رویکردهای پژوهشی در علوم زمین، شماره ۱۰، زمستان ۱۳۹۷، ص ۴۲- ۳۰

http://www.jocs.ir

مجله علمی رویکردهای پژوهشی در علوم زمین (سال سوم)
شماره ۱۰ / زمستان ۱۳۹۷ / ص ۴۲ - ۳۰

پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های ماگمایی شمال معدن مس چهارگنبد واقع در شمال‌شرق سیرجان

محمدرضا صفارحیدری[۱]، منصور قربانی[۱]، سارا شیخ فخرالدینی[۲]، امین قادری[۳]

[۱] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی تهران، تهران، ایران

[۲] گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شیراز، ایران

[۳] گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، ایران

نام نویسنده مسئول:

محمدرضا صفارحیدری

چکیده

منطقه‌ی معدنی چهارگنبد در شمال‌شرق سیرجان در استان کرمان واقع شده است. از نظر تقسیمات زمین-شناسی، این ناحیه جزئی از کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر محسوب می‌شود. در این منطقه توده‌های نفوذی نظیر گرانیت و کوارتزدیوریت‌پورفیری به سن الیگومیوسن در سنگ‌های آتشفشانی مانند آندزیت‌بازالت، تراکی‌آندزیت و داسیت متعلق به ائوسن نفوذ کرده‌اند. بافت عمده سنگ‌ها پورفیریتیک و گرانولار است و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌ها، پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، پیروکسن و آمفیبول هستند. وجود بافت غربالی و منطقه‌بندی نوسانی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، اپاسیته‌شدن کانی‌های فرومنیزین و بافت-های متنوع در سنگ‌های ماگمایی چهارگنبد حاکی از عدم تعادل ترمودینامیکی در ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌ها می‌باشد. بر پایه آنالیز و داده‌های ژئوشیمیایی، ماگمای مولد سنگ‌های آتشفشانی از نوع کالکوآلکالن بوده و از لحاظ درجه اشباع از آلومینیوم (ASI)، متاآلومین تا پرآلومین هستند. الگوی پراکنش عناصر نادر خاکی در تمام سنگ‌های آذرین منطقه تقریبا مشابه است. غنی‌شدگی عناصر LILE (K, U, Sr, Rb, Th) و LREE نسبت به عناصر HFSE نظیر Ti, P, Nb و HREE همچنین پایین بودن نسبت Ce/Pb و Nb/U و مقادیر بالای Ba/Nb نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌ها در پهنه زمین‌ساختی وابسته به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی در حاشیه فعال قاره است. همچنین آنومالی منفی عناصری از قبیل Ti, Nb و P در نمودارهای عنکبوتی نیز این موضوع را تائید می‌کند. اختلاط ماگمایی و آلایش پوسته‌ای در طی صعود در تکوین این سنگ‌ها نقش اساسی داشته است.

کلمات کلیدی: پترولوژی، سنگ‌های ماگمایی، فرورانش، کالکوآلکالن، چهارگنبد.

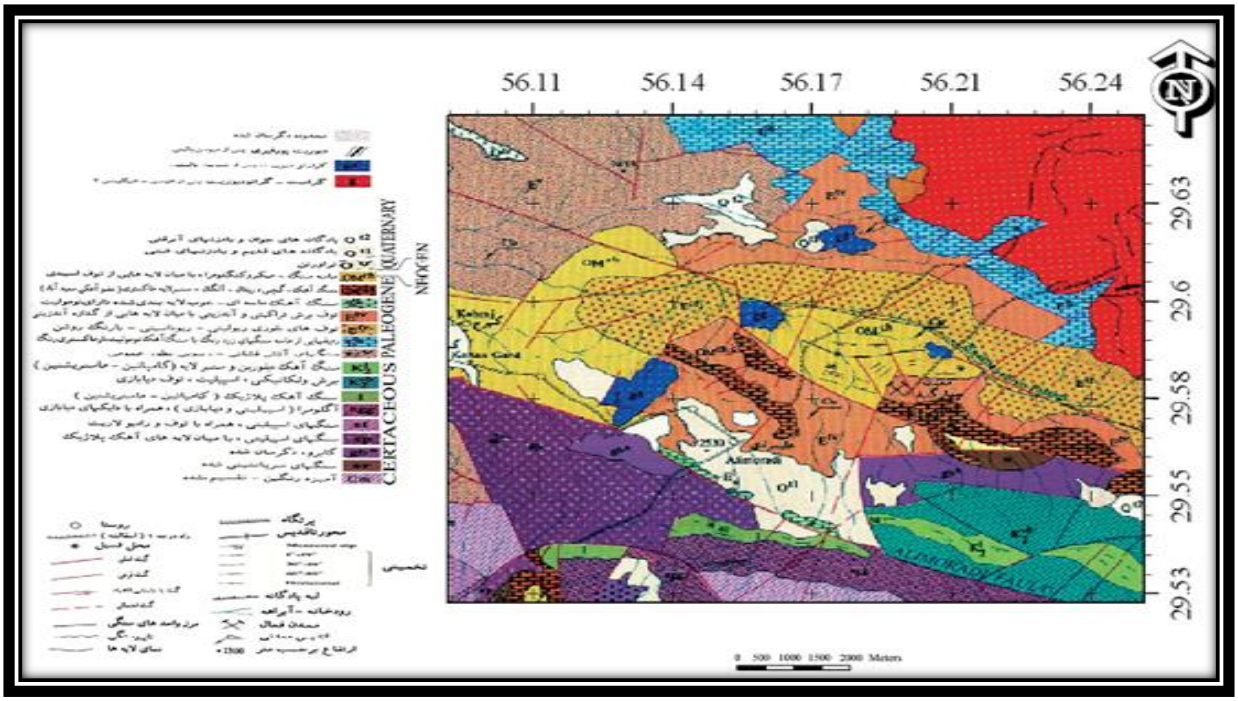
مقدمه

منطقه‌ی مورد مطالعه در محدوده‌ی شمالی کانسار مس رگه‌ای چهارگنبد واقع در جنوب‌شرقی ایران، در شهرستان سیرجان و در حدود ۱۱۰ کیلومتری جنوب‌غربی کرمان، دارای مختصات ′۰۵ ˚۵۶: و ′۲۵ ˚۵۶: طول‌شرقی، ′۵۰ ˚۲۹: و ′۶۵ ˚۲۹ عرض‌شمالی می‌باشد. این ناحیه در جنوب‌شرقی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد و بخشی از نوار دهج- ساردوئیه از تقسیمات زمین‌شناسی کرمان را شامل می‌شود [۱] و عمدتا از سنگ‌های نفوذی و خروجی با ترکیب متنوع تشکیل شده است [۲]. مطالعات [۳] در ناحیه کرمان به سفارش سازمان زمین-شناسی کشور صورت پذیرفته است. این مطالعات تحت عنوان اکتشافات کانسارها در ناحیه کرمان انجام شده است. از دیگر مطالعاتی که در ناحیه چهارگنبد انجام گرفته است می‌توان به مطالعات [۴] بر روی گرانیتوئیدهای منطقه، [۵] بر روی قسمتی از سنگ‌های آذرین منطقه، [۶] بر روی اثرات زیست‌محیطی عناصر سمی در محدوده معدنی مس- طلا چهارگنبد و [۷] بر روی سنگ‌شناسی باتولیت گرانیتوییدی منطقه اشاره کرد. در این پژوهش به بررسی سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی سنگ‌های ماگمایی (ولکانیکی و پلوتونیکی) پرداخته شده است که نتایج آن در تعیین سرشت ماگماتیسم و محیط زمین‌ساختی منطقه اهمیت دارد.

زمین‌شناسی

با توجه به مطالعات انجام شده و پهنه‌بندی ایران توسط [۸] منطقه چهارگنبد سیرجان در پهنه ایران مرکزی قرار دارد. تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ توسط سازمان زمین‌شناسی صورت گرفته است [۹]. در منطقه چهارگنبد قدیمی‌ترین سنگ‌ها که دارای روند شمال‌غرب-جنوب شرق می‌باشند با عنوان آمیزه‌ی‌رنگین شناخته می‌شوند که از مخلوط ناهمگن سنگ‌های فوق‌بازی و چرت تشکیل شده‌اند. سن قسمت بالایی این توالی سنونین- ائوسن میانی می‌باشد. این توالی سنگی با یک ناپیوستگی توسط سنگ‌های آندزیت و توف آندزیتی با سن ائوسن پایانی- الیگوسن آغازین پوشیده شده است. غالب‌ترین سیمای چینه‌شناسی رسوبی در منطقه آهک‌ها می‌باشند که بطور پیشرونده‌ای از غرب تا شرق بر روی و در کنار آمیزه‌ی رنگین و آندزیت‌ها قرار گرفته‌اند. این آهک‌ها با عضو غیر رسمی سعیدآباد شناخته می‌شوند. در زمان میوسن توده‌های نفوذی متعددی در طول این کمربند جایگیر شده‌اند که بخش بزرگی از آن‌ها را سنگ‌های گرانیتوئیدی تشکیل می‌دهند. مطالعات و بررسی‌ها انجام شده در طول این کمربند موید آن است که زون‌های گسلی و گسل‌ها بخصوص گسل‌های امتداد لغز در جایگیری توده‌های نفوذی و تشکیل سنگ‌های آتشفشانی نقش عمده‌ای را بازی کرده‌اند.

بعد از میوسن میانی، چین‌خوردگی و گسلش بر منطقه تاثیر گذاشته‌اند؛ توده‌های نفوذی دیوریت‌پورفیری سبب دگرگونی مجاورتی ضعیفی شده‌اند. در امتداد ساختارها (زون‌های گسله اصلی) فعالیت گرمابی باعث کانه‌زایی پیریت و کالکوپیریت شده است که در محل تقاطع دو گسل، کانه‌زایی شدیدتر می‌باشد. در نهایت یک کنگلومرا با سن احتمالی پلیستوسن چین‌خوردگی چهارگنبد را پوشانده است (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگنبد)

روش مطالعه

در طی مطالعات صحرایی سعی گردید از کلیه واحدهای ماگمایی منطقه نمونه‌هایی با کمترین میزان هوازدگی و دگرسانی برداشته شود. برای نیل به هدف مطالعه، بالغ بر ۸۰ عدد نمونه از واحدهای مختلف توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی برداشته شد که بعد از انتقال به آزمایشگاه، مقاطع نازک آنها تهیه و در آزمایشگاه‌های سنگ‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان و دانشگاه شهید بهشتی با استفاده از میکروسکوپ Olympus B-12 مورد مطالعه قرار گرفت. پس از مطالعات میکروسکوپی برای نامگذاری دقیق سنگ‌ها و تعیین مقدار اکسیدهای اصلی به روش XRF تعداد ۲۰ نمونه در اختیار آزمایشگاه زرآزما قرار داده شد (جدول ۱). همچنین در راستای مطالعات ژئوشیمیایی و تعیین عناصر فرعی و نادر ۱۰ نمونه از سنگ‌های با حداقل دگرسانی به روش طیف‌سنج جرمی نشری پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه Lab West استرالیا مورد آنالیز قرار گرفتند (جدول ۲). این روش به علت آشکارسازی بسیار پایین، صحت و دقت بالا به طور گسترده‌ای جهت تجزیه عناصر کمیاب و ایزوتوپ‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند [۱۰]. نتایج تجزیه شیمیایی برای اکسیدهای عناصر اصلی به صورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب به صورت قسمت در میلیون (ppm) محاسبه شده است.

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های پلوتونیکی به روش XRF (برحسب درصد وزنی)

sample	SiO_2	Al_2O_3	BaO	CaO	Fe_2O_3	K_2O	MgO	MnO	Na_2O	P_2O_5	SO_3	TiO_2	LOI	total
CH-1-6	۶۴/۹۹	۱۵/۸۶	۰/۰۴	۶/۶	۲/۹	۳/۲۸	۰/۲۸	۰/۰۹	۱/۰۷	۰/۱۲	۰/۰۴	۰/۴۴	۴/۷۶	۱۰۰/۴۷
CH-2-4	۶۴/۷	۱۲/۹	۰/۰۵	۷/۶۲	۴/۳۹	۳/۶۶	۰/۵	۰/۰۸	۱/۰۶	۰/۰۹	۱/۰۵	۰/۲۸	۴/۰۲	۱۰۰/۴
CH-2-7	۶۴/۳۷	۱۵/۷	۰/۰۵	۷/۱۶	۴/۰۲	۳/۲۲	۰/۳۵	۰/۰۱	۱/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۲۳	۳/۱۹	۹۹/۴۳
CH-A-3	۷۰/۴۳	۱۴/۳۲	۰/۰۷	۲/۴۷	۲/۹۵	۲/۴۷	۱/۱۱	۰/۰۷	۴/۲۳	۰/۰۹	۰/۶۵	۰/۳۶	۰/۷۶	۹۹/۹۸
CH-M-Z	۶۹/۸۸	۱۴/۷۳	۰/۰۴	۲/۴۶	۳/۳۵	۲/۶۴	۱/۱۴	۰/۰۸	۴/۱۳	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۳۴	۱/۰۷	۹۹/۷۱
CH-2-1	۶۵/۲۹	۱۴/۷۶	۰/۰۵	۵/۶	۲/۹	۳/۲۹	۰/۲۸	۰/۰۹	۳/۱۷	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۴۷	۳/۶۶	۹۹/۶۹
CH-M-4	۶۳/۷	۱۴/۹	۰/۰۵	۵/۶۴	۴/۳۶	۴/۶۷	۰/۵۷	۰/۰۸	۲/۰۹	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۲۸	۴/۱۱	۱۰۰/۶۱
CH-M-5	۷۲/۴	۱۴/۶۳	۰/۰۲	۳/۷۲	۰/۷۳	۲/۳۵	۰/۲۶	۰/۰۳	۴/۳۵	۰/۰۵	۰/۳۵	۰/۳۵	۱/۱۳	۱۰۰/۳۷
CH-M-6	۷۱/۱	۱۵/۱	۰/۰۵	۳/۲۱	۲/۲۲	۱/۶۷	۰/۵۱	۰/۰۴	۴/۴۳	۰/۰۸	۰/۴۵	۰/۳۷	۱/۰۵	۱۰۰/۲۸
CH-M-S	۷۱/۶	۱۴/۷	۰/۰۴	۲/۶۴	۲/۰۸	۱/۶	۰/۸۶	۰/۰۵	۴/۷	۰/۱۳	۰/۴۷	۰/۴۳	۱/۲۳	۱۰۰/۵۳

ادامه جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های ولکانیکی به روش XRF (برحسب درصد وزنی)

sample	SiO_2	Al_2O_3	BaO	CaO	Fe_2O_3	K_2O	MgO	MnO	Na_2O	P_2O_5	SO_3	TiO_2	LOI	total
CH-M-9	۵۹/۲۹	۱۳/۸۱	۰/۰۵	۱۱/۱۵	۵/۷۲	۲/۴۷	۴/۴۱	۰/۱۳	۳/۵۲	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۵۴	۲/۶۸	۹۹/۹۷
CH-1-9	۵۴/۸۱	۱۳/۲۸	۰/۰۶	۱۰/۴۱	۶/۵۳	۳/۲۵	۳/۹۲	۰/۱۹	۳/۰۷	۰/۱۲	۰/۰۲	۰/۵۲	۲/۷۷	۹۸/۹۵
CH-A-4	۵۷/۲	۱۳/۵۹	۰/۰۵	۱۱/۲۴	۴/۷۳	۱/۶۵	۴/۳۹	۰/۱۵	۲/۵۱	۰/۱۵	۰/۰۶	۰/۵۱	۲/۵۳	۹۸/۷۶
CH-1-10	۶۴/۷	۱۳/۹	۰/۰۵	۶/۶۲	۴/۳۹	۳/۶۶	۰/۵	۰/۰۸	۱/۰۶	۰/۰۹	۱/۰۵	۰/۲۸	۴/۰۲	۱۰۰/۴
CH-2-12	۵۴/۱۵	۱۷/۷۹	۰/۰۲	۷/۷۹	۷/۷۹	۰/۸۳	۴/۱۱	۰/۰۴	۴/۰۵	۰/۱۷	۰/۰۱	۰/۸۶	۲/۳۷	۹۹/۹۸
CH-3-4	۵۲/۵۴	۲۰/۵۱	۰/۰۱	۶/۲۳	۷/۴۹	۰/۵۳	۲/۵۳	۰/۱۷	۵/۲۵	۰/۲۲	۱/۳۶	۰/۸۵	۲/۲۹	۹۹/۹۸
CH-2-10	۶۰/۴۱	۱۲/۷۸	۰/۰۵	۸/۱۴	۵/۶۶	۲/۳۹	۵/۳۸	۰/۱۲	۳/۵۷	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۵۴	۱/۶۳	۱۰۰/۸۷
CH-M-10	۵۵/۷۴	۱۹/۰۷	۰/۰۲	۶/۹۹	۶/۸۹	۱/۵۱	۲/۸۶	۰/۱۵	۴/۸۴	۰/۱۹	۰/۰۵	۰/۹	۰/۷۷	۹۹/۹۸
CH-3-5	۶۴/۳۷	۱۴/۷	۰/۰۵	۷/۱۶	۵/۰۲	۳/۱۲	۰/۴۵	۰/۰۱	۱/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۲۳	۳/۲۷	۹۹/۵۱
CH-3-2	۶۲/۷	۱۵/۹	۰/۰۵	۵/۶۴	۴/۳۶	۴/۶۷	۰/۵۷	۰/۰۸	۲/۰۹	۰/۱۱	۱/۰۵	۰/۲۸	۳/۱۱	۱۰۰/۶۱

جدول ۲- نتایج آنالیز شیمیایی به روش ICP-MS (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و سایر عناصر بر حسب ppm)

نمونه / عناصر	CH-1-10	CH-2-01	CH-2-10	CH-2-07	CH-3-02	CH-3-05	CH-A-04	CH-M-06	CH-M-04	CH-M-05
Ag	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۷	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۰۷
Al	۹/۴۷	۸/۷۲	۸/۹۵	۸/۸۹	۸/۶۵	۸/۵۳	۹/۰۱	۷/۸۹	۸/۳۴	۸/۲۵
As	۹/۸	۲/۱	۲	۱/۷	۹/۳	۳/۸	۶/۱	۰/۷	۱/۴	۲
Ba	۹۶	۳۶۷	۳۰۰	۴۵۶	۱۰۷	۹۳۵	۵۰۱	۴۱۴	۱۴۰	۳۱۵
Be	۰/۸	۱/۱	۱	۱	۰/۹	۱/۲	۱/۲	۱/۱	۱/۱	۱/۳
Bi	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۳	< ۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱
Ca	۰/۰۸	۳/۸۰	۴/۵۷	۴/۲۳	۵/۸۶	۳/۰۹	۳/۸۰	۱/۸۲	۳/۰۸	۱/۶۰
Cd	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۹	< ۰/۰۵	۰/۰۸	< ۰/۰۵	۰/۰۸	< ۰/۰۵

Ce	۱۸	۲۹/۱	۲۶/۸	۲۹/۳	۳۰/۱	۲۸/۳	۳۰/۳	۲۶/۲	۲۰/۲	۱۸/۸
Co	۳۰/۹	۱۴/۴	۱۹/۶	۱۹	۲۰/۴	۵/۷	۱۶/۳	۵/۹	۱/۶	۸/۲
Cr	۵	۹	< ۲	۱۳	۲۴	< ۲	۱۴	۸	۱۴	۵
Cs	۱/۷	۵/۲	۳/۱	۳	۱/۹	۲/۹	۲/۸	۲/۹	۰/۶	۱/۵
Cu	۹۴/۴	۳۵/۸	۳۵/۴	۱۳۳	۱۶۱/۲	۵/۹	۵۶/۱	۹/۷	۲۲/۴	۲۰/۹
Dy	۳/۵۳	۲/۳۵	۴/۵۸	۲/۵۶	۳/۳	۲/۰۴	۲/۴۸	۱/۵۶	۲/۳۱	۲/۸۱
Er	۲/۱۹	۱/۴	۲/۷۹	۱/۲	۲/۱۳	۱/۲۱	۱/۵۱	۱/۴۴	۱/۸۸	۱/۹۱
Eu	۰/۹۷	۰/۷۵	۱/۳۵	۰/۸۵	۰/۷۷	۰/۸۱	۰/۸۲	۰/۵۹	۰/۶۷	۰/۶۶
Fe	۷/۱۵	۳/۵۶	۶/۰۷	۴/۱۳	۳/۸۴	۱/۸۷	۳/۸۲	۲/۲۶	۱/۱۵	۳/۰۶
Ga	۱۶/۷	۱۵	۱۷/۵	۱۵/۱	۱۵/۷	۱۳/۸	۱۶	۶	۱۳/۹	۱۵
Gd	۲/۸۴	۲/۷۳	۳/۹۸	۲/۹۶	۲/۹۹	۲/۹۸	۳/۰۲	۲/۲۵	۲/۰۵	۲/۷۵
Ge	۰/۹۴	۱/۱	۱/۱۲	۱/۲۸	۱/۷۳	۱/۱۱	۱/۲	۱/۱۱	۱/۱۸	۱/۲۱
Hf	۱/۰۷	۱/۶۷	۱/۳۱	۱/۵۵	۱/۰۷	۰/۸۴	۱/۵۴	۰/۵۵	۰/۳۷	۰/۷۳
Hg	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵
Ho	۰/۷۹	۰/۵۳	۱	۰/۵۸	۰/۷۶	۰/۴۴	۰/۵۵	۰/۳۵	۰/۵۵	۰/۸۱
In	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۱۱	< ۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴
K	۱۹۲۰	۲۱۳۰	۲۸۲۰	۲۱۴۰	۲۷۶۰	۱۶۷۰	۱۵۹۰	۲۴۳۰	۳۵۳۰	۱۸۸۰
La	۹	۱۷/۸	۱۳	۱۷/۴	۱۵	۱۷/۸	۱۷/۷	۱۶/۴	۹/۳	۱۰
Li	۹/۵	۱۴/۸	۲۸/۵	۸/۷	۱۸/۹	۱۲/۳	۱۲/۶	۸/۷	۳/۱	۱۱/۵
Lu	۰/۳۱	۰/۲۵	۰/۳۹	۰/۱۶	۰/۳	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۱۶	۰/۲۷	۰/۳۱
Mg	۱/۹۳	۱/۳۲	۲/۰۴	۱/۳۹	۲/۵۶	۷۲۷۰	۱/۶۶	۵۱۱۰	۵۴۷۰	۸۷۳۰
Mn	۱۵۰۰	۷۱۶	۱۵۶۰	۲۶۲	۱۷۱۰	۴۴۱	۸۱۰	۲۶۷	۱۷۸	۹۵۳
Mo	۰/۴	۰/۵	۰/۷	۰/۷	۱	۰/۴	۰/۴	۰/۶	۰/۴	۰/۶
Na	۱۷۳۰	۲۶۱۰	۲۷۷۰	۲۷۳۰	۲۵۴۰	۳۰۷۰	۲۷۶۰	۳۳۱۰	۴۸۱۰	۴۶۴۰
Nb	۴/۱	۴/۷	۴/۲	۴/۹	۴	۲/۹	۵/۳	۴/۹	۵/۱	۶
Nd	۱۱/۷	۱۲/۴	۱۷/۲	۹/۴۶	۱۶/۱	۱۱/۳	۱۳/۴	۹/۸۶	۱۰/۹	۱۰/۶
Ni	۱۰	۶	۳	۳	۱۴	۳	۱۳	۳	۶	۳
P	۱۱۰۰	۵۸۲	۱۵۲۰	۴۸۶	۸۷۴	۴۹۲	۶۸۵	۳۸۶	۴۳۰	۴۹۱
Pb	۵/۳	۷/۶	۴/۷	۱۰/۸	۱۵/۶	۱۱/۹	۲۹/۱	۱۱/۸	۷/۵	۲۵
Pr	۲/۵۷	۳/۳۷	۳/۸۶	۳/۳۶	۳/۹۴	۳/۱۶	۳/۶	۲/۸۶	۲/۷۴	۲/۵۱
Rb	۱۵/۶	۷۹/۶	۲۴/۲	۹۴/۷	۱۹/۷	۴۶/۳	۴۳/۱	۹۹/۷	۹۶/۲	۸۶/۸
Re	< ۰/۰۱	< ۰/۰۱	< ۰/۰۱	< ۰/۰۱	< ۰/۰۱	< ۰/۰۱	< ۰/۰۱	< ۰/۰۱	< ۰/۰۱	< ۰/۰۱
S	۲۰۳	< ۵۰	۶۳۰	۱۰۵	۶۹۴۰	۱/۳۱%	۵۸	۵۲	< ۵۰	۵۸
Sb	۰/۲	۰/۴	۰/۲	۰/۲	۱/۶	۰/۵	۱/۳	۰/۱	۰/۱	۰/۲
SC	۲۸	۱۲	۱۶	۱۳	۲۶	۶	۱۳	۶	۶	۹
SE	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۲	۰/۲۷	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۶
Sm	۳/۰۹	۲/۵	۴/۳۹	۲/۶۴	۳/۲۹	۲/۲۴	۲/۷۹	۱/۸۳	۲/۲۸	۲/۷۵
Sn	۰/۹	۱/۳	۱/۱	۱/۶	۲/۲	۱/۲	۱/۵	۱/۵	۲/۲	۱/۵
Sr	۴۸۴	۳۷۸	۴۵۰	۳۴۸	۵۹۰	۵۲۰	۴۳۲	۲۴۸	۳۴۶	۲۹۰
Ta	۰/۲۶	۰/۴۵	۰/۲۵	۰/۳۵	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۳۳	۰/۳۱	۰/۳۷	۰/۴۵
Tb	۰/۵۹	۰/۴	۰/۷۶	۰/۴۳	۰/۵۴	۰/۳۵	۰/۴۳	۰/۲۷	۰/۳۹	۰/۵۵
Te	< ۰/۲	< ۰/۲	< ۰/۲	< ۰/۲	< ۰/۲	۰/۵	< ۰/۲	< ۰/۲	< ۰/۲	< ۰/۲
Th	۲/۷۹	۶/۶۱	۲/۸۶	۸/۷۱	۴/۶۶	۶/۳۱	۵/۸۵	۸/۷۱	۷/۷۵	۹/۶۲
Ti	۶۴۰۰	۳۲۳۰	۴۸۵۰	۲۳۶۰	۵۵۵۰	۱۷۵۰	۳۴۶۰	۲۳۶۰	۲۴۰۰	۲۹۱۰
Tl	۰/۱	۰/۴	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۳	۰/۳	۰/۵	< ۰/۱	۰/۵
Tm	۰/۳۲	۰/۲۴	۰/۴۱	۰/۲۵	۰/۳۳	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۱۶	۰/۲۶	۰/۳۹
U	۰/۲۹	۱/۳۷	۰/۲۸	۱/۰۱	۰/۴۸	۱/۱۴	۱/۲۷	۱/۰۱	۰/۶۸	۰/۷۵
V	۲۵۰	۱۰۹	۹۳	۱۱۸	۱۹۸	۴۵	۱۰۹	۵۰	۴۸	۷۶
W	۰/۲	۱/۵	۰/۴	۱/۲	۱/۶	۰/۸	۱/۵	۱/۳	۰/۶	۱
Y	۲۱/۲	۱۵/۹	۲۷/۴	۱۳/۵	۲۱/۲	۱۳/۳	۱۵/۹	۱۰/۵	۱۶/۸	۲۳
Yb	۱/۹۶	۱/۵۴	۲/۴۵	۱/۲۶	۱/۹۶	۱/۲۲	۱/۴۴	۱/۰۶	۱/۶۹	۱/۹۳
Zn	۱۲۰	۷۴/۷	۱۰۷	۵۹/۳	۱۱۴	۷۶	۱۱۰	۵۹/۲	۴۳/۶	۶۸/۸
Zr	۱۳۱	۱۴۹	۱۳۸	۱۳۴	۱۲۱	۱۲۰	۱۴۸	۱۱۴	۱۱۶	۱۱۸

پتروگرافی

سنگ‌های آتشفشانی

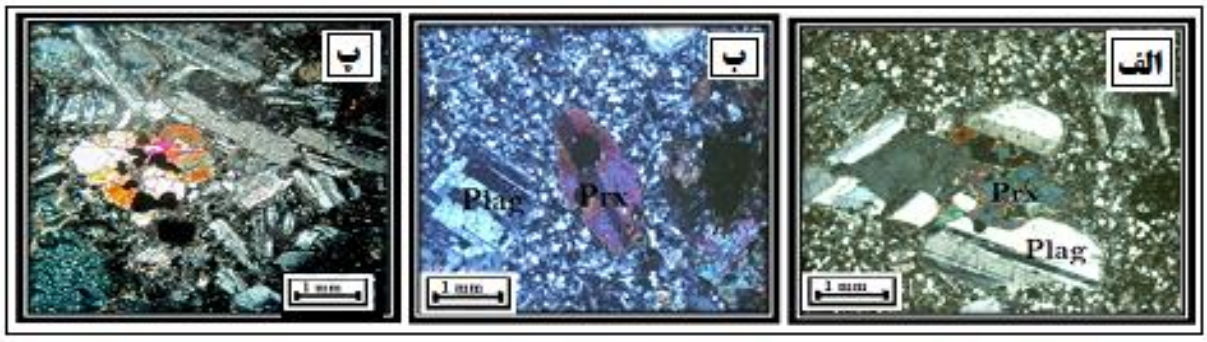
سنگ‌های آتشفشانی در منطقه چهارگنبد بر اساس مطالعات پتروگرافی بیشتر شامل آندزیت بازالت، تراکی‌آندزیت، کوارتز آندزیت و داسیت هستند که در ادامه به شرح سنگ نگاری آنها پرداخته شده است.

آندزیت‌بازالت‌ها: این سنگ‌ها بیشتر در منطقه‌ی مورد مطالعه با مورفولوژی صخره‌ای مشاهده می‌شوند. رنگ این سنگ‌ها در نمونه دستی تیره بوده و بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در آن‌ها قابل تشخیص می‌باشند. بافت آندزیت‌بازالت‌های منطقه پورفیریک با خمیره میکرولیتی است، البته بافت فرعی گلومروپورفیری نیز در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود.

پلاژیوکلازها فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده آندزیت‌بازالت‌ها می‌باشند که ترکیب آنها بر مبنای زاویه خاموشی، آندزین است هر چند پلاژیوکلازهایی با ترکیب لابرادوریتی نیز در مقاطع دیده می‌شود. پلاژیوکلازها بین ۶۰ تا ۷۰ درصد از سنگ را تشکیل می‌دهند. شکل پلاژیوکلازها تخته‌ای و یوهدرال تا سابهدرال می‌باشد که نشان از فرصت کافی برای تبلور این کریستال دارد. منطقه‌بندی نوسانی و بافت غربالی در برخی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز از نشانه‌های وجود شرایط عدم تعادل حین انجماد ماگماست [۱۱-۱۲]. [۱۳] بافت‌های نامتعادل مانند زون‌بندی درشت‌بلورها در سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن را نتیجه آلایش با پوسته قاره‌ای می‌داند و معتقد است اختلاط ماگمایی، مهمترین فرآیند برای ایجاد بافت‌های نامتعادل در این سنگ‌هاست. (شکل ۲- الف و ب).

پیروکسن دومین کانی اصلی در آندزیت‌بازالت‌ها می‌باشد که حدود ۱۵ درصد از سنگ را تشکیل می‌دهد و متعلق به دو خانواده اورتوپیروکسن و کلینوپیروکسن می‌باشد که نوع ارتوپیروکسن آن به دلیل رنگ بیرفرنژانس قوی می‌تواند اژرین و نوع کلینوپیروکسن آن به دلیل ماکل و زاویه خاموشی حدود ۴۲ درجه، از نوع اوژیت باشد.

یکی از بافت‌های مهم در مقاطع، بافت گلومروپورفیریتیک می‌باشد که از تجمع انواع پیروکسن‌ها بوجود آمده است (شکل ۲- پ). خمیره اکثر آندزیت بازالت‌های منطقه با پوششی از کانی‌های رسی پوشیده شده است.

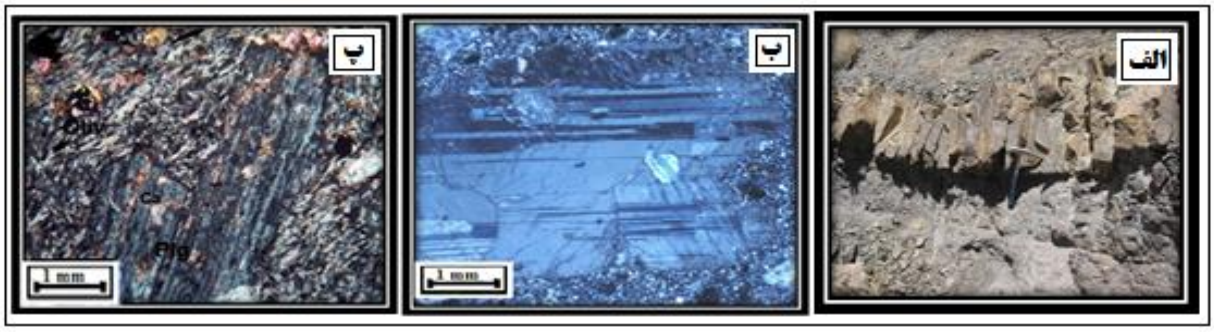


شکل ۲- بافت‌های موجود در آندزیت بازالت‌ها. الف و ب- کریستال‌های ماکل‌دار پلاژیوکلاز و پیروکسن با بافت گلومروپورفیریتیک در زمینه آندزیت بازالت پ- کانی پیروکسن و پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک در آندزیت بازالت‌های منطقه

تراکی‌آندزیت: تراکی‌آندزیت‌های منطقه بیشتر به صورت دایک نیز رخنمون دارند. این سنگ‌ها در صحرا به رنگ خاکستری تا تیره دیده می‌شوند (شکل ۳- الف). در نمونه‌دستی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز قابل تشخیص بوده و بافت این سنگ در مقاطع میکروسکوپی پورفیریک با خمیره میکرولیتی دانه‌ریز و جریانی (بافت تراکیتی) می‌باشد.

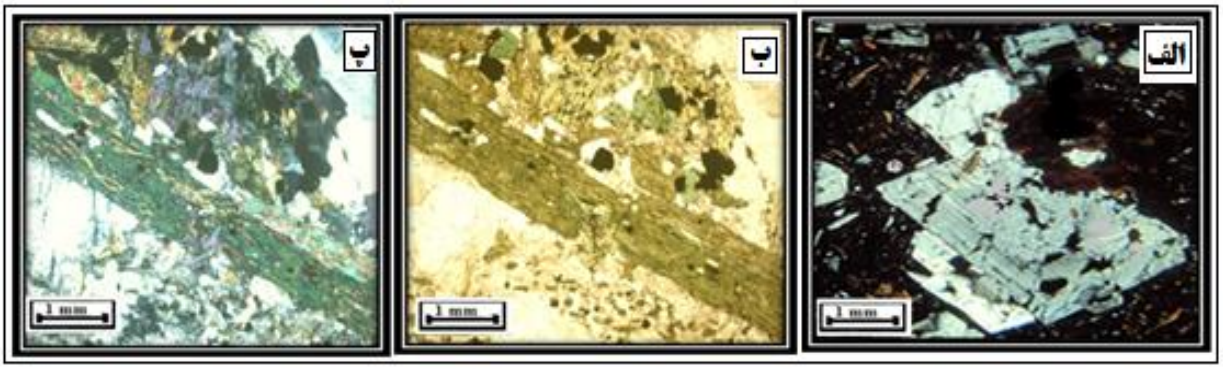
پلاژیوکلازها کانی اصلی تشکیل‌دهنده می‌باشد که دارای اندازه ۲-۱ میلیمتر بوده و اکثراً دارای ماکل بوده و در برخی موارد رشد دسته-جمعی این کانی‌ها ایجاد بافت گلومروپورفیری را نموده است (شکل ۳- ب). پلاژیوکلازهایی که در دایک‌های منطقه دیده می‌شوند بین ۶۰ تا ۷۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند و ترکیب آنها الیگوکلاز- لابرادوریت می‌باشد که نشان‌دهنده‌ی بازی بودن ترکیب ماگمای بوجود آورنده آنها است [۱۳].

کانی آلکالی‌فلدسپار به نسبت کمتری در مقایسه با پلاژیوکلازها در این سنگ یافت می‌شود و تحت تأثیر دگرسانی تبدیل‌شدگی به سرسیت و کلسیت را نشان می‌دهد. کانی‌های فرعی شامل پیروکسن، بیوتیت، اکسیدهای آهن و کانی‌های اپاک می‌باشد. خمیره این سنگ‌ها از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار و به مقدار بسیار کمتر از شیشه تشکیل شده است که در حد فاصل میکرولیت‌ها کانی‌های اپاک، کربنات و اکسیدهای آهن قرار گرفته‌اند. این خمیره کاملاً جریان یافته به نظر می‌رسد بطوری‌که اجتماع فنوکریست‌ها را دور زده‌اند و بافت تراکیتی را از خود نشان می‌دهند (شکل ۳- پ).



شکل ۳- بافت سنگ‌های تراکی آندزیتی الف- نمونه‌ای از دایک‌های منطقه. ب- کانی پلاژیوکلاز با بافت غربالی و ماکل پلی سنتتیک پ- بافت جریانی در نمونه ای از تراکی آندزیت‌ها که فلدسپات‌های زمینه، بلورها را دور زده‌اند.

کوارتز آندزیت: براساس مطالعات پتروگرافی، کوارتز آندزیت‌ها بین ۵ تا ۱۵ درصد کوارتز دارند که بیشتر در زمینه دیده می‌شود. بافت این سنگ پورفیریک با خمیره میکرولیتی تا گلومروپورفیریک که تجمعی از کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز این بافت را بوجود آورده، می‌باشد.
داسیت: فراوان‌ترین فنوکریست موجود در داسیت‌های پلاژیوکلازها هستند. این کریستال‌ها بصورت ساب‌هدرال تا یوهدرال در سنگ ظاهر شده‌اند. ماکل پلی‌سنتتیک، از مشخصات بارز آن‌ها می‌باشد. برخی از شکستگی‌های موجود در آن‌ها توسط کلسیت ثانویه پر شده است. بیشتر این فنوکریست‌ها دارای بافت غربالی بوده که علت آن می‌تواند فوگاسیته بالای آب به دلیل وجود کانی‌های آبدار و از نشانه‌های وجود شرایط عدم تعادل حین انجماد در سنگ‌های منطقه باشد [۱۴] در بعضی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز این بافت توسعه یافته و توسط پلاژیوکلاز کلسیک‌تر شکل‌دار پوشیده شده است (شکل ۴- الف).
فراوان‌ترین کانی مافیک، آمفیبول‌ها هستند که به صورت بلورهای ریز و گاهی درشت دیده می‌شوند. وجود درشت بلورهای آمفیبول در این سنگ‌ها دلیلی بر ماهیت آبدار ماگماتیسم و شکل‌گیری سنگ‌ها در کمان ماگمایی است[۱۵، ۱۶] اغلب شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشند. در بعضی از نمونه‌ها آمفیبول‌های اپاسیته‌شده را می‌توان مشاهده کرد به این معنی که دارای حاشیه اکسید شده یا سوخته می‌باشند. برخی از پژوهشگران معتقدند که حاشیه سوخته آمفیبول به دلیل اکسایش آنها در شرایط اکسیژن بالاست [۱۷] و برخی دیگر علت آن را کاهش فشار در اثر نزدیک شدن ماگما به سطح زمین، خروج گازهای ماگمایی و بالا رفتن سرعت سردشدگی ماگما می‌دانند [۱۸]. در بعضی موارد ادخال پلاژیوکلاز و کانی‌های اپاک دیده شده است (شکل ۴- ب و پ).



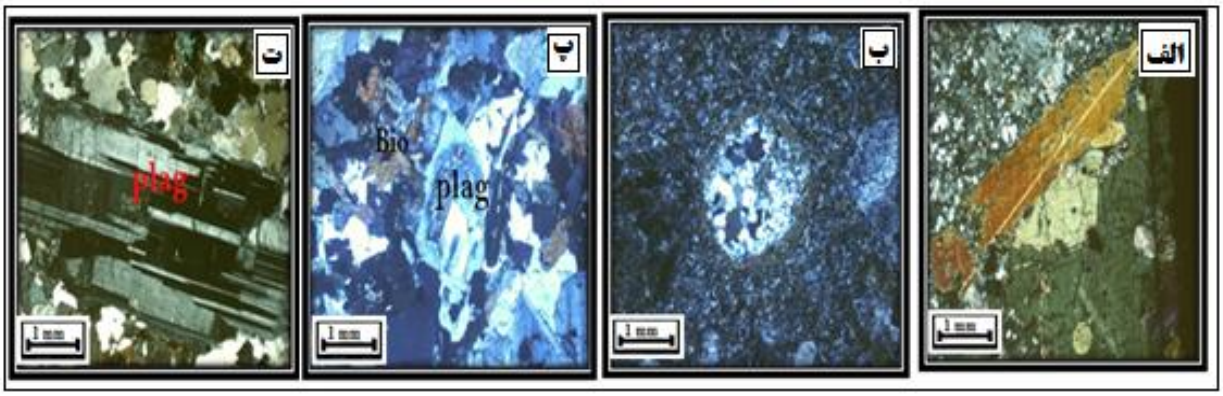
شکل ۴- کریستال‌های موجود در کوارتز آندزیت‌ها الف- کریستال پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی در کنار کانی‌های اپاک در زمینه‌ای از میکرولیت و شیشه. ب- بلور کشیده آمفیبول در کوارتزآندزیت در نور PPL. پ- بلور کشیده آمفیبول در کوارتز آندزیت‌ها در کنار کریستال‌های کوارتز در نور XPL

پتروگرافی توده‌های نفوذی

کوارتزدیوریت پورفیری: ترکیب گروهی از سنگ‌های ماگمایی و توده نفوذی منطقه کوارتزدیوریت‌پورفیری است. بافت این سنگ‌ها عموماً گرانولار و متمایل به پورفیری می‌باشد. از جمله کانی‌های سازنده می‌توان کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز را نام برد. این نمونه سنگی در شمال معدن مس چهارگنبد برونزد دارد در نمونه دستی رنگ سفید دارد. ماکل پلی‌سنتتیک و تجزیه برخی فنوکریست‌ها به کانی‌های رسی و سرسیت از مشخصات پلاژیوکلازها محسوب می‌شوند. آلکالی فلدسپارها نسبت به فنوکریست‌های پلاژیوکلاز از فراوانی کمتری برخوردارند. کوارتز به صورت فنوکریست حدود۱۰٪، اما یکی از سازنده‌های اصلی خمیره محسوب می‌شود. این کانی به صورت ثانویه پرکننده حفرات سنگ می‌باشد (شکل ۵-الف و ب). آلتراسیون حاکم در این سنگ‌ها از نوع آرژیلیک است و البته می‌توان دگرسانی پتاسیک را نیز در برخی نمونه‌ها مشاهده کرد.

گرانیت: این سنگ‌ها در صحرا دارای رنگ روشن تا روشن متمایل به خاکستری می‌باشد. توده‌های گرانیتی دارای فرسایش پوست پیازی بوده به شکلی که قطعات سنگی به صورت مدور و لایه‌لایه از هم جدا شده‌اند. به طور متوسط حدود ۳۵ درصد کوارتز در مقاطع سنگی دیده می‌شود. کریستال‌های کوارتز بدون دگرسانی و دارای خاموشی موجی بوده که حاصل اختلاف در جهات بلورشناسی است و می‌تواند نشانگر فشار در محیط تشکیل سنگ باشد که با حرکات گسل چهارگنبد در طول تزریق فشاری این سنگ‌ها هماهنگی نشان می‌دهد [۴].

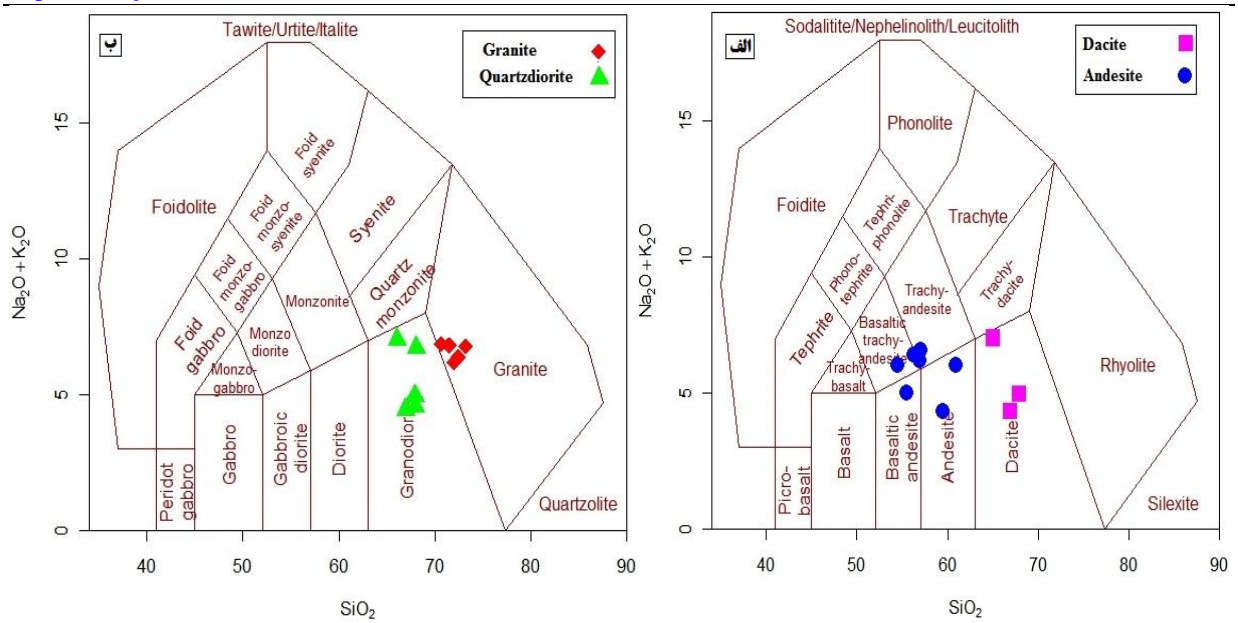
در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز بالغ بر ۳۰ تا ۳۵ درصد از سنگ را تشکیل می‌دهد. از لحاظ شکل ساب‌هدرال تا یوهدرال می‌باشند. برخی از کریستال‌ها دارای منطقه‌بندی بوده و برخی از خود ماکل نشان می‌دهند. در برخی فلدسپارها ماکل دوتایی نیز مشاهده می‌شود. بافت کلی گرانودیوریت‌ها گرانولر (هیپیدیومورفیک گرانولار) و تمام بلورین است، به نحوی که در بین گروه‌های دیگر سنگ‌های پلوتونیک از تنوع بیشتری برخوردارند. در برخی از نمونه‌های گرانیتی بافت کنسرتال نیز دیده می‌شود که در آن مرز بین کانی‌ها مضرس و درهم فرورفته است (شکل ۵- پ و ت).



شکل ۵- بافت کریستال‌های موجود در کوارتزدیوریت‌ها و سنگ‌های گرانیتی. الف- بلورهای کشیده آمفیبول و کمی اپاسیته شده در کنار کریستال پلاژیوکلاز با بافت غربالی در کوارتزدیوریت‌ها ب- حفره‌ی پرشده کوارتز ثانویه در کوارتز دیوریت‌های منطقه پ- پلاژیوکلاز و بیوتیت های دگرسان در گرانیت ت: کریستال درشت پلاژیوکلاز دارای ماکل آلبیتی درکنار کوارتز با بافت کنسرتال

ژئوشیمی

ویژگی بافتی سنگ‌های ماگمایی ایجاب می‌کند که علاوه بر نامگذاری‌هایی که با مطالعات میکروسکوپی انجام می‌گیرد، طبقه‌بندی مکملی نیز براساس آنالیزهای شیمیایی و با استفاده از نمودارهای مختلف صورت پذیرد. به این منظور برای نامگذاری و طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه از نمودارهای متفاوتی که برای رسم آنها از نرم‌افزار Igpet 2007 و GCDKit کمک گرفته شده استفاده گردید. روش طبقه‌بندی TAS- برای سنگ‌های آتشفشانی خیلی معمول و غیردگرسان منظور شده است. این روش اولین بار توسط کاکس و همکارانش در سال ۱۹۷۹ ارائه گردید. در این نمودار مجموع آلکالی (TA= Total Alkaline) در مقابل ($S = SiO_2$) قرار می‌گیرد. نمونه‌های ولکانیکی در نمودار [۱۹] در محدوده داسیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت‌بازالت و سنگ‌های پلوتونیکی در نمودار [۲۰] در محدوده گرانیت و کوارتزدیوریت قرار می‌گیرند. (شکل ۶).

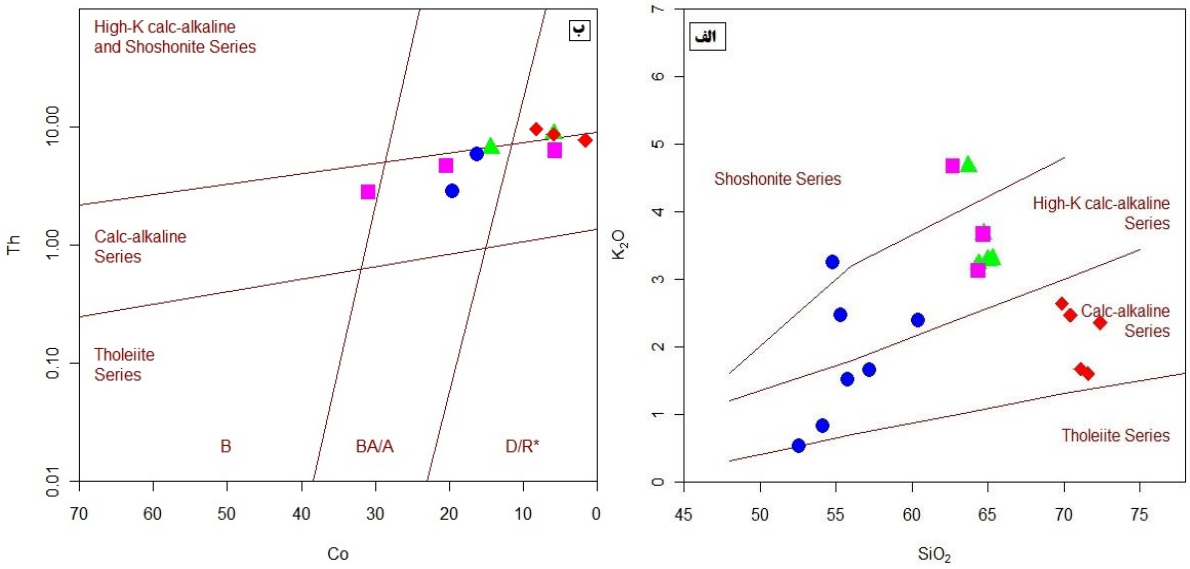


شکل ۶- الف- نمودار نامگذاری سنگ‌های ولکانیکی بر اساس روش TAS [۱۹] ب- نمودار نامگذاری سنگ‌های پلوتونیکی بر اساس روش TAS[۲۰]

تعیین سری‌های ماگمایی

طبق نظر [۲۱]، یک سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگ‌های مختلف آتشفشانی است که دارای ترکیب شیمیایی مختلف بوده و از یک ماگمای مادر در نتیجه تفریق حاصل شده باشند. علاوه بر تبلور بخشی عواملی نظیر اختلاط ماگمایی، آلودگی پوسته‌ای، درجات متغیر ذوب بخشی و آلتراسیون باعث پراکندگی عناصر در بعضی از نمودارهای ژئوشیمیایی می‌شود.

نمودار K_2O در برابر SiO_2 توسط [۲۲] ارائه شده است و سری‌های ماگمایی را به ۴ دسته تولئه‌ایتی (پتاسیم پایین)، کالک‌آلکالن، کالک-آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی تقسیم می‌کند. با توجه به شکل (۷-الف) بیشتر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه محدوده کالک‌آلکالن قرار گرفته‌اند، برخی نمونه‌ها در محدوده‌ی سری شوشونیتی قرار گرفته است که ماهیت شوشونیتی این نمونه‌ها احتمالا به رخداد فرآیند دگرسانی در آنها وابسته است. [۲۳]. [۲۴] با استفاده از عناصر Co و Th نموداری ارائه دادند که اندیس پتاسیم سنگ‌های آذرین را مشخص نمود. با توجه به این نمودار سنگ‌های منطقه در سری کالک‌آلکالن متمایل به کالک‌آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند که با نمودارهای قبل انطباق نشان می‌دهد (شکل ۷-ب).

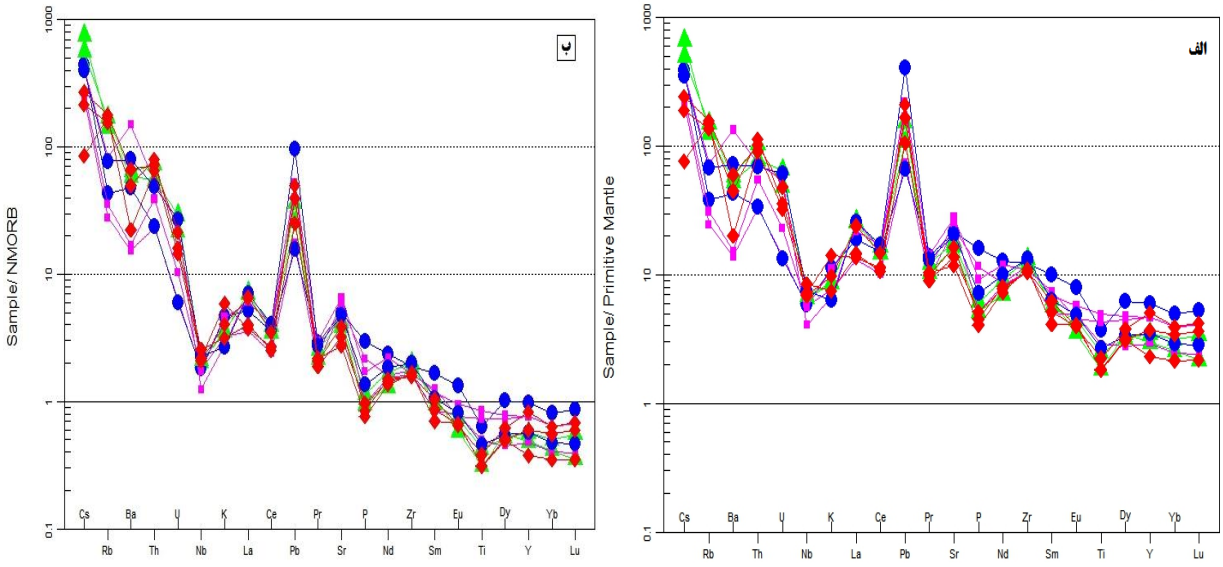


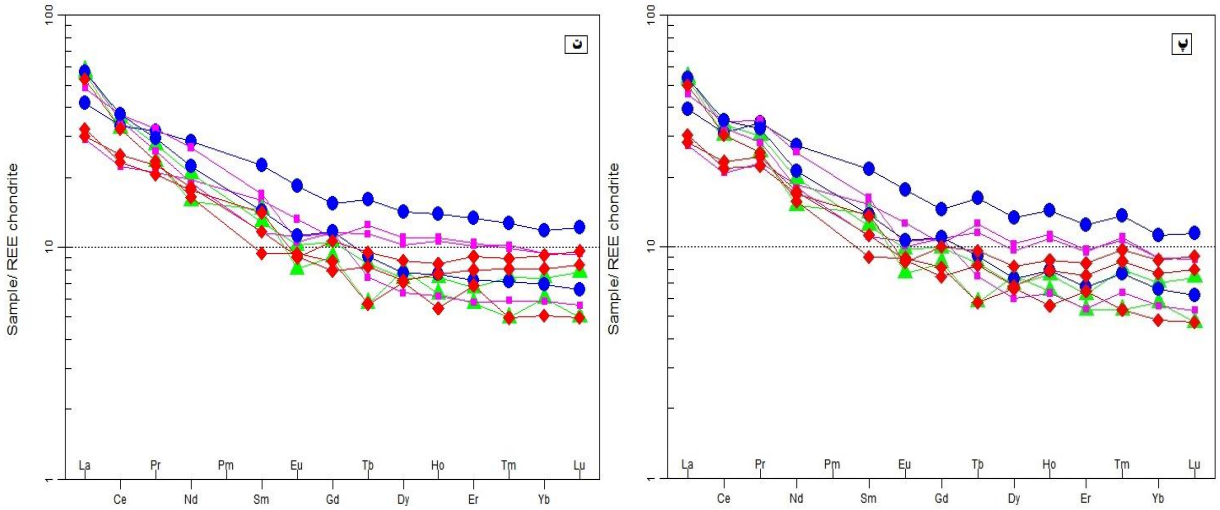
شکل ۷- الف- تفکیک سری ماگمایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس نمودار SiO_2 در برابر K_2O[۲۲]
ب- نمودار تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین [۲۴]

خاستگاه و محیط زمین‌ساختی

طبق مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ‌های ماگمایی منطقه چهارگنبد از یک ماگمای کالک‌آلکالن حاصل شده و با توجه به مطالعات پتروگرافی ترکیب سنگ‌ها حدواسط تا اسیدی می‌باشند. چنین خصوصیتی تنها به سنگ‌هایی اختصاص دارد که متعلق به مناطقی با شرایط فرورانش می‌باشند. فرورانش می‌تواند نتیجه فرورفتن یک پوسته اقیانوسی به زیر پوسته‌ی قاره‌ای و یا حاصل فرورانش یک پوسته‌ی اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی دیگر باشد.

دیاگرام‌های عنکبوتی کاربرد فراوانی در بررسی محیط و موقعیت تکتونیکی فرآیندهای ماگمایی دارند [۲۵-۲۷]. سنگ‌های آتشفشانی منطقه در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت، غنی‌شدگی در LILE و LREE نسبت به HFSE و HREE نشان می‌دهند و علاوه بر آن دارای بیهنجاری منفی در عناصری همچون Nb وTi هستند که از ویژگی‌های محیط وابسته به فرورانش است [۲۸-۳۳]. به عقیده بسیاری از پترولوژیست‌ها بیهنجاری منفی در عناصری از قبیل Nb, P و Ti و بیهنجاری مثبت در Th, Pb, Cs و U از شاخصه‌های ماگماهای مناطق فرورانش هستند [۳۴- ۳۷]. عناصر LILE نسبت به HFSE قابلیت انحلال بیشتری در شاره‌ها دارند [۳۸]، بنابراین در مناطق فرورانش، شاره‌های آزاد شده از بخش بالایی لیتوسفر اقیانوسی فرورونده که از Nb و Ti فقیر و از LILE غنی هستند منجر به دگرنهادی گوه گوشته بالایی و پس از آن بیهنجاری منفی این عناصر می‌شود. [۳۹]. بیهنجاری مثبت Th و U می‌تواند نشانه اضافه‌شدن رسوبات پلاژیک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان شده به خاستگاه ذوب‌شدگی باشد همچنین تهی‌شدگی خفیف Eu می‌تواند بیانگر نقش هورنبلند و پلاژیوکاز در فرآیند تکامل سنگ‌ها باشد [۴۰]. غنی‌شدگی Th وRb و افت عناصر Nb و Ti در الگوی عناصر کمیاب از ویژگی‌های ماگمای تحول یافته بر اساس مکانیسم تبلور بخشی نرمال در محیط‌های تکتونیکی وابسته به فرورانش است [۴۱]. کمبود عناصری با میدان پایداری قوی (HFSE) همچون Ti و Nb که به طور موثر در افزایش شدت میدان شرکت می‌کنند، احتمالا به دلیل باقی ماندن این عناصر در کانی‌هایی نظیر روتیل یا اسفن است [۴۲]. قابل ذکر است غنی‌شدگی Th نسبت به Nb نیز می‌تواند نشان-دهنده پهنه کمان ماگمایی برای سنگ‌های منطقه باشد [۴۳]. آنومالی منفی عنصر P نشان می‌دهد که فسفر رفتار یک عنصر سازگار را داشته که در هنگام تفریق وارد کانی آپاتیت شده است. بر پایه نظریه [۴۴] آنومالی منفی فسفر ویژگی ماگماتیسم کالک‌آلکالن است و به عقیده [۴۵] از ویژگی‌های ماگماتیسم نوع I نیز می‌باشد. تهی‌شدگی Ba در برخی نمونه‌ها می‌تواند بیانگر تفریق فلدسپارها و خاستگاه فرورانش باشد [۴۶]. همچنین پایین بودن نسبت Ce/Pb و Nb/U و مقادیر بالای Ba/Nb نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌ها در پهنه زمین‌ساختی وابسته به فرورانش حاشیه فعال قاره است. همانطور که در نمودار نیز مشخص است سنگ‌های منطقه الگوهای REE به نسبت تفریق یافته با الگوی LREE (La, Ce, Pr, Nd) شیب‌دار و HREE, (Er, Tm, Lu, Yb) به نسبت تخت نمایش می‌دهند که از ویژگی‌های عناصر در مذاب محیط‌های کمانی می‌باشد، تهی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین احتمالا ناشی از وجود گارنت در خاستگاه آنهاست. همچنین فروافتادگی خفیفی از MREE مانند Ho, Tb دیده می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده نقش آمفیبول در منشاء سنگ‌های نفوذی منطقه باشد [۴۷] (شکل ۸).





شکل ۸- الف- نمودار عنکبوتی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه که بر اساس مانتل اولیه نرمالیزه شده‌اند [۲۸]

ب- نمودار عنکبوتی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه که بر اساس عناصر مورب نرمالیزه شده‌اند [۲۸]

پ- نمودار عنکبوتی عناصر REE سنگ‌های منطقه که بر اساس REE Chondrite نرمالیزه شده‌اند [۲۹]

ت- نمودار عنکبوتی عناصر REE سنگ‌های منطقه که بر اساس REE Chondrite نرمالیزه شده‌اند. [۳۰]

با توجه به ترکیب سنگی و قرارگیری ناحیه چهارگنبد در مجاورت پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان و وجود سنگ‌هایی نظیر آندزیت و داسیت در حجم بالا در منطقه و نگرش ویژه بر رفتار عناصر نادر خاکی، شواهد بیانگر محیط قوس حاشیه فعال قاره‌ای و مناطق فرورانشی است. حرکت رو به شمال صفحه عربی در مزوزوییک و سنوزوئیک باعث فرورانش مایل پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی (حاشیه جنوبی اوراسیا) گردید. این حرکت باعث شد تا در لبه جنوب‌غربی آن تنش‌هایی از نوع برشی توسعه یابد [۴۸-۴۹] در نتیجه آن فضاهایی در اثر این نیروهایی برشی در قسمت بالایی پوسته حاصل گردید، عملکرد نیروهای برشی باعث فعال شدن سیستم‌های گسلی و در نتیجه آن مسیرهای مناسبی برای انتقال مذاب به قسمت‌هایی بالایی پوسته فراهم شد. برخی از زمین‌شناسان زمان برخورد صفحه عربی با صفحه ایران را به کرتاسه [۵۰] و ائوسن [۵۱] نسبت می‌دهند. با این وجود پژوهش‌ها نشان می‌دهد فرورانش نئوتتیس به زیر صفحه قاره‌ای ایران تا میوسن [۵۲- ۵۳] و پلیوسن [۵۴] نیز ادامه داشته است. در ادامه، گسیختگی لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس فرورونده [۵۵- ۵۶] باعث صعود گنبد گوشته‌ای و در نتیجه، فرآیند برخاستگی حرارتی در استنوسفر شده است؛ زیرا این شکست باعث کاهش فشار به صورت آدیاباتیک گردیده بود. قابل ذکر است جداشدن و فرو رفتن تیغه و لبه فرورونده در گوشته باعث رها شدن سیستم کشش به گوشته شده است. در نتیجه لبه باقی‌مانده لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس فرورو و پهنه بالای فرورانش به سمت بالا منتقل شده و این انتقال باعث کاهش فشار به صورت آدیاباتیک بوده است. چنین کاهش فشاری خود سبب ذوب در گوشته بالایی و بالا آمدن مذاب سپس توده‌های نفوذی شده است [۵۷].

نتیجه‌گیری

سنگ‌های ماگمایی منطقه چهارگنبد سیرجان به دو گروه کلی سنگ‌های آتشفشانی و توده نفوذی تقسیم می‌شوند. سنگ‌های یاد شده در منطقه از ائوسن تا پلیوسن در چند مرحله تشکیل شده‌اند. بیشترین گسترش سنگ‌ها در منطقه مربوط به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن است. سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد مطالعه به لحاظ پتروگرافی دارای تنوع بافتی بالایی بوده و بر اساس مطالعات پتروگرافی و استفاده از نمودارهای ژئوشیمی، در طیفی از حدواسط تا اسیدی قرار می‌گیرند. ترکیب سنگ‌ها شامل داسیت، تراکی‌آندزیت، آندزیت- بازالت، کوارتزدیوریت و گرانیت می‌باشد. با توجه به نمودارها، همه نمونه‌ها شاخصه‌ی ویژه وابسته به فرورانش را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل درشت یون LILE و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا HFSE در این نمودارها قابل تشخیص است. به لحاظ خاستگاه تکتونوماگمایی، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس نمودارهای موجود در ارتباط با یک سیستم فرورانش به وجود آمده‌اند و می‌توان موقعیت حاشیه فعال قاره‌ای و سری ماگمایی کالکوآلکالن را برای آن در نظر گرفت. غنی‌شدگی سنگ‌ها در LILE, LREE نسبت به Ta, Nb در نمودارهای عنکبوتی به خصوص در نمونه‌های گرانیتی می‌تواند در ارتباط با متاسوماتیسم یا آلایش پوسته‌ای نیز باشد. غنی- شدگی‌از عناصر LREE نسبت به HREE می‌تواند نشان از وجود گارنت و پیروکسن در منشاء گوشته‌ای ماگماها باشد. سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در جریان فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه قاره‌ای ایران مرکزی تشکیل شده‌اند و ذوب بخشی گوه گوشته‌ای در اثر آبگیری پوسته اقیانوسی فرورونده منجر به تولید ماگمای کالک‌آلکالن گردیده است.

سپاسگزاری

نگارندگان از جناب آقای دکتر عباس مرادیان استاد محترم گروه زمین‌شناسی دانشگاه باهنر کرمان به خاطر راهنمایی در نگارش و بهبود مطالب قدردانی می‌نمایند.

منابع و مراجع

[1] Berberian F., and Berberian M., (1985). "Tectono plutonic episodes in Iran", Geological Survey of Iran Report, 25,pp. 566-593.

[2] Shahabpour J., (2007). "Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt", Journal of Asian Earth Sciences 30, pp. 652-665.

[3] Dimitrijevic M.D., (1973). "Geology of kerman region", Geol.Surv, Iran, Yu/ 52.

[۴] فضل‌نیا ع، ن.، (۱۳۷۹)، "بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی و پتروژنز گرانیتوئیدهای چهارگنبد"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۴۰صفحه.

[۵] ارچندانی ط.، (۱۳۸۶)،"پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آذرین منطقه چهار گنبد شمال‌شرقی سیرجان"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۱۶۵ صفحه.

[۶] یوسفی شریک‌آباد س، ج.، (۱۳۸۹)، "بررسی اثرات زیست محیطی عناصر سمی در محدوده معدنی مس- طلا چهارگنبد سیرجان"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۸۴ صفحه.

[۷] انصاری، ع.، شیخ‌ذکریایی، س.ج.، درگاهی، س.، آروین، م (۱۳۹۵)،" کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی باتولیت گرانیتوییدی چهارگنبد، جنوب باختر کرمان" فصلنامه علوم‌زمین. شماره ۱۰۳. ص: ۱۰۷تا ۱۱۸.

[۸] آقانباتی، ع ،(۱۳۸۳)،"زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور"، ۶۴۰ صفحه.

[۹] خان ناظر ن.ح.، (۱۳۷۳)،"نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگنبد"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

[10] Rollinson H., (1993). "Using geological data, evolution, presentation, interpretation" Longman, 384p.

[11] Karsli O., Aydin F., Saldiklar M.B., (2004). "Magma interaction recorded in plagioclase zoning in granitoid, Eastern Pontides Turkey", Turkish Journal of Earth Sciences 13, pp. 287-305.

[12] Renjith M.I., (2014). "Micro-textures in plagioclase from the 1994e 1995v eruption, Barren Island Volcano;Evidence of dynamic magma plumbing systemin the Andaman Subduction zone", Geosience fronits 5, pp. 113-126.

[۱۳] محمدی س.، بیانی ر.، نخعی م.، چانگ س.ل.، زرین‌کوب م.ح.، (۱۳۹۶)، "سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها، ژئوشیمی و جایگاه زمین-ساختی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری منطقه‌ی کوشک (شرق سربیشه)، خراسان جنوبی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱، ص ۱۶۷- ۱۸۶.

[14] Zemller G. F., Sparks R. S. G., Hawksworth C. J., Wiedenbeck M., (2003). "Magma emplacement and remobilization timescale beneath Montserrat: Insight from Sr and Ba zonation in plagioclase phenocrysts", Journal of Petrology 44, pp.1413- 1431.

[15] MacDonald R., Hawakesworth C. J., Heath J., (2000). "The lesser Antilles volcanic Chine: a study in arc magmatism", Earth Science Review 49, pp. 1-76.

[16] Pomas S., Quenardelle s., Litvak V., Maisonnave E. B., Koukharsky M., (2004). "The Sierra de Macon, plutonic expression of the Ordovician magmatic arc, Salta Province, Argentina",Journal of South American Earth Science 16, pp.587-697.

[17] Wones D.R, Eguster H. P., (1965). "Stability of biotite: experiment, theory and application" American Mineralogist 50, pp.1228-1275.

[18] Shelly D., (1993). "Igneous and metamorphic rocks under the microscope" Chapman and Hall, London 630p.

[19] 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, pp. 745- 750.

[20] Middlemost E.A.K., (1994). "Magmas, Rocks and Development", Longman Harlow, 299 P.

[21] Kuno H., (1968). "Differntiation of basaltic magma. In Hess, H.H., poldervaart, A., edit, Basalts", Interscience pull. New York 2, pp. 623-688.

[22] Peccerillo, A., Taylor, S.R., (1976), "Geochemistry of Eocene calkalkaline volcanic rocks from the kastamonu area, northern Turkey". Contrib Mineral Petrology 589, pp.63-81

[23] Harangi S., Downes H., Thirlwall m., Gmeling K., (2007). "Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Relationships of Miocene Calcalkaline Volcanic Rock in the Western Carpathian Arc, Eastern Center Europe", Journal of petrology 48, pp. 2261-2287.

[24] Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J.A., Mitchell S. F., (1989), "Calssification of altred volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram", Journal of Petrology 48, pp.2341-2357.

[25] Sun S. S., and McDonough W. F., (1989). "Chemical and isotopic systematics of oceanic Basalts: implication for mantle composition and processesin in Saunders A. D., and Norry M. J (eds), Magmatism in ocean basins", Geology Society London, pp.313-345.

[26] Boynton W. V., (1984). "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies in Henderson P (eds) Rare Earth Element Geochemistry", Elsevier, Amesterdam, pp.63-114.

[27] Nakamura N., (1974). "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimica et Cosmochimica acta. 38, pp.757-775.

[۲۸] رحمانی ح.، پورمعافی س.م .، قربانی م.، مسعودی ف.، سلطانی ا.، (۱۳۹۱)، "پترولوژی، ژئوشیمی و تکتنوماگماتیسم سنگ‌های گرانیتوئیدی کمپلکس تکنار، ایران"، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، شماره ۲۳، ص ۷- ۱۳.

[۲۹] معانی‌جو م.، خدائی ل.، (۱۳۹۵)، "سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توده نفوذی منطقه سراب-۳ خاور تکاب، شمال باختری ایران"، مجله پترولوژی، شماره ۲۷، ص ۱۷۱- ۱۹۰.

[30] Kuscu G., Geneli F., (2010). "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 99, pp.593-621.

[31] Asiabanha A., Bardintzeff J.M., Kananian A., Rahimi G., (2003). "Post-Eocene volcanics of the Abazar extention in the northen Da Hinggan Mountains northeastern China",Journal of Volcanology and Geothermal Research 121, pp.115-135.

[32] Arsalan M., Aslan Z., (2006). "Mineralogy petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey", Journal of Asian Earth Sciences 27, pp.177-193.

[33] Winter J.D., (2001). "An introduction to igneous and metamorphic petrology", Prentice Hall, 697 P.

[34] Ayati F., (2015). "Geochemistry investigations of volcanic rocks in Salafchegan-Khorhe sheet with emphasize on Sr-Nd isotopic data" Journal of Tethys 3, pp. 163-181.

[35] Roy A., Sarkar A., Jeyakumar S., Aggrawal S.K., Ebihara M., (2002). "Sm-Nd age and mantle source Characteristics of the Dhanjori volcanic rocks Eastern India", Geochemical Journal 36, pp. 503-518.

[36] Atherton M.P., Ghani A.A., (2002). "Slab breakoff: A model for Caledonian, late granite syncollisional magmatism in the Orthotectonic (Metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland", Lithos 62, pp. 65-85.

[37] Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D., (2002). "Fluid-Mobile trace element constraints on the role of salb melting and implication for Archean crustal growth models", Contributions to mineralogy and Petrology 144, pp.38-56.

[38] Yang W., Li S., (2008). "Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in the Western Liaoning: Implication for lithospheric thinning of the North China Craton", Lithos 102, pp.88-117.

[39] Keshavarzi R., Esmaili D., Kahkhaei M.R., Mokhtari M. A.A., Jabari R., (2014). "Petrology, geochemistry and tectonomagmatic setting of Neshveh Intrusion (NW Saveh) ", Open Journal of Geology4, pp.177-189.

[40] Jahangiri A., (2007). "Postcollisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications", Journal of Asian Sciences 30, pp.433-447.

[41] Wilson M., (1989). "Igneous Petrogenesies", Chapmann and Hall, 466p.

[42] Foley S. S., Venurelli G., Green D. H., and Toscani L., (1987)." The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification and constraints for petrogenetic models" , Earth Science Reviews, pp.24- 81.

[43] Whalen, J. B., Mcnicoll, V. J., Van Stall, C. R., Lissenberg, C. J., Longstaffe, F. J., Jenner, G. A. and Van Breeman , O., (2006). "Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision- zone magmatism, Newfoundland Appalachians: an example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break- off". Lithos 89, pp.377-404.

[44] Wilson M., (1989). "Igneous Petrogenesies", Chapmann and Hall, 466p.

[45] White A. J. R., and Chappell B. W., (1983). "Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia", Geological Society American Memoir159, pp. 21-34.

[46] Foley S. F., Wheller G. E., (1990). "Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites", Chemical Geology 85, pp.1-18.

[47] Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Mcoherson, C. and Dosseto, A., (2007). " Amphilobe Sponage in arc crust" Geology 35, pp.787-790.

[48] Mohajjel, M., Fergusson, C, L. and Sahandi, M, R., (2003). "Cretaceous- Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 21, pp.397- 412.

[49] McClay, K. R., Whitehouse. P. S., Dooley, T. and Richards, M., (2004). "3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence". Marine and petroleum Geology journal, 2, pp.857-877.

[50] Berberian, F. and Berberian,M, (1981). "Tectono plutonic episodes in Iran". Geological Survey of Iran Report, 25, pp.566-593.

[51] Ghasemi A. and Talbot C. J., (2006)."A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences 26, pp. 397- 412.

[52] Gavillot Y., Axen G. J., Stockli D. F., Horton B. K., and Fakhari M. D., (2010). "Timing of thrust activity in the high Zagros fold –thrust belt, Iran, from (U/Th)/He thermochronometry". Tectonic 30.

[53] Guest B., Horton B. K., Axen G. J., Hassanzadeh J. and McIntosh W. C., (2007). "Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz mountains: implications for the onset of collisional deformation in northern Iran" Tectonics 26, pp. 1-26

[54] Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., and Gorshkov A., (1989). "The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision", Tectonophysices 16, pp. 1-12.

[55] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., and Jolivet L., (2008). "Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Ira: A new report of adakites and geodynamic consequnces", Lithos 106, pp. 380-398.

[56] Alaminia Z., Karimpour M. H., Homam S., and Finger F., (2013), "Geochemistry and geochronology of Upper Cretaceous, magnetite series granitoids, Arghash-GhasemAbad, NE Iran", Petrology 3(12), pp.103-118.

[57] Fazlnia A. and Moradian, A., (2002), "Tectonomagmatic invironment of Chahar-Gonbad granitoids in Sirjan". 5th Conference of Geological Society of Iran, Tehran Universit
y, Iran (in Persian).