۱۰-۱- مطالعات آزمایشگاهی

در این مرحله از تعداد ۱۵۰ نمونه‌سنگی برداشت شده بر اساس تنوع سنگ‌شناسی ۷۵ مقطع نازک و ۱۲ مقطع صیقلی تهیه شد و مورد مطالعه قرار گرفت و تعداد ۹ نمونه برای آنالیز XRD و تعداد ۱۱ نمونه برای آنالیز XRF انتخاب و در آزمایشگاه دانشگاه دامغان آنالیز گردید. همچنین تعداد ۴ نمونه

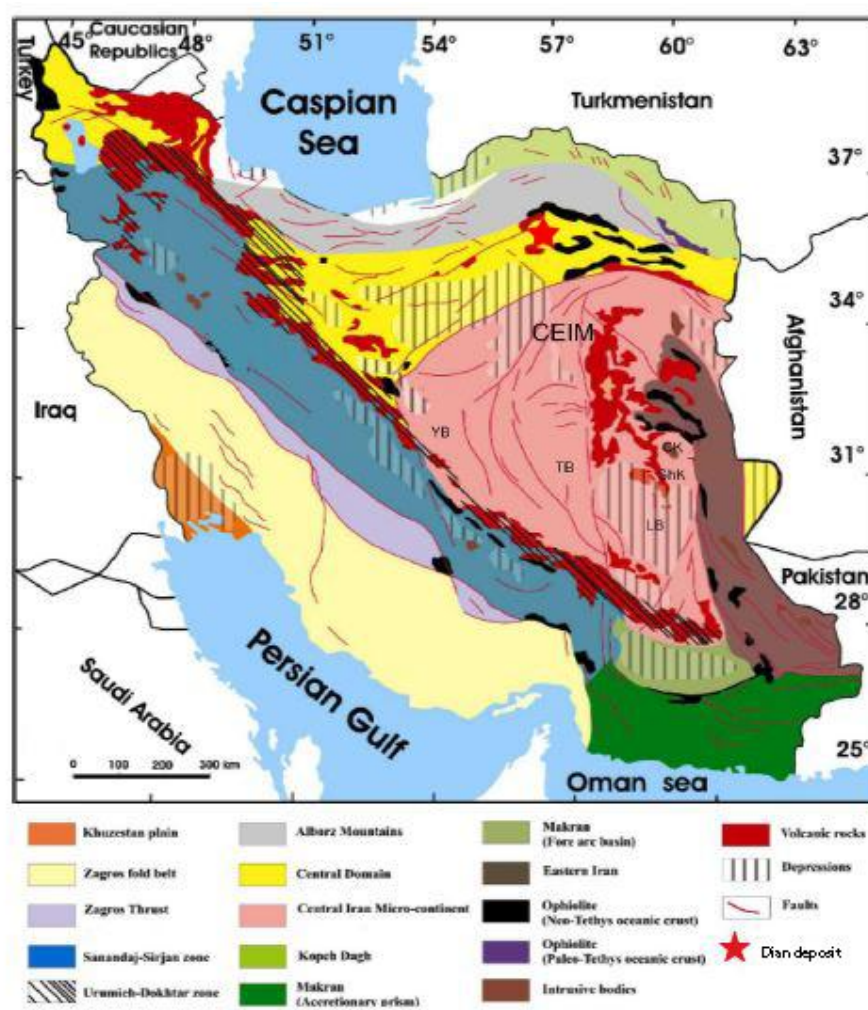
برای آنالیز ICP-MS به شرکت زرآزما ، ۶ نمونه برای آنالیز دستگاهی ICP-AES و طیفسنجی جذب اتمی (AAS)، ۵ نمونه برای آنالیز الکترون مایکروپروب (EPMA) و میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) و همچنین ۲ نمونه برای آنالیز طلا ، به شرکت تحقیقاتی و فرآوری ایران ارسال گردید. سپس نتایج به عمل آمده، تفسیر و پس از تحلیل و بررسی به صورت پایان نامه حاضر ارائه گردیده است.

فصل دوم:

زمین شناسی ناحیه ای

۱-۲- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱-۲). در این پهنه، با توجه به تنوع واحدهای تکتونیکی، سنگ‌شناسی و سرگذشتی که از پرکامبرین تا عهد حاضر بطور تقریباً مستمر گذرانده است، می‌توان شاهد فرآیندهای مختلف متالورژی و در نتیجه کانی‌سازی‌های گوناگون در مقیاس‌های مختلف باشیم. در این فصل، چینه‌شناسی، تکتونیک و ماگماتیسم پهنه ایران مرکزی در مقیاس ناحیه‌ای و کمر بند آتشفشانی ترود-چاه شیرین بر اساس ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته‌رشم، شرح داده شده و زمین‌شناسی منطقه معدنی در فصل بعد، به تفصیل خواهد آمد.



شکل ۱-۲- موقعیت منطقه دیان بر روی نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (آقائباتی، ۱۳۷۹)

۲-۲- پهنه ایران مرکزی

این پهنه به شکل مثلث از شرق به بلوک لوت، از شمال به رشته کوه‌های البرز و از جنوب به پهنه سندج - سیرجان محدود می‌شود که پیکره اصلی و میانی فلات ایران را پدید آورده و نه تنها به عنوان یک واحد ساختاری مجزا به شمار می‌آید بلکه در بردارنده چندین زیر مجموعه ساختاری از نظر تکتونیکی و متالوژنی می‌باشد. ردیف بسیار ضخیمی از سنگ‌های دگرگونی، رسوبی، ولکانیکی و رخساره‌های گوناگون سنگ‌های آذرین درونی از پرکامبرین تا عهد حاضر در این فلات پهناور، نمایان است.

۲-۳- چینه‌شناسی پهنه ایران مرکزی

در تمام مدت دوران پالئوزوئیک این منطقه وضعی مشابه با سایر قسمت‌های ایران داشته است، بطوری که یک حالت پلاتفرمی در آن حکمفرما بوده و کویر بزرگ و فرورفتگی ایران مرکزی، احتمالاً حوضه وسیع و کم عمقی را تشکیل می‌داده است. پس از رسوبگذاری پرمین میانی یک دوره فرسایش طولانی بر ایران چیره گشته که حاصل آن نهشت رسوبات آواری و قرمزرنج در زمان تریاس زیرین (سازند سرخ شیل) بوده و در دوران مزوزوئیک و همچنین در سنوزوئیک، ایران مرکزی از نظر زمین ساختی منطقه پرتحرکی بوده است، چنانکه علاوه بر چندین دگرشیبی کاملاً مشخص، فعالیت ماگمایی به صورت سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های گرانیتی نفوذی نیز در آن دیده می‌شود (قربانی، ۱۳۸۴).

۲-۴- جایگاه تکتونیکی پهنه ایران مرکزی

به نظر اشتوکلین (۱۹۵۶)، چین‌خوردگی اصلی ایران مرکزی با فاز کوهزایی آلپی در ارتباط است. به طوری که پنج فاز اصلی چین‌خوردگی آلپ، در تریاس - لیا، اوایل کرتاسه، اواسط و اواخر دوران سنوزوئیک در این منطقه مشاهده شده است. روند عمومی چین‌خوردگی‌ها یکنواخت نیست، بلکه در شمال روند شرقی - غربی دارند. در شرق به موازات بلوک لوت (شمالی - جنوبی) و در جنوب غربی

به موازات منطقه سنج - سیرجان (شمال غرب - جنوب شرق) است. بخش میانی ایران مرکزی را شکستگی‌های متعدد با جهات مختلف بصورت مشبک در آورده و قطعات شکسته نسبت به هم حرکاتی داشته‌اند و در نتیجه بالآآمدگی‌ها و فرو رفتگی‌ها، حوضه متفاوتی بوجود آمده است.

۲-۵- کمر بند آتشفشانی ترود- چاه شیرین

کمر بند آتشفشانی نفوذی ترود- چاه شیرین، واقع در کرانه شمالی کویر مرکزی ایران، حاصل ماگماتیسم ترسیر در پهنه ایران مرکزی، می‌باشد. این مجموعه، که از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب غالب آندزیتی و توده‌های گرانودیوریتی با ترکیب غالب دیوریتی تشکیل شده، میزبان کانسارهای رگه‌ای متعدد فلزات پایه و طلا می‌باشد (فرد و همکاران، ۱۳۸۰).

۲-۶- چینه‌شناسی کمر بند آتشفشانی ترود- چاه شیرین

این پهنه شامل نوار باریک و طولی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های گرانیتوئیدی قطع کننده آنست که با روند تقریباً شرقی - غربی در حاشیه شمالی حوضه فرورفته کویر مرکزی به صورت یک فرازمین^۱ بین دو پهنه گسله ترود و انجیلو واقع شده است. در بخش‌هایی از آن، سنگ‌های دگرگونه پرکامبرین - پالئوزوئیک به صورت پنجره‌هایی در آن رخنمون داشته و در شمال شرقی شهرستان ترود گسترش زیادی نشان می‌دهند. در این ناحیه واحدهای سنگ چینه‌ای زیر با سن پرکامبرین تا عهد حاضر، گسترش یافته‌اند:

سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در برگیرنده گنیس، شیست و ... که به گونه ای بسیار محدود در کوه شتر رخنمون دارند.

سنگ‌های وابسته به کامبرین میانی شامل دولومیت‌های دربردارنده لایه‌ها و گرهک‌های سیلیسی.

سازندهای نیور، پادها و سبزار که دربرگیرنده ماسه‌سنگ، کنگومرا، شیل، دولومیت و سنگ‌های

1 Horest

آشفشانی هستند و سازند بهرام که به طور عمده آهکی است و دارای تناوبی از ماسه‌سنگ، شیل، گچ و جنوب گسل انجیلو دارند. در جنوب گسل انجیلو، این واحدها تا اندازه‌های دگرگون شده‌اند، آنچنان که مرز میان سازندهای نیور- پادها و سیبزار- بهرام به درستی قابل تفکیک نیست.

سنگ‌های پرمین با رخساره‌های آواری شبیه سازند درود البرز، در شمال گسل انجیلو رخنمون دارند. بر روی این سنگ‌ها، تناوبی از سنگ‌های آهکی فوزولین‌دار، همسان با سازند جمال، جای گرفته‌اند. سنگ‌های وابسته به تریاس زیرین و میانی ساخته شده از ماسه‌سنگ کوارتزیتی، شیل و دولومیت، قابل مقایسه با سازندهای سرخ شیل و شتری است و در شمال گسل انجیلو گسترشی محدود دارند. سازند شمشک در این ناحیه به مجموعه نهشته‌های تریاس بالایی و لیاس گفته می‌شود و دربرگیرنده شیل‌های ذغال‌دار، ماسه‌سنگ، آهک و ... است و در شمال گسل انجیلو، دارای گسترش چشمگیری است.

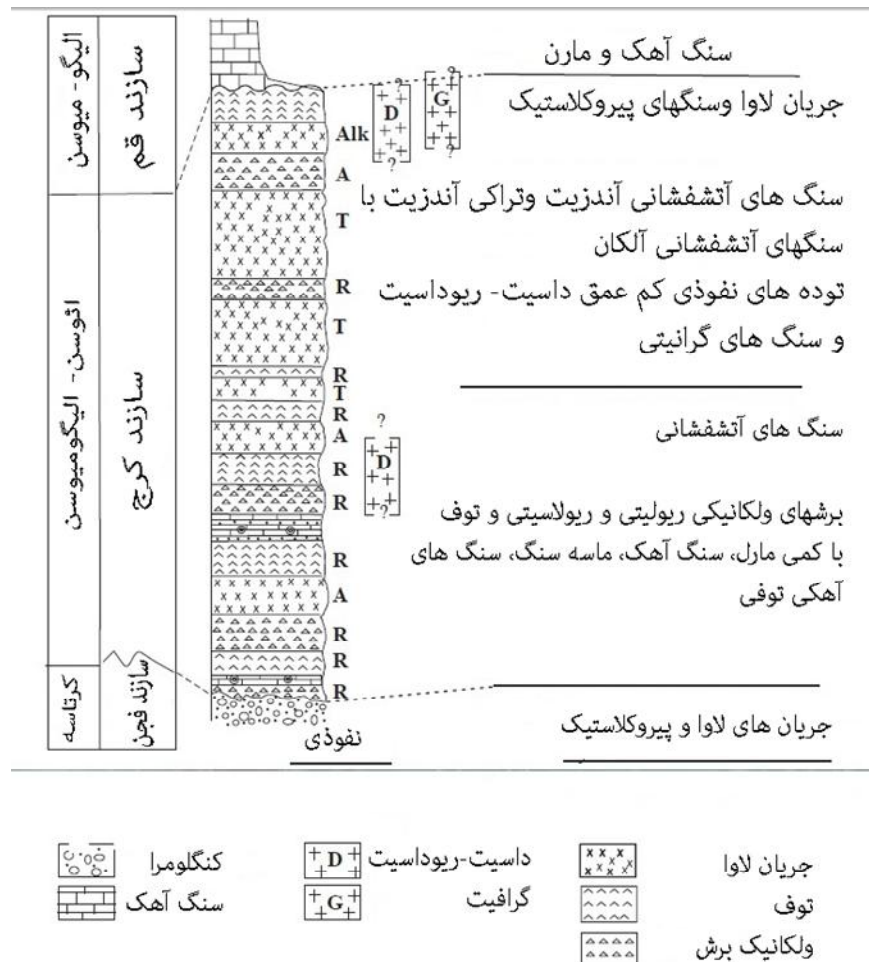
سنگ‌های وابسته به دو گروه، که دربرگیرنده آهک‌های ماسه‌ای و کنگلومرای، مشابه سازند بادامو و شیل‌های آهکی- ماسه‌ای معادل سازند بغمشاه است و در جنوب گسل انجیلو برونزد دارند.

سنگ‌های کرتاسه زیرین دربرگیرنده نهشته‌های آواری قرمزرنج، تناوبی از آهک و شیل و دوباره نهشته‌های آواری قرمز است.

سنگ‌های وابسته به ترسیر، دربرگیرنده ترادف‌های ضخیم آشفشانی و رسوبی ائوسن، نهشته‌های دریایی نومولیت‌دار ائو-الیگوسن، نهشته‌های آواری قرمز زیرین، آهک و شیل‌های سازند قم وابسته به اواخر الیگوسن، سازند قرمز بالایی و نهشته‌های وابسته به پلیوپلیستوسن تا کواترنر است (شمعانیان و همکاران، ۲۰۰۴).

وجود توده‌های گرانیتوئیدی ترسیر و فعالیت‌های آخر ماگمایی این توده‌ها، چرخه‌های هیدروترمالی جالبی را برای تشکیل کانی سازی طلای رگه‌ای همراه با مس، سرب و روی در این پهنه نموده که

بارزترین آن کانسار طلای کوه زر در دامنه شمالی و کانسار طلای گندی در جنوب آن بوده و نشاندهنده پتانسیل بالای طلا در این نوار آتشفشانی - نفوذی ترسیر با پی سنگ دگرگونه پرکامبرین - پالئوزوئیک است (قربانی، ۱۳۸۳).



آندزیت = A ، ریولیت = R ، تراکی-آندزیت = T

شکل ۲-۲- ستون چینه‌شناسی منطقه (شمعانیان و همکاران، ۲۰۰۴)

۷-۲- تکتونیک و توان معدنی کمر بند آتشفشانی ترود- چاه شیرین

این ناحیه از نظر زمین‌شناسی ساختاری، در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی در محدوده‌ای میان گسل‌های دورونه (کویر بزرگ) و میامی - عطاری (یا سمنان) جای دارد. روند همگانی ناحیه، شمال

شرقی - جنوب غربی است و اثرات حرکات کوهزایی پرشماری مانند حرکات کالدونین، هرسینین و آلپین در آن مشهود است. حرکات پایانی پرمین، منطقه را به ۴ نوار زیر، تقسیم کرده است (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷):

الف. ناحیه شمال گسل انجیلو.

ب. نوار میان گسل انجیلو و رشته کوه‌های ترود - چاه شیرین.

ج. نوار کوه‌های ماجراد - شتر - ترود - چاه شیرین.

د. ناحیه گسله ترود.

تأثیر فازهای تکتونیکی بعدی در این نوارها ناهمسان است و باعث پدید آمدن روندهای چین‌خوردگی ناهمسانی در آنها شده است.

روند چین‌خوردگی ناشی از فاز کیمرین پسین در نوار (ج) شمال غرب - جنوب شرق است که در نوار (الف) در نزدیکی گسل انجیلو به سوی شمال تغییر می‌کند. در اثر چین‌خوردگی پس از ائوسن در نوار (الف) بیشتر در حدود NE 70 و در نوار (ج) متفاوت است آن چنان که بین کوه‌های غاز و رشم، شمالی - جنوبی و در کوه‌های ترود به صورت NE 70 می‌باشد. روند گسله‌ها در این ناحیه N60-70E و شیب آنها نزدیک به قائم است. گسله‌های فرعی، دارای امتدادهای شمال شرقی - جنوب غربی، شمال غربی - جنوب شرقی و کمتر شمالی - جنوبی و شرقی - غربی هستند (قربانی، ۱۳۸۳). هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، در شرح زمین‌شناسی چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰ ترود نیمه شمالی ورقه را رشته‌ای باریک بین دو گسل ترود (در جنوب) و گسل انجیلو (در شمال آن) می‌دانند و نیمه جنوبی ورقه یاد شده را به زیر پهنه رسوبی جندق نسبت می‌دهند. واحدهای سنگی نادگرگونه جای گرفته در گوشه شمال غربی ورقه را پهنه فرعی انجیلو می‌نامند. نیمه شمالی ورقه که روند تقریبی شمال شرق و غرب - جنوب غرب دارد را پهنه چاه شیرین - ترود می‌نامند.

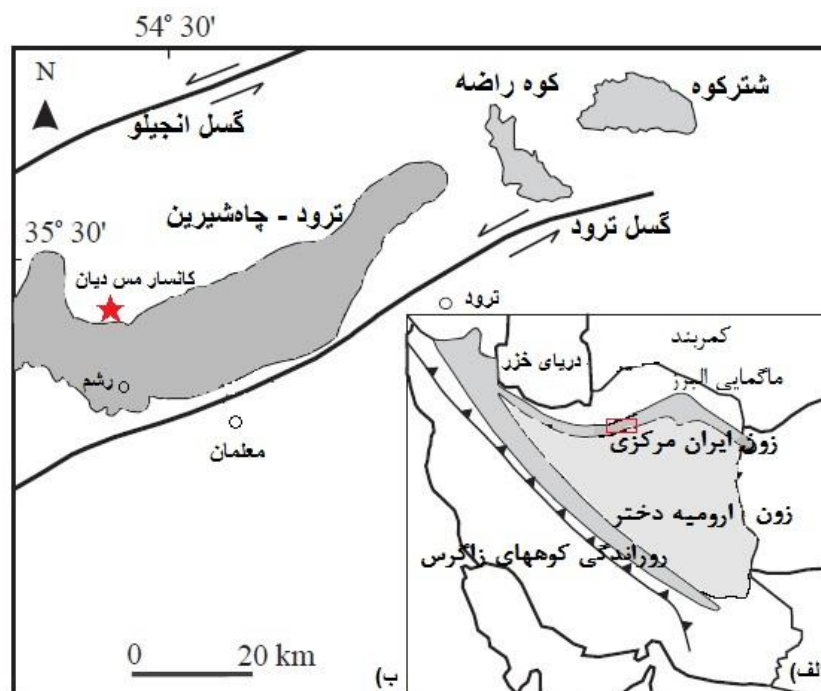
چنین می‌نماید که نیمه‌شمالی ورقه بصورت یک فرازمین بوده باشد که حاشیه شمالی فرورفتگی کویر بزرگ را پدید می‌آورند. این منطقه بالا آمده در شمال به بالا افتادگی کویر چاه‌جم و در جنوب به فرورفتگی کویر بزرگ محدود می‌شود که مرز جنوبی آنرا گسل ترود و مرز شمالی آن را گسل انجیلو محدود می‌نماید (هوشمندزاده و همکاران ۱۳۵۷). نوار مرتفع نیمه‌شمالی ورقه از کوه‌های چاه‌شیرین، تا ناحیه عباس‌آباد سبزوار ادامه دارد و دربرگیرنده ارتفاعات چاه‌شیرین، قله‌دختر، کوه باباحمد، کوه‌زر، کوه چاه‌مسی، کوه چاه‌فراخ، کوه گفتاری و ... است. این نوار مرتفع به لحاظ دارا بودن کانی‌سازی در طولی در حدود صد کیلومتر مورد توجه زمین‌شناسان بوده است. کانی‌سازی فلزی بطور عمده در سنگ‌های آتشفشانی ترسیری زیرین (پالئوژن) رخ داده است و دربردارنده کانسارهای مس، سرب و روی، منگنز، طلا، آهن و غیره و در نقاطی در اثر دگرسانی سنگ‌های اسیدی و توفی، کائولن و بنتونیت نیز پدیدار شده است.

سنگ‌های دگرگون شده پالئوزولیک دارای محیط تشکیل نیمه‌عمیق تا کم‌عمق بوده‌اند. فعالیت‌های ماگمایی پالئوزوئیک به طور عمده همراه با حرکات اپیروژنیک است که در اثر گدازه‌های آندزیتی-بازالتی سازند نیور و گدازه‌های آندزیتی سازند بهرام تظاهر دارد.

فازهای ماگمایی مزوزوئیک، دربرگیرنده گدازه ضخیم آندزیتی میان سازند شتری و نایبند (کیمیرین پسین) و گدازه‌های آندزیتی سازند بادامو است. همچنین توده‌های نفوذی گرانیتی و گرانودیوریتی گروه‌های بند هزارچاه و شتر که در شمال تا شمال‌شرقی ناحیه جای دارد، در ارتباط با این رخداد تکتونیکی هستند. محیط پیدایش نهشته‌های تریاس نیز از تخریبی تا نیمه‌عمیق تغییر می‌نماید. در لیاس نیز مثل سایر نقاط ایران نهشته‌های کرانه‌ای و قاره‌ای برجای گذاشته شده است که بر همگی پدیده دگرگونی را متحمل شده است.

فعالیت‌های ماگمایی در ترسیر بسیار شدیدتر است و علاوه بر اینکه حجم قابل ملاحظه‌ای از گدازه‌های آندزیتی، داسیتی و نهشته‌های آذرآواری را در بر می‌گیرند، دربرگیرنده توده‌های نفوذی

مثل گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت نیز هستند. به طور کلی فعالیت‌های ماگمایی ترسیر، در نوارهای معینی که توسط گسل‌هایی با جهت N 60 - 70 E کنترل می‌شوند، صورت گرفته‌اند (قربانی، ۱۳۸۳). در ائوسن فعالیت شدید آتشفشانی به گونه گسترده به چشم می‌خورد و سنگ نهشته‌های اواخر دوران سوم (میوسن) در ناحیه از نوع نهشته‌های کم‌عمق‌اند و از شدت رسوبگذاری زیاد و تند حکایت می‌نمایند. این نهشته‌های شبه مولاس، تمامی نیمه‌جنوبی ورقه را می‌پوشانند که کویر جندق را تشکیل می‌دهند. در این ورقه راندگی‌های بزرگ و کوچک نیز رخ داده است. همچنین گسل‌های نرمال و امتداد لغز بزرگ نیز دیده می‌شوند. عمده‌ترین گسل‌های موجود در کمربند آتشفشانی ترود-چاه‌شیرین، گسل ترود در شمال و گسل انجیلو در جنوب است که روند این گسل‌ها، N 60 - 70 E است و شیبی نزدیک به ۸۰ درجه به سمت جنوب دارند (قربانی، ۱۳۸۳)، (شکل ۲-۳). از آنجا که این گسل‌ها در زمان‌های طولانی و بارها فعال بوده‌اند، تعیین دقیق نوع حرکت آنها ممکن نیست. هرچند روند این گسل‌ها مربوط به ساختارهای زمان کالدونین است، ولی هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، بر این باورند که این گسل‌ها، دست کم از کامبرین به بعد بر ناحیه اثر گذاشته‌اند. با توجه به خراش‌هایی که بر روی صفحات گسلی دیده می‌شوند، گسل‌های مذکور در دو جهت حرکت می‌کنند. یکی افقی و چپگرد که قسمت جنوبی گسل را به طرف شرق حرکت داده و دیگری قائم که قسمت جنوبی را به طرف پایین برده است، روشن است که حرکات قائم در اثر فشارهای عمود بر امتداد گسل و حرکات چپگرد افقی در اثر نیروهای مماسی رخ می‌دهد. آخرین زمین‌لرزه‌ای که در ۱۲ فوریه سال ۱۹۵۳ در ترود اتفاق افتاد، با حرکت قائم گسل ترود همراه بوده است (آبدالیان، ۱۹۵۳). بین دو گسل انجیلو و ترود، در اثر حرکت افقی و چپگرد آنها، چین‌های شمال غربی- جنوب شرقی ایجاد شده که با تداوم حرکات، حالت مارپیچی به خود گرفته‌اند و در شمال گسل انجیلو، درست به همین علت، چین‌ها به سمت شمال شرقی تمایل دارند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷).



شکل ۲-۳- الف) موقعیت گسل‌های تروود و انجیلو در نقشه پهنه‌های ساختاری، ب) موقعیت کانسار دیان در بین گسل‌های اصلی تروود- چاه‌شیرین (شمعانیان و همکاران، ۲۰۰۴).

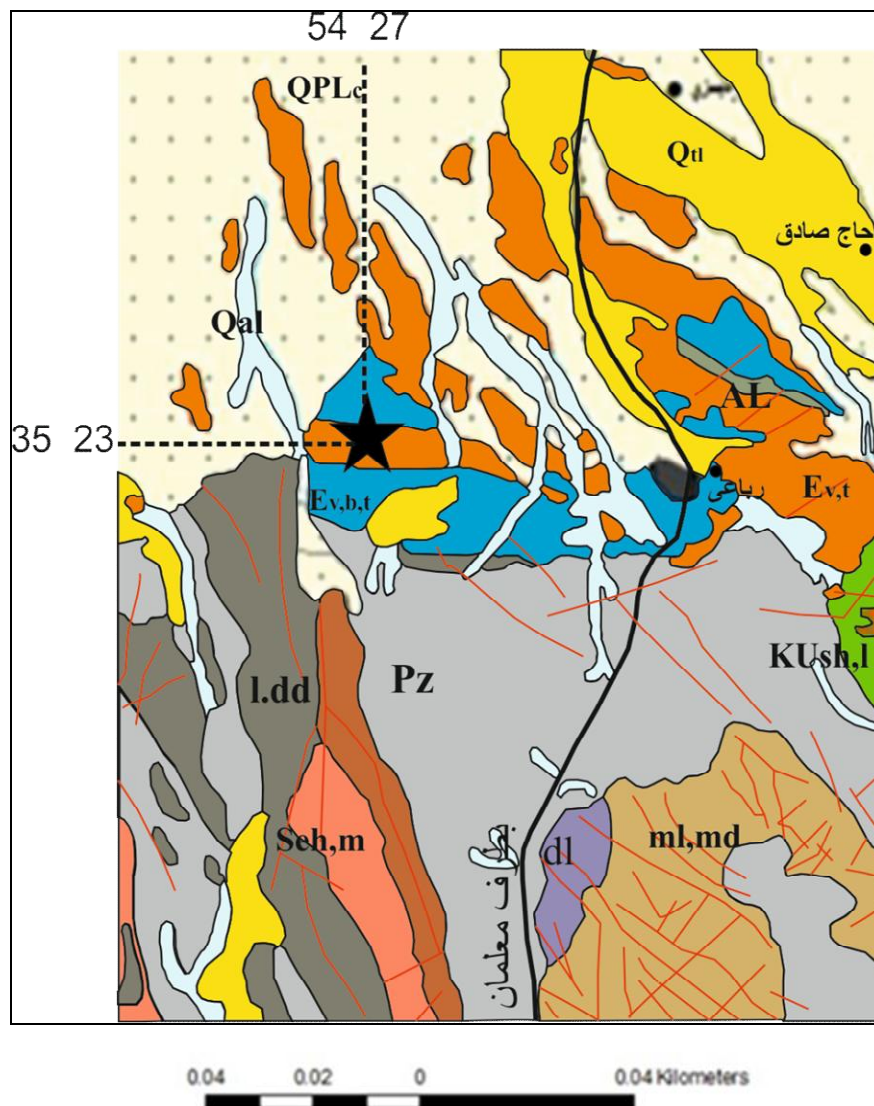
فصل سوم:

زمین‌شناسی منطقه‌ای و پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در بخش شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی و روی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته رشم واقع شده است (شکل ۳-۱). بر اساس نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، زمین‌شناسی، چینه‌شناسی و زمین‌شناسی ساختمانی منطقه به اختصار شرح داده می‌شود. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی میزبان توده‌های نفوذی نیمه عمیق منطقه، هم ارز سازند کرج و متعلق به دوره ائوسن می‌باشند.

در این منطقه سنگ‌های آذرین بیرونی، درونی و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی به سن ائوسن میانی تا الیگومیوسن رخنمون دارند و طیف ترکیبی وسیعی را به خود اختصاص می‌دهند. سنگ‌های قدیمی‌تر از ائوسن به سن کرتاسه، ژوراسیک و تریاس بطور محدود در این منطقه مشاهده می‌شوند (خواجه‌زاده، ۱۳۸۸).



شکل ۳-۱- موقعیت کانسار دیان بر روی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته رشم (جعفریان، ۱۳۷۳).

LEGEND

CENOZOIC	Quaternary		Q ^{al} : Alluvium chanal deposits.
			Q ^h : High level piedmont and alluvial fan.
			QPL ^c : Unconsolidated conglomerate.
	Tertiary		E ^{vb} : Volcanic breccia, agglomerate, volcanic rocks and conglomerate.
			E ^{va} : Brecciated andesitic lava , andesitic lava with related tuff, red to dark brown volcanic breccia.
	MESZOZOIC	Cretaceous	
PALAEOZOIC			l,dl: Medium bedded to massive meta limestone and meta dolomite.
			sch,mv: Sericite schist and metavolcanic rocks.
			d1: Brown thick bedded to massive meta dolomite.
			ml,md: Thick bedded to massive meta dolomite and limestone.
			Pz ^m : Micaschist, metasandstone and meta dolomite

SYMBOLS

Village

Rode

Major fault

ادامه شکل ۱-۳

۳-۲- واحدهای سنگی چینه‌ای موجود در منطقه دیان

۳-۲-۱- اردوئیسین پیشین

واحد چرت‌های نواری (ms)

این واحد فرعی، در ناحیه چاه‌نیو، با ضخامت حدود ۳۰ متر، بصورت سنگ‌های سیلیسی دگرگونه، مشاهده می‌شود که بخش اعظم آنرا بلورهای کوارتز تشکیل می‌دهد که با کانی‌های جهت‌دار سریسیت همراه است. در مطالعه میکروسکوپی، لکه‌هایی کوچک و گرد در متن سنگ دیده می‌شود که قطرشان با قطر رادیولرها مطابقت دارد که شاید این لکه‌های گرد، قالب داخلی رادیولرها باشد که بتوان آنرا یک چرت نواری رادیولردار دگرگون شده نامید (جعفریان، ۱۳۷۳).

۳-۲-۲- اردوئیسین - سیلورین

واحد (PZ^{mt})

این واحد مجموعه‌ای از شیست، سنگ‌آهک، دولومیت، ماسه‌سنگ، توف و سنگ‌های ولکانیکی می‌باشند که بخش شیستی آن، که از حجم و اهمیت بیشتری برخوردار است، از شیست میکادار به رنگ نقره‌ای تا خاکستری با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ، آهک ماسه‌ای، آهک دولومیتی و دولومیت قهوه‌ای رنگ تشکیل شده‌است و در سراسر نیمه‌شمالی ورقه کلاته‌رشم و کانسار دیان، از بیشترین گسترش و ضخامت برخوردار است که بیشترین رخنمون آن در نواحی چاه‌شیرین، سپیدلتو و دره‌رشم مشاهده می‌شود. از نگاه ریخت‌شناسی، بلندترین ارتفاعات و قله‌ها در ورقه کلاته‌رشم، مربوط به بخش‌های کربناته این واحد است و شاید ضخامت آن به بیش از ۲۰۰۰ متر برسد. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که، شیست‌های ورقه کلاته‌رشم، اساساً از کانی‌های اپیدوت، سریسیت، مسکوویت، کلریت و سوزن‌های ترمولیت‌اند و ندرتاً بلورهای کوچک زیرکن، آپاتیت و اسفن تشکیل شده‌اند (جعفریان، ۱۳۷۳).

واحد آهک دولومیتی (ml.md)

این واحد ارتفاعات شرق دره رشم را تشکیل می‌دهد و کوه‌های بابااحمد و انارو را می‌سازد. از سنگ‌های آهک توده‌ای، آهک دولومیتی، دولومیت آهکی و دولومیت دگرگونه ضخیم‌لایه تشکیل شده است و نزدیک به ۳۵۰ متر ضخامت دارد (جعفریان، ۱۳۷۳).

واحد (d₁)

این واحد شامل دولومیت قهوه‌ای رنگ و دگرگون شده می‌باشد که ضخامت آن زیاد است و به و در بین واحدهای لیتولوژیکی ml.md و PZ^{mt}، در جنوب روستای سنگ کمر، با وسعت ناچیزی قرار گرفته است (جعفریان، ۱۳۷۳).

واحد کربناته (L.dl)

این واحد بخش بالایی واحد بزرگ (PZ^{mt}) را پدید می‌آورد که از نگاه ریخت‌شناسی ارتفاعات بلند ناحیه، کوه‌های قله‌دختر، دوزیتا و کچو را تشکیل داده است و از گسترش زیادی برخوردار است که ضخامت آن بیش از یک کیلومتر بوده و از طبقات ضخیم تا آهک و آهک دولومیتی مسیو تشکیل شده است (جعفریان، ۱۳۷۳).

واحد (sch . mv)

در امتداد روراندگی‌های شمالی - جنوبی شمال گسل ترود، مجموعه‌ای از گدازه‌های آندزیتی - بازالتی دگرگون شده (در حد رخساره دگرگونی اپیدوت-آمفیبولیت)، شایست‌سبز، میکاشیست، دولومیت مرمری شده و سنگ‌های اولترابازیکی واقع شده است که توده نیمه‌عمیق میکرودیوریتی دگرگون شده آنها را قطع کرده است و همه آنها در حد رخساره شایست سبز دگرگون شده‌اند (جعفریان، ۱۳۷۳).

۳-۲-۳- پرمین

واحد مرمری (P^{mb})

این واحد، ارتفاعات فیروزه کوه، پشته قیچی و مرمرهای قلّه کوه کچو را می سازد. بخش های زیرین از طبقات نازک، متوسط و ضخیم آهکی و بخش های بالایی به طور عمده از طبقات ضخیم تا توده ای سنگ آهک دگرگونی سفیدرنگ پدید آمده است. در برخی نقاط مرمر دولومیتی تیره تا قهوه ای رنگ نیز دیده می شود. ضخامت آن در شرق کوه کچو در حدود ۶۰۰ متر است و با واحدهای زیرین هم شیب و موازی می باشد (جعفریان، ۱۳۷۳).

۳-۲-۴- ژوراسیک زیرین

واحد (J^m)

این واحد که ضخامت آن حدود ۷۰۰ متر می باشد، در دره بیل بن رخنمون دارد و هسته سنکلینال بزرگ ناحیه را تشکیل می دهد. از نگاه ریخت شناسی، واحدی نرم است که تپه ها و ارتفاعات کوتاه را پدید آورده است و از طبقات ماسه سنگ دگرگون شده به رنگ خاکستری تیره و شیب های تیره رنگ و سیاه پدید آمده است. همچنین آثار کربنی بسیار کمی در برخی نقاط این سازند دیده می شود که ارزش اقتصادی ندارد (جعفریان، ۱۳۷۳).

۳-۲-۵- کرتاسه

واحد ($KU^{sh,l}$)

در سمت شرق ورقه در دره رباعی، نهشته های سنگی کرتاسه زیرین به ضخامت ۳۰۰ متر برونزد دارند که تناوبی از لایه ها و بخش های شیل سبزرنگ، آهک نازک تا ضخیم لایه های آهک مارنی خاکستری

متمایل به سبز با میان لایه‌های ماسه‌سنگی، آهک ماسه‌ای و ماسه‌سنگ آهکی و گاهی نیز لایه‌های میکروکنگلومرایی که دارای فسیل‌های فراوانی از شکم‌پایان، آمونیت‌ها، خارپوستان و مرجان‌ها نیز هستند (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۳- تصویری از آثار فسیلی در سنگ‌های آهکی کرتاسه منطقه (اقتباس از خواجه‌زاده، ۱۳۸۹)

۳-۲-۶- ائوسن

واحد داسیتی (E^{da})

این واحد در بخش غربی ورقه رخنمون دارد که ضخامت آن حدود ۴۰۰ متر و ترکیب سنگ‌شناسی آن بطور عمده در حد داسیت، به رنگ قهوه‌ای تا سبز و گاهی با ترکیب آندزیت کوارتزار و آندزیت دیده می‌شود. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری با زمینه شیشه‌ای یا میکروگرانولار است که در آن، بلورهای ریز پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت دیده می‌شوند. از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز و بیشتر در حد آندزین است و کانی‌های کربناته، سربیسیت، کلریت و اکسید آهن از کانی‌های ثانویه آن هستند (جعفریان، ۱۳۷۳).

واحد آندزیت مگاپورفیری (E^{ap})

واحد یاد شده، با ضخامت حدود ۴۰۰ متر در محل معدن کلوت، روی واحد برشی ($E^{vbr,ug}$) قرار دارد و معدن معروف مس کلوت در آن واقع شده است. لیتولوژی آن شامل ضخامت زیادی از گدازه‌های مگاپورفیری آندزیتی است که طول بلورهای پلاژیوکلاز آن تا ۳ سانتیمتر نیز می‌رسد و در برخی نقاط، ترکیب سنگ به سوی آندزیت- بازالت گرایش پیدا می‌کند. گدازه‌های پورفیری دارای رنگ خاکستری تا قهوه‌ای و دربردارنده حفره‌های پر شده از کلسیت، زئولیت و آپال هستند. بافت این سنگ‌ها پورفیری و در بردارنده بلورهای درشت پلاژیوکلاز در حد الیگوکلاز تا آندزین است که در اغلب موارد کربناتیزه شده‌اند و بلورهای پیروکسن نیز در زمینه دیده می‌شوند. همچنین، کانی‌های کربناته، سریسیت، کلریت و اکسید آهن، از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها به شمار می‌روند. در این واحد شکستگی‌ها و گسل‌های فراوان، بویژه در جهت شمالی- جنوبی تا اندکی شمال شرقی- جنوب غربی دیده می‌شوند. همچنین در اثر فعالیت دایک‌هایی در امتداد این شکستگی‌ها، کانی‌سازی مس دیده می‌شود (جعفریان، ۱۳۷۳).

واحد ولکانیک برش ($E^{vbr,ag}$)

این واحد با ضخامت حدود ۷۰۰ متر، در شمال نواحی کلوت و محدوده کانسار دیان، رخنمون دارد و از مجموعه برش ولکانیکی (سنگ‌های ولکانیکی در حد آندزیت)، آگلومرا، کنگلومرا و افق‌هایی از سنگ‌های ولکانیکی پدید آمده است (جعفریان، ۱۳۷۳).

واحد ($E^{vbr,t}$)

این واحد در شمال شرق ورقه، در ناحیه رباعی و شرق دیان، گسترش محدودی دارد و ضخامت آن در حدود ۱۵۰ متر است و مجموعه‌ای از برش ولکانیکی، کنگلومرا، توف و ماسه‌سنگ را تشکیل می‌دهد.

واحد ولکانیکی ($E^{v,t}$):

در میان واحدهای ولکانیکی و توفی ائوسن، این واحد با بیش از ۱۵۰۰ متر ضخامت و بیشترین گسترش را دارد و تقریباً در اغلب نقاط نیمه شمالی ورقه و همچنین در محدوده کانسار دیان، رخنمون دارد. در یک نگاه کلی از مجموعه گدازه‌های آندزیتی زیر دریایی، برش توفی، آندزیت پورفیری و توف آندزیتی پدید آمده است. بلورهای پلاژیوکلاز موجود در آندزیت بطور عمده در حد الیگوکلاز تا آندزین و گاهی تا لابرادور که گاهی به کلسیت، سریسیت و کلریت تبدیل شده‌اند.

بافت این سنگ‌ها معمولاً پورفیری و گاهی زمینه میکروکریستالین دارند. بلورهای پلاژیوکلاز دارای انکلوژیون‌هایی از بیوتیت و اسفن و گاهی آپاتیت است که حفرات موجود معمولاً توسط مالاکیت، آزوریت و کریستوبالیت پر شده‌اند. کانی‌های بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن و گاهی الیوین تجزیه شده در مقاطع نازک دیده می‌شوند. ترکیب سنگ‌های ولکانیکی در این واحد از آندزیت تا آندزی-بازالت تغییر می‌نمایند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی سنگ‌های منطقه دیان، این واحد ولکانیکی بیشترین گسترش را در این منطقه دارد و بعنوان سنگ درونگیر کانسار معرفی می‌گردد (جعفریان، ۱۳۷۳).

واحد کنگلومرای - ولکانیکی ($E^{c,v}$)

این واحد به ضخامت ۱۵۰ متر، در ابتدای دره کلوت برونزد یافته و از طبقات ضخیم کنگلومرای تشکیل شده است که در حین تشکیل متحمل فعالیت‌های ولکانیکی نیز شده است (جعفریان، ۱۳۷۳).

واحد (m,g,l)

این واحد که شامل مارن سبز تا کرم و گچ-توف می‌باشد، در بخش تحتانی غرب دره بیل‌بن با

ضخامت ناچیزی رخنمون دارد.

۳-۲-۷- عهد حاضر

در جنوب جاده قدیم معلمان به سمنان، در نواحی چاه‌گز نهشته‌های ضخیمی از رسوب حوضه کم عمق نئوژن گسترش دارد که در بخش زیرین، تناوب لایه‌های کنگلومرایی و مارنی و در بخش بالایی ضخامت قابل توجهی از مارن سفید و سبز روشن (pl^m) قرار دارد. این رسوبات دارای شیب کمی به سمت شمال می‌باشند و ضخامت آنها در بخش زیرین در حدود ۱۰۰ متر و در بخش فوقانی به بیش از ۴۰۰ متر می‌رسد که توسط رسوبات آبرفتی پوشیده می‌شود و با علامت اختصاری $QPl^{c.m}$ در نقشه نشان داده شده است (شکل ۳-۳).

نهشته‌های آبرفتی قدیمی‌تر (واحد Q^{tl}) که بصورت زمین‌های نسبتاً مسطح و بلند درآمده‌اند، اغلب کوهپایه‌ها و مخروط‌افکنه‌های قدیمی را تشکیل می‌دهند. از کنگلومرای دانه‌درشت و فاقد سیمان ساخته شده‌اند و ضخامت آن در دامنه جنوبی ارتفاعات رشم-چاه شیرین احتمالاً به ۳۰ متر می‌رسد. جدیدترین رسوبات ناحیه واحد (Q^{al}) هستند که نهشته‌های آبرفتی بستر دره‌ها را می‌سازند و از مجموعه شن و ماسه و قلوه‌سنگ بدون سیمان تشکیل شده‌اند.



شکل ۳-۳- تصویری از منطقه کانه‌دار دیان در بین رسوبات آبرفتی

۳-۳- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

خادمی (۱۳۸۶)، در قالب رساله دکتری با عنوان ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین‌ساختی منطقه ترود، وضعیت تکتونیک و ساختاری منطقه را مورد بررسی قرار داده و اظهار نمود که: در همه فازهای دگرریختی، یک سیمای ساختاری مهم و اصلی، یعنی گسل امتدادلغز ترود با روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی عامل اساسی تعیین ویژگی‌های ساختاری آن بوده است. ساختارهای فشارشی در منطقه پایانه غربی گسل ترود، سبب پیدایش کوه‌های مرتفع رانده - چین‌خورده و دگرگون شده بصورت یک قلمرو ساختاری دگرگونی در غرب منطقه شده است. گسل مزبور در تعیین خطوط و حدود دو یا احتمالاً سه قلمرو مستقل ساختاری دیگر نیز بیشترین تأثیرات را داشته است. مثلاً آنجا که در اثر جزءشدگی^۱ و تنش فشارشی - لغزشی^۲، در امتداد آن و پیدایش گسل‌های معکوس، در موازی آن، سبب راندگی به جنوب شده است، جبهه راندگی مرتفع و پیش‌رونده‌ای به وجود آمده است و در جنوب این جبهه راندگی، حوضه فرونشستی نئوژن با رسوبات تبخیری ایجاد شده است که خود یک

1 Partitioning
2 Transpression

قلمرو ساختاری مستقل ویژه نئوژن است. در قسمت شمال بلا فصل این گسل، پیش از آنکه رژیم واتنشی فشارش لغزشی دچار بخش شدگی شده باشد و جبهه راندگی به وجود بیاید، در اواخر کرتاسه تا اواخر ائوسن یک رژیم واتنشی - کششی - لغزشی، سبب پیدایش ساختارهای دومینو شکل گسل - های عادی و حوضه های پول آپارت^۱ شده است و با افزایش کشیدگی در پوسته و بالا رفتن گرادیان - حرارتی، ماگماتیسم گسترده ای بخش بزرگی از منطقه را در بر گرفته است و قلمرو ساختاری آذرین به وجود آمده است. اگرچه سر آغاز ماگماتیسم منطقه تحت تأثیر زمین ساخت بوده است ولی در ادامه، در برخی مراحل، دو رویداد زمین ساخت و ماگماتیسم همزمان با هم به وقوع پیوسته اند و ندرتاً نیز ماگماتیسم، مقدم بر دگرشکلی های محلی بوده و خود سبب پیدایش ساختارهای شکستگی بویژه ساختارهای پول آپارت شده است. این ساختارها و ساختارهای مشابهی که از قبل وجود داشته اند، مکان های مناسبی برای عبور سیالات ماگمایی شده اند و در نقاط متعددی کانسارهای ارزشمندی تشکیل شده اند. از جمله این معادن که برخی از دیرباز فعال بوده اند و بخشی جدید هستند، می توان کانسارهای طلای کوه زر، فیروزه باغو، سرب و روی رشم، سوسنوار و گندی و مس چاه موسی را نام برد. این شیوه های متغیر و متنوع دگرشکلی و سیمای فراوان ساختاری محصول دگرشکلی درون قاره ای است.

واتنش ناشی از همگرایی صفحه های عربستان و اوراسیا در درون خردقاره ایران منجر به چرخش بلوک لوت و پیدایش گسل های بزرگ امتداد لغز منطقه ای شده است. تغییرات جهت این همگرایی و تغییرات مقدار چرخش درون قاره ای که در زمان های مختلف روی داده است، تأثیر مستقیم بر میدان تنش محلی و رژیم زمین ساختی منطقه داشته و آن را به صورت های متفاوتی که گفته شد، درآورده است. وی از مجموع مطالعات انجام شده به این نتیجه می رسد که ابتدا طی یک رژیم کششی گسل های پی سنگی عمیق فعال شده و باعث شده است که به تدریج در اواسط ائوسن یک حوضه

1 Pull apart

رسوبی کم عمق در منطقه به وجود آید. سپس با توسعه این حوضه کشتی و به کمک مجاری به وجود آمده توسط گسل‌های عمیق، ماگمای حدواسط تا بازیک نشأت گرفته از گوشته فوقانی، به درون این حوضه‌های رسوبی راه یافته یا به عبارتی به درون آنها فوران کرده‌اند. همچنین در ادامه اظهار می‌نماید، با توجه به مشاهدات صحرایی، فوران این ماگماها در طی چند مرحله صورت گرفته و سپس در ائوسن بالایی خروج گدازه‌ها به تدریج متوقف شده و حوضه آتشفشانی - رسوبی نیز به تدریج دچار بالآمدگی شده و عمق حوضه کاهش یافته و رسوبات ماسه‌سنگی مربوط به محیط‌های کم عمق در آن نهشته شده‌اند و در اواخر ائوسن این حوضه‌ها کاملاً از آب خارج شده است.

در حد فاصل اواخر ائوسن تا میوسن، ماگماهایی با ترکیب بازیک تا حدواسط و به مقدار کمتر اسیدی با ماهیت کالکوالکالن به درون مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن تزریق شده‌اند و پیامدهای متعددی از جمله دگرگونی، دگرسانی و کانه‌زایی را به همراه داشته‌اند. در میوسن دوباره در اثر عملکرد رژیم-های کشتی، هورست، گرابن و حوضه‌های رسوبی کم‌عمق در منطقه ایجاد شده که شاهد آن حضور سنگ‌های مارنی و ماسه‌سنگی میوسن در جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه در حد فاصل معلمان - ترود می‌باشد. سپس در طی پلیوسن - پلیستوسن، رسوبات آواری تخریبی حاصل از فرسایش سنگ‌های قدیمی‌تر به صورت مخروط افکنه‌های بزرگ و نهشته‌های گنگلومرای پلیوسن - پلیستوسن رخمون پیدا کرده‌اند. بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، کهنسال (۱۳۷۷)، قربانی (۱۳۸۴)، خادمی (۱۳۸۶) و ...، مشخص گردید که سنگ‌های نفوذی و نیمه نفوذی مورد نظر در پهنه‌های کشتی مرتبط با عملکرد گسل‌های بزرگ منطقه جایگزین شده‌اند.

۳-۴- پتروگرافی سنگ‌های محدوده کانسار دیان

براساس مطالعه میکروسکوپی (مقاطع نازک)، ۷ نوع سنگ مورد شناسایی قرار گرفتند که شامل:

آندزیت، تراکی - آندزیت، بازالت، تراکی - بازالت، تراکیت، توف و آگلومرا می‌باشند. حضور بافت پورفیری در آنها، نشاندهنده تبلور در دو مرحله می‌باشد (معین‌وزیری، ۱۳۷۱). بلورهای درشت پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن در اعماق بیشتر و بلورهای سوزنی و دانه‌ریز در شرایط سطحی‌تر متبلور شده و زمینه سنگ را تشکیل داده‌اند. دگرسانی یکنواخت و بافت بادامکی (آمیگدالوئیدال) و ساخت بالشی در آنها معرف فوران زیردریایی می‌باشند (گیلبرت و پارک، ۱۹۰۳). بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های مذکور متحمل فرآیند دگرسانی شده‌اند و کانی‌های ثانویه نظیر کانی‌های کربناته، سریسیت، کانی‌های رسی، زئولیت، اپیدوت و کلریت در آنها بوجود آمده است، تشکیل پارائزهای یاد شده در مرحله بسیار ضعیف (رخساره زئولیت) تا ضعیف (رخساره شیست سبز) در فشار کمتر از ۳ کیلوبار و تحت تأثیر سیالات عبور کننده از شکستگی‌ها و درزه‌های حاصل از گسله‌های فرعی و در نتیجه ناپایدار شدن کانی‌های اولیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز صورت گرفته است (کریم‌پور، ۱۳۷۸). پیش از پرداختن به موضوع پتروگرافی سنگ‌های منطقه، لازم است، ماگمای تشکیل دهنده این گونه سنگ‌ها را بهتر بشناسیم.

ماگمای آندزیتی در نواحی جزایر قوسی و حواشی فعال قاره، از سیالات ناشی از لیتوسفر اقیانوسی بوجود می‌آید. ذوب پریدوتیت‌های گوشته بالایی در ناحیه فرورانده، تحت تاثیر آب حاصل از سرپانتینیت‌ها و رسوبات بالایی پوسته اقیانوسی صورت می‌گیرد (چون این سنگ‌ها با افزایش دما و فشار دچار آبزدایی می‌شوند). منشأ آب در صفحه فرورونده از آب‌گیری کانی‌های آبدار مثل زئولیت و کلریت که در طول چرخه هیدروترمال بوجود می‌آیند، می‌باشد. از طرفی صفحه فرورونده شروع به ذوب می‌کند و رسوبات حاصل از صفحه فرورونده باعث افزایش سرب و باریم ماگمای حاصله می‌شوند. صفحه ذوب شده و آب به درون لبه گوشته وارد می‌شود و باعث ذوب پریدوتیت می‌گردند. در شرایط خشکی، از ذوب پریدوتیت بازالت تولید می‌گردد و ذوب پریدوتیت منجر به تولید ماگمای بازالتی با عناصر کمیاب می‌شود. در این مدل در نزدیکی‌های سطح زمین ماگما سرد می‌شود. در این مرحله

تفریق بلوری باعث بوجود آمدن کانی‌های فقیر از SiO_2 می‌گردد. لذا مقدار سیلیس در ماگما افزایش یافته و ماگمای آندزیتی تولید می‌گردد (شهاب‌پور، ۱۳۸۷). کوشیرو^۱ (۱۹۷۲)، معتقد است که با افزایش فشار بخار آب و افزایش عمق منشأ ماگما، گدازه‌های حاصله از بازالت آلکالن، آندزیت‌های غنی از پتاسیم (تراکی - آندزیت) و داسیت‌های غنی از پتاسیم و یا ریولیت‌های سرشار از پتاسیم خواهند بود. به نظر وی بیشتر آندزیت‌ها و داسیت‌ها و سنگ‌های حد واسط تا اسیدی آلکالن، مستقیماً از ذوب بخشی پریدوتیت در حضور آب بوجود آمده‌اند.

۳-۵- رده‌بندی سنگ‌ها بر اساس مطالعات میکروسکوپی

۳-۵-۱- آندزیت

آندزیت یک سنگ آذرین بیرونی و معادل دیوریت است که نسبت به دیوریت بسیار فراوان‌تر است. این سنگ در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره می‌باشد. آندزیت معمولاً دانه‌ریز و متراکم با فنوکریست‌هایی از هورنبلند، اوژیت و فلدسپار است که فلدسپات در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز از نوع آلیگوکلاز-آندزین است. بافت این سنگ‌ها تراکیتی بوده و اگر شیشه داشته باشد، هیالوپورفیری یا ویتروفریک می‌باشد. در این بافت، فنوکریست‌ها در زمینه‌ای از بلورهای مختلف و شیشه قرار می‌گیرند (خان‌نصرافهانی، ۱۳۸۴). حفرات آندزیت‌ها را معمولاً کوارتز، کلسیت و کلریت در مرحله هیدروترمال پر می‌کنند (معین‌وزیری، ۱۳۷۱). آندزیت منطقه دیان، در نمونه‌دستی به رنگ خاکستری روشن (شکل ۳-۴)، و دارای بافت میکرولیتی پورفیری می‌باشند که کانی‌های فرومنیزین و پلاژیوکلاز آن بصورت درشت بلور (فنوکریست) قابل مشاهده‌اند. در مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک، بلورهای پلاژیوکلاز دگرسان شده به همراه بلورهای پیروکسن دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها دارای ساخت

1 Kushiro

منطقه‌ای و بافت غربالی می‌باشند. به نظر شلی^۱ (۱۹۹۳)، علت ایجاد ساخت منطقه‌ای، کند بودن سرعتِ ایجاد تعادل نسبت به سرعت رشد بلور، آشفستگی‌های دمایی ناشی از ورود ماگمای جدید به درون مخزن ماگمایی در حال تبلور، تغییرات فشار بخار آب و افت سریع دما، می‌باشد. در مورد علت ایجاد بافت غربالی عقاید متفاوتی وجود دارد. به عقیده نلسون^۲ (۱۹۹۲) و گوتمن^۳ (۱۹۷۷)، ایجاد فرآیند اختلاط ماگمایی در ماگما باعث بوجود آمدن این نوع بافت می‌شود و به عقیده استوارت^۴ (۲۰۰۴)، ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز در حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا عامل ایجاد بافت غربالی می‌شود (شکل ۳-۴). همچنین در حاشیه برخی از پلاژیوکلازها، هاله قهوه‌ای رنگی، ناشی از آغشتگی آنها به اکسید و هیدروکسیدهای آهن که اغلب هماتیت می‌باشند، مشاهده می‌شود (شکل ۴-۳).

در برخی مقاطع، بعلت دگرسانی آل بیت به مونتموریلونیت که در دمای کمتر از 280°C رخ می‌دهد (مونتویا و هملی^۵، ۱۹۷۵)، باعث ایجاد دگرسانی آرژلیکی می‌شود (شکل ۳-۵). همانطور که گفته شد علاوه بر فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پیروکسن با حاشیه سوخته یا آپاسیتی مشاهده می‌شوند که نتیجه دگرسانی و اکسیداسیون توسط محلول‌های آبدار داغ بوده و معرف دگرسانی آنها به کانی‌های ثانویه (کلریت و اپیدوت) می‌باشند. برخی محققان علت ایجاد این فرآیند را، افت سریع فشار بیان نموده‌اند (رادرفورد^۶ و همکاران، ۱۹۹۳). عقیده بر آنست که افت فشار، محدوده پایداری این کانی‌ها را کاهش داده و آنها را دچار وا جذبی می‌نماید، در نتیجه حاشیه سیاه رنگی در اطراف بلور تشکیل می‌شود (دوین^۷ و همکاران، ۱۹۹۵). در بعضی موارد، بلورهای پیروکسن کاملاً شکافدار و با کانی سیلیس پر شده است (شکل ۳-۵). زمینه سنگ از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز

1 Shelly

2 Nelson

3 Gutman

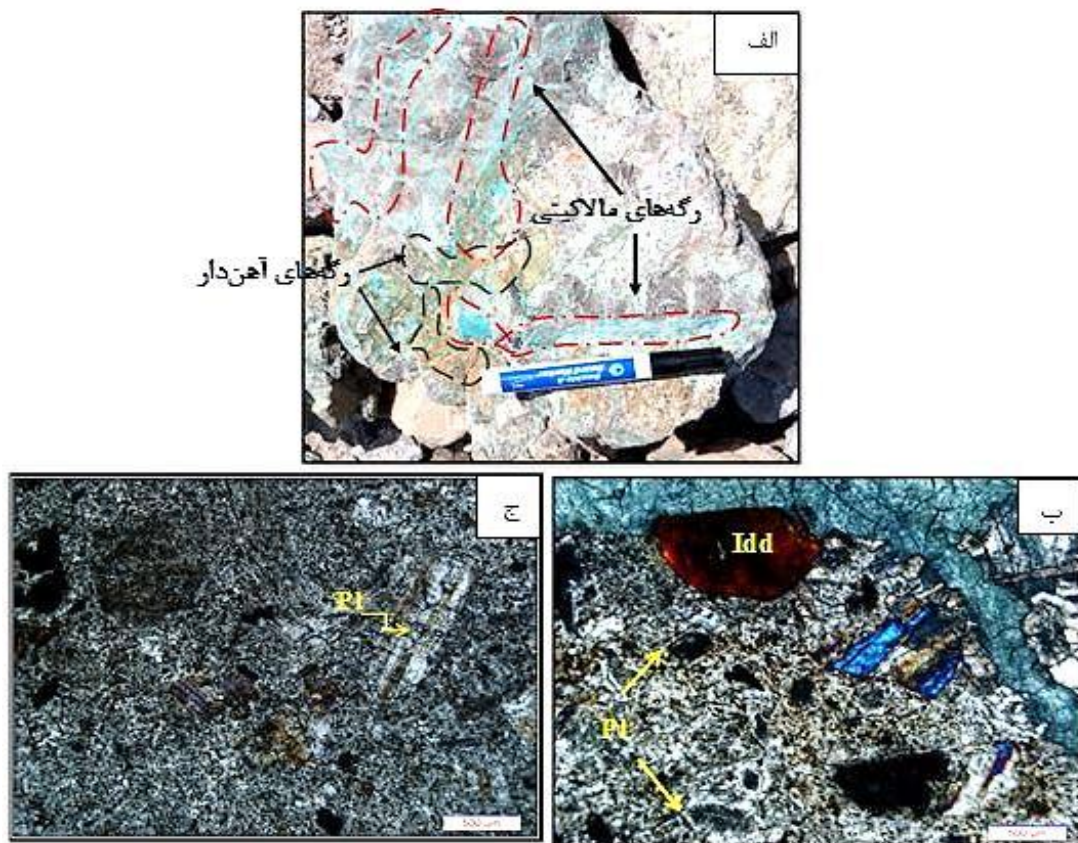
4 Stewart

5 Montoya & Hemley

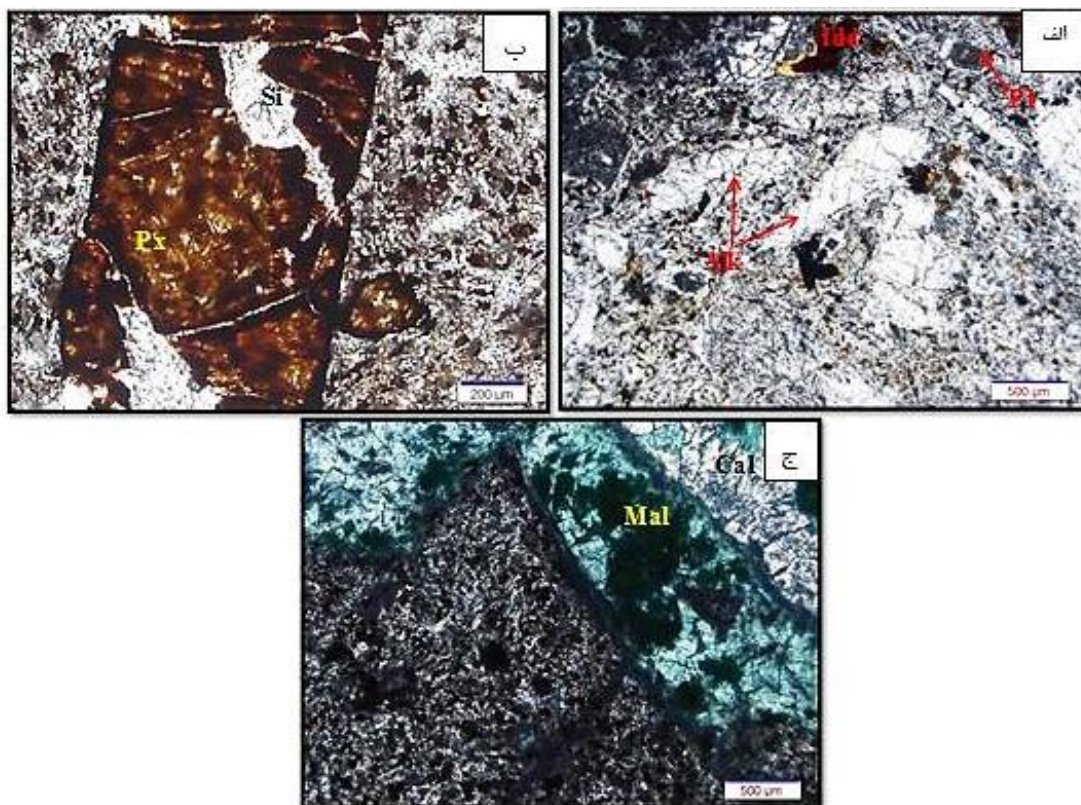
6 Rutherford

7 Devine

و گاهی بصورت جهت یافته و جریان‌ی تشکیل شده است که بافت تراکیتی را نشان می‌دهد. در برخی از آندزیت‌ها، کانی‌های مالاکیت، کلسیت و سیلیس، بصورت بافت شکافه‌پرکن، فضای خالی موجود در سنگ‌ها را پر کرده‌اند (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۴- الف- تصویری از نمونه دستی سنگ آندزیت در دیان که رگه‌هایی از کانی مالاکیت و کانی‌های هیدروکسیدی آهن در آن مشاهده می‌شوند، ب- تصویری از بافت پورفیری در آندزیت با فنوکریست‌هایی از پلاژیوکلازهای (Pl) غربالی و ایدنگزیت (Idd)، ج- تصویری از آغشتگی اکسید آهن در برخی از پلاژیوکلازها (Pl)



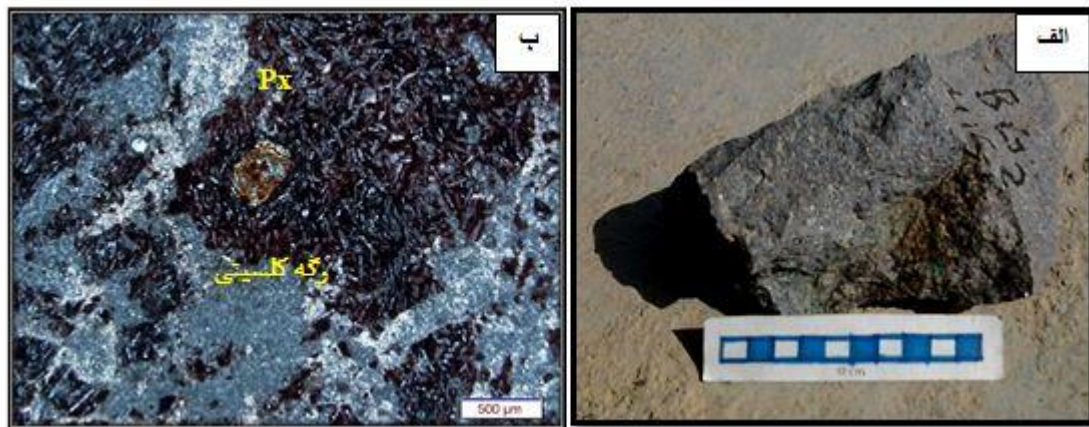
شکل ۳-۵-الف- تصویری از پلاژیوکلازهای دگرسان شده (Pl) و ایدنگزیت (Idd) و آلکالی فلدسپات‌ها (Alk) در مقاطع میکروسکوپی، ب- تصویری از پیروکسن شکافدار با حاشیه سوخته و پرشدگی با کانی سیلیس (Si) که بصورت بافت شکافه پرکن در سنگ آندزیت مشاهده می‌شوند، ج- تصویری از رگه‌های مالاکیتی در کنار رگه‌های کلسیتی در سنگ‌های آندزیتی.

۳-۵-۲- تراکی- آندزیت

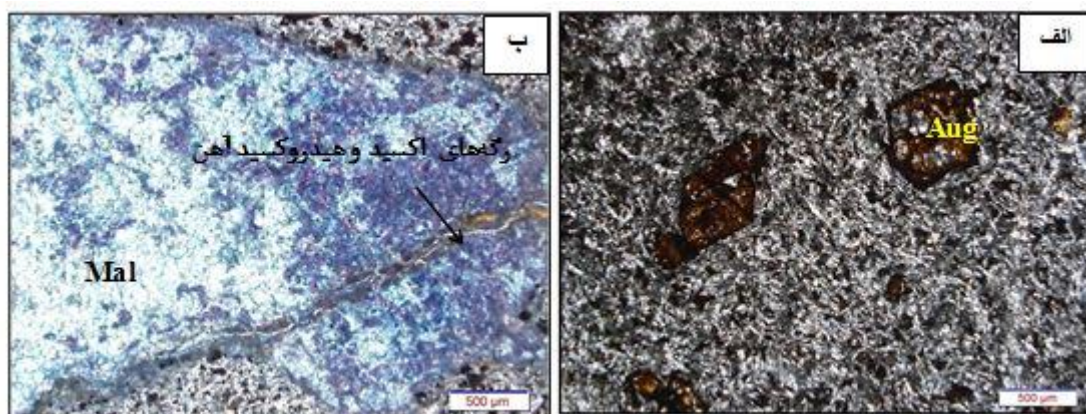
تفاوت آندزیت و تراکیت، یکی در تیره بودن رنگ آندزیت و دیگری عدم وجود ارتوکلاز و زیاد بودن مقدار پلاژیوکلاز است. اگر میزان فلدسپات پتاسیک در آندزیت از ۱۰ درصد تجاوز کند، سنگ تراکی- آندزیت نامیده می‌شود که بافت اغلب این سنگ‌ها، تراکیتی می‌باشد. در این بافت، فنوکریست‌های اولیه (سانیدین)، در زمینه‌ای ریزبلور از سانیدین و کانی‌های دیگر بصورت جریانی قرار می‌گیرد (خان‌نصرافهانی، ۱۳۸۴).

تراکی- آندزیت منطقه دیان، در نمونه دستی به رنگ خاکستری با بافت پورفیری است که اغلب درشت بلورهای آن، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین می‌باشند (شکل ۳-۶). در مقاطع میکروسکوپی، فنوکریست‌های پیروکسن، کاملاً دگرسان شده و دارای حاشیه سوخته می‌باشند، و به کانی‌های ثانویه

(کلریت و کلسیت) تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۶). خمیره سنگ، بصورت میکرولیتی پورفیری جریان است و حاوی فلدسپارهای ریزبلور می‌باشند. در برخی مقاطع مالاکیت ها در نتیجه فشارهای تکتونیکی، شکاف برداشته و سپس توسط کانی‌های اکسید و هیدروکسیدهای آهن پر شده است که معرف مرحله دوم فعالیت محلول‌های داغ می‌باشد (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۶- الف- تصویری از سنگ تراکی- آندزیت دیان در نمونه دستی. ب- تصویری از فنوکریست‌های پیروکسن (Px) دگرسان شده در زمینه‌ای از بلورهای پلاژیوکلاز، بصورت میکرولیتی پورفیری جریان و رگه‌هایی از کلسیت، در تراکی- آندزیت مشاهده می‌شود، رنگ قهوه‌ای خمیره در برخی نقاط بعلت آغشتگی به کانی‌های اکسید آهن دار می‌باشد.



شکل ۳-۷- الف- تصویری از فنوکریست‌های شکل‌دار اوژیت (Aug) دگرسان شده در خمیره میکرولیت‌های جریان پلاژیوکلاز و بلورهای ریز پیروکسن. ب- تصویری از کانی مالاکیت (Mal) که پس از تشکیل دچار شکاف شده و سپس توسط کانی‌های اکسید و هیدروکسیدهای آهن پر شده است.

بازالت عموماً، بصورت جریان‌های گدازه‌ای، گدازه‌های بالشی، دایک‌ها و سیل‌ها دیده می‌شود. بافت این سنگ ممکن است پورفیریتیک، یا آفیریک (ریزبلور)، بلورین یا شیشه‌ای و میکرولیتیک باشد. فراوان‌ترین شکل بازالت‌ها را جریان‌های گدازه‌ای و گدازه‌های بالشی تشکیل می‌دهند. این فرم از بازالت‌ها را به شکل وسیعی در کف اقیانوس‌ها، گدازه‌های جلگه‌ای قاره‌ای، جزایر اقیانوسی و جزایر قوسی می‌توان مشاهده نمود (مایتر^۱ و همکاران، ۲۰۰۷).

بازالت منطقه دیان، در نمونه دستی، به رنگ قهوه‌ای روشن تا خاکستری با بافت پورفیری است (شکل ۳-۸) که در زیر میکروسکوپ، فنوکریست‌هایی از کانی‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار الیوین و پیروکسن‌های شکل‌دار، در خمیره‌ای از کانی‌های ریز الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز، بصورت میکرولیتی تا میکرولیتی جریان‌ی، قرار گرفته‌اند. بلورهای الیوین کاملاً دگرسان شده و به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. در برخی از نمونه‌ها، کانی‌های الیوین و پیروکسن، دارای حاشیه سوخته و واکنشی است و همانطور که قبلاً اشاره شد، محصول فرآیندهای دگرسانی در منطقه می‌باشند (شکل ۳-۸). همچنین حاشیه قرمز برخی از بلورهای الیوین و پیروکسن، بیانگر ایدنگزیتی شدن بلورها می‌باشد (شکل ۳-۹). ایدنگزیت یک سیلیکات آهن و منیزیم آبدار است که در نور طبیعی و پلاریزه، به رنگ‌های قرمز متمایل به قهوه‌ای و قهوه‌ای متمایل به نارنجی مشاهده می‌شود (خان‌نصرافهانی، ۱۳۸۴). در جریان تبدیل کانی‌های اولیوین به ایدنگزیت، شکل کانی اولیه اغلب بصورت پسودومورف همچنان حفظ می‌شود. در مطالعات انجام شده، فرآیند ایدنگزیتی شدن در زمان تشکیل و یا بعد از تشکیل اولیوین، در حاشیه آنها مشاهده می‌شود (روز^۲ و همکاران، ۱۹۲۵). گاهی بلورهای ریز موجود در زمینه، هم بصورت سالم و هم بصورت ایدنگزیتی شده وجود دارند که این شرایط، توسط فرایند دگرسانی توجیه پذیر است اما گاهی وجود فنوکریست‌های کاملاً ایدنگزیتی شده با حفظ شکل اولیه

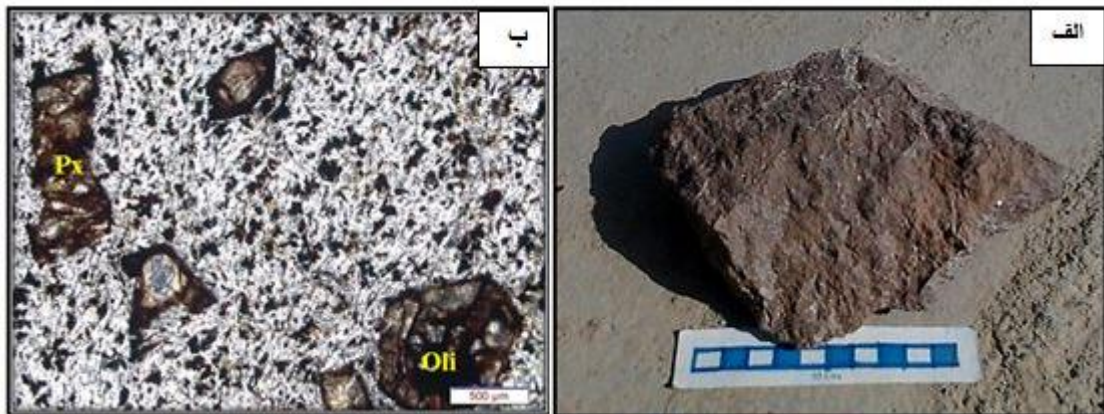
1 Maiter

2 Roos

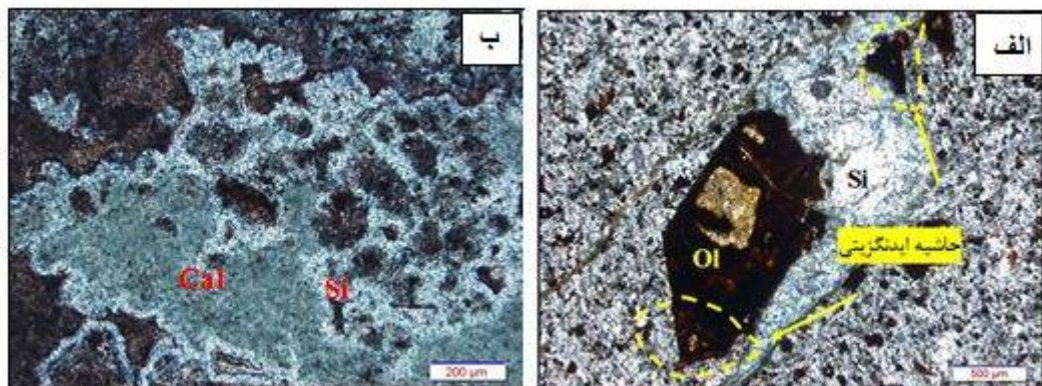
کانی مادر، در کنار بلورهای فنوکریست سالم کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز گویای این مسئله است که فرآیند ایدینگزیتی شدن، فرایندی غیر از دگرسانی بوده است. این موضوع بیانگر این است که ایدینگزیتی شدن بلورهای فنوکریست در شرایطی رخ داده که بر بلورهای ریز موجود در زمینه حاکم نبوده است. چون بلورهای ریز موجود در زمینه واکنش پذیرتر از فنوکریست‌ها هستند و معمولاً قبل از فنوکریست‌ها تبدیل می‌شوند (ادواردز^۱، ۲۰۰۲). ایدینگزیت یک فرآیند کاملاً دگرسانی و یا کلاً یک فرآیند بعد ولکانیسمی نیست. در صورت خروج کند ماگما بعد از تشکیل اولیوین و تجمع گازها و مواد فرار، کانی اولیوین تغییر ماهیت داده و ایدینگزیتی می‌شوند (کوبلر^۲ و همکاران، ۲۰۰۳). در منطقه دیان، فنوکریست‌ها و بلورهای ریز زمینه، هر دو تحت ایدینگزیتی شدن قرار گرفته‌اند که بیانگر اعمال فرآیند دگرسانی بر سنگ‌های منطقه است. در برخی مقاطع، بافت بادامکی یا آمیگدالوئیدال مشاهده می‌شود که این حفرات خالی توسط کلسیت پر شده‌اند. بافت حفره‌دار شامل حفرات باز موجود در سنگ‌های آتشفشانی است که منعکس کننده حضور حباب‌های گاز به تله افتاده در ماگما، در خلال انجماد آن است. این حفرات با کانی‌های ثانویه پر می‌شوند که در این حالت آنها را حفرات بادامکی گویند (خان‌نصرافهانی، ۱۳۸۴)، (شکل ۳-۹). بافت جانشینی در اغلب بلورهای الیوین مشاهده می‌شود که خمیره میکرولیتی، جانشین قسمت‌هایی از کانی شده است. همچنین بافت گلومروپورفیری که حاصل هم‌رشدی چند کانی می‌باشد، در بلورهای الیوین مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۰). بافت گلومروپورفیری نوعی بافت پورفیری است که در آن فنوکریست‌ها در یک قسمت از سنگ تجمع یافته‌اند و یا همانند خوشه‌هایی در زمینه سنگ مشاهده می‌شوند. این بافت به علت وجود آشفستگی در ماگما و نیروی کشش سطحی موجود در ماگما ایجاد می‌شود (خان‌نصرافهانی، ۱۳۸۴)، (شکل ۳-۱۰).

1 Edwards

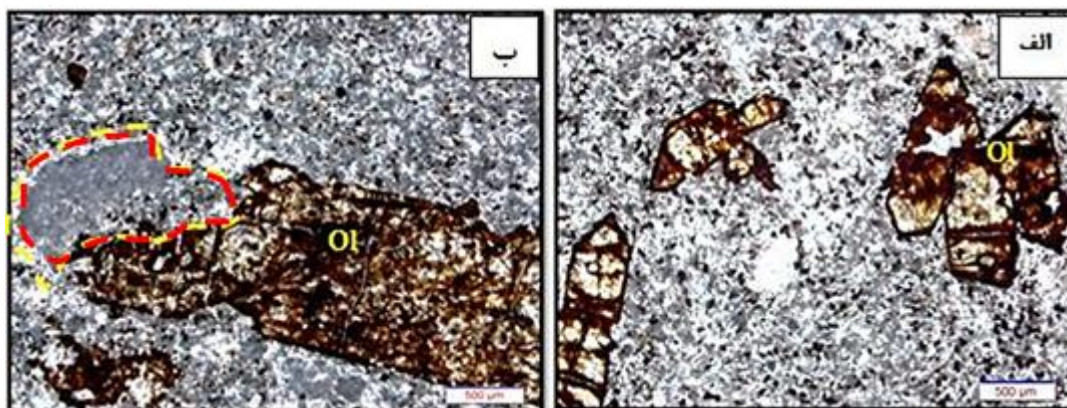
2 Kuebler



شکل ۳-۸- الف- تصویر بازالت دیان بصورت نمونه دستی. ب- فنوکریست‌های الیوین (Ol) و پیروکسن (Px)، با حاشیه سوخته که نتیجه دگرسانی است، در میکرولیت‌های پلاژیوکلاز قرار گرفته است. ج- بلور الیوین (Ol) که به کانی‌های کلریتی دگرسان شده و با حاشیه ایدنگزیتی در زمینه ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز پیروکسن و الیوین در کنار رگه‌ای از سیلیس.



شکل ۳-۹- الف- بلور الیوین (Ol) که به کانی‌های کلریتی دگرسان شده و با حاشیه ایدنگزیتی در زمینه ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز پیروکسن و الیوین در کنار رگه‌ای از سیلیس. ب- بافت بادامکی در بازالت‌ها که توسط کلسیت.



شکل ۳-۱۰-الف- هم‌رشدی بلورهای الیوین یا بافت گلمروپورفیری در خمیره‌ای از بلورهای ریز پلاژیوکلاز و الیوین، ب- تصویری از هم‌رشدی بلورهای الیوین دگرسان شده و جانشینی کانی‌های خمیره سنگ با قسمت‌هایی از کانی الیوین (محدوده خط قرمز).

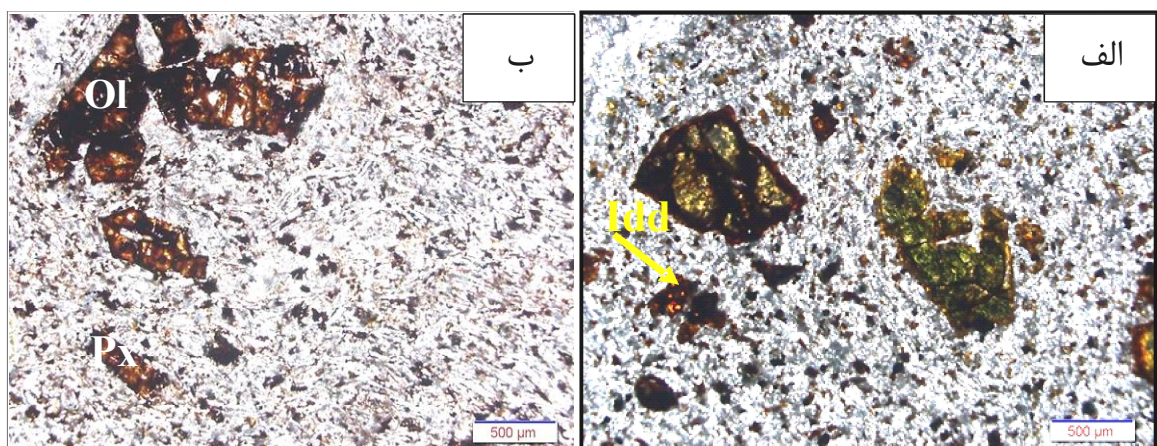
۳-۵-۴- تراکی بازالت

در این سنگ‌ها، بلورهای سبز و قهوه‌ای الیوین و پیروکسن، بصورت فنوکریست در خمیره میکرولیتی پورفیری جریانی مشاهده می‌شود که خمیره از بلورهای ریز پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده است (شکل ۳-۱۱). فنوکریست‌ها، کاملاً خرد شده، دارای حاشیه سوخته، برخی از آنها ایدنگزیتی شده و یا به کانی‌های ثانویه دیگر دگرسان شده‌اند. همچنین در الیوین‌ها، بافت خوردگی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۱). رخداد خوردگی یا هضم‌شدگی در برخی الیوین‌ها می‌تواند ناشی از هضم و تحلیل رفتن بلور در مذاب اطراف، در اثر تغییر شرایط پایدار به نیمه‌پایدار باشد و یا ناشی از رشد نیمه‌پایدار بلور اولیه باشد. به طور کلی تغییراتی که می‌تواند بر روی بلور الیوین تأثیر گذاشته و باعث ذوب و خوردگی در آن شود، یا ناشی از کاهش فشار و یا افزایش حرارت حاصل از مذاب جدید است (ویلکینسون^۱ و کالوکسای، ۱۹۷۳). هضم‌شدگی بلورهای الیوین بدون تشکیل هاله واکنشی از جنس ارتوپروکسن در پیرامون بلور الیوین رخ داده است که این ویژگی معمولاً در سنگ‌های آکالن دیده می‌شود. بلورهای

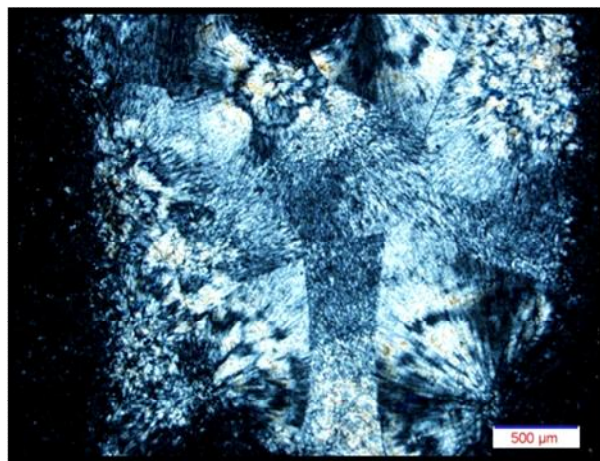
¹ Wilkinson & Kalocsai

الیوین بر خلاف میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، کمتر و با اندازه بزرگ‌تر هستند که این مسئله به علت سرعت رشد بالاتر بلورهای الیوین در مقایسه با سرعت هسته‌بندی آنهاست (شلی، ۱۹۹۳).

حالت جریانی در خمیره که از بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین تشکیل شده، مشاهده می‌شود. همچنین، کانی زئولیت که ناشی از دگرسانی پلاژیوکلاز می‌باشد، در برخی مقاطع مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۲). زئولیت‌های موجود در سنگ‌های آذرین از جمله ناترولیت، مزولیت و غیره، کانی‌های ثانویه‌ای هستند که نتیجه واکنش سنگ‌های آذرین با سیالاتی که در آنها جریان دارند یا به درون آنها تراوش می‌کنند، تحت تاثیر فازهای هیدروترمالی، در فضاهای خالی حفرات، درز و شکاف‌ها و ترک‌های موجود در سنگ‌های آذرین تشکیل می‌شوند. زئولیت‌ها می‌توانند بصورت کانی‌های سوزنی شکل هستند و با کانی‌های دیگر مانند کلسیت، کوارتز، اوپال، کلسدوئن، اپیدوت، کلریت، اکتینولیت و غیره همراه باشند. همچنین، این کانی می‌تواند در اثر دگرسانی توف‌ها و شیشه‌های آتشفشانی نیز تشکیل شود (حجازی و همکاران، ۱۳۷۳).



شکل ۳-۱۱- الف: تصویری از فنوکریست‌های الیوین (Ol)، کاملاً برشی شده، دگرسان شده با حاشیه سوخته، که بافت خوردگی و بلورهای ریز ایدنگزیت (Idd) در خمیره‌ای از پلاژیوکلاز و پیروکسن را نشان می‌دهند، ب: تصویری از فنوکریست‌های الیوین و پیروکسن (Px) دگرسان شده با بافت جانشینی که در خمیره میکرولیتی جریانی حاوی بلورهای ریز پلاژیوکلاز و پیروکسن قرار گرفته‌اند.

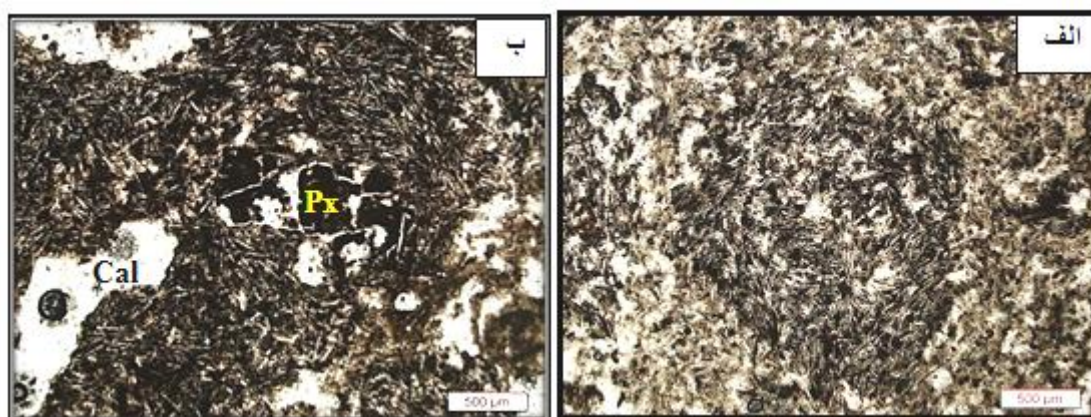


شکل ۳-۱۲- تصویری از کانی ژئولیت که در سنگ‌های تراکی بازالتی در نور PPL مشاهده می‌شود.

۳-۵-۵- تراکیت

تراکیت معادل بیرونی سیینیت است و اغلب به رنگ خاکستری تا قرمز مشاهده می‌شود. کانی اصلی در تراکیت، فلدسپار سدیم‌دار و پتاسیم‌دار می‌باشد. کوارتز و یا نفلین جزء کانی‌ها فرعی این سنگ به حساب می‌آیند. انواع فوق اشباع به ریولیت و انواع تحت اشباع به فنولیت تبدیل می‌شود. فنوکریست‌های سانیدین در یک زمینه ریز متشکل از تیغه‌های سانیدین، اوژیت و مگنتیت غوطه‌ورند. این سنگ‌ها دارای ساخت جریانی و بافت پورفیری و در برخی موارد تراکیتی هستند. انواع مختلف تراکیت‌ها شامل الیون- تراکیت، پیروکسن تراکیت، هورنبلند- تراکیت، بیوتیت- تراکیت و آلکالی- تراکیت می‌باشند (خان‌نصراصفهانی، ۱۳۸۴). سنگ‌های تراکیت دیان، در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا قهوه‌ای با بافت پورفیری دیده می‌شوند که این سنگ‌ها در مقاطع نازک، در نور پولاریزه، به شکل فنوکریست‌هایی از فلدسپات‌ها و پیروکسن کاملاً خرد شده و دگرسان شده در خمیره‌ای از بلورهای فلدسپات بصورت جریانی، مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۳). در برخی کانی‌های فلدسپات، بافت خوردگی و در اغلب آنها، دگرسانی دیده می‌شود (شکل ۳-۱۳). از انجام آنالیز پراش پرتو ایکس در این سنگ‌ها و حضور کانی سانیدین، می‌توان نتیجه گرفت، این سنگ‌ها در هنگام فوران، دمای

بالایی داشته‌اند و به سرعت سرد شده‌اند (معین‌وزیری، ۱۳۷۱).



شکل ۳-۱۳- الف- تصویری از پیروکسن (Px) خرد و دگرسان شده و حفره‌های پر شده از کانی کلسیت (Cal). ب- تصویری از تراکیت منطقه دیان که بلورهای فلدسپار در زمینه‌ای از میکرولیت‌های حاوی فلدسپار و پیروکسن‌های دگرسان شده قرار گرفته‌اند.

۳-۵-۶- توف برش

توف‌ها، سنگ‌های آذرین خروجی با بافت آواری می‌باشند که از خاکسترهای آتشفشانی با ترکیبی از تکه‌های بزرگ و کوچک قطعات سنگی دیگر (آندزیت، داسیت و...) تشکیل شده‌اند و پس از سنگ‌شدگی و تراکم، به توف برش و برش‌های آتشفشانی تبدیل می‌شوند (دمرسون^۱، ۱۹۹۰). این واحد سنگی، ادامه واحد برش ولکانیکی داسیتی ضخیم‌لایه میانی (M.V.B)، در ورقه ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود می‌باشد که به همراه ولکانیک‌های برش، کنگلومرا و توف و ماسه‌سنگ می‌باشند (امام‌جمعه و همکاران، ۱۳۸۴، امام‌جمعه ۱۳۸۵) که در محدوده کانسار دیان، اغلب قطعات توف برش و ولکانیک برش، دچار دگرسانی و به اپیدوت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۱۴).

۳-۵-۷- آگلومرا

آگلومراها سنگ‌های آتشفشانی هستند که دارای قطعات سنگی گرد شده تا نیمه‌زاویه‌دار می‌باشند. این

¹ Damerson

ذرات عمدتاً بزرگتر از دو سانتیمتر بوده و ماتریکسی دانه‌ریز آنها را احاطه نموده است. آگلومراها ممکن است حاصل یک انفجار آتشفشانی بوده و یک نوع سنگ پیروکلاستیک محسوب شوند، اما عمدتاً اصطلاح آگلومرا برای سنگ‌های آتشفشانی برشی‌شده با منشأ نامشخص بکار می‌رود. این نهشته‌ها ممکن است از برش‌های رگه‌ای تا انواع تخریبی حاصل از جریان‌های گل یا نهشته‌های نوع لاهار در تغییر باشند (تیلینگ^۱، ۲۰۰۷)، (شکل ۳-۱۴).



شکل ۳-۱۴- الف- تصویری از توف برش که قطعاتی از جنس داسیت با ابعاد مختلف در آن مشاهده می‌شود. ب- تصویری از آگلومرا در سینه‌کار ۱ کانسار دیان.

۳-۶- ساخت و بافت در سنگ‌های منطقه

تعاریف مختلفی در مورد ساخت و بافت سنگ‌ها بکار برده می‌شود. در اغلب موارد منظور از بافت سنگ، شکل و اندازه بلور و رابطه فیزیکی آنها با یکدیگر است که توسط میکروسکوپ و یا در نمونه دستی مورد مطالعه قرار می‌گیرد. بنابراین بافت سنگ آذرین می‌تواند مراحل مختلف انجماد و نحوه تبلور سنگ آذرین را مشخص نماید. در ساخت سنگ‌ها مشخصات ماکروسکوپی در مقیاس نمونه دستی و یا بزرگتر مورد بررسی قرار می‌گیرد. بسته به نوع سنگ، منشأ و طرز تشکیل، ساخت‌های مختلفی در سنگ‌های آذرین وجود می‌آید (درویش‌زاده، ۱۳۸۵).

1 Tilling

۳-۶-۱ - ساخت سنگ‌های منطقه دیان

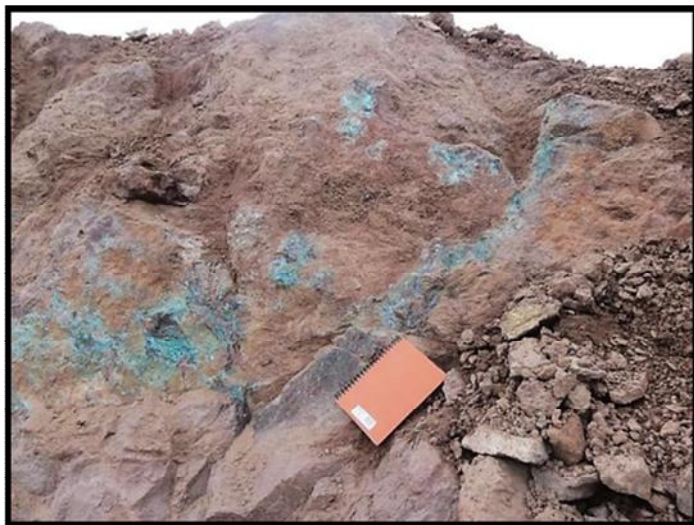
انواع ساخت‌های مشاهده شده در سنگ‌های کانسار دیان شامل ساخت توده‌ای، لایه‌ای و برشی است که در ادامه شرح داده می‌شود.

۳-۶-۱-۱ - ساخت توده‌ای

این ساخت مربوط به سنگ‌های آذرین بدون حفره می‌باشد. اغلب سنگ‌های کانسار دیان بصورت متراکم، بدون حفره و ظاهر توده‌ای دارند (معین‌وزیری، ۱۳۷۱). کانسارهای هیدروترمال، به دو دسته تقسیم می‌شوند: دسته اول، کانسارهای رگه‌ای یا استوک‌ورک^۱ که در آن محلول‌های کانه‌دار در شکستگی‌ها و حفرات ته‌نشین می‌شوند و دسته دوم، نهشته‌های جانشینی که در آنها، محلول‌ها با سنگ میزبان واکنش می‌دهند و منجر به جانشینی سیلیکات‌ها و کربنات‌ها بوسیله باطله‌ها و کانی‌ها می‌شوند (گریگوریا^۲ و همکاران، ۱۹۷۷). اگر سنگ میزبان بسیار نفوذپذیر و یا به شدت دارای شکستگی باشد، سیالات عناصر بیشتری را جهت ته‌نشینی حمل کنند و هاله پراکندگی عناصر گسترش بیشتری می‌یابد. گاهی دگرسانی سنگ دیواره، باعث بسته شدن مجرای سیال و محدودیت در پراکندگی بیشتر سیال می‌شود (گریگوریا و همکاران، ۱۹۷۷). سنگ‌های منطقه دیان، ظاهری متراکم دارند اما به علت وجود درز و شکاف‌های موجود در سنگ‌ها، محل مناسبی برای قرارگیری ماده معدنی، بصورت رگه‌ای می‌باشند (شکل ۳-۱۵).

1 Stock work

2 Grigoria



شکل ۳-۱۵- تصویری از سنگ‌های توده‌ای سینه کار ۲ و حضور ماده معدنی بصورت رگه‌ای.

۳-۶-۱-۲- ساخت برشی

اگر قطعات منجمد شده گدازه، توسط خمیره‌ای از جنس گدازه بهم جوش بخورند و به سنگی یکپارچه تبدیل بشوند، ساخت برشی بوجود می‌آید. این ساخت در سطح بالا یا زیرین گدازه و یا در گدازه‌هایی که به آب‌های کم عمق می‌ریزند، تشکیل می‌شوند (معین‌وزیری، ۱۳۷۱). گاهی بعلت فشار زیاد گازها و بخارهای داغ، قطعاتی از سنگ‌های رسوبی از قسمت‌های عمیق، توسط گدازه‌های در حال صعود، به بیرون رانده می‌شوند که توسط حرارتی که به آنها وارد می‌شود، دوباره متبلور می‌شوند (دهیو^۱، ۱۹۹۸)، (شکل ۳-۱۶).

¹ Dehio



شکل ۳-۱۶- تصویری از ساخت برشی در سنگ‌های آندزیتی منطقه که توسط اکسید و هیدروکسیدهای آهن به رنگ قرمز در آمده است.

۳-۶-۲- بافت سنگ‌های منطقه دیان

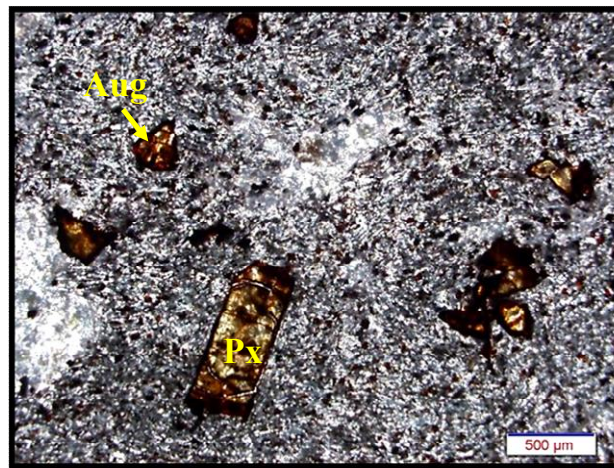
انواع بافت‌های مشاهده شده در سنگ‌های کانسار دیان شامل بافت پورفیری، میکرولیتی پورفیری جریانی و جانشینی حاشیه‌ای است که در زیر شرح داده می‌شود.

۳-۶-۲-۱- بافت پورفیری

همانطور که اشاره شد، مهم‌ترین بافت مشاهده شده در سنگ‌های کانسار دیان، بافت پورفیری است که از درشت بلورهای شکلدار یا نیمه‌شکلدار، پراکنده در زمینه‌ای بسیار دانه‌ریز تشکیل شده است (هچ^۱ و همکاران، ۲۰۰۳). منشأ بافت پورفیری ممکن است به دو صورت باشد، اول آنکه ماگما ابتدا در اعماق تبلور حاصل کرده ولی قبل از سرد شدن کامل در سنگ‌های مجاور تزریق شده و از آتشفشان به بیرون ریخته شده است. در این صورت ماگمای باقیمانده به سرعت سرد شده و دانه‌های ریز را به وجود می‌آورد. همچنین ممکن است ماگما تحت فشار متعادل بوجود آمده باشد، بدین

^۱ Hatch

صورت که بلورها تا حد یک مرحله و قبل از سرد شدن رشد می‌کنند، سپس ماگمای باقیمانده به سرعت سرد می‌شود (هیندمن^۱، ۱۹۸۵). این بافت در همه سنگ‌های کانسار مشاهده می‌شود و در همه آنها، فنوکریست‌های اوژیت، پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۱۷).



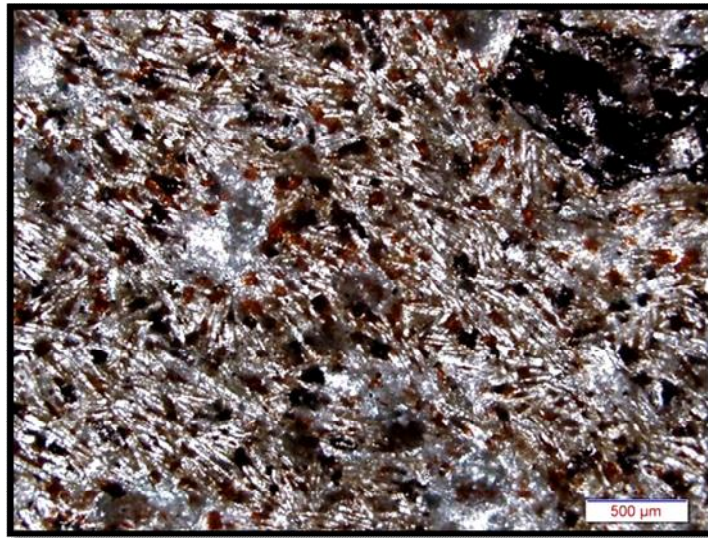
شکل ۳-۱۷- فنوکریست‌های پیروکسن (Px) و اوژیت (Aug) در خمیره‌ای از بلورهای ریز پلاژیوکلاز و پیروکسن.

۳-۶-۲-۲- بافت میکرولیتی پورفیری جریان

در پتروگرافی میکرولیت به کانی‌های کوچکی اطلاق می‌شود که به صورت تیغه‌های بسیار ریز و ظریف بوده و طول آنها از عرضشان بیشتر است، بنابراین بافت میکرولیتی برای سنگ‌هایی بکار برده می‌شود که از اجتماعی از میکرولیت‌ها تشکیل شده باشد. اگر تعدادی فنوکریست در زمینه‌ای میکرولیتی واقع شود، بافت میکرولیتیک پورفیری بوجود می‌آید (خان‌نصراصفهانی، ۱۳۸۴). گاهی میکرولیت‌ها (کانی‌های فلدسپات) بصورت جریانی قرار دارند که به این نوع بافت، میکرولیتی جریانی گفته می‌شود (معین‌وزیری، ۱۳۷۱). این بافت در سنگ‌های آندزیتی، تراکی-آندزیتی و تراکی-بازالتی کانسار دیان

¹ Hyndman

مشاهده می شود (شکل ۳-۱۸).



شکل ۳-۱۸- تصویری از بافت میکرولیتی پورفیری جریانی که فنوکریست کانی های فرومنیزین و ریزبلورهای ایدنگزیت در میکرولیت های جریانی پلاژیوکلاز مشاهده می شوند.

۳-۲-۶-۳- بافت جانشینی حاشیه ای

در این بافت، مرز جدید بین کانی جانشین شده و کانی جانشین شونده معمولاً ناگهانی و نامنظم است که در نتیجه واکنش های شیمیایی رخ می دهد و در ابتدایی ترین مراحل جانشینی، این فرآیند را می توان به راحتی تشخیص داد، زیرا بخش اعظم کانی اصلی هنوز باقی مانده است (نصف زاده و همکاران، ۱۳۹۰). این بافت در بلورهای پیروکسن و الیوین سنگ های دیان مشاهده می شود که اغلب توسط کانی های ثانویه یا میکرولیت های زمینه پر شده اند (شکل ۳-۱۹).

۳-۲-۶-۴- بافت بادامکی یا آمیگدالوئیدال

اگر حفره های موجود در سنگ ها، توسط کانی های ثانویه پر شوند، اشکال بادامی شکلی بوجود می آید

که کانی‌های ثانویه معمولاً کلسیت، کوارتز، کلسدونی و زئولیت می‌باشند (بست^۱، ۲۰۰۳)، همچنین این حفره می‌تواند منابع مهمی از سنگ‌های نیمه‌قیمتی مانند عقیق باشند (توسان^۲، ۱۹۶۴). در برخی نمونه‌ها می‌توان جهت جریان گدازه سرد شده را با استفاده از قطعات بادامی شکل تشخیص داد (کوپریویکا^۳، ۱۹۷۸). برخی از حفره‌های موجود در سنگ‌های منطقه دیان، توسط کانی‌های ثانویه کلسیت و کوارتز پر شده‌اند (شکل ۱۹-۳).



شکل ۱۹-۳- تصویری از بلور پیروکسن با بافت جانشینی و بلورهای ریز ایدنگزیت (Idd) در میکروولیت‌های پلاژیوکلاز. تصویری از بافت بادامکی در گدازه‌های سینه‌کار ۲.

-
- 1 Best
 - 2 Tosson
 - 3 Koprivica

فصل چهارم:

ساخت و بافت، کانی شناسی و توالی پاراژمتیکی و

دگرسانی کانسار

۴-۱- مقدمه

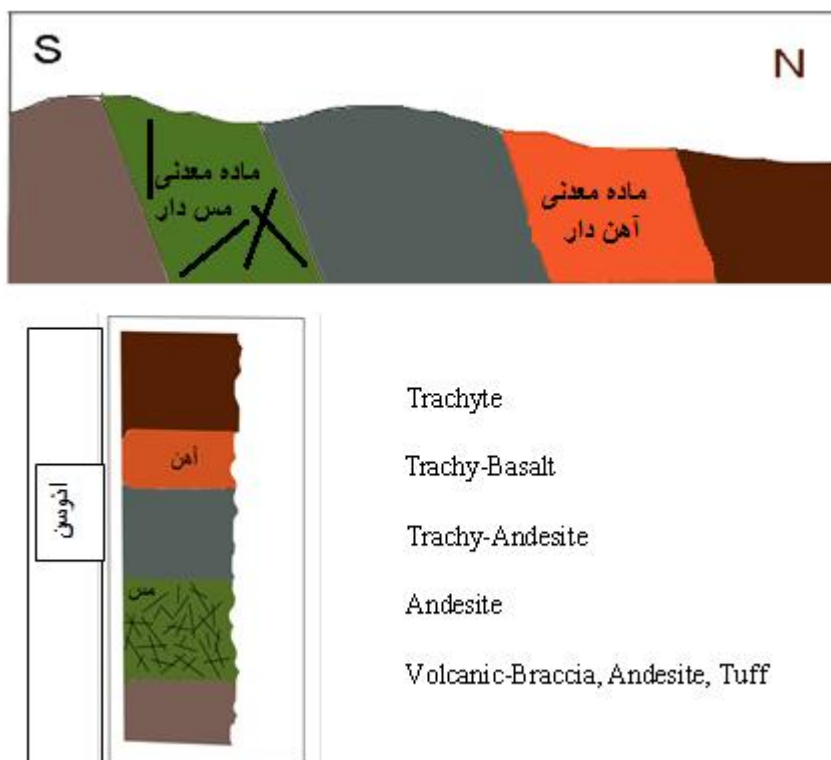
مطالعه کانی‌های تشکیل دهنده کانسار و رابطه بافتی آنها با یکدیگر اهمیت قابل توجهی در اکتشاف، استخراج و فرآوری ماده معدنی دارد. نوع کانی‌ها یا فاز کانیایی می‌تواند معرف تیپ کانسار و همچنین روش‌های متفاوت استحصال عناصر از آنها باشد. بررسی بافت و میزان یا درجه آزادی ذرات کانی نقش مهمی در جداسازی مواد معدنی از باطله‌ها دارد. به این منظور یکی از مراحل اساسی در مطالعه کانسارها شناسایی کانی‌ها و روابط بافتی آنها با یکدیگر و باطله‌ها می‌باشد.

جهت مطالعه کانی‌شناسی کانسار دیان، طی بازدیدهای صحرایی تعداد ۱۵۰ نمونه کانسنگ از بخش‌های مختلف برداشت و پس از بررسی نمونه‌دستی تعداد ۷۵ مقطع نازک و ۱۵ مقطع صیقلی برای مطالعات میکروسکوپی انتخاب شدند. از آنجایی که همواره تعدادی از کانی‌ها به دلیل اندازه بسیار ریز در نمونه یا به جهت فراوانی کم ممکن است در میدان دید میکروسکوپی ظاهر نشوند، تعداد ۹ نمونه انتخاب و با روش پراش اشعه ایکس (XRD) آنالیز و مطالعه شدند. همچنین تعداد ۵ نمونه با روش آنالیز الکترون مایکروپروب (EPMA) و میکروسکپ الکترونی روش (SEM)، در شرکت تحقیقات و فرآوری ایران مورد آنالیز قرار گرفتند. در این فصل، ابتدا به شرح انواع ساخت و بافت‌های موجود در کانسنگ مس و ارتباط آنها با کانی‌های تشکیل دهنده سنگ درونگیر پرداخته و سپس، کانی‌شناسی و توالی پاراژنتیکی کانی‌ها را بررسی خواهیم کرد.

در اشکال شکل ۴-۱ تا شکل ۴-۲، تصاویری از منطقه معدنی و نوع سنگ‌های موجود در کانسار دیان مشاهده می‌شود. با توجه به شکل، در منطقه مورد بررسی مس، یک منطقه آهن‌دار نیز مشاهده می‌شود که مشابه کانسار مس دیان تشکیل شده است.



شکل ۴-۱- تصویری از کمر بالا و کمر پایین و منطقه کانه‌دار سینه کار ۱ در کانسار دیان.



شکل ۴-۲- تصویر شماتیک مقطع عرضی کانسار دیان (بالا) و توالی گدازه‌ها در محدوده کانسار دیان بصورت ستون چینه‌شناسی (پایین).

۴-۲- ساخت کانسنگ

منظره یا نمای کلی سنگ یا کانسنگ در روی زمین و یا نمونه‌دستی را ساخت گویند (کریم‌پور، ۱۳۸۱). ساخت مشاهده شده در کانسنگ دیان شامل ساخت رگه‌ای می‌باشد که در زیر شرح داده شده است.

ساخت رگه‌ای

مهم‌ترین ساخت در کانسار دیان، ساخت رگه‌ای، می‌باشد که اغلب، کانی‌های مالاکیت و کریزوکولا، در فضای خالی شکستگی‌های موجود در سنگ‌های آندزیتی قرار گرفته‌اند. گسل‌ها و شکستگی‌ها در صورتی که توسط محلول‌های گرمابی یا ماگمایی پر شوند، ذخایر رگه‌ای را تشکیل می‌دهند که شکل این ذخایر تابع نوع گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه است که خود توسط مقاومت مکانیکی سنگ‌ها، منشأ و نحوه توزیع نیروها، عمق و عوامل دیگر کنترل می‌شوند (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۹). به عقیدهٔ بتمن^۱ (۱۹۵۰)، مهم‌ترین ذخایر رگه‌ای، از نظر شکل، شامل رگه‌های شعاعی، بادبزنی، موازی هم‌شیب، متقاطع هم‌زمان، رگه‌های گره‌دار و ... می‌باشد که به نظر می‌رسد رگه‌های کانسار دیان، اغلب رگه‌های موازی هم‌شیب و رگه‌های گره‌دار باشند (شکل ۴-۳).

¹Bateman



شکل ۴-۳- تصویری از ساخت رگه‌ای الف- هم‌شیب و ب- گره‌دار در سنگ‌های آندزیتی که کانی اصلی آن، مالاکیت می‌باشد.

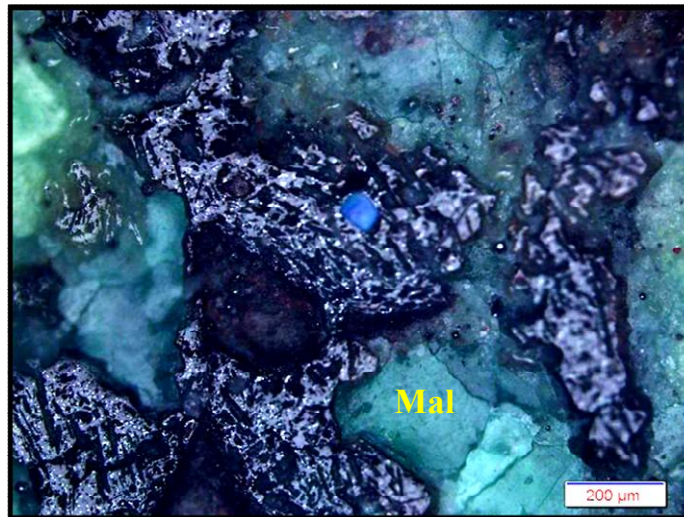
۴-۳- بافت کانسنگ

از عوامل مؤثر در بافت ذخایر ماگمایی و گرمابی، دما، عمق تبلور، مدت زمان تبلور، ترکیب شیمیایی ماگما و محلول ماگمایی و گرمابی است (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۹). بنابراین با مطالعه و شناسایی بافت کانسنگ می‌توان به شرایط و چگونگی تشکیل کانسار، تغییرات پاراژنز در مراحل تبلور و ... پی برد. بافت‌های موجود در کانسنگ دیان شامل بافت پرکننده فضای خالی، بافت گل‌کلمی یا کلوفرمی، رگه-رگچه‌ای، جانشینی، سلول‌مانند و بافت کاتاکلاستیک که به شرح زیر می‌باشند:

۴-۳-۱- بافت پرکننده فضای خالی

از انواع بافت اولیه، بافت پرکننده فضای خالی است که در کانسار دیان، در سنگ‌های آندزیتی و تراکی-آندزیتی، کانی مالاکیت، با بافت پرکننده فضای خالی، در بین درز و شکاف‌ها مشاهده می‌شود

(شکل ۴-۴). محلول‌های گرمابی یا ماگمایی در صورتی که به هنگام عبور از گسل‌ها، درز و شکاف‌ها و یا فضای بین قطعات سنگ‌های آذرآواری عبور کرده و مواد خود را برجای گذارند، بافت حاصله از نوع پرکننده فضای خالی خواهد بود (کریگ^۱ و واقان، ۱۹۸۱). در شکل زیر کانی مالاکیت که محصول کانه‌زایی ثانویه است بصورت بافت پرکننده فضای خالی مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۴- تصویری از بافت پرکننده فضای خالی توسط کانی مالاکیت (Mal) به همراه تیغه‌های هماتیتی دیده می‌شود.

۴-۳-۲- بافت گل کلمی

بافت گل کلمی، که از انواع بافت کلوئیدی و اولیه می‌باشد، در برخی سنگ‌های کانسار دیان، بخصوص سنگ‌های آندزیتی مشاهده شده‌اند (شکل ۴-۵). از شرایط لازم جهت تشکیل بافت کلوئیدی، آرام بودن محیط ته‌نشینی، اشباع بودن محلول، مناسب بودن PH و Eh و دمای پایین محلول‌های گرمابی می‌باشند (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۹).

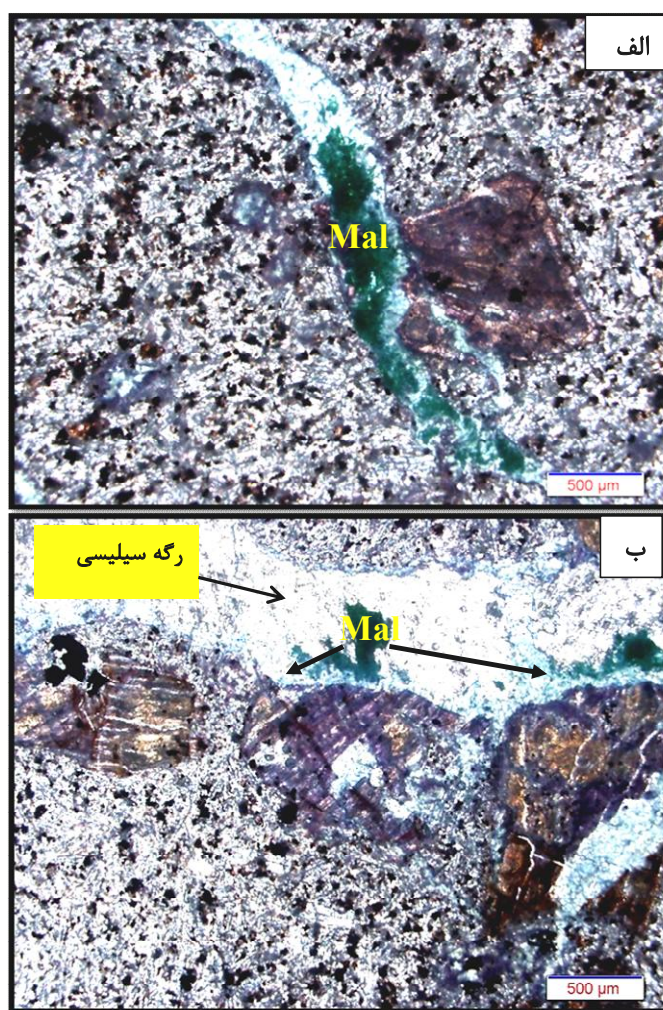
^۱ Craig & Vaughan



شکل ۴-۵- تصاویری از بافت گل کلمی مالاکیت در سنگ‌های آندزیتی دیان.

۴-۳-۳- بافت رگه- رگچه‌ای

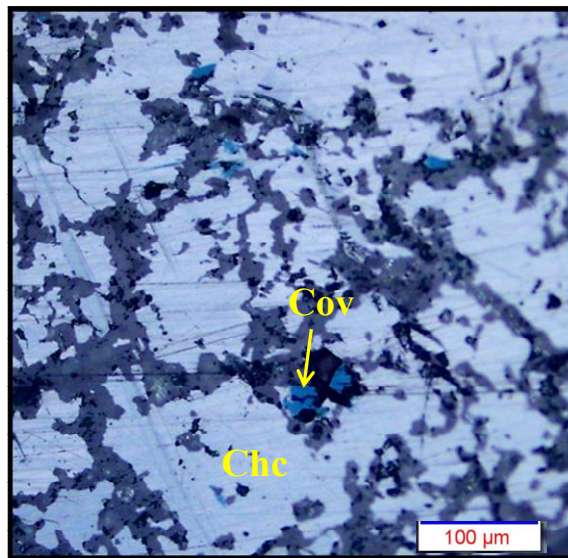
از جمله بافت‌های موجود در کانسار، که به وفور مشاهده شده است بافت رگه- رگچه‌ایست که با حرکت سیال، در امتداد گسل‌ها و درزها شکل گرفته است که از ویژگی مهم آن اینست که کانی‌سازی از حاشیه به سمت مرکز، جدیدتر می‌شود (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۹). در شکل ۴-۶، کانی مالاکیت با بافت رگه- رگچه‌ای، در سنگ آندزیت مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۶- الف: تصویری از قرارگیری کانی مالاکیت با بافت رگه- رگچه‌ای در سنگ‌های آندزیتی، ب: رگه سیلیسی به همراه رگه- رگچه‌های کانی مالاکیت در کنار فنوکریست‌های فرومنیزین و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین در زمینه دیده می‌شود.

۴-۳-۴- بافت جانشینی

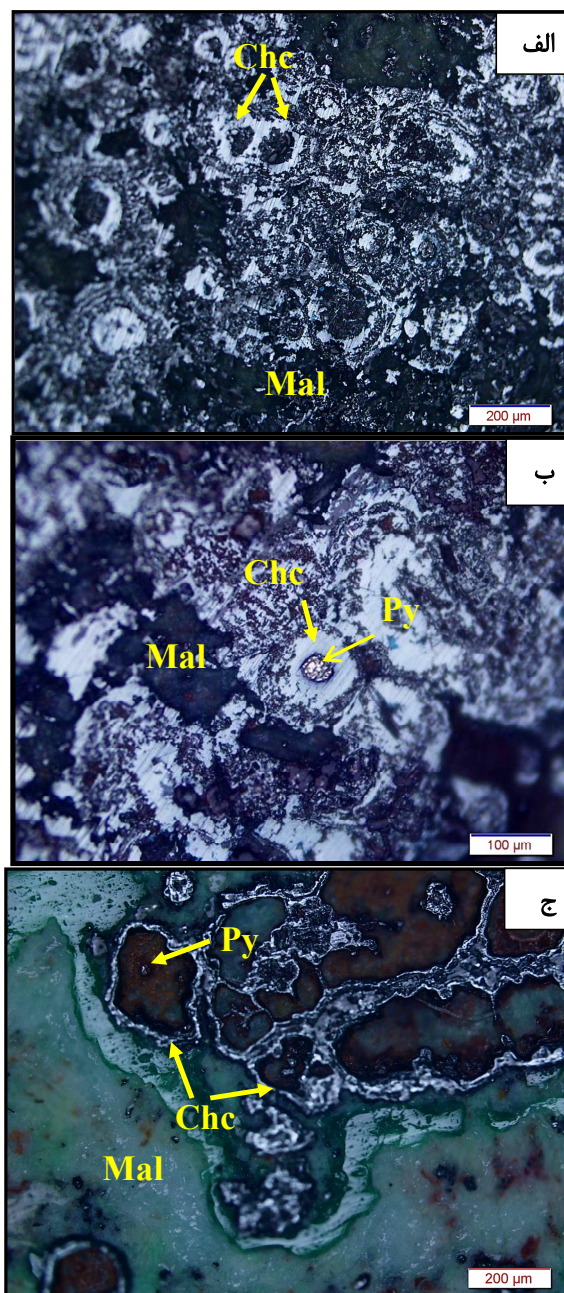
کانی‌های سولفیدی اولیه اگر در مجاورت محلول‌های گرم قرار گیرند، از حاشیه‌ها و امتداد شکستگی‌ها با محلول وارد واکنش شده و کانی‌های ثانویه (کالکوسیت و کوولیت) را می‌سازند که با شرایط جدید سازگارترند که بافت حاصل از این فرآیند را بافت جانشینی می‌نامند (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۹). این بافت از انواع بافت ثانویه جانشینی است (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۷- تصویری از کانی‌های کالکوسیت (Cc) در زمینه و کوولیت (Cov) در حاشیه‌های آن مشاهده می‌شوند.

۴-۳-۵- بافت جانشینی سلول مانند

کانی‌هایی که در مراحل آخر تشکیل می‌شوند، به شکل حلقه‌ای سلول مانند در می‌آیند (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۹). در شکل ۴-۸، کانی کالکوسیت به صورت حلقه‌هایی دیده می‌شود که کانی پیریت به صورت دانه‌های شکل دار و یا بسیار ریز و پراکنده در مرکز حلقه کالکوسیتی قرار دارد.

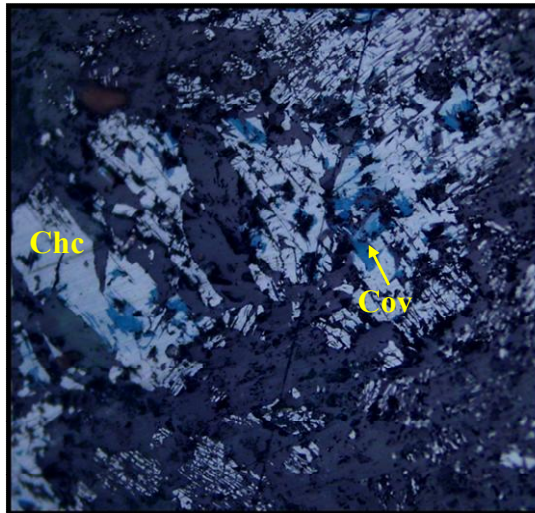


شکل ۴-۸- الف: تصویری از جانشینی سلول مانند در کانی کالکوسیت، ب: بافت سلول مانند کالکوسیت و کانی خود شکل پیریت در مرکز حلقه کالکوسیتی، ج: کالکوسیت حلقه‌ای، کانی‌های پیریت ریز و پراکنده و بافت پرکننده فضای خالی توسط مالاکیت.

۴-۳-۶- کاتاکلاستیک

گاهی پدیده‌های تکتونیکی نظیر گسل و چین خوردگی می‌توانند موجب تغییراتی در بافت و شکل

کانی‌ها شوند (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۹). از آنجا که گسل‌ها در زمان‌های مختلف فعال شده و جابجایی صورت می‌پذیرد، گاهی حرکت‌های بعدی گسل باعث برشی شدن کانی می‌شود (بتمن، ۱۹۵۰)، (شکل ۹-۴).



شکل ۹-۴- تصویری از کانی کالکوسیت خرد شده و کانی کوولیت در سنگ‌های آندزیتی دیان.

۴-۴- کانی‌شناسی و توالی پارازنتیکی

در کانسار مس دیان، کانی‌های اصلی شامل پیریت، مالاکیت، کریزوکولا، کالکوسیت، کوولیت، کوپریت، تنوریت و کوپریت تلوریم، کانی‌های فرعی شامل اکسید و هیدروکسیدهای آهن و الکتروم و کانی‌های باطله شامل کوارتز، کلسیت و کانی‌های رسی می‌باشند، که در ادامه شرح داده می‌شود.

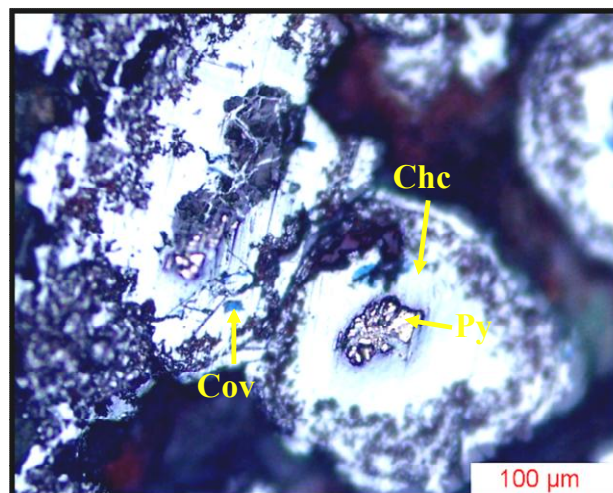
۴-۵- کانی‌های اصلی کانسار دیان

۴-۵-۱- کانی منطقه هیپوژن

۴-۵-۱-۱- پیریت FeS_2

پیریت، کانی منطقه هیپوژن است که در مقاطع میکروسکوپی، بصورت دانه‌های شکل‌دار تا

نیمه‌شکل‌دار، بسیار پراکنده و دانه‌ریز است. این کانی در برخی مقاطع کاملاً خرد شده و توسط کانی کالکوسیت در بر گرفته شده است (شکل ۴-۱۰). میزان کانی پیریت در مقاطع بسیار کم و تنها در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود.



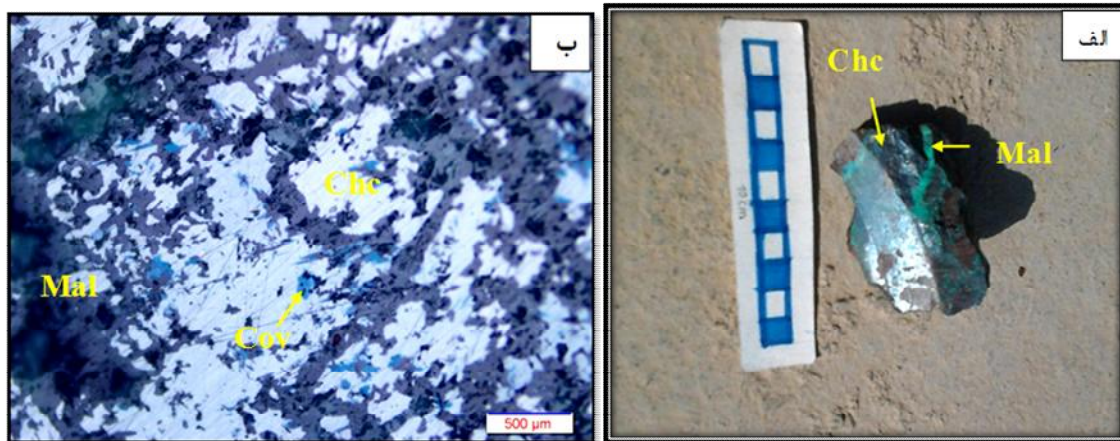
شکل ۴-۱۰- تصویری از کانی پیریت خرد شده که توسط کانی کالکوسیت در بر گرفته شده است، همچنین کانی کوولیت به همراه پیریت و کالکوسیت مشاهده می‌شود.

۴-۵-۱-۲- کالکوسیت Cu_2S

کالکوسیت، کانی سولفیدی این پهنه می‌باشد که در نمونه‌دستی به همراه مالاکیت مشاهده می‌شود اما در مطالعه مقاطع میکروسکوپی، در برخی مقاطع، کانی پیریت را بصورت جانشینی سلول مانند در بر گرفته و در برخی بصورت توده‌ای و بی‌شکل ظاهر شده است که کانی کوولیت، بصورت جانشینی در حاشیه آن مشاهده می‌شود. بطور کلی تحت شرایط سطحی، سولفیدهای اولیه حاوی مس اکسید می‌شوند و سولفات‌های قابل حل تشکیل شده و بطرف پایین حرکت می‌کنند که با کانی‌های اولیه برای تشکیل کالکوسیت واکنش انجام می‌دهند و بنابراین کانه از مس غنی می‌شود و با پایین رفتن سطح آب در زیر منطقه اکسیدان و در بخش مگنتیت تحتانی کانسار تشکیل می‌شود (پیراجنو^۱،

1 - Pirajno

۲۰۰۹) اما به نظر می‌رسد در کانسار دیان، این کانی، هم در پهنه هیپوژن، بصورت هم‌رشدی یا کمی بعد از تشکیل پیریت و هم در پهنه سوپرژن، در شرایط موضعی احیائی تشکیل شده است (شکل ۴-۱۱).



شکل ۴-۱۱- الف- تصویری از کانی کالکوسیت به همراه مالاکیت در نمونه دستی، ب- کالکوسیت به همراه کانی کوولیت و مالاکیت در مقاطع میکروسکوپی.

۴-۶- کانی پهنه سوپرژن در شرایط احیایی

کانی‌سازی در این مرحله، در شرایط ژئوشیمیایی احیایی، توسط کانی کوولیت، صورت گرفته است که به شرح آنها می‌پردازیم.

کوولیت CuS

یکی دیگر از کانی‌های مهم سولفیدی که در شرایط احیایی در پهنه سوپرژن تشکیل شده است، کانی کوولیت می‌باشد، که در مقاطع میکروسکوپی به رنگ آبی، با فراوانی کم، بصورت دانه پراکنده، با بافت جانشینی که به همراه کالکوسیت و مالاکیت دیده می‌شوند (شکل ۴-۱۱- ب). همچنین، این کانی به همراه کالکوسیت در برخی مقاطع، در امتداد درز و شکاف‌ها و شکستگی‌ها تشکیل شده‌اند.

۴-۶-۲- کانی‌های پهنه سوپرژن در شرایط اکسیدان

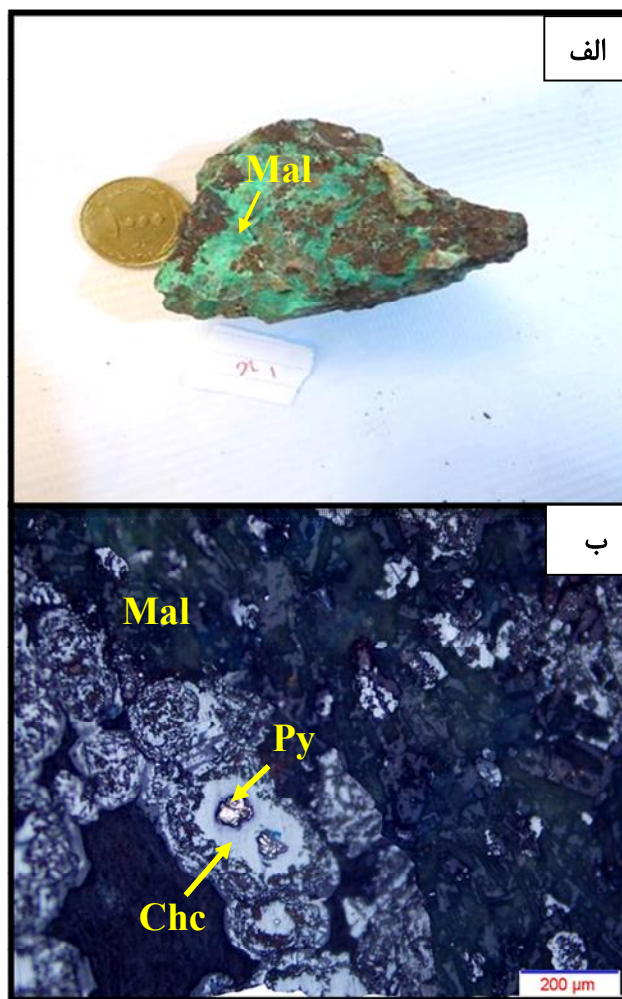
کانی‌های مهمی که در پهنه اکسیدان یافت می‌شوند عبارتند از: اکسیدهای آهن و مقدار جزئی اکسیدهای مس، در صورت وجود سنگ کربناته، کانی‌های مالاکیت و آزوریت در پهنه اکسیدان تشکیل خواهند گردید. در صورت وجود فسفر، فیروزه در پهنه اکسیدان تشکیل می‌گردد. در صورت بالا بودن غلظت سیلیس در آب، سیلیکات مس در پهنه اکسیدان تشکیل می‌شود (پیراجنو، ۲۰۰۹).

۴-۶-۱- مالاکیت $\text{Cu}_2\text{CO}_3 (\text{OH})_2$

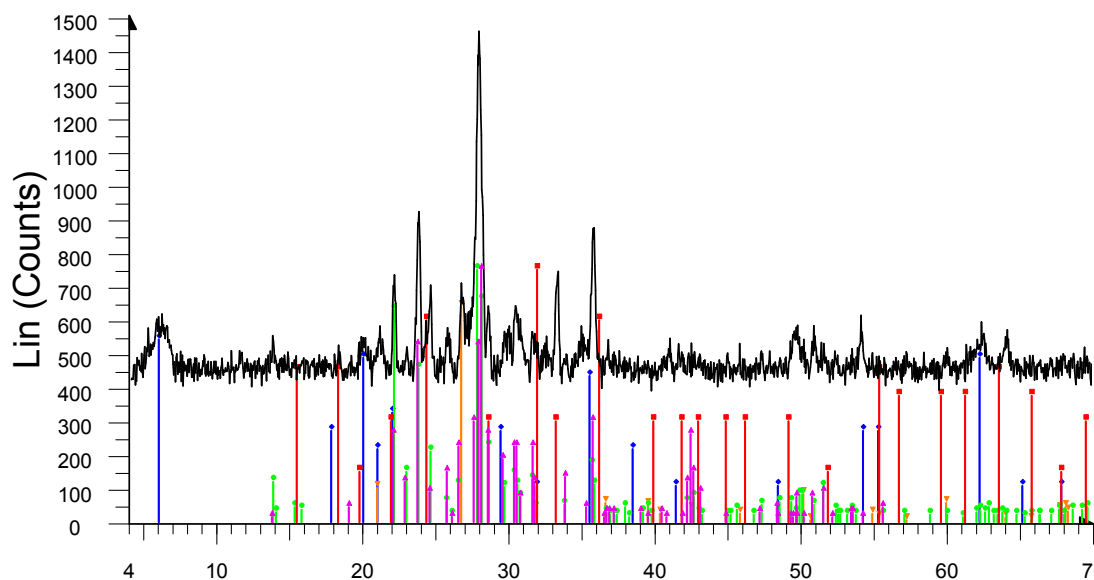
مهم‌ترین کانی منطقه اکسیداسیون که به رنگ‌های سبز روشن تا تیره یا سبز متمایل به سیاه، نیمه شفاف و با پلی‌کروئیسیم قوی مشاهده می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی اغلب، بصورت بافت شکافه‌پرکن و رگه-رگچه‌ای و در نمونه‌دستی، همانطور که اشاره شد، بصورت بافت کلوفرمی گل‌کلمی یا استالاکتیتی مشاهده می‌شود (شکل ۴-۵). در برخی مقاطع، این کانی به همراه کانی‌های پیریت، کالکوسیت و کوولیت بصورت پرکننده فضای خالی مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۲). همچنین شکل ۴-۱۳ تصویری از پراش پرتو ایکس نمونه کانسنگ مالاکیت‌دار است و کانی مالاکیت به همراه آلپیت، آنورتیت، کوارتز و مونتموریلونیت مشاهده می‌شود.

کانی مالاکیت، بطور معمول در پهنه اکسیدان کانسارهای مس رگه‌ای یافت می‌شود و حاوی هیدروکسید و در رده کربنات‌های مس قرار می‌گیرد (پیراجنو، ۲۰۰۹). کربنات‌های آبدار مس بیشتر بصورت مالاکیت و با استفاده از محلول‌های مس موجود در محیط، بر پایه واکنش زیر تشکیل می‌شود (وینک^۱، ۱۹۸۶).

1 Vink

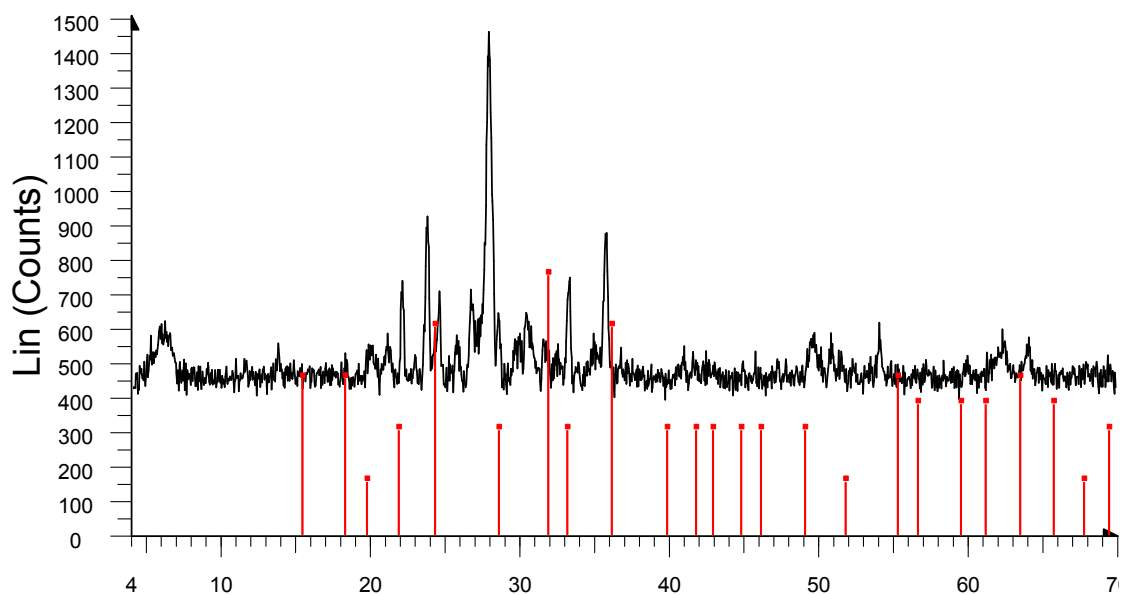


شکل ۴-۱۲-الف- تصویری از کانی مالاکیت در نمونه دستی، ب- کانی‌های پیریت، کالکوسیت، کوولیت و مالاکیت که بافت پرکننده فضای خالی توسط مالاکیت مشاهده می‌شود.



2-Theta - Scale

Nahidifar - File: X1 920327.raw - Type: 2Th/Th locked - Operations: Y Scale Add 450 | Background 1.000,1.000
 20-0572 (D) - Albite, disordered - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - Y: 50.00
 02-0014 (D) - Montmorillonite (Clay) - $\text{NaMgAlSi}_2\text{(OH)}$
 46-1045 (*) - Quartz, syn - SiO_2 - Y: 42.64 % - d x by: 1.
 18-1202 (I) - Anorthite, sodian, intermediate - $(\text{Ca},\text{Na})\text{S}$
 02-0806 (D) - Malachite - $\text{CuCO}_3\text{-Cu(OH)}_2$ - Y: 50.00 %



2-Theta - Scale

Nahidifar - File: X1 920327.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.040 ° - Step time: 1. s - Operations: Y Scale Add 450 | Background 1.000,1.000 | Import
 02-0806 (D) - Malachite - $\text{CuCO}_3\text{-Cu(OH)}_2$ - Y: 50.00 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 9.38000 - b 11.9500

شکل ۴-۱۳- نمودار پراش پرتو ایکس برای یک نمونه کانسار دیان. مالاکیت کانی مس و کوارتز، آنورتیت و مونتموریلونیت باطله‌های آنرا تشکیل می‌دهد.

۴-۶-۲- کریزوکولا $\text{CuSiO}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O}$

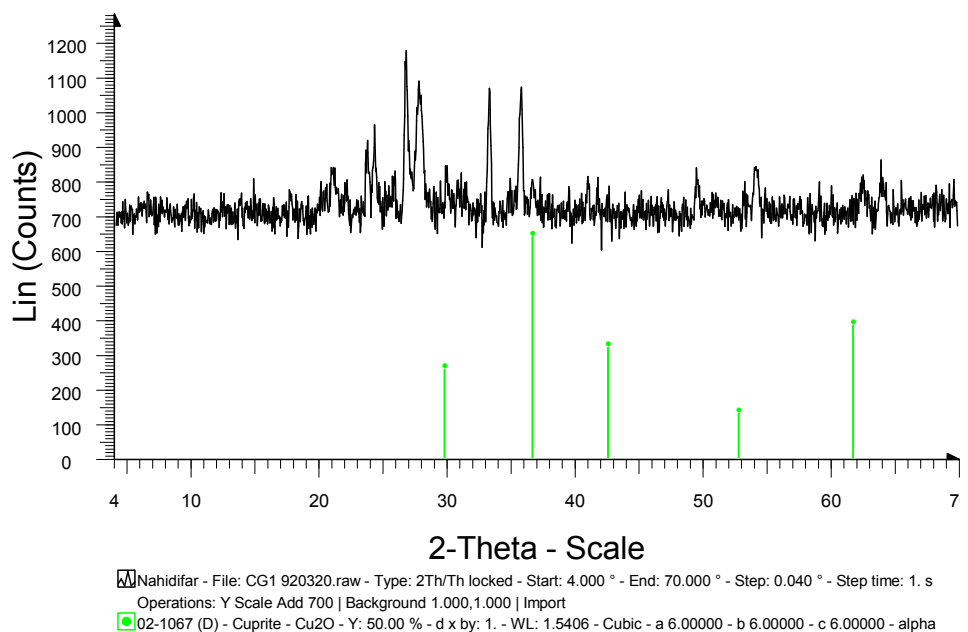
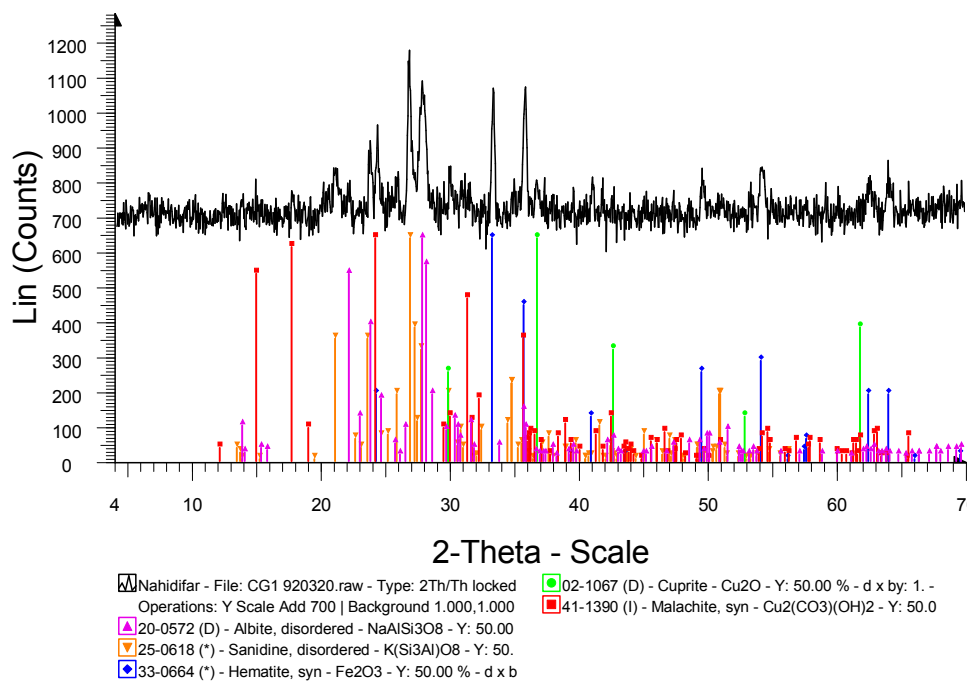
کانی سیلیکات آبدار مس، به رنگ آبی مایل به سبز، به حالت بی شکل تا ریز بلور، همراه کانی مالاکیت و بسیار فراوان است. از نظر ظاهری شبیه اوپال و معمولاً نرم تر از آن است، جلای چرب و حالت کدر دارد. کانی کریزوکولا، همراه کانی مالاکیت در پهنه اکسیدان یافت می شود و نشاندهنده بالا بودن غلظت Si در سیال می باشد (شکل ۴-۱۴).



شکل ۴-۱۴- تصویری از کانی کریزوکولا (Cry) و مالاکیت (Mal) در نمونه دستی.

۴-۶-۳- کوپریت Cu_2O

کوپریت یا اکسید مس یکی از کانی های پهنه اکسیدان است که معرف شرایط اکسیدان محیط تشکیل است. این کانی در کانسار دیان به ندرت مشاهده میشود. به دلیل فراوانی ناچیز در نمونه دستی و حتی زیر میکروسکوپ مشاهده نشده ولی در یک نمونه (XRD) شناسایی گردید (شکل ۴-۱۵، تصاویر پراش پرتو ایکس کانی کوپریت می باشد).

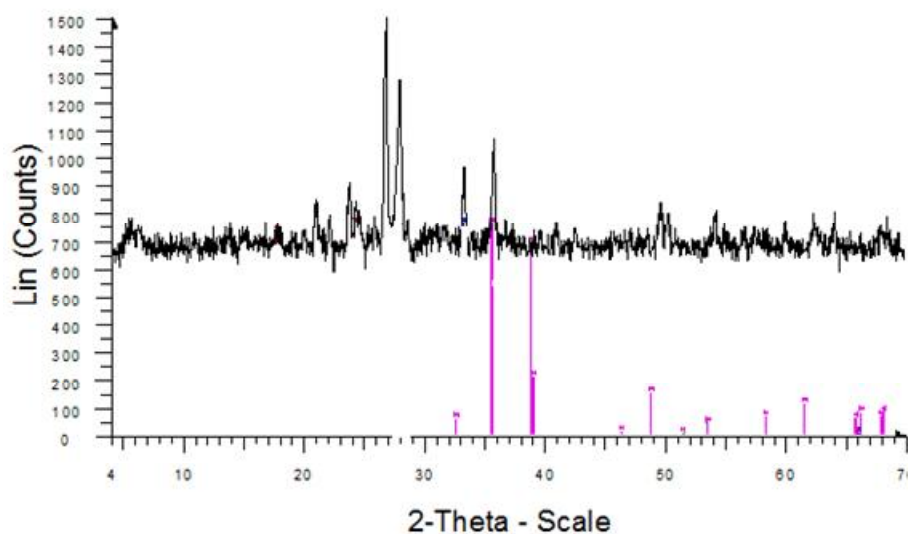
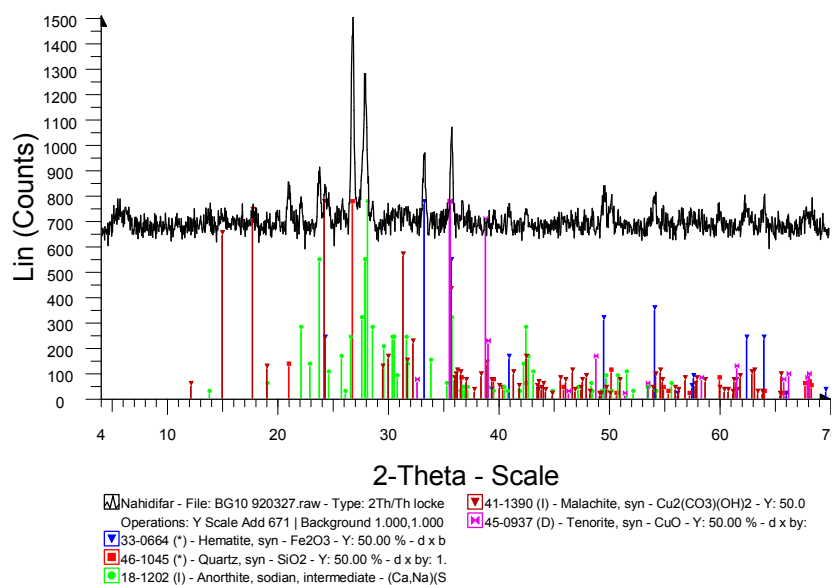


شکل ۴-۱۵- نمودار پراش پرتو ایکس برای یک نمونه از سینه کار ۱. کوپریت و ملاکیت کانی مس، هماتیت کانی فرعی و آل بیت و سانیدین باطله های آنرا تشکیل می دهند.

۴-۲-۶-۴- تنوریت CuO

کانی تنوریت از جمله کانی های پهنه اکسیدی است که در شرایط محیطی اکسیدان تشکیل می شود

و منشأ ثانویه دارند. تنوریت نسبت به کوپریت نادرتر است و از دیگر کانی‌های کانسار دیان می‌باشد که در مقاطع میکروسکوپی مشاهده نشده و توسط آنالیز (XRD) مشخص گردید (شکل ۴-۱۶).



شکل ۴-۱۶- نمودار پراش پرتو ایکس برای یک نمونه از سینه کار ۲. تنوریت و ملاکیت کانی مس، هماتیت کانی فرعی و کوارتز و آنورتیت باطله‌های آنرا تشکیل می‌دهند.

۴-۲-۵- کوپریت تلوریم

کانی‌های تلوریت ممکن است با توجه به فرمول و ساختار تقسیم شوند. بر اساس فرمول پنج گروه

کانی تلوریت وجود دارد (فورست و کیفه^۱، ۲۰۰۹): $A_2(XO_3)_3 \cdot xH_2O$, $A(XO_3) \cdot xH_2O$, $A(XO_3)$: $A(X_3O_8)$, $A_2(X_2O_5)$.

علاوه بر کانی‌های ذکر شده، گروهی دیگر نیز وجود دارند، که در فرمول و ساختار کانی‌شناسی، دارای آب و یا OH هستند (مورثا^۲، ۱۹۷۵).

گرامیت ($CuTeO_3 \cdot H_2O$) و تینیت ($CuTeO_3 \cdot 2H_2O$)، دو نمونه از تلوریت‌های مس‌دار هیدراته هستند و ساختمانی شبیه به زئولیت دارند (افنبرگر^۳، ۱۹۷۷).

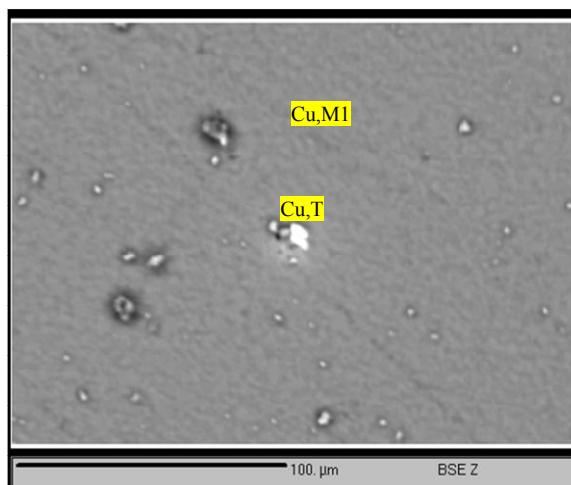
تلوریم، عنصر نسبتاً کمیابی است و از نظر شیمیایی جزء خانواده اکسیژن، گوگرد، سلنیم و پلونیوم محسوب می‌شود. تلوریم در حالت بلوری به رنگ سفید نقره‌ای و در حالت خالص خود دارای درخشش فلزی است. چون از نظر شیمیایی مانند سلنیم و گوگرد است، رسانایی این عنصر در صورت مواجهه با نور تاحدی افزایش می‌یابد. تلوریم را می‌توان به مس، طلا، نقره، قلع و فلزات دیگر اضافه کرد. در صورت سوختن در هوای عادی شعله‌هایی به رنگ آبی مایل به سبز ایجاد می‌کند که نتیجه آن تولید اکسید تلوریم است. به علت خاصیت الکترون‌گاتیوی طلا، این عنصر به سادگی جذب طلا می‌شود (ویلیامز و متر^۴، ۱۹۷۵). در بررسی کانی‌ها، با استفاده از دستگاه EPMA (الکترون مایکروپروب)، نمونه‌ای از کانی‌های تلوریت مس‌دار مشاهده شد که می‌تواند یکی از دو کانی گرامیت و تینیت باشد (شکل ۴-۱۷).

1 Forest & Keeffe

2 Moreau

3 Effenberger

4 Williams & Matter



شکل ۴-۱۷- تصویر ریز سنج الکترونی کانی کوپریت تلوریم (Cu,Te) در زمینه‌ای از کانی‌های مس‌دار (Cu,M1).

۴-۷-۲- کانی‌های فرعی کانسار دیان

کانی‌های فرعی کانسار شامل اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، مگنتیت تیتانیوم‌دار، ایلمنیت و لیمونیت) و الکتروم می‌باشند.

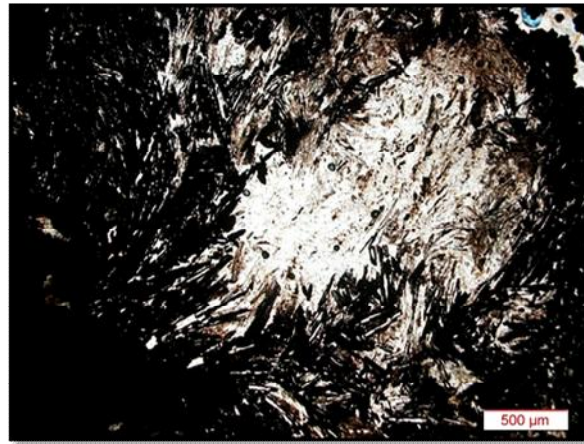
۴-۷-۱- اکسید و هیدروکسیدهای آهن

گلدشمیت (۱۹۸۵)، در رابطه با قابلیت پایداری یا انحلال آهن دو قاعده زیر را بیان کرده است: شرایط اکسیدان، ته‌نشست آهن را و شرایط احیایی انحلال آن را تسریع می‌کند. شرایط اسیدی، اغلب باعث انحلال آهن شده و شرایط قلیایی باعث ته‌نشست آن می‌شود. بنابراین EH و PH محیط، در پایداری و یا انحلال ترکیبات آهن، نقش به‌سزایی دارد. در اثر هوازدگی سنگ‌ها، آهن غالباً به صورت $\text{Fe}(\text{HCO}_3)$ و به مقدار کمتر به صورت FeSO_4 به شکل محلول درمی‌آید. افزایش PH محلول، شرایط اکسیداسیون و هیدرولیز باعث تشکیل کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن (III) می‌شود.

۴-۷-۲- هِمَاتِیت (Fe_2O_3):

کانی هِمَاتِیت، در مقاطع صیقلی به شکل سوزنی و با بافت تیغه‌ای (دسته جارویی) مشاهده می‌شود و

نسبت به سایر کانی‌های آهن‌دار، از فراوانی بیشتری برخوردار است (شکل ۴-۱۸).



شکل ۴-۱۸- تصویری از تیغه‌های کانی هماتیت در نمونه‌های سینه‌کار ۲ در مقاطع صیقلی.

۴-۷-۳- ایلمنیت (FeTiO_3)

خاستگاه تیتانیم به صورت ماگمایی، پلاسری، دگرگونی و ... است، ولی تیتانیوم نوع ماگمایی و پلاسری، مهم‌ترین کنسارهای اقتصادی تیتانیم را تشکیل می‌دهند (منصور قربانی، ۱۳۸۱). کانی ایلمنیت، یکی دیگر از کانی‌های آهن‌دار کنسار است که بصورت بی‌شکل در بین کانی‌ها قرار گرفته است و در ترکیب خود می‌تواند، علاوه بر Ti، دارای وانادیم، اسکاندیم، تانتالیم و نیوبیوم نیز باشد (شکل ۴-۱۹).

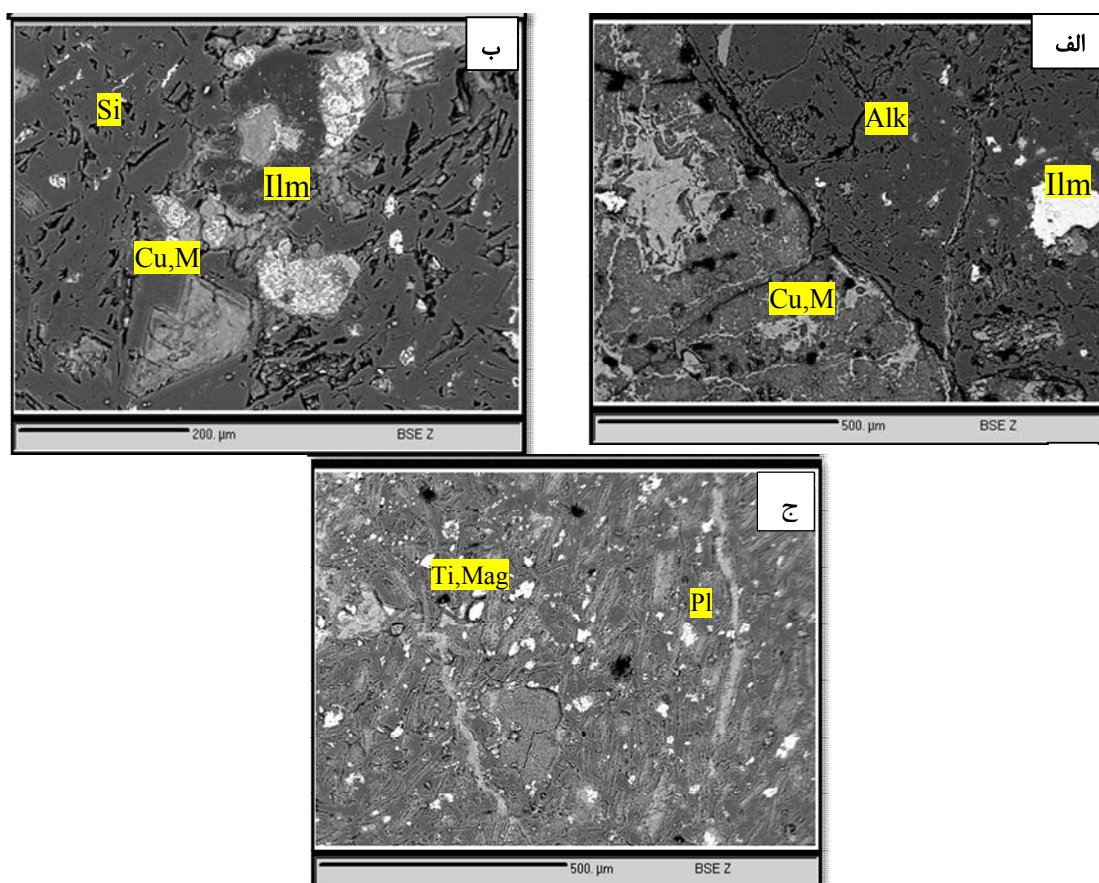
۴-۷-۴- تیتانومگنتیت $(\text{Fe}^{+3}, \text{Fe}^{+2}, \text{Ti}^{+4})_2(\text{Fe}^{+2}\text{O}_4)$

کانی تیتانومگنتیت، یکی دیگر از کانی‌های فرعی آهن‌دار کنسار می‌باشد که به همراه کانی‌های فلدسپاتی قرار گرفته است (شکل ۴-۱۹).

۴-۷-۵- لیمونیت $(\text{nH}_2\text{O}, \text{HFeO}_2)$

کانی‌های بسیاری در طبیعت وجود دارند که ترکیبی از گوتیت و هماتیت آبدار هستند و به عنوان کانی‌های لیمونیتی مورد استفاده قرار می‌گیرند. کنسارهای لیمونیت و گوتیت اغلب از اکسایش

کانی‌های آهن‌دار مانند سولفورها، کربنات‌ها، سیلیکات‌ها و هیدرولیز بعدی، محصولات اکسیده شده بوجود آمده‌اند (سعیدی و ستوده، ۱۳۸۹).

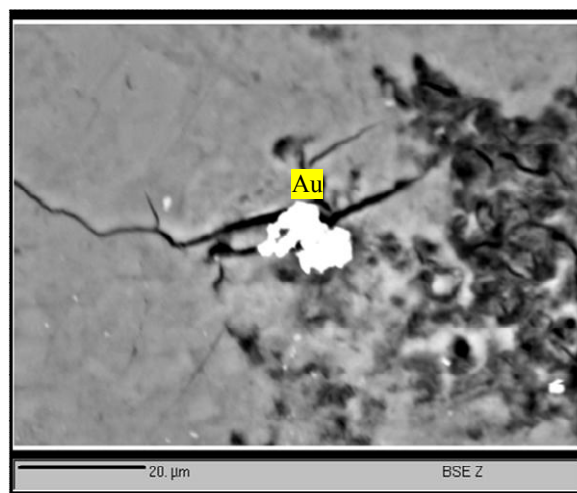


شکل ۴-۱۹-الف-تصاویر (BSE) از کانی ایلمنیت. الف: کانی ایلمنیت (Ilm) به همراه کانی‌های مس‌دار (Cu,M) و کانی آلکالی فلدسپات (Ald)، ب- کانی ایلمنیت (Ilm) به همراه کانی‌های مس‌دار (Cu,M) و کانی سیلیس (Si)، ج- تصویر (BSE) از کانی تیتانومگنتیت (TiMag) به همراه پلاژیوکلاز (Plg)

۴-۷-۶- الکتروم

کانی الکتروم با فرمول Au,Ag ، در کانسار دیان، بصورت ذرات بی‌شکل مشاهده شده است. اگر مقدار نقره در اختلاط کانی از ۱۵ درصد جرمی بیشتر شود، کانی الکتروم با رنگ زرد کم رنگ تا سفید که در حقیقت کانی حد واسط بین نقره و طلاست، بوجود می‌آید. گاهی مقدار نقره تا ۵۰٪ جرمی در

ساختمان الکتروم بالا می‌رود (شهاب‌پور، ۱۳۸۲)، (شکل ۴-۲۰). بیشتر ذخایر طلا، دارای منشاء آذرین بوده و یا اینکه از تمرکزهای سطحی، سرچشمه می‌گیرند و تعداد کمتری از ذخایر طلا بر اثر کنتاکت متاسوماتیسم به وجود می‌آیند. ذخایر رگه‌ای طلا اکثراً در اثر محلول‌های هیدروترمال حاصل می‌شوند. طلا در توده‌های معدنی از منشاء گرمابی، همراه پیریت، کوارتز و یا همراه رودوکروزیت تشکیل می‌شود.



شکل ۴-۲۰- تصویر (BSE) از یک نمونه کانی بی شکل الکتروم در کانسار دیان.

۴-۸- کانی‌های باطله کانسار دیان

۴-۸-۱- کوارتز

کوارتز یکی از مهم‌ترین کانی‌های باطله کانسار می‌باشد که هم در مقاطع میکروسکوپی (شکل ۳-۵) و هم در نمونه‌دستی (شکل ۴-۲۱)، بصورت رگه- رگچه و پرکننده فضای خالی، شکستگی‌ها و حفرات را پر کرده است. همچنین در مقاطع میکروسکوپی، رگه‌های سیلیسی به همراه کانی مالاکیت مشاهده می‌شوند (شکل ۴-۶-ب). در برخی از سنگ‌ها، ساخت‌های بادامکی توسط رگه‌های سیلیسی پر شده است (شکل ۳-۹).



شکل ۴-۲۱- تصویر از رگه کوارتزی (آمیتیست) در نمونه دستی.

۴-۸-۲- کلسیت

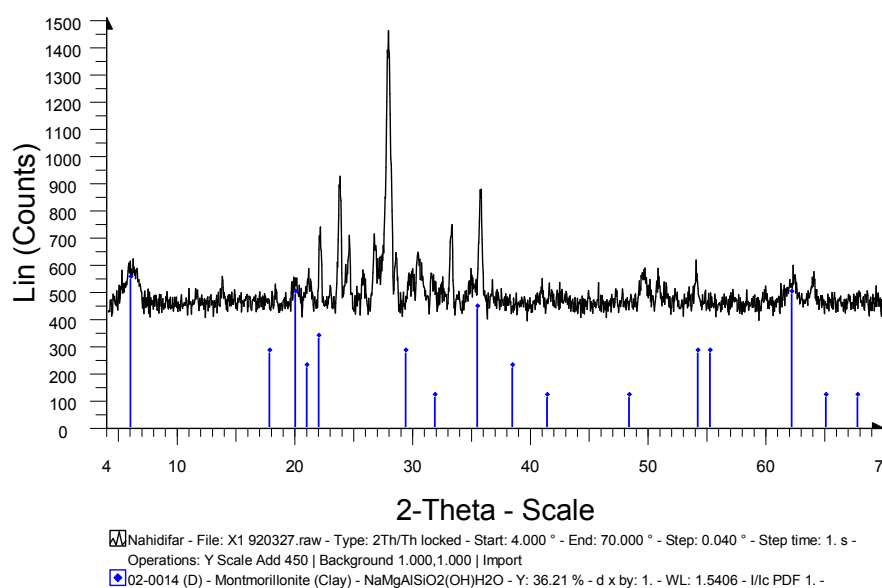
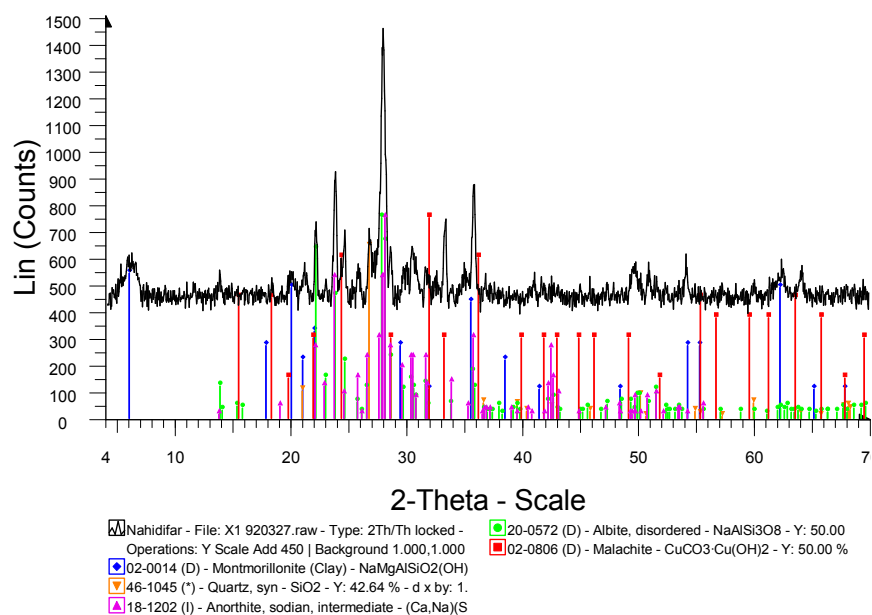
کلسیت، یکی دیگر از کانی‌های مهم باطله و به وفور بصورت رگه‌ای و شکافه‌پرکن در مقاطع (شکل ۳-۹-ب) و در نمونه دستی (شکل ۴-۲۲) مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۲۲- تصویر از حفره‌های پر شده توسط کلسیت در نمونه دستی.

۴-۸-۳- کانی‌های رسی

کانی مونتموریلونیت، کانی شناسایی شده توسط آنالیز XRD و به همراه کانی‌های مالاکیت، آلبیت، آنورتیت و کوارتز می‌باشد که می‌تواند از دگرسانی کانی آلبیت تشکیل شده باشد (کریم‌پور، ۱۳۷۸)، (شکل ۴-۲۳).



شکل ۴-۲۳- نمودار پراش پرتو ایکس برای یک نمونه از سینه کار دیان. مالاکیست کانی مس و مونت‌موریلونیت، کوارتز، آنورتیت و آل‌بیت باطله‌های آنرا تشکیل می‌دهند.

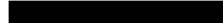
۹-۴- توالی پاراژنتیکی کانی‌ها

همان‌طور که شرح داده شد، بر اساس مطالعات انجام شده مطالعات صحرایی، آزمایشگاهی، تجزیه توسط دستگاه الکترون مایکروپروب و پراش پرتو ایکس، نوع کانی‌ها و مراحل کانه زایی تشخیص و در جدول توالی ۱-۴ درج گردید که خلاصه آن به شرح زیر می‌باشد.

مرحله هیپوژن: طبق مشاهدات میکروسکوپی، کانی پیریت، بصورت پراکنده، با فراوانی بسیار کم و دانه ریز و کانی کالکوسیت، بصورت توده‌ای و بی‌شکل، کانی‌های سولفیدی مشاهده شده در این پهنه می‌باشند.

مرحله سوپرژن: می‌توان گفت در کانسار دیان، محلول هیدروترمال با قرارگیری در شرایط احیایی، بصورت موضعی، باعث ایجاد کانی‌های سولفیدی دما پایین مانند کوولیت شده است که این کانی‌ها بصورت بافت جانشینی در کانسنگ مشاهده می‌شوند و از آنجا که به شرایط سطحی نزدیک است با قرارگیری یون‌های مس و ترکیب با اکسیدها، کربنات‌ها و سیلیکات‌ها، انواع کانی‌های مس‌دار در محیط اکسیدان تشکیل شده است که کانی‌های مالاکیت، بخش اعظم کانی‌های مس تشکیل شده در این پهنه می‌باشند.

جدول ۱-۴ - توالی پاراژنتیکی کانسار مس دیان.

Stage	Hypogene	Supergene	
		Reduction	Oxidation
Minerals			
Pyrite			
Chalcocite			
Covelite			
Cuprite			
Tenorite			
Cuprite Tellurium			
Ilmenite			
Hematite			
Malachite			
Chrysocolla			
Electrum			
Titano Magnetite			
Calcite			
Quartz			
Clay minerals			

۴-۱۰- دگرسانی

واکنش بین سیالات و سنگ‌های دیواره تا زمان به تعادل رسیدن آنها با یکدیگر ادامه می‌یابد و نتیجه این واکنش بوجود آمدن غشائی دگرسان در سنگ‌های دربرگیرنده توده معدنی است. انواع دگرسانی‌های مشاهده شده در منطقه به علت دمای پایین محلول دگرسان شده، دگرسانی‌های آرژیلیک متوسط، پروپیلیتیک، سیلیسی و کربناتی می‌باشند (شهاب‌پور، ۱۳۸۰).

به علت دگرسانی شدید در منطقه، برش و مقطع‌گیری در نمونه‌ها امکان پذیر نبوده و جهت تعیین انواع دگرسانی، از مطالعات صحرایی و آنالیز XRD استفاده شده (جدول ۴-۲) که در ادامه به شرح آنها می‌پردازیم.

۴-۱۰-۱- دگرسانی آرژیلیک متوسط

فراوان‌ترین نوع دگرسانی مشاهده شده در کانسار دیان، بخصوص در محدوده سینه‌کار ۱، دگرسانی آرژیلیک متوسط می‌باشد که در شرایط اسیدی و با حضور آب فراوان، در محیط تشکیل می‌شود (تیتلی و بیئن^۱، ۱۹۸۱). کانی‌های مهم پهنه آرژیلیک متوسط عبارتند از: دیکیت، کائولینیت، هالوزیت، آلفان، مونت‌موریلونیت و مقدار جزئی سریسیت می‌باشند (شوارتز^۲، ۱۹۵۶). در دگرسانی آرژیلیکی، کانی‌های سیلیکاتی آلومینیوم‌دار در محیط اسیدی هیدرولیز و کانی‌های رسی (در سنگ‌های مورد مطالعه اغلب مونت‌موریلونیت) را تشکیل می‌دهند (کاکس^۳ و همکاران، ۱۹۷۹). پلاژیوکلاز به طور کامل و پتاسیم فلدسپات به مقدار جزئی آتره می‌شود. دگرسانی آرژیلیک متوسط مخصوص کانسارهای رگه‌ای است و در ذخایر رگه‌ای بین رگه و پهنه سریسیتی واقع می‌شود (کریم‌پور، ۱۳۸۹)، (شکل ۴-۲۴).

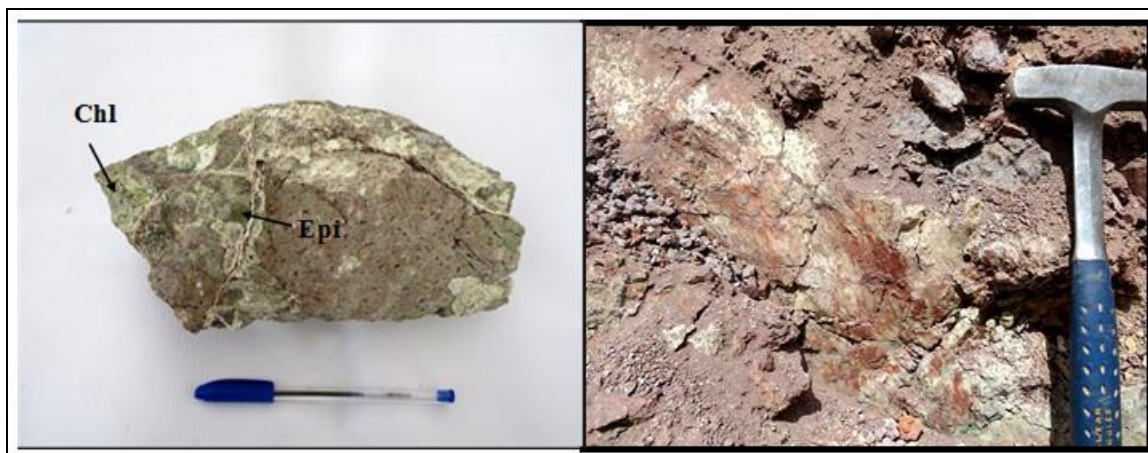
1 Titlly & Bien

2 Schwartz

3 Cox

۴-۱۰-۲- دگرسانی پروپیلیتیک

این نوع دگرسانی، با گسترش غیر واضح، در سنگ‌های آندزیت و تراکی- آندزیت، در اطراف رگه‌های موجود در محدوده سینه کار ۲، مشاهده می‌شوند که تحت تأثیر محلول‌های غنی از Ca ، Mg ، Fe و Al و با PH خنثی- قلیایی و نسبت سیال به سنگ، رخ داده است (بارنز، ۱۹۹۷)، (شکل ۴-۲۴). آلتراسیون ابتدا از کانی‌های فرو منیزیمی نظیر پیروکسین‌ها و بیوتیت شروع شده و سپس پلاژیوکلازها و به ندرت کانی‌های پتاسیم‌فلدسپات دگرسان می‌شوند. در شکل ۴-۲۴، رگه- رگچه‌های کربناتی- کلریتی- اپیدوتی، در نمونه‌ای از سنگ‌ها محدوده معدنی سینه کار ۲ مشاهده می‌شوند.

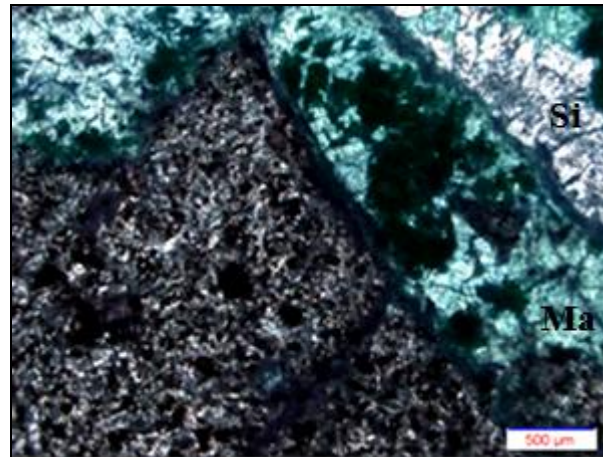


شکل ۴-۲۴- الف- تصویری از دگرسانی آرژیلیکی در قسمت آئینه گسل سینه کار ۱. ب- تصویری از دگرسانی پروپیلیتیک و کانی‌های کلریت (Chc) و اپیدوت (Epi) و رگه‌های سفیدرنگ کلسیت مشاهده می‌شود.

۴-۱۰-۳- دگرسانی سیلیسی

از دیگر انواع دگرسانی‌های شدید و قابل رؤیت، دگرسانی سیلیسی است که به صورت رگه‌ای و پراکنده مشاهده می‌شوند (شکل ۴-۲۵). افزایش مقدار درصد کوارتز و یا اکسیدهای سیلیس (چرت، اوپال و کلسدون) را در سنگ، اصطلاحاً سیلیسی شدن می‌گویند. سیلیسی شدن از دو راه صورت می‌گیرد: (۱) اضافه شدن SiO_2 به سنگ توسط محلول‌های ماگمایی یا گرمابی، (۲) بالا رفتن مقدار سیلیس به دلیل انحلال مواد دیگر سنگ. از عوامل مهم و مؤثر در ته‌نشینی سیلیس، کاهش فشار، حرارت و PH

محلول می‌باشند (کریم‌پور، ۱۳۸۹). با توجه به فصل ۳، وجود رگه‌های سیلیسی بصورت رگه- رگچه در برخی مقاطع کاملاً گویای این دگرسانی در منطقه می‌باشد و در آنالیز XRD از برخی نمونه‌ها، کانی‌های کوارتز و کریستوبالیت مشخص شده است.



شکل ۴-۲۵- تصویری از دگرسانی سیلیسی در کانسنگ دیان.

جدول ۴-۲- تعدادی از نمونه‌های بررسی شده جهت تعیین نوع دگرسانی توسط آنالیز XRD

موقعیت نمونه	شماره نمونه	کانی‌های شناسایی شده	نوع دگرسانی
سینه کار دیان	DG0	آنورتوکلاز- هماتیت- کلسیت- کریستوبالیت- دولومیت	کربناتی - سیلیسی
سینه کار دیان	DG1	کریستوبالیت- آلبیت- مونتموریلونیت	سیلیسی- آرژیلیک
سینه کار دیان	DGX1	مونتموریلونیت- کوآتز- آنورتیت- سانیدین	سیلیسی- آرژیلیک
سینه کار دیان	DG10	کریستوبالیت- مونتموریلونیت- آنورتیت- هماتیت	سیلیسی- آرژیلیک
سینه کار ۲	BG4	کلسیت- آلبیت - سانیدین	کربناتی
سینه کار ۲	BG5	آنورتیت- هماتیت- آلبیت- مونتموریلونیت- کلسیت	آرژیلیک - هماتی
سینه کار ۲	BG6	مونتموریلونیت- کوآتز- آلبیت	سیلیسی- آرژیلیک
سینه کار ۱	CG1	آلبیت -هماتیت	هماتیتی

فصل پنجم:

ژئوسمپ

۵-۱- مقدمه

بنا بر گفته رولینسون^۱ (۱۹۹۳)، ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ‌های منشأ، کنترلی اساسی بر شیمی سنگ‌های آذرین دارد. ترکیب عناصر اصلی و جزئی یک مذاب، توسط فرایند ذوب و مقدار ذوب بخشی تغییر می‌کند. اگرچه ترکیب مذاب می‌تواند تا حد زیادی در طی مسیر خود تا رسیدن به سطح زمین، متحول شود اما ترکیب خود منشأ، تابعی از فرایندهای آمیختگی در ناحیه منشأ می‌باشد. در ادامه به این موضوع اشاره می‌کند که بیشتر ماگماها، پیش از جایگیری در سطح یا نزدیک به آن، در یک مخزن ماگمایی، آلایش می‌یابند و فرایندهای مخزن ماگمایی، اغلب، ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه را که بر اثر ذوب بخشی منشأ، تبلور بخشی، اختلاط ماگمایی، آلودگی تغییر می‌یابد. در مطالعات ژئوشیمیایی چگونگی پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی، ارتباط و همبستگی این عناصر با یکدیگر، مد نظر می‌باشد که با این روابط می‌توان تا حدودی به محیط و فرایندهای مؤثر در تشکیل کانسارها پی برد. بنابراین این نوع مطالعات ژئوشیمیایی ابزاری قدرتمند در اکتشاف کانسارها می‌باشند.

از آنجا که می‌توان با توجه به رفتار ژئوشیمیایی عناصر به نوع کانی‌ها و چگونگی تشکیل آنها و شرایط تشکیل ماده معدنی پی برد، به بررسی ژئوشیمیایی داده‌های حاصل از آنالیز نمونه‌های منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم.

۵-۲- خصوصیات مس

۵-۲-۱- خصوصیات فیزیکی

مس یک عنصر فلزی با قابلیت انعطاف (چکش‌خواری)، شکل‌پذیر، به رنگ قهوه‌ای متمایل به قرمز،

1 Rollinson

دارای جلای فلزی، مقاوم در برابر خوردگی و دیامغناطیس است. مس تنها فلزی است که به صورت خالص، به مقدار زیاد در توده‌های بزرگ یافت می‌شود و رسانای الکتریکی و حرارتی خوبی می‌باشد (مورتیمر^۱، ۱۹۸۶؛ میتز^۲، ۲۰۱۰). مهم‌ترین خصوصیات فیزیکی مس در جدول ۱-۵، نشان داده شده‌است.

جدول ۱-۵- خصوصیات فیزیکی مس (مورتیمر، ۱۹۸۶).

وزن مخصوص در ۲۰°C (g/cm ³)	۸/۹۴ * ۱۰ ^۳ Kg/m ³
نقطه ذوب (°C)	۱۰۸۴°C
نقطه جوش (°C)	۲۵۶۷°C
گرمای نهان ذوب (cal/g)	۴۲
گرمای ویژه در ۲۵ درجه سلسیوس (J/g)	۰/۳۸۵
سختی موس	۳

۵-۲-۲- خصوصیات شیمیایی مس

مس از فلزات پایه غیر آهنی و کالکوفیل است که در ردیف اول فلزات واسطه، در کنار عناصر Mn, Cr, V, Ti, Sc, Zn, Ni, Co, و در گروه یازدهم به همراه Au و Ag در جدول تناوبی قرار دارد که دارای عدد اتمی ۲۹، جرم اتمی ۶۳، حالات اکسیداسیونی (۱+ و ۲+) و ایزوتوپ‌های ^{۶۳}Cu و ^{۶۵}Cu که فراوانی آنها به ترتیب ۶۹/۱۷٪ و ۳۰/۸۳٪ است، می‌باشند. باوجود شباهت در ساختار الکترونی، شباهتهایی نیز در بین شیمی این سه عنصر در گروه یازدهم بخصوص بین ترکیباتی از ^{۲+}Cu و ^{۳+} که ایزومورفند، وجود دارد (کتون و ویلکینسون^۳، ۱۹۷۲).

مس تحت شرایط اکسیداسیون و اسیدی (بویژه ۶ - PH=۵) حرکت می‌کند که در این شرایط، یون

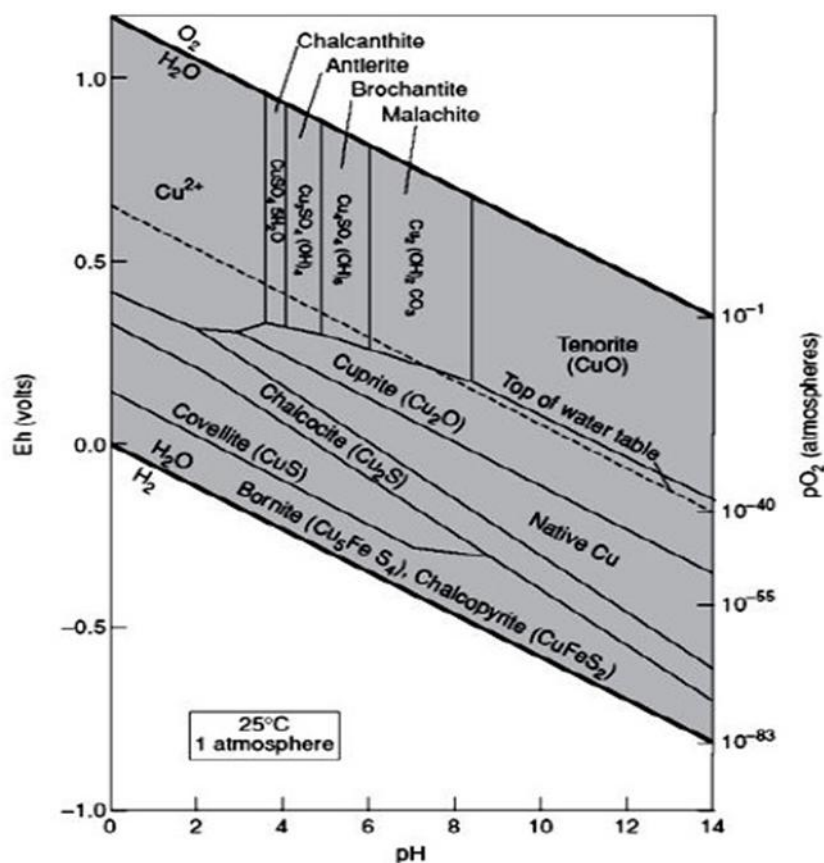
1 Mortimer

2 Mathur

3 Cotton & Wilkinson

Cu^{2+} غالب تر است. مس اغلب به همراه عناصر Ag و Pb می باشد اما از آنجا که محلول تر است بیشتر به پایین دست حمل می شود (لوترماسر^۱ و همکاران، ۱۹۹۹؛ هیمن^۲، ۱۹۸۹).

بنا بر گفته مینارد^۳ (۱۹۸۳)، تغییرات Eh و Ph و کمپلکس های کلریدی، رفتار مس را در دماهای پایین کنترل می کنند. در شرایط اکسیداسیون و Ph متوسط تا پایین بصورت محلول و در شرایط احیایی بصورت سولفید یا مس طبیعی ته نشین می شوند، از این رو مس تمایل دارد از نواحی اکسیداسیون مهاجرت کرده و در نواحی احیایی متمرکز شود (شکل ۵-۱).



شکل ۵-۱- نمودار پایداری برخی ترکیبات مس در سیستم Cu-H₂O-O₂-S-CO₂ در ۲۵ °C و ۱ اتمسفر فشار (رواب^۴، ۲۰۰۹)

1 Lottermoser

2 Heimann

3 Maynard

4 Robb

غلظت مس محلول در آب در پهنه اکسیدان تابع PH است. هر قدر PH آب کمتر باشد به همان مقدار، غلظت مس در آب زیادتر خواهد بود. مس از پهنه اکسیدان توسط آب‌های فرورو حمل و در زیر سطح آب‌های زیرزمینی به دلیل کاهش Eh به صورت مس خالص و سولفید برجای گذاشته می‌شود. پهنه احیایی به دلیل افزایش عیار اولیه به پهنه غنی شده نیز معروف است. وی در مورد غنی‌شدگی مس این گونه بیان می‌کند که پهنه‌های غنی‌شده، یک پهنه عمودی از خود نشان می‌دهند و شامل دو پهنه اصلی می‌باشند:

۱. پهنه اکسیداسیون فوقانی.

۲. پهنه غنی‌شدگی.

عنصر مس در حالت یک ظرفیتی به عناصر قیمتی مانند طلا و نقره و در حالت دو ظرفیتی به دیگر سری‌های اول عناصر واسطه (Fe, Co, Ni) شباهت دارد. از آنجا که مس یک عنصر کالکوفیل است و به‌ندرت تولید کانی سیلیکاتی می‌نماید، حالت Cu^{2+} یکی از مهم‌ترین حالت‌های مس در محلول‌های آبی می‌باشد. با این حال دگرسانی سولفیدهای اولیه سبب بوجود آمدن کانی‌های ثانویه‌ای نظیر اکسیدها، هیدروکسی-کربنات‌ها، هیدروکسی-سیلیکات‌ها و سولفیدهای ثانویه می‌شود (واگان^۱، ۱۹۷۶؛ گارلز و کریست^۲؛ ۱۹۶۵).

در پهنه اکسیداسیون فوقانی مقادیر بالای گوتیت و کانی‌های مس اکسیدی مانند مالاکیت و تنوریت و یا کلریدها (آتاکامیت) البته تحت شرایط آب و هوایی بسیار خشک تشکیل می‌شوند. مس در طول دگرگونی درجه پایین و متاسوماتیزم، می‌تواند توزیع شود (سنیور و لیک^۳، ۱۹۷۸)، اما بیشترین تحرک در دگرگونی درجه بالاست (نیکولت و بولولونا^۴، ۱۹۸۰)، همچنین، معمولاً با دیگر عناصر

1 Vaaghan

2 Garrels & Christ

3 Senior & Leake

4 Nicollet & Bololona

کالکوفیلی، در کانی‌های سولفیدی در طی کانه‌زایی هیدروترمال، شدیداً متمرکز می‌شود.

در پهنه غنی‌شدگی مس، مهم‌ترین کانی گزارش شده، کالکوسیت می‌باشد (تیتلی و هیکس^۱، ۱۹۶۶). همچنین مقداری کوولیت در بالای کالکوسیت و در مرز بین شرایط اکسیداسیون و احیا یافت می‌شود (پترسون^۲، ۱۹۵۴).

میانگین عنصر مس در پوسته زمین ppm ۵۵ است که این عنصر با سایر عناصر ترکیب و ۱۵۰ نوع کانی مس‌دار را بوجود می‌آورد که تنها تعدادی از آنها اقتصادی می‌باشند و مهم‌ترین کانی آن، کالکوپیریت (CuFeS_2) می‌باشد.

بنابراین، کانی‌های مس‌دار را به سه گروه می‌توان تقسیم کرد: گروه اول، گروه کانی‌های اولیه یا هیپوژن که مربوط به فرایندهای هیدروترمال می‌شوند و شامل بورنیت، کالکوپیریت و انارژیت می‌شود، گروه دوم، اکسیدهای مس که بر اثر هوازدگی سولفیدهای مس شکل می‌گیرند و شامل کوپریت، مالاکیت، کریزوکولا و کوولیت است و گروه سوم، سولفیدها که شامل کالکوسیت و کوولیت می‌باشند. این عنصر بطور گسترده در میکا (بیوتیت)، پیروکسن و آمفیبول پراکنده می‌شود، بنابراین نسبت به سنگ‌های فلسیک، وابستگی بیشتری به سنگ‌های آذرین مافیک دارد.

۵-۳- روش کار

پس از بازدیدهای صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، به منظور بررسی ژئوشیمیایی، نمونه‌برداری از سنگ‌های محدوده سینه‌کار ۱، سینه‌کار ۲ و دیان صورت گرفت و تعداد ۱۴ نمونه برای آنالیز XRF انتخاب و در آزمایشگاه دانشگاه دامغان آنالیز گردید. همچنین تعداد ۴ نمونه برای آنالیز ICP-MS به

1 Titley & Hicks

2 Peterson

شرکت زرآزما، ۶ نمونه برای آنالیز دستگاهی ICP-AES و طیف سنجی جذب اتمی (AAS)، به شرکت تحقیقاتی و فرآوری ایران ارسال گردید و نتایج حاصل بوسیله نرم افزارهای Excel، SPSS، Iqpet، GCDKit، پردازش و مورد تحلیل قرار گرفت. با توجه به آنالیزهای ذکر شده، عناصر اصلی و فرعی سنگ میزبان مشخص و نتایج آنها در جداول جدول ۵-۲ تا جدول ۵-۴ آورده شده است. لازم به ذکر است که نتایج حاصل از اکسید عناصر اصلی بصورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بصورت قسمت در میلیون (ppm)، به نمایش در آمده است. همچنین تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) و به صد رساندن عناصر اصلی و تصحیحات مربوط به نسبت Fe_2O_3/FeO صورت گرفته است.

۵-۴- ژئوشیمی سنگ میزبان

استفاده از آنالیزهای شیمیایی، جهت تعیین نامگذاری و خصوصیات شیمیایی سنگ میزبان صورت گرفت اما به علت دگرسانی شدید اغلب سنگ‌ها، در نمودارهای رسم شده، تمرکز مشخصی در محدوده سنگ‌ها نشان داده نشد، بنابراین برای نامگذاری سنگ‌ها تنها از نمودار TAS استفاده شد، همچنین آنالیز عناصر نادر خاکی صورت گرفته فاقد عنصر Zr بوده که تشخیص دقیق سنگ‌ها با توجه به عدم حضور این عنصر، با استفاده از نمودارهای مربوطه امکانپذیر نبوده است. نتایج آنالیزهای انجام شده به شرح زیر می‌باشد:

جدول ۵-۲- نتایج آنالیز XRF و نمایش اکسیدهای عناصر اصلی به درصد در سنگ‌های منطقه دیان.

	TSH	DG10	DG1	CUP2	CGM	CBW2	BG5	BG2	BCI2
SiO ₂	58.85	50.13	57.97	58.98	51.86	60.09	50.75	48.74	65.60
CaO	14.14	5.89	4.85	11.87	8.36	6.11	11.09	11.73	5.33
Al ₂ O ₃	8.33	15.39	19.15	12.63	17.28	8.93	19.07	17.61	8.24
K ₂ O	5.51	1.83	6.53	2.20	1.66	2.37	2.93	3.20	1.97
Fe ₂ O ₃	5.42	8.11	5.32	8.37	7.71	10.32	9.63	7.31	8.54
Na ₂ O	3.65	2.46	3.52	2.08	3.40	2.26	2.39	2.34	2.55
MgO	1.99	2.39	1.02	1.10	7.27	2.47	1.60	1.01	2

TiO₂	0.6	1.29	0.78	1.14	1.35	1.38	1.35	1.37	1.09
P₂O₅	0.40	0.50	0.31	0.45	0.69	0.75	0.56	0.44	0.88
MnO	0.15	0.05	0.05	0.38	0.1	0.1	0.1	0.15	0
LOI	8.24	8.04	10.59	1.98	7.25	12	9.35	9.67	3.45

جدول ۵-۳- نتایج آنالیز ICP-MS سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بر حسب ppm.

	X1	CG1	BG2	X2	DGX2	BG8	BG9	DG2
Ag	0.8	9.7	2.3	131	10	55	7	2
As	28.3	2115.4	56.9	22	38	831	2206	22
Al	77957	53009	83672					
Ba	460	205	378					
Be	1.4	3.2	1.6					
Bi	0.4	0.5	0.4	<10	<10	<10	<10	<10
Ca	32834	11261	59606					
Cd	0.67	13.2	0.79					
Ce	51	44	49	21	39	34	30	51
Co	16.9	12.7	11	7	25	10	21	22
Cr	257	253	261	21	100	79	211	39
Cs	8.4	5.4	8.8					
Cu	29664	5582	23156	344824	108709	163108	60307	23402
Dy	5.21	4.3	4.43					
Er	2.78	2.18	2.31					
Eu	1.48	1.19	1.34					
Fe	50588	116054	40581	25700	25100	65400	80600	27300
Gd	5.28	4.41	4.51					
Hf	1.87	1.18	1.76					
In	0.17	0.15	0.15					
K	19993	18532	20805	2900	17200	14500	7100	41100
La	21	21	9	5	20	17	19	30
Li	10	20	9	<10	<10	<10	<10	<10
Lu	0.24	0.19	0.2					
Mg	5060	1959	3682	2000	14500	5400	4500	12300
Mn	475	111	915	45	582	110	2117	421
Mo	1.68	13.5	2.21	74	3	6	5	1
Na	19523	11022	21611	2100	15600	10500	5900	28000
Nb	14.5	11.6	14.1					
Nd	18.1	16.8	16.9					
Ni	51	32	49	62	66	30	44	19
P	2226	1639	2017	5400	2400	3300	1400	1200
Pr	3.91	3.78	3.83					
Rb	45	35	49					
Pb	28	101	30	71	104	58	70	23
S	369	635	434	51000	1200	1800	1700	500

Sb	2.6	13.7	1.3	13	< 10	13	10	< 10
Sc	17.8	7.6	11.1	11	14	24	20	9
Se	< 0.5	3.32	< 0.5					
Sn	2.3	2.2	2.3					
Sm	3.78	3.19	3.36					
Sr	619.1	355.8	535.5	11647	923	415	315	1025
Ta	4.73	3.89	4.49					
Tb	0.68	0.58	0.57					
Te	< 0.1	< 0.1	< 0.1					
Th	2.72	1.95	2.57					
Tm	0.32	0.23	0.25					
Tl	0.26	0.84	0.34					
Ti	7681	5942	7702	700	3600	2900	1600	3100
Ti/1000	7.7	6	7.7	0.7	3.6	2.9	1.6	3.1
U	11.8	14.1	4					
V	199	542	204	53	167	350	227	129
W	3.1	3.7	3					
Y	15.8	13.9	13.6	5	12	10	12	10
Yb	1.7	1.3	1.4					
Zn	39	32	28	1596	458	652	251	282
Th/Yb	0.2	0.18	0.26			1.6	1.5	1.8
Ta/Yb	0.44	0.47	0.5			2.9	3	3.2

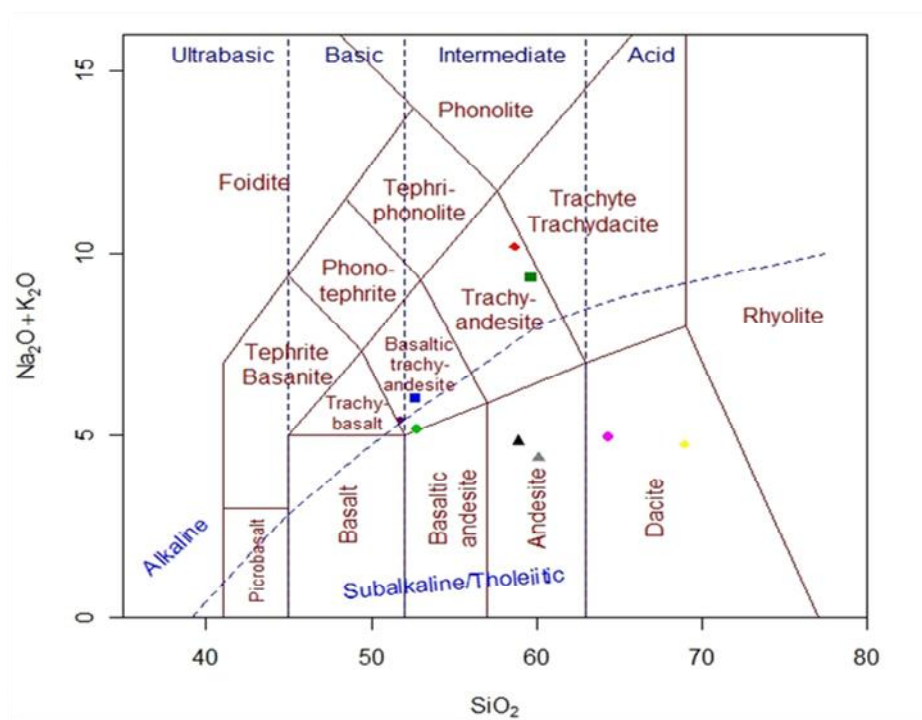
جدول ۵-۴- نتایج آنالیز نمونه ها برای عناصر نادر خاکی به روش ICP-MS بر حسب ppm.

	X1	CG1	BG2	X2	DGX2	BG8	BG9	DG2
Pr	3.91	3.78	3.83	3.50	3.61	3.45	3.57	3.71
Nd	18.1	16.8	16.9	17.6	16.5	16.8	16.4	16.5
Sm	3.78	3.19	3.36	3.61	3.45	3.57	3.49	3.22
Eu	1.48	1.19	1.34	1.16	1.22	1.41	1.38	1.28
Gd	5.28	4.41	4.51	5.15	4.62	4.41	4.58	4.40
Tb	0.68	0.58	0.57	0.65	0.55	0.5	0.58	0.56
Dy	5.21	4.3	4.43	4.1	4.5	4.7	4.25	4.71
Er	2.78	2.18	2.31	2.1	2	2.47	2.36	2.53
Tm	0.32	0.23	0.25	0.3	0.21	0.27	0.24	0.19
Yb	1.7	1.3	1.4	1.5	1	0.7	1.4	1.2
Lu	0.24	0.19	0.2	0.21	0.17	0.14	0.18	0.17

۵-۴-۱- نامگذاری و طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه دیان

سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه شامل گدازه‌های آندزیتی، تراکیتی و تراکی-آندزیتی، داسیت و

توف می‌باشند. برای نامگذاری سنگ‌های منطقه از نمودار TAS، لی‌بس^۱ و همکاران، (۱۹۸۶) استفاده شده است. براساس این نمودار، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، در محدودهٔ بازالت - تراکی‌آندزیت، تراکی - آندزیت، آندزیت و داسیت قرار می‌گیرند و از نوع آکالن تا کالک‌آکالن می‌باشند و اغلب در محدوده سنگ‌های حدواسط تا اسیدی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲).



شکل ۵-۲- نامگذاری سنگ‌های آذرین دیان (Le bas et al, 1986).

۵-۴-۲- محیط تکتونوماگمایی

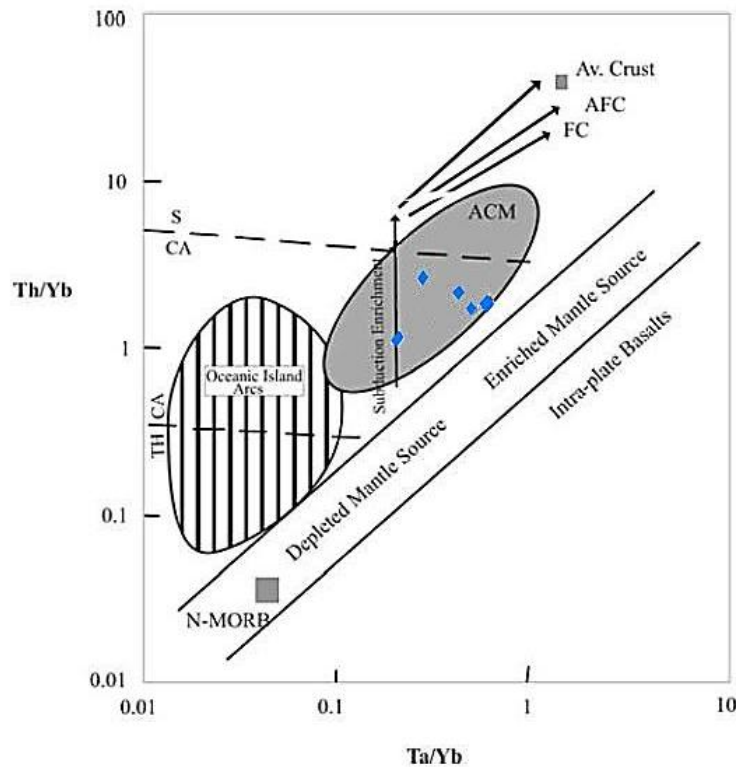
برای تعیین محیط تکتونوماگمایی نمونه‌های سنگی برداشت شده، از نمودارهای پیرس^۲ (۱۹۸۳)، مولن^۳ (۱۹۸۳)، پیرس و همکاران (۱۹۷۷) و برای تفکیک نوع بازالت‌ها، از نمودار شروایس^۴ (۱۹۸۲) استفاده شد.

1 Le bas
2 Pearce
3 Mullen
4 Shervais

۵-۴-۱- نمودار Ta-Th-Yb (پیرس، ۱۹۸۳؛ ویلسون^۱، ۱۹۸۹)

در این نمودار، با استفاده از روند غنی‌شدگی نسبت‌های Ta/Yb و Th/Yb می‌توان به محیط تکتونیکی حاکم در منطقه پی برد. نسبت Th/Yb و Ta/Yb عموماً مستقل از تبلور بخشی و یا ذوب بخشی (همراه با پیروکسن و پلاژیوکلاز به عنوان فازهای بلوری غالب یا باقی مانده) عمل می‌کنند، بنابراین تغییرات منشأ و آلودگی آن‌را به خوبی نشان می‌دهد (آلدانماز^۲ و همکاران ۲۰۰۰). در این شکل خطوط منقطع محدوده سنگ‌های شوشونیتی (S)، کالک‌آلکان (CA) و تولئیتی (TH) را از هم جدا می‌کنند. قلمرو سنگ‌های جزایر قوسی اقیانوسی و حاشیه فعال قاره (ACM) در روی نمودار مشخص شده است. نوار باریک، محدوده ترکیبات مختلف گوشته را نشان می‌دهد و پیکان‌ها به ترتیب از پایین به بالا معرف روند غنی‌شدگی گدازه‌های مناطق فرورانش (Subduction Enrichment)، روند تغییر ترکیب گدازه‌ها تحت تأثیر فرآیندهای اختلاط ماگمایی و تفریق (FC)، روند تغییر ترکیب گدازه‌ها تحت تأثیر فرآیندهای اختلاط ماگمایی، تفریق و آلودگی (AFC) می‌باشد. چنانچه مشاهده می‌شود نسبت Ta/Yb در سنگ‌های مذکور تقریباً ثابت (۰/۴ تا ۰/۸) است در حالی که نسبت Th/Yb آن‌ها بین ۱ تا ۲/۴ تغییر می‌کند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های آتشفشانی دیان از لحاظ ژئوشیمیایی به سنگ‌های سری کالک‌آلکان محیط‌های فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای (مولر و همکاران^۳، ۱۹۹۲) و سنگ‌های مربوط به قوس ولکانیکی در نمودارهای پیرس ۱۹۸۹ شباهت دارند. فرآیندهای مربوط به غنی‌شدگی داخل صفحه‌ای همراه با غنی‌شدگی مساوی از Th و Ta هستند، در حالی که فرآیندهای فرورانشی بیشتر، دارای Th می‌باشند و کمتر Ta دارند (ساکانی^۴ و همکاران، ۲۰۰۸) به‌طور کلی، سنگ‌های مورد مطالعه روندی بین روند ناشی از نقش عوامل فرورانشی و روند ناشی از نقش آلودگی پوسته‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۵-۳).

1 Willson
2 Aldanmaz
3 Muller
4 Saccani



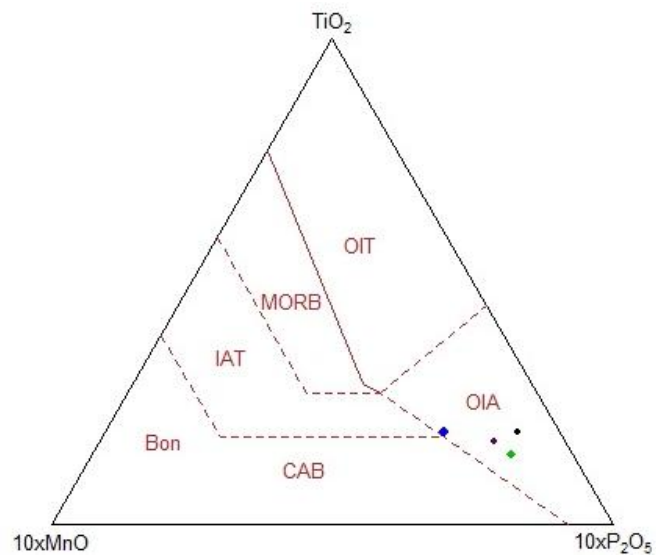
شکل ۳-۵- سنگ‌های کانسار دیان در نمودار Ta- Th- Yb (Pearce, 1983)

۵-۴-۲- نمودار P_2O_5 - TiO_2 - MnO (مولن، ۱۹۸۳)

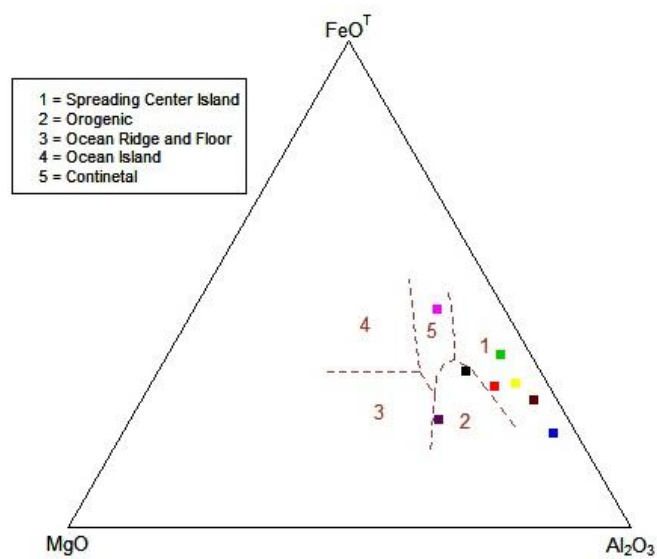
در این نمودار سه اکسید P_2O_5 - TiO_2 - MnO مؤلفه‌های اصلی می‌باشند. بر طبق این نمودار، نمونه‌های برداشت شده در محیط تکتونیکی Oceanic Island Arc (OIA) یا بازالت آلکالن جزایر قوسی که حاصل فرورانش و ذوب پوسته اقیانوسی می‌باشد، قرار می‌گیرند (شکل ۴-۵).

۵-۴-۳- نمودار MgO - Al_2O_3 - FeO^T (پیرس و همکاران، ۱۹۷۷)

این نمودار، که از اکسیدهای عناصر اصلی FeO - Al_2O_3 - MgO تشکیل شده است، نشان می‌دهد که اغلب سنگ‌های مورد بررسی در پهنه جزایر مرکز گسترش و جزایر کمانی و حاشیه قاره‌ای فعال قرار دارند (شکل ۵-۵).



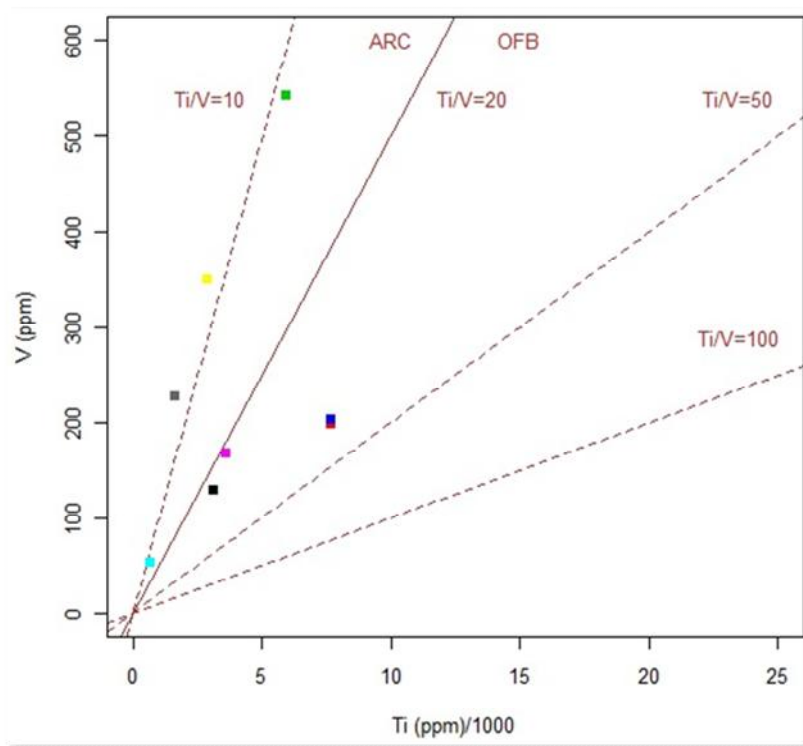
شکل ۴-۵- تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌ها (Mullen, 1983)



شکل ۵-۵- تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌ها (Pearce et al, 1977)

۴-۲-۴-۵- نمودار شروایس (۱۹۸۲)

در ادامه تعیین محیط تکتونوماگمایی، نمودار تفکیک بازالت‌های جزایر قوسی ((ARC از نوع اقیانوسی (OFB)، با حضور عناصر V و Ti، ترسیم شده است (شکل ۴-۵).



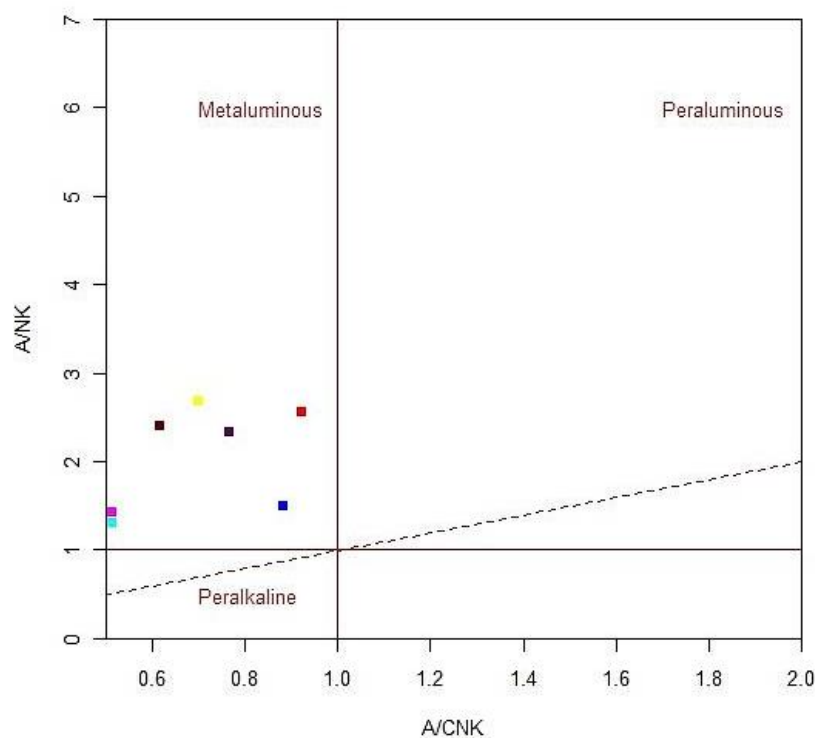
شکل ۵-۶- تفکیک بازالت‌های جزایر قوسی (ARC) از نوع اقیانوسی (OFB) بر اساس نمودار (Shervais 1982).

۵-۴-۲-۵ - شاخص اشباع شدگی از آلومینیم (شاند، ۱۹۴۳)

اندیس آلومینیم سنگ‌های آذرین توسط شاند ارائه شد که سنگ‌های آذرین را به سه نوع فوق آکالن، فوق آلومینیم و متاآلومینیم تفکیک کرده است (شکل ۵-۷).

$$\text{نسبت مولی } A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$$

$$\text{نسبت مولی } A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$$



شکل ۵-۷- نمودار نسبت مولی A/CNK به A/NK شاخص اشباع شدگی از آلومینیم سنگ‌های آذرین (Shand, 1943).

۵-۴-۳- بررسی ژئوشیمی عناصر خاکی کمیاب و جزئی بر روی نمودارهای عنکبوتی

عناصر خاکی کمیاب (REE) به سه گروه تقسیم می‌شوند. به عناصر لانتان تا پرومتیم، عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE)، به عناصر ساماریوم تا هولیم، عناصر خاکی کمیاب متوسط (MREE) و به عناصر اربیم تا لوتیم، عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) گفته می‌شود (رولینسون^۱، ۱۹۹۳). توزیع عناصر خاکی کمیاب بین یک کانی و یک سیال همراه نه تنها به شعاع یونی بلکه به دما، فشار و ترکیب سیستم هم بستگی دارد. این عناصر در برخی سیستم‌های زمین شیمیایی شامل محیط‌های آبگین علیرغم انحلال‌پذیری کم ترکیبشان، متحرک هستند. تحرک این عناصر محدود است و در هر محیط آبگین، به عواملی مانند PH و Eh، لیگاندهای ممکن قابل دسترس و دما بستگی دارد

¹Rollinson

(هندرسون^۱، ۱۹۸۴).

هنگامی که گوشتۀ زمین ذوب می‌شود، عناصر جزئی (شامل عناصر خاکی کمیاب، گروه پلاتین و فلزهای واسطه) تمایل به حضور در فاز مذاب یا فاز جامد (کانی) را نشان می‌دهند. عناصر جزئی که تمایل آنها برای حضور در فاز جامد است، عناصر سازگار و عناصری که تمایل به حضور در فاز مذاب دارند را عناصر ناسازگار می‌نامند. عبارتی در ساختار کانی ناسازگارند و در اولین فرصت آنجا را ترک می‌کنند. این رفتار عناصر جزئی در مذاب‌های دارای ترکیب‌های مختلف، تفاوت می‌کند (رولینسون، ۱۹۹۳).

همچنین عناصر ناسازگار در تقسیم‌بندی دیگری که بر اساس نسبت بار به اندازه آنها صورت گرفته است به دو دسته تقسیم می‌شوند:

۱. کاتیون‌های کوچک با بار زیاد، کاتیون‌های با قدرت میدان بالا (HFSE).

۲. کاتیون‌های بزرگ با بار کم، کاتیون‌های با قدرت میدان پایین (LFSE) یا عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)

عناصر گروه HFS دارای پتانسیل یونی بالاتر از ۲ و شامل عناصر Th, U, Cs, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, Sc, REE و عناصر گروه LFS یا LIL دارای پتانسیل یونی کمتر از ۲ و شامل عناصر Cs, Rb, K, Ba, Pb²⁺, Sr, Eu²⁺ می‌باشند (رولینسون، ۱۹۹۳).

تحرك عناصر جزئی توسط تغییرات کانی شناختی زمان دگرسانی و ماهیت فاز سیال کنترل می‌شود. به عنوان یک اصل کلی، عناصر ناسازگار وابسته به گروه LFS، متحرکند، در حالی که عناصر HFS، نامتحرکند (پیرس، ۱۹۸۳). افزون بر این فلزات واسطه Mn, Cu, Zn به ویژه در دمای بالا متحرکند

1 Henderson

(سیوالد^۱ و همکاران، ۱۹۹۰).

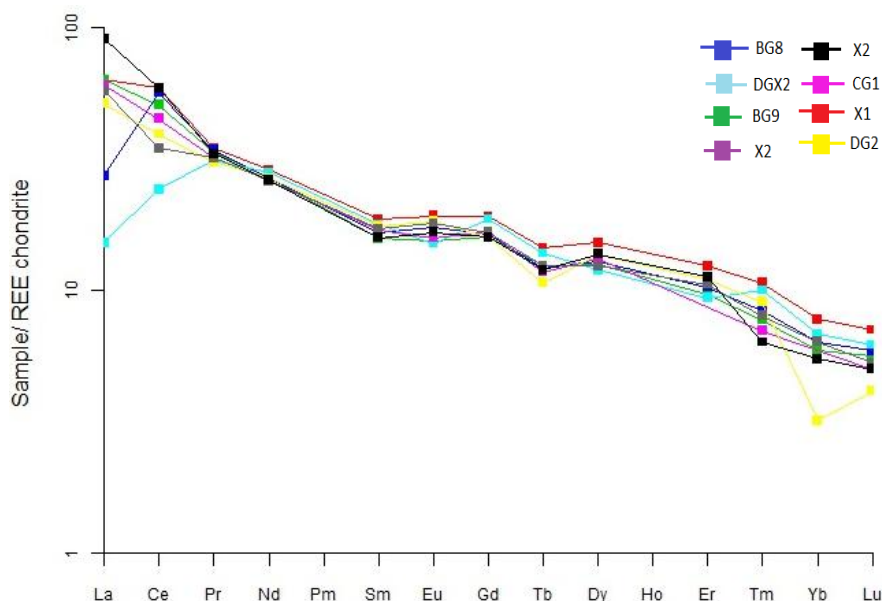
از آنجا که به گفته زو^۲ و همکاران (۱۹۹۵)، بررسی عناصر نادر خاکی در سنگ‌های میزبان، برای تکمیل نتایج تکتونیکی و مطالعه ژنز کانسار و پتروژنز نهشته‌ها کاربرد زیادی دارد، به بررسی و رسم نمودارهای نرمالایز شده مربوطه نیز پرداخته شد.

به منظور بررسی تغییرات الگوهای فراوانی عناصر نادر خاکی و کمیاب از داده‌های ناکامورا^۳، (۱۹۷۴) و پیرس و همکاران (۱۹۸۴)، که به ترتیب نسبت به کندریت و بازالت‌های پشتۀ میان اقیانوسی (MORB) بهنجار شده‌اند، استفاده شده است.

۵-۴-۳-۱- نمودار فراوانی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴):

در این نمودار به جز دو نمونه که کاهش در عنصر La و یک نمونه کاهش در عنصر Yb را نشان می‌دهند، بقیه نمونه‌ها از یک روند کلی پیروی می‌کنند، بطوری که الگوی فراوانی آنها دارای شیب ملایم می‌باشند و عناصر LREE نسبت به HREE غنی‌شده‌اند که ویژگی شاخص ماگمایی مرزهای صفحات همگرا (گوو^۴ و همکاران، ۲۰۰۶) و از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان حاشیه قاره است (ناگودی^۵ و همکاران، ۲۰۰۱؛ ویلسون، ۲۰۰۷؛ برور^۶ و همکاران، ۱۹۹۸؛ ماکادو^۷ و همکاران، ۲۰۰۵؛ کامپونزو^۸ و همکاران، ۲۰۰۳)، (شکل ۵-۸). می‌توان گفت در طی تفریق ماگمایی بعلت ناسازگاری عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین، این عناصر در مذاب باقیمانده، غنی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهند.

1 Seewald
2 Xu
3 Nakamura
4 Guo
5 Nagudi
6 Brewer
7 Machado
8 Kampunzu



شکل ۵-۸- الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974).

۵-۴-۳-۲- نمودار فراوانی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (MORB) و همکاران (۱۹۸۴).

بررسی تغییرات الگوی فراوانی عناصر ناسازگار سنگ‌های منطقه مورد مطالعه که بر اساس روش Pearce et al, 1984، نسبت به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (MORB) بهنجار شده‌اند، نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه با داشتن غنی‌شدگی از عناصر LILE مانند K, Th, Rb و تهی‌شدگی از عناصر HFSE مانند Hf, Ti, Yb, Y الگویی شبیه به مناطق فرورانش دارند (تامپسون^۱ و همکاران، ۱۹۸۴؛ ویلسون، ۱۹۸۹)، (شکل ۵-۹). افزایش عناصر با بار یونی کم به دلیل متاسوماتیزم و آب آزاد شده از پوسته اقیانوسی و کاهش عناصر با بار یونی زیاد به دلیل درصد زیاد ذوب است (ویلسون، ۱۹۸۹). قربانی (۱۳۸۴) در پایان نامه دکتری خود به نقل از کاکس و همکاران (۱۹۸۵)، وجود آنومالی Nb-Ta را انعکاسی از حضور یک فاز Nb-Ta دار باقیمانده در منشاء، در حین فرآیند ذوب بخشی یا تأثیر آلایش پوسته‌ای می‌داند. Th به دلیل ناسازگاری و شعاع یونی بزرگ تا مراحل پایانی

¹ Thompson

در فاز مایع باقی می ماند و با افزایش SiO_2 ، غنی شدگی از خود نشان می دهد. این عنصر می تواند توسط مذاب های سیلیسی حاصل ذوب رسوبات بالای پوسته اقیانوسی فرورانش یافته انتقال یابد (Kent و الیوت^۱، ۲۰۰۲). Rb و Ba به دلیل جانشینی در کانی های پتاسیم دار در مراحل پایانی تبلور ماگما، روند افزایشی دارند. بی هنجاری مثبت Rb و K می تواند نشان دهنده محیط های فرورانشی باشد (ساجونا^۲ و همکاران، ۱۹۹۶).

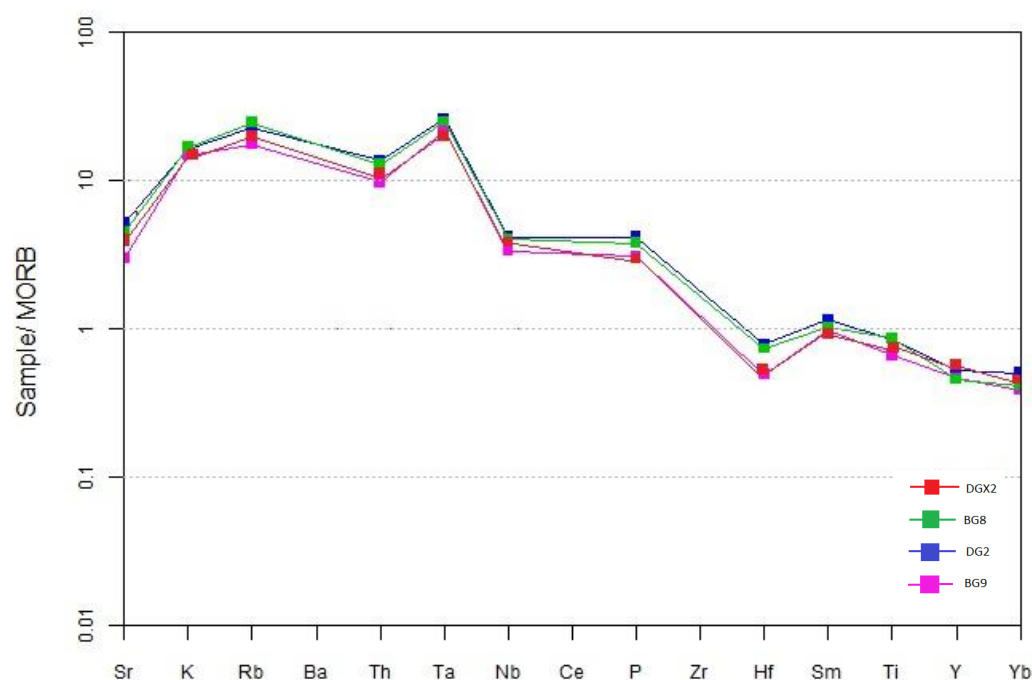
بی هنجاری منفی Nb، از ویژگی های آشکار سنگ های قاره ای است (رولینسون، ۱۹۹۳). بنابراین، بی هنجاری منفی Nb در ماگماهای گوشته ای ممکن است ناشی از آرایش این ماگماها با مواد پوسته ای به هنگام صعود و جایگزینی باشد. تهی شدگی Ti و Nb می تواند ویژگی شاخص ماگماتیسم مرتبط با فرورانش (ساجونا و همکاران، ۱۹۹۶؛ ویلسون، ۲۰۰۷؛ کوسکو و گنلی^۳، ۲۰۰۸)، مشخصه سنگ های پوسته قاره ای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی (رولینسون، ۱۹۹۳) و یا فقر منبع، پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آنها طی فرآیند تفریق باشد (وو^۴ و همکاران، ۲۰۰۳) که در منطقه مورد مطالعه علت این تهی شدگی ممکن است فرآیند فرورانش و آلودگی پوسته ای باشد.

1 Kent & Elliot

2 Sajona

3 Kuscu & Geneli

4 Wu



شکل ۵-۹- الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به MORB (Pearce et al, 1984).

۵-۴-۴- ژئوشیمی کانسنگ

به منظور بررسی مقدار اکسیدهای عناصر اصلی و اکسید عنصر مس، تعداد ۵ نمونه مورد بررسی قرار گرفت، همچنین جهت مطالعه مقدار طلا در کانسنگ، تعداد ۲ نمونه توسط دستگاه میکروپروپ و ۲ نمونه جهت تعیین سایر عناصر مورد بررسی قرار گرفت که نتایج آن به شرح زیر است:

جدول ۵-۵- نتایج آنالیز XRF و نمایش اکسیدهای عناصر اصلی به درصد در کانسنگ‌های منطقه دیان.

	DGX1	CG1	XX1	BG10	DG1
SiO ₂	46.666	41.489	48.999	46.03	56.825
CaO	2.544	1.764	5.055	2.842	4.761
Al ₂ O ₃	9.695	12.699	15.538	9.691	18.784
CuO	19.34	9.14		14.36	7.42
K ₂ O	2.775	2.578	2.455	1.719	6.415
Fe ₂ O ₃	1.498	18.36	8.175	11.927	5.221
Na ₂ O	1.307	1.434	1.595	1.365	3.461
MgO	1.931	0.484	1.357	0.861	1.005

TiO₂	0.34	0.885	1.129	0.645	0.772
P₂O₅	0.14	0.271	0.455	0.212	0.319
MnO	0.046	0	0.065	0	0.05
L.O.I	13.179	9.922	8.743	9.915	1.98

جدول ۵-۶- فراوانی طلا در دو نمونه از سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بر حسب ppm.

sample	ppm
BG9	0.03
DG20	0.1

مطالعات انجام شده، جهت چگونگی حمل و نحوه ته‌نشینی طلا در محلول‌های گرمابی، نشان می‌دهد که در دمای بیش از ۳۰۰ درجه سانتیگراد بخش اعظم طلا به صورت کمپلکس کلر و در دمای کمتر از آن به صورت کمپلکس‌های بی‌سولفیدی حمل می‌شوند. در کانسارهای مس پورفیری و ذخایر اکسیدهای آهن نوع Cu-Au و بخشی از کانسارهای ماسیوسولفید، طلا در محلول گرمابی عمدتاً به صورت کمپلکس کلر حمل می‌شود. در کانسارهای اپی‌ترمال و بخشی از ماسیوسولفیدها، طلا عمدتاً به صورت کمپلکس‌های بی‌سولفید طلا حمل می‌شوند (شهاب‌پور، ۱۳۸۲).

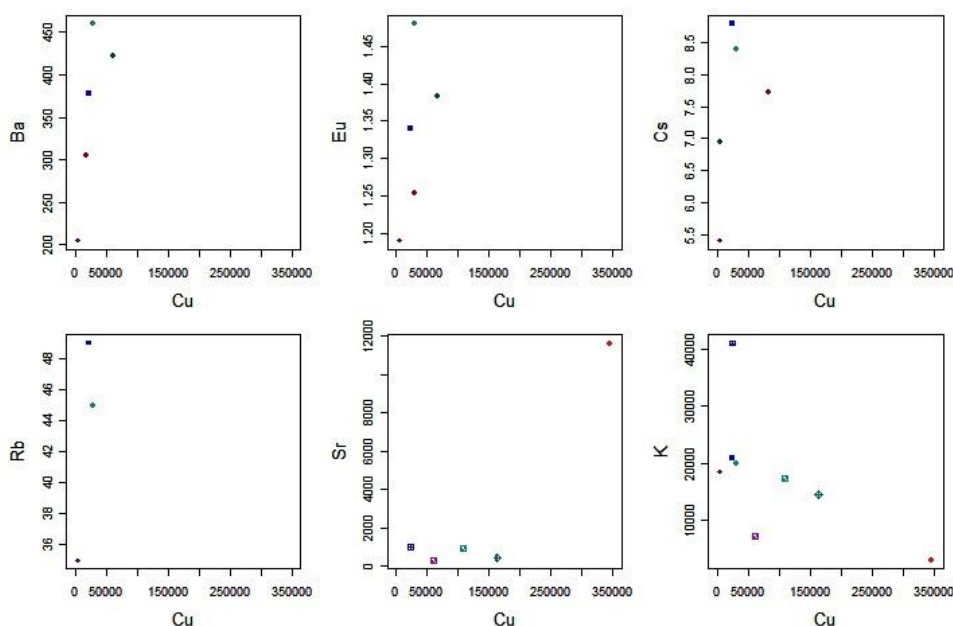
جدول ۵-۷- آنالیز دو نمونه CC2 و CX1 جهت بررسی طلا توسط میکروپروپ.

DataSet/Point	6 / 1 .	7 / 1 .	8 / 1 .	9 / 1 .	10 / 1	11 / 1	12 / 1	13 / 1	14 / 1
Al	3.64	1.27	1.3	1.19	1.59	1.13	2.73	1.14	0.53
Si	15.76	3.7	3.72	15.69	13.55	15.22	24.41	1.82	2.81
S	0.22	0.11	0	0	0	0	0.74	0.27	0.16
Ca	1.51	0.43	0.5	0.85	0.8	0.66	2.15	0.16	0.21
Mn	0	0	0	0.02	0.02	0.01	0.01	0	0.02
Fe	0.34	49.98	47.15	0.26	0.08	0.22	0.07	0.12	0
Co	0	0	0	0	0	0.01	0	0.18	0.16
Ni	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0.07	0.19
Cu	35.3	3.19	3.35	36.34	36.59	41.1	29.54	7.8	9.01
As	0	0.07	0	0	0	0	0	0	0
Ag	0	0	0.01	0	0	0.03	0	35.96	30.49
Au	0.01	0	0	0.09	0	0.06	0.05	49.76	47.33
Pb	0	0.02	0	0	0.02	0.04	0	0.03	0.08
Bi	0.07	0	0.14	0	0.11	0	0	0	0
Mg	0.28	0.41	1.98	0.37	2.06	1.21	1	1.91	0.32
Total	57.13	59.19	58.16	54.81	54.82	59.69	60.7	99.22	91.31

۵-۴-۴-۱- همبستگی مس با عناصر مختلف در کانسار مس دیان

همبستگی عنصر مس با عناصر LILE

ابتدا توزیع عنصر مس نسبت به پراکندگی عناصر LILE یا عناصر با قدرت میدان پایین (LFSE) که شامل عناصر Cs, Rb, K, Ba, Pb, Sr, Eu می‌باشند، مورد بررسی قرار گرفت که نشان می‌دهد به جز عنصر K و Sr، با افزایش این عناصر مقدار Cu کم و ثابت باقی می‌ماند (شکل ۵-۱۰).



شکل ۵-۱۰- همبستگی مس نسبت به عناصر LILE در کانسنگ مس دیان.

۵-۴-۴-۲- همبستگی عنصر مس با عناصر HFSE

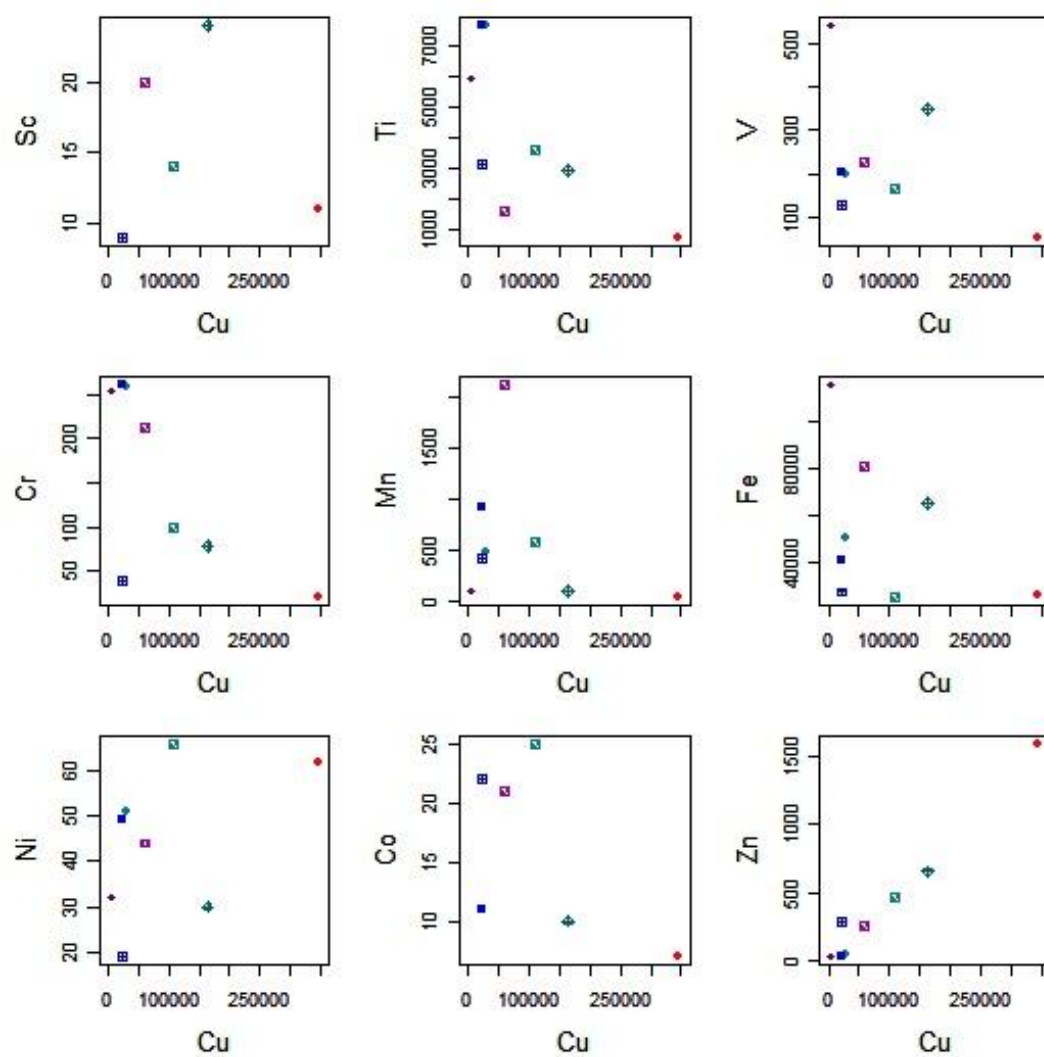
توزیع عنصر مس نسبت به پراکندگی عناصر HFSE یا عناصر با قدرت میدان بالا (نامتحرک) که شامل عناصر Th, U, Pb, Ti, Ta, Nb, La, Sc, Sr می‌باشند، نشان می‌دهد که با افزایش عناصر Th, U, Ta, Nb مقدار Cu کاهش و ثابت باقی می‌ماند، همچنین بین عناصر Cu و Ti, La, Sc همبستگی خطی منفی مشاهده می‌شود. افزایش مس در حالتی است که در مقایسه با عنصر Sr، با کاهش Sr همراه است و تنها عنصری که با مقدار Cu همبستگی خطی مثبت نشان می‌دهد، عنصر

Pb می‌باشد (شکل ۵-۱۱).

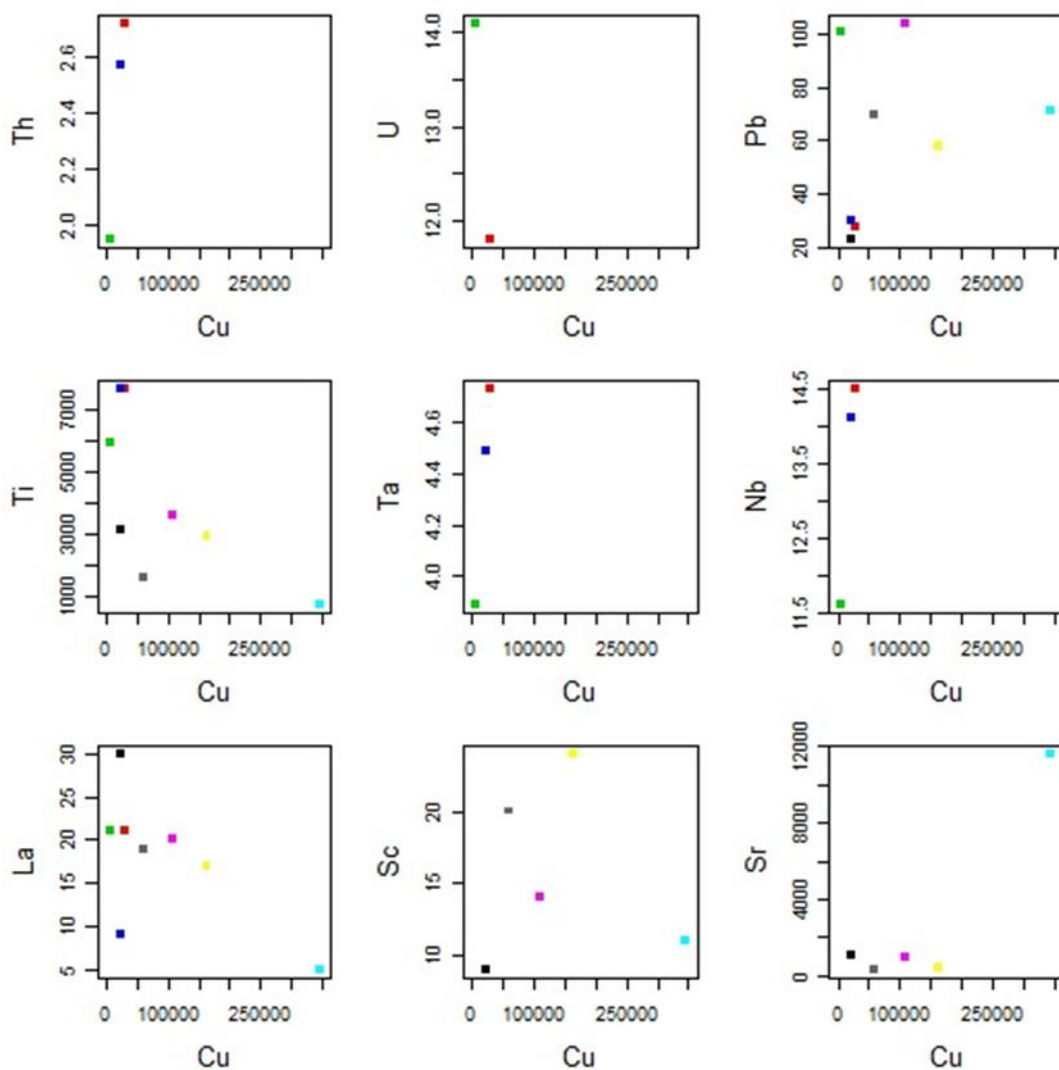
۵-۴-۳- همبستگی عنصر مس با عناصر واسطه

در پراکندگی عنصر مس، نسبت به پراکندگی عناصر واسطه که شامل عناصر Sc, Ti, V, Cr, Mn, Zn, Ni, Co, Fe می‌باشند، بیشترین همبستگی را با عناصر Zn, Ni, Sc نشان می‌دهد که با افزایش این عناصر مقدار Cu افزایش می‌یابد و با عناصر Fe و V همبستگی کمتر و با عناصر Cr, Co, Ti, Mn همبستگی خطی منفی را نشان می‌دهد (شکل ۵-۱۲).

از آنجا که در طی فرایندهای ذوب و تبلور، V و Ti، رفتار مشابهی از خود نشان می‌دهند و هر دو از یک روند تبعیت می‌کنند، روند نزولی هر دو نمودار، بیانگر حضور آنها در ساختمان کانی‌های Ti و Fe دار (ایلمنیت، الیوین و پیروکسن) می‌باشد.

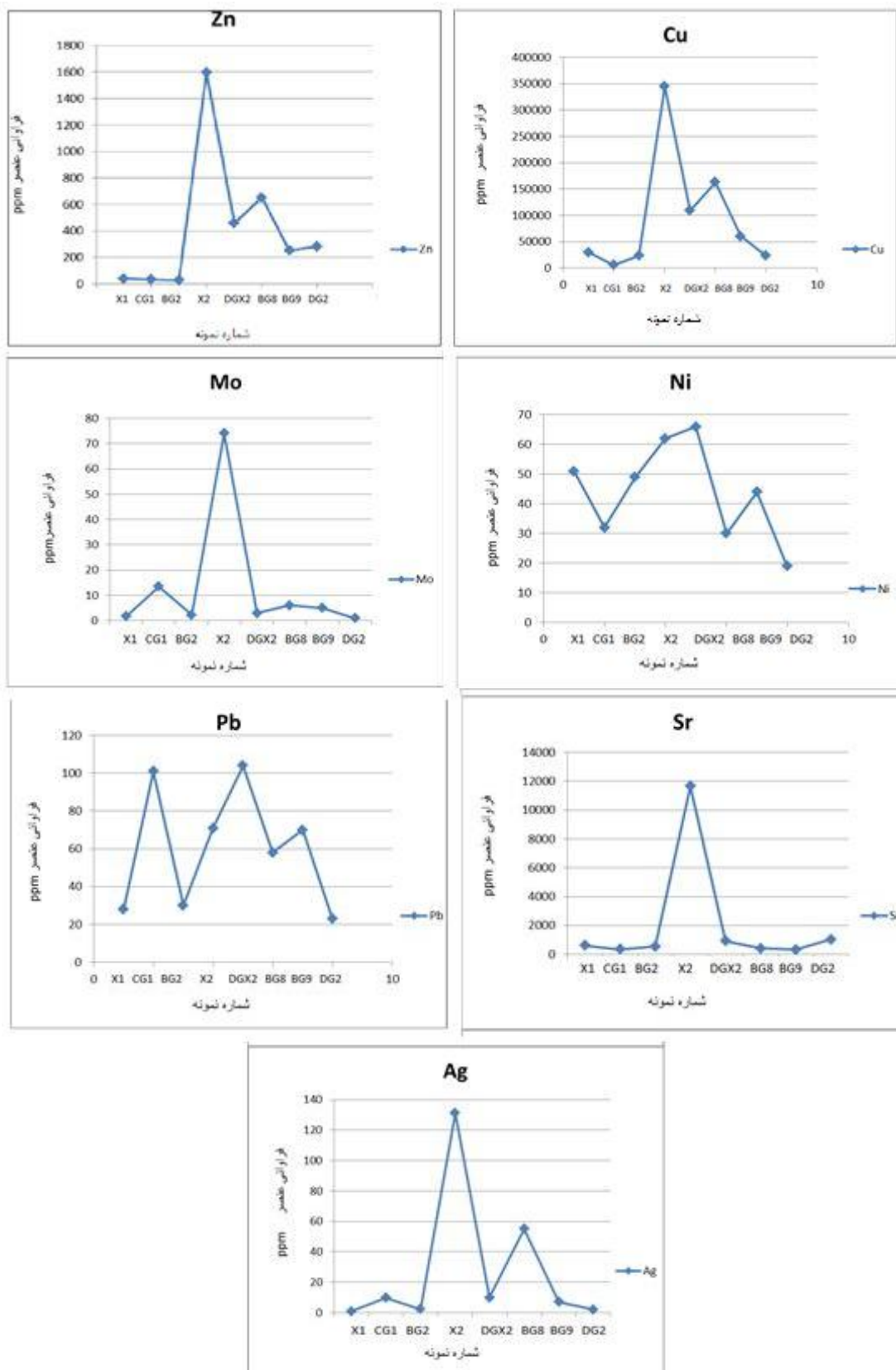


شکل ۵-۱۱- همبستگی مس نسبت به عناصر HFSE در کانسنگ مس دیان.

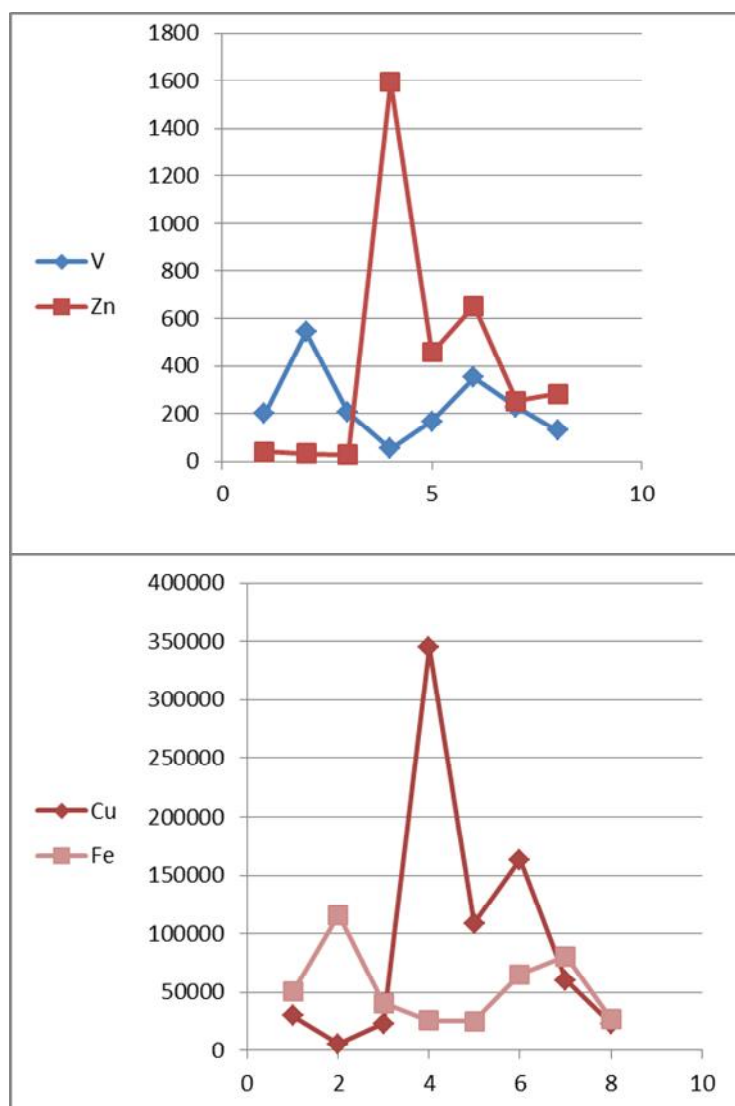


شکل ۵-۱۲- همبستگی مس نسبت به عناصر واسطه در کانسنگ مس دیان.

در نمونه سنگ‌های مورد آنالیز، عناصر Zn, Sr, Ni, Mo, Pb همبستگی مثبت و عناصر Ti, As, Co, Cr, Fe, Al, Ca, Mg, Na, همبستگی منفی و عنصر Ag عدم همبستگی ($n=0$) را با عنصر Cu نشان می‌دهند (جدول ۵-۸) و در شکل ۵-۱۳ میزان عناصر Sr, Ag, Pb, Ni, Zn, Mo در کانسار دیان بصورت نمودار نشان داده شده است. مقایسه همبستگی بین دو عنصری‌های Fe-Cu و V-Zn نشان می‌دهد که همبستگی مثبتی بین عناصر Cu و Zn و همچنین Fe و V وجود دارد (شکل ۵-۱۴).



شکل ۵-۱۳- توزیع عنصر Cu, Zn, Mo, Ni, Pb, Sr, Ag در نمونه سنگ‌های کانسار مس دیان.



شکل ۵-۱۴- توزیع عناصر Cu - Fe و Zn- V مقایسه همبستگی این عناصر در نمونه سنگ‌های کانسار دیان ، در محور افقی ۱: X₁ ، ۲: CG₁ ، ۳: BG₂ ، ۴: X₂ ، ۵: DGX₂ ، ۶: BG₈ ، ۷: BG₉ ، ۸: DG₂

جدول ۵-۸- میزان همبستگی عناصر اصلی و کمیاب در کانسنگ مورد مطالعه.

	Fe	Al	Ca	Mg	Na	S	Ti	Ag	As	Co	Cr	Cu	Mo	Ni	Pb	Sr	Zn
Fe	1	-0.200	0.300	-0.400	-0.200	0.100	-0.400	-0.300	0.667	-0.300	0.400	-0.300	0.100	-0.600	-0.600	-0.700	-0.500
Al		1	0.700	0.900	1	-0.900	0.900	-0.700	-0.205	0.800	0.100	-0.700	-0.900	-0.400	-0.400	0	-0.400
Ca			1	0.500	0.700	-0.900	0.500	-1	0.103	0.700	0.400	-1	-0.900	-0.500	-0.500	-0.300	-0.900
Mg				1	0.900	-0.800	1	-0.500	-0.051	0.900	0.300	-0.500	-0.800	0	0	-0.100	-0.300
Na					1	-0.900	0.900	-0.700	-0.205	0.800	0.100	-0.700	-0.900	-0.400	-0.400	0	-0.400
S						1	-0.800	0.900	0.103	-0.900	-0.300	0.900	1	0.300	0.300	0.100	0.700
Ti							1	-0.500	-0.051	0.900	0.300	-0.500	-0.800	0	0	-0.100	-0.300
Ag								1	-0.0103	-0.700	-0.400	0	0.900	0.500	0.500	0.300	0.900
As									1	0.051	0.872	-0.103	0.103	0.051	0.051	-0.975	-0.462
Co										1	0.500	-0.700	-0.900	0.100	0.100	-0.200	-0.600
Cr											1	-0.400	-0.300	0.200	0.200	-0.900	-0.700
Cu												1	0.900	0.500	0.500	0.300	0.900
Mo													1	0.300	0.300	0.100	0.700
Ni														1	1	0.100	0.300
Pb															1	0.100	0.300
Sr																1	0.600
Zn																	1

فصل ششم:

بحث و نتیجه گیری

۶-۱- مقدمه

در فصل‌های گذشته، مشخصه‌های صحرایی، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، مورد بررسی قرار گرفت. سنگ‌های میزبان کانه‌دار اغلب آندزیتی و تراکی-آندزیتی و عمدتاً از کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و اوژیت تشکیل شده‌اند. بافت‌های غالب در سنگ‌های میزبان، پورفیری و میکرولیتی پورفیری جریان‌ی و در کانسنگ‌ها، پرکننده فضای خالی و رگه-رگچه‌ای می‌باشند. در فصل ژئوشیمی، با توجه به دیاگرام‌ها، تا حدی جایگاه تکتونیکی کانسار و نوع سیال کانه‌دار، مورد بررسی قرار گرفت و در این فصل، تلاش شده است با کمک شواهد صحرایی، مطالعات بافتی و کانی‌شناسی و دیاگرام‌های ژئوشیمیایی، نوع ژنز و موقعیت تکتونیکی کانسار معرفی گردد.

۶-۲- مطالعات کانی‌شناسی

براساس مطالعه میکروسکوپی (مقاطع نازک)، ۷ نوع سنگ مورد شناسایی قرار گرفتند که شامل: آندزیت، تراکی-آندزیت، بازالت، تراکی-بازالت، تراکیت، توف و آگلومرا می‌باشند. حضور بافت پورفیری در آنها، نشان‌دهنده تبلور در دو مرحله می‌باشد. بلورهای درشت پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن در اعماق بیشتر و بلورهای سوزنی و دانه‌ریز در شرایط سطحی‌تر متبلور شده و زمینه سنگ را تشکیل داده‌اند. آلتراسیون یکنواخت و بافت بادامکی (آمیگدالوئیدال) و ساخت بالشی در آنها معرف فوران زیردریایی می‌باشند.

بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های مذکور متحمل فرآیند دگرسانی شده‌اند و کانی‌های ثانویه نظیر کانی‌های کربناته، سربیسیت، کانی‌های رسی، زئولیت، اپیدوت و کلریت در آنها بوجود آمده است، تشکیل پارائزهای یاد شده در مرحله بسیار ضعیف (رخساره زئولیت) تا ضعیف (رخساره شیست سبز)

در فشار کمتر از ۳ کیلو بار و تحت تأثیر سیالات عبور کننده از شکستگی ها و درزه های حاصل از گسله های فرعی و در نتیجه ناپایدار شدن کانی های اولیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز صورت گرفته است.

۳-۶- ساخت، بافت و کانی شناسی

ساخت مشاهده شده در کانسنگ دیان، ساخت رگه ای می باشد که اغلب، کانی های مالاکیت و کریزوکولا، در فضای خالی شکستگی های موجود در سنگ های آندزیتی قرار گرفته اند. بافت های موجود در کانسنگ دیان شامل بافت پرکننده فضای خالی، بافت گل کلمی یا کلو فرمی، رگه-رگچه ای، جانشینی، جانشینی سلول مانند و بافت کاتاکلاستیک می باشند. از مهمترین کانی های این کانسار، کانی های اصلی پیریت، مالاکیت، کریزوکولا، کالکوسیت، کوولیت، کوپریت، تنوریت و کوپریت تلوریم و کانی های فرعی اکسید و هیدروکسیدهای آهن و الکتروم و کانی های باطله شامل کوارتز، کلسیت و کانی های رسی می باشند.

۴-۶- ژئوشیمی

براساس نمودار نمودار TAS (لی باس و همکاران، ۱۹۸۶)، سنگ های منطقه مورد مطالعه، در محدوده بازالت - تراکی آندزیت، تراکی - آندزیت، آندزیت و داسیت قرار می گیرند و از نوع آلکالن تا کالک آلکالن می باشند و اغلب در محدوده سنگ های حدواسط تا اسیدی قرار می گیرند. در نمودار نمودار Ta-Th-Yb (پیرس، ۱۹۸۳؛ ویلسون، ۱۹۸۹)، سنگ های آتشفشانی دیان از لحاظ ژئوشیمیایی به سنگ های سری کالک آلکالن محیط های فرورانس حاشیه فعال قاره ای (مولر و همکاران، ۱۹۹۲) و سنگ های مربوط به قوس ولکانیکی در نمودارهای پیرس ۱۹۸۹ شباهت دارند. فرآیندهای مربوط به غنی شدگی داخل صفحه ای همراه با غنی شدگی مساوی از Th و Ta هستند، در حالی که فرآیندهای فرورانسی بیشتر، دارای Th می باشند و کمتر Ta دارند. بر طبق نمودار MnO-

P_2O_5 - TiO_2 (مولن، ۱۹۸۳)، نمونه‌های برداشت شده در محیط تکتونیکی Oceanic Island (OIA) Arc یا بازالت آکالن جزایر قوسی که حاصل فرورانش و ذوب پوسته اقیانوسی می‌باشد، قرار می‌گیرند و نمودار MgO - Al_2O_3 - FeO^T (پیرس و همکاران، ۱۹۷۷) نشان می‌دهد که اغلب سنگ‌های مورد بررسی در پهنه جزایر مرکز گسترش و جزایر کمانی و حاشیه قاره‌ای فعال قرار دارند.

نمودار فراوانی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، در عناصر LREE نسبت به HREE غنی شده‌اند که ویژگی شاخص ماگمایی مرزهای صفحات همگرا و از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آکالن حاشیه قاره است و می‌توان گفت در طی تفریق ماگمایی بعثت ناسازگاری عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین، این عناصر در مذاب باقیمانده، غنی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهند.

بررسی تغییرات الگوی فراوانی عناصر ناسازگار سنگ‌های منطقه مورد مطالعه که بر اساس روش Pearce et al, 1984، نسبت به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (MORB) بهنجار شده‌اند، نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه با داشتن غنی‌شدگی از عناصر LILE مانند K, Th, Rb شاخص پوسته قاره‌ای و تهی‌شدگی از عناصر HFSE مانند Hf, Ti, Yb, Y الگویی شبیه به مناطق فرورانش دارند.

۵-۶- مقایسه کانسار دیان با کانسارهای سایر نقاط ایران

پورحسینی (۱۳۶۲)، فعالیت‌های ماگمایی منطقه ترود-چاه‌شیرین را مرتبط با همگرایی ورقه عربستان-ایران و از نوع پس از برخورد دانسته و وجود توده‌های نفوذی را با فاز ماگمایی ائوسن پسین-الیگوسن مرتبط می‌داند. از آنجا که سنگ‌های آذرین منطقه ترود-چاه‌شیرین به دلیل تشابه نوع سنگ‌های آذرین و سن جای‌گیری آنها با کمان ارومیه-دختر، بخشی از کمان ماگمایی آذربایجان-البرز به‌شمار می‌رود (حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۰۲)، یافتن کانسارهای مشابه کانسار دیان، در این پهنه انتظار می‌رود. در جدول زیر، ویژگی‌های چندین کانسار در منطقه ترود-چاه‌شیرین و

سایر مناطق، از نظر سن سنگ میزبان، نوع سنگ میزبان، ماهیت ماگما و محیط تکتونیکی، به نمایش در آمده است.

جدول ۶-۱- مقایسه کانسار دیان با برخی از کانسارهای موجود در منطقه تروود چاه شیرین.

ویژگی	مس دیان	مس چاه گله	مس کلاته مهران	مس چاه موسی
پهنه ساختاری	کمر بند تروود- چاه شیرین	کمر بند تروود- چاه شیرین	کمر بند تروود- چاه شیرین	کمر بند تروود- چاه شیرین
سن	اٲوسن	اٲوسن	اٲوسن	اٲوسن
سنگ میزبان	آندزیت، تراکی-آندزیت، تراکی- بازالت، آندزیت- بازالت و تراکیت	آندزیت، تراکی-آندزیت، تراکیت و توف آندزیتی	آندزیت، تراکی-آندزیت، تراکیت و توف آندزیتی	بیوتیت- هورنبلند آندزیت پورفیری
بافت	شکافه پرکن، رگچه‌ای، جانشینی		شکافه پرکن، افشان، جانشینی	افشان، رگچه‌ای
کانی‌های هیپوژن	پیریت	پیریت	کالکوپیریت، پیریت	کالکوپیریت، پیریت، بورنیت
کانی‌های سوپرژن	مالاکیت، کوولیت، کالکوسیت، هماتیت، مس طبیعی، تنوریت، کوپریت، مگنتیت	مالاکیت، کوولیت، کالکوسیت، هماتیت، مگنتیت، آزوریت	مالاکیت، کوولیت، کالکوسیت، هماتیت، گوتیت و سایر هیدروکسیدهای آهن	مالاکیت، کوولیت، کالکوسیت، دیژنیت، نئوتوسیت
کانی‌های باطله	کوارتز، کلسیت	کوارتز، کلسیت، باریت	کوارتز، کلسیت	کوارتز، کلسیت
دگرسانی	آرژیلیک، پروپیلیتیک، سیلیسی	آرژیلیک، سریسیتی، سیلیسی	آرژیلیک	فیلیک، پروپیلیتیک، کلریتی-کلسیتی، اپیدوتی- کلریتی- کلسیتی
ماهیت ماگما	آلکالن تا کالک آلکالن غنی از پتاسیم	آلکالن تا کالک آلکالن	آلکالن تا کالک آلکالن	کالک آلکالن
محیط تکتونوماگمایی	جزایر مرکز گسترش و جزایر کمانی و حاشیه قاره‌ای فعال	-	-	جزایر کمانی
نوع کانسار	رگه‌ای	رگه‌ای	رگه‌ای	رگه‌ای
مراجع	این تحقیق	طالع ماسوله و همکاران (۱۳۸۹)	پورشعبان و همکاران (۱۳۸۹)	امام جمعه و همکاران (۱۳۸۷)

جدول ۶-۲- خصوصیات برخی کانسارهای مشابه با کانسار دیان.

ویژگی	مس دیان	مس- طلا گلوچه	مس کالچویه	مس بایچه باغ
پهنه ساختاری	کمر بند ترود- چاه شیرین	البرز غربی-آذربایجان (بخش طارم- هشتجین)	ارومیه- دختر	سنندج- سیرجان
سن	اٹوسن	اٹوسن - الیگومیوسن	اٹوسن	الیگومیوسن
سنگ میزبان	آندزیت، تراکی- آندزیت، تراکی- بازالت، آندزیت- بازالت و تراکیت	توف، ریولیت، گدازه های تراکی-آندزیتی، ریوداسیت	آندزیت، تراکی-آندزیت، تراکی-داسیت، آندزیت بازالتی	ریولیت، ریوداسیت، لاتیت، تراکی-آندزیت، آندزیت تا بازالت
بافت	شکافه پرکن، رگچه‌ای، جانشینی	شکافه پرکن، برشی، حفره‌ای	شکافه پرکن، رگچه‌ای، جانشینی، خوشه‌انگوری، افشان	-
کانی‌های هیپوژن	پیریت	کالکوپیریت، پیریت	کالکوپیریت، گالن، پیریت، مگنتیت	-
کانی‌های سوپرژن	مالاکیت، کوولیت، کالکوسیت، هماتیت، مس طبیعی، تنوریت، کوپریت، مگنتیت	مگنتیت، هماتیت ورقه‌ای، بورنیت، گالن، اسفالریت سروزیت، کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت، دیژنیت، کوولیت، همی مورفیت	بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، هماتیت، گوئتیت، مالاکیت،	مالاکیت و ...
کانی‌های باطله	کوارتز، کلسیت	کوارتز، کلسیت، گوئتیت، اکسید آهن، فلوریت	کوارتز، کلسیت، باریت	اکسیدهای آهن، کلسیت، کلریت، اپیدوت، کمی کانی‌های رسی
دگرسانی	آرژلیک، اپیدوتی، سیلیسی	پروپیلیتیک، آرژلیک متوسط، سریستی، سیلیسی	پروپیلیتیک، سیلیسی	-
ماهیت ماگما	آلکالن تا کالک آلکالن غنی از پتاسیم	ساب آلکالن تا کالک آلکالن غنی از پتاسیم	کالک آلکالن	کالک آلکالن

ادامه

جدول ۶-۲

محیط تکتونوماگمایی	جزایر مرکز گسترش و جزایر کمائی و حاشیه قاره‌ای فعال	قوس قاره‌ای، حاشیه قاره، فرورانش	محیط کشتی پشت کمان‌های آتشفشانی مرتبط با فرورانش	در ارتباط با جایگاه کمان‌های قاره‌ای
نوع کانسار	رگه‌ای	اپی ترمال نوع رگه‌ای	اپی ترمال نوع رگه‌ای	اپی ترمال نوع رگه‌ای
مراجع	این تحقیق	طالع فاضل و همکاران (۱۳۸۸)	حسینی دینانی و همکاران (۱۳۹۱)	کریمی و لطفی (۱۳۹۰)

جدول ۶-۳- مقایسه کانسار دیان با کانسارهای جهان.

نوع کانسار		VEIN TYPE	MANTO TYPE	VOLCANIC REDBED Cu	MICHIGAN TYPE
موقعیت	ایران (کانسار دیان)	ایالات متحده (مگنوم)	شیلی (بوئنااسپرانزا)	کانادا (کانسار مانت الکساندرا)	جزیره کوینا و ، ایالات متحده (کانسار میشیگان)
سنگ میزبان	آندزیت، تراکی - آندزیت، تراکی - بازالت، آندزیت - بازالت و تراکیت	آندزیت، توف، داسیت	گدازه های بازالتی و آندزیتی	گدازه آتشفشانی کافیک تا فلسیک، توف و سنگ های رسوبی وابسته	بازالت آمیگدالوبیدال با میان لایه های کنگومرایبی
سری ماگمایی	آلکالن تا کالک آلکالن غنی از پتاسیم	آلکالن تا کالک آلکالن غنی از پتاسیم	-	-	سری تولییتی (نیمه قلیایی)
جایگاه زمین شناختی	آتشفشانی زیردریایی	-	آتشفشانی نیمه قاره ای	آتشفشانی قاره ای تا زیر دریایی کم ژرفا	-
پاراژنر کانپایی	پیریت، مالاکیٹ، کوولیت، کالکوسیت، هماتیت، مس طبیعی، تنوریت، کوپریت	کالکوپیریت، پیریت، کالکوسیت	کالکوسیت، بورنیت، کالکوپیریت، کوپریت، مس طبیعی، مالاکیٹ و کریزوکولا	کالکوسیت	مس طبیعی، دیژنیت و کرولیت مس طبیعی، کوپریت، مالاکیٹ، آزوریت، کریزوکولا، نقره طبیعی، کالکوسیت و دیژنیت

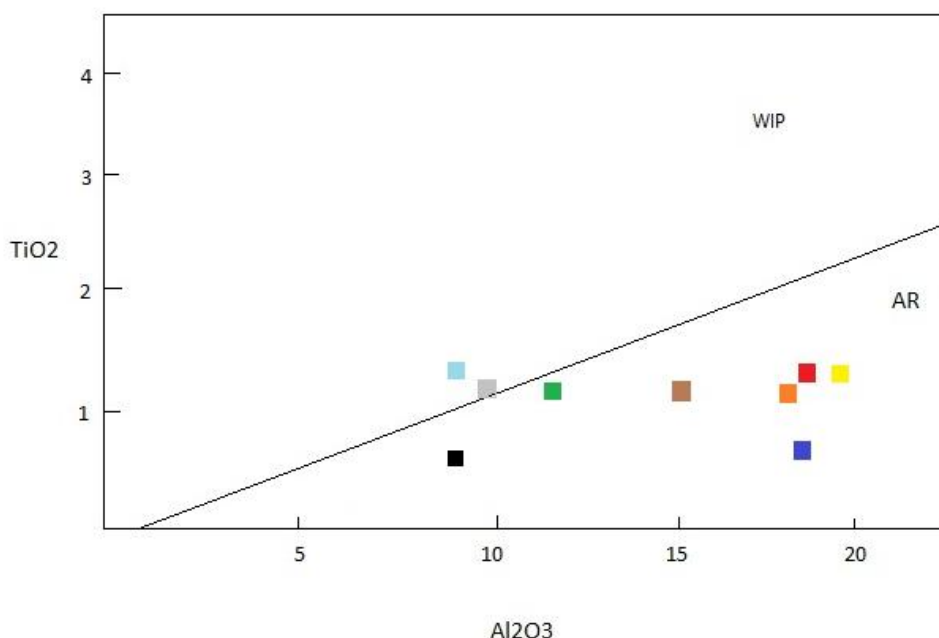
ادامه جدول ۳-۶

نقره	نقره	نقره	نقره، طلا	روی، طلا	محصول فرعی
افشان و پر کننده فضای خالی	پراکنده، پرکننده فضاهای خالی، رگه-رگچه ای	رگه‌ای، پر کننده فضاهای خالی	رگه‌ای، پر کننده فضاهای خالی	رگه‌ای، پر کننده فضاهای خالی	بافت ماده معدنی
-	کلسیت، زنولیت، اپیدوت، کلریت	کلریت، آلبیت کوارتز، اپیدوت	کلریت، آلبیت کوارتز، اپیدوت، سریسیت	کلریت، آلبیت کوارتز، اپیدوت، کلسیت، مونتموریلونیت	محصولات دگرسانی
پالئوزویک	پروتروزوئیک تا ترشیری	ژوراسیک	سنوزوئیک	سنوزوئیک	سن کانه زایی
-	کافت درون قاره ای	-	حاشیه صفحات همگرا	جزایر مرکز گسترش و جزایر کمانی و حاشیه قاره‌ای فعال	جایگاه زمین ساختی
Cornwall (1956)	Lefebure&Chorch (1996)	Siltoe (1997)	Vail (1957)	این تحقیق	منابع

۶-۶- منشأ و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی کانسار مس دیان

قربانی (۱۳۸۳)، در پایان‌نامه دکترای خود این طور بیان می‌نماید، بنا بر نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی و شیمیایی، بطور کلی می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های آتشفشانی منطقه ترود-چاه‌شیرین در واقع، ماهیت کالکوالکالن متعلق به نواحی کوهزایی (نواحی قوس) را دارند اما نمونه‌های بازالتی بررسی شده در شمال و جنوب گسل ترود، ماهیت بازالت‌های مناطق فرورانش را نشان نمی‌دهند (غنی‌شدگی LREE و تهی‌شدگی HREE) و بازگوکننده منشأ گوشت‌های ناشی از کشش لیتوسفری (منشأ گوشت لیتوسفری قاره‌ای) در جایگاه‌های غیرکوهزایی در ضمن صعود به بالا و جای‌گیری در داخل پوسته، می‌باشند. وی ماهیت ماگمای کالکوالکالن را این‌طور شرح می‌دهد که به نظر می‌رسد، ابتدا ماهیت ماگمای اولیه آکالن بوده و ضمن صعود به داخل پوسته، باعث ذوب

پوسته و منجر به تولید ماگمای سنگ‌های حدواسط و اسیدی با منشأ پوسته‌ای و ماهیت کالکوالکالن شده است، سپس در نتیجه اختلاط و آغشتگی ماگماهای بازیک آلکالن با ماگمای حدواسط و اسیدی کالکوالکالن منجر به ایجاد ماگماهایی با ماهیت کالکوالکالن - آلکالن شده است. وی تنها محیط تکتونیکی منطبق بر چنین الگوی ژئوشیمیایی را، حوضه‌های تراکشی یا پول - اپارت (Pull- apart) می‌داند، اما براساس شواهد ژئوشیمیایی و بررسی تغییرات الگوی فراوانی عناصر ناسازگار، الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی، نوع بازالت و نوع سنگ‌های آتشفشانی پتاسیک، به نظر می‌رسد، کانسار مس دیان، در جایگاه تکتونیکی مرتبط با کوه‌زایی و فروانش باشد (شکل ۶-۱).



شکل ۶-۱ - تفکیک سنگ‌های آذرین پتاسیک، جایگاه درون صفحه‌ای : WIP ، جایگاه مرتبط با قوس ماگمایی : AR

۶-۷- مدل پیشنهادی

در نهایت، براساس مشاهدات صحرایی، مطالعه آزمایشگاهی و آنالیزهای شیمیایی بر روی کانسار مس دیان نتایج زیر حاصل گردید:

محدوده کانسار، بخشی از پهنه ولکانیکی-رسوبی تروود-چاه‌شیرین است که مرتبط با فعالیت ماگمایی

اٲوسن، در نوار شمالی ایران مرکزی می‌باشد.

سنگ‌های تشکیل دهنده منطقه شامل گدازه‌های زیردریایی و سنگ‌های آذرآواری از قبیل توف و آگلومرا هستند که بصورت متوالی با روند تقریباً شرقی- غربی به موازات پهنه ولکانیکی فوق قرار گرفته‌اند. طیف اصلی گدازه‌ها در منطقه شامل آندزیت، تراکی-آندزیت، بازالت، تراکی-بازالت می‌باشند که حضور دگرسانی‌های گسترده و یکنواخت در سنگ، ساختارهای بالشی در گدازه‌ها و بافت بادامکی حاوی سیلیسی، کلسیت و مالاکیت که به شکل کشیده در جهت جریان گدازه در آمده‌اند، گویای فوران گدازه زیردریایی می‌باشند. بعلاوه قرارگیری گدازه‌ها بصورت هم‌شیب و هم‌روند با سنگ‌های آذرآواری نیز این مدعا را تأیید می‌نماید.

سنگ‌های آندزیتی، بازالتی و تراکی-آندزیتی نقش سنگ مادر یا منشأ مس و همچنین سنگ درونگیر ماده معدنی را دارند.

ماده معدنی به شکل رگه- رگچه‌ای، بصورت پرکننده فضای خالی، گاهی پرکننده حفرات و فضاهای برشی مشاهده می‌شود و بیانگر یک کانسار اپی‌ژنتیک است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده کانسار شامل مالاکیت، کریزوکولا، کوولیت، کالکوسیت، کوپریت و اکسید و هیدرواکسیدهای آهن بعنوان کانی‌های فرعی و مهم‌ترین باطله‌ها شامل کوارتز-کلسیت و کانی‌های رسی می‌باشند. در این تحقیق کانی‌های کمیابی نظیر کوپریت تلوریم، تنوریت و الکتروم برای اولین بار در کانسار دیان شناسایی و معرفی شدند. مهم‌ترین بافت‌ها و ساخت‌های مشاهده شده در کانسار دیان عبارتند از: بافت پورفیری، میکروولیتی پورفیری جریان‌ی و بافت جانشینی و ساخت‌های توده‌ای، بادامکی و برشی.

مهم‌ترین پهنه‌های دگرسانی مشاهده شده عبارتند از: پهنه‌های آرژیلیکی، پروپیلیتیکی و سیلیسی هستند که بیشتر به حاشیه رگه‌ها و حفرات محدود می‌شوند.

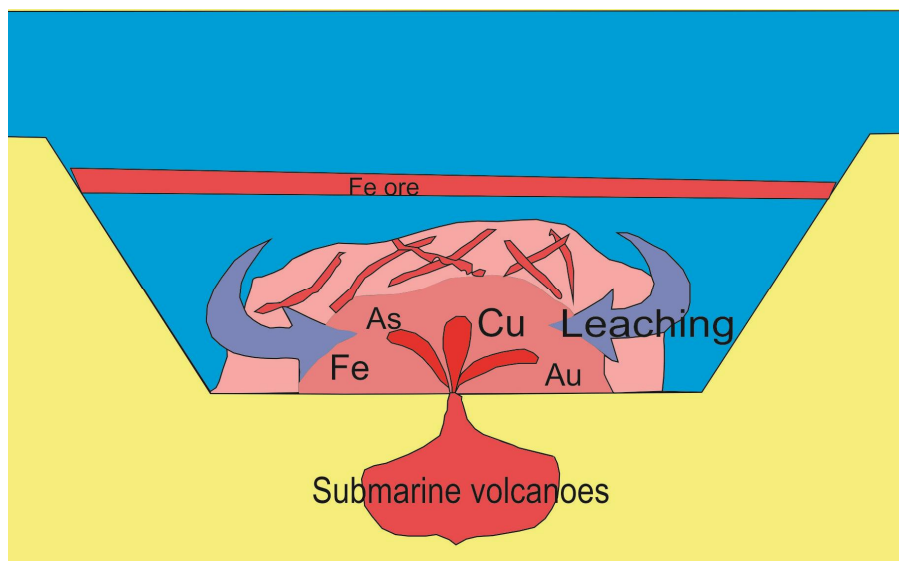
شکل ۳-۶، مدل تشکیل کانسار دیان را نشان می‌دهد که در این مدل حضور آتشفشان‌های

زیردریایی، خروج ماگما و شستشو توسط آب دریا، باعث تشکیل کانی‌های سولفیدی در مناطق عمیق و با قرار گرفتن محلول هیدروترمالی در شرایط اکسیدان و احیایی بصورت موضعی، انواع کانی‌های اکسیدی و سولفیدی مس در شکستگی‌ها و مناطق گسلی، بصورت رگه‌ای تشکیل شده است. وجود افق آهن‌دار در چند متری کانسار مس دیان، بصورت لایه‌های کاملاً افقی، حاکی از تشکیل یک افق آهن‌دار در بالای آتشفشان‌های زیردریایی، بعد از خروج سیال کانه‌دار و شستشوی آن توسط آب دریا و تشکیل کانی‌های سولفیدی و کربناتی می‌باشد (شکل ۶-۲).



شکل ۶-۲- تصویری از افق آهن‌دار در چند متری کانسار دیان.

همچنین وجود کانی الکتروم در کانسار، می‌تواند بیانگر شرایط اپی‌ترمال در کانسار باشد، اما به دلیل عدم انجام مطالعات سیالات درگیر در منطقه و نبود اطلاعات کافی در مورد دمای تشکیل سیال، بطور قطع نمی‌توان کانسار دیان را به عنوان یک نمونه کانسار اپی‌ترمال رگه‌ای معرفی نمود. با توجه به کلیه خصوصیات فوق و مقایسه آن با خصوصیات کانسارهای مشابه در ایران و سایر نقاط جهان تیپ کانسار دیان رگه‌ای تشخیص داده شد.



شکل ۶-۳- مدل تشکیل کانسار دیان.

منابع

منابع:

- ۱- اشتوکلین و همکاران. (۱۹۵۶). بررسی مقدمات زمین شناسی در لوت مرکزی، شرق ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۲- امام جمعه، الف.، (۱۳۸۵). زمین شناسی، کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس چاه موسی، شمال غرب ترود، استان سمنان. پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت مدرس.
- ۳- امام جمعه، الف.، راستاد، الف.، بوذری، ف.، رشیدنژاد عمران، ن.، (۱۳۸۷). معرفی سامانه واحد کانه زایی افشان-رگچه ای و رگه ای مس (سرب، روی) در محدوده معدنی چاه موسی- قله کفتران، بخش خاوری کمان ماگمایی ترود- چاه شیرین. ش ۷۰: ۱۱۲ تا ۱۲۵.
- ۴- پورحسینی، ف.، (۱۳۶۲). پژوهشی در منشاء توده های آذرین ایران زمین، بررسی ژرف توده های نفوذی نطنز و بزمان، گزارش شماره ۵۳، سازمان زمین شناسی کشور.
- ۵- پورشعبان، الف.، خاکزاد، الف.، ابراهیمی میمند، الف.، (۱۳۸۹). مطالعات کانه نگاری و لیتوژئوشیمیایی در کانسار مس رگه ای کلاته مهران سمنان، فصلنامه علمی پژوهشی واحد لاهیجان، ش ۴: ۲۵ تا ۳۰.
- ۶- جعفریان، ع.، ولی زاده، م.، (۱۳۶۸). بررسی پترولوژی قوس ولکانوپلوتونیک رشته کوه کوه زر - طرود و مجموعه های کانه زایی وابسته، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- ۷- جعفریان، م.، (۱۳۷۳). نقشه زمین شناسی چهارگوش کلاته - رشم با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- ۸- حجازی، م.، قربانی، منصور.، (۱۳۷۳). بنتونیت - ژئولیت، سازمان زمین شناسی کشور، طرح تدوین کتاب.
- ۹- حسینی دینانی، ه.، باقری، ه.، شمسی پور دهکردی، ر.، (۱۳۹۱). مطالعات کانی سازیو ژئوشیمیایی کالچویه (جنوب غرب نائین). مجله زمین شناسی اقتصادی، جلد چهارم، ص ۲۴۱ تا ۲۵۶.

- ۱۰- خادمی، م.، (۱۳۸۶). ویژگیهای ساختاری و وضعیت زمین شناسی منطقه ترود، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی.
- ۱۱- خان نصر اصفهانی، ع.، احمدی، م.، (۱۳۸۴). پتروگرافی سنگهای آذرین. انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان.
- ۱۲- خواجه زاده م. ح.، (۱۳۸۸). پترولوژی و ژئوشیمی توده های آذرین عمیق ونیمه عمیق شمال معلمان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ۱۳- خویی، ن.، قربانی، م. و تاجبخش، پ.، (۱۳۷۸). کانسارهای مس در ایران، طرح تدوین کتاب، کتاب شماره ۶۸، سازمان زمین شناسی کشور.
- ۱۴- درویش زاده، علی، ۱۳۸۵. سنگ شناسی آذرین. انتشارات شالیزار.
- ۱۵- دفتر آمار و اطلاع رسانی وزارت صنایع و معادن، شهریور ماه ۱۳۸۰ .
- ۱۶- ذولفقاری، ص.، (۱۳۷۷). بررسی پترولوژی سنگ های آتشفشانی ائوسن در محدوده معلمان دامغان. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.
- ۱۷- رشیدنژاد عمران، ن.، (۱۳۷۱). بررسی تحولات سنگ شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانی سازی طلا در منطقه باغو (جنوب شرق دامغان). رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
- ۱۸- سعیدی، ع.، ستوده، ن.، ۱۳۸۵، تولید آهن، جهاد دانشگاهی واحد اصفهان.
- ۱۹- شمعیان اصفهانی، غ. ح.، (۱۳۸۱). مطالعه دگرسانی گرمابی فلزات پایه و گرانبها در منطقه معلمان دامغان، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.
- ۲۰- شمعیان اصفهانی، غ. ح.، (۱۳۸۱). بررسی ژنر کانسار های طلای گندی و ابولحسنی در جنوب دامغان، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- ۲۱- شهاب پور، ج.، (۱۳۸۷)، زمین شناسی اقتصادی. انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، چاپ پنجم.
- ۲۲- طالع ماسوله، س.، قربانی، م.، حکیمی آسیابر، س.، (۱۳۸۹). مطالعه زمین شناسی اقتصادی

کانسار مس چاه گله سمنان شمال غرب ترود. فصلنامه علمی پژوهشی واحد لاهیجان، ش ۱: ۳۹ تا ۵۰.

۲۳- فرد، م.، راستاد، الف.، مهرپرتو، م.، قادری، م.، (۱۳۸۰). کانسار اپی ترمال طلای (فلزات پایه) گندی- جنوب شرق دامغان (ویژگیهای زمین شناسی، کانی شناسی و دگرسانی). بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین.

۲۴- قاسمی سیانی، م.، مهرابی، ب.، (۱۳۸۹). کانی شناسی و زمین شناسی اقتصادی کانسار پلی متال چشمه حافظ، استان سمنان، مجله زمین شناسی اقتصادی، شماره ۱، جلد ۲، صفحه ۳۰-۱.

۲۵- قربانی، ق.، (۱۳۷۱). بررسی پتوزنیکی بازالت های کواترنری منطقه شرق ایران (خراسان). رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی. ۱۹۲ص.

۲۶- قربانی، ق.، (۱۳۸۴). پترولوژی سنگ های ماگمایی جنوب دامغان، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.

۲۷- قربانی، م.، (۱۳۸۱). دیباچه ای بر زمین شناسی اقتصادی ایران، سازمان زمین شناسی کشور.

۲۸- کریمی، م.، لطفی، م.، (۱۳۹۰). ژئوشیمی و خاستگاه زمین ساختی سنگ های آتشفشانی محدوده ی

۲۹- معدن بایچه باغ (زنجان). فصلنامه زمین کاربردی شناسی، شماره ۳، ۲۵۵ تا ۲۶۸.

۳۰- کهنسال، ر.، (۱۳۷۷). بررسی توده های نفوذی نیمه ژرف در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان دامغان. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال.

۳۱- کریم پور، م. ح.، (۱۳۷۸). کانی ها و سنگ های صنعتی، نشر مشهد.

۳۲- کریم پور، م. ح.، سعادت، سعید.، (۱۳۸۹). زمین شناسی اقتصادی کاربردی، نشر مشهد، چاپ چهارم.

۳۳- گزارش عملکرد واحدهای صنایع فرآوری مواد معدنی، صنایع فلزی و واحدهای خدماتی تحت

پوشش وزارت صنایع و معادن، ۱۳۷۹.

۳۴- محمدزاده، م.، (۱۳۹۱). طرح اکتشافی کانسار دیان.

۳۵- محمدی. م.، (۱۳۷۲). کانی شناسی غیر سیلیکات‌ها، انتشارات دانشگاه پیام نور.

۳۶- معین وزیری، ح.، احمدی، ع.، (۱۳۷۱). پتروگرافی و پترولوژی سنگ های آذرین، چاپ دانشگاه تربیت معلم تهران، چاپ پنجم.

۳۷- موحد اول، م.، (۱۳۴۷). گزارش مقدماتی معدن فیروزه باغو ناحیه کوه زر، سازمان زمین شناسی ایران.

۳۸- مورتیمر، چ.، (۱۹۸۶). شیمی عمومی، ویرایش ششم، چاپ سی و یکم، انتشارات نشر دانشگاهی، صفحه ۲۵۶.

۳۹- مهرابی، ب.، طالع فضل، الف.، قاسمی سیانی، م.، اقبالی، م. ع.، (۱۳۸۸). بررسی نحوه کانی سازی و تشکیل کانسار رگه‌ای مس - طلا گلوچه (شمال زنجان)، بر اساس شواهد ژئوشیمی، کانی شناسی و سیالات درگیر، مجله علوم دانشگاه تهران، ش ۴: ۱۸۵ تا ۱۹۹.

۴۰- مهری، ب.، راستاد، الف.، فیاضی، ف.، (۱۳۸۷). رخساره‌های کانه‌دار کانسار سرب- نقره (روی) خانجار، در توالی کربناته کرتاسه بالایی ایران مرکزی، جنوب دامغان، نشریه علوم زمین، شماره ۷۵، صفحه ۱۲-۳.

۴۱- نجف‌زاده، ع.، خلیلی مبرهن، ش.، و احمدیان، ج.، (۱۳۹۰). زمین شناسی اقتصادی، انتشارات پیام نور.

۴۲- نقشه توپوگرافی ترود با نقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان جغرافیایی ارتش.

۴۳- هلمهاکر (۱۸۹۸) و هنمک (۱۸۹۹)، پی جویی طلا در زمین شناسی منطقه مورد مطالعه، در قربانی، ق.، (۱۳۸۴). پترولوژی سنگ‌های ماگمایی جنوب دامغان، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی.

۴۴- هوشمندزاده، ع.، علوی نائینی، م.، حق پور، ع. (۱۳۵۷) تحول پدیده های زمین شناسی ناحیه طرود (از پرکامبرین تا عهد حاضر). گزارش شماره H5 سازمان زمین شناسی کشور. ۱۳۸ص.

References

- 1- Abdalian, S., (1953). Le tremblement de terre de Torude en Iran. *La Nature*, 81(3222), 314-319, Paris.
- 2- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M. F and Mitchell, J. G., (2000). Petrogenetic, evolution of late Cenozoic, post- collision volcanism in western Anatolia: Turkey, *Journal of Volcanology Geological Research*, 102: p. 67-95.
- 3- Anderson, J. L., (1997). Status of thermobarometry in granitic batholiths, *Trans.Roy.Soc.Edinb., Earth sciences*, 87,125-138.
- 4- Anderson, J. L., Smith D.R.,(1995). The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in hornblende barometer, *Am. Mineral.*, 80, 549-559.
- 5- Anderson, W. B., Eaton P. C., (1990). Gold mineralization at the Emperor Mine, Vatuk. FiJi. *J. Geochem Exploration*, 36, 267-296.
- 6- Anthony, J. W., Bideaux, R. A., Bladh, K. W., & Nichols, M. C., (2003). *Handbook of Mineralogy, Volume V, Borates, Carbonates, Sulfates; Mineral Data Publishing: Tuscon, Arizona, U. S. A; Vol. 5.*
- 7- Barnes H. L., (1997). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, John Wiley and So Interscience, 972 .
- 8- Bateman, A. M., (1950). *Economic Mineral Deposits*. New York; Wiley, 961pp.
- 9- Best, M., (2003). *Igneous and metamorphic Petrology*. Black wcii science Ita.Pub.
- 10- Bhuvanesh, N. S., (2001). Halasyamani PS *Inorg Chem FIELD Full Journal Title:Inorganic chemistry*, 40, 1404-5.
- 11- Bierlein, F. P., Groes, D. I., (2007). Geodynamic setting of mineral deposit systems. *Geological Society of London*, 164, 19-30.
- 12- Brewer, T. S., Daly, J. S. & Åhäll, K.-I., (1998). Contrasting magmatic arcs in the Palaeoproterozoic of the south-western Baltic Shield, *Precambrian Research*, Vol. 92: 297-315.
- 13- Cabanis, B., and Lecolle, M., (1989), Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C.R. Acad. Sci. Ser. II*, p. 2023-2029.
- 14- Carey, S.,Nomikou, P., Papanikolaou, D., Croffbell, K., Sakellariou, D., Alexandari, M., and Bejelou, K. (2012), Submarine volcanoes of the Kolumbo

volcanic zone NE of Santorini Caldera, Greece, *Global and Planetary Change*, V: 90-91. 135-151.

15- Clarke, F. W., (1924). *The data of geochemistry*. USGS Bull. 779, pp. 63-121.

16- . Cotton, F. A., & Wilkinson, G. (1972). *advanced inorganic chemistry*. 3. Aufl. XXI, 1145 S. 295 Abb., 127 Tab., John Wiley & Sons Ltd., London-New York.

17- Cox, D.P., (1986). *Descriptive model of polymetallic veins: Mineral Deposit Models*.

18- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pakhurst, R.J., (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*, London, Allen and Unwin, 450.

19- Craig, J. R., and Vaughan, D. J., (1981). *Ore Microscopy and Ore Petrography*: John Wiley, 406 P.

20- Damerson, L. M., (1990). *The petrology and geochemistry of tuffs and tuff breccias of the Thirtyone Mile Mountain area, Central Colorado*, Department of Geology, The college of Wooster, OH 44691.

21- Dehio, G., (1998). *Handbuch der deutschen Kunstdenkmäler, Sachsen II*. Deutscher Kunstverlag, München, Berlin, p. 160

22- Devine, J.D., and Sigurdsson, H., J. (1995) *Volc. Geotherm. Res.*, 69.35.

23- Dichal, E., (1944), *Beitrag Zur kenntnis der Erzfundestellen Irans*, Schweiz miner . petrgr.mitt. V.24, Zurich.

24- Edwards, A.B., *The formation of iddingsite*, university of Melbourne, Australia (2002)

25- Effenberger, H., (1977). *Tschermaks Mineralogic and Petrographich Mitteilungen*, 24, 287-98.

26- Evans, A. M., (1993). *Ore geology and industrial minerals*, Blackwell, Oxford.

27- Fox .P. E., Cameron, R. S., (1991), *A model for alkaline copper - gold porphyry deposits*, GAC/ MAC abstrats.

28- Forst, Ray. L. & Keeffe, Eloise. C. (2009), *Raman spectroscopic study of the tellurite minerals: graemite $\text{CuTeO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ and teineite $\text{CuTeO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$* . *Journal of Raman Spectroscopy*, 40(2), pp. 128-132.

29- Garrels, R. M., and J. C. Christ. (1965). *Solutions, minerals, and equilibria*. San Francisco: Freeman, Cooper. *Geothermal Research* 102, 67-95.

30- Gourgaud, A., Vincent P.M. (2003). *Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad*. *J. volcan. Geo. Res.* 129: 261-

290.

31- Gilmour, P., (1971). Stratabound massive pyritic sulfide iron- formations. *Econ. Geol.* 66: 1239-1244.

32- Goldschmidt, V. M., (1985). *Geochemistry*. London, Oxford University Press.

33- Guilbert, J.M., Park, C.F. , (1903). *The Geology of Ore Deposits*. WH Freeman and Company, New York, p. 985.

34- Guo, Z. , Zhang, Z., Wu, C., Fang, S., Zhang, R., (2006). The Mesozoic and Cenozoic exhumation history of Tianshan and comparative studies to the Junggar and Altai mountains. *Elsevier* ,Volume 80, Issue 1, Pages 1-15

35- Gupta, A. K., (2007). *Petrology and genesis of igneous rocks*.

36- Gust, D.A, Perfit MR. (1987). Phase relations of a high-Mg basalt from the Aleutian island arc: implications for primary island arc basalts and high-Al basalts. *Contrib Mineral Petrol.* 97: 7-18.

37- Gutafson, J. G. and Hunt, J.P., (1975), The porphyry copper deposit at . ElSalvador, Chile: *Economic Geology*, v. 70, p. 281-301.

38- Gutmann, J.T., (1977), Textures and genesis of phenocrysts and megacrysts in basaltic lavas from the Pinacate volcanic field: *Am. Jour. Science.*, v. 277, p. 833-861.

39- Halbach, P. & Koschinsky, A., (1989). Sequential leaching of marine ferromanganese precipitates: Genetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 59, Issue 24, Pages 5113-5132.

40- Henderson, P. & Pankhurst, R. J., (1984). *Analytical chemistry*. In: Henderson, P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, PP. 467-499.

41- Harker, A., (1909). *The Natural History of Igneous Rock*, Methuen Co. London.

42- Harker, A.,(1909). *The natural history of igneous rocks*. Macmillan, New York.

43- Hatch, F. H., Wells, A. K., and M. K. Wells, (2003). *Petrology of the Igneous rocks: Thirteenth Edition*, CBS Publishers and distributors, 551p.

44- Hasanzadeh, J., Gazi, A.M., Axen, G., and Guest, B., Stockli, D., and Tucker, P (2005). Oligocene mafic magmatism in north-west of Iran: Evidence for the separation of the Alborz from the Urumieh-Dokhtar magmatic arc [abs]: *Geological Society of America Abstracts with Program*, v. 34, no. 6, p. 331.

45- Hedenquist, J. W., & Lowenstern, J. B., (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *NATURE*. Vol 10,370.

- 46- Helmhacker, R. (1898). Die nutzbaren tagerstätten Persian. Z. Park. Geol. V. G, P: 40.
- 47- Heimann, M., C. D. Keeling, and C. J. Tucker, A., (1989) Three-dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds, 3, Seasonal cycle and synoptic time scale variations, in Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas, Geophys. Monogr. Ser., vol. **55**, edited by D. H. Peterson, pp. 277–303, AGU, Washington, D. C.
- 48- Huber, H., (1957), Geology of the east Semnan Area . N.A.O.C. Geology report. unpublished , 40p.
- 49- Huber, H., Stocklin, J., (1956), Geological Report of the Torud – Moalleman Area . N.I.O.C. unpublished report.
- 50- Hutchinson, R. W., (1979). Evidence of exhalative origin for Tasmanian tin deposits, Can. Inst. Min. Metal. Bull. , Aug., 72:90-104.
- 51- Hyndman, D. W., (1985). Petrology of Igneous and Metamorphic rocks: Second Editin, Mc Graw Hill Book company, 786p.
- 52- Ineson, P. R., (1989), Introduction to Practical Ore Microscopy: Longman Scientific and Technical, 181p.
- 53- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971). “ A guid to chemical classification of the common volcanic rocks”. Can.J.Sci, 8, 523-548.
- 54- Kampunzu, A. B., Tombale, A. R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T. & Modisi, M. P., (2003). Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoarchaeon continental active margin in the Zimbabwe canton, Lithos, Vol. 71(2):431-460.
- 55- Kent, A.J.R., Elliott, T.R., (2002). Melt inclusions from Marianas Arc lavas; implications for the composition and formation of island arc magmas. Chem. Geol. 183, 263–286.
- 56- Koprivica, D., (1978). Geologic- Structural features and sulphide deposits in the area west of the Savsat (NE Turkey).
- 57- Kuebler, A. K., Jolliff, B. L. and Treiman, A., (2003). Survey of Alteration Products and other secondary Mineral in Martin Meteorite recovered from Antarctica, Dept. of Earth & Planetary Sciences & the McDonnell Center for Space Sciences, Washington University, One Brookings Drive, St. Louis, MO 63130; Lunar & Planetary Institute 3600 Bay Area Boulevard, Houston TX 77058.

- 58- Kuscu, G. G. & Geneli. F., (2008). Review of post- collisional volcanism in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey), with special reference to the Tepekoy Volcanic Complex. *International Journal of Earth Sciences*, Vol. 99 (3): 593-621.
- 59- Kushiro, I. (1972). The effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. *Journal of Petrology* 13, 311-334.
- 60- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- 61- Lefebure, D.V. and Church, B.N. (1996): Volcanic Redbed Cu, in *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 1 - Metallic Deposits*, Lefebure, D.V. and H y, T, Editors, British Columbia Ministry of Employment and Investment, Open File 1996-13, pages 5-7.
- 62- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., (2007). *Igneous rocks a classification and glossary of terms*. Cambridge University press. 21,30.
- 63- Lottermoser, B. G., Ashley, P. M., & Lawie, D. C.,(1999). *Environmental geochemistry of the Gulf Creek copper mine area, north-eastern New South Wales, Australia*, Springer-Verlag, Cited by 67 - Related articles - All 6 versions.
- 64- Machado, A., Lima, E. F., Chemale, F. J., Morata, D., Oteiza, O. Almeida. D. P. M., Figueiredo, A. M. G., Alexandre, F. M. & Urrutia, J. L., (2005). Geochemistry constraints of Mesozoic- Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica, *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 18 (3-4): 407-425.
- 65- Maniar, P. D., Piccoli P.M., (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 623-643.
- 66- Mathur. S.M., (2010). *Elements in geology*.
- 67- Maynard, J. B. (1983). *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. xi + 305 pp. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo: Springer-Verlag. ISBN 3 540 90783 1.
- 68- Middelemoost, E.A.K., (1975). The basalt clan. *Earth Sci. Rev.* 11, 337- 364.
- 69- Middelemoost, E.A.K., (1985). "Magma and magmatic rocks, An introduction to igneous petrology". Longman Group U.K., pp.73-86.
- 70- Middelemoost, E.A.K., (1991). Toward a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. *Earth science reviews*, 31, 37-87.
- 71- Middlemost, E.A.K., 1994. "Naming materials in the magma/igneous rock

- System". Longman Group u.k., pp.73-86.
- 72- Miletich, R., (1995). *Monatshefte fuer Chemie*, 126, 417.
- 73- Miller C. F.,(1985). Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources. *Journal of geology*, 93, 673-689.
- 74- Montoya, J.W., and Hemley, J.J., 1975. Activity relations and stabilities in alkali feldspar and Mica alteration reactions: *Econ.Geol.*, V.70., pp.577-594.
- 75- Morata, D., Aguirre L. 2003: Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29° 20' -30° S), Chile: geochemistry and petrogenesis. *J. South Amer. Earth Sci.* 16: 459-476.
- 76- Moreau, J., (1975). *Bulletin de la Societe Francaise de Mineralogie et de Cristallographie*, 98,
- 77- Morison G.W (1980). Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13. 97-108.
- 78- Moritz, R., Kouzmanov, K., Petrunov, R. (2004). Late Cretaceous Cu–Au epithermal deposits of the Panagyurishte district, Srednogie zone, Bulgaria. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, vol. 84, p. 79-99.
- 79- Mullen, E. D., (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminate for basaltic rocks of oceanic environments & its implicriminate for petrogenesis: *Earth and Planet. Earth and Planetary Science Letters* 62, 53- 62.
- 80- Muller, D., Franz L., Herzig P.M.,Hunt S.,(2001). Potassic igneous rocks from the vicinity epithermal gold mineralization, Lihir Island, Papua New Guinea. *Lithos*, 57, 163-186.
- 81- Muller, D.,Rock N.M.S., Groves D. I., (1992). Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study. *Mineral. Petrol.*, 46, 259-289.
- 82- Nagudi, B., Koeberl, C., Klotzli, U., (2001). In: Schumann, A., (Ed.), €
- 83- Abstracts Regional Conference of the Geological Society of Uganda and the Geological Society of Africa, Kampala, pp. 36–37
- 84- Nakamura, N.(1974). "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim.*". *Acta*, 38, 757-775.
- 85- Nelson, A.,2011, *Introduction & Textures & Structures of Igneous Rocks*, The Journal of Geology,pp.24-41.
- 86- Nelson, C.E., 1992, *Exploration and Mining Activity in Central America*: Randol

- at MineExpo Workshop Proceedings, Randol International Ltd., p. 5-8.
- 87- Pearce J. A., (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*, R.S. Thorpe (ed.) Wiley, 525-548.
- 88- Pearce J. A., (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In *Continental basalts and mantle xenoliths*, Edited by C. J. Hawkesworth and M. J. Norry, Shiva Publishing, Nantwich U.K.
- 89- Pearce J.A., (1982). Trace element characteristic of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS(ed) *Andesites*, Wilery, New York, 525-548.
- 90- Pearce J.A., Norry M.J.,(1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to mineralogy and petrology*, 69,33-47.
- 91- Pearce, J., (1996). Sources and setting of granitic rocks, *Episode* , 19, 120-125.
- 92- Pearce, J.A., Harris N. B. W., Tindle A.G., (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, V 25, 956-983.
- 93- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocen calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- 94- Peterson, N.P. (1954), Copper Cities copper deposit, Globe-Miami district, Arizona, *Economic Geology*: 49, 362-377.
- 95- Pirajno, F., (2009). *Geological Sarvey of Western Australia*. Springer Science.
- 96- Pourbaix, M.(1966). *Atlas of electrochemical equilibria in aqueous solutions*. Houston: National Association of Corrosion Engineers.
- 97- Richards JP.(200)3. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology* 98: 1515-1533
- 98- Robb, L. (2009), *Introduction to Ore-Forming Processes*, Blackwell Publishing, () 386p
- 99- Rollinson, H.R. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*: Longman, UK, 352p.
- 100- Roos, C. S., and Shannon, E. V. (1925). The origin, occurrence, composition and physical properties of the mineral iddingsite: *Proc. U. S. Nat. Mus.*, vol. 67, pp. 1-19,.
- 101- Rutherford,M.J., and Hill ,P.E. (1993) *Geophy.Res.*, 98pp.
- 102- Saccani E., Photiades A., Beccaluva L., (2008). Petrogenesis and tectonic significance of Jurrasic IAT magma types in the Lellinde ophiolites as deduced from

- the Rhodiani ophiolites (Pelegonian zone, Greece), *Lithos* 104, 71-78.
- 103- Sajona, F. G., Maury, R., Bellon, H., Cotton, J. & Defant, M. J. (1996). High field strength element enrichment of Pliocene- Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines). *J. petrol.* 37 (3), 693- 726.
- 104- Stewart, G.M., (2004). Argillic alteration and ore deposits, *Economic Geology*, 51: 407- 414.
- 105- Shand, (1943). *Eruptive Rocks*. John Wiley & Sons.
- 106- Selinus, O., (2005). *Essentials of Medical Geology*: Elsevier Academic Press.
- 107- Senior, A. & Leake, B.E., (1978). Regional metamorphism and the geochemistry of the Dalradian metasediments of Connemara, western Ireland. *Journal of Petrology*, 19, 585–625.
- 108- Seewald, J. S., W.E. Seyfried, and E. C. Thornton. (1990). Lang et al. CSIA of organic acids in seawater 174 Organic-rich sediment alteration—an experimental and theoretical study at elevated temperatures and pressures. *Appl. Geochem.* 5:193-209 [doi:10.1016/0883-2927(90)90048-A].
- 109- Shamanian, G. H., Hedenquist, J. W., Hattori, K. H., Hassanzadeh, J. (2004). Alborz Magmatic Arc, Semnan Province, Northern Iran. *Economic Geology*, Vol. 99, pp. 691–712
- 110- Shelly, D., (1993). Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations.
- 111- Shervais, J. W. (1982). Ti-V plots & the petrogenesis of modern & ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101-118.
- 112- Sillitoe, A. H., (1972). Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, 813- 817.
- 113- Thompson, R. N., (1984). Dispatches from the basalt front. 1.Experiments. *Proc. Geol. Ass.*, 95, 249-262.
- 114- Tilly, S. R. & Bien, R. E., (1981). Porphyry copper deposits: *Economic Geology*, 75th Anniv. Volume, p. 214-269.
- 115- Titley, S. R. & Hicks, C., (1966). *Geology Porphyry copper deposits, Southwestern North America*. Tucson: Univ. Ariz. Press, 287p.
- 116- Tilling, R., (2007). Tuff. In: *McGraw Hill Encyclopedia of Science & Technology*, 10th Edition. McGraw-Hill. Volume 18. 680-682.
- 117- Tosson, S., (1964). The volcanic rocks of Bahariya Oasia, Egypt U. A. R,

Bulletin Volcanologique, Volume 27, Issue 1. pp 447-452.

118- Vail, J.R. (1957). Geology of the Racing River area, British Columbia; unpublished M.Sc. thesis, University of British Columbia.

119- Vaughan, D.J., (1976). Sedimentary geochemistry and mineralogy of the sulfides of lead, Zinc, Copper and Iron and their Occurrence in sedimentary ore deposits., in: K.H., Wolf, (eds), Handbook of stratiform and stratabound ore deposits., Elsevier., Amsterdam., V.Z., P.317-333.

120- Vink, B. W., (1986). Stability relations of malachite and azurite, Mineralogy Magazine, 50,41-47.

121- Wildner, M., (1993). Mineralogy and Petrology, 48, 215-25.

122- Wilkinson, J. F. G. & Kalocsai, G. I. Z., 1973, Pyroxenite Xenolite from an Alkali Trachy-Basalt in the Glen Inns area, northeastern New South Wales: Contr.Mineral. Petrol, 42: 15-32.

123- Williams, S.A., & Matter, P., (1975). III Mineralogical Record, 32 , 6-4.

124- Wilson, M., (1989). Igneous petrogenesis a global tectonic approach, Department of earth sciences, university of leeds. London, Unwin Hyman.

125- Wilson, B. M., (2007). Igneous petrogenesis a global tectonic approach, Springer, 1edn, 485 pp.

126- Wu, F. Y., Walker, R. J., Ren, X. W., Sun, D. Y., Zhou, X. H., (2003b). Osmium isotope constraints on the age of the lithospheric mantle beneath northeastern China. Chemical Geology 196:107–129.

127- Xu, Q., Song, X., (1995). Trace and rare earth geochemistry of host rocks from VHMS deposits., in NW china., in pasava., Kribek and Zak (eds)., Mineral deposits., Balkema., Rotterdam., p.249-252.

128- Yoder, H. S. Jr. & Tilley, C.E. (1962). Origin of basalt magma, an experimental study of natural & synthetic rock systems. J. Petrology, 3,342-532.

Abstract

Diane copper deposit is located in North Central zone of the volcanic arc Toruod-Chahshirin in Semnan province, 90 km South of Damghan city. The deposit consists of extracting three zones including: zones 1, 2 and 3 filled empty places of Eocene volcanic rocks.

On the base of field study, optical microscopy and geochemical analyses (XRD, XRF, ICP, EPMA): the ore body of Diane copper consists of andesite, trachyandesite, basalt, trachybasalt, trachyte, tuff and agglomerate, which are porphyry, porphyry microlitic flow in textures. The volcanic rocks also show amygdaloidal and pillow structures indicating that they are formed in submarine environment. They are alkaline to calc-alkaline in nature and are plotted in fields of island arcs and active continental margin and show the subduction process with crustal contamination. Moreover, LREE enrichment in compare with HREE are a character of those magma formed in subduction zones. According to correlation coefficients of exist elements, the most important associated elements with Diane deposit are zinc, gold, and molybdenum.

The most important ore-forming minerals are malachite, chalcocite, chrysocolla and filled some fractures, breccia and cavities of the volcanic rocks.

Finally, with studying the all mineralogy features, texture and geochemistry and comparison with similar deposits in the Iran (Chah Gole, Kalate Mehran, Chah Musa, ...) and world (Chile, Canada and USA), it is concluded that the Diane copper is an vein copper deposits.

Keywords: Toroud- Chah Shirin, Dian, Copper, Vein.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Science

Subject:

**Mineralogy, geochemistry and genesis of Dian copper ore
deposit (south of Damghan)**

By:

Elham Nahidifar

Supervisor:

Dr.Farjollah Fardoost

Consultant:

Dr.Mehdi Rezaei

September 2014