

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی

عنوان:

پترولوژی، ژئوشیمی و الگوی ژئودینامیکی تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان

میدان، شمال شاهرود

نگارنده:

مرتضی درخشی

استاد راهنما:

دکتر حبیب‌الله قاسمی

استاد مشاور:

دکتر عزیزالله طاهری

رساله جهت اخذ درجه دکتری

تابستان ۹۳



شماره : ۱۱۹۶۰
تاریخ : ۹۳/۴/۲۵
ویرایش :

باسمه تعالی
مدیریت تحصیلات تکمیلی
فرم شماره ۱۲

صورت جلسه دفاع از رساله دکتری (Ph.D)

بدینوسیله گواهی می شود آقای مرتضی درخشی دانشجوی دکتری رشته زمین شناسی - پترولوژی به شماره دانشجویی ۸۸۱۸۴۲۵ ورودی ۸۸ در تاریخ ۹۳/۴/۲۵ از رساله خود با عنوان :
پترولوژی، ژئوشیمی و الگوی ژئودینامیکی تشکیل مجموعه بازالتی سلطان میدان، شمال شاهرود دفاع و با اخذ نمره ۱۹/۲۷ به درجه : عالی نائل گردید.

☐ الف) درجه عالی: نمره ۱۹-۲۰	☒ ب) درجه بسیار خوب: نمره ۱۸/۹۹-۱۷
☐ ج) درجه خوب: نمره ۱۶/۹۹-۱۵	☐ د) غیر قابل قبول و نیاز به دفاع مجدد دارد
☐ ه) رساله نیاز به اصلاحات دارد	

ردیف	هیئت داوران	سمت	مرتبه علمی	امضاء
۱	دکتر حبیب ا. قاسمی	استاد راهنما	دانشیار	
۲	دکتر عزیز ا. طاهری	استاد مشاور	استاد	
۳	دکتر محمود صادقیان	استاد داور داخلی	استادیار	
۴	دکتر مسعود همای	استاد داور خارجی	دانشیار	
۵	دکتر علی کنعانیان	استاد داور خارجی	دانشیار	
۶	دکتر هادی جعفری	نماینده تحصیلات تکمیلی دانشکده	استادیار	

مدیر محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه:

ضمن تأیید مراتب فوق مقرر فرمائید اقدامات لازم بعمل آید.

پرویز امیدی
رئیس دانشکده علوم زمین
تاریخ و امضاء: ۹۳/۴/۲۵
دانشکده علوم زمین
دانشگاه صنعتی شاهرود

تقدیم بہ:

پدر و مادر

سپاسگزاری

اکنون که این پایان نامه در پرتوی لطف پروردگار به سرانجام رسیده است، بر خود لازم می دانم از تمامی عزیزان و بزرگوارانی که در این راه مرا یاری نمودند، قدردانی نمایم. از استاد ارجمندم جناب آقای دکتر حبیب ا. قاسمی که راهنمایی پایان نامه را بر عهده داشته و با راهنمایی های راهگشا و ارزنده ی خود پایان نامه را در مسیر درست هدایت نمودند، سپاسگزارم. از جناب آقای دکتر عزیز ا. طاهری که مشاوره ی پایان نامه را بر عهده داشته و بویژه در بحث های چینه شناسی، فسیل شناسی و رسوب شناسی از نظرات ارزنده ی ایشان بهره بردم، سپاسگزارم.

از آقایان دکتر محمود صادقیان، دکتر علی کنعانیان و دکتر مسعود همام که داوری پایان نامه را بر عهده داشته و نظرات ایشان باعث بهبود کیفیت این پژوهش شد، قدردانم. از جناب آقای دکتر محمود صادقیان به خاطر استفاده از نظرات ارزشمند ایشان در طول انجام پایان نامه، و نیز از آقایان دکتر غلامعباس کاظمی و دکتر مهدی رضایی به خاطر راهنمایی در جهت اصلاح مقالات، قدردانی می نمایم. از جناب آقای دکتر مهدی جعفرزاده که از نظرات ایشان در مباحث رسوب شناسی سود برده ام، قدردانم. از دیگر اساتید محترم دانشکده ی علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود که در طول مدت تحصیل از نظرات ایشان بهره برده ام، کمال تشکر و قدردانی را دارم. همچنین از خانم مهندس فارسی، آقای مهندس خانعلیزاده، آقای مهندس میرباقری و خانم مهندس سعیدی، قدردانم.

از استاد بزرگوار جناب آقای دکتر محمد قویدل سیوکی به خاطر مطالعه ی پالینومرفها و نظرات ارزشمند ایشان در جهت پیشبرد پایان نامه، صمیمانه سپاسگزارم. همچنین از جناب آقای مهندس جعفر صبوری و خانم مهندس مریم محمودی در سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور که در تهیه و مطالعه ی مقاطع پالینومرفها مرا یاری نمودند، تشکر می نمایم. از مسئولین محترم صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور و نیز سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) به خاطر حمایت مالی از پایان نامه، سپاسگزارم.

از خانم دکتر فاطما توکسوی کوکسال، خانم مهندس آینور آتک و آقای دکتر اوکای چیمین در دانشگاه فنی خاورمیانه در آنکارا به خاطر کمک در انجام آنالیزهای میکروپروب، سپاسگزارم. از همکاران بزرگوارم در دانشگاه آزاد اسلامی واحد ارومیه که با همکاری و صبر و شکیبایی باعث شدند با آرامش خاطر در جهت انجام پایان نامه گام بردارم، صمیمانه سپاسگزاری می نمایم.

در پایان از خانواده ام، دانشجویان دکترای پترولوژی و تمامی دوستان نیک اندیشم که لطف و محبتشان همواره در طول انجام این پژوهش همراهم بود، کمال تشکر و قدردانی را دارم.

تعهدنامه

اینجانب مرتضی درخشی دانشجوی دوره دکتری رشته زمین شناسی/گرایش پتروولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود و نویسنده‌ی رساله‌ی با عنوان "پتروولوژی، ژئوشیمی و الگوی ژئودینامیکی تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان، شمال شاهرود" متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این رساله توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های دیگر محققان به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در رساله تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی رساله تاثیرگذار بوده‌اند رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این رساله، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

امضاء

تاریخ:

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

چکیده:

مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان با روند شمال شرقی-جنوب غربی در بخش شرقی رشته کوه‌های البرز و شمال غرب تا شمال شرق شاهرود رخنمون دارد. این مجموعه شامل جریان‌های متعدد گدازه‌ی بازالتی، آگلومرای بازالتی، توف و برخی میان لایه‌های نازک رسوبی است که در طول دوره‌ی فعالیت ماگمایی بر روی هم انباشته شده‌اند. در این پژوهش، با توجه به گستردگی و ضخامت زیاد این مجموعه‌ی بازالتی، سه رخنمون اصلی و مناسب از این مجموعه در نزدیکی روستاهای نکارمن (دره‌ی کلودر)، قلعه‌نو خرقان (دره‌ی چشمه‌سید) و خوش‌یلاق انتخاب و مورد بررسی دقیق قرار گرفت. مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در این رخنمون‌ها به طور همشیب بر روی سازند قلی قرار گرفته و با ناپیوستگی همشیب فرسایشی توسط سازند پادها پوشیده می‌شود. اندازه‌گیری‌های دقیق نشان می‌دهند که ضخامت این مجموعه در دره‌ی کلودر ۴۳۶ متر، در دره‌ی چشمه‌سید ۱۲۸۶ متر و در شرق روستای خوش‌یلاق حداقل ۸۸۰ متر است.

به طور کلی در نقشه‌های زمین شناسی و منابع مختلف، سن سنگ‌های آتشفشانی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان به سیلورین نسبت داده شده و محیط تشکیل آن نیز زیر آبی در نظر گرفته شده است. اما مطالعه‌ی پالینومرف‌های موجود در میان لایه‌های شیلی در این مجموعه، بازه‌ی زمانی اردوویسین پسین تا ابتدای سیلورین پسین را برای تشکیل آن نشان می‌دهد. همچنین، شواهد مختلف از قبیل حضور میان لایه‌های شیلی-سیلتستونی سبز رنگ و حاوی پالینومرف‌های دریایی و براکیوپودها، گدازه‌های بالشی، ساخت منشوری و میان لایه‌های نازک ماسه‌سنگی قرمز رنگ رودخانه‌ای در بخش‌های مختلف این مجموعه بیانگر شکل‌گیری آن در دو محیط خشکی و زیر آبی است.

مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند که بازالت‌های سلطان میدان دارای ترکیب کانی‌شناسی نسبتاً یکنواختی بوده و عموماً متحمل درجات دگرسانی متوسط تا شدید شده‌اند. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز لابرادوریتی و کلینوپیروکسن اوژییتی کانی‌های اصلی، و اکسیدهای آهن-تیتان و گاهی الیوین کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند. همچنین، کانی‌های کلریت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز، اسفن و اکسیدهای آهن مهمترین کانی‌های ثانویه را تشکیل داده و کلریتی شدن شایع‌ترین دگرسانی در این مجموعه است. مهمترین بافت‌های موجود در سنگ‌های بازالتی سلطان میدان شامل پورفیری با خمیره‌ی میکروولیتی و/یا میکروولیتی-شیشه‌ای، میکروولیتی، سریه‌ایتی، جریان‌ی، افیتیک، ساب‌افیتیک، اینترسرتال، بادامکی و گلومروپورفیری می‌باشند. ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی سنگ‌های منطقه بیانگر توقف ماگما در آشیانه و یا آشیانه‌های ماگمایی و تحول آنها از طریق تفریق ماگمایی در قبل از صعود نهایی است.

نتایج مایکروپروب حاکی از خروج کلسیم و ورود سدیم به ترکیب بیشتر پلاژیوکلازها بوده و علیرغم باقی ماندن مقادیر بسیار کم لابرادوریت (An_{56} تا An_{64})، پلاژیوکلازها عموماً تحت عملکرد فرآیند آلبیتی شدن قرار گرفته‌اند (An_{1-2}). علیرغم دگرسانی پلاژیوکلازها، کلینوپیروکسن‌ها عموماً متحمل دگرسانی نشده‌اند. نتایج دما-فشارسنجی بر روی کلینوپیروکسن نشانگر دمای تبلور بین حدود ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه‌ی سانتیگراد، فشار کمتر از ۶ کیلو بار و تبلور آنها در آشیانه/آشیانه‌های ماگمایی واقع در اعماق کمتر از ۲۳ کیلومتری می‌باشد.

شواهد ژئوشیمیایی بیانگر ماهیت انتقالی تا قلیایی ماگمای اولیه، ارتباط زایشی سنگ‌های این مجموعه از طریق فرآیند تبلور تفریقی با یکدیگر و عدم تأثیر و یا نقش ناچیز آلایش ماگمایی در تحول ماگما است. همچنین

نمودارها و شواهد ژئوشیمیایی مختلف، تشکیل ماگمای اولیه‌ی سازنده‌ی بازالت‌های منطقه از ذوب بخشی حدود ۱۰ تا ۲۰ درصدی یک منشأ گوشته‌ای غنی‌شده‌ی گارنت‌پریدوتیتی و از اعماق حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر در یک محیط کشتی کافتی درون قاره‌ای را نشان می‌دهند. نسبت‌های ایزوتوپی و عنصری در بازالت‌های سلطان میدان بیانگر محل منشأگیری آنها از گوشته استنوسفری و دارای کمی تهی شدگی، و نیز غنی شدگی آن در نتیجه‌ی اختلاط و برهم کنش متقابل با گوشته‌ی لیتوسفری زیر قاره‌ای (SCLM) است. به طوری که توقف پلوم گوشته‌ای در زیر لیتوسفر و برهم کنش بین پلوم و گوشته‌ی لیتوسفری زیر قاره‌ای شرایط مناسب برای این اختلاط منشأ را فراهم کرده است.

علاوه بر بازالت‌های سلطان میدان، در منطقه‌ی مورد مطالعه می‌توان ماگماتیسیم بازیک پالئوزوئیک زیرین-میانی را با حجم کمتر و به شکل دایک، سیل و گدازه در سازنده‌های قلی، پادها و خوش ییلاق نیز مشاهده نمود. سنگ‌های بازیک موجود در سازند قلی و واحدهای سنگی دونین به ترتیب دارای ماهیت انتقالی-آلکان و آلکان بوده و مشابه با بازالت‌های سلطان میدان در جایگاه کافت درون قاره‌ای شکل گرفته‌اند. ماهیت ماگمایی و جایگاه زمین ساختمانی بازالتی منطقه، به همراه حضور ناپیوستگی‌های متعدد همشیب و فرسایشی و عدم حضور ناپیوستگی زاویه‌دار در واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین، بیانگر تداوم شرایط کشت درون قاره‌ای (کافت‌زایی) در دراز مدت و حرکات تکتونیک قائم (شاقولی) در این بخش از البرز می‌باشد. همچنین، شواهد مختلف حاکی از جایگیری یک توده‌ی گرانیته‌ی کم عمق، همزمان با تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در منطقه‌ی مورد مطالعه است. قطعات درشتی از گرانیته مذکور را می‌توان در میان لایه‌های کنگلومرای موجود در این مجموعه دید. شواهد نشان می‌دهند که بازه‌ی زمانی کوتاه بین انجماد ماگمای گرانیته‌ی در عمق زمین تا بالازدگی، فرسایش و شرکت قطعات درشت آن در میان لایه‌های کنگلومرای را باید به جایگیری توده‌ی گرانیته‌ی در اعماق نسبتاً کم و برخاستگی شدید منطقه‌ی مورد مطالعه در این زمان مرتبط دانست. از آنجائیکه شواهد پتروگرافی و نتایج دما-فشارسنجی بر روی بازالت‌های سلطان میدان حاکی از توقف ماگمای اولیه در درون آشیانه/آشیانه‌های ماگمایی واقع در اعماق کمتر از حدود ۲۳ کیلومتر در پوسته است، احتمالاً توقف حجم‌های زیاد ماگمای داغ گوشته‌ای در اعماق کم پوسته، و انتقال گرمای نهان تبلور منجر به ذوب مواد پوسته‌ای و شکل‌گیری ماگمای گرانیته‌ی در این اعماق شده است (ماگماتیسیم دوگانه).

ویژگی‌های بازالت‌های سلطان میدان نظیر ماهیت، ضخامت و نیز جایگاه زمین‌ساختی فوران در آنها شباهت زیادی به بازالت‌های طغیانی و ایالت‌های بزرگ آذرین (LIPs) نشان می‌دهند. به نظر می‌رسد که با توجه به حجم بالای ماگماتیسیم در منطقه‌ی مورد مطالعه، جایگاه کافتی درون ورقه‌ای، ارتباط فعالیت ماگمایی با حضور پلوم‌های گوشته‌ای و نیز نزدیکی محل فوران به محل زایش پوسته‌ی اقیانوسی پالئوتتیس، این فعالیت ماگمایی نقش مؤثری را در ایجاد شکست و جدایش لیتوسفر قاره‌ای ایفا کرده است. همچنین، شباهت‌های بسیار میان مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان به LIPs، می‌تواند بیانگر این حقیقت باشد که این مجموعه‌ی عظیم بازالتی ممکن است بخشی از یک LIP باشد که در نتیجه‌ی عواملی نظیر فرسایش، انشقاق قاره‌ای و یا فروانش بعدی، بخش عمده‌ی آن از بین رفته است.

واژه‌های کلیدی: مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان، پالئوزوئیک زیرین، کافت‌زایی، پالئوتتیس، شاهرود.

مقالات مستخرج از پایان نامه:

۱- زمین شناسی و سنگ شناسی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در رخنمون‌های شمال و شمال شرقی شاهرود، البرز شرقی، شمال ایران، فصلنامه علوم زمین.

۲- ماگماتیسم اردوویسین-دونین در شمال شاهرود: شاهی بر کافت‌زایی طولانی مدت پالئوتتیس در البرز شرقی، مجله پترولوژی.

۳- شیمی کانی‌ها و دما-فشارسنجی بازالت‌های سلطان میدان، شمال شاهرود، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران.

4- Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: magmatic evidence for Paleotethys development, Arabian Journal of Geosciences.

۵- مقایسه ماگماتیسم شدید سیلورین ایران مرکزی و البرز در نواحی شیرگشت و سلطان میدان، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران.

۶- بررسی و مقایسه‌ی زمین شناسی و ژئوشیمی بازالت‌های سلطان میدان در سه رخنمون نکارمن، چشمه سید و خوش‌بیلاق، شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شیراز.

۷- زمین-شیمی سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین-میانی البرز شرقی، شمال شاهرود: شاهی بر تشکیل کافت پالئوتتیس در البرز، اولین همایش زمین شیمی کاربردی ایران، دانشگاه دامغان.

چکیده.....	ز
فهرست.....	ی

فصل اول: کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه و راه‌های دسترسی.....	۳
۱-۱-۱- رخنمون دره‌ی کلودر.....	۳
۱-۱-۲- رخنمون دره‌ی چشمه‌سید.....	۳
۱-۱-۳- رخنمون خوش‌ییلاق.....	۴
۱-۲- آب و هوا و پوشش گیاهی.....	۴
۱-۳- ژئومورفولوژی منطقه.....	۷
۱-۴- مطالعات پیشین.....	۸
۱-۵- اهداف تحقیق.....	۱۰
۱-۶- روش تحقیق.....	۱۱
۱-۶-۱- مطالعات کتابخانه‌ای.....	۱۱
۱-۶-۲- مطالعات صحرایی.....	۱۱
۱-۶-۳- مطالعات و روش‌های آزمایشگاهی.....	۱۲
۱-۶-۳-۱- مطالعات پتروگرافی.....	۱۲
۱-۶-۳-۲- مطالعه‌ی پالینومرف‌ها.....	۱۳
۱-۶-۳-۳- تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل.....	۱۳
۱-۶-۳-۴- مطالعات مایکروپروب الکترونی.....	۱۴
۱-۶-۳-۵- مطالعات ایزوتوپی.....	۱۷

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه و برداشت‌های صحرایی

۱-۲- مقدمه.....	۲۱
۲-۲- کلیاتی درباره‌ی سرگذشت البرز در خلال پرکامبرین تا تریاس.....	۲۲
۳-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه‌ی مورد مطالعه.....	۲۳

۲۴	۱-۳-۲- اردوویسین.....
۲۸	۲-۳-۲- سیلورین.....
۳۰	۳-۳-۲- دونین.....
۳۷	۴-۲- مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان.....
۴۲	۱-۴-۲- دره‌ی کلودر.....
۵۰	۲-۴-۲- دره‌ی چشمه‌سید.....
۶۰	۳-۴-۲- منطقه‌ی خوش ییلاق.....
۶۵	۵-۲- مهمترین نتایج حاصل از برداشت‌های صحرایی.....

فصل سوم: پتروگرافی

۸۵	۱-۴- مقدمه.....
۸۷	۲-۴- کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی منطقه.....
۸۷	۱-۲-۴- پلاژیوکلاز.....
۹۶	۲-۲-۴- پیروکسن.....
۱۰۳	۳-۴- کانی‌های فرعی.....
۱۰۳	۱-۳-۴- الیوین.....
۱۰۳	۲-۳-۴- کانی‌های اپک.....
۱۰۵	۴-۴- روند تبلور کانی‌های اصلی و فرعی در بازالت‌های منطقه.....
۱۰۵	۵-۴- کانی‌های ثانویه.....
۱۰۵	۱-۵-۴- کلریت.....
۱۰۶	۲-۵-۴- اپیدوت.....
۱۰۷	۳-۵-۴- کوارتز.....
۱۰۷	۴-۵-۴- کلسیت.....
۱۰۷	۵-۵-۴- اسفن.....

۱۰۹	۴-۵-۶- اکسیدهای آهن.....
۱۰۹	۴-۵-۷- آپاتیت.....
۱۰۹	۴-۵-۸- سرپانتین.....
۱۰۹	۴-۵-۹- ایدینگزیت.....
۱۱۰	۴-۶- بافت.....
۱۱۱	۴-۷- واحدهای توفی در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان.....
۱۱۳	۴-۸- پتروگرافی قطعات گرانیتوئیدی موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه.....
۱۱۴	۴-۹- سنگ‌های رسوبی.....

فصل چهارم: شیمی کانی‌ها

۱۱۹	۴-۱- مقدمه.....
۱۱۹	۴-۲- ترکیب و شیمی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های منطقه.....
۱۲۱	۴-۲-۱- شیمی پیروکسن.....
۱۳۰	۴-۲-۲- شیمی پلاژیوکلاز.....
۱۳۳	۴-۲-۳- شیمی کلریت.....
۱۳۵	۴-۲-۴- شیمی اپیدوت.....
۱۳۶	۴-۲-۵- شیمی کانی‌های اپک.....
۱۳۸	۴-۲-۶- شیمی اسفن.....
۱۴۳	۴-۳- دما- فشارسنجی (Thermobarometry).....
۱۴۴	۴-۳-۱- محاسبه‌ی ترکیبات کلینوپیروکسن و مذاب.....
۱۴۴	۴-۳-۲- دما و فشار سنجی تشکیل کلینوپیروکسن‌ها به روش Putirka et al. (1996).....
۱۴۴	۴-۳-۱-۲- دما سنجی.....
۱۴۵	۴-۳-۲-۲- فشار سنجی.....
۱۴۶	۴-۳-۳- دما و فشار سنجی تشکیل کلینوپیروکسن‌ها به روش Putirka et al. (2003).....

۱۴۶	 ۱-۳-۳-۴ - دما سنجی
۱۴۷	 ۲-۳-۳-۴ - فشار سنجی
۱۴۸	 ۴-۳-۴ - دما و فشار سنجی تشکیل کلینوپیروکسن ها به روش (2008) Putirka
۱۴۸	 ۱-۴-۳-۴ - دما سنجی
۱۴۸	 ۲-۴-۳-۴ - فشار سنجی
۱۵۱	 ۵-۳-۴ - دما و فشار سنجی تشکیل کلینوپیروکسن ها به روش (1997) Soesoo

فصل پنجم: ژئوشیمی

۱۶۵	 ۱-۵ - مقدمه
۱۶۶	 ۲-۵ - طبقه بندی شیمیایی سنگ های بازالتی منطقه
۱۷۳	 ۳-۵ - میانگین مقادیر عناصر اصلی در سنگ های منطقه
۱۷۵	 ۴-۵ - میزان تغییرات عناصر اصلی در سنگ های منطقه
۱۷۷	 ۵-۵ - روندهای ژئوشیمیایی سنگ های منطقه بر روی نمودار تغییرات
۱۷۸	 ۱-۵-۵ - نمودارهای تغییرات عناصر اصلی
۱۷۸	 ۱-۱-۵-۵ - نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2
۱۷۸	 ۲-۱-۵-۵ - نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر MgO
۱۸۰	 ۶-۵ - نمودارهای تغییرات TiO_2 در برابر Ta , MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ و Zr در برابر Ta
۱۸۳	 ۷-۵ - نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی
۱۹۴	 ۸-۵ - نمودارهای بهنجار شده ی عناصر کمیاب برای بازالت های سلطان میدان
۲۰۵	 ۹-۵ - ژئوشیمی ایزوتوپی بازالت های سلطان میدان
۲۰۵	 ۱-۹-۵ - تعیین سن به روش روبیدیوم- استرانسیم
۲۰۸	 ۲-۹-۵ - تعیین سن به روش ساماریم- نئودیمیم
۲۰۹	 ۱۰-۵ - کاربرد نتایج تجزیه ی ایزوتوپی در تعیین خاستگاه بازالت های سلطان میدان
۲۱۰	 ۱-۱۰-۵ - ویژگی های ایزوتوپی منابع گوشته ای
۲۱۴	 ۲-۱۰-۵ - ویژگی های خاستگاه بازالت های سلطان میدان

فصل ششم: پتروژنز

- ۲۲۳ ۱-۶ مقدمه
- ۲۲۳ ۲-۶ جایگاه زمین‌ساختی تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان
- ۲۲۳ ۱-۲-۶ نمودار $\text{MgO}-\text{FeO}_{(\text{T})}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (Pearce et al., 1977)
- ۲۲۴ ۲-۲-۶ نمودار $\text{Ti}-\text{Zr}-\text{Y}$ (Pearce & Cann, 1973)
- ۲۲۴ ۳-۲-۶ نمودار $\text{Zr}-\text{Nb}-\text{Y}$ (Meschede, 1986)
- ۲۲۴ ۴-۲-۶ نمودار $\text{Hf}-\text{Nb}-\text{Th}$ (Wood, 1980)
- ۲۲۵ ۵-۲-۶ نمودار Zr/Y در برابر Zr (Pearce & Norry, 1979)
- ۲۲۵ ۶-۲-۶ نمودار V در برابر $\text{Ti}/1000$ (Shervais, 1982)
- ۲۲۶ ۷-۲-۶ نمودار Zr/Y در برابر Ti/Y (Pearce & Gale, 1977)
- ۲۲۷ ۸-۲-۶ نمودار Th/Ta در برابر La/Yb (Condie, 2001؛ Tomlinson & Condie, 2001)
- ۲۲۸ ۹-۲-۶ نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی (Verma et al., 2006)
- ۲۲۸ ۱۰-۲-۶ نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی (Agrawal et al., 2008)
- ۲۲۹ ۱-۳-۶ بررسی ویژگی‌های محل منشأ بازالت‌های سلطان میدان
- ۲۳۶ ۴-۶ بررسی ویژگی‌های ماگماتیسم اردوویسین تا دونین در منطقه‌ی مورد مطالعه
- ۲۳۷ ۱-۴-۶ سنگ‌های بازیک موجود در سازند قلی
- ۲۳۸ ۲-۴-۶ سنگ‌های بازیک موجود در واحدهای سنگی دونین
- ۳-۴-۶ ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی ماگماتیسم اردوویسین تا دونین
- ۲۳۹ در منطقه‌ی مورد مطالعه
- ۲۴۷ ۵-۶ بررسی کلی مهم‌ترین رخمون‌های سنگ‌های آذرین بازیک پالئوزوئیک‌زیرین در ایران
- ۲۴۸ ۱-۵-۶ فعالیت آذرین پالئوزوئیک‌زیرین در ناحیه‌ی جام
- ۲۴۸ ۲-۵-۶ فعالیت ماگمایی بازیک سیلورین در ناحیه‌ی شیرگشت
- ۲۵۰ ۳-۵-۶ فعالیت ماگمایی بازیک سیلورین در محدوده‌ی کوه‌های بینالود
- ۲۵۰ ۴-۵-۶ فعالیت ماگمایی سیلورین در منطقه‌ی ایبانه-سُه

۲۵۱	۵-۵-۶- فعالیت ماگمایی سیلورین در منطقه‌ی جهق.....
۲۵۲	۶-۵-۶- سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان.....
	۷-۵-۶- مقایسه‌ی ویژگی‌های بازالت‌های سلطان میدان با سایر سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک‌زیرین در
۲۵۳	ایران.....
	۶-۶- سرگذشت پالئوزوئیک ایران و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های بازالتی منطقه‌ی مورد
۲۵۶	مطالعه در ارتباط با تشکیل اقیانوس پالئوتتیس.....
۲۷۹	۷-۶- بررسی ارتباط مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان با بازالت‌های طغیانی و ایالت‌های بزرگ آذرین.....
۲۹۱	نتیجه‌گیری.....
۲۹۹	منابع.....
۳۳۳	پیوست.....

چکیده انگلیسی

فهرست شکل‌ها

فصل اول

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی مناطق مورد مطالعه..... ۵
- شکل ۲-۱- تصویر ماهواره‌ای از منطقه‌ی مورد مطالعه..... ۶
- شکل ۳-۱- تصویری از دستگاه سوپرپروب نوع SX100..... ۱۶
- شکل ۴-۱- تصویری از دستگاه سوپرپروب نوع JEOL JXA-8230..... ۱۶

فصل دوم

- شکل ۱-۲- نقشه‌ی زون‌های زمین‌شناسی-ساختاری ایران و موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه..... ۲۲
- شکل ۲-۲- نقشه‌ی ساده شده‌ی زمین‌شناسی از واحدهای سنگی اردوویسین-دونین..... ۲۷
- شکل ۳-۲- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند قلی (ابرسج) در شمال روستای نکارمن..... ۲۸
- شکل ۴-۲- تصاویری از مرز زیرین و فوقانی بازالت‌های سلطان میدان..... ۲۹
- شکل ۵-۲- موقعیت رخمون واحدهای سنگی دونین بر روی نقشه‌ی ایران..... ۳۱
- شکل ۶-۲- تصاویری از کنگلومرای چندزادی در قاعده سازند پادها در شمال روستای نکارمن..... ۳۱
- شکل ۷-۲- ستون چینه‌شناسی و انطباق چینه‌ای و رخساره‌ای سازند پادها..... ۳۵
- شکل ۸-۲- بازسازی محیط رسوبی قدیمی سازند پادها..... ۳۶
- شکل ۹-۲- نماهایی از سنگ‌های بازالتی در سازند پادها در شمال روستای نکارمن..... ۳۷
- شکل ۱۰-۲- نماهایی نزدیک از بازالت‌های سلطان میدان در رخمون‌های مختلف..... ۴۰
- شکل ۱۱-۲- نماهایی نزدیک از حضور فراوان ساخت بادامکی در بازالت‌های منطقه..... ۴۱
- شکل ۱۲-۲- موقعیت جغرافیایی و نقشه‌ی زمین‌شناسی واحدهای سنگی منطقه..... ۴۲
- شکل ۱۳-۲- توالی واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین در شمال روستای نکارمن..... ۴۳
- شکل ۱۴-۲- ستون‌های چینه‌شناسی از واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین..... ۴۴
- شکل ۱۵-۲- نماهایی از بخش‌های مختلف سازند قلی در محل دره‌ی کلودر..... ۴۵
- شکل ۱۶-۲- نماهایی از مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در شمال روستای نکارمن..... ۴۷
- شکل ۱۷-۲- نماهایی از بازالت‌های سلطان میدان و سازند پادها در شمال روستای نکارمن..... ۴۹
- شکل ۱۸-۲- روانه‌ی بازالتی در سازند پادها و فرسایش پوست پیازی در بازالت‌های سلطان میدان..... ۵۰

- شکل ۲-۱۹- نمای کلی از دره‌ی چشمه‌سید و بخش‌هایی از مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان..... ۵۱
- شکل ۲-۲۰- واحدهای سنگی اردوویسین و سیلورین در دره‌ی چشمه‌سید..... ۵۲
- شکل ۲-۲۱- بخش‌های مختلف مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در دره‌ی چشمه‌سید..... ۵۴
- شکل ۲-۲۲- میان لایه‌های رسوبی در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در دره‌ی چشمه‌سید..... ۵۸
- شکل ۲-۲۳- تصاویری از حضور چینه‌بندی متقاطع، کنکرسیون، بادامک و ... در سنگ‌های منطقه..... ۵۹
- شکل ۲-۲۴- نماهایی از مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در منطقه‌ی خوش‌بیلاق..... ۶۲
- شکل ۲-۲۵- نماهایی از میان لایه‌های رسوبی در برش خوش‌بیلاق..... ۶۴

فصل چهارم

- شکل ۴-۱- میانگین ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های موجود در بازالت‌های منطقه..... ۱۲۲
- شکل ۴-۲- نمودار طبقه‌بندی پیروکسن‌های منطقه..... ۱۲۴
- شکل ۴-۳- تصاویر آنالیز کیفی دو نمونه از کلینوپیروکسن‌های منطقه..... ۱۲۵
- شکل ۴-۴- طبقه‌بندی برخی از پلاژیوکلازهای منطقه بر روی نمودار مثلثی..... ۱۳۱
- شکل ۴-۵- تصویر آنالیز کیفی از یک پلاژیوکلاز نسبتاً سالم..... ۱۳۲
- شکل ۴-۶- طبقه‌بندی کلریت‌های منطقه با استفاده از نمودار Hey (1954)..... ۱۳۳
- شکل ۴-۷- تصویر آنالیز کیفی از یک کلریت..... ۱۳۴
- شکل ۴-۸- تصویر آنالیز کیفی از یک اپیدوت..... ۱۳۵
- شکل ۴-۹- تصویر آنالیز کیفی از یک اسفالریت..... ۱۳۷
- شکل ۴-۱۰- تصویر آنالیز کیفی از یک ایلمنیت..... ۱۳۷
- شکل ۴-۱۱- تصویر آنالیز کیفی از دو نمونه مگنتیت..... ۱۳۷
- شکل ۴-۱۲- نمودار طبقه‌بندی اکسیدهای مختلف آهن-تیتان در نمونه‌های منطقه..... ۱۳۸
- شکل ۴-۱۳- تصویر آنالیز کیفی از یک اسفن..... ۱۳۹
- شکل ۴-۱۴- نمایش دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها به روش Putirka et al. (1996)..... ۱۴۶
- شکل ۴-۱۵- نمایش دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها به روش Putirka et al. (2003)..... ۱۴۷
- شکل ۴-۱۶- نمایش تغییرات دما و میانگین فشار تبلور اوژیت‌ها به روش Putirka (2008)..... ۱۵۰
- شکل ۴-۱۷- نمایش تغییرات دما و میانگین تغییرات فشار تبلور اوژیت‌های منطقه..... ۱۵۰

شکل ۴-۱۸ - نمایش دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های منطقه به روش Soesoo (1997) ۱۵۱

شکل ۴-۱۹ - فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌های منطقه به روش Soesoo (1997) ۱۵۲

فصل پنجم

شکل ۵-۱ - بازالت‌های منطقه بر روی نمودار Le Bas et al. (1986) ۱۷۲

شکل ۵-۲ - بازالت‌های منطقه بر روی نمودار Winchester & Floyd (1977) ۱۷۲

شکل ۵-۳ - بازالت‌های منطقه بر روی نمودار ژئوشیمیایی Winchester & Floyd (1977) ۱۷۳

شکل ۵-۴ - تعیین سری ماگمایی بر روی نمودار Winchester & Floyd (1975) ۱۷۳

شکل ۵-۵ - نمودار طبقه‌بندی TiO_2 در برابر Y/Nb Winchester & Floyd (1975) ۱۷۳

شکل ۵-۶ - میانگین مقادیر عناصر اصلی در بازالت‌های منطقه ۱۷۶

شکل ۵-۷ - تغییرات مقدار عناصر اصلی در بازالت‌های منطقه ۱۷۷

شکل ۵-۸ - نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس ۱۷۹

شکل ۵-۹ - نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر MgO ۱۸۰

شکل ۵-۱۰ - تقسیم‌بندی بازالت‌های منطقه بر اساس TiO_2 و Ti/Y ۱۸۰

شکل ۵-۱۱ - نمودارهای تغییرات TiO_2 و Zr در برابر سایر عناصر ۱۸۲

شکل ۵-۱۲ - نمودار تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در برابر Zr ۱۸۴

شکل ۵-۱۳ - نمودارهای تغییرات عناصر شدیداً ناسازگار ۱۸۵

شکل ۵-۱۴ - تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی بر روی نمودار Zr - Zr/Y ۱۸۶

شکل ۵-۱۵ - نمودار تغییرات La/Sm در برابر La ۱۸۷

شکل ۵-۱۶ - نمودار تغییرات La/Sm در برابر Sm ۱۸۷

شکل ۵-۱۷ - نمودار تغییرات Nb/Zr در برابر Nb ۱۸۸

شکل ۵-۱۸ - نمودار تغییرات Th/Nb در برابر SiO_2 ۱۸۹

شکل ۵-۱۹ - نمودار La/Ta در برابر La/Nb ۱۸۹

شکل ۵-۲۰ - نمودارهای تفکیک منشأ غنی شده و تهی شده ۱۹۰

شکل ۵-۲۱ - نمودار تعیین ویژگی‌های منشأ با استفاده از نسبت‌های La/Sm و La/Y ۱۹۲

شکل ۵-۲۲ - نمودار تعیین ویژگی‌های منشأ با استفاده از نسبت‌های Nb/La و Ti/Y ۱۹۲

- شکل ۵-۲۳- نمودار تعیین ویژگی‌های منشأ با استفاده از نسبت Zr/Sm در برابر Zr ۱۹۲
- شکل ۵-۲۴- نمودار تعیین ویژگی‌های منشأ با استفاده از نسبت‌های Nb/Zr و Ti/Y ۱۹۳
- شکل ۵-۲۵- نمودار تعیین ویژگی‌های منشأ با استفاده از Th/Yb و Ta/Yb ۱۹۳
- شکل ۵-۲۶- نمودار تعیین ویژگی‌های منشأ با استفاده از نسبت‌های Nb/Y و Zr/Y ۱۹۳
- شکل ۵-۲۷- الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت ۱۹۷
- شکل ۵-۲۸- الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت ۱۹۸
- شکل ۵-۲۹- الگوهای میانگین مقادیر عناصر کمیاب نسبت منابع مختلف ۱۹۹
- شکل ۵-۳۰- الگوهای میانگین مقادیر عناصر کمیاب نسبت منابع مختلف ۲۰۳
- شکل ۵-۳۱- الگوهای میانگین مقادیر عناصر کمیاب نسبت منابع مختلف ۲۰۴
- شکل ۵-۳۲- نمودار ساده‌ای از روش ایزوکرون از (Allegre (2008) ۲۰۷
- شکل ۵-۳۳- نمودار نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ در انواع بازالت‌های اقیانوسی ۲۱۰
- شکل ۵-۳۴- نمودار ϵNd امروزی در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ امروزی در سنگ‌های منطقه ۲۱۷
- شکل ۵-۳۵- نمودار ϵNd در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه در سنگ‌های منطقه ۲۱۸
- شکل ۵-۳۶- نمایش بازالت‌های منطقه بر روی نمودار همبستگی ایزوتوپی ۲۱۸

فصل ششم

- شکل ۶-۱- نمونه‌های منطقه بر روی نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی ۲۲۶
- شکل ۶-۲- نمودار متمایز کننده‌ی (Pearce & Gale (1977) ۲۲۷
- شکل ۶-۳- نمودار Th/Ta در برابر La/Yb ۲۲۷
- شکل ۶-۴- بازالت‌های منطقه بر روی نمودارهای (Verma et al. (2006) ۲۲۸
- شکل ۶-۵- بازالت‌های منطقه بر روی نمودارهای (Agrawal et al. (2008) ۲۲۹
- شکل ۶-۶- نمودار $(Tb/Yb)_N$ در برابر $(La/Sm)_N$ از (Wang et al. (2002) ۲۳۰
- شکل ۶-۷- نمودار تغییرات Ce/Y در برابر Zr/Nb از (Hardarson & Fitton (1991) ۲۳۰
- شکل ۶-۸- نمودار La/Lu در برابر La از (Lustrino et al. (2003) ۲۳۱
- شکل ۶-۹- نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm از (Pang et al. (2012) ۲۳۲
- شکل ۶-۱۰- نمودار Sm/Yb در برابر La/Yb از (Lai et al. (2012) ۲۳۳
- شکل ۶-۱۱- نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb جهت تعیین درجه‌ی ذوب بخشی ۲۳۴

شکل ۶-۱۲ - نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb از Kuepou et al. (2006)	۲۳۴
شکل ۶-۱۳ - نمودار Dy/Yb در برابر La/Sm از He et al. (2010)	۲۳۵
شکل ۶-۱۴ - نمودار تعیین عمق منشأگیری ماگما	۲۳۶
شکل ۶-۱۵ - نمودار تعیین عمق منشأگیری ماگما	۲۳۶
شکل ۶-۱۶ - طبقه‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های بازیک اردوویسین - دونین	۲۴۲
شکل ۶-۱۷ - نمودارهای بهنجار شده‌ی نمونه‌ها نسبت به کندریت	۲۴۲
شکل ۶-۱۸ - نمودار La/Ta در برابر La/Nb جهت تشخیص میزان آرایش ماگمایی	۲۴۲
شکل ۶-۱۹ - نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در بازالت‌های اردوویسین - دونین	۲۴۴
شکل ۶-۲۰ - نمونه‌های بازالتی اردوویسین - دونین در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی	۲۴۵
شکل ۶-۲۱ - بازالت‌های اردوویسین - دونین منطقه در نمودار Nb/Y در برابر Zr/Y	۲۴۵
شکل ۶-۲۲ - بازالت‌های اردوویسین - دونین منطقه بر روی نمودار Ellam (1992)	۲۴۵
شکل ۶-۲۳ - نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y از Pearce (1996)	۲۵۴
شکل ۶-۲۴ - نمودار تعیین محیط تکتونیکی Zr-Ti-Y	۲۵۵
شکل ۶-۲۵ - بهنجارسازی بازالت‌های پالئوزوئیک زیرین نسبت به کندریت و گوشته‌ی اولیه	۲۵۶
شکل ۶-۲۶ - بازسازی موقعیت کافت توران و پالئوتتیس	۲۶۵
شکل ۶-۲۷ - بازسازی باز شدن حوضه‌ی پالئوتتیس	۲۶۵
شکل ۶-۲۸ - بازسازی برخی بلوک‌های غیر فعال پالئوتتیس در طی دونین آغازین	۲۶۶
شکل ۶-۲۹ - بازسازی موقعیت ایران در حاشیه‌ی غیر فعال پالئوتتیس در طی دونین آغازین	۲۶۷
شکل ۶-۳۰ - نمایش ارتباط زمانی بازالت‌های طغیانی با زایش پوسته‌ی اقیانوسی	۲۷۶
شکل ۶-۳۱ - الگوی زمین‌ساختی-ماگمایی منطقه در طی اردوویسین فوقانی تا دونین آغازین	۲۷۸

فهرست تابلوها

فصل دوم

تابلوهای ۱-۲ تا ۷-۲- تصاویر میکروسکوپی پالینومرف‌های موجود در میان لایه‌های رسوبی ۷۵-۸۱

فصل سوم

تابلو ۱-۳- تصاویر میکروسکوپی از ویژگی‌های پلاژیوکلازها ۹۴

تابلو ۲-۳- تصاویر میکروسکوپی از ویژگی‌های پلاژیوکلازها ۹۵

تابلو ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی از ویژگی‌های اوژیت‌ها ۱۰۰

تابلو ۴-۳- تصاویر میکروسکوپی از ویژگی‌ها و روابط بافتی اوژیت‌ها و پلاژیوکلازها ۱۰۱

تابلو ۵-۳- تصاویر میکروسکوپی از ویژگی‌ها و روابط بافتی اوژیت‌ها، پلاژیوکلازها و کانی‌های اپک ۱۰۲

تابلو ۶-۳- تصاویر میکروسکوپی از ویژگی‌های الیوین‌ها ۱۰۴

تابلو ۷-۳- تصاویر میکروسکوپی از بادامک‌ها، کانی‌های ثانویه و آپاتیت ۱۰۸

تابلو ۸-۳- تصاویر میکروسکوپی از بادامک‌ها، کانی‌های ثانویه و توف ۱۱۲

تابلو ۹-۳- تصاویر میکروسکوپی از قطعات گرانیتی و ماسه سنگ‌های میان لایه‌ای ۱۱۵

فصل چهارم

تابلو ۱-۴- تصاویر میکروسکوپ نوری و الکترونی از پیروکسن‌ها ۱۲۳

تابلو ۲-۴- تصاویر میکروسکوپ نوری و الکترونی از پیروکسن‌ها ۱۲۹

تابلوهای ۳-۴ تا ۶-۴- تصاویر میکروسکوپ نوری و الکترونی از پلاژیوکلاز، اوژیت، کلریت، اپیدوت،

اسفن و اکسیدهای آهن-تیتان ۱۴۰-۱۴۳

تابلوهای ۷-۴ و ۸-۴- تصاویر میکروسکوپ نوری و الکترونی از اوژیت‌ها و محل نقاط تجزیه‌ای جهت

دما-فشارسنجی ۱۵۴-۱۵۵

فهرست جداول

فصل دوم

جدول ۳-۱- نشانه‌های اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی ۸۶

فصل چهارم

جدول ۴-۱- انواع کانی‌ها و تعداد نقاط مایکروپروب شده در بازالت‌های منطقه ۱۲۱

جدول ۴-۱۲- تعداد نقاط آنالیز شده و ترکیب میانگین کل کانی‌های منطقه ۱۲۱

جدول ۴-۱۳- نتایج ۱۰ تجزیه‌ی مایکروپروب الکترونی بر روی اوژیت‌های منطقه ۱۳۰

جدول ۴-۱۴- نتایج تجزیه‌ی مایکروپروب الکترونی بر روی تعدادی از پلاژیوکلازها ۱۳۲

جدول ۴-۱۵- نتایج تجزیه‌ی مایکروپروب الکترونی بر روی تعدادی از کلریت‌های منطقه ۱۳۴

جدول ۴-۱۶- نتایج دما- فشارسنجی اوژیت‌های دره‌ی کلودر ۱۵۶-۱۵۸

جدول ۴-۱۷- نتایج دما- فشارسنجی اوژیت‌های دره‌ی چشمه‌سید ۱۵۹-۱۶۲

جدول ۴-۱۸- نتایج دما- فشارسنجی اوژیت‌های منطقه‌ی خوش‌بیلاق ۱۶۲

فصل پنجم

جدول ۵-۱- مشخصات برداشت نمونه‌ها جهت تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل ۱۶۶

جدول ۵-۲- نتایج اولیه‌ی تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه ۱۶۷-۱۷۱

جدول ۵-۳- نتایج تجزیه‌ی عنصری و ایزوتوپی بازالت‌های منطقه ۲۰۵

جدول ۵-۴- نتایج محاسبات ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ۲۱۵

جدول ۵-۵- نتایج محاسبات ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ۲۱۵

جدول ۵-۶- نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار در پوسته، گوشته و بازالت‌های سلطان میدان ۲۱۹

فصل ششم

جدول ۶-۱- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی بازالت‌های موجود در سازند قلی ۲۴۰

جدول ۶-۲- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی بازالت‌های دونین ۲۴۱

پیوست

جدول ۴-۲ تا ۴-۱۱- کل نتایج مایکروپروب الکترونی بر روی بازالت‌های منطقه ۳۳۳

فصل اول

کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه و راه‌های دسترسی

منطقه‌ی مورد مطالعه با روند شمال شرقی-جنوب غربی در بخش شرقی رشته کوه‌های البرز و در مختصات جغرافیایی $54^{\circ} 47' 55''$ تا $55^{\circ} 28' 22''$ طول شرقی و $36^{\circ} 32' 06''$ تا $36^{\circ} 54' 45''$ عرض شمالی واقع شده است. این منطقه از شمال غرب تا شمال شرق شهر شاهرود و در حد فاصل غرب روستای نکارمن تا شرق روستای خوش‌یلاق گسترش دارد (شکل‌های ۱-۱ و ۲-۱). در این پژوهش، با توجه به گستردگی و ضخامت زیاد مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان، سه رخنمون مناسب و اصلی از این مجموعه در نزدیکی روستاهای نکارمن، قلعه نو خرقان و خوش‌یلاق انتخاب و مورد بررسی دقیق قرار گرفته‌اند. موقعیت جغرافیایی این رخنمون‌ها و راه‌های دسترسی به آنها به شرح ذیل می‌باشد:

۱-۱-۱- رخنمون دره‌ی کلودر

رخنمون دره‌ی کلودر با مختصات جغرافیایی $54^{\circ} 50' 00''$ طول شرقی و $36^{\circ} 33' 20''$ عرض شمالی و در حدود ۳ کیلومتری شمال روستای نکارمن واقع شده است. روستای نکارمن در حدود ۱۶ کیلومتری شمال غرب شاهرود قرار گرفته و راه دسترسی به آن از طریق راه آسفالت‌های است که در نزدیکی کارخانه‌ی سیمان از جاده اصلی شاهرود به مجن جدا می‌شود (شکل ۱-۱).

۱-۲-۱- رخنمون دره‌ی چشمه‌سید

این رخنمون با مختصات جغرافیایی $55^{\circ} 01' 40''$ طول شرقی و $36^{\circ} 40' 30''$ عرض شمالی و در دره‌ای با نام چشمه‌سید که در حدود ۷ کیلومتری شمال غرب روستای قلعه نو خرقان واقع شده است، قرار دارد. دسترسی از روستای قلعه نو خرقان به این دره بواسطه‌ی جاده‌ای خاکی امکان پذیر است. راه دسترسی به روستای قلعه نو خرقان که در حدود ۲۴ کیلومتری شمال شرق شاهرود واقع شده است نیز از طریق جاده اصلی شاهرود-آزادشهر می‌باشد (شکل ۱-۱).

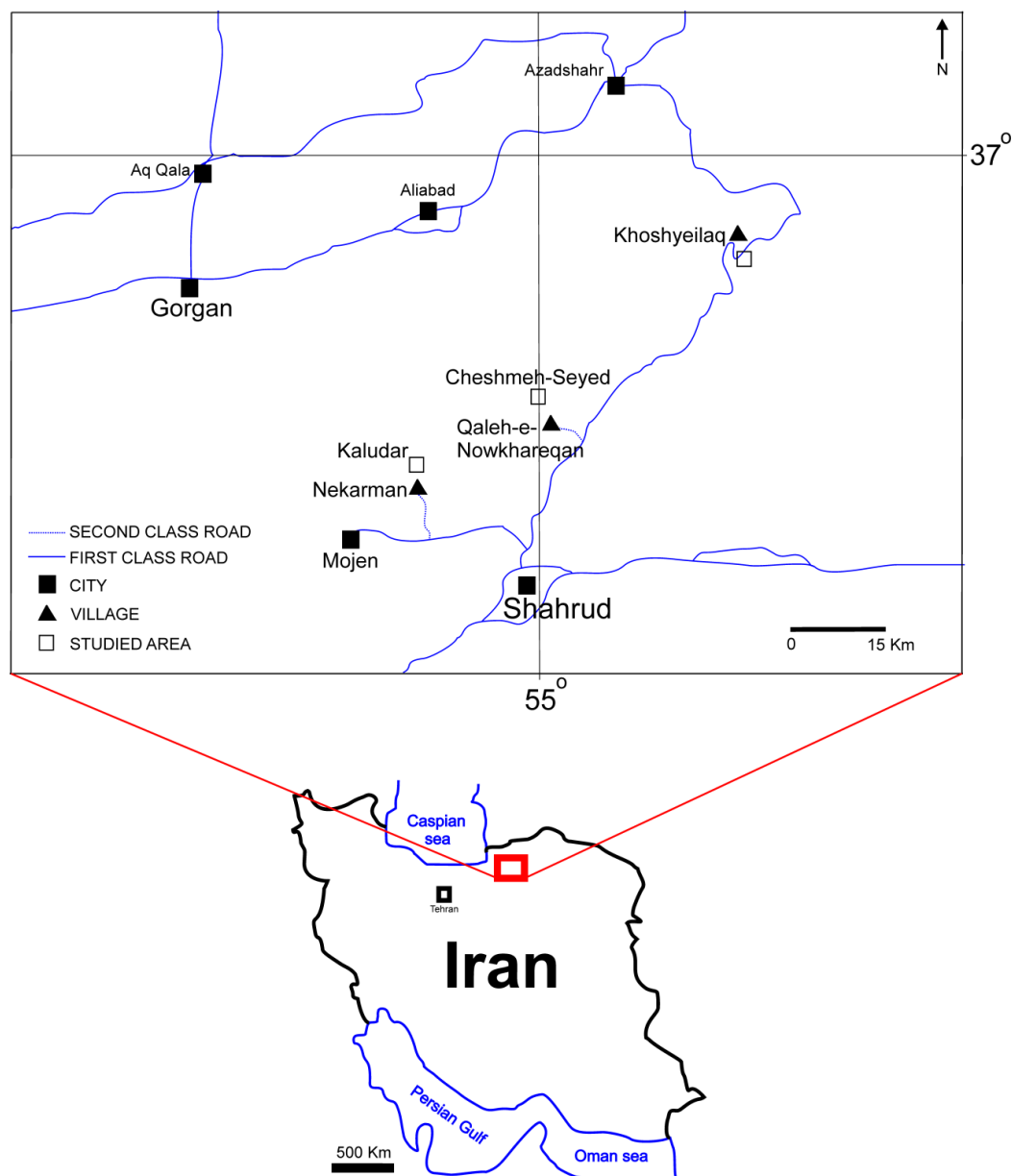
۱-۳-۱- رخنمون خوش‌یلاق

این رخنمون با مختصات جغرافیایی $20^{\circ} 23' 55''$ طول شرقی و $36^{\circ} 51' 20''$ عرض شمالی (در حدود ۳ کیلومتری شرق روستای خوش‌یلاق) و در مسیر بین روستای خوش‌یلاق به تیل آباد واقع شده است (شکل ۱-۲). موقعیت روستای خوش‌یلاق در حدود ۶۰ کیلومتری شمال شرق شاهرود و در مسیر جاده اصلی شاهرود-آزادشهر می‌باشد (شکل ۱-۱).

۱-۲- آب و هوا و پوشش گیاهی

به دلیل اینکه منطقه‌ی مورد مطالعه در حد فاصل دو نوع آب و هوای خشک و کویری در جنوب و مرطوب و پر باران خزری در شمال جای گرفته است، دارای آب و هوا و پوشش گیاهی خاصی می‌باشد. قرارگیری منطقه در دامنه‌ی جنوبی رشته کوه‌های البرز منجر به رطوبت کمتر و پوشش گیاهی بسیار نامتراکم آن شده است. دامنه‌های شمالی در برخی جاها دارای پوشش جنگلی انبوهی می‌باشند (شکل ۱-۲) که از آن جمله می‌توان به جنگل ابر واقع در شمال روستای ابر اشاره کرد. مناطق نکارمن، میغان و خوش‌یلاق که در دامنه‌های جنوبی البرز واقع شده‌اند در فصل گرما دارای آب و هوای معتدل و در فصل سرما دارای آب و هوای سرد و خشن بوده و اغلب توسط برف پوشیده می‌شوند. منطقه‌ی خوش‌یلاق و نیز بخش‌های شمالی مناطق نکارمن و میغان دارای وضعیت کوهستانی بوده و اغلب اوقات توسط ابر و مه در بر گرفته می‌شوند. همچنین، پوشش گیاهی در این مناطق انبوه نیست. در دشت‌ها، گیاهان کوتاه قد و خارداری مانند کتیرا و خاکشیر (پوشش استپ بیابانی) می‌روید و در کوهستان‌ها نیز پوشش گیاهی بیشتر شامل درختچه‌های سوزنی برگ بومی و کهنسال با رشد بسیار بطئی با نام اورس می‌باشد.

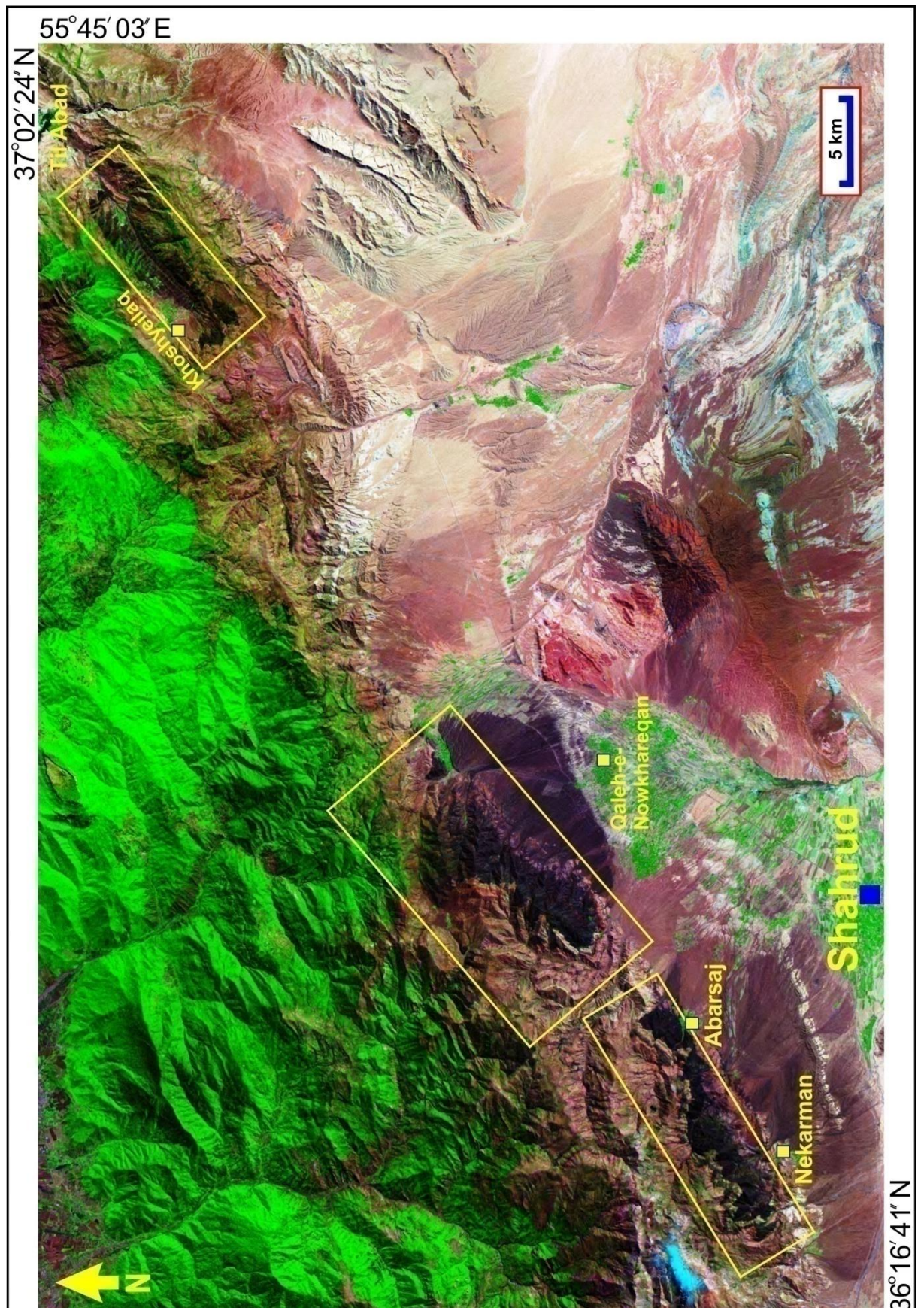
بلندترین ارتفاع شهرستان شاهرود نیز قله شاهوار با حدود ۴۰۰۰ متر ارتفاع است که در ۸ کیلومتری شمال غربی روستای نکارمن واقع شده و قله‌ی آن در اکثر فصول سال پوشیده از برف می‌باشد.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی مناطق مورد مطالعه.

بخش اعظم بارندگی در منطقه به صورت رگبارهای تند و موضعی در فصول زمستان و بهار است که باعث طغیان خشک‌رودها شده و آب را به سرعت از دسترس خارج می‌کند و به سوی کویر مرکزی روانه می‌سازد (مساواتی، ۱۳۷۰). همچنین قابل ذکر است که رودخانه‌ها و چشمه‌های متعددی در این مناطق جریان دارند که از جمله‌ی آنها می‌توان به رودخانه‌های ابرسج و رودبار اشاره نمود.

شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای از منطقه‌ی مورد مطالعه که موقعیت روستاهای نکارمن، قلعه نو خرقان و خوش‌یلاق و نیز رخنمون‌های اصلی بازالت‌های سلطان میدان بر روی آن نمایش داده شده است.



۱-۳- ژئومورفولوژی منطقه

منطقه‌ی مورد مطالعه بدلیل اختلاف ارتفاع زیاد از شمال به جنوب دو ریخت‌شناسی ناهمسان داشته و چین خوردگی‌ها، گسل خوردگی‌ها، بالاآمدگی‌های مستمر و فرسایش تأثیر به سزایی بر ریخت‌شناسی آن داشته‌اند.

روند شمال شرقی- جنوب غربی رشته کوه‌های البرز در این منطقه اشکال زمین ریختی شاخصی را در آن بوجود آورده است که عموماً از ساختمان‌های اصلی منطقه پیروی می‌کنند. بطوری که چین‌ها (نظیر تاقدیس نکارمن) و گسل‌های متعدد (نظیر گسل‌های ابر، قطری، میغان و کلاته‌بن) با روند شمال شرق- جنوب غرب را می‌توان در منطقه مشاهده نمود. شیب سطوح گسلی عموماً به سمت شمال و شمال غرب می‌باشد. همچنین، گسل‌های امتداد لغز کوچک مقیاس نیز در منطقه وجود دارند که معمولاً گسل‌های تراستی را قطع کرده‌اند. ارتفاعات منطقه عموماً در بخش‌های شمالی آن واقع شده و بخش‌های جنوبی غالباً از توپوگرافی ملایمی برخوردار می‌باشند. در بخش‌های شمالی عمدتاً واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین (شامل قلی، سلطان میدان، پادها و خوش‌بیلاق) ارتفاعات منطقه را تشکیل داده و در بخش‌های جنوبی، مناطقی پست‌تر و مشتمل بر دشت‌های گسترده با ریخت‌شناسی تپه ماهوری و شامل آبرفت‌های عهد حاضر همراه با مخروط افکنه‌های متعدد قرار دارند. ریخت‌شناسی خشن و صخره‌ساز بخش‌های شمالی که ناشی از سامانه‌ی گسلی (نظیر گسل‌های ابر و قطری) و نوع فرسایش در منطقه است در اثر راندگی بخش‌های شمالی بر روی بخش‌های جنوبی و ارتفاع گرفتن ناگهانی بخش‌های شمالی بوجود آمده است. شدت عملکرد عوامل تکتونیکی به حدی است که بلندترین ارتفاع شهرستان شاهرود را می‌توان در شمال روستای نکارمن (یعنی قله‌ی شاهوار) دید. همچنین پست‌ترین مناطق، مربوط به دشت‌های آبرفتی واقع در بخش‌های جنوبی می‌باشد. در منطقه‌ی مورد مطالعه روند عمده‌ی دره‌ها و فرو افتادگی‌ها از راستای گسل‌های منطقه تبعیت نموده و وجود آبراهه‌های نسبتاً جوان با مقطع V شکل بیانگر بالاآمدگی شدید در منطقه می‌باشند.

با توجه به اینکه منطقه مورد مطالعه در بخش چین خورده- رانده البرز واقع شده است، گسل‌ها عمدتاً از نوع راندگی بوده و شیب سطوح گسلی اغلب به سمت شمال و شمال غرب می‌باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳). روند این گسل‌ها نیز عموماً در جهت شمال شرقی- جنوب غربی است.

۴-۱- مطالعات پیشین (Literature review)

- برای اولین بار Jenny (1977) به مطالعه‌ی مجموعه بازالتی سلطان میدان پرداخت و با توجه به ضخامت و گسترش زیاد این مجموعه، عنوان "سازند سلطان میدان" را بر اساس نام دشتی واقع در ۹ کیلومتری غرب روستای ابر برای آن انتخاب نمود. در سن سنجی انجام شده به روش پتاسیم-آرگون توسط نامبرده، سنی بین ۶۳۳ تا ۱۸۱ میلیون سال برای این مجموعه به دست آمده (Delaloye et al., 1981) که این نتایج بدلیل پراکندگی قابل استناد نبوده و Jenny (1977) با توجه به جایگاه چین‌شناسی این سنگ‌ها در منطقه مورد مطالعه و نیز مناطقی نظیر رباط قره‌بیل و شرق ایران مرکزی، مرز اردوویسین-سیلورین را برای تشکیل آنها در نظر گرفته است. وی دلیل این اختلاف سن را نتیجه‌ی فعالیت تکتونیکی و دگرگونی ضعیف ناشی از بار رسوبات فوقانی ذکر کرده است. همچنین نتایج حاصل از تجزیه‌های شیمیایی توسط Jenny (1977) دارای کارایی مناسب جهت مطالعه نبوده و وی آنها را قابل نمایش بر روی نمودار ندانسته است. در عین حال وی به دلیل بالا بودن مقدار تیتانیم و عناصر قلیایی این بازالت‌ها را از نوع قاره‌ای دانسته است.

- جعفریان (۱۳۸۸) در رساله دکتری خود با عنوان "پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسیم مافیک پالئوزوئیک زیرین در البرز شرقی، ناحیه شاهرود-خوش‌یلاق"، به بررسی مجموعه بازالتی سلطان میدان پرداخته است. ایشان از نظر پتروگرافی این سنگ‌ها را شامل طیف ترکیبی بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی بازالت، تراکی آندزیت بازالتی و دیاباز دانسته و سن تشکیل آنها را سیلورین بیان کرده است. نامبرده یکی از ویژگی‌های مهم چین‌شناسی این مجموعه را حضور یک باند آگلومرای ۱۰۰ متری در افق‌های میانی تا فوقانی آن ذکر کرده‌اند. به عقیده ایشان، این افق آگلومرای به صورت یک

طبقه‌ی کلیدی (Keybed) در تمام گستره‌ی این مجموعه دیده می‌شود. مطالعات ژئوشیمی توسط ایشان حاکی از آن است که این سنگ‌ها به لحاظ ماهیت در محدوده‌های آکالی بازالت و بازالت‌های ساب آکالن قرار می‌گیرند. همچنین ایشان این بازالت‌ها را از نوع درون صفحه‌ای و منشأ آنها را در ارتباط با پلوم گوشته‌ای دانسته است. وجود برخی سنگ‌های با مقدار SiO_2 بالا و ترکیب ریولیتی در این مجموعه باعث شده است که وی ماگماتیسیم منطقه را بایمودال دانسته و ذوب بخشی پوسته در اثر حرارت منتقل شده از پیشانی پلوم را به عنوان ساز و کار تشکیل این سنگ‌های اسیدی پیشنهاد نماید. در این بررسی تشکیل ماگمای اولیه‌ی مجموعه بازالتی سلطان میدان حاصل کاهش فشار در پلوم گوشته‌ای و احتمالاً وقوع ۵ درصدی ذوب بخشی در گوشته اولیه در نظر گرفته شده است.

- Ghorbani (2009) ترکیب بازالت‌های سلطان میدان را البوین بازالت تا آندزیت همراه با سنگ‌های پیروکلاستیک و ماهیت آنها را آکالن-ساب آکالن تعیین کرده است. ایشان این بازالت‌ها را از نوع درون ورقه‌ای و زایش آنها را از محل گوشته لیتوسفری قاره‌ای و در ارتباط با مراحل تشکیل اقیانوس پالئوتتیس در نظر گرفته است.

- سهامی (۱۳۹۰) در قالب رساله‌ی کارشناسی ارشد به بررسی ویژگی‌های این مجموعه در مناطق نکارمن و ابرسج پرداخته است. ایشان بازالت‌های سلطان میدان را از نوع آکالن درون قاره‌ای و حاصل ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک ستون گوشته‌ای غنی شده‌ی گارنت پریدوتیتی دانسته که در یک کافت قاره‌ای فوران نموده است.

- اهری‌پور (۱۳۸۹) در رساله‌ی دکتری خود ویژگی‌های سازندهای پادها و خوش‌ییلاق را در منطقه‌ی مورد مطالعه بررسی نموده است. مهمترین نتایج بدست آمده در این رساله و در ارتباط با ماگماتیسیم بازیک در منطقه‌ی مورد مطالعه، مشارکت رسوبات حاصل از فرسایش مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در تشکیل سازند پادها بوده و نیز اینکه توالی رسوبگذاری در سازند پادها ارائه دهنده الگوی پُرشدگی در یک حوضه کافتی در حال فرونشینی است.

- هاشمی گهرویی و همکاران (۱۳۹۱) در مقاله‌ای به بررسی پتانسیل کانه‌زایی مس و دیگر عناصر همراه بازالت‌های سلطان میدان در رسوبات آب‌راهه‌ای منطقه پرداخته‌اند. نتایج مطالعات ایشان نشان دهنده‌ی نتایج امیدبخشی در ارتباط با کانه‌زایی مس و کانی‌های تیتان دار در منطقه است.

- Ghavidel-Syooki et al. (2011) بر اساس پالینومرف‌های موجود در سازندهای قلی و بازالت‌های سلطان میدان به بررسی ویژگی‌های چینه‌شناسی و تعیین سن این واحدهای سنگی در منطقه‌ی خوش‌یلاق پرداخته‌اند. بر اساس این مطالعه، محل رسوبگذاری واحدهای سنگی اردوویسین پایانی-سیلورین در حاشیه‌ی گندوانا و در عرض‌های جغرافیایی قدیمی متوسط قرار داشته و مشخصاً از قاره‌های قدیمی لورازیا/بالتیک جدا بوده است. مطالعه‌ی پالینومرف‌های موجود در رسوبات سازند قلی و میان لایه‌های رسوبی موجود در بازالت‌های سلطان میدان در منطقه‌ی خوش‌یلاق نشان داده است که آنها در محیط دریایی نسبتاً کم عمق نهشته و نیز مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان دارای سنی جوان‌تر از ابتدای سیلورین پایانی نمی‌باشد. همچنین تعیین سن ایزوتوپی انجام شده توسط ایشان بر روی قطعات گرانیتی درشت و صورتی رنگ موجود در میان لایه‌ی کنگلومرای درون مجموعه‌ی سلطان میدان نشان دهنده‌ی انجماد آنها در طی سیلورین است.

۱-۵- اهداف تحقیق

این مطالعه با توجه به اهمیت و گستردگی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان و ارتباط آن با مراحل کافت‌زایی و بازشدگی اقیانوس پالتوتیس، و نیز اینکه تاکنون هیچ مطالعه‌ی جامعی درباره‌ی این مجموعه‌ی آذرین در ایران صورت نگرفته، انجام پذیرفته است. به طوری که بیشتر اطلاعات موجود در منابع مختلف درباره‌ی این مجموعه به نتایج مطالعات Jenny (1977) متکی بوده‌اند. بنابراین، تحقیق حاضر به منظور دستیابی به اهداف ذیل به انجام رسیده است:

- تعیین ضخامت مجموعه بازالتی سلطان میدان در حداقل دو رخمون کامل آن.
- تعیین تعداد فازهای فوران ماگمایی.
- تعیین محیط تشکیل، سن و موقعیت چینه‌شناسی دقیق مجموعه.

- بررسی دقیق پتروگرافی و ژئوشیمی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان.
- تعیین پتروژنز تشکیل مجموعه.
- مقایسه و بررسی ارتباط ژنتیکی بین مجموعه‌ی بازالتی مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی مشابه موجود در سایر مناطق ایران.
- ارائه یک الگوی ژئودینامیکی در ارتباط با تشکیل مجموعه‌ی آتشفشانی مورد مطالعه.

۱-۶- روش تحقیق

روش تحقیق مورد استفاده در این مطالعه بر اساس اهداف از پیش تعیین شده و در قالب مطالعات کتابخانه‌ای، صحرایی و روش‌های آزمایشگاهی به شرح ذیل انجام پذیرفته است:

۱-۶-۱- مطالعات کتابخانه‌ای

در این مرحله در ابتدا ضمن بررسی و مطالعه‌ی کارهای انجام شده‌ی قبلی، نسبت به تهیه‌ی کلیه‌ی نقشه‌ها اعم از نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی و نیز تصاویر ماهواره‌ای از منطقه‌ی مورد مطالعه اقدام گردید. همچنین در این مرحله با توجه به اهداف مورد نظر نسبت شناسایی راه‌های دسترسی به رخنمون‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان و نیز تعیین محل‌های احتمالی مناسب جهت برداشت‌های صحرایی بررسی‌های اولیه صورت گرفت.

۱-۶-۲- مطالعات صحرایی

در این مرحله به منظور انجام مطالعات و برداشت‌های صحرایی، در ابتدا بازدیدهای کلی از رخنمون‌های مختلف این مجموعه صورت گرفت. سپس رخنمون‌هایی که با فاصله‌ی مناسبی از یکدیگر قرار داشته و توالی کامل‌تری از واحدهای سنگی پالئوزوئیک را در معرض دید می‌گذاشتند، انتخاب شدند. پس از تعیین رخنمون‌های مناسب این مجموعه که شامل محدوده‌های شمال روستای نکارمن (دره‌ی کلودر)، شمال غرب روستای قلعه نو خرقان (دره‌ی چشمه سید) و جنوب تا شرق روستای خوش‌بیلاق می‌باشند، نسبت به انجام مطالعات و برداشت‌های صحرایی اقدام شد.

مطالعات صحرایی مجموعاً در طی ۴۰ روز به انجام رسید. در این مدت نمونه‌هایی مناسب از بازالت‌های سلطان میدان و میان لایه‌های رسوبی موجود در آنها به همراه نمونه‌هایی از سازندهای قلی و پادها برداشت گردید و روابط صحرایی میان تمامی واحدهای سنگی مورد بررسی دقیق قرار گرفت. در مطالعات صحرایی علاوه بر نمونه‌برداری انتخابی از بسیاری از رخنمون‌ها، نمونه‌برداری منظم نیز از رخنمون‌های اصلی به صورت پیمایشی صورت گرفته است. به این ترتیب که در سه رخنمون اصلی (شامل دره‌های کلودر، چشمه‌سید و شرق روستای خوش‌یلاق) برداشت صحرایی از واحدهای سنگی اردوویسین شروع شده و تا واحدهای سنگی دونین ادامه یافته است. در این پیمایش‌ها ضمن برداشت نمونه‌های مناسب از بازالت‌های سلطان میدان جهت مطالعات پتروگرافی، تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی و شیمیایی سنگ کل و ایزوتوپی، از میان لایه‌های رسوبی موجود در بازالت‌های سلطان میدان نیز جهت مطالعه‌ی پالینومرف‌های موجود در آنها نمونه‌برداری شد. همچنین در این پیمایش‌ها، مرز زیرین و فوقانی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان به ترتیب با سازندهای قلی و پادها مشخص شده و تعداد روانه‌های گدازه و نیز میان لایه‌های رسوبی نیز تعیین گردیده است.

۱-۶-۳- مطالعات و روش‌های آزمایشگاهی

در این پژوهش به منظور انجام مطالعات آزمایشگاهی از روش‌های زیر استفاده شده است:

۱-۶-۳-۱- مطالعات پتروگرافی

به منظور انجام مطالعات پتروگرافی، تعداد ۲۷۰ عدد مقطع نازک از نمونه‌های منطقه تهیه و بوسیله‌ی میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. از آنجائیکه بخش عمده‌ی مقاطع میکروسکوپی مربوط به بازالت‌های سلطان میدان بوده‌اند، مطالعات اصلی بر روی آنها متمرکز بوده و در ضمن آن مقاطع میکروسکوپی مربوط به قطعات گرانیتوئیدی و سنگ‌های رسوبی موجود در میان لایه‌های موجود در این مجموعه نیز مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

۱-۶-۳-۲- مطالعه‌ی پالینومرف‌ها

به منظور پالینولوژی و مطالعه‌ی پالینومرف‌های موجود در میان لایه‌های شیلی واقع در بازالت‌های سلطان میدان، در طی دو مرحله اقدام به تهیه‌ی ۱۱ عدد مقطع میکروسکوپی گردید. آماده‌سازی تعداد ۶ نمونه از مقاطع مذکور در آزمایشگاه پالینولوژی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و تعداد ۵ نمونه نیز در آزمایشگاه پالینولوژی مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران به انجام رسیده است.

در آزمایشگاه پالینولوژی برای جداسازی پالینومرف‌ها از کانی‌ها و دیگر ترکیبات به ترتیب از محلول‌های شیمیایی اسید کلریدریک، اسید فلوئوریدریک و برمات روی استفاده شده است. در این مرحله از اسید کلریدریک برای انحلال ترکیبات کربناته، از اسید فلوئوریدریک برای انحلال ترکیبات سیلیکاته و نیز از برمات روی برای جداسازی کانی‌های سنگین از پالینومرف‌ها استفاده شده است. در مرحله‌ی بعد، مواد آلی باقیمانده از غربال‌های پلاستیکی به قطر ۱۵ میکرون عبور داده شده و در نتیجه‌ی آن میکروفسیل‌هایی که در برابر اسیدها مقاوم بوده‌اند از دیگر مواد آلی جدا شده و بر روی مقاطع میکروسکوپی قرار گرفته‌اند. تصاویر میکروسکوپی از پالینومرف‌های موجود با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان تهیه و با بزرگ‌نمایی بالا مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعه‌ی پالینومرف‌ها با استفاده از مقاطع و تصاویر میکروسکوپی توسط استاد ارجمند دکتر محمد قویدل‌سیوکی انجام پذیرفته است.

۱-۶-۳-۳- تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل

پس از انجام مطالعات صحرایی و پتروگرافی دقیق و به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی تعداد ۴۱ نمونه با حداکثر تنوع ترکیبی و کمترین میزان دگرسانی از رخنمون‌های مختلف مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان انتخاب و جهت تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل مورد آماده‌سازی قرار گرفتند. خردایش اولیه‌ی نمونه‌ها در آزمایشگاه کانه‌آرایی دانشگاه صنعتی شاهرود و با استفاده از دستگاه سنگ‌شکن

فکی انجام پذیرفته است. در این مرحله به منظور از بین بردن آلاینش ناشی از اضافه شدن ترکیبات خرد شده‌ی قبلی توسط دستگاه سنگ‌شکن، قبل از خردایش هر نمونه، سنگ‌شکن کاملاً با آب شستشو شده و نیز قبل از خردایش نمونه‌ی اصلی، بخشی از هر نمونه توسط دستگاه خرد شده است. همچنین بعد از خردایش سنگ‌ها، بخش‌هایی از سنگ که دارای بادامک، رگه‌های ثانویه و یا بخش‌های هوازده بوده‌اند از نمونه‌ی اصلی جدا شده‌اند.

تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه در آزمایشگاه SGS کانادا و به روش بسته‌ی ترکیبی ICP-AES (با کد ICP95A) برای عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر کمیاب (شامل Y, Sr, Ba, Zn, Zr) و با روش ICP-MS (با کد IMS95A) برای عناصر کمیاب خاکی و سایر عناصر کمیاب انجام پذیرفته است. نتایج حاصل، پس از انجام تصحیحات لازم مربوط به حذف مواد فرار و تعیین نسبت آهن دو ظرفیتی به سه ظرفیتی، در نمودارهای مختلف مورد استفاده قرار گرفته‌اند. جهت تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO در نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه از نسبت‌های پیشنهادی توسط (1989) Middlemost استفاده شده است.

۱-۶-۳-۴- مطالعات میکروپروب الکترونی

پس از پتروگرافی دقیق بر روی بازالت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه و به منظور انجام مطالعات میکروپروب الکترونی (EPMA)، تعداد ۱۰ نمونه انتخاب و از هر نمونه ۲ عدد مقطع نازک-صیقلی تهیه گردید. سپس از میان ۲۰ مقطع نازک-صیقلی تهیه شده، ۱۰ نمونه در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران و ۱۰ نمونه‌ی دیگر در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فنی خاورمیانه (Middle East Technical University) در کشور ترکیه مورد تجزیه‌ی میکرو آنالیزور پروب الکترونی قرار گرفتند. داده‌های حاصل از این دو مرکز تحقیقاتی شامل تعداد ۶۳۹ تجزیه‌ی شیمیایی نقطه‌ای (۳۰۶ آنالیز مربوط به بازالت‌های دره‌ی کلودر، ۳۰۲ نقطه از بازالت‌های دره‌ی چشمه‌سید و ۳۱ آنالیز از بازالت‌های منطقه‌ی خوش‌بیلاق) به همراه تعدادی تصاویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) و آنالیز کیفی به

روش EDS بوده است. همچنین کانی‌هایی که مورد تجزیه‌ی نقطه‌ای قرار گرفته و از آنها تصاویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) و تجزیه‌ی کیفی به روش EDS تهیه شده است شامل پیروکسن، پلاژیوکلاز، کلریت، اپیدوت، اسفن، لوکوکسن، و کانی‌های آپک می‌باشند.

برای انجام تجزیه‌ی میکروپروب بوسیله دستگاه EPMA، ابتدا مقاطعی نازک-صیقلی از نمونه‌ها به قطر 48×28 میلیمتر و با سطوح مسطح به ضخامت حدود ۵۰ میکرون تهیه و سپس توسط دستگاه پوشش کربن، یک لایه کربن به ضخامت ۱۰ نانومتر بر روی آنها پوشش داده شده است.

به طور کلی EPMA روشی غیر تخریبی برای تجزیه‌ی کیفی و کمی عناصر شیمیایی است که اساس آن بر اندازه‌گیری طول موج و شدت طیف‌های شاخص X-ray استوار می‌باشد. در این روش، از اشعه‌های ایکس برانگیخته شده در خلاء توسط یک پرتو الکترونی استفاده شده و با مقایسه آنها با طیف‌های نمونه‌های استاندارد، دستگاه EPMA را قادر می‌سازد تا ترکیب یک کانی و تغییرات مکانی در ترکیب آن را شناسایی نماید.

تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی (EPMA) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با دستگاه سوپرپروب نوع SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه (شکل ۱-۳) که دارای ۵ طیف سنج با طول موج انتشاری (WDS) و یک سیستم انرژی انتشاری (EDS) می‌باشد، تحت شتاب دهنده‌ی با ولتاژ ۱۵ کیلو ولت و جریان پرتو ۱۵ نانو آمپر صورت گرفته است. دستگاه سوپرپروب نوع SX100 جدیدترین نسل دستگاه میکروپروب شرکت Cameca می‌باشد که اولین بار در سال ۱۹۹۴ ساخته شده است. دستگاه مذکور کاملاً اتوماتیک بوده و امکان تجزیه به طور شبانه روزی را دارد.

تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فنی خاورمیانه (در کشور ترکیه) نیز با دستگاه سوپرپروب نوع JEOL JXA-8230 ساخت شرکت JEOL (شکل ۱-۴) که دارای ۵ طیف سنج با طول موج انتشاری (WDS) می‌باشد، تحت شتاب دهنده‌ی با ولتاژ ۱۵ کیلو ولت و جریان پرتو ۲۰ نانو آمپر و باریکه‌ای از جریان به قطر ۵ میکرومتر انجام پذیرفته است. این دستگاه نیز مشابه با دستگاه SX100 کاملاً اتوماتیک بوده و قابلیت تجزیه بطور شبانه روزی را دارد.



شکل ۱-۳- تصویری از دستگاه سوپرپروب
نوع SX100 ساخت شرکت Cameca
فرانسه در مرکز تحقیقات فراوری مواد
معدنی ایران.



شکل ۱-۴- تصویری از دستگاه سوپرپروب نوع JEOL JXA-8230 ساخت شرکت JEOL در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه
فنی خاورمیانه در کشور ترکیه.

۱-۶-۳-۵- مطالعات ایزوتوپی

به منظور مطالعات ایزوتوپی، از نتایج اولیه‌ی تجزیه‌های ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd صورت گرفته توسط جعفریان (۱۳۸۸) استفاده شده است. نمونه‌های انتخابی توسط ایشان شامل ۴ نمونه‌ی بازالتی و الیون بازالتی بوده‌اند که از رخنمون‌های مختلف این مجموعه برداشت شده‌اند. نام و محل برداشت نمونه‌ها جهت تجزیه‌ی ایزوتوپی عبارتند از: X12: دره‌ی چشمه سید؛ NE3: دره‌ی نکارمن؛ A7: دره‌ی ابرسج؛ PIL2: ناحیه‌ی خوش‌ییلاق. نمونه‌های مذکور در آزمایشگاه Actlabs در ونکور کانادا به روش ID-TIMS (Isotope dilution thermal ionization mass spectrometry) و با دقت شش رقم بعد از اعشار مورد تجزیه قرار گرفته‌اند.

روش تجزیه‌ی ایزوتوپ‌های Sr: ابتدا روبیدیوم و استرانسیم به روش Cation-exchange از یکدیگر جدا شده و سپس تجزیه در حالت استاتیک طیف سنج جرمی Tritonomulti-collector صورت گرفته است. در طی آزمایش ایزوتوپی Sr، میانگین ۱۵ بار آزمایش استاندارد SRM-987 در محدوده‌ی $0.710258 \pm 11(25)$ قرار گرفته است. انحراف معیار نمونه‌های اندازه‌گیری شده نیز ± 6 تا ± 12 (۲ سیگما) بوده است.

روش تجزیه‌ی ایزوتوپ‌های Nd: ابتدا ساماریم و نئودیمیم به روش extraction chromatography جدا شده و سپس تجزیه در حالت استاتیک طیف سنج جرمی Tritonomulti-collector صورت گرفته است. نسبت‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نسبت به استاندارد La Jolla سنجیده شده‌اند. انحراف معیار نمونه‌های اندازه‌گیری شده نیز ± 2 تا ± 4 (۲ سیگما) بوده است.

فصل دوم

زمین‌شناسی عمومی منطقه

و

برداشت‌های صحرایی

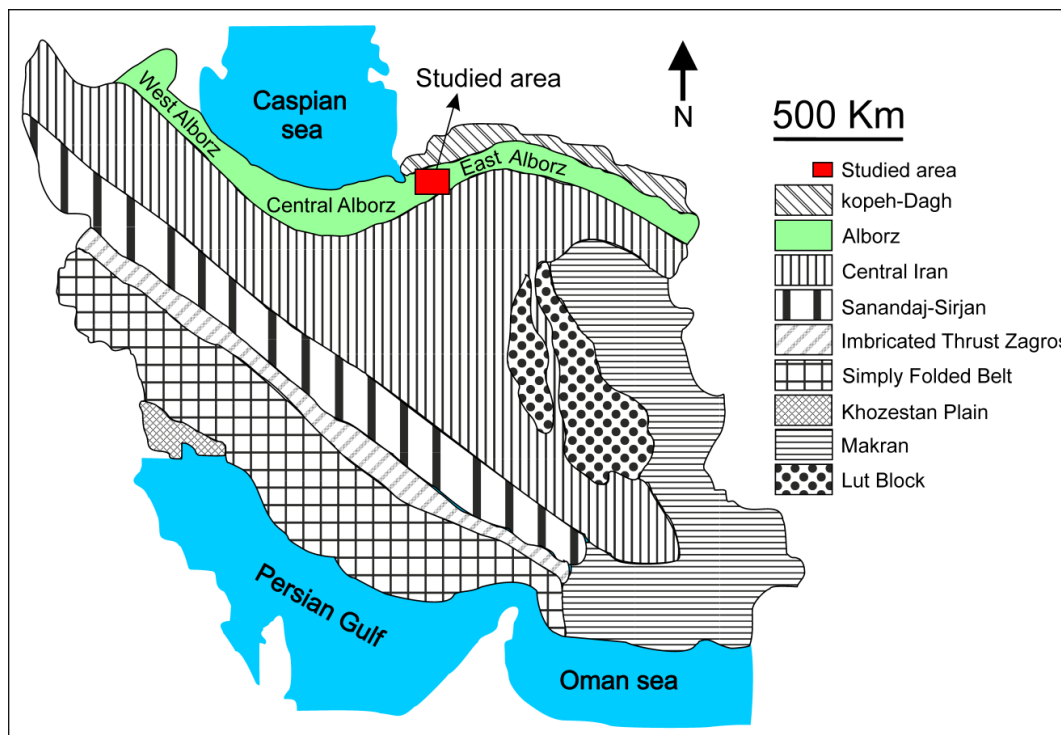
۲-۱- مقدمه

گستره‌ی ایران زمین در بخش میانی کمربند چین‌خورده‌ی آلپ هیمالیا جای گرفته است. (Stocklin 1968) پهنه‌ی ایران را به ۹ زون زمین‌شناسی - ساختاری به شرح ذیل تقسیم نموده است:

(۱) کپه‌داغ (۲) البرز (۳) ایران مرکزی (۴) سنندج- سیرجان (۵) زاگرس رورانده (۶) زاگرس چین‌خورده (۷) دشت خوزستان (۸) بلوک لوت (۹) زون مکران و شرق ایران (شکل ۲-۱).

به عقیده‌ی (Alavi 1996) زون البرز متشکل از رشته کوه‌هایی سینوسی شکل و به طول حدود ۲۰۰۰ کیلومتر می‌باشد که از کشورهای ارمنستان و آذربایجان در شمال غرب ایران تا کوه‌های پاروپامیسوس (Paropamisus) در شمال افغانستان امتداد دارد. زون البرز که از جنوب به ایران مرکزی محدود می‌شود، توسط (Stocklin 1968) به ۳ بخش شرقی، مرکزی و غربی تقسیم شده است. منطقه‌ی مورد مطالعه در بخش غربی زون البرز شرقی واقع شده است (شکل ۲-۱).

در این پژوهش با توجه به گستردگی منطقه‌ی مورد مطالعه و نیز حجم زیاد ماگماتیسم مرتبط با تشکیل بازالت‌های سلطان میدان، رخنمون‌هایی انتخاب و مورد بررسی و برداشت صحرایی دقیق قرار گرفته‌اند که علاوه بر موقعیت چینه‌شناسی مشخص و واضح، دارای پراکندگی و فاصله‌ی جغرافیایی مناسبی از یکدیگر نیز می‌باشند. به این منظور، علاوه بر بازدید بسیاری از رخنمون‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در گستره‌ی منطقه‌ی مورد مطالعه، مطالعات و برداشت‌های صحرایی بر روی سه رخنمون اصلی از مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان، شامل مناطق شمال روستای نکارمن، شمال غرب روستای قلعه‌نو خرقان و محدوده‌ی روستای خوش‌یلاق متمرکز شده است. در این فصل ابتدا کلیاتی درباره‌ی سرگذشت البرز در خلال پرکامبرین تا تریاس ارائه شده و در ادامه به زمین‌شناسی عمومی منطقه‌ی مورد مطالعه و ارائه‌ی نتایج حاصل از مطالعات و برداشت‌های صحرایی پرداخته می‌شود.



شکل ۱-۲- نقشه‌ی زون‌های زمین‌شناسی-ساختاری ایران و موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه (اقتباس از Stocklin (1968)، با کمی تغییرات).

۲-۲- کلیاتی درباره‌ی سرگذشت البرز در خلال پرکامبرین تا تریاس

البرز در طی پرکامبرین پایانی تا اردوویسین یک حوضه‌ی رسوبی کم عمق سکوی قاره‌ای را تشکیل داده (Alavi, 1996) و تحت تأثیر مراحل اولیه‌ی فعالیت‌های تکتونیکی کششی قرار داشته است. بر اساس مطالعات محققین مختلف (نظیر Berberian & King, 1981; Wendt et al., 2005; Ghavidel-Syooki & Owens, 2007; Ghavidel-Syooki, ۱۳۸۹؛ قویدل‌سیوکی و حسین‌زاده مقدم، ۱۳۸۹؛ Nowrouzi et al., 2013؛ et al., 2011)، ورقه‌ی ایران در طی پالئوزوئیک بخشی از حاشیه‌ی شمالی ابرقاره‌ی گندوانا بوده است. همچنین، به عقیده‌ی Cocks & Torsvik (2002) در طی اردوویسین پایانی تا دونین پایانی، زون‌های البرز، ایران مرکزی، ساندج-سیرجان و زاگرس در عرض‌های جغرافیایی ۱۵ تا ۳۰ درجه‌ی جنوبی قرار داشته‌اند.

اردوویسین زمان آغاز کشش و شکستگی در البرز و حادثه‌ی کافت‌زایی بوده است که تا دونین آغازین-میانی به طول انجامیده است (Alavi, 1996). به عقیده‌ی لاسمی (۱۳۷۷) سنگ‌های

اردوویسین و سیلورین در ایران شامل سازندهای شیرگشت، لشکرک، قلی و نیور و هم ارزهای آنها که مجموعاً توالی‌های بزرگ پیشرونده ایجاد کرده‌اند، رخساره‌های همزمان با تشکیل کافت پالئوتتیس بوده‌اند. مطالعات (Nowrouzi et al., 2013) بر روی رسوبات سازند نیور در ایران مرکزی نیز بیانگر تشکیل آنها در ساحل حاشیه‌ی غیر فعال پالئوتتیس در طی سیلورین می‌باشد. همچنین، ماگماتیسزم اردوویسین میانی- دونین در البرز و بسیاری از نقاط ایران مرکزی به عنوان مراحل کافت‌زایی اقیانوس پالئوتتیس تفسیر شده است (نظیر Jenny, 1977; Stampfli, 1978; Berberian & King, 1981; Stampfli et al., 1991; Boulin, 1991; Alavi, 1996; لاسمی، ۱۳۷۹; Stampfli et al., 2002; Bagheri & Stampfli, 2008; قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷; قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱; قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲; درخشی و همکاران، ۱۳۹۱; Derakhshi & Ghasemi, 2013). با شکل-گیری پالئوتتیس، نهشته‌های رسوبی- آتشفشانی پالئوزوئیک فوقانی (دونین تا پرمین) در این حوضه اقیانوسی جدید نهشته شده‌اند (Aharipour et al., 2010). اقیانوس پالئوتتیس در نهایت با فرورائش به سمت شمال و به زیر حاشیه جنوبی لورازیا (توران) در تریاس بسته شده است (Davoudzadeh & Schmidt, 1984; Stampfli & Pillevuit, 1993; Stampfli, 1996; Alavi, 1996; لاسمی، ۱۳۷۹; Karimpour et al., 2005; Bagheri & Stampfli, 2008; Ghavidel-Syooki, 2008; al., 2010; Ghavidel-Syooki et al., 2011). در همین ارتباط، سنگ والد شیست‌های گرگان که معادل با سنگ‌های سازند قلی بوده و در زمان اردوویسین پسین نهشته شده‌اند (Wendt et al., 2005; Ghavidel-Syooki, 2008; Ghavidel-Syooki et al., 2011; صالحیان و قاسمی، ۱۳۹۰; قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲)، در خلال همین رخداد و در طی تریاس دگرگون شده‌اند (Alavi, 1991; Ghavidel-Syooki, 1996; 2008).

۲-۳- زمین‌شناسی عمومی منطقه‌ی مورد مطالعه

رخنمون بسیاری از واحدهای سنگی پالئوزوئیک‌زیرین تا میانی را می‌توان در گستره‌ی منطقه‌ی مورد مطالعه مشاهده نمود. به طوری که توالی تقریباً کاملی از واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین

در محدوده‌ی شمال غرب تا شمال شرق شاهرود (نظیر محدوده‌ی روستاهای نکارمن، ابرسج، میغان، قلعه‌نوخرقان و ابر) رخمون داشته و می‌توان بهترین و کامل‌ترین رخنمون‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان را با توجه به مرز زیرین و بالایی مشخص آن در محل‌های مذکور مورد بررسی قرار داد (شکل ۲-۲). در این بخش، ابتدا با توجه به ترتیب سنی به معرفی و ارائه توضیحاتی درباره‌ی ویژگی‌های کلی واحدهای سنگی موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه پرداخته می‌شود.

۲-۳-۱- اردوویسین

شهرابی و همکاران (۱۳۶۹) در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان نهشته‌های اردوویسین در منطقه‌ی مورد مطالعه را تحت عنوان سازندهای غیر رسمی ابستو (Abastu) و ابرسج (Abarsaj) معرفی نموده‌اند. برش الگوی این دو سازند در شمال غرب شهر شاهرود و حد فاصل بین روستای ابرسج و نکارمن واقع شده است. سازند ابستو متشکل از دولومیت، سنگ آهک و شیل همراه با فسیل بوده و سازند ابرسج (قلی) نیز با ترکیبی از شیل و سیلتستون به رنگ خاکستری و سبز زیتونی و ماسه‌سنگ به رنگ خاکستری و سفید در منطقه‌ی مورد مطالعه از گسترش خوبی برخوردار می‌باشد. لیتولوژی غالب در سازند ابرسج (قلی) شیلی و سیلتستونی بوده و به سمت بخش‌های فوقانی بر مقدار ماسه‌سنگ با میان لایه‌های شیلی و سیلتستونی افزوده می‌شود (شکل ۲-۳ الف). رنگ سبز زیتونی مربوط به شیل و سیلتستون سازند ابرسج (قلی) باعث تشخیص آسان آن در صحرا می‌شود.

یکی از ویژگی‌های رسوبات سازند ابرسج (به ویژه در بخش‌های فوقانی آن)، وجود ساخت‌های رسوبی و آثار فسیلی فراوان در آن می‌باشد (شکل ۲-۳ ب و ج). کامل‌ترین مطالعه در مورد پالینومرف‌ها و نیز چینه‌شناسی دو سازند ابستو و ابرسج (قلی) توسط قویدل‌سیوکی و حسین‌زاده مقدم (۱۳۸۹) در منطقه‌ای به نام خولین‌دره، واقع در ۴۶ کیلومتری جنوب شرق گرگان صورت گرفته است. در محل مذکور (خولین‌دره) سازند ابستو بر روی سازند لالون قرار گرفته است.

نتایج مطالعات قویدل‌سیوکی و حسین‌زاده مقدم (۱۳۸۹) بر روی این دو سازند نشان می‌دهد که سازند ابستو دارای سن اردوویسین پیشین (ترمادوسین) بوده و سازند ابرسج نیز متعلق به اردوویسین-

پسین (آشگیلین) است. آنها دو نبود چینه‌شناسی بزرگ را در فاصله‌ی زمانی تشکیل این سازندها تشخیص داده‌اند. اولین نبود چینه‌شناسی بین سازندهای لالون و ابستو وجود دارد که زمان کامبرین میانی و پسین را در بر می‌گیرد و معرف عدم رسوبگذاری سازند میلا در ناحیه‌ی مورد مطالعه می‌باشد. دومین نبود چینه‌شناسی بین سازندهای ابستو و ابرسج وجود دارد که بخشی از رسوبات اردوویسین-پیشین (آرنیگین) و تمام اردوویسین میانی (لانویرین- لاندلین) را در بر می‌گیرد. وجود آکریتارش‌ها در سازند ابستو و نیز اجتماع کیتینوزوآ، آکریتارش، اسکلوکودونت و کریپتوسپور در سازند ابرسج معرف نهشته شدن این دو سازند در محیط دریایی کم‌عمق می‌باشد. مطالعه‌ی پالینومرف‌های موجود در این سازندها و مقایسه‌ی آنها با گونه‌های آکریتارشی گزارش شده از البرز غربی و مرکزی، زاگرس، ایران مرکزی و الجزایر، لیبی، عربستان سعودی، مراکش، تونس و انگلیس ارتباط قطعی ناحیه‌ی مورد مطالعه را با ابر قاره‌ی گندوانا در زمان اردوویسین نشان می‌دهد (قویدل‌سیوکی و حسین‌زاده مقدم، ۱۳۸۹؛ قویدل‌سیوکی و خندابی، ۱۳۹۱).

سازند ابستو در منطقه‌ی مورد مطالعه (در این تحقیق) صرفاً در محل برش الگوی آن (یعنی حد فاصل بین روستای ابرسج و نکارمن) رخنمون دارد. اما رخنمون سازند ابرسج را می‌توان در گستره‌ی وسیعی از منطقه، نظیر محدوده‌ی روستاهای نکارمن، ابرسج، میغان، قلعه‌نوخرقان و ابر دید (شکل ۲-۲). مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان به طور همشیب بر روی سازند ابرسج (قلی) قرار می‌گیرد.

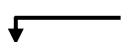
قابل ذکر است که در هنگام نهشته شدن سازند ابرسج در طی اردوویسین فوقانی، در بخش‌های شرقی‌ترِ زون البرز سازند قلی در حال نهشته شدن بوده است. سازند قلی توسط افشار حرب (۱۳۷۳) معرفی شده و نام آن از روستای قلی واقع در ۵۰ کیلومتری جنوب غرب بجنورد گرفته شده است. مطالعات رخساره‌ای و محیط رسوبی سازند قلی توسط لاسمی (۱۳۷۹) در برش الگو نشان دهنده‌ی نهشته شدن این سازند در یک محیط رسوبی توربیدایتی عمیق پر انرژی و در یک سیستم بادزن زیردریایی است. همچنین مطالعات انجام شده بر روی ایکنوفسیل‌های اردوویسین فوقانی و ساخت‌های رسوبی موجود در آنها در غرب شاهرود (در دهملا، به عنوان بخشی از دامنه‌ی جنوبی رشته کوه‌های

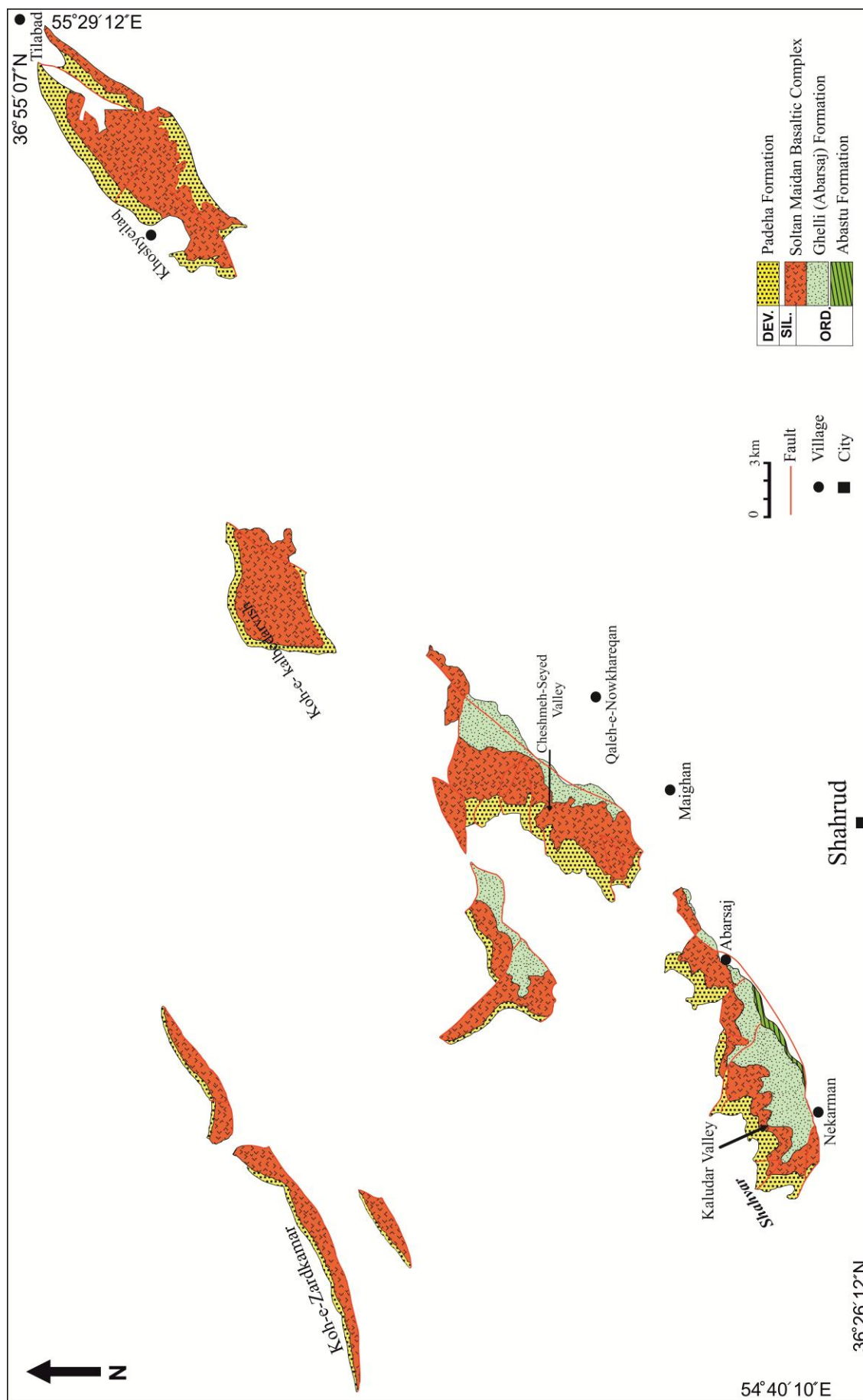
البرز) توسط وزیری مقدم و طاهری (۱۳۸۲) نیز حاکی از این امر است که این رسوبات در یک محیط دریایی به نسبت ژرف و بر اثر جریان‌های توریدایتی نهشته شده‌اند.

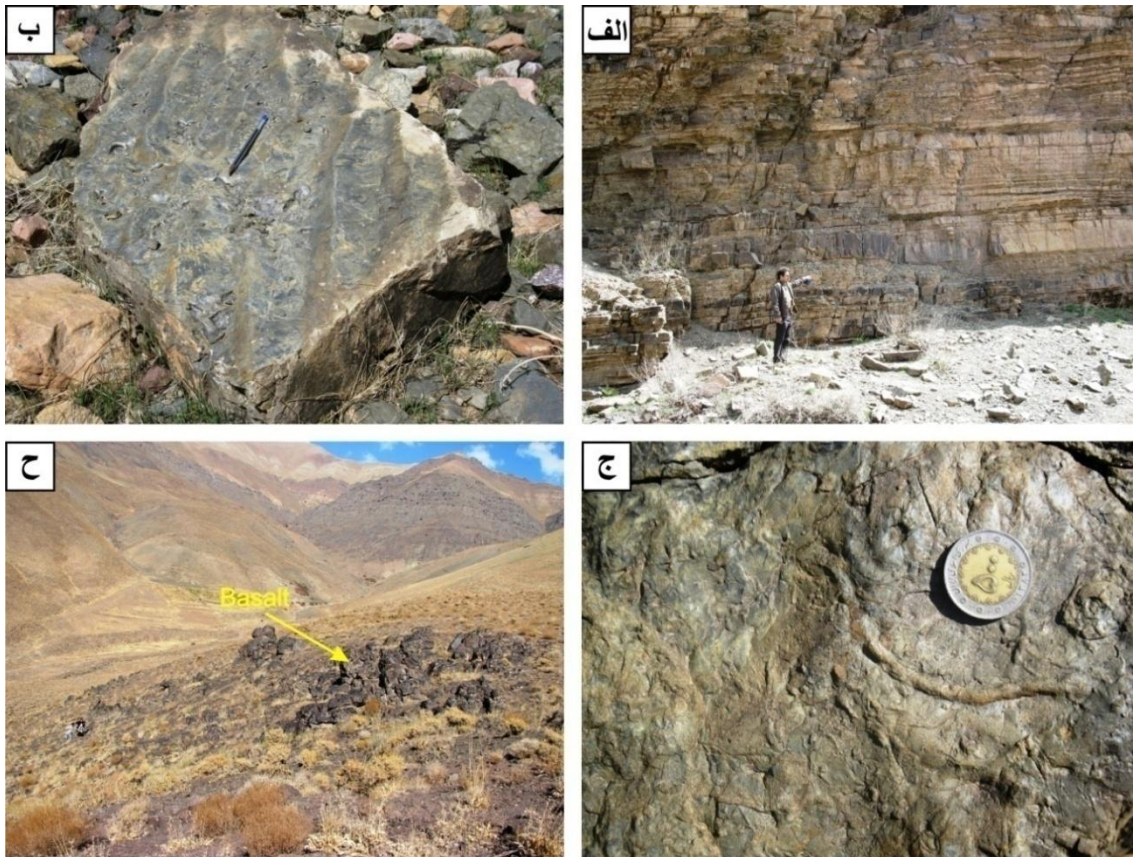
سازند قلی در برش الگو دارای سن اردوویسین میانی تا بالایی (Ghavidel-Syooki, 1997, 2000,) (Ghavidel-Syooki & Winchester-Seeto, 2002؛ 2001) بوده و از شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های میکادار، سنگ‌های آتشفشانی بازالتی و سنگ‌های آهکی تشکیل شده است. در واقع سازند ابرسج به لحاظ سنی نسبت به سازند قلی بازه‌ی زمانی کوتاه‌تری را در بر گرفته و هم‌ارز بخش فوقانی سازند قلی می‌باشد. به‌طوری که قویدل‌سیوکی و حسین‌زاده مقدم (۱۳۸۹) سازند ابرسج را معادل با بخشی از سازند قلی در نظر می‌گیرند. به این ترتیب با توجه به شباهت ویژگی‌های دو سازند قلی و ابرسج و نیز همپوشانی سنی سازند ابرسج توسط سازند قلی، به دلیل شناخته شده‌تر بودن عنوان سازند قلی نسبت به سازند غیر رسمی ابرسج، در این پژوهش نام سازند قلی مورد استفاده قرار می‌گیرد.

وجود سنگ‌های آذرین بازیک به اشکال دایک، سیل و گدازه یکی از ویژگی‌های سازند قلی در منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشد که رخنمون آنها را می‌توان در دره‌های کلودر و چشمه‌سید دید (شکل ۳-۲ ح). بررسی‌های انجام شده بر روی سنگ‌های آذرین بازیک موجود در سازند قلی در منطقه‌ی مورد مطالعه توسط کاظمی (۱۳۹۱) نشان می‌دهد که آنها دارای ترکیب بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی-آندزیت بازالتی هستند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (از نوع اوژیت) کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها بوده و از مهمترین کانی‌های فرعی می‌توان به الیوین و کانی‌های اپک (مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت) اشاره کرد. بررسی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌های بازالتی نشان می‌دهند که آنها دارای ماهیت قلیایی بوده و در طی اردوویسین فوقانی در محیط کافت درون قاره‌ای فوران نموده‌اند (کاظمی، ۱۳۹۱، قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲).

شکل ۲-۲- نقشه‌ی ساده شده‌ی زمین‌شناسی از رخنمون سازندهای ایتو و قلی (ابرسج)، بازالت‌های سلطان میدان، و سازند پادها در گستره‌ی شمال‌غرب تا شمال‌شرق شاهرود.







شکل ۲-۳- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند قلی (ابرسج) در دره‌های تنگو و کلودر واقع در شمال روستای نکارمن شامل الف) تناوب شیل، سیلتستون و ماسه‌سنگ در بخش‌های فوقانی سازند (دره تنگو) ب) آثار ریپل مارک (دره تنگو) ج) آثار فسیلی متعدد بر روی سیلتستون‌های سبز رنگ (دره‌ی کلودر) و ح) حضور گدازه‌های بازیک در داخل سازند قلی (دره‌ی کلودر، دید به سوی شمال غرب).

۲-۳-۲- سیلورین

گسترش سنگ‌های سیلورین (به جز ناحیه‌ی تالش) در البرز منحصر به البرز شرقی بوده و آنها را شامل سازندهای نیور و سلطان میدان می‌دانند. به طوری که در البرز شرقی می‌توان در نواحی جاجرم، کوه کورخود، رباط‌قره‌بیل، بجنورد و شمال شاهرود واحدهای سنگی منتسب به سیلورین را دید. سازند نیور در بخش‌های شرقی و شمال شرقی البرز شرقی دارای برونزدگی بوده و در منطقه‌ی مورد مطالعه (یعنی بخش غرب البرز شرقی) رخنمون ندارد. رخنمون‌های ناپیوسته‌ی بازالت‌های سلطان میدان را می‌توان در غرب البرز شرقی و در محدوده حد فاصل بین

روستای نکارمن تا تیل‌آباد و نیز در جنوب کوه زرد کمر واقع در جنوب غرب علی‌آباد کتول مشاهده نمود (شکل ۲-۲).

در منابع مختلف از بازالت‌های سلطان میدان تحت عنوان "سازند سلطان میدان" و به عنوان سنگ‌های منتسب به سیلورین؟ نام برده می‌شود. نامگذاری این سنگ‌های بازیک تحت عنوان نام غیر رسمی "سازند سلطان میدان" برای اولین بار توسط Jenny (1977) و بر گرفته از نام دشت میان کوهی کوچکی واقع در ۹ کیلومتری شرق روستای ابر (شمال شاهرود) صورت گرفته است. اما نتایج تحقیق حاضر که در ادامه ارائه می‌شود نشان دهنده‌ی مناسب نبودن کاربرد واژه‌ی سازند برای این مجموعه‌ی عظیم بازالتی است.

بازالت‌های سلطان میدان در رخنمون‌های کامل به طور همشیب بر روی سازند قلی قرار گرفته و با یک ناپیوستگی فرسایشی توسط رسوبات سازند پادها (به سن دونین آغازین تا میانی) پوشیده می‌شود (شکل ۲-۴). در واقع، موقعیت چین‌شناسی این روانه‌های بازالتی سبب شده است که عموماً سن نسبی این بازالت‌ها به سیلورین نسبت داده شود. همچنین، یکی از ویژگی‌های بازالت‌های سلطان میدان حضور گدازه‌های با ساخت بالشی در آن می‌باشد که این امر سبب شده است که عموماً محیط فوران این بازالت‌ها در محیط زیر دریایی در نظر گرفته شود.



شکل ۲-۴- تصاویری از مرز زیرین و فوقانی بازالت‌های سلطان میدان با سازندهای قلی و پادها در (الف) دره‌ی تنگو (شمال روستای نکارمن) و (ب) شمال غرب روستای ابرسج (دید به سوی شمال غرب). SMBC: مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان.

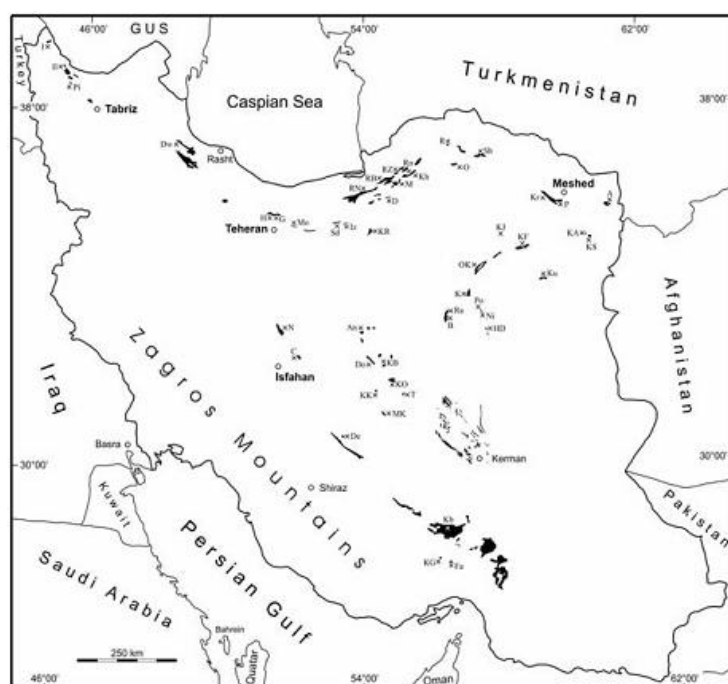
در پژوهش حاضر با توجه به ویژگی‌های خاصِ بازالت‌های سلطان میدان (نظیر ضخامت زیاد و حضور میان لایه‌های رسوبی)، از کل این مجموعه‌ی عظیم تحت عنوان "مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان" یا *Soltan Maidan Basaltic Complex (SMBC)* نام برده می‌شود. همچنین از آنجائیکه بررسی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان موضوع اصلی در این رساله می‌باشد، در بخش ۲-۴ به ارائه‌ی ویژگی‌های دقیق صحرایی این مجموعه پرداخته می‌شود.

۲-۳-۳- دونین

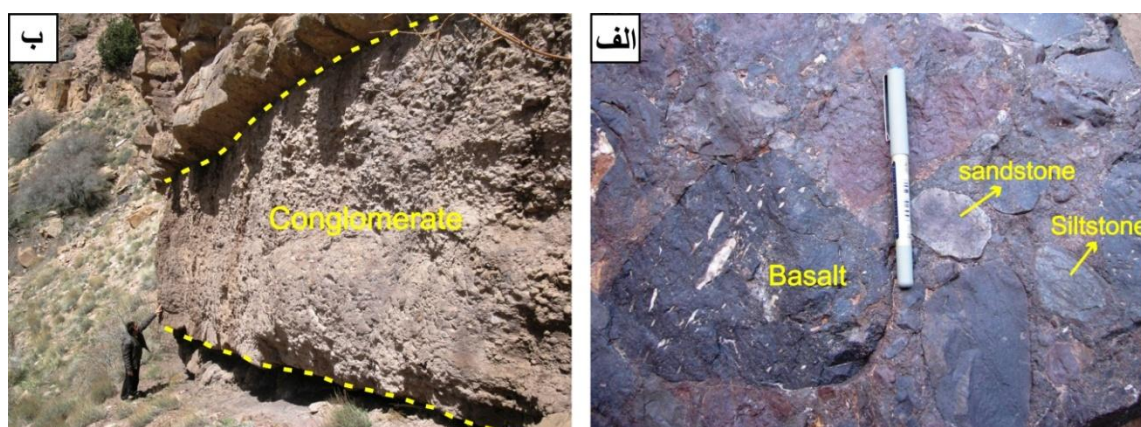
رخنمون سنگ‌های دونین در گستره‌ی ایران نسبتاً محدود بوده (شکل ۲-۵) و بیشترین و نیز کامل‌ترین رخنمون این سنگ‌ها را می‌توان در البرز شرقی و مرکزی و نیز در ایران مرکزی دید (Wendt et al., 2005). واحدهای سنگی دونین در البرز شرقی متشکل از سازندهای پادها (یا پادهات) و خوش‌ییلاق بوده و در منطقه مورد مطالعه، سازند پادها با ناپیوستگی فرسایشی بر روی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان قرار می‌گیرد. همچنین، سازندهای پادها و خوش‌ییلاق کامل‌ترین توالی سنگ‌های رسوبی دونین را در البرز تشکیل می‌دهند (Aharipour et al., 2010). با توجه به گسترش نسبتاً زیاد سازند پادها در منطقه مورد مطالعه و قرارگیری آن بر روی مجموعه بازالتی سلطان میدان و نیز مشارکت گسترده‌ی مواد حاصل از فرسایش مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در فرآیند تشکیل سازند پادها، در این بخش به بررسی جامع‌تر این سازند پرداخته می‌شود.

سازند پادها در ناحیه مورد مطالعه بخش زیرین توالی دونین را در بر گرفته و حجم عمده‌ی آن را مواد حاصل از فرسایش بازالت‌های سلطان میدان تشکیل می‌دهد (شکل ۲-۶ الف). این سازند در اغلب رخنمون‌ها با یک افق کنگلومرای قاعده‌ای و حاوی قطعاتی از جنس سنگ‌های رسوبی و بازالتی (شکل ۲-۶ ب) و گاهی گرانیتوئیدی بر روی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان قرار گرفته و چون فاقد فسیل شاخص است، لذا عقاید متفاوتی درباره سن آن وجود دارد. بیشتر تلاش‌ها برای تعیین سن آن بر اساس فسیل‌های موجود در سازند خوش‌ییلاق بوده که بر روی این سازند قرار دارد (Aharipour et al., 2010).

(al., 2010). بر اساس برخی فسیل‌ها نظیر براکیوپودها، کنودونت‌ها و بقایای ماهی‌ها، سن دونین میانی تا فوقانی برای سازند خوش‌یلاق پیشنهاد شده و از این رو سن سازند پادها، دونین زیرین تا میانی تعیین گردیده است (Hamdi & Jenny, 1977; Ahmadzadeh Heravi, 1975; Bozorgnia, 1973). قابل ذکر است که- (Ghavidel, 1981; Janvier, 2005; Wendt et al., 2010; Aharipour et al., 2010). قابل ذکر است که- (Syooki, 1994) هر دو سازند پادها و خوش‌یلاق را متعلق به دونین پسین دانسته است.



شکل ۲-۵- موقعیت رخمون واحدهای سنگی دونین بر روی نقشه‌ی ایران (اقتباس از Wendt et al., 2005).



شکل ۲-۶- الف و ب) تصاویری از کنگلومرای چندزادی در قاعده سازند پادها در دره‌ی تنگو، شمال روستای نکارمن. این کنگلومرای قاعده‌ای عموماً حاوی قطعاتی از جنس سنگ‌های رسوبی و بازالتی و گاهی قطعات گرانیتوئیدی بوده و در تمامی رخمون‌ها به صورت ناپیوستگی فرسایشی بر روی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان قرار می‌گیرد.

اهری‌پور (۱۳۸۹) در رساله‌ی دکتری خود به بررسی سازند پادها و خوش‌ییلاق در منطقه‌ی مورد مطالعه پرداخته است. نامبرده به منظور مطالعه‌ی سازند پادها، سه برش چینه‌شناسی از آن در میغان، خوش‌ییلاق و تیل‌آباد را بررسی نموده است (شکل ۲-۷). در هر سه برش رخنمون‌های سنگ‌های پالئوزوئیک از سیلورین تا پرمین قابل مشاهده می‌باشند.

نتایج مطالعات اهری‌پور (۱۳۸۹) و Aharipour et al. (2010) منجر به معرفی سه عضو (شکل ۲-۷) برای این سازند شده است که در ادامه به ارائه چکیده‌ای از آن پرداخته می‌شود:

“عضو ۱: این عضو با یک مرز ناپیوسته بر روی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان قرار می‌گیرد. در برش‌های خوش‌ییلاق و تیل‌آباد این عضو عمدتاً شامل ارتوکنگلومرا تا پاراکنگلومرای قرمز می‌باشد. هر لایه کنگلومرای دارای ضخامت ۸۰ سانتی‌متر تا ۳ متر بوده و در آنها قطعات آتشفشانی با اندازه پیل (ریگ) تا بولدر (با ۳ تا ۵۰ سانتی متر قطر) دارای فراوانی زیادی هستند. هر چند، قطعات سیلتستون و مادستون نیز فراوان می‌باشند. با وجود اینکه قطعات کنگلومراها عمدتاً از بازالت‌های سلطان میدان مشتق شده‌اند، اما با توجه به حضور دانه‌های رسوبی می‌توان گفت که در برخی موارد احتمالاً رسوبات سازنده‌های قدیمی‌تر دیگر نیز به عنوان سنگ منشأ عمل کرده‌اند. همچنین علاوه بر کنگلومراها، مقادیری ماسه‌سنگ قرمز (غالباً منشأ گرفته از بازالت‌های سلطان میدان)، توف‌های سبز، و چندین جریان گدازه بازالتی تا آندزیتی با رنگ سبز تیره نیز در آن حضور دارند. در برش میغان ضخامت عضو ۱ به حداقل کاهش یافته و گدازه بازالتی با ساخت بالشی (؟) بطور مستقیم بر روی بازالت‌های سلطان میدان قرار می‌گیرد.

عضو ۲: ماسه‌سنگ‌های کوارتز آرنایتی سفید این عضو بر روی گدازه‌های بالشی (؟) عضو ۱ قرار می‌گیرد. تناوب ماسه سنگ‌های کوارتز آرنایتی سفید، آرکوز و گری وک با شیل‌های قرمز در هر سه برش مطالعه شده فراوان می‌باشد. ضخامت این عضو به سمت برش میغان کاهش می‌یابد. از ویژگی‌های این عضو حضور خاک قدیمه (کالکرت) در بالاترین بخش آن می‌باشد. سنگ منشأ خاک‌های قدیمه (کالکرت‌ها) مورد مطالعه سنگ‌های آتشفشانی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان و

همچنین فعالیت‌های آتشفشانی همزمان با رسوبگذاری می‌باشند. این سنگ‌های آتشفشانی بازیک می‌توانند عناصر Ca و Mg مورد نیاز برای تشکیل کالکرت‌ها یا دولوکرت‌ها را تأمین کرده باشند.

تجزیه‌ی XRD از نمونه شیل‌های عضو ۲ نشان دهنده‌ی منشأ آتشفشانی آنها می‌باشد. نتایج حاکی از این است که رخساره شیل قرمز در نتیجه دگرسانی مواد آتشفشانی بازالت‌های سلطان میدان بوده و این شیل‌ها در یک محیط خشکی و قاره‌ای (terrestrial) کم انرژی شبیه به دشت سیلابی نهشته شده‌اند.

عضو ۳: بر خلاف عضوهای قبلی، این عضو علاوه بر سنگ‌های سیلیسی کلاستی حاوی بین لایه‌های کربناته می‌باشد. برش‌های خوش‌ییلاق و تیل‌آباد دارای لایه‌های کربناته بیشتری نسبت به برش میغان می‌باشند. مهمترین ویژگی رسوبات این عضو وجود لایه‌بندی دوره ای (ریتمیک) است. علاوه بر این سنگ‌ها، مقادیری توف سبز همراه با هوازدگی گسترده حضور دارند. در منطقه‌ی مورد مطالعه، سازند پادها بوسیله‌ی سنگ‌های سیلیسی کلاستی سازند خوش‌ییلاق بصورت ناپیوسته پوشیده می‌شود.

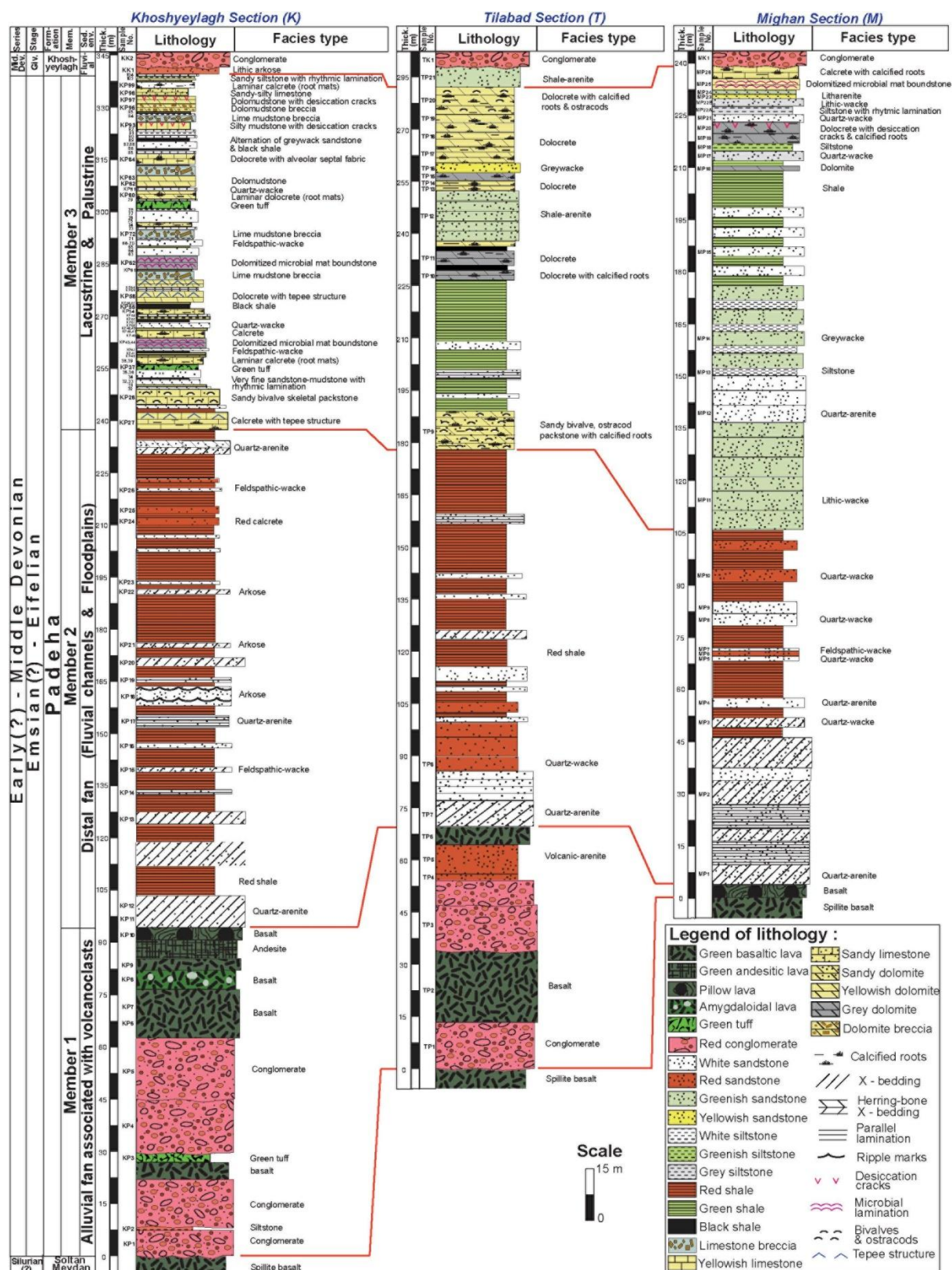
مطالب فوق ارائه دهنده اطلاعات بسیار مفیدی در ارتباط با سازند پادها و نیز مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان می‌باشند. به‌طوری که بر اساس این مطالعات بخش عمده‌ی منشأ رسوبات سازند پادها در منطقه مورد مطالعه را باید بازالت‌های سلطان میدان دانست.

بررسی انجام شده توسط Aharipour et al. (2010) حاکی از آن است که سازند پادها در یک محیط خشکی و قاره‌ای (terrestrial) تشکیل شده، و سه عضو آن در ناحیه مورد مطالعه به ترتیب در محیط‌های بادزن آبرفتی (alluvial fan)، ناحیه‌ی دور از بادزن آبرفتی (distal fan)، رودخانه‌ای و دریاچه تا حاشیه‌ی دریاچه (palustrine/lacustrine) نهشته شده‌اند (شکل ۲-۸). به عقیده آنها در ادامه فعالیت کافتی شدید در سیلورین، گسترش کافتی شدن پالئوتتیس به سمت جنوب و فرونشینی در طول گسل‌های جوان‌تر تازه شکل گرفته در دونین آغارین- میانی منجر به تشکیل توالی همزمان با کافت (syn-rift succession) جدید (سازند پادها) شده است. به طوری که در مرحله اخیر سیستم های محیط‌های بادزن آبرفتی حاصل از فرسایش سنگ‌های آتشفشانی (بازالت‌های سلطان میدان)

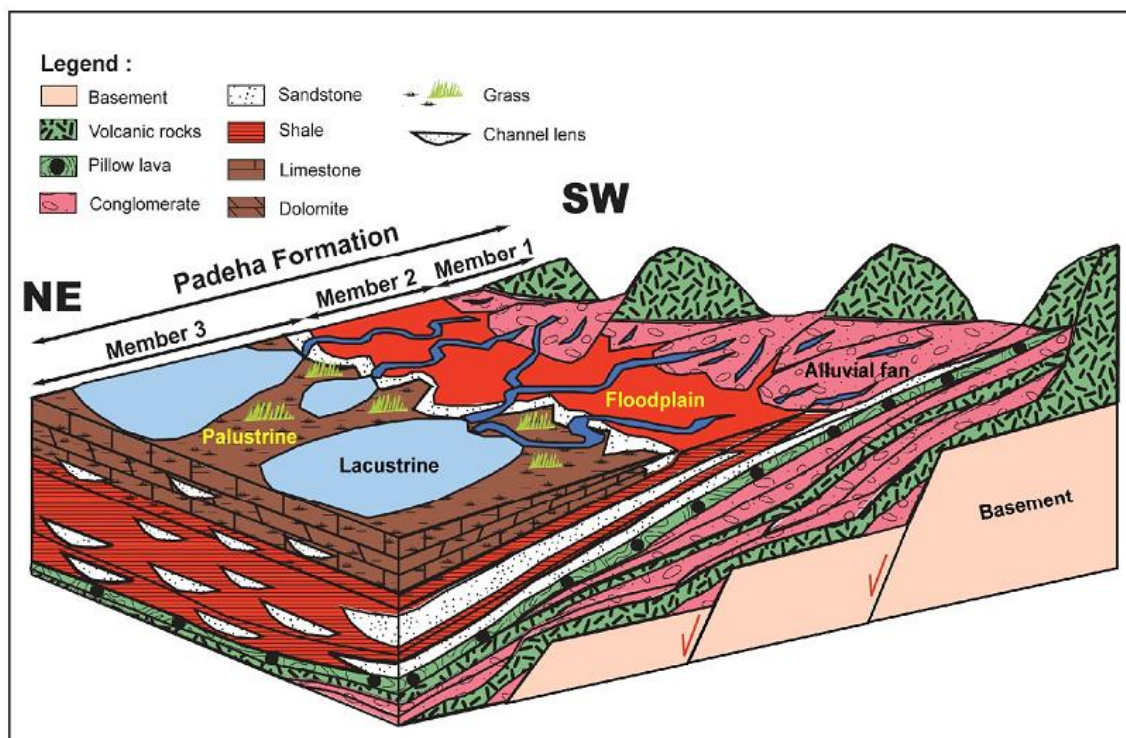
منجر به نهشته شدن کنگلومرای اپی‌کلاستیک، ماسه‌سنگ‌ها و سیلتستون‌ها شده است (شکل ۲-۸). سپس این نهشته‌ها توسط رسوبات ناحیه‌ی دور از بادزن آبرفتی، و دریاچه تا حاشیه‌ی دریاچه پوشیده شده‌اند. آنها توالی فوق را ارائه دهنده الگوی پرشدگی (filling pattern) در یک حوضه کافتی در حال فرونشینی دانسته‌اند. همچنین برش‌های سازند پادها نشان دهنده‌ی فرونشینی‌های مختلف نواحی مورد مطالعه در راستای گسل‌های نیمه گرابنی لیستریک می‌باشد، به طوری که این سازند در حاشیه‌ی حوضه (به طرف جنوب غرب) از کمترین ضخامت برخوردار بوده ولی به طرف مرکز حوضه (شمال شرق) که فعالیت گسل‌های کافتی افزایش می‌یابد، ضخامت سازند پادها بیشتر می‌شود.

نکته‌ی قابل تأمل درباره‌ی برش‌های مطالعه شده توسط (Aharipour et al., 2010)، حضور گدازه-های بالشی در عضو ۱ برش‌های میغان و خوش‌یلاق می‌باشد. یعنی با وجود اینکه بررسی این عضو نشان می‌دهد که در محیط‌های بادزن آبرفتی، خشکی و قاره‌ای تشکیل شده است، چگونه می‌توان ساخت بالشی که عموماً خاص محیط‌های زیردریایی است را در چنین محیطی انتظار داشت؟ به نظر می‌رسد که با توجه به حاکمیت شرایط قاره‌ای در زمان تشکیل این عضو و نقش عوامل فرسایشی، اشکال موجود در این بازالت‌ها از نوع اشکال فرسایشی (نظیر فرسایش پوست پیازی) بوده باشد. بعلاوه، این احتمال نیز دور از ذهن نیست که عضو ۱ سازند پادها در برش میغان که صرفاً از روانه‌ی بازالتی تشکیل شده و مستقیماً بر روی بازالت‌های سلطان میدان قرار گرفته است، مربوط به بخش فوقانی این مجموعه‌ی عظیم بازالتی باشد.

علاوه بر سازند پادها، سازند خوش‌یلاق که برای اولین بار توسط (Bozorgnia 1973) معرفی شده و برش الگوی آن در گردنه‌ی خوش‌یلاق قرار دارد نیز از گسترش و ضخامت زیادی در منطقه برخوردار می‌باشد. این سازند که با مرز فرسایشی بر روی سازند پادها قرار می‌گیرد (Aharipour et al., 2010)، در مجموع از طبقات نازک تا متوسط لایه آهکی با میان لایه‌های مارنی و آهک، دولومیت ضخیم لایه، ماسه‌سنگ قرمز، شیل به رنگ‌های سبز و قرمز، شیل توفی، توف و افق‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازیک تشکیل شده است.



شکل ۲-۷- ستون چینه‌شناسی و نیز انطباق چینه‌ای و رخساره‌ای سازند پادها در برش‌های خوش‌یلاق (K)، تیل‌آباد (T)، و میغان (M) ارائه شده توسط Aharipour et al. (2010).

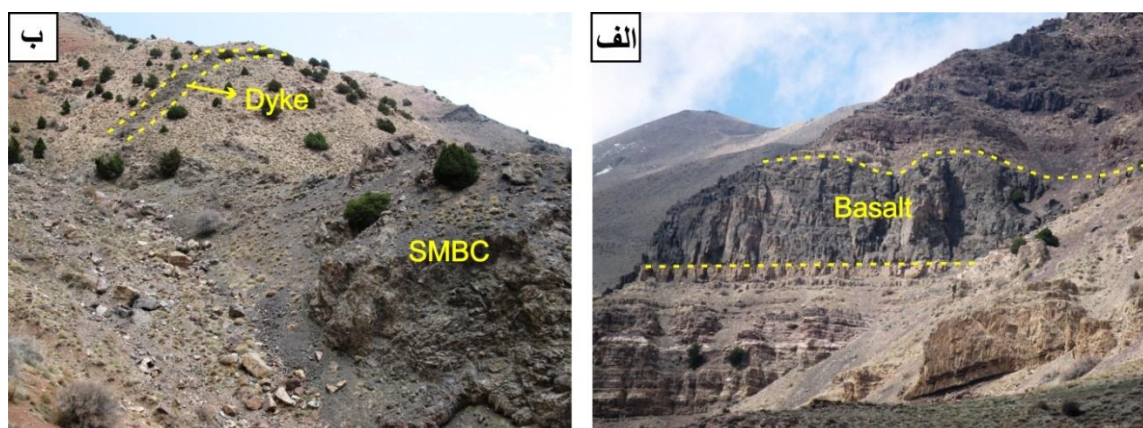


شکل ۲-۸- بازسازی محیط رسوبی قدیمی سازند پادها که در آن محیط‌های تهنشستی سه عضو این سازند نمایش داده شده است (اقتباس از Aharipour et al., 2010).

ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ سازند خوش‌ییلاق در منطقه‌ی مورد مطالعه در محیط قاره‌ای رودخانه‌ای به صورت کانال‌ها و دشت سیلابی تشکیل شده است. بقیه‌ی سنگ‌های رسوبی به خصوص کربنات‌ها در بخش‌های مختلف رمپ کربناته شامل رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی و حوضه نهشته شده‌اند (Aharipour et al., 2010). همچنین، از نظر موقعیت تکتونیکی، سازند خوش‌ییلاق در مرحله‌ی بعد از تشکیل کافت و در حاشیه‌ی غیر فعال حوضه‌ی پالئوتتیس نهشته شده است. در زمان فعالیت گسل‌های گرابنی حوضه‌ی کافتی پالئوتتیس، عضوهای آواری سازند خوش‌ییلاق و رسوبات توریدایتی انتهای سازند تشکیل شده‌اند. ضخامت این سازند در گردنه‌ی خوش‌ییلاق (برش الگو) حدود ۱۲۰۰ متر بوده و حد فوقانی آن به صورت تدریجی توسط سازند مبارک پوشیده می‌شود.

یکی از ویژگی‌های سازندهای پادها و خوش‌ییلاق در منطقه‌ی مورد مطالعه حضور سنگ‌های آذرین بازیک در داخل آنها می‌باشد. این سنگ‌های آذرین بازیک را می‌توان به اشکال دایک، سیل و گدازه در محدوده‌ی شمال روستای نکارمن (در محل دره‌های کلودر و تنگو) به خوبی دید (شکل ۲-۹).

مطالعه‌ی انجام شده بر روی سنگ‌های آذرین بازیک موجود در سازندهای پادها و خوش‌یلاق توسط دیهیمی (۱۳۹۱) نشان می‌دهد که ترکیب آنها بازالتی، الیوین‌بازالتی و میکروگابرویی بوده و پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (از نوع اوژیت) کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی آنها می‌باشند. از مهمترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به الیوین و کانی‌های اپک (مگنتیت و پیریت) اشاره کرد. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها دارای ماهیت آکالن بوده و در یک محیط مرتبط با کافت درون‌قاره‌ای شکل گرفته‌اند (دیهیمی، ۱۳۹۱؛ قاسمی و دیهیمی، زیر چاپ؛ درخشی و قاسمی، زیر چاپ). از آنجائیکه (Aharipour et al. (2010 نیز توالی رسوبگذاری در سازند پادها را ارائه دهنده الگوی پرشدگی در یک حوضه کافتی در حال فرونشینی دانسته‌اند، نتایج بدست آمده از مطالعه‌ی سنگ‌های بازیک نیز تأییدی بر تداوم کافت‌زایی درون قاره‌ای در طی دونین می‌باشد.



شکل ۲-۹- نمایی از حضور الف) روانه‌ی بازالتی به ضخامت حدود ۱۰ متر (دید به سوی شمال غرب) و ب) دایک بازیک به ضخامت حدود دو متر در بخش تحتانی سازند پادها به ترتیب در دره‌ی کلودر و دره‌ی تنگو، شمال روستای نکارمن (دید به سوی شمال شرق).

۲-۴- مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان (Soltan Maidan Basaltic Complex (SMBC)

مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان نمایانگر مهمترین، گسترده‌ترین، ضخیم‌ترین و حجیم‌ترین فعالیت ماگمایی پالئوزوئیک زیرین ایران است که در بخش غربی زون البرز شرقی و در شمال غرب تا شمال شرق شاهرود رخنمون دارد. برونزدگی‌های این مجموعه‌ی بازالتی در منطقه‌ی مورد مطالعه از گسترش و پراکندگی زیادی برخوردار بوده و می‌توان رخنمون‌های ناپیوسته‌ی آن را در حد فاصل بین روستای

نکارمن در غرب تا تیل‌آباد در شرق منطقه‌ی مورد مطالعه (در محدوده شمال‌غرب روستای نکارمن تا شمال شرق روستای ابرسج، شمال‌غرب روستای میغان تا روستای ابر، کوه کلبه درویش، گردنه‌ی خوش ییلاق، محدوده بین روستاهای خوش‌ییلاق تا تیل‌آباد) و جنوب کوه زرد کمر واقع در جنوب غرب علی‌آباد کتول مشاهده کرد (شکل ۲-۲). در این مطالعه، برای اولین بار بسیاری از رخنمون‌های تقریباً کامل و سالم این سنگ‌ها، با مرزهای بالا و پایین کاملاً مشخص و حضور ساخت‌های آتشفشانی زیبا، در مسیرهای صعب‌العبور مطالعه و برداشت شده است.

از آنجائیکه در بخش‌هایی از منطقه‌ی مورد مطالعه (نظیر شمال‌غرب تا شمال شرق روستاهای نکارمن و قلعه‌نو خرقان) توالی کاملی از واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین رخنمون دارند، می‌توان مرز زیرین و بالایی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان را در این مناطق بخوبی مشاهده نمود. این مجموعه به لحاظ جایگاه چینه‌شناسی به طور همشیب بر روی سازند قلی قرار گرفته و با ناپیوستگی فرسایشی توسط سازند پادها پوشیده می‌شود.

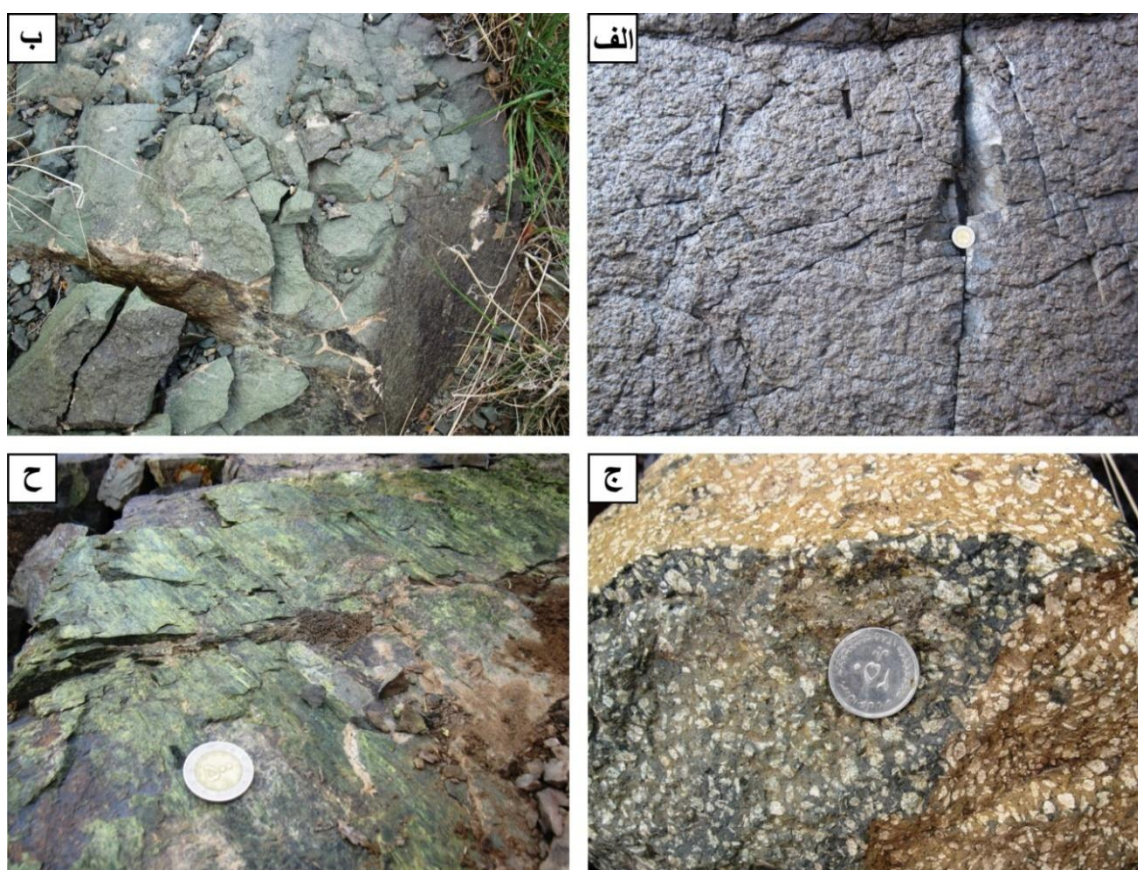
شواهد صحرایی نشان می‌دهند که مجموعه بازالتی سلطان میدان حاصل انباشتگی جریان‌های متعدد گدازه بازالتی، آگلومرای بازالتی، توف و چندین لایه نازک شیلی و کنگلومرای می‌باشد که در طول دوره فعالیت ماگمایی بر روی هم انباشته شده‌اند. انباشت تقریباً موازی جریان‌های متعدد گدازه و نیز در برخی موارد همراهی میان لایه‌های رسوبی سبب شده است که این مجموعه‌ی عظیم بازالتی در اغلب موارد ظاهری لایه مانند و شبیه به مجموعه‌های رسوبی داشته باشد. بطوری که تعیین سطح زیرین و بالایی جریان‌های گدازه در بسیاری از رخنمون‌ها به سهولت امکان پذیر است. این ویژگی‌ها سبب شد تا در سه رخنمون مناسب این مجموعه، مشابه با کاری که رسوب‌شناسان و چینه‌شناسان جهت تهیه برش چینه‌شناسی انجام می‌دهند، پیمایشی عرضی و عمود بر سطح جریان‌های گدازه از قاعده و محل تماس مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان با سازند قلی تا محل سطح تماس آن با سازند پادها انجام شده و به بررسی، اندازه‌گیری و نمونه‌برداری دقیق از این مجموعه پرداخته شود.

به منظور تعیین ضخامت و تعداد جریان‌های گدازه‌ای در این مجموعه از شواهد گوناگونی از جمله حضور حفرات و بادامک‌های موجود در سطح زیرین و فوقانی روانه‌های گدازه، حضور گدازه‌های بالشی، میان لایه‌های رسوبی، ساخت منشوری، مواد آذر آواری و رنگ و ترکیب گدازه‌ها استفاده شده است.

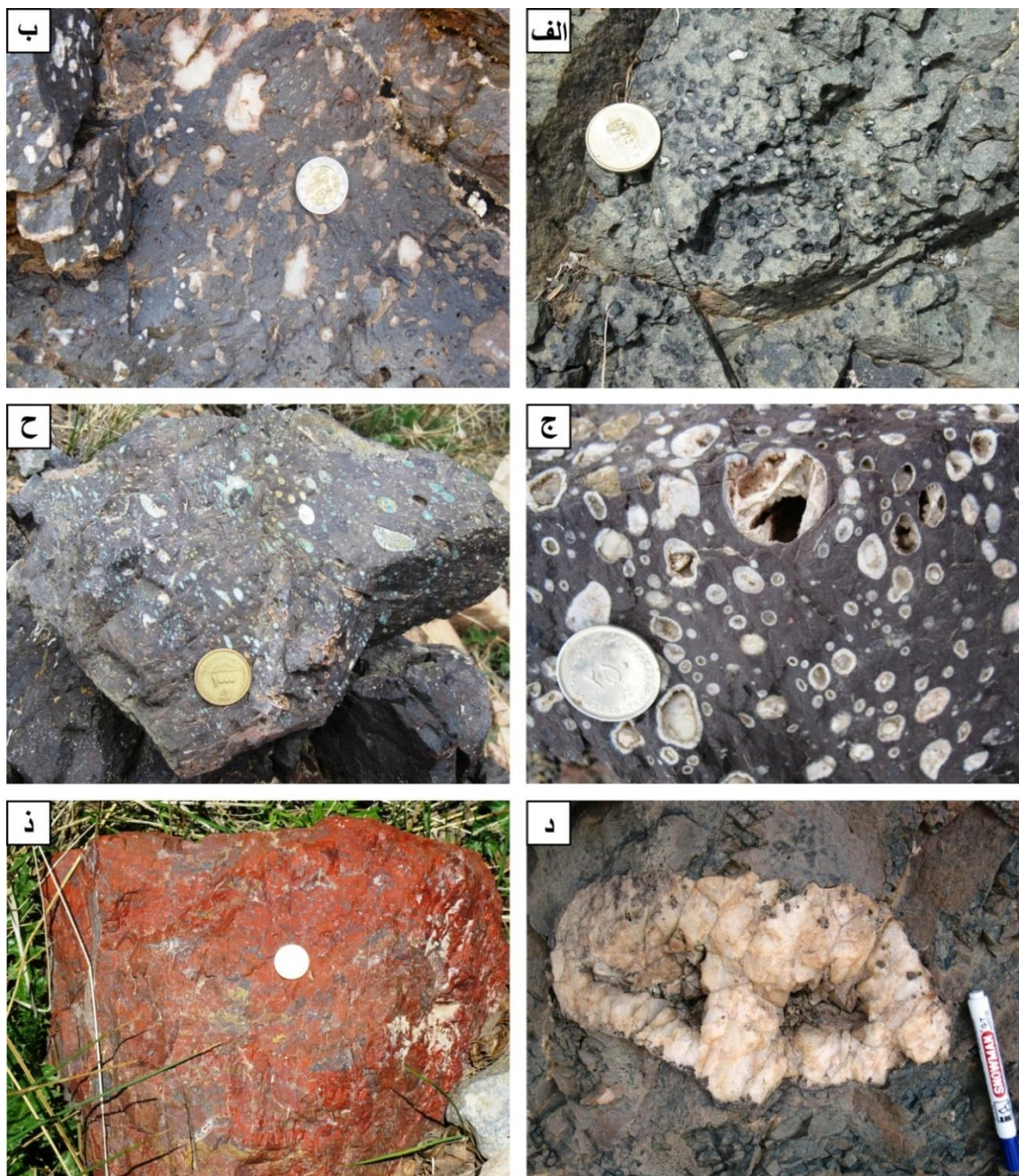
بازالت‌های سلطان میدان در محل رخنمون‌های خود دارای ظاهری نسبتاً یکنواخت بوده و عموماً به رنگ تیره تا سبز رنگ دیده می‌شوند (شکل ۲-۱۰ الف و ب). این بازالت‌ها عموماً در صحرا و در نمونه‌ی دستی بسیار ریز بلور بوده و دارای ظاهری آفانیتیک می‌باشند. گاهی نیز این بازالت‌ها دارای ظاهری پورفیری بوده و در آنها درشت بلورهای پلاژیوکلاز و/یا پیروکسن قابل تشخیص است (شکل ۲-۱۰ ج). کلریتی شدن، دگرسانی شایع و متداول در این بازالت‌ها بوده و مهمترین دلیل متمایل شدن رنگ آنها به سبز می‌باشد. به عبارت دیگر، در بسیاری از موارد، شدت و ضعف دگرسانی مهمترین عامل در تغییرات رنگ ظاهری آنها می‌باشد. همچنین در محل‌هایی که متحمل گسل خوردگی و خرد شدگی شده‌اند، حضور کانی‌های ثانویه (نظیر کلریت و اپیدوت) بسیار متداول است. در این حالت، شکستگی و خرد شدگی بازالت‌ها در نتیجه‌ی عملکرد نیروهای تکتونیکی، شرایط و فضای لازم برای عبور سیالات و دگرسانی سنگ‌ها را فراهم کرده است. بطوری که در بسیاری از موارد، از روی فراوانی مقادیر اپیدوت می‌توان به سهولت به محل گسل خوردگی‌ها و شکستگی‌ها در این مجموعه‌ی بازالتی پی برد (شکل ۲-۱۰ ح). در این موارد اپیدوت عموماً در سطح محل شکست و گسلش قرار می‌گیرد.

از شایع‌ترین ساخت‌هایی که در صحرا و در نمونه‌ی دستی می‌توان در بازالت‌های سلطان میدان دید، ساخت‌های بادامکی و حفره‌ای است که بیشتر در بخش‌های فوقانی و تحتانی روانه‌های گدازه عمومیت دارند. کانی‌های پُر کننده‌ی حفرات در ساخت بادامکی عموماً از نوع کلریت، کلسیت، کوارتز و گاهی اپیدوت، مالاکیت و زئولیت می‌باشند (شکل ۲-۱۱ الف- تا ح). در بسیاری از موارد، بخش خارجی بادامک‌ها توسط کلریت پُر شده و بخش میانی از کلسیت می‌باشد. گاهی نیز تنها بلورهای درشت و سبز رنگ کلریت به صورت شعاعی این بادامک‌ها را پر می‌کنند. قابل ذکر است که میزان حضور

حفرات و بادامک‌ها غالباً با شدت دگرسانی در بازالت‌های سلطان میدان رابطه‌ی مستقیم دارد. بطوری که در بخش‌های فوقانی روانه‌های گدازه که در آنها حفرات و بادامک‌ها به فراوانی حضور دارند، شدت دگرسانی نسبت به بخش‌های میانی و تحتانی بیشتر است. همچنین گاهی حفرات بسیار بزرگی در این بازالت‌ها دیده می‌شود که اولیه و حاصل خروج گازها و مواد فرار نبوده و در نتیجه‌ی فرآیندهای بعد از ماگمایی تشکیل شده و توسط کانی‌های ثانویه (غالباً کوارتز) پُر شده‌اند (شکل ۲-۱۱ د). در برخی موارد نیز می‌توان حضور ژاسپر (نوعی چرت قرمز رنگ و حاوی هماتیت) را با توجه به رنگ خاص آن در منطقه‌ی مورد مطالعه به سهولت تشخیص داد (شکل ۲-۱۱ ذ).



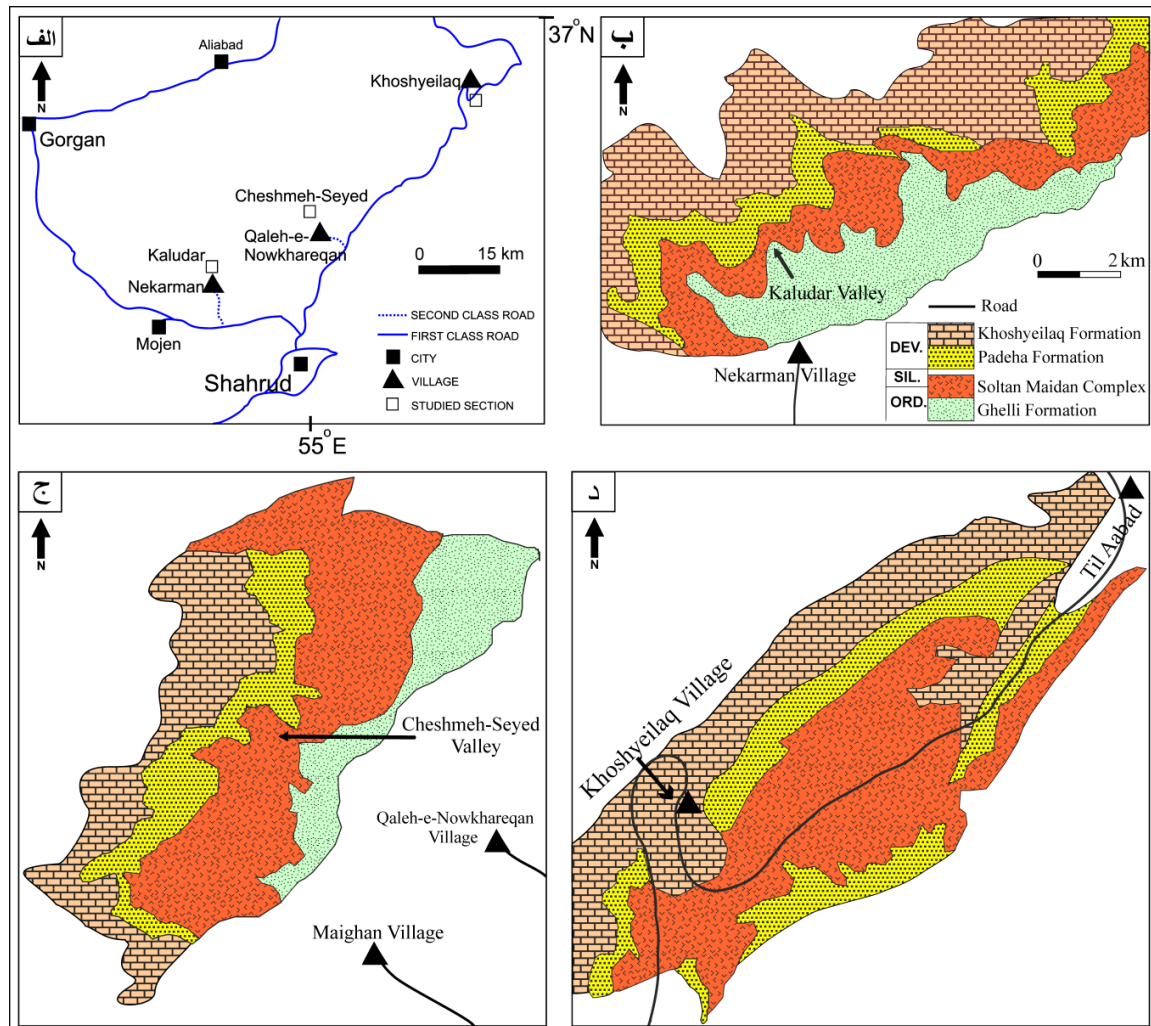
شکل ۲-۱۰- نمایایی نزدیک از بازالت‌های سلطان میدان در رخنمون‌های مختلف از این مجموعه‌ی بازالتی. (الف) سطح یک روانه‌ی بازالتی که متحمل دگرسانی بسیار کمی شده و دارای ظاهری کاملاً تیره و آفانیتیک می‌باشد. (ب) نمایی از یک روانه‌ی بازالتی که به دلیل شدت عملکرد دگرسانی و تشکیل کلریت فراوان، به رنگ سبز درآمده است. (ج) نمونه‌ای از بازالت‌های منطقه که به دلیل فراوانی درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ی دانه‌ریز، دارای ظاهری کاملاً پورفیری می‌باشد. (ح) تشکیل اپیدوت در سطح گسل خوردگی. بر روی این سطح می‌توان به وضوح آیینی‌های گسل را مشاهده نمود.



شکل ۲-۱۱- نماهایی نزدیک از حضور فراوان ساخت بادامکی در بازالت‌های منطقه که توسط الف) کلریت و کلسیت (ب) کوارتز (ج) کلسیت، کوارتز و ح) مالاکیت، آزوریت، کوارتز و کلسیت پر شده‌اند. همچنین در شکل د می‌توان نمونه‌ای از حفرات بزرگ ثانویه که تماماً توسط کوارتز پر شده است را مشاهده نمود. (ذ) نمونه‌ای از ژاسپرهای موجود در بازالت‌های منطقه که به دلیل رنگ قرمز خاص خود براحتی قابل تشخیص می‌باشد.

در این پژوهش به منظور بررسی ویژگی‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان، پس از بازدیدهای اولیه، سه رخنمون اصلی و مناسب این مجموعه انتخاب شده و مورد مطالعه و برداشت دقیق صحرایی قرار گرفته است. این رخنمون‌ها شامل دره‌ی کلودر (واقع در شمال روستای نکارمن)، دره‌ی چشمه

سید (واقع در شمال غرب روستای قلعه‌نوخرقان) و محدوده‌ی شرق و جنوب شرق روستای خوش‌ییلاق (شکل ۲-۱۲) می‌باشند که در ادامه به شرح ویژگی‌های هر کدام از آنها پرداخته می‌شود.

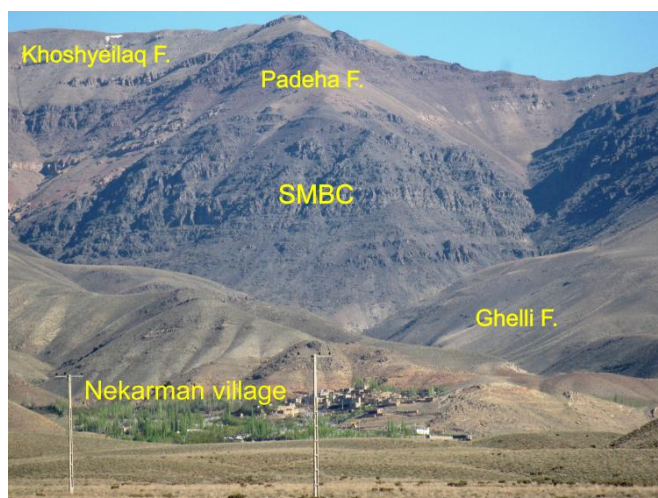


شکل ۲-۱۲- الف) موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه. همچنین نقشه‌ی زمین‌شناسی از واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین در سه رخنمون اصلی مورد مطالعه در محدوده‌ی (ب) شمال روستای نکارمن (ج) شمال غرب روستای قلعه‌نو خرقان و (د) محدوده‌ی روستای خوش‌ییلاق.

۲-۴-۱- دره‌ی کلودر (Kaludar Valley)

دره‌ی کلودر در شمال روستای نکارمن واقع شده و با یک روند شمال غربی- جنوب شرقی، تقریباً در جهت عمود بر محور تاقدیس نکارمن امتداد دارد. شروع دره‌ی کلودر محل عبور گسل ابر و مرز بین کوه و دشت بوده و این گسلش، توپوگرافی مشخص و متمایزی را بین نواحی کوهستانی (در شمال) و حوضه‌های کواترنری (در جنوب) ایجاد کرده است. در این محل بدلیل عملکرد گسل ابر بر روی یال

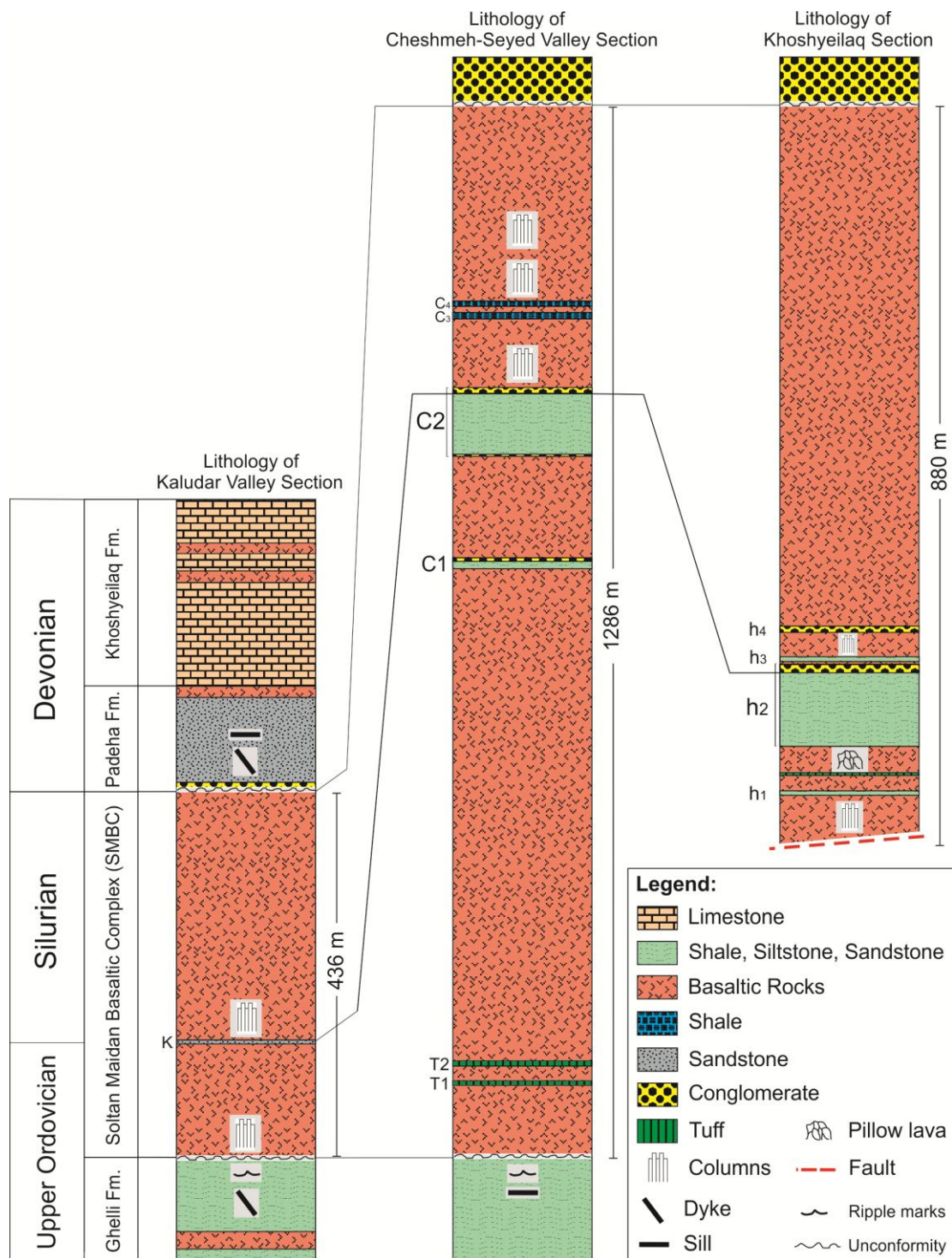
جنوبی تاقدیس نکارمن و نیز نقش فرسایش، می‌توان توالی کاملی از واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین به ترتیب شامل سازند قلی، مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان، و سازندهای پادها و خوش‌ییلاق را از مرکز تا یال شمالی این تاقدیس دید (شکل ۲-۱۳). همچنین در ابتدای دره و در فاصله‌ی بین گسل ابر و رسوبات کواترنر (در بخش جنوبی)، عملکرد این گسل باعث رانده شدن نهشته‌های اردوویسین بر روی رسوبات دونین شده است.



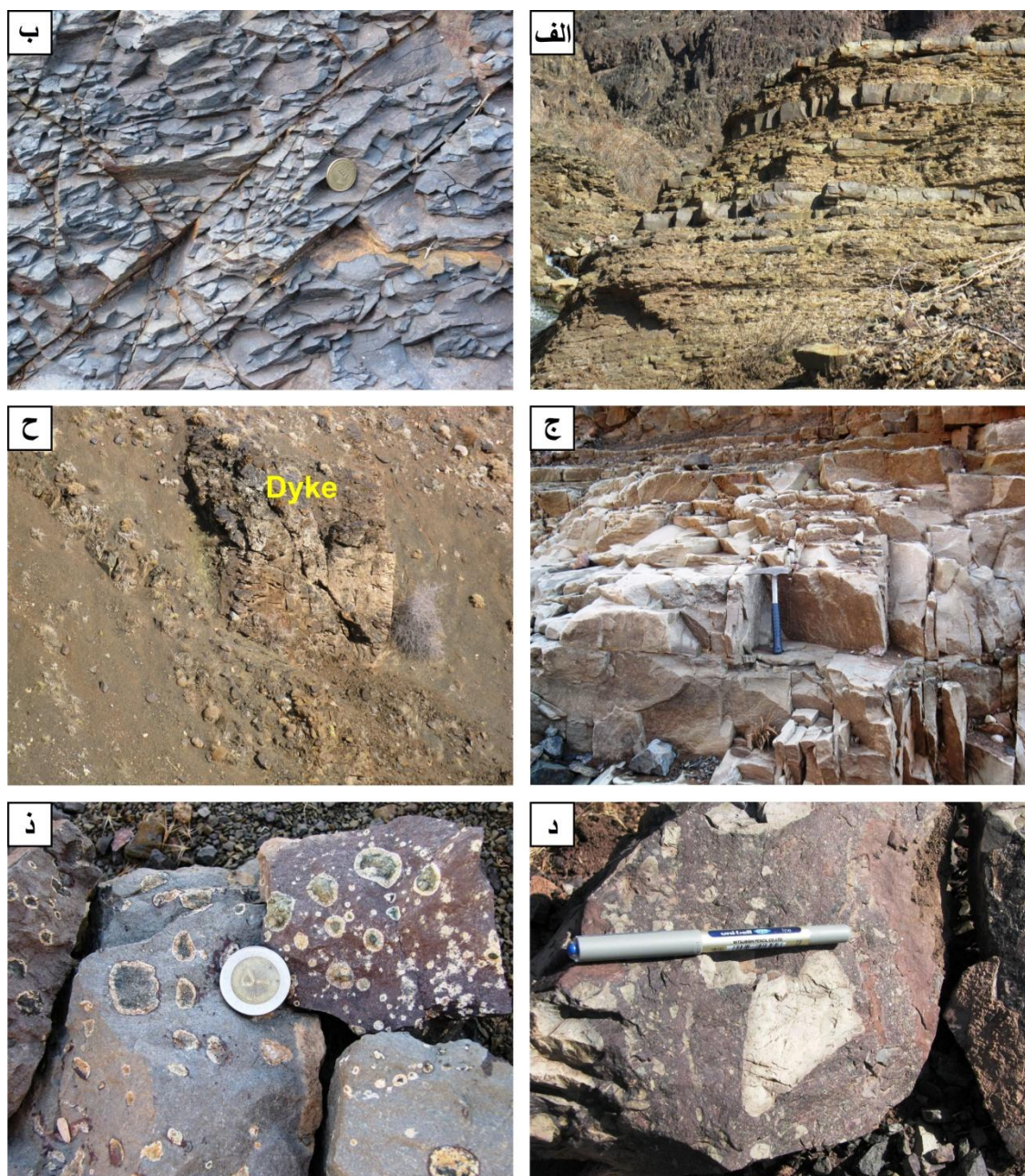
شکل ۲-۱۳- توالی واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین در محل دره‌ی کلودر، شمال روستای نکارمن (دید به سوی شمال غرب). در این محل می‌توان رخنمون سازند قلی، مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان، و سازندهای پادها و خوش‌ییلاق را دید.

در دره‌ی کلودر، قدیمی‌ترین واحد سنگی رخنمون یافته سازند قلی می‌باشد (شکل ۲-۱۳ و ۲-۱۴) که در هسته‌ی تاقدیس جای گرفته است. این سازند غالباً شیلی و سیلتستونی و به رنگ سبز زیتونی بوده و در بخش‌های فوقانی آن ماسه‌سنگ‌های سفید و سیلتستون‌های خاکستری نیز نسبتاً فراوان می‌باشند (شکل ۲-۱۵ الف-ج). همچنین، این سازند در محل دره‌ی کلودر دارای ساخت‌های رسوبی و آثار فسیلی فراوانی می‌باشد. یکی از مهمترین ویژگی‌های سازند قلی در محل دره‌ی کلودر، حضور جریان‌های گدازه و دایک‌های با ترکیب بازالتی در داخل آن است (شکل ۲-۳ ح و شکل ۲-۱۵ ج). در داخل گدازه‌ها می‌توان قطعاتی از واحدهای رسوبی زیرین را به صورت آنکلاو مشاهده نمود (شکل ۲-۱۵ د). گدازه‌های مزبور، در برخی موارد بسیار حفره‌دار بوده و پُرشدگی حفرات آن‌ها توسط کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت، کلریت و کوارتز، به تشکیل بافت بادامکی منجر شده است (شکل ۲-۱۵ ذ). با توجه به گرانروی پایین ماگمای بازالتی و همچنین فراوانی و درشتی نسبی آنکلاوها، می‌توان گفت که انفجار ماگما در عمق کم در داخل حوضه‌ی رسوبی رخ داده و قطعات سنگی مزبور را کنده و در داخل

خود به حرکت درآورده است. دایک‌ها نیز با حاشیه‌ی انجماد سریع و مراکز متبلور، عموماً در بخش‌های فوقانی این سازند دیده می‌شوند و با توجه به مشابهت ترکیب خود به بازالت‌های سلطان میدان، می‌توانند بیانگر ماگمای باقیمانده در مجاری تغذیه کننده‌ی این ماگماتیسم باشند.



شکل ۲-۱۴- ستون‌های چینه‌شناسی از واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین در برش‌های دره‌ی کلودر، دره‌ی چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش‌ییلاق.



شکل ۲-۱۵- نمایشی از بخش‌های مختلف سازند قلی در محل دره‌ی کلودر. (الف) تناوب شیل و سیلتستون‌های سبز رنگ و ماسه‌سنگ (ب) حضور سیلتستون‌های خاکستری رنگ و (ج) ماسه‌سنگ‌های سفید رنگ در بخش‌های فوقانی سازند قلی. (ح) نمایی از یکی از دایک‌های بازیک به ضخامت حدود ۴ متر واقع در بخش فوقانی سازند قلی (د) حضور قطعات رسوبی به صورت آنکلاو و در ابعاد مختلف در درون بازالت‌های موجود در سازند قلی (ذ) بافت بادامکی که در نتیجه‌ی پُر شدن حفرات اولیه‌ی بازالت‌ها توسط کلریت (در مرکز) و کلسیت (در حاشیه) تشکیل شده است.

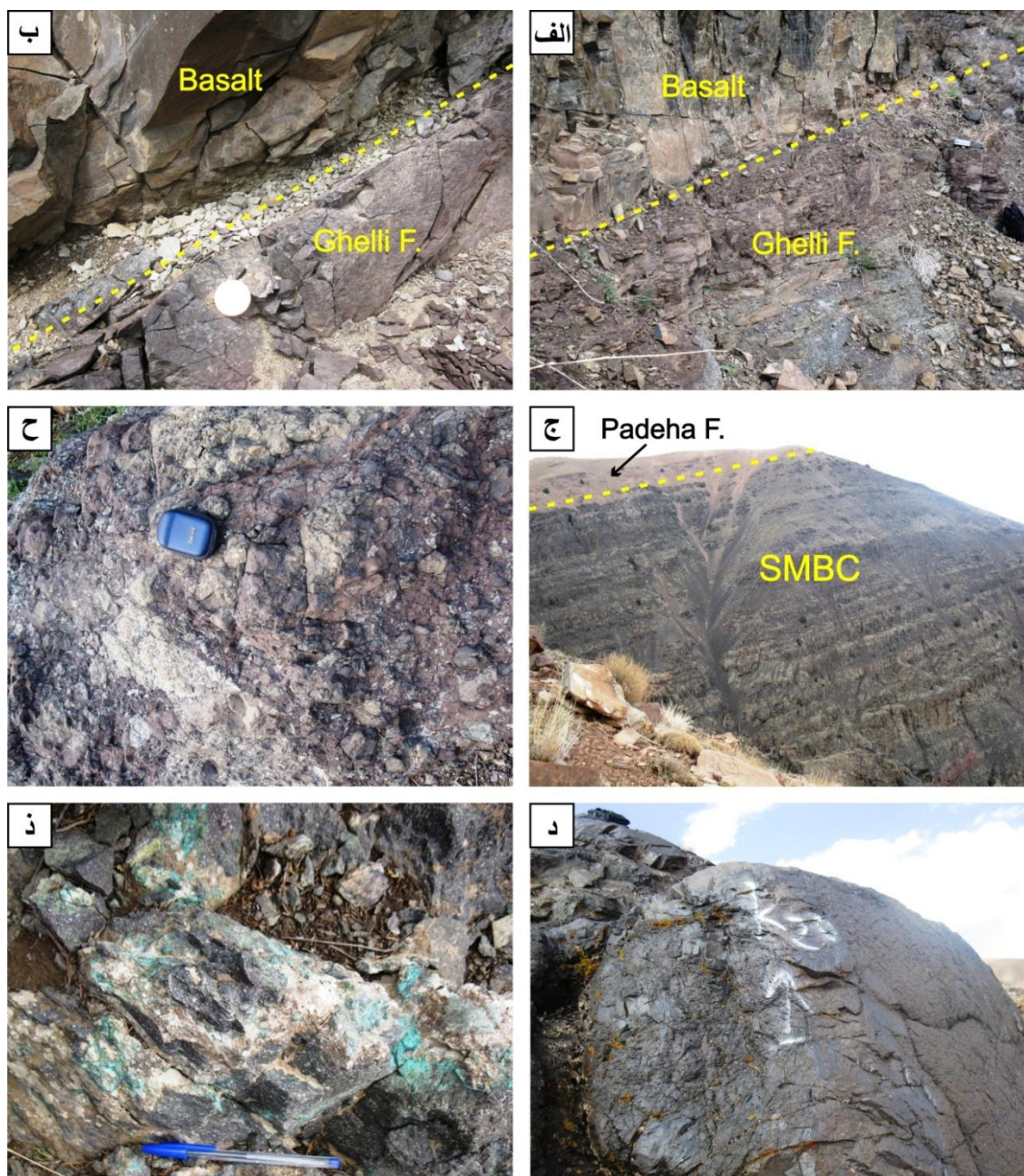
در محل دره‌ی کلودر، مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان به طور همشیب و با مرز کاملاً مشخص (شکل ۲-۱۶ الف و ب) بر روی ماسه سنگ‌های سازند قلی قرار می‌گیرد (به دلیل اینکه جریان‌های گدازه‌ای در این مجموعه به شکل صفحه‌ای می‌باشند، شیب و موقعیت فضایی آنها نسبت به لایه‌های

رسوبی سازند قلی در نظر گرفته شده است. بطوری که در برش دره‌ی کلودر، لایه‌های رسوبی سازندهای قلی و پادها و نیز جریان‌های گدازه‌ای مربوط به مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان دارای روند کلی N70 و شیب کلی حدود ۱۴ درجه می‌باشند. در برخی موارد، جریان یافتن ماگما در سطح رسوبات سازند قلی منجر به پختگی و تبلور مجدد آنها شده است. در این برش مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان دارای ۴۳۶ متر ضخامت بوده (شکل ۲-۱۴) و حداقل تعداد ۲۰ روانه‌ی گدازه قابل تشخیص می‌باشد (شکل ۲-۱۶ ج). گاهی در بخش‌هایی از گدازه‌های مذکور می‌توان حالت آگلومرایی را نیز مشاهده نمود (شکل ۲-۱۶ ح).

از نظر درجه‌ی دگرسانی، جریان‌های گدازه‌ای واقع در بخش‌های تحتانی مجموعه متحمل درجات دگرسانی کمتری شده و نسبت به بخش‌های میانی و فوقانی سالم‌تر هستند (شکل ۲-۱۶ د). شدت دگرسانی در بخش‌های میانی و فوقانی مجموعه در برخی موارد به حدی است که بدلیل فراوانی کانی‌های ثانویه‌ی کلریت و نیز تا حدودی اپیدوت، این بازالت‌ها دارای ظاهری کاملاً سبز رنگ می‌باشند. همچنین در محل دره‌ی کلودر و عموماً در بخش‌هایی که متحمل شدت دگرسانی بیشتری شده‌اند، می‌توان کانی‌های مالاکیت و گاهی آزوریت را مشاهده نمود (شکل ۲-۱۶ ذ).

یکی از ساخت‌های آذرینی که در این مجموعه و بخصوص در اولین روانه‌ی گدازه به خوبی دیده می‌شود، حضور فراوان ساخت منشوری می‌باشد (شکل ۲-۱۷ الف و ب). ارتفاع این گدازه‌های منشوری در اولین روانه‌های گدازه‌ای که مستقیماً بر روی سازند قلی قرار گرفته است، به بیشتر از ۲۰ متر می‌رسد (شکل ۲-۱۷ الف). حضور ساخت منشوری منحصر به دره‌ی کلودر نبوده و تقریباً در تمامی بخش‌های تاق‌دیس نکارمن، اولین روانه‌های گدازه این ساخت را نشان می‌دهند. سالم‌ترین نمونه‌های بازالتی در برش دره‌ی کلودر را نیز عموماً می‌توان در همین بخش‌های تحتانی مجموعه که حالتی منشوری دارند مشاهده نمود. این منشورها، تیره و متراکم و فاقد حفرات ناشی از خروج گاز هستند که این امر نشان دهنده‌ی دمای زیاد و ویسکوزیته‌ی کم ماگما در هنگام جریان یافتن ماگما

در سطح زمین و در نتیجه خروج آسان گاز از آنها می‌باشد. ضخامت این منشورها غالباً بین ۳۰ سانتیمتر تا ۱ متر متغیر بوده و بیشتر دارای ۵ یا ۶ ضلع می‌باشند (شکل ۲-۱۷ ب).



شکل ۲-۱۶- نمایشی از بخش‌های مختلف مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در دره‌ی کلودر، شمال روستای نکارمن. (الف و ب) مرز زیرین و مشخص بازالت‌های سلطان میدان با ماسه سنگ‌های سازند قلی. (ج) نمایی از بخش میانی و فوقانی روانه‌های بازالتی سلطان میدان که بصورت همشیب در زیر سازند پادها قرار گرفته‌اند (دید به سوی شمال شرق). (ح) نمونه‌ای از آگلومراهای موجود در بازالت‌های سلطان میدان. (د) نمایی از یکی از روانه‌های گدازه‌ی نسبتاً سالم و دگرسان نشده‌ای که در بخش فوقانی مجموعه‌ی سلطان میدان جای گرفته است. (ذ) ملاکیت‌زایی در یکی از روانه‌های گدازه بازالتی که متحمل درجات شدید دگرسانی شده است.

از آنجائیکه ساخت منشوری یکی از ساخت‌های خاص در گدازه‌هایی می‌باشد که بصورت جریان‌های صفحه‌ای و در محیط خشکی و قاره‌ای فوران نموده‌اند، و از طرفی این ساخت تقریباً در سرتاسر اولین جریان گدازه‌ای در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در برش دره‌ی کلودر و تاقدیس نکارمن عمومیت دارد، می‌توان شروع فعالیت آتشفشانی را در محیطی خشکی و قاره‌ای در نظر گرفت.

یکی از نکات قابل ذکر حضور یک واحد رسوبی به رنگ قرمز و ارغوانی و با ترکیب عمدتاً ماسه-سنگی و کمی میکروکنگلومرای می‌باشد (شکل ۲-۱۷ ج). این واحد رسوبی دارای دانه‌بندی تدریجی عادی می‌باشد (به سمت بالا دانه ریزتر می‌شود) و با حدود ۱ متر ضخامت در حدود ۱۳۷ متری از قاعده‌ی مجموعه‌ی بازالتی جای گرفته است. قطعات میکروکنگلومرای این واحد (با حداکثر اندازه‌ی ۲ سانتیمتر) از گرد شدگی خوبی برخوردار بوده و تقریباً همه‌ی قطعات این کنگلومرای تک‌زادی از جنس بازالت هستند. این واحد رسوبی دارای حدود یک متر ضخامت بوده و بدلیل اینکه از گسترش وسیعی در تاقدیس نکارمن برخوردار است، می‌توان از آن به عنوان یک لایه‌ی کلیدی (Key bed) در این مجموعه‌ی بازالتی استفاده کرد. رنگ و ویژگی‌های این کنگلومرا نشان می‌دهد که در محیط اکسیدان و قاره‌ای و احتمالاً در محیط کانال‌های رودخانه‌ای نهشته شده است.

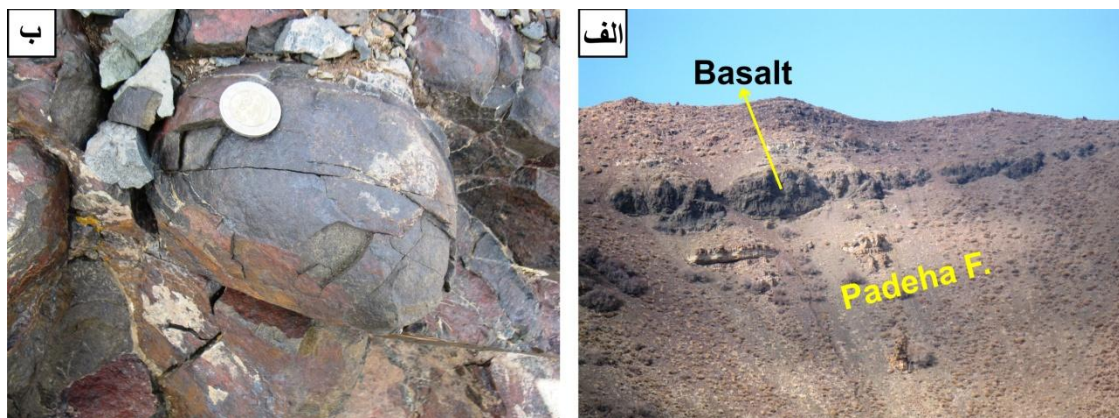
مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در محل دره‌ی کلودر با یک مرز فرسایشی و بصورت همشیب توسط کنگلومرای قاعده‌ای سازند پادها پوشیده می‌شود. این واحد کنگلومرای با حداکثر اندازه قطعات ۶ سانتیمتر، بین ۱ تا ۱/۵ متر ضخامت داشته و جنس قطعات آن را غالباً بازالت و قطعات سیلیسی تشکیل می‌دهد (شکل ۲-۱۷ ح). در دره‌ی تنگو (واقع در غرب دره‌ی کلودر) ضمن درشت‌تر شدن اندازه‌ی قطعات این واحد کنگلومرای، ضخامت آن نیز افزایش یافته و به حدود ۳ متر می‌رسد (شکل ۲-۶ ب). کنگلومرای مذکور توسط ضخامت زیادی از ماسه سنگ‌های ارغوانی و کرم رنگ سازند پادها پوشیده می‌شود. در این ماسه سنگ‌ها، چینه‌بندی متقاطع و نیز کنرسیون‌های زیبایی قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۲-۱۷ د و ذ). از دیگر موارد قابل ذکر، حضور یک روانه‌ی بازالتی به ضخامت حدود ۱۵

متر در درون سازند پادها در دره‌ی کلودر است که نشان دهنده‌ی تداومِ ماگماتیسمِ بازیک در دونین است (شکل ۲-۱۸ الف).



شکل ۲-۱۷- نمایی از بخش‌های مختلف بازالت‌های سلطان میدان و سازند پادها در دره‌ی کلودر، شمال روستای نکارمن. الف و ب) حضور ساخت منشوری در بخش زیرین مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان. این منشورها عموماً ۵ یا ۶ ضلعی بوده و ارتفاع آنها گاهی به بیش از ۲۰ متر می‌رسد. ج) حضور یک واحد رسوبی به رنگ قرمز و ارغوانی و با ضخامت حدود یک متر در بخش‌های میانی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان. ح) کنگلومرای قاعده‌ی سازند پادها در دره‌ی کلودر که عمدتاً از قطعات بازالتی و سیلیسی تشکیل شده است. د، ذ) ماسه سنگ‌های ارغوانی و کرم رنگ بخش زیرین سازند پادها در دره‌ی کلودر که عموماً چینه‌بندی متقاطع و ساخت کنکرسیونی را به نمایش می‌گذارند.

همچنین، از جمله نکات مهم در مورد بازالت‌های سلطان میدان در محل دره‌ی کلودر باید به فرسودگی و دگرسانی شدید فوقانی‌ترین روانه‌ی گدازه در آن اشاره کرد. بطوری که پوسته پوسته شدن به شکل مدور و فرسایش پوست پیازی، پدیده‌ای شایع در این روانه‌ی بازالتی است (شکل ۲-۱۸ ب). این پدیده می‌تواند نشان دهنده‌ی در معرض عوامل فرسایشی قرار گرفتن بازالت‌های سلطان میدان پس از پایان فعالیت ماگمایی و قبل از نهشته شدن سازند پادها بر روی آن باشد. حضور فراوان قطعات بازالتی در کنگلومرای قاعده‌ی سازند پادها نیز عملکرد عوامل فرسایشی را تأیید می‌کند. با توجه به نقش عوامل فرسایشی و نیز مشارکت گسترده‌ی مواد حاصل از فرسایش بازالت‌های سلطان میدان در هنگام تشکیل سازند پادها، می‌توان نتیجه گرفت که ضخامت اولیه‌ی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان بیشتر از آن چیزی بوده است که امروزه در معرض دید قرار گرفته است.



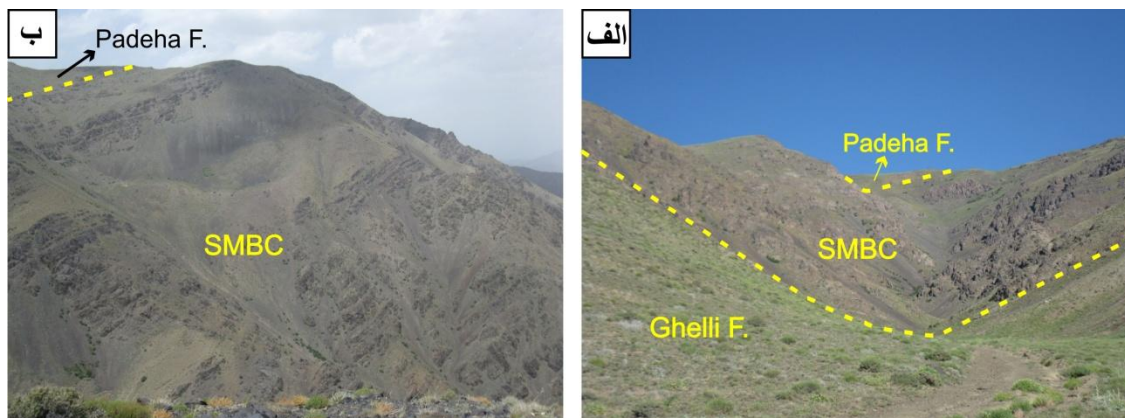
شکل ۲-۱۸- نمای از حضور الف) یک روانه‌ی بازالتی به ضخامت حدود ۱۵ متر در میان ماسه سنگ‌های سازند پادها (دید به سوی شمال) و ب) فرسایش پوست پیازی در فوقانی‌ترین روانه‌ی گدازه‌ی موجود در بازالت‌های سلطان میدان در دره‌ی کلودر، شمال روستای نکارمن.

۲-۴-۲- دره‌ی چشمه‌سید (Cheshmeh-Syed Valley)

دره‌ی چشمه‌سید در شمال غرب روستای قلعه‌نو خرقان واقع شده و با یک روند شمال غربی- جنوب شرقی، تقریباً در جهت عمود بر روند لایه‌بندی رسوبات و جریان‌های گدازه‌ای اردوویسین تا دونین امتداد دارد. شروع دره‌ی چشمه‌سید نیز مشابه با دره‌ی کلودر محل عبور گسل ابر و مرز بین کوه و دشت است. همچنین در جهت جنوب گسل ابر، به ترتیب گسل‌های قطری و میغان قرار گرفته‌اند. این

گسل‌ها که دارای روند کلی شمال شرقی - جنوب غربی هستند و تقریباً به موازات یکدیگر قرار دارند، باعث رانده شدن رسوبات پالئوزوئیک بر روی رسوبات جوان‌تر و ایجاد توپوگرافی مشخص و متمایزی بین نواحی کوهستانی و حوضه‌های کواترنری شده‌اند.

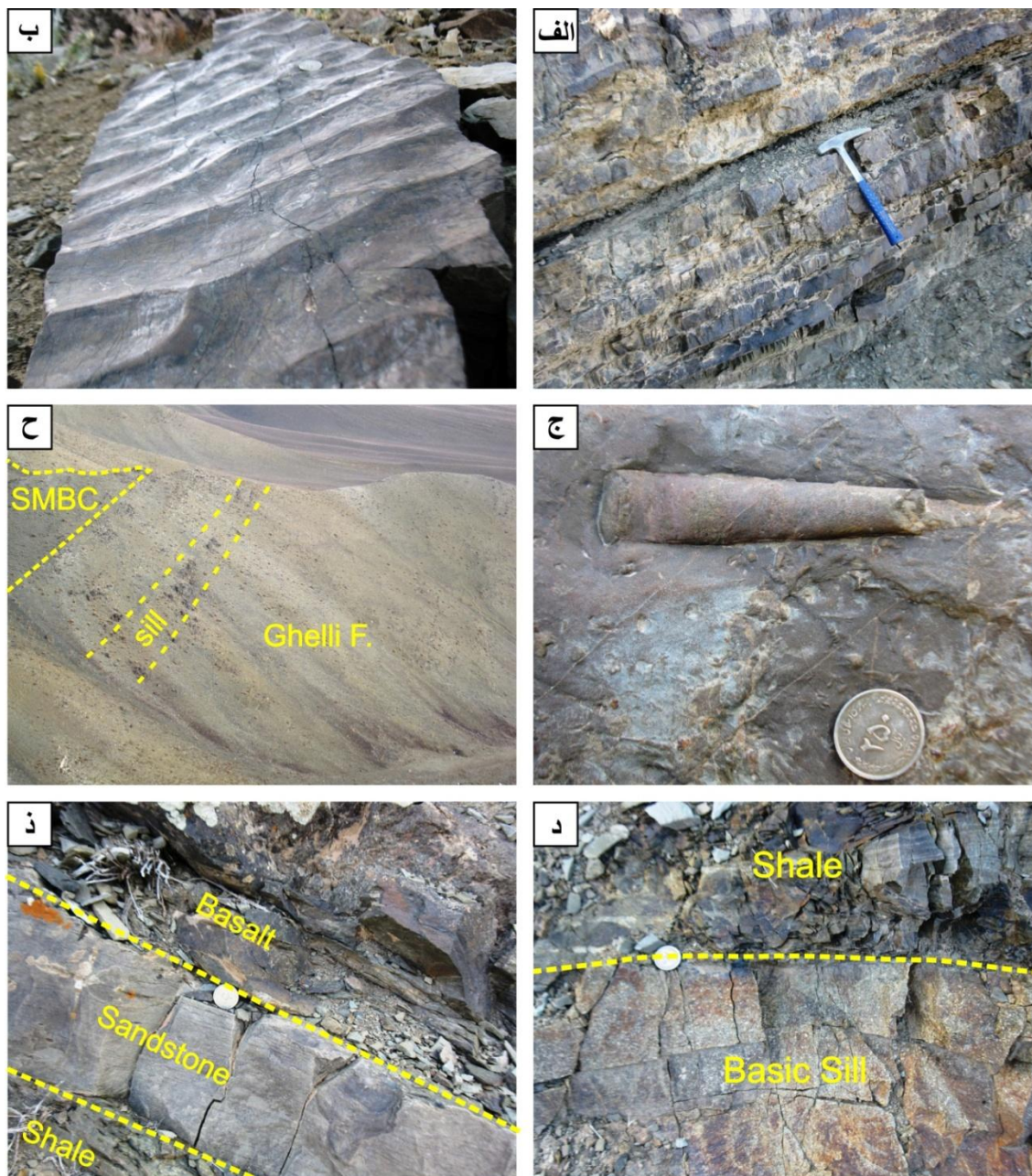
در دره‌ی چشمه سید می‌توان رخنمون سازند قلی، مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان و سازند پادها را دید (شکل ۲-۱۹). در ابتدای ورودی این دره، گسلش و نیز پوشیده شدن توسط رسوبات کواترنر باعث عدم رخنمون بخش‌های زیرین سازند قلی شده است. سازند قلی (با ویژگی‌های کلی شبیه به دره‌ی کلودر) متشکل از رسوبات شیلی و سیلتستونی به رنگ سبز زیتونی و مقادیری ماسه سنگ‌های خاکستری و سفید بوده و قدیمی‌ترین واحد سنگی در این رخنمون را تشکیل می‌دهد (شکل ۲-۱۹ و ۲-۲۰ الف). فراوانی ساخت‌های رسوبی و آثار فسیلی از ویژگی‌های این سازند در این رخنمون است (شکل ۲-۲۰ ب و ج).



شکل ۲-۱۹- الف) نمایی کلی از دره‌ی چشمه سید واقع در شمال غرب روستای قلعه‌نو خرقان که در آن می‌توان توالی واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین را مشاهده نمود (جهت دید به سوی شمال غرب). ب) نمایی از بخش میانی و فوقانی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در دره‌ی چشمه سید که توسط رسوبات سازند پادها پوشیده شده است (جهت دید به سوی شمال).

در ابتدای سمت راست دره‌ی چشمه سید و در بخش‌های فوقانی سازند قلی، رخنمون یک سیل بازیگ به ضخامت حدود ۱۰ متر دیده می‌شود (شکل ۲-۲۰ ح). سیل مذکور که در بین رسوبات سازند قلی تزریق شده و در دو طرف خود کاملاً با لایه‌بندی رسوبات این سازند موازی می‌باشد، دارای ترکیب بازالتی بوده و به لحاظ خصوصیات ظاهری شبیه به بازالت‌های سلطان میدان است (شکل ۲-۲۰).

۲۰ د). جایگیری این سیل احتمالاً در ارتباط با فعالیت ماگمایی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان بوده و همزمان با آن جایگزین شده است.

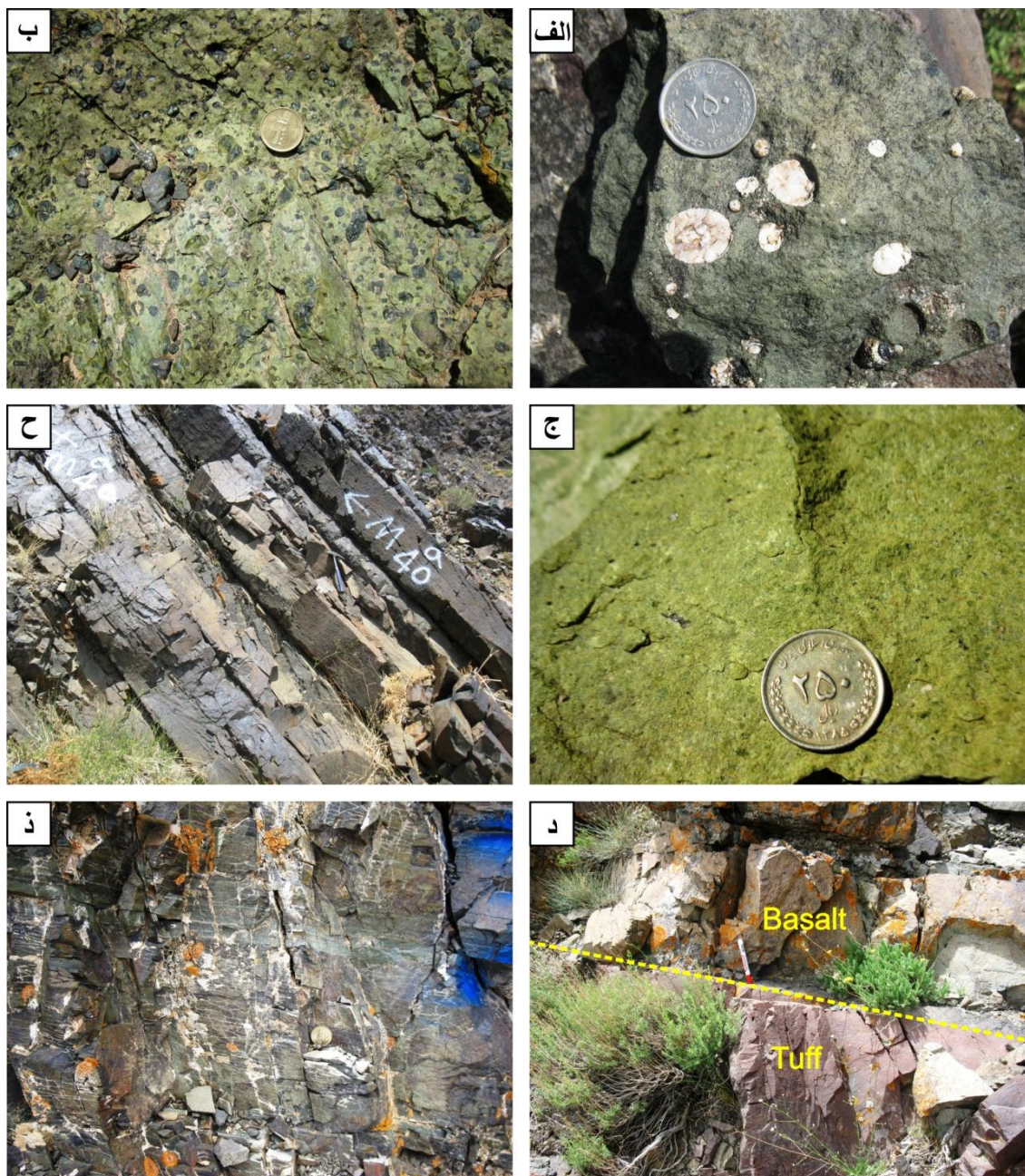


شکل ۲-۲۰- نمایش از واحدهای سنگی اردوویسین و سیلورین در دره‌ی چشمه سید، شمال غرب قلعه‌نو خرقان. (الف) تناوب لایه‌های شیلی، سیلتستونی و ماسه‌سنگی در بخش فوقانی سازند قلی. (ب) فراوانی ریپل مارک و (ج) آثار فسیلی بر روی رسوبات سازند قلی. (ح) نمایی کلی از یک سیل بازیک به ضخامت حدود ۱۰ متر در بخش فوقانی سازند قلی و (د) نمایی نزدیک از بخش فوقانی سیل بازیک که به درون شیل‌های سبز رنگ سازند قلی تزریق شده است. (ذ) نمایی از مرز زیرین مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان با شیل‌ها و ماسه سنگ‌های سازند قلی.

در دره‌ی چشمه سید نیز مشابه با دره‌ی کلودر، مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان به طور همشیب و با مرز کاملاً مشخص بر روی ماسه سنگ‌های سازند قلی قرار می‌گیرد (شکل ۲-۲۰ ذ). در این برش، مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان دارای ۱۲۸۶ متر ضخامت بوده و از حداقل ۵۳ روانه‌ی گدازه (و آگلومرا)، ۲ واحد توفی و ۴ واحد میان لایه‌ی رسوبی تشکیل شده است (شکل ۲-۱۴). با توجه به ویژگی‌های این برش، آن را به عنوان برش الگوی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در کل منطقه‌ی مورد مطالعه معرفی می‌نماییم.

در این رخنمون نیز بازالت‌های سلطان میدان دارای ظاهری یکنواخت و آفانیتیک بوده و عموماً فاقد درشت بلور می‌باشند. گاهی حضور درشت بلورهای پلاژیوکلاز و/یا پیروکسن، باعث ایجاد ظاهری پورفیری در این بازالت‌ها شده است. با وجود اینکه در برخی موارد عملکرد دگرسانی بر روی این بازالت‌ها شدید بوده است، اما می‌توان نمونه‌های سالم و با شدت دگرسانی کم را نیز در آنها مشاهده نمود. مهمترین کانی‌های ثانویه‌ای که در این بازالت‌ها دیده می‌شوند عبارتند از کلریت، کوارتز، کلسیت و اپیدوت. تمایل رنگ سنگ‌های بازالتی عموماً به دلیل تغییرات فراوانی کلریت در آنها است. همچنین کلریت به همراه کوارتز، کلسیت و به مقدار کمتر اپیدوت پُر کننده‌ی بادمک‌ها و نیز رگه‌ها و حفرات ثانویه در سنگ‌های بازالتی می‌باشد (شکل ۲-۲۱ الف و ب). در محل‌هایی که فضای مناسب برای عبور سیالات و هجوم محلول‌های گرمابی فراهم بوده است (نظیر سطوح گسلی و شکستگی‌ها) می‌توان اپیدوت‌زایی را نیز مشاهده نمود (شکل ۲-۲۱ ج).

ساخت منشوری مهمترین و فراوانترین ساخت موجود در بازالت‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در دره‌ی چشمه سید است (شکل ۲-۲۱ ح). این ساخت در بخش‌های فوقانی مجموعه از فراوانی و توسعه‌ی زیادی برخوردار بوده و در برخی مواقع قرارگیری پله‌ای روانه‌های گدازه که دارای ساخت منشوری می‌باشند، مناظر زیبایی از آنها را به نمایش می‌گذارند. از دیگر ویژگی‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در دره‌ی چشمه سید، حضور دو واحد توفی در بخش‌های تحتانی این مجموعه است (شکل ۲-۱۴).



شکل ۲-۲۱- نمایشی از بخش‌های مختلف مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در دره‌ی چشمه‌سید، شمال غرب قلعه‌نو خرقان. (الف) نمونه‌ای از بازالت‌های دگرسازی شده که حفرات آن توسط کوارتز پر شده است. (ب) نمونه‌ای از یک بازالت اپیدوتی شده که حفرات اولیه در آن توسط کلریت و اپیدوت پر شده است (ج) نمونه‌ای از یک اپیدوزیت تشکیل شده در محل شکستگی‌های موجود در سنگ‌های بازالتی. (ح) حضور منشورهای بازالتی در بخش‌های فوقانی مجموعه-ی بازالتی سلطان میدان. (د) حضور یک واحد توف سیلتستونی ارغوانی رنگ به ضخامت یک متر و (ذ) یک واحد توف سبز رنگ به ضخامت ۳ متر که این دو واحد توفی از گسترش جانبی زیادی در منطقه برخوردار می‌باشند.

اولین واحد توفی (واحد T₁ در شکل ۲-۱۴) در فاصله‌ی حدود ۹۰ متری از قاعده‌ی مجموعه‌ی بازالتی واقع شده است (شکل ۲-۲۱ د). این واحد توفی به رنگ قرمز و ارغوانی بوده و حدود یک متر

ضخامت دارد. دومین واحد توفی (واحد T₂ در شکل ۲-۱۴) دارای رنگ سبز بوده و با ضخامت ۳ متر در ۲۲ متر بالاتر از واحد توفی اول جای گرفته است (شکل ۲-۲۱ ذ). این دو واحد توفی با توجه به سهولت تشخیص، ضخامت یکنواخت، و گسترش جانبی زیاد می‌توانند نقش یک لایه‌ی کلیدی (Key bed) را در این رخنمون ایفا کنند.

یکی از مهمترین ویژگی‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در محل دره‌ی چشمه‌سید، حضور ۴ میان لایه‌ی رسوبی در بخش‌های میانی و فوقانی آن است (شکل ۲-۱۴ و ۲-۲۲ الف). ویژگی این واحدهای رسوبی که از پایین به بالا به ترتیب با علائم اختصاری C₁ تا C₄ نامگذاری شده‌اند (شکل ۲-۱۴ و ۲-۲۲) به شرح ذیل می‌باشد:

C₁: این واحد رسوبی با ۱۴ متر ضخامت در ۷۲۱ متر بالاتر از قاعده‌ی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان قرار گرفته و به ترتیب از پایین به بالا متشکل از شیل-سیلتستون، ماسه‌سنگ و کنگلومرا است. شکل ظاهری این واحد رسوبی شبیه به سازند قلی بوده و بخش عمده‌ی آن را شیل و سیلتستون به رنگ سبز تشکیل می‌دهد. حدود ۴ متر فوقانی این واحد رسوبی از کنگلومرای چندزادی و متشکل از قطعات بازالتی و رسوبی تشکیل شده است. واحد رسوبی C₁ به تعداد بسیار کم حاوی فسیل براکیوپود می‌باشد. همچنین، مطالعه‌ی پالینومرف‌های موجود در شیل‌های این واحد رسوبی نشان می‌دهد که این واحد دارای سن اردوویسین فوقانی بوده و در محیط دریایی کم عمق نهشته شده است.

C₂: این واحد رسوبی که در ۱۲۴ متر بالاتر از واحد رسوبی C₁ جای گرفته است، دارای ۸۵ متر ضخامت بوده و متشکل از شیل، سیلتستون، ماسه‌سنگ و کنگلومرا است. ویژگی‌های این واحد رسوبی به ترتیب از پایین به بالا به شرح ذیل می‌باشد:

- کنگلومرای تک‌زادی با قطعاتی از جنس بازالت و به رنگ تیره که دارای حداکثر ۲ متر ضخامت بوده و در قاعده‌ی واحد رسوبی جای گرفته است.

- تناوب شیل و سیلتستون به ضخامت ۴۵ متر. این شیل‌ها و سیلتستون‌ها به رنگ سبز زیتونی بوده و در ظاهر شبیه به رسوبات سازند قلی هستند (شکل ۲-۲۲ ب و ج).

- ماسه‌سنگ به ضخامت حدود ۲۰ متر. در این واحد ماسه‌سنگی برخی لایه‌های نازک کنگلومرایی نیز قابل رؤیت می‌باشد.

- حدود ۱۳ متر تناوب ماسه‌سنگ و کنگلومرای با جور شدگی ضعیف. این کنگلومرا حاوی قطعاتی با حداکثر اندازه‌ی ۳ سانتیمتر و از جنس بازالت و خرده‌های رسوبی بوده و به تناوب همراه با لایه‌های ماسه سنگی دیده می‌شود.

- کنگلومرای لنزی (عدسی) شکل به ضخامت متوسط ۵ متر. این کنگلومرا که در رأس واحد رسوبی C₂ قرار می‌گیرد از نوع چندزادی بوده و قطعات آن از جنس گرانیتی، بازالتی و رسوبی (شیل و ماسه-سنگ) می‌باشند (شکل ۲-۲۲ ح، د، ذ). با وجود اینکه اندازه‌ی قطعات گرانیتی در این واحد کنگلومرایی غالباً قطری بین ۵ تا ۱۵ سانتیمتر دارند، اما قطعاتی تا قطر ۴۰ سانتیمتر را نیز می‌توان در آن مشاهده نمود. قطعات گرانیتی موجود در این واحد کنگلومرایی دارای گرد شدگی خوبی بوده و به رنگ صورتی هستند (شکل ۲-۲۲ ح). با حرکت جانبی بر روی این افق کنگلومرایی، می‌توان قطعات گرانیتی سفید رنگ را نیز در آن دید (شکل ۲-۲۲ د، ذ). همچنین، در ماسه‌سنگ‌های موجود در واحد رسوبی C₂ و در برخی قطعات رسوبی درشت موجود در این کنگلومرا، ساخت‌های رسوبی (نظیر چین‌بندی متقاطع و کنکرسیون) نیز به فراوانی قابل رؤیت می‌باشند (شکل ۲-۲۳ الف و ب).

واحد رسوبی C₂ نیز حاوی فسیل براکیوپودهایی شبیه به واحد رسوبی C₁ می‌باشد. مطالعه‌ی پالینومرف‌های موجود در شیل‌های این واحد رسوبی نیز نشان دهنده‌ی سن اردوویسین پسین برای آنها و نهشته شدن در محیط دریایی کم عمق می‌باشد.

C₃: این واحد رسوبی با ضخامت ۶ متر در ۸۷ متر بالاتر از واحد رسوبی C₂ قرار داشته و متشکل از شیل و مقادیری کنگلومرا می‌باشد. شیل‌های این واحد رسوبی عموماً به رنگ تیره و مقداری نیز به رنگ سبز هستند. افق کنگلومرایی به رنگ سبز متمایل بوده و با ضخامت حداکثر ۲ متر در بین شیل‌های این واحد رسوبی جای گرفته است. بیشتر قطعات کنگلومرای مذکور از جنس رسوبی (شیل و

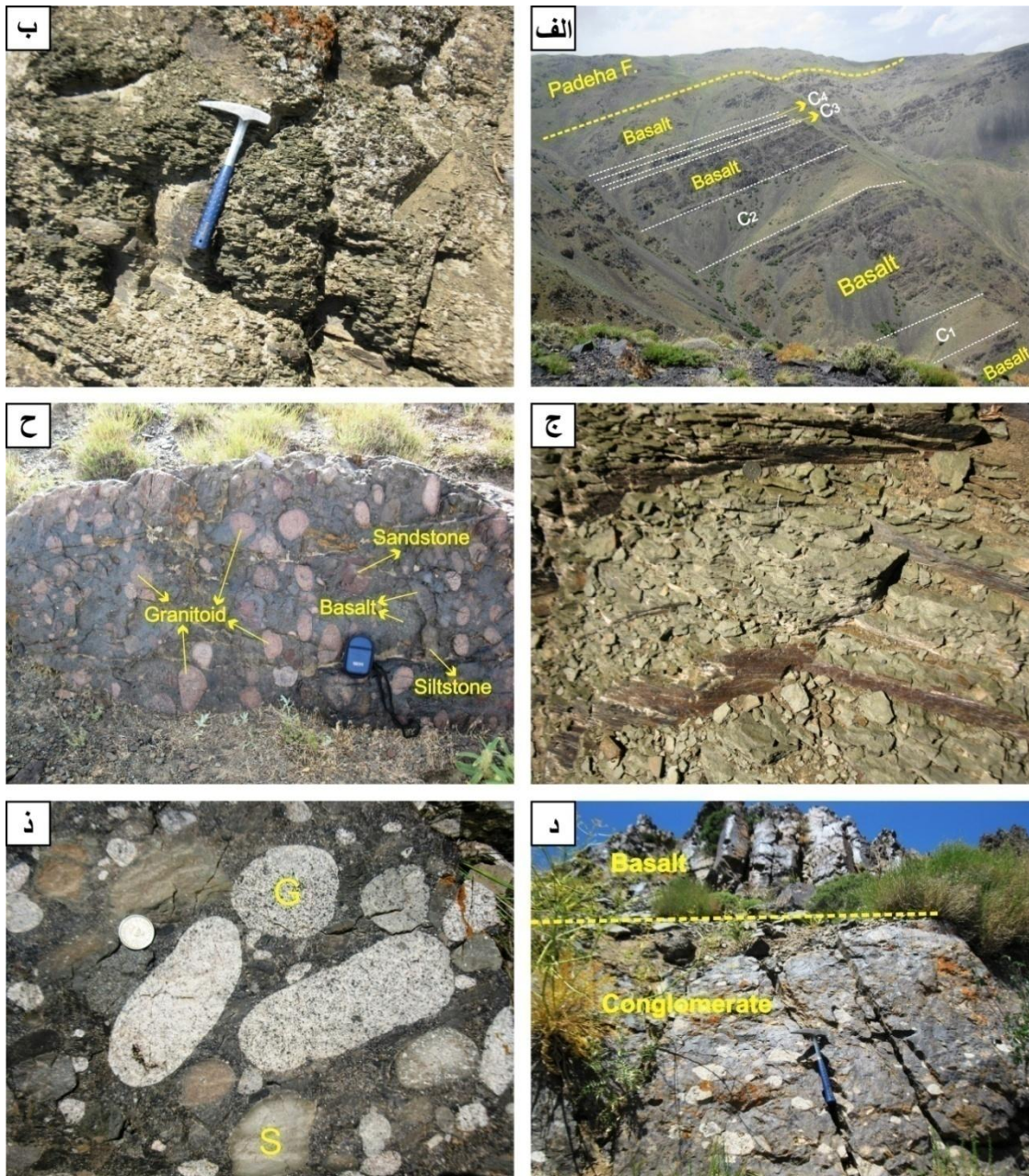
ماسه سنگ) می‌باشد. همچنین مقادیری کنگلومرای با قطعات سفید رنگِ گرانیتی در یک زمینه‌ی تیره رنگ را نیز می‌توان در درون واحد رسوبی مذکور دید.

C₄: این واحد رسوبی دارای ۵ متر ضخامت بوده و توسط یک روانه‌ی گدازه به ضخامت ۱۰ متر از واحد C₃ جدا می‌شود. واحد C₄ از شیل تیره رنگ تشکیل شده و خصوصیات ظاهری آن شبیه به شیل‌های واحد C₃ است.

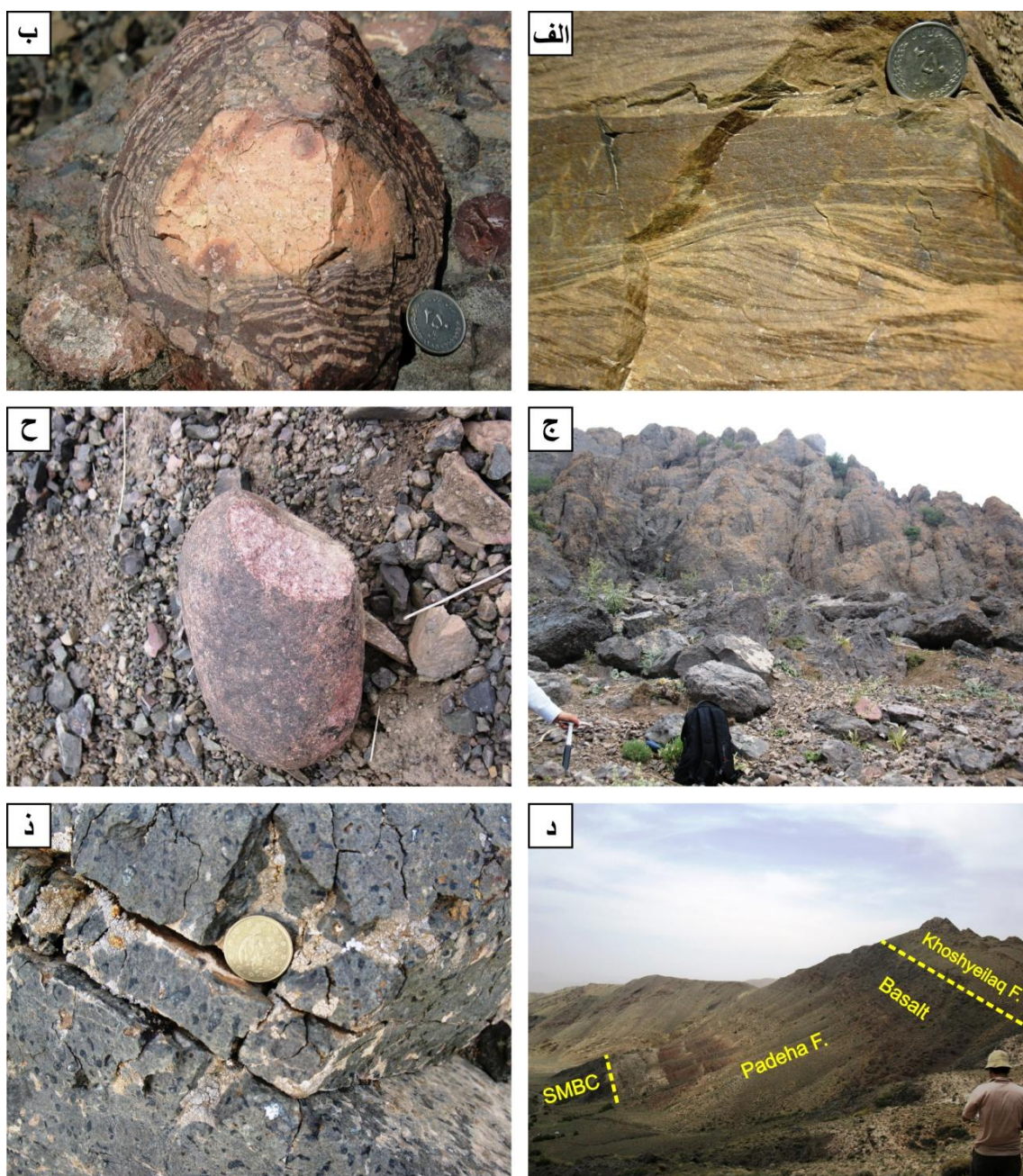
مطالعه‌ی ویژگی‌های واحدهای رسوبی فوق‌الذکر که بصورت میان لایه‌ای در بین روانه‌های گدازه-های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان قرار گرفته‌اند، اطلاعات بسیار مفیدی را در ارتباط با سن و محیط تشکیل این مجموعه در اختیار ما قرار می‌دهند. به عنوان مثال، مطالعه‌ی پالینومورف‌های موجود در شیل‌های واحدهای رسوبی C₁ و C₂ نشان می‌دهد که این واحدهای رسوبی دارای سن اردوویسین فوقانی بوده و در محیط دریایی کم عمق نهشته شده‌اند. در بخش‌های بعدی به طور مشروح به بررسی و مقایسه‌ی نتایج حاصل از مطالعه‌ی پالینومورف‌های موجود در این واحدهای رسوبی پرداخته می‌شود.

در محل دره‌ی چشمه‌سید نیز مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان با یک مرز فرسایشی و بصورت همشیب توسط ضخامت زیادی از کنگلومرای قاعده‌ی سازند پادها پوشیده می‌شود (شکل ۲-۲۳ ج، ح). کنگلومرای پادها در این محل از نوع چندزادی بوده و از قطعات گرانیتی صورتی رنگ، بازالت و خرده‌های شیلی و ماسه‌سنگی تشکیل شده است. قطعات درشت گرانیتی در این واحد کنگلومرای از فراوانی زیادی برخوردار بوده و خصوصیات ظاهری این کنگلومرا بسیار شبیه به کنگلومرای لنزی شکل واقع در رأس واحد رسوبی C₂ می‌باشد. قابل ذکر است که در فاصله نسبتاً کمی از دره‌ی چشمه‌سید و در شمال روستای میغان، می‌توان رخنمونی از یک روانه‌ی گدازه‌ی بازالتی به ضخامت حدود ۴۰ متر را در فوقانی‌ترین بخش سازند پادها مشاهده نمود (شکل ۲-۲۳ د). این روانه، در بخش میانی خود به واسطه‌ی حضور بلورهای درشت پلاژیوکلاز، دارای بافت پورفیری بوده و در بخش فوقانی آن نیز می‌توان حضور فراوان بادامک‌ها را دید (شکل ۲-۲۳ ذ). حضور این روانه‌ی گدازه در بین واحدهای

سنگی دونین، نشان دهنده‌ی تداوم فعالیت آتشفشانی بازالتی در منطقه‌ی مورد مطالعه در طی این زمان است.



شکل ۲-۲۲- تصاویری از میان لایه‌های رسوبی موجود در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در دره‌ی چشمه‌سید. (الف) نمایی کلی از بخش میانی تا فوقانی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان که در زیر سازند پادها قرار گرفته است (جهت دید به سوی شمال). در این نما، میان لایه‌های رسوبی موجود در بازالت‌های سلطان میدان با علائم اختصاری نمایش داده شده‌اند (مراجعه به متن). ب و ج) تناوب شیل و سیلتستون‌های به رنگ سبز زیتونی. ح، د، ذ) واحد عدسی شکل کنگلومرایی به ضخامت متوسط ۵ متر که از نوع چندزادی بوده و در رأس واحد رسوبی C₂ جای گرفته است. قطعات موجود در این کنگلومرا از جنس گرانیته، بازالتی و رسوبی (شیل و ماسه‌سنگ) می‌باشد. ویژگی مهم این کنگلومرا حضور فراوان قطعات درشت گرانیته عمدتاً به رنگ صورتی و به مقدار کمتر سفید رنگ است.



شکل ۲-۲۳- الف) نمایی از حضور چین‌بندی متقاطع و ب) کنکسیون در میان لایه‌های رسوبی موجود در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در دره‌ی چشمه‌سید، شمال‌غرب قلعه‌نو خرقان. ج) نمایی کلی از کنگلومرای چندزادی حاوی قطعات درشت گرانیتی صورتی رنگ در کنگلومرای قاعده‌ی سازند پادها و ح) یک قطعه‌ی درشت گرانیتی صورتی رنگ به قطر حدود ۲۰ سانتیمتر در کنگلومرای پادها در دره‌ی چشمه‌سید. د) نمای کلی از سازند پادها در شمال روستای میغان (دید به سوی غرب). در این محل، سازند پادها با مرز فرسایشی بر روی بازالت‌های سلطان میدان قرار گرفته و نیز به صورت همشیب توسط سازند خوش‌یلاق پوشیده می‌شود. در این رخنمون و در بخش فوقانی سازند پادها می‌توان یک روانه‌ی گدازه‌ی بازالتی به ضخامت حدود ۴۰ متر را مشاهده نمود. ذ) حضور فراوان حفرات پُر شده از کلریت در روانه‌ی بازالتی موجود در سازند پادها.

در دره‌ی چشمه‌سید نیز مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در فوقانی‌ترین بخش خود شامل روانه‌هایی بازالتی است که نسبت به روانه‌های واقع در بخش‌های تحتانی‌تر این مجموعه فرسوده‌تر می‌باشند که این امر بیانگر در معرض عوامل فرسایشی قرار گرفتن این روانه‌ها پس از پایان فعالیت ماگمایی در این مجموعه و قبل از نهشته شدن سازند پادها بر روی آن است.

۲-۴-۳- منطقه‌ی خوش ییلاق (Khoshyeilaq area)

شرقی‌ترین برونزدگی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان را می‌توان در محدوده‌ی گردنه‌ی خوش‌ییلاق تا نزدیکی روستای تیل‌آباد مشاهده نمود. در این ناحیه، مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در هسته‌ی مرکزی تاقدیسی که محور آن دارای روند شمال شرقی- جنوب غربی می‌باشد، قرار گرفته است. در برش مورد مطالعه، مرز زیرین بین مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان و سازند قلی به صورت گسله بوده و قابل مشاهده نیست. اما مرز فوقانی این مجموعه را در گردنه‌ی خوش‌ییلاق و نیز در شرق روستای خوش‌ییلاق می‌توان دید. به طوری که در این رخنمون‌ها، مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان با یک مرز فرسایشی و همشیب توسط حدود ۶۰ متر کنگلومرای قاعده‌ی سازند پادها پوشیده می‌شود. در گردنه‌ی خوش‌ییلاق نیز مشابه با دره‌های کلودر و چشمه‌سید، می‌توان حضور روانه‌های گدازه در سازند پادها و تداوم فعالیت ماگمایی بازیک در طی دونین را مشاهده نمود.

در منطقه‌ی خوش‌ییلاق به دلیل چین‌خورگی و گسل‌خوردگی، بخش‌های تحتانی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان رخنمون نداشته و نمی‌توان برش کاملی از این مجموعه را مورد بررسی قرار داد. همچنین بازالت‌های رخنمون یافته در این ناحیه متحمل درجات شدید دگرسانی شده و برداشت نمونه‌ی مناسب از آنها به سختی امکان پذیر می‌باشد. عملکرد عوامل تکتونیکی و نیز دگرسانی شدید این بازالت‌ها در این ناحیه، به همراه واریزه‌ای بودن بخش فوقانی در اکثر روانه‌های گدازه باعث می‌شود که نتوان مرز بین بسیاری از روانه‌های گدازه را تشخیص داد. با این وجود، مطالعات و مشاهدات صحرایی حاکی از آن است که ضخیم‌ترین و کامل‌ترین رخنمون مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در منطقه‌ی خوش‌ییلاق، در حدود ۳ کیلومتری شرق روستای خوش‌ییلاق واقع شده است.

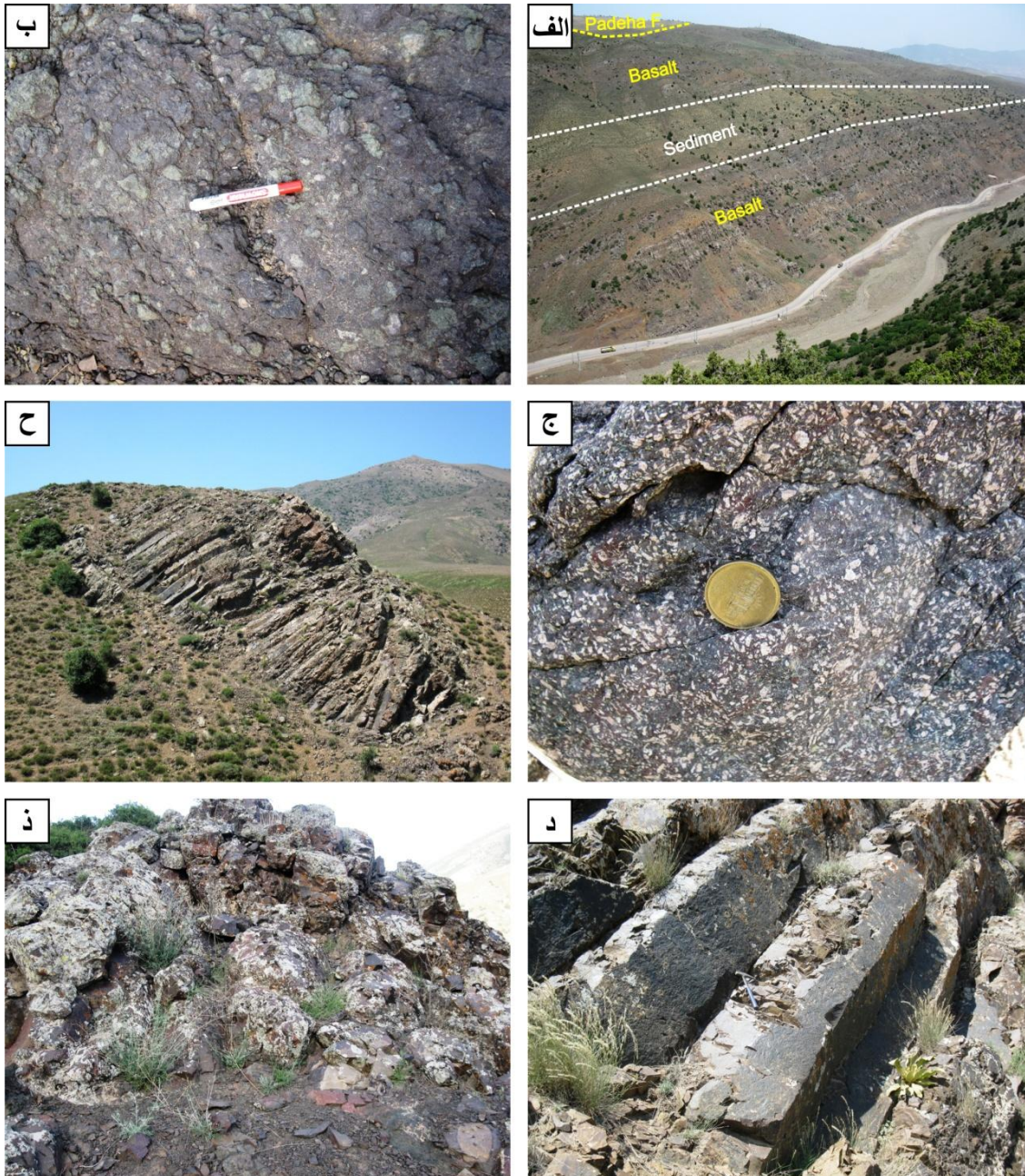
(شکل ۲-۲۴ الف). محل مذکور بخشی از یال یک تاق‌دیزی می‌باشد که بخش مرکزی آن در اثر عوامل فرسایش از بین رفته است. در این محل، با وجود ناپیدا بودن قاعده‌ی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان، می‌توان رخنمون حدود ۸۸۰ متر از این مجموعه‌ی عظیم را دید (شکل ۲-۱۴). این برش نیز مانند دره‌ی چشمه‌سید، حاصل انباشت متعدد روانه‌های گدازه، آگلومرا (شکل ۲-۲۴ ب)، توف و نیز میان لایه‌های رسوبی بر روی یکدیگر است. بازالت‌هایی که در این رخنمون دیده می‌شوند نیز عموماً ظاهری آفانیتیک دارند. با این وجود در برخی از روانه‌ها، بلورهای نسبتاً بزرگ پلاژیوکلاز (شکل ۲-۲۴ ج) و یا پیروکسن و گاهی الیوین‌هایی که در اثر ایدنگزیتی شدن و دگرسانی به رنگ قرمز و قهوه‌ای درآمده‌اند، قابل مشاهده می‌باشند.

از ویژگی‌های مهم بازالت‌های سلطان میدان در منطقه‌ی خوش‌ییلاق، حضور ساخت‌های منشوری و بالشی در آنها می‌باشد (شکل ۲-۲۴ ح، د). حضور ساخت‌های مذکور حاکی از آن می‌باشد که روانه‌های بازالتی سلطان میدان تنوابعاً در دو محیط خشکی و زیرآبی فوران نموده‌اند. به طوری که حضور بازالت‌های منشوری در درون این توالی بیانگر وقوع ماگماتیسم در محیط خشکی بوده، و از طرف دیگر، وجود گدازه‌های بالشی (شکل ۲-۲۴ ذ) حاکی از وقوع بخشی از این فعالیت ماگمایی در محیط زیر آبی می‌باشد. از دیگر ویژگی‌های مهم این مجموعه‌ی بازالتی در منطقه‌ی خوش‌ییلاق، حضور حداقل ۴ واحد رسوبی نازک تا ضخیم در درون آن است. این واحدهای رسوبی که بصورت میان لایه‌ای در بین بازالت‌ها قرار گرفته‌اند (اشکال ۲-۱۴ و ۲-۲۵) به ترتیب از پایین به بالا عبارتند از:

h₁ - لایه‌ای ۵ متری متشکل از شیل و سیلتستون قرمز تا قهوه‌ای، که در فاصله‌ی ۳۶ متری از سطح تحتانی برش قرار گرفته است. این لایه هم‌ارز واحد C₁ در دره‌ی چشمه‌سید می‌باشد.

h₂ - لایه‌ای به ضخامت حدود ۱۰۰ متر (شکل ۲-۲۴ الف) که به ترتیب از پایین به بالا شامل ۱۰ متر کنگلومرای چندزادی (همراه با یک افق توفی نازک لایه)، حدود ۹۰ متر شیل و سیلتستون به رنگ سبز زیتونی و ماسه‌سنگ، و مجدداً ۱ متر کنگلومرای چندزادی در رأس می‌باشد (شکل ۲-۲۵ الف-ج). این واحد در فاصله‌ی ۵۸ متری از سطح لایه‌ی h₁ قرار گرفته است. در کنگلومرای واقع در رأس

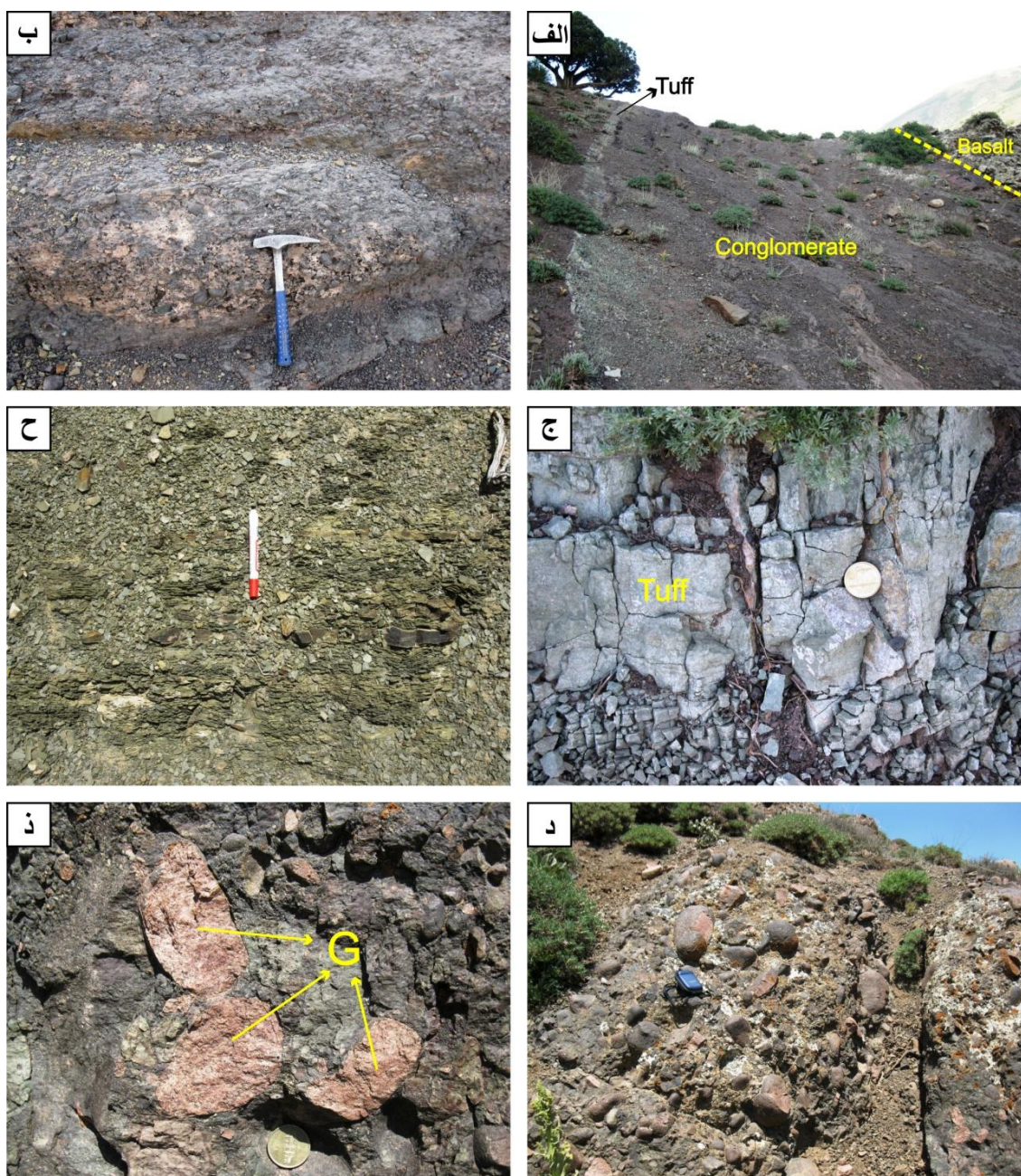
این واحد رسوبی، می‌توان قطعاتی از گرانیت‌های صورتی رنگ، بازالت و قطعات رسوبی را دید. لایه‌ی h_2 هم ارز واحد C_2 در دره‌ی چشمه‌سید است.



شکل ۲-۲۴- نماهایی از مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در منطقه‌ی خوش‌یلاق. (الف) نمایی کلی از مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در محل تهیه‌ی برش (در حدود ۳ کیلومتری شرق روستای خوش‌یلاق، جهت دید به سوی شمال شرق). در این تصویر می‌توان یک افق رسوبی به ضخامت حدود ۱۰۰ متر را به صورت میان لایه‌ای با بازالت-های سلطان میدان مشاهده نمود. (ب) نمایی نزدیک از آگلومرای بازالتی موجود در برش مورد مطالعه. (ج) حضور بلورهای نسبتاً بزرگ پلاژیوکلاز که باعث ایجاد سیمایی پورفیری در بازالت‌های منطقه شده است. (د) حضور منشورهای بازالتی در برخی از روانه‌های گدازه‌ی موجود مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان (جنوب روستای خوش ییلاق، جهت دید به سوی شمال غرب). (ذ) نمایی از گدازه‌های بالشی در برش شرق روستای خوش‌یلاق. شواهد و روابط صحرایی حاکی از شکل‌گیری این گدازه‌های بالشی در محیط دریایی کم عمق است.

h₃ - لایه‌ای نازک از شیل، سیلتستون و ماسه سنگ به ضخامت ۲ متر، که توسط یک روانه‌ی گدازه به ضخامت ۴ متر از واحد رسوبی **h₂** جدا می‌شود. واحد رسوبی **h₃** هم ارزِ واحد **C₃** در دره‌ی چشمه-سید است.

h₄ - یک واحد کنگلومرای چندزادی به ضخامت ۷ متر و حاوی قطعات بزرگ و صورتی رنگ گرانیتی با گرد شدگی خوب می‌باشد که در فاصله‌ی ۳۵ متری از سطح لایه‌ی **h₃** قرار گرفته است. قطعات تشکیل دهنده‌ی این کنگلومرا از جنس گرانیتی، بازالتی و رسوبی (شیل و ماسه سنگ) بوده و حداکثر قطر قطعات گرانیتی موجود در آن به ۵۰ سانتیمتر نیز می‌رسد (شکل ۲-۲۴ د، ذ). این واحد کنگلومرای به دلیل فراوانی قطعات درشت و صورتی رنگ گرانیتی و نیز یکنواخت بودن ویژگی‌های ظاهری و ضخامت آن در کل منطقه‌ی خوش‌یلاق (از گردنه‌ی خوش‌یلاق تا نزدیکی روستای تیل‌آباد)، می‌تواند نقش یک لایه‌ی کلیدی را در این مجموعه ایفا کند. واحد رسوبی **h₄** هم ارزِ واحد **C₄** در دره‌ی چشمه‌سید است. تعیین سن انجام شده توسط Ghavidel-Syooki et al. (2011) بر روی زیرکن‌های موجود در این قطعات گرانیتی (به روش اورانیوم-سرب)، نشان دهنده‌ی سن تشکیل $434/4 \pm 6/4$ میلیون سال برای توده‌ی نفوذی اولیه‌ی آنها می‌باشد. همچنین، مطالعه‌ی پالینومرف-های موجود در شیل‌های واحد رسوبی **h₂** توسط Ghavidel-Syooki et al. (2011)، نشان دهنده‌ی سن اردوویسین پسین (Late Ordovician, Hirnantian) برای این شیل‌ها بوده و نیز نشان می‌دهد که آنها در محیط دریایی نسبتاً کم عمق (relatively shallow marine) نهشته شده‌اند. Ghavidel-Syooki et al. (2011) با توجه به سن اردوویسین فوقانی و نیز رنگ سبز زیتونی شیل‌ها و سیلتستون‌های این واحد رسوبی (واحد **h₂**) که مشابه با سازند قلی می‌باشد، آن را متعلق به رأس سازند قلی دانسته و کنگلومرای که بر روی این واحد رسوبی قرار می‌گیرد را به عنوان قاعده‌ی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در نظر گرفته‌اند. اما با توجه به موقعیت چینه‌شناسی این واحد رسوبی (واحد **h₂**) و هم ارزی آن با واحد **C₄** در دره‌ی چشمه‌سید، صحیح‌تر این است که این بخش معادل با بخش میانی-فوقانی مجموعه‌ی سلطان میدان در رخنمون چشمه‌سید در نظر گرفته شود.



شکل ۲-۲۵- نماهایی از بخش‌های مختلف میان لایه‌های رسوبی (واحد‌های h_2 و h_4) در برش خوش‌یلاق. (الف) کنگلومرای چندزادی واقع در بخش تحتانی واحد h_2 که در آن یک افقِ توفی نازک لایه نیز دیده می‌شود. (ب) کنگلومرای چندزادی به ضخامت ۱ متر واقع در رأس واحد h_2 . (ج) نمایی نزدیک از افقِ توفی سبز رنگ در شکل الف که دارای ضخامت حدود ۳۰ سانتیمتر می‌باشد. (ح) نمایی نزدیک از شیل‌های به رنگ سبز زیتونی موجود در میان لایه‌ی h_2 . این شیل‌ها معادل با شیل‌های موجود در واحد C_2 در دره‌ی چشمه‌سید هستند. (د، ز) کنگلومرای چندزادی (واحد h_4) حاوی قطعات بزرگ، گرد شده و صورتی رنگ گرانیتی که با ضخامت تقریباً ثابت ۷ متر در کل منطقه‌ی خوش‌یلاق قابل پیگیری است.

۲-۵- مهمترین نتایج حاصل از برداشت‌های صحرایی

شواهد صحرایی حاکی از انجام فعالیت ماگمایی گسترده‌ای در طی پالئوزوئیک زیرین تا میانی در منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشد که آثار آن در بخش‌های مختلف توالی‌های سنگی اردوویسین تا دونین منطقه ثبت شده است. مطالعه‌ی دقیق مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در برون‌زدگی‌ها و برش‌های مختلف نشان می‌دهد که این مجموعه حاصل انباشتگی جریان‌های متعدد گدازه بازالتی، آگلومرا، توف و چندین میان لایه‌ی نازک تا ضخیم رسوبی (شامل شیلی، سیلتستونی، ماسه‌سنگی و کنگلومرای) است که در طول دوره فعالیت ماگمایی بر روی هم انباشته شده‌اند. ضخامت این مجموعه‌ی عظیم در دره‌ی کلودر ۴۳۶ متر، در دره‌ی چشمه‌سید ۱۲۸۶ متر، و در منطقه‌ی خوش‌بیلاق حداقل ۸۸۰ متر می‌باشد (شکل ۲-۱۴). باید توجه داشت که ضخامت‌های مذکور بیانگر حداقل ضخامت‌های این مجموعه در رخنمون‌های مختلف است. دلیل این امر وجود سطح فرسایشی در بخش فوقانی این مجموعه و مشارکت گسترده‌ی مواد حاصل از فرسایش آن در تشکیل واحدهای سنگی جوان‌تر و بخصوص سازند پادها می‌باشد. همچنین باید توجه داشت که مرز زیرین این مجموعه در منطقه‌ی خوش‌بیلاق به دلیل گسل خوردگی رخنمون ندارد. در واقع ویژگی‌های این مجموعه‌ی آتشفشانی عظیم باعث می‌شود که بتوان آن را نمایانگر مهمترین، گسترده‌ترین، ضخیم‌ترین و حجیم‌ترین فعالیت ماگمایی پالئوزوئیک زیرین ایران در زون البرز در نظر گرفت.

بررسی ویژگی‌های رخنمون‌های مختلف مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان نشان می‌دهد که برش چشمه‌سید کامل‌ترین برش از مجموعه‌ی مذکور در کل منطقه‌ی مورد مطالعه بوده و بنابراین آن را به عنوان برش الگوی این مجموعه پیشنهاد می‌نماییم.

بازالت‌های سلطان میدان در تمامی رخنمون‌های خود دارای ظاهری تقریباً یکنواخت بوده و غالباً آفانیتیک می‌باشند. با این وجود، در برخی موارد می‌توان درشت بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن و گاهی الیوین را در آنها دید. با وجود ظاهر یکنواخت در این بازالت‌ها، شدت و ضعف درجه‌ی دگرسانی و حضور مقادیر مختلف کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی در آنها باعث می‌شود که در صحرا به

رنگ تیره تا سبز رنگ دیده شوند. کانی‌های کلریت، کلسیت، کوارتز، اپیدوت، مالاکیت و اکسیدهای آهن، مهمترین کانی‌های ثانویه‌ی این مجموعه بوده و کلریتی شدن و به مقدار کمتر اپیدوتی شدن، شایع‌ترین دگرسانی‌های رخ داده در این مجموعه هستند. کلریتی و اپیدوتی شدن مهمترین عامل در تمایل برخی از روانه‌های گدازه به رنگ سبز می‌باشند. همچنین، از دیگر ویژگی‌های عمومی این بازالت‌ها می‌توان به حضور فراوان ساخت حفره‌ای و بخصوص بادامکی در آنها اشاره کرد.

مجموعه بازالتی سلطان میدان در تمامی رخنمون‌ها به لحاظ جایگاه چینه‌شناسی به طور همشیب بر روی سازند قلی (به سن اردوویسین فوقانی) قرار گرفته و با ناپیوستگی همشیب فرسایشی توسط سازند پادها (به سن دونین زیرین - میانی) پوشیده می‌شود. در توالی‌های سنگی اردوویسین تا دونین در منطقه‌ی مورد مطالعه، مرز بین تمامی واحدهای سنگی بصورت همشیب بوده و هیچگونه دگرشیبی دیده نمی‌شود. کاربرد واژه‌ی همشیب برای مرز بین مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان با سازندهای قلی و پادها به دلیل صفحه‌ای شکل بودن روانه‌های گدازه در این مجموعه است. در واقع، جریان یافتن صفحه‌ای شکل روانه‌های گدازه‌ی بازیک به دلیل گرانش کم آنها، و تقریباً موازی قرار گرفتن این روانه‌ها با واحدهای رسوبی مجاورشان سبب می‌شود که بتوان از واژه همشیب برای مرز بین آنها استفاده کرد. صفحه‌ای شکل بودن روانه‌های گدازه، به همراه حضور میان لایه‌های رسوبی باعث شده است که این مجموعه در اغلب رخنمون‌ها دارای ظاهری لایه مانند بوده و شبیه به مجموعه‌های رسوبی به نظر برسد.

تاکنون باور زمین‌شناسان در ایران بر این بوده است که بازالت‌های سلطان میدان در محیط دریایی فوران نموده‌اند. به همین دلیل گاهی از آنها تحت عنوان بازالت‌های زیر دریایی سلطان میدان نیز یاد می‌شود. مهمترین شاهی که در مورد محیط فوران این بازالت‌ها ارائه شده است، حضور گدازه‌های بالشی در برخی رخنمون‌های این مجموعه می‌باشد. اما بر خلاف اعتقاد عمومی، مشاهدات صحرایی حاکی از تشکیل متناوب مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در دو محیط زیر آبی و خشکی است. بطوری که حضور بازالت‌های منشوری و ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ در رخنمون‌های مختلف این

مجموعه، بیانگر شکل‌گیری بخشی از آن در محیط خشکی است. از طرف دیگر، وجود گدازه‌های بالشی، ساخت‌های حفره‌ای پر شده با کانی‌های ثانویه، هیدروکلاستیت‌ها، و نیز میان لایه‌های شیلی-سیلتستونی سبز رنگ در درون این مجموعه، بیانگر وقوع بخشی از فعالیت ماگمایی و نیز تشکیل عمده‌ی میان لایه‌های رسوبی در محیط زیر آبی می‌باشد.

همچنین تاکنون نظرات مختلفی در مورد سن مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان ارائه شده است. سن سنجی‌های ایزوتوپی در این مجموعه توسط Jenny (1977) به روش پتاسیم-آرگن (K-Ar)، بازه‌ی زمانی متناقضی بین ۶۳۳ تا ۱۸۱ میلیون سال را برای آن نشان داده است (در Delaloye et al., 1981)، که با توجه به هوازدگی و دگرسانی این سنگ‌ها و تحرک بالای پتاسیم و آرگن در خلال فرآیندهای ثانویه، پراکندگی زمانی در این نتایج دور از انتظار نیست. حضور بازالت در زیر لایه‌های سیلورین پایینی در ناحیه‌ی رباط قره بیل (Bozorgnia, 1973) و نیز بازالت‌های موجود در شرق ایران مرکزی (Ruttner et al., 1968) موجب گردیده تا Jenny (1977) برای بازالت‌های سلطان میدان جایگاهی در مرز اردوویسین-سیلورین را پیشنهاد نماید (در آقاباتی، ۱۳۸۷). همچنین، اشتامفلی (Stampfli, 1978) نیز بازالت‌های سلطان میدان را با توجه به جایگاه چینه‌شناسی آنها متعلق به سیلورین میانی می‌داند. در واقع، حضور مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در بین سازندهای قلی (اردوویسین فوقانی) و پادها (دونین زیرین-میانی) و موقعیت چینه‌شناسی نسبتاً واضح در این مجموعه سبب شده است که در منابع مختلف، عموماً سن نسبی سیلورین برای آن در نظر گرفته شود. در این تحقیق به منظور تعیین دقیق‌تر سن مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان، با توجه به کامل بودن برش دره‌ی چشمه‌سید و نیز حضور میان لایه‌های رسوبی در آن، اقدام به نمونه‌برداری از این میان لایه‌ها و مطالعه‌ی پالینومرف‌های موجود در آنها شد. اسامی و تصاویر میکروسکوپی از پالینومرف‌های موجود در میان لایه‌های رسوبی منطقه‌ی مورد مطالعه (میان لایه‌های شیلی C₁ و C₂ در برش چشمه‌سید، شکل ۲-۱۴) در تابلوهای ۲-۱ تا ۲-۷ ارائه شده است.

پالینومرف به گروه یا گروه‌هایی از میکروفسیل‌ها گفته می‌شود که اندازه‌ای بین ۵ تا ۵۰۰ میکرون و در حد گرد و غبار دارند (قویدل‌سیوکی، ۱۳۸۹). از مهمترین پالینومرف‌هایی که در پالئوپالینولوژی مورد استفاده قرار می‌گیرند و به فراوانی در میان لایه‌های رسوبی منطقه‌ی مورد مطالعه نیز حضور دارند می‌توان به آکریتارش‌ها (Acritarchs)، کیتینوزوآها (Chitinozoans) و اسکلوکودونت‌ها (Scolecodonts) اشاره کرد. از این میان، آکریتارش‌ها دارای بیشترین اهمیت در بین پالینومرف‌ها هستند. از مزیت‌های استفاده از پالینولوژی به جای مطالعات ایزوتوپی در تعیین سن مجموعه بازالتی سلطان میدان، می‌توان به دگرسانی کم و بیش در بازالت‌های این مجموعه، جایگاه چینه‌شناسی واضح میان لایه‌های رسوبی حاوی این پالینومرف‌ها و نیز دقت بالا در این روش اشاره کرد. همچنین، برخی از پالینومرف‌ها (نظیر آکریتارش‌ها)، به علت فراوانی، تنوع، انتشار وسیع و حضور در محیط‌های دریایی، ابزار بسیار مفیدی در تفسیر محیط‌های قدیمی رسوبی و جغرافیای گذشته در مقیاس ناحیه-ای و جهانی محسوب می‌شوند (قویدل‌سیوکی، ۱۳۸۹). به طوری که وابستگی زیاد حیات این موجودات به عواملی نظیر نور، درجه‌ی حرارت و میزان شوری آب مهمترین عامل انتشار آنها در عرض‌های جغرافیایی گذشته بوده است.

بررسی آکریتارش‌ها، کیتینوزوآها و اسکلوکودونت‌های موجود در شیل‌های میان لایه‌ای C_1 و C_2 در برش چشمه‌سید، نشان دهنده‌ی حضور فراوان پالینومرف‌های کیتین-هیرنانتین (Katian-Hirnantian) در آنها است. این پالینومرف‌ها نهشته شدن میان لایه‌های رسوبی فوق‌الذکر در یک محیط دریایی کم عمق در طی اردوویسین فوقانی (Upper Ordovician) را نشان می‌دهند. همچنین بررسی پالینومرف‌های موجود در این واحدهای شیلی بیانگر تشکیل آنها در عرض‌های جغرافیایی متوسط است.

مطالعات انجام شده توسط Ghavidel-Syooki et al. (2011) و محمودی و همکاران (۱۳۹۰) بر روی میان لایه‌ی شیلی h_2 در منطقه‌ی خوش‌یلاق نیز نشان دهنده‌ی سن هیرنانتین و نهشته شدن آن در اردوویسین فوقانی است. شیل‌های موجود در این میان لایه‌های رسوبی (C_1 ، C_2 و h_2) که سن

اردوویسین فوقانی را در هر دو برش چشمه‌سید و خوش‌یلاق نشان می‌دهند، در زیر کنگلومرای حاوی قطعات درشت گرانیتی جای گرفته و قابل انطباق با یکدیگر هستند. بنابراین می‌توان زمان نهشته شدن شیل‌های موجود در واحدهای رسوبی C_1 و C_2 در محل دره‌ی چشمه‌سید را نیز در هیرنانتین دانست. قابل ذکر است که Ghavidel-Syooki et al. (2011) اولین کنگلومرای حاوی قطعات گرانیتی (واقع در رأس واحد رسوبی h_2) را به عنوان قاعده‌ی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در نظر گرفته، و واحدهای واقع در زیر این واحد کنگلومرایی را متعلق به بخش فوقانی سازند قلی می‌دانند. همچنین به عقیده‌ی ایشان، مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان دارای سنی جوان‌تر از ابتدای سیلورین پایانی (early late Silurian) نمی‌باشد.

اما مطالعه‌ی میان لایه‌ی شیلی h_3 توسط Ghavidel-Syooki et al. (2011)، حضور *Domasia trispinosa*، یعنی پالینومرف شاخص تلیکین (Telychian) تا گرسین (Gorstian) (بازه‌ی زمانی ۴۳۶ تا ۴۲۱ میلیون سال)، را در این واحد رسوبی نشان می‌دهد. تطابق و مقایسه‌ی چینه‌شناسی بین دو برش چشمه‌سید و خوش‌یلاق نشان می‌دهد که واحد شیلی h_3 (در برش خوش‌یلاق)، که در بین دو کنگلومرای حاوی قطعات گرانیتی قرار گرفته است، به احتمال قوی هم‌ارز با میان لایه‌های C_3 و C_4 (در برش چشمه‌سید) است. بدین ترتیب، می‌توان کمترین سن تشکیل میان لایه‌های C_3 و C_4 (در برش چشمه‌سید) را در گرسین دانست.

با توجه به مطالب فوق‌الذکر می‌توان نتیجه گرفت که مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان، در فاصله‌ی زمانی بین آغاز کیتین (Katian) و به احتمال زیاد شروع هیرنانتین (Hirnantian) تا پایان گرسین (Gorstian) تشکیل شده است. این بازه‌ی زمانی، سن اردوویسین فوقانی (Upper Ordovician) تا ابتدای سیلورین پایانی (early late Silurian) را برای تشکیل این مجموعه نشان می‌دهد.

جعفریان و همکاران (۱۳۸۸) یکی از ویژگی‌های مهم چینه‌شناسی مجموعه بازالتی سلطان میدان را حضور یک باند آگلومرایی ۱۰۰ متری در افق‌های میانی تا فوقانی این مجموعه دانسته و از آن به عنوان یک طبقه کلیدی در تمام گستره‌ی این مجموعه یاد کرده‌اند. به عقیده‌ی ایشان، در این افق

اگلومرایی علاوه بر قطعات گرد آتشفشانی، زینولیت‌های گرد صورتی رنگ گرانیتی نیز دیده می‌شوند که گاهی تا بیش از ۵۰ سانتیمتر قطر دارند. با وجود اینکه حضور آگلومرا در بخش‌های مختلف این مجموعه به چشم می‌خورد، اما با توجه به ویژگی‌های عنوان شده توسط جعفریان و همکاران (۱۳۸۸) برای این واحد آگلومرایی، حضور چنین واحدی در این مجموعه نفی شده و به نظر می‌رسد که اشاره ایشان به واحد کنگلومرایی حاوی قطعات بزرگ و صورتی رنگ گرانیتوئیدی باشد که با ضخامت بسیار کمتر در مناطق چشمه‌سید و خوش‌یلاق رخمون دارد. بعلاوه، با وجود حضور این افق کنگلومرایی در بسیاری از رخمون‌ها و ایفای نقش یک لایه‌ی کلیدی در آنها، گسترش این افق در سراسر محدوده‌ی گسترش مجموعه سلطان میدان فراگیر نیست. بطوری که در محل دره‌ی تنگو (شمال غرب روستای نکارمن) و نیز دره‌ی کلودر که توالی نسبتاً کامل‌تری از مجموعه‌ی سلطان میدان رخمون دارد، افق مذکور دیده نمی‌شود.

همانگونه که قبلاً عنوان شد، تعیین سن انجام شده توسط Ghavidel-Syooki et al. (2011) بر روی قطعات گرانیتوئیدی در این کنگلومرا، نشان دهنده‌ی سن تشکیل $4 \pm 4/4$ میلیون سال برای توده‌ی نفوذی اولیه می‌باشد. قاسمی و خانعلی‌زاده (۱۳۹۱) نیز گرانیتوئید کاملاً مشابهی را به نام توده‌ی گرانیتوئیدی تویه‌دروار، در جنوب غرب دامغان و در همین زون ساختاری به سن اردوویسین فوقانی-سیلورین زیرین گزارش کرده‌اند. با توجه به اینکه امروزه هیچ رخمونی از توده‌ای گرانیتوئیدی به این سن در منطقه‌ی مورد مطالعه دیده نمی‌شود، می‌توان تصور کرد که آنها در اثر عملکرد عوامل فرسایشی محو شده، و یا اینکه توسط واحدهای جوان‌تر پوشیده شده‌اند. به عقیده‌ی Ghavidel-Syooki et al. (2011)، فرآیند جایگزینی و سرد شدن این گرانیتوئیدها تا مرحله رخمون یافتن، فرسایش و حضور در کنگلومرا، در یک بازه‌ی زمانی حدوداً ۵ تا ۱۰ میلیون ساله صورت پذیرفته است. حضور افق کنگلومرایی مذکور که تقریباً در تمامی رخمون‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در حد فاصل بین شمال روستای میغان تا نزدیکی روستای تیل‌آباد دیده می‌شود، می‌تواند بیانگر موارد ذیل باشد:

- بازه‌ی زمانی کوتاه بین انجماد در درون زمین تا شرکت بصورت قطعاتی در کنگلومرای مذکور، احتمالاً نشان دهنده‌ی جایگیری توده‌ی نفوذی در اعماق نسبتاً کم است.

- منطقه‌ی مورد مطالعه در طی این زمان تحت تأثیر نیروهای تکتونیکی بوده است که این امر منجر به برخاستگی منطقه و عملکرد سریع عوامل فرسایشی بر روی آن شده است. بطوری که اندازه‌ی بزرگ این قطعات گرانیتوئیدی و نیز فراوانی آنها در این واحد کنگلومرایی می‌تواند تأیید کننده‌ی این موضوع باشد. عدم حضور ناپیوستگی زاویه‌دار در بین واحدهای سنگی نشان می‌دهد که تأثیر عملکرد نیروهای تکتونیکی، بصورت حرکات قائم بوده است.

یکی از ویژگی‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، حضور شواهدی از یک دوره‌ی برخاستگی طولانی مدت در آن در طی اردوویسین تا دونین است. همانگونه که قبلاً عنوان شد، شواهد حضور محیط دریایی در منطقه‌ی مورد مطالعه در طی اردوویسین را می‌توان در رسوبات این زمان و در بخش‌های مختلف منطقه مشاهده نمود. به عقیده‌ی قویدل‌سیوکی و حسین زاده مقدم (۱۳۸۹)، سازندهای ابستو و قلی به ترتیب با سنین اردوویسین پیشین و پسین در محیط دریایی کم عمق نهشته شده‌اند. مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان نیز که دارای سن اردوویسین فوقانی تا ابتدای سیلورین پایانی می‌باشد و بصورت هم شیب بر روی سازند قلی قرار می‌گیرد، در دو محیط زیرآبی و خشکی تشکیل شده است. در واقع، تناوب شرایط زیرآبی و خشکی در حین تشکیل مجموعه بازالتی سلطان میدان در منطقه‌ی مورد مطالعه را باید به دلیل گذر زمانی تبدیل محیط دریایی به خشکی و قاره‌ای در این مجموعه دانست. رسوبات دونین زیرین تا میانی در منطقه‌ی مورد مطالعه، که با مرز فرسایشی و همشیب بر روی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان قرار گرفته و شامل سازند پادها می‌باشد، در محیط خشکی و قاره‌ای (Aharipour et al., 2010) نهشته شده است. ویژگی‌های محیط تشکیل توالی‌های سنگی اردوویسین زیرین تا دونین میانی در منطقه‌ی مورد مطالعه، و تغییر شرایط محیطی از زیر دریایی در طی اردوویسین تا خشکی و قاره‌ای در طی دونین زیرین تا میانی، بیانگر یک برخاستگی در منطقه در طی این بازه‌ی زمانی می‌باشد. با وجود چندین وقفه‌ی رسوبگذاری و نیز سطوح فرسایشی متعدد در طی

این زمان در منطقه‌ی مورد مطالعه (نظیر مرز زیرین سازند ابستو، مرز بین سازندهای ابستو و قلی، و مرز زیرین و فوقانی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان با سازندهای قلی و پادها)، همگی این سطوح همشیب بوده و هیچگونه ناپیوستگی زاویه‌داری در این توالی مشاهده نمی‌گردد. شواهد فوق‌الذکر بیانگر این امر می‌باشد که برخاستگی رخ داده در منطقه‌ی مورد مطالعه، از نوع حرکات قائم حوضه-های هورست و گرابنی‌کافتی بوده است. در این حالت، بالا آمدگی ستون دیاپیر گوشته‌ای و ذوب آن می‌تواند نقش مهمی را در ایجاد برآمدگی و کشیدگی در پوسته ایفا کرده باشد. همچنین باید در نظر داشت که با توجه به ضخامت و گستردگی زیاد بازالت‌های سلطان میدان، ممکن است بخشی از حرکات قائمی که در حین تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان رخ داده است، تحت تأثیر فوران حجم‌های عظیم ماگمای بازالتی بوده باشد.

بررسی و مقایسه‌ی ضخامت و خصوصیات مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در سه رخنمون اصلی آن شامل دره‌ی کلودر، دره‌ی چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش‌یلاق، نشان دهنده‌ی وجود یک شیب کلی در منطقه‌ی مورد مطالعه به هنگام تشکیل این مجموعه بازیک می‌باشد. بطوری که ضخامت بسیار کمتر این مجموعه در محل دره‌ی کلودر نسبت به دو رخنمون دیگر و فراوانی ساخت منشوری و عدم حضور شواهدی بارز در دره‌ی کلودر مبنی بر تشکیل این مجموعه در محیط زیرآبی، نشان می‌دهند که دره‌ی کلودر در زمان تشکیل این مجموعه در ارتفاع بیشتری نسبت به سایر رخنمون‌ها قرار داشته است.

تابلوهای ۱-۲ تا ۷-۲- ارائه‌ی اسامی و تصاویر میکروسکوپی مربوط به پالینومرف‌های موجود در میان لایه‌های رسوبی منطقه‌ی مورد مطالعه (میان لایه‌های شیلی C_1 و C_2 در برش چشمه‌سید، شکل ۲-۱۴).

تابلو ۱-۲

- 1) *Ancyrochitina merga* Jenkins, 1970.
- 2,3) *Acanthochitina barbata* Eisenack, 1931.
- 4) *Lagenochitina prussic*.
- 5-8) *Euconochitina communis* Taugourdeau, 1961.
- 9,10) *Armoricochitina nigerica* Bouché, 1965.
- 11,12) *Jenkinochitina lepta* Jenkins, 1970.
- 13-15) *Lagenochitina baltica* Eisenack, 1931.
- 16) *Kalochitina multispinata* Jansonius, 1964.

تابلو ۲-۲

- 1-7) *Leiosphaeridia* sp.
- 8) *Gorgonis phaeridium antiquum* Loeblich and Tappan, 1978.
- 9-14) *Dactylofusa cabottii* (Cramer) Fensome, Williams, Barss, Freeman, and Hill, 1990.

تابلو ۳-۲

- 1-6) *Villosacapsula setosapellicula* (Loeblich, 1970) Loeblich and Tappan, 1976.
- 7-15) *Veryhachium reductum* (Deunff, 1959) Jekhowsky, 1961.

تابلو ۴-۲

- 1-10) *Veryhachium trispinosum* (Eisenack, 1938) Deunff, 1954.
- 11-13) *Ordovicidium elegantulum* Tappan and Loeblich, 1971.
- 14, 15) *Dactylofusa striata* (S taplin, Jansonius, and Pocock) Fensome, Williams, Barss, Freeman, and Hill, 1990.

تابلو ۲-۵

- 1-5) *Veryhachium lairdii* group.
 6-12) *Diexallophasis denticulata* (Stockmans and Wiliere) Loeblich, 1970.
 13-15) *Baltisphaeridium perclarum* Loeblich and Tappan, 1978.

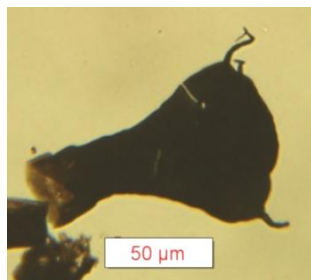
تابلو ۲-۶

- 1-7) *Orthosphaeridium insculptum* Loeblich, 1970.
 8) *Dorsennidium hamii* (Loeblich) Sarjeant and Stancliffe, 1994.
 9) *Actinodissus crassus* (Loeblich and Tappan, 1978) Vecoli, 1999.
 10-14) *Multiplicisphaeridium bifurcatum* Staplin, Jansontus & Pocock, 1965.
 15) *Cryptospore*.

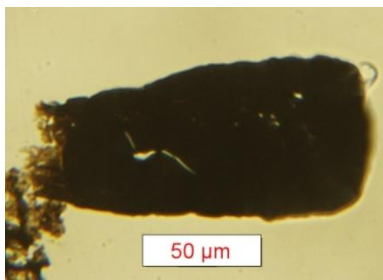
تابلو ۲-۷

- 1, 2) *Multiplicisphaeridium irregular* (Staplin, Jansontus & Pocock, 1965) Loeblich & Tappan, 1978.
 3) *Orthosphaeridium ternatum* (Burmann) Eisenack, Cramer & Diez, 1979.
 4-8) *Scolecodonts*.
 9) *Orthosphaeridium rectangulare* (Eisenack) Eisenack, 1968.
 10-12) *Polygonium gracilis* Vavrdová, 1966.

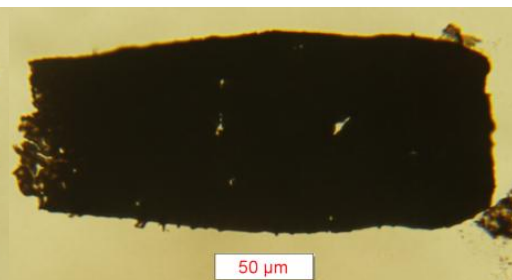
١-٢ تابلو



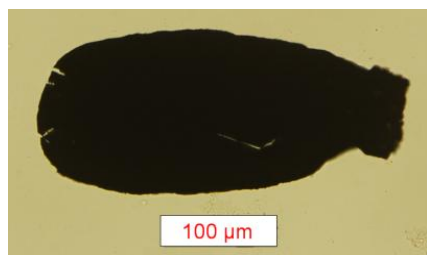
1



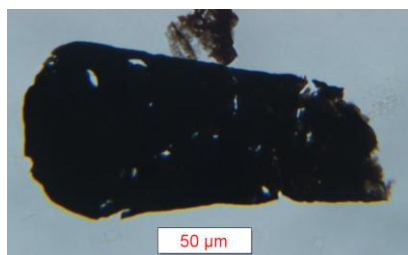
2



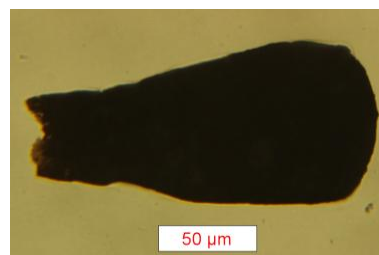
3



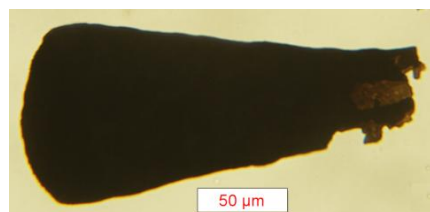
4



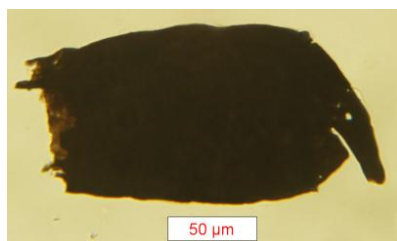
5



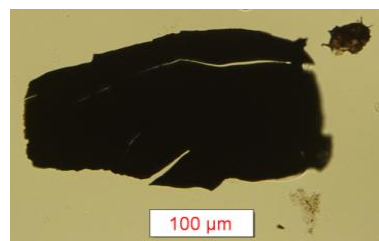
6



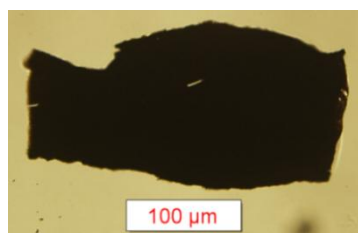
7



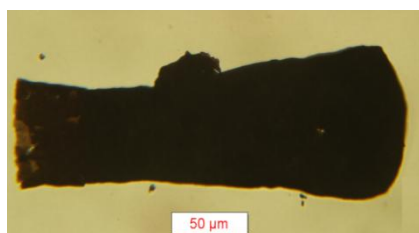
8



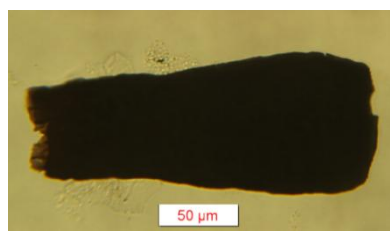
9



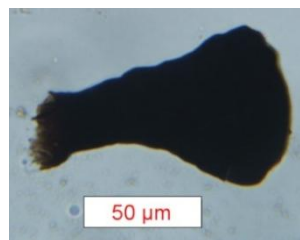
10



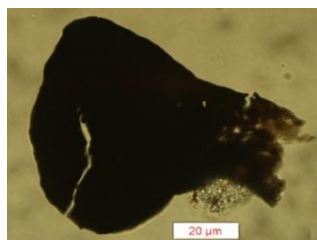
11



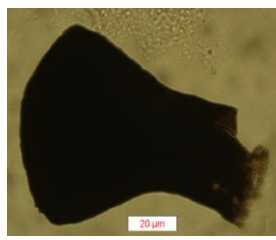
12



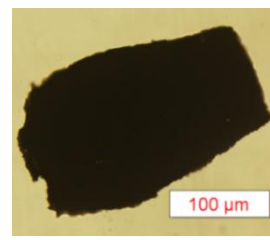
13



14

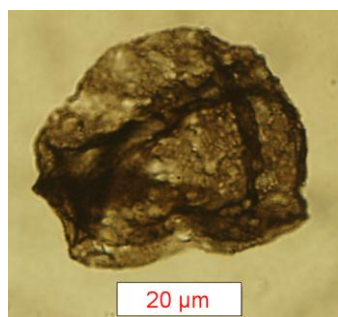


15



16

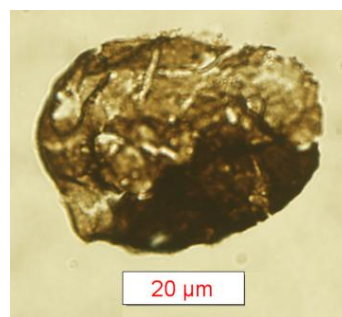
تابلو ۲-۲



1



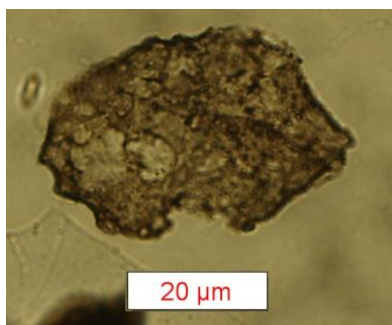
2



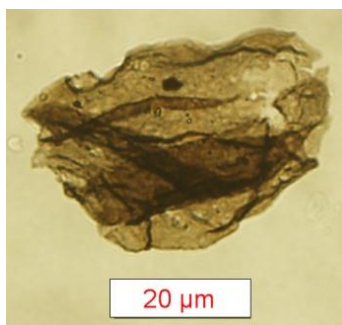
3



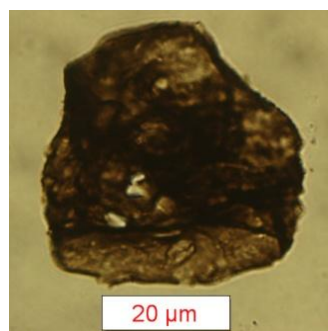
4



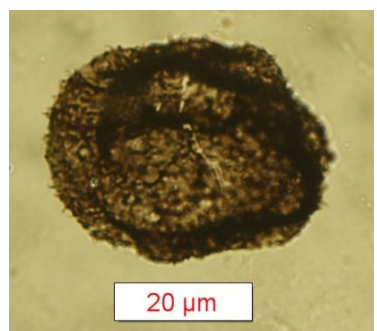
5



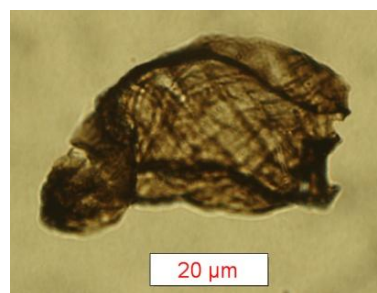
6



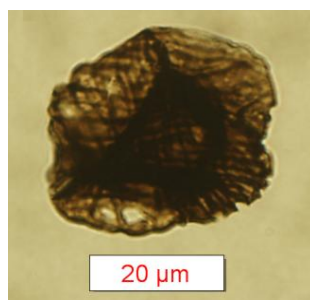
7



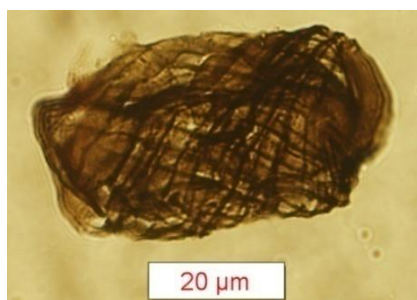
8



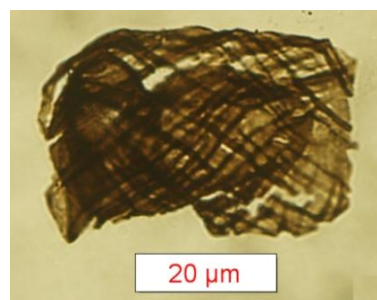
9



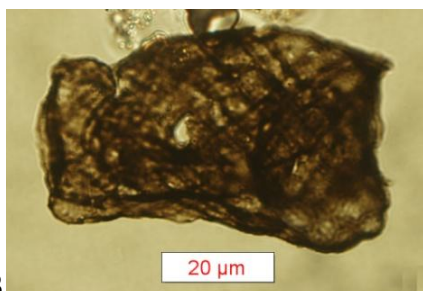
10



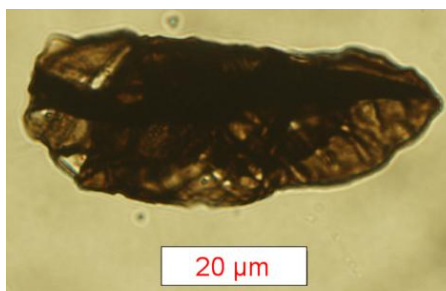
11



12

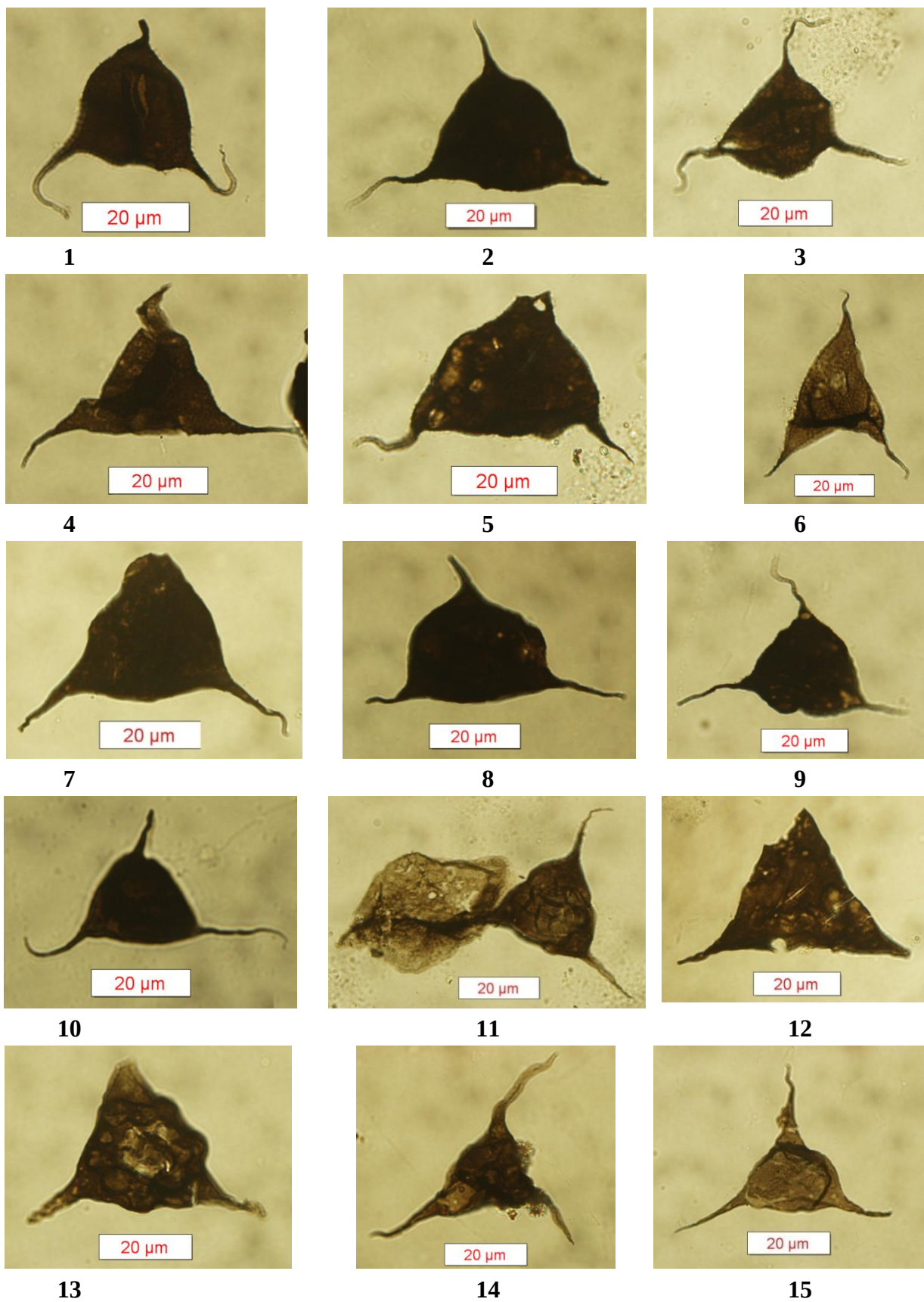


13

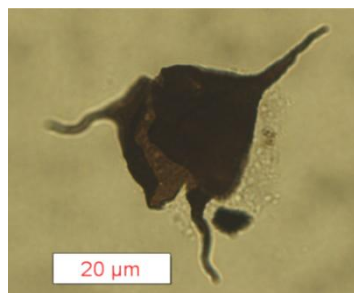


14

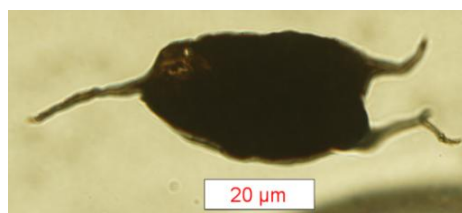
تابلو ۲-۳



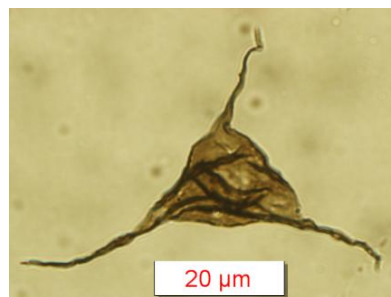
تابلو ۲-۴



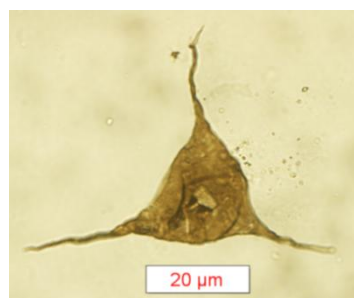
1



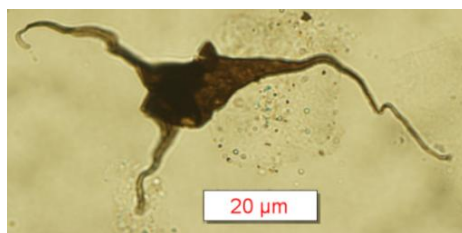
2



3



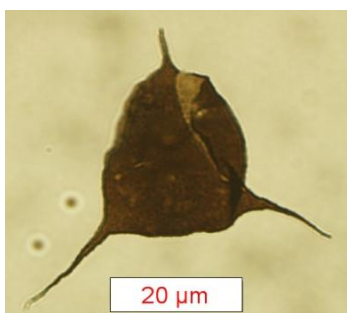
4



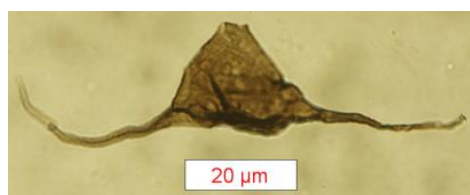
5



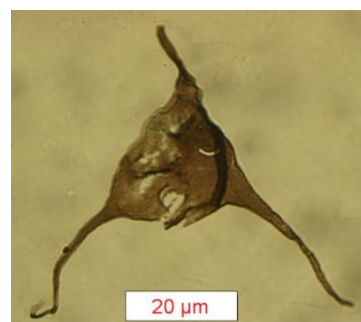
6



7



8



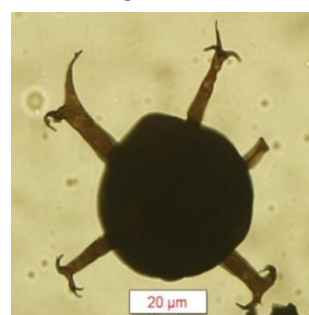
9



10



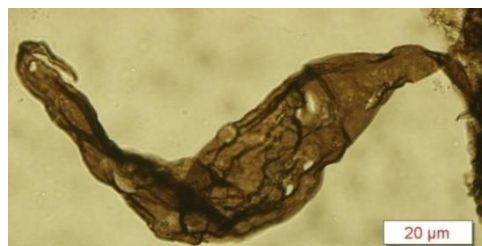
11



12



13



14

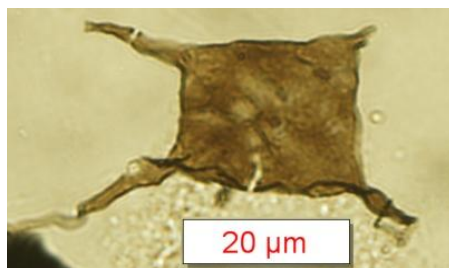


15

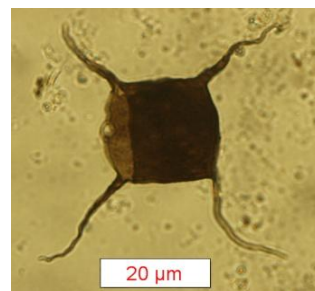
تابلو ۲-۵



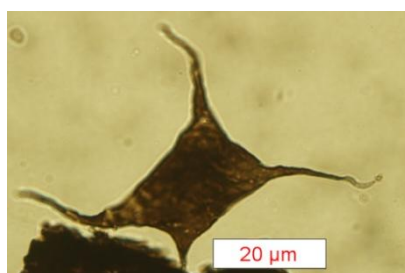
1



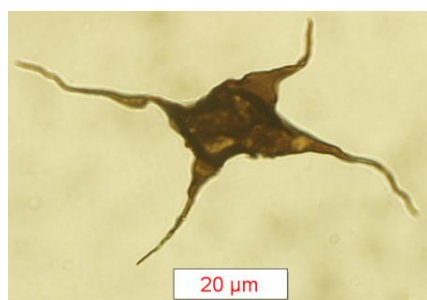
2



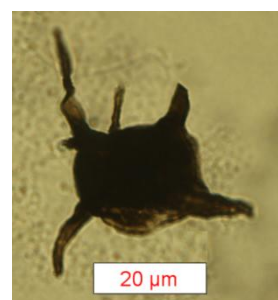
3



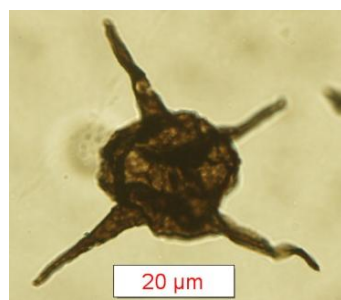
4



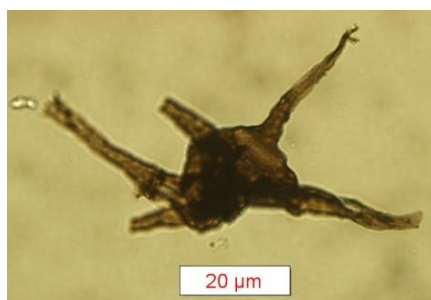
5



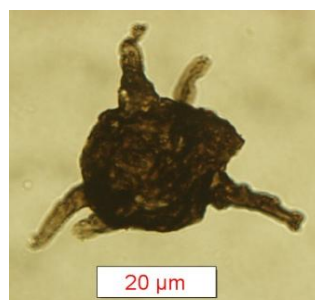
6



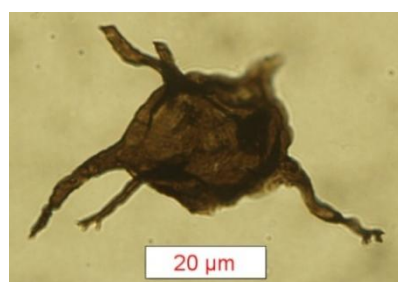
7



8



9



10



11



12



13

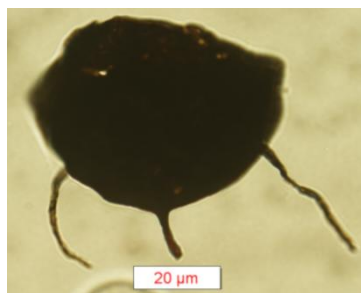


14

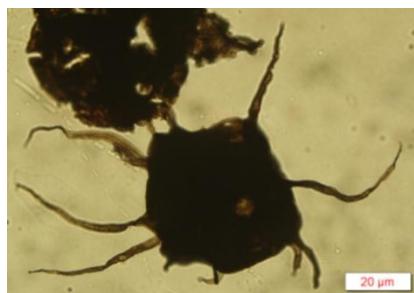


15

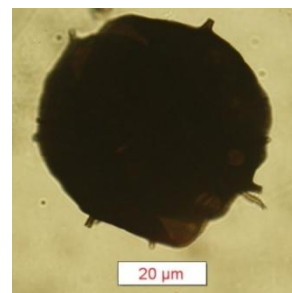
تابلو ۲-۶



1



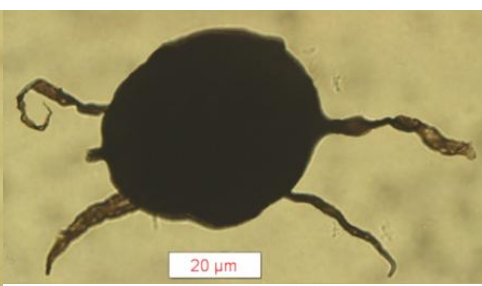
2



3



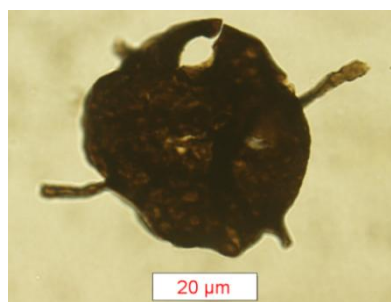
4



5



6



7



8



9



10



11



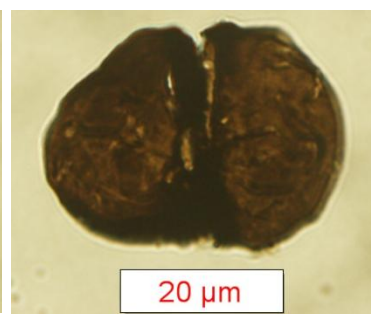
12



13



14

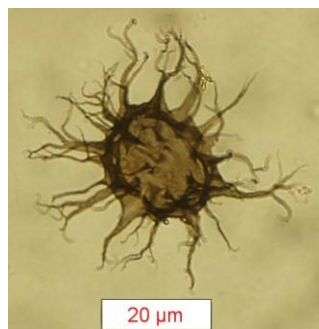


15

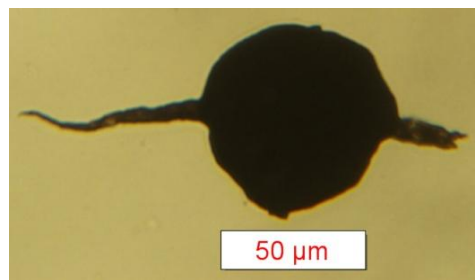
تابلو ۲-۷



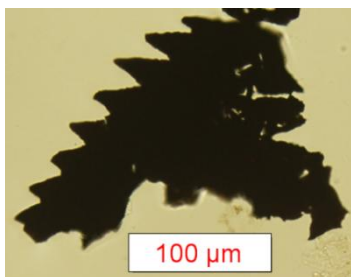
1



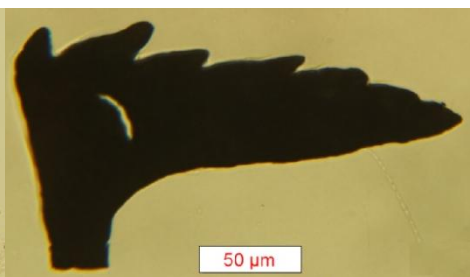
2



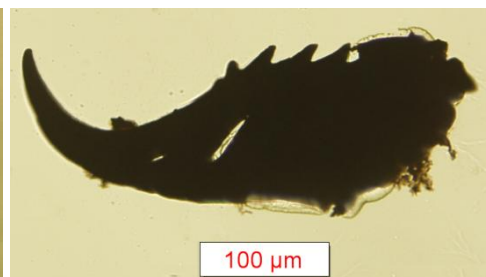
3



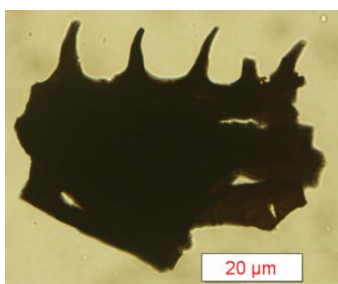
4



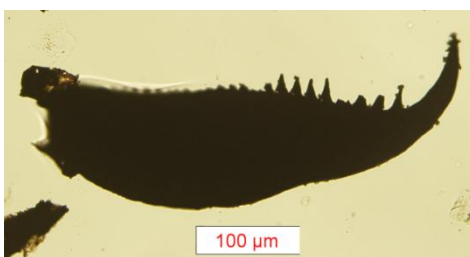
5



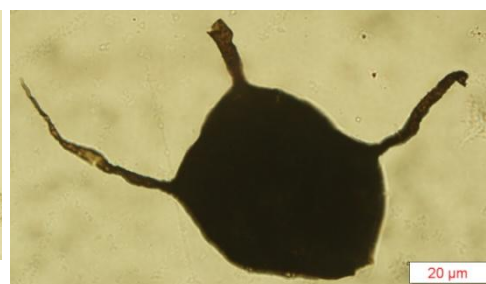
6



7



8



9



10



11



12

فصل سوم

پتروگرافی

۴-۱- مقدمه

به منظور انجام مطالعات پتروگرافی، تعداد ۲۷۰ مقطع نازک از سنگ‌های بازالتی و برخی میان لایه-های رسوبی موجود در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در رخنمون‌های مختلف آن شامل دره‌های کلودر و چشمه‌سید و نیز منطقه خوش‌یلاق تهیه و مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفته‌اند.

بازالت‌های سلطان میدان در زیر میکروسکوپ دارای ترکیب تقریباً یکنواختی بوده و اگر چه متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند، اما برخی نمونه‌های نسبتاً سالمی از آن را نیز می‌توان یافت. پتروگرافی این مجموعه بازالتی نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی آن شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن بوده و در برخی از روانه‌ها الیوین نیز به صورت کانی فرعی حضور دارد. در برخی موارد، اندازه‌ی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به حدی درشت است که می‌توان حالت پلاژیوکلاز فیریک و پیروکسن فیریک آنها را در صحرا و در نمونه‌ی دستی بخوبی مشاهده نمود (شکل ۲-۱۰ ج). سنگ‌های بازیک منطقه به لحاظ پتروگرافی دارای ترکیب کلی بازالت تا آندزیت‌بازالتی می‌باشند. آندزیت بودن سنگ‌های منطقه به دلیل کلسیک بودن ترکیب پلاژیوکلازها و عدم حضور آمفیبول در آنها منتفی می‌باشد.

پلاژیوکلازها دارای درجات متوسط تا شدید دگرسانی بوده و عموماً سریسیتی و سوسوریتی شده‌اند. پیروکسن‌ها که متحمل کمترین دگرسانی در بین کانی‌های اصلی سنگ‌های منطقه شده‌اند، عموماً از نوع اوژیت و گاهی تیتان‌اوژیت بوده و ارتوپیروکسن در آنها حضور ندارد. پیروکسن‌های دگرسان شده عموماً بوسیله کلریت جایگزین شده‌اند. در میان کانی‌های تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های منطقه، الیوین-ها شدیدترین درجه دگرسانی را دارا بوده و تماماً توسط کانی‌های ثانویه شامل کلریت، کلسیت، کوارتز و اکسید آهن جانشین شده‌اند.

کانی‌های کلریت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز، اسفن و اکسیدهای آهن مهم‌ترین کانی‌های ثانویه‌ی این مجموعه بوده و کلریتی و اپیدوتی شدن، به ترتیب شایع‌ترین دگرسانی‌های رخ داده در کل مجموعه

هستند. اسفن موجود در سنگ‌های بازالتی ثانویه بوده و دارای پراکندگی غیر یکنواختی در این سنگ‌ها می‌باشد. به طوری که این کانی غالباً در حاشیه و یا بر روی کانی‌های اپک و یا شیشه‌های تبدیل شده به کلریت و نیز گاهی بر روی تیتان اوزیت‌های دگرسان شده به کلریت حضور دارد. مهمترین بافت‌های موجود در بازالت‌های منطقه شامل پورفیری با خمیره‌ی میکرولیتی، پورفیری با خمیره‌ی میکرولیتی-شیشه‌ای (هیالوپیلیتیک)، میکرولیتی، سریه‌ایتی (seriatic)، جریان‌ی، پوئی-کیلپتیک، افیتیک، ساب‌افیتیک، اینترسرتال، حفره‌ای، بادامکی و گلومروپورفیری می‌باشند. ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی سنگ‌های منطقه بیانگر توقف ماگما در آشیانه‌های ماگمایی و انجام تبلور و تفریق ماگمایی در آنها قبل از صعود نهایی و خروج گدازه بر روی سطح زمین است.

مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های مربوط به دو لایه‌ی توفی موجود در مجموعه بازالتی سلطان میدان در محل دره‌ی چشمه‌سید نیز نشان می‌دهند که آنها از نوع کریستال لیتیک توف با ترکیب بازالتی هستند. همچنین پتروگرافی قطعات درشت صورتی رنگ گرانیتوئیدی موجود در میان لایه‌های کنگلومراهایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای ترکیب غالب گرانیتی می‌باشند. در برخی از این سنگ‌ها حضور بیشتر فلدسپار و یا گاهی حضور کمتر کوارتز باعث تمایل ترکیب آنها به ترتیب به سمت آلکالی گرانیت و کوارتز مونزونیت شده است. نشانه‌های اختصاری مورد استفاده برای کانی‌های مختلف موجود در سنگ‌های منطقه در جدول ۳-۱ ارائه شده است.

جدول ۳-۱- نشانه‌های اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی.

نام کانی	نشانه‌ی اختصاری	نام کانی	نشانه‌ی اختصاری
پلاژیوکلاز	Plg	اپیدوت	Epi
کلینوپیروکسن	Cpx	کوارتز	Qtz
الیوین	Ol	اسفن	Sph
کانی اپک	Opq	آپاتیت	Apa
فلدسپار	Kf	لوکوکسن	Lec
کلریت	Chl	سریسیت	Ser
کلسیت	Cc		

* همچنین در تصاویر میکروسکوپی برای نمایش بادامک از نشانه‌ی اختصاری Amyg استفاده شده است.

۴-۲- کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی منطقه

۴-۲-۱- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های سلطان میدان می‌باشد که به دو صورت درشت بلور و میکروولیت در آنها حضور دارد (تابلو ۳-۱- الف و ب). فراوانی درشت بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های منطقه متغیر بوده و در برخی موارد تا ۳۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. (Righter et al. 2001) حضور آب را مانعی در جهت پایداری پلاژیوکلاز می‌دانند. به این ترتیب فراوانی قابل توجه پلاژیوکلازها به صورت درشت بلور و میکروولیت در نمونه‌های منطقه، به همراه عدم حضور بلورهای آمفیبول حاکی از تبلور این سنگ‌ها از یک ماگمای فقیر از آب است.

بلورهای پلاژیوکلاز عموماً به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و ابعاد آنها بین ۰/۱ میلی‌متر در میکروولیت‌ها، تا ۵ میلی‌متر در درشت بلورها متغیر است. در واقع دو نسل پلاژیوکلاز را می‌توان در بازالت‌های منطقه تشخیص داد و علت تشکیل این دو نسل در ارتباط با دوره‌های متفاوت سرد شدن ماگما می‌باشد (تابلو ۳-۱- الف و ب). به طوری که درشت بلورهای پلاژیوکلاز می‌توانند به علت وجود یک مرحله سرد شدن طولانی پس از توقف ماگما در یک آشیانه‌ی ماگمایی ایجاد شده باشند، ولی در حین صعود نهایی و جایگیری ماگما در سطح زمین، با توجه به سرعت بالای سرد شدن ماگما میکروولیت‌ها تشکیل شده‌اند. بلورهای درشت پلاژیوکلاز در واقع در مرحله‌ی اول رشد در آشیانه‌ی ماگمایی، با توجه به پایین بودن نرخ هسته‌بندی و بالا بودن نرخ رشد این بلورها شکل گرفته‌اند، یعنی هسته‌بندی به سختی صورت گرفته و تعداد معدودی نطفه تشکیل شده و لذا به دلیل در اختیار بودن زمان کافی و نیز سهولت انتشار در محیط، بلورها رشد بیشتری داشته‌اند. در بسیاری از موارد می‌توان به آسانی حضور نسل دوم بلورهای پلاژیوکلاز را بر روی درشت بلورهای درشت و منفرد این کانی نیز تشخیص داد. به طوری که نسل دوم با هسته‌بندی و رشد بر روی درشت بلورهای اولیه (نسل اول)، سبب ایجاد نوعی منطقه‌بندی در این بلورها شده است (تابلو ۳-۱- ج، ح، د). با توجه به تفاوت‌های

جزئی در ترکیب این دو نسل، عملکرد فرآیندهای ثانویه بر روی آنها متفاوت بوده و با توجه به درجات متفاوت دگرسانی، تشخیص آنها از یکدیگر به راحتی امکان پذیر است (تابلو ۳-۱-ج، ح، د).

به طور کلی پلاژیوکلازهای نسل دوم که خود به دو صورت رورشدی بر روی درشت بلورها و نیز به صورت میکرولیتی دیده می‌شوند، دارای ویژگی‌های نوری مشابه بوده و نیز عموماً شدت دگرسانی کمتری نسبت به پلاژیوکلازهای نسل اول نشان می‌دهند. این امر حاکی از ترکیب تقریباً یکسان حاشیه‌ی رورشدی و میکرولیت‌ها و رشد همزمان آنها است. حضور فراوان میکرولیت‌های منفرد (نسل دوم) در زمینه‌ای شیشه‌ای بیانگر این امر است که این میکرولیت‌ها در هنگام صعود نهایی ماگما و در حد فاصل بین خروج ماگما از آشیانه‌ی ماگمایی تا جایگیری نهایی آن در سطح زمین شکل گرفته‌اند. همچنین یکی از ویژگی‌های برخی از روانه‌های گدازه در منطقه‌ی مورد مطالعه، وجود سنگ‌های با مقادیر بسیار زیاد پلاژیوکلاز و بدون حضور و یا حضور بسیار ناچیز کلینوپیروکسن در آنها است (تابلو ۳-۱-ذ). چنین روانه‌هایی که گاهی حضور بلورهای درشت پلاژیوکلاز در آنها به ۳۰ درصد حجم سنگ نیز می‌رسد، می‌توانند بیانگر شرایط خاص تشکیل خود باشند. در مورد نحوه‌ی ایجاد گدازه‌های غنی از پلاژیوکلاز نظرات مختلفی ارائه شده است. (Grunder 1992) علت فراوانی پلاژیوکلاز در برخی گدازه‌ها را ناشی از آلودگی پوسته‌ای ماگمای سازنده می‌داند. فرآیندهای دیگری نظیر شناوری در سقف آشیانه‌ی ماگمایی، تفریق جریانی، کاهش فشار بخار آب و کاهش فشار لیتواستاتیک نیز در روند تبلور پلاژیوکلاز و افزایش میدان پایداری این کانی مؤثر می‌باشند.

با توجه به دانسیته‌ی کمتر و سبک‌تر بودن پلاژیوکلاز و نیز عدم همراهی پلاژیوکلاز با کانی‌های پیروکسن و الیوین به نظر می‌رسد که شناوری در سقف آشیانه‌ی ماگمایی، ساز و کار اصلی در جدایش اولیه‌ی این فاز در این روانه‌ها بوده باشد. بنابراین، خروج ماگمای سرشار از پلاژیوکلاز واقع در سقف آشیانه‌ی ماگمایی را باید باعث ایجاد این روانه‌ها دانست. همچنین فرآیندهایی نظیر تفریق جریانی (با توجه به بافت جریانی در گدازه‌ها)، کاهش فشار بخار آب و کاهش فشار لیتواستاتیک نیز

می‌توانسته‌اند در این غنی‌شدگی ماگما از پلاژیوکلاز نقش داشته باشند. البته دور از ذهن نیست که در این روانه‌های غنی از پلاژیوکلاز، این کانی تنها فاز لیکیدوس در ماگما بوده باشد.

به طور کلی پلاژیوکلازهای منطقه عموماً متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده و نمونه‌های سالم از این کانی را کم‌تر می‌توان در این سنگ‌ها دید. در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها می‌توان کانی‌های ثانویه‌ی سریسیت، کلسیت، اپیدوت، کلریت و کانی‌های رسی را به فراوانی بر روی آنها مشاهده نمود (تابلو ۳-۱-ر، ز). سریسیت در بسیاری از پلاژیوکلازها دیده شده و حاصل ورود آب و پتاسیم و خروج کلسیم می‌باشد. کلسیم آزاد شده از پلاژیوکلاز نیز می‌تواند در تشکیل کلسیت و اپیدوت مشارکت داشته باشد. روند واکنش‌های فوق در بازالت‌های منطقه در نهایت در مراحل شدید دگرسانی به سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها انجامیده است.

با وجود شدت دگرسانی، در بسیاری از موارد ماکل پلی‌سنتتیک، کارلسباد و پلی‌سنتتیک-کارلسباد به راحتی در آنها قابل تشخیص است (تابلو ۳-۱). ضخیم بودن صفحات ماکل در بیشتر پلاژیوکلازها بیانگر غنی بودن آنها از کلسیم می‌باشد. مطالعه‌ی پلاژیوکلازها بر اساس زاویه‌ی خاموشی نشان می‌دهد که آنها عمدتاً از نوع لابرادوریت (با زاویه‌ی خاموشی عموماً بین ۲۸ تا ۳۴ درجه) و برخی نیز آندزین هستند. در واقع تمایل برخی سنگ‌های منطقه به سمت آندزیت‌بازالتی منجر به حضور مقادیری آندزین در آنها شده است. آندزیت‌بازالتی به لحاظ ترکیب کلی کانی‌های مافیک شبیه به بازالت بوده ولی حاوی پلاژیوکلازهای سدیک‌تر از آنها (و به طور شاخص آندزین) می‌باشد. قابل ذکر است که نتایج مطالعات میکروپروب بر روی پلاژیوکلازهای منطقه که در فصل بعد ارائه می‌شوند نیز کاملاً با نتایج مطالعات میکروسکوپی همخوانی داشته و آنها را تأیید می‌کنند.

همچنین در بسیاری از بلورهای پلاژیوکلاز می‌توان تأثیر آلبیتی شدن (albitization) و تبدیل بلورهای کلسیک‌تر به ترکیبات با سدیم بیشتر را دید. در واقع دگرگونی گرمابی موضعی اسپیلیتی شدن سبب جانشینی پلاژیوکلاز به وسیله‌ی آلبیت، کلریت، اپیدوت و کربنات شده است. در طی این

فرآیند CaO از ترکیب کانی خارج و FeO و MgO به آن اضافه گردیده و منجر به اسپیلیتی شدن برخی بازالت‌های منطقه شده است.

مهمترین بافت‌هایی که در ارتباط با نحوه‌ی قرارگیری بلورهای پلاژیوکلاز در بازالت‌های منطقه قابل رؤیت هستند شامل جریان، سریه‌ایتی، اینترسرتال و گلومروپورفیری می‌باشند (تابلو ۱-۳ و ۲-۳). در بسیاری از مقاطع میکروسکوپی، نحوه‌ی قرارگیری بلورهای تخته‌ای شکل و کشیده‌ی پلاژیوکلاز (در درشت بلورها و میکروولیت‌ها) منجر به ایجاد بافت جریان در سنگ شده است (تابلو ۲-۳-الف). این میکروولیت‌ها در بیشتر موارد با دور زدن فنوکریست‌های موجود در زمینه و منظم شدن در روندی خاص، جهت جریان قدیمی را به خوبی نشان می‌دهند. در برخی موارد، تدریجی بودن اندازه‌ی بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌ها، بافت سریه‌ایتی را ایجاد نموده است (تابلو ۱-۳-د؛ تابلو ۲-۳-ب). بافت اینترسرتال که به فراوانی در سنگ‌های منطقه دیده می‌شود را می‌توان از روی بلورهای پلاژیوکلازی که فضای بین آنها توسط شیشه‌های کلریتی شده‌ی سبز رنگ پر شده است مشاهده نمود (تابلو ۲-۳-ج، ح، د). همچنین تجمع درشت بلورها، که عموماً توسط کلینوپیروکسن نیز همراهی می‌شود، بافت گلومروپورفیری را در سنگ‌های بازالتی منطقه ایجاد نموده است (تابلو ۱-۳-ب؛ تابلو ۲-۳-ذ).

حضور اذخالی‌هایی از نوع کلریت در درون بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های منطقه از ویژگی‌های این سنگ‌های بازالتی می‌باشد. کانی‌های اپک نیز که در موارد معدودی در فضای بین درشت بلورهای پلاژیوکلازها دیده می‌شوند، عموماً شکل هم بعد و در برخی موارد حالت سوزنی و کشیده دارند (تابلو ۲-۳-ذ). این کلریت‌های موجود در بلورهای پلاژیوکلاز در حقیقت فاز مذاب اولیه‌ی به دام افتاده در آنها می‌باشند که با گذشت زمان و در اثر عملکرد فرآیندهای ثانویه به کلریت تبدیل شده‌اند. در برخی موارد نیز می‌توان حضور فاز اولیه‌ی مذاب (که اکنون به کلریت تبدیل شده است) را در سطوح خاص و در ارتباط با شکستگی‌ها مشاهده نمود. این امر می‌تواند حاکی از ورود فاز مذاب از طریق سطوح ضعف به داخل بلورهای پلاژیوکلاز، پس از تبلور پلاژیوکلازها و قبل از انجماد کامل ماگما باشد.

همچنین در برخی موارد بافت غربالی نیز در برخی از پلاژیوکلازهای منطقه دیده می‌شود (تابلو ۱- ج، ح، د). حالت غربالی که یکی از حالات جذب دوباره (Resorption) در کانی‌ها است، می‌تواند به دلیل تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور بر اثر ورود ماگمای تازه به داخل آشیانه‌ی ماگمایی، کاهش فشار لیتواستاتیک بر اثر بالا آمدن ماگما و یا افزایش فشار بخار آب در هنگام صعود ماگما ایجاد شود (Gill, 2010). فرآیند جذب دوباره می‌تواند منجر به خوردگی در بخش داخلی و خارجی درشت بلورها شده و کانال‌ها و خلیج‌های عمیقی را در آنها ایجاد کند. همچنین، در نتیجه‌ی رورشدی سریعی که در مراحل بعدی بر روی این درشت بلورها رخ می‌دهد، ممکن است بسته‌هایی (pockets) از فاز مذاب به صورت شیشه در درون حفرات ناشی از جذب دوباره گرفتار آیند (Gill, 2010).

Nelson & Montana, (1992) بافت غربالی در پلاژیوکلازها را بیشتر به دلیل افت سریع فشار (rapid decompression) دانسته و نقش آن را مهم‌تر از اختلاط ماگمایی (magma mixing) در نظر گرفته‌اند. به طوری که فوران سریع ماگما امکان حفظ شدگی بسته‌های شیشه (pockets of glass) و یا در واقع همان مذاب اولیه را در درون درشت بلورها فراهم می‌کند. از آنجائیکه Kusc & Floyd, (2001)، اختلاط با یک ماگمای آبدار و داغ‌تر را برای تشکیل بافت غربالی بسیار مهم می‌دانند، شاید بتوان وجود منطقه‌بندی در برخی از درشت بلورهای پلاژیوکلاز را نیز در ارتباط با ورود ماگمای اولیه-ی تازه و با دمای بالاتر به آشیانه‌ی ماگمایی دانست.

شواهد پتروگرافی در پلاژیوکلازهای منطقه‌ی مورد مطالعه (نظیر حضور بافت غربالی و اذخال شیشه) بیانگر نقش بیشتر اثر کاهش فشار در هنگام صعود ماگما است. همچنین، قرارگیری بلورهای نسل دوم به حالت رورشدی و بدون بافت غربالی بر روی درشت بلورهای اولیه‌ی با بافت غربالی نیز تأیید کننده‌ی نقش پر رنگ اثر کاهش فشار و احتمالاً نقش کم رنگ اختلاط ماگمایی می‌باشد. زیرا اگر رورشدی در آشیانه‌ی ماگمایی صرفاً در اثر اختلاط ماگمایی به وقوع پیوسته باشد، صعود بعدی ماگما باید هر دو نسل پلاژیوکلاز را تحت تأثیر کاهش فشار قرار داده و در حاشیه‌ی درشت بلور نیز بافت غربالی ایجاد می‌نمود.

در بسیاری از موارد می‌توان در زیر میکروسکوپ بلورهای پلاژیوکلاز را در درون درشت بلورهای کلینوپیروکسن مشاهده نمود. به طوری که قرارگیری کامل و یا ناقص بلورهای پلاژیوکلاز در درون کلینوپیروکسن‌ها به ترتیب منجر به ایجاد بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک شده است (تابلو ۳-۲-ر، ز). قرارگیری کامل بلورهای نسبتاً کوچک پلاژیوکلاز در داخل درشت بلورهای کلینوپیروکسن بیانگر تقدم تبلور پلاژیوکلازها و تبلور ماگما در میدان پایداری پلاژیوکلاز می‌باشد. کوچک بودن اندازه ادخال‌های پلاژیوکلاز نیز به دلیل محصور شدن آنها و توقف فرآیند رشد در این بلورها به وقوع پیوسته است.

البته باید در نظر داشت که سرعت رشد کلینوپیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز بیشتر بوده و این امر می‌تواند به محاط شدن بیشتر پلاژیوکلاز توسط پیروکسن کمک کند. یعنی تبلور در دو کانی تقریباً همزمان بوده، ولی رشد بیشتر کلینوپیروکسن باعث در بر گرفته شدن پلاژیوکلاز و ایجاد بافت پوئی-کلیتیک شده است. در موارد بسیار معدودی نیز می‌توان بر عکس حالت فوق، یعنی قرارگیری بلورهای کلینوپیروکسن در داخل درشت بلورهای کلینوپیروکسن را مشاهده نمود که این امر بیانگر تغییر روند تبلور در آشیانه‌ی ماگمایی است.

تابلو ۱-۳

الف، ب) تصویری از درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکروولیت و ریز بلورهای اوژیت. در نتیجه‌ی ردیف شدن میکروولیت‌ها در زمینه‌ی سنگ بافت جریانی دیده می‌شود. در شکل ب در اثر تجمع درشت بلورهای تقریباً سالم پلاژیوکلاز بافت گلومروپورفیری قابل مشاهده می‌باشد. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

ج، ح، د) درشت بلورهای دگرسان شده‌ی پلاژیوکلاز در زمینه‌ای دانه‌ریز از میکروولیت، کلینوپیروکسن، کانی‌های اپک و شیشه‌ی کلریتی شده. درشت بلورهای پلاژیوکلاز که دو نسلی می‌باشند، در بخش مرکزی حالت غربالی نشان می‌دهند. در شکل ج می‌توان اذخال‌های کلریت را در پلاژیوکلازهای نسل اول مشاهده نمود. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

ذ) تصویری از مقطع میکروسکوپی یک نمونه‌ی بازالتی غنی از پلاژیوکلاز. در این تصویر بافت سریه‌ای‌تی که در نتیجه‌ی تدریجی بودن اندازه‌ی بلورهای پلاژیوکلاز ایجاد شده است به خوبی قابل تشخیص است. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

ر، ز) درشت بلورهای پلاژیوکلاز که در اثر دگرسانی به کانی‌های ثانویه‌ی اپیدوت، سیرسیت و کلریت تبدیل شده‌اند. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

تابلو ۲-۳

الف) ردیف شدگی میکروولیت‌ها و ایجاد بافت جریانی در سنگ. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

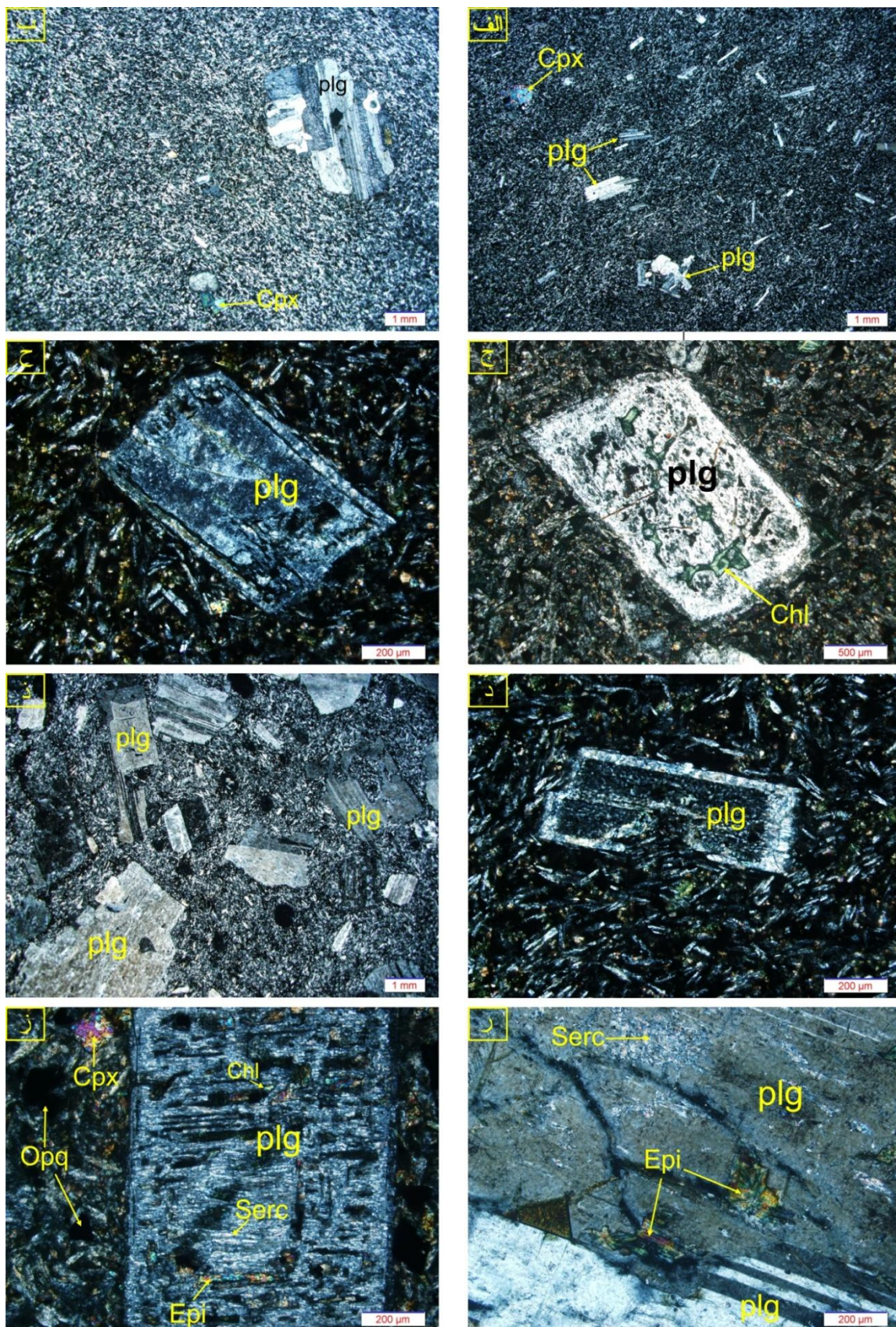
ب) بافت سریه‌ای‌تی در نتیجه‌ی تدریجی بودن اندازه‌ی بلورهای پلاژیوکلاز. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

ج، ح، د) پُر شدگی فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز بوسیله شیشه و ایجاد بافت اینترسترال. به دلیل عملکرد فرآیندهای دگرسانی و دویتره شدن، شیشه به شکلی یکنواخت به کلریت تبدیل شده است. همچنین در تصویر ح می‌توان تبدیل مگنتیت‌های غنی از تیتانیوم (و یا احتمالاً ایلمنیت) به لوکوکسن را مشاهده نمود. (تصویر ج در نور پلاریزه-ی متقاطع و تصاویر ح و د در نور پلاریزه‌ی معمولی)

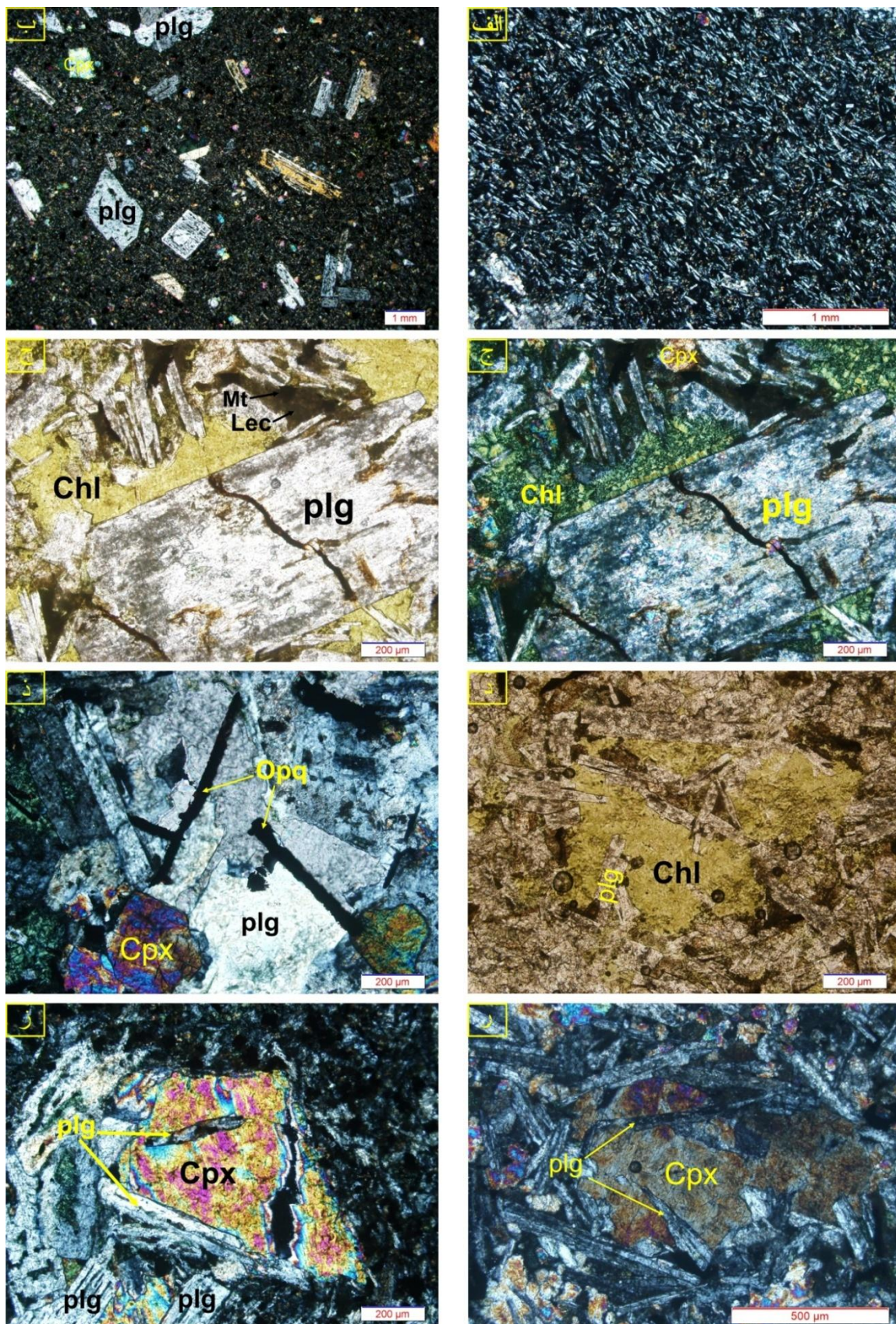
ذ) حضور بلورهای کشیده‌ی کانی‌های اپک در میان درشت بلورهای پلاژیوکلاز. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

ر، ز) احاطه شدن کامل و ناقص بلورهای کشیده‌ی پلاژیوکلاز توسط درشت بلورهای اوژیت و تشکیل بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

تابلو ۱-۳



تابلو ۲-۳



۴-۲-۲- پیروکسن

پیروکسن نیز در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان به دو صورت درشت بلور و ریز بلور حضور داشته و بعد از پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی موجود در بازالت‌های منطقه را تشکیل می‌دهد. بلورهای پیروکسن به صورت نیمه خود شکل تا کاملاً شکل‌دار دیده شده و ابعاد آنها بین ۰/۱ میلی‌متر در ریز بلورهای موجود در زمینه، تا ۸ میلی‌متر در درشت بلورها متغیر می‌باشد (تابلو ۳-۳- الف، ب، ج). فراوانی پیروکسن در روانه‌های مختلف منطقه یکسان نبوده و از معدود روانه‌های بدون پیروکسن تا روانه‌هایی با حدود ۲۰ درصد پیروکسن (شامل درشت بلور و ریز بلور) متغیر است. حداکثر فراوانی درشت بلورهای پیروکسن در نمونه‌های منطقه نیز به ۱۰ درصد می‌رسد.

بر خلاف پلاژیوکلازها که عموماً متحمل دگرسانی شده‌اند، پیروکسن‌ها غالباً سالم بوده و اکثر آنها از اثرات فرآیندهای ثانویه مصون باقی مانده‌اند (تابلو ۳-۳- ج). پیروکسن‌های منطقه دارای ترکیب اوژییتی بوده و ارتوپیروکسن در آنها حضور ندارد. عدم حضور ارتوپیروکسن می‌تواند حاکی از تمایل بازالت‌های منطقه به سمت آلکالن باشد.

یکی از دیگر ویژگی‌های اوژیتهای موجود در بازالت‌های منطقه، غنی بودن بودن برخی آنها از تیتانیوم می‌باشد. حضور تیتانیوم در این اوژیتهای را می‌توان در زیر میکروسکوپ از روی چند رنگی ضعیف قهوه‌ای تا بنفش، خاموشی پراکنده‌ی قوی و نیز رنگ‌های صورتی و صورتی تا قهوه‌ای آنها تشخیص داد. نتایج مطالعات مایکروپروب بر روی اوژیتهای منطقه (که در فصل بعد ارائه می‌شوند) نیز تأیید کننده‌ی غنی بودن برخی از آنها از تیتانیوم می‌باشد. تیتان اوژیتهای حاوی ۳ تا ۶ درصد جرمی TiO_2 بوده (این مقدار در اوژیتهای معمولی ۰/۵ تا ۰/۸ درصد می‌باشد) و یکی از مشخصه‌های آلکالی بازالت‌ها است (Gill, 2010).

از جمله مهم‌ترین بافت‌هایی که پیروکسن‌ها در ایجاد آنها نقش دارند می‌توان به پورفیری با خمیره-ی میکرولیتی، پورفیری با خمیره‌ی میکرولیتی-شیشه‌ای، سریه‌ایتی، گلومروپورفیری، اینترگرانولار، افیتیک و ساب افیتیک اشاره کرد (تابلوهای ۳-۳ تا ۵-۳). در اکثر روانه‌ها، عموماً درشت بلورهای این

کانی همراه با درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکرولیت و در مقادیر کمتر بلورهای ریز پیروکسن به همراه مقادیر متفاوتی شیشه‌های کلریتی شده قرار گرفته و به ایجاد بافت پورفیری با خمیره‌ی میکرولیتی-شیشه‌ای (هیالوپیلیتیک) منجر شده است. در برخی از موارد نیز بافت سریه‌ایتی در نتیجه‌ی تدریجی بودن اندازه‌ی بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز در روانه‌های منطقه دیده می‌شود. بافت اخیر می‌تواند بیانگر تدریجی بودن هسته‌بندی و در اختیار بودن مدت زمان نسبتاً طولانی برای هسته‌بندی و رشد بلورها، از هنگام توقف ماگما در آشیانه‌ی ماگمایی تا زمان فوران آن در سطح زمین باشد. به طوری که تداوم شرایط تبلور باعث شده است که بلورهای با ابعاد مختلف و دارای تغییرات اندازه‌ی تدریجی در این سنگ‌ها ظاهر شود. تجمع درشت بلورهای کلینوپیروکسن به همراه کانی‌های دیگر و بخصوص پلاژیوکلاز نیز در بازالت‌های منطقه معمول بوده و منجر به ایجاد بافت گلومروپورفیری در آنها شده است (تابلو ۳-۳، د، ذ؛ تابلو ۳-۴-الف).

به عقیده‌ی Xu et al. (2009) تجمع درشت بلورها و ایجاد بافت گلومروپورفیری پس از جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی و در طی سه مرحله صورت می‌گیرد. در مرحله‌ی اول پس از تبلور اولیه، درشت بلورهایی شکل می‌گیرند. در مرحله‌ی بعد، ورود مذاب جدید به درون ماگمای در حال تبلور در اتاق ماگمایی منجر به اختلاط مذاب‌ها می‌شود. در این مرحله کاهش چگالی و گرانیوی مذاب دربردارنده‌ی درشت بلورها سبب تجمع درشت بلورهای چگال‌تر به صورت انباشتی در کف اتاق ماگمایی می‌گردد (Hughes, 1982). در مرحله‌ی آخر نیز تزریق سریع ماگمای چگال‌تر باعث آشفته شدن مخزن ماگمایی و افزایش فشار درون اتاق ماگمایی می‌شود. در نتیجه‌ی افزایش فشار مذاب، بلورهای زودرس موجود در کف اتاق ماگمایی شکسته شده و به درون اتاق ماگمایی بالاتر انتقال می‌یابند. این امر منجر به ایجاد نیروی کششی بر روی درشت بلورهای‌های انباشتی شده و جوشش و گاهی انفجار در مذاب را در پی دارد. در نهایت نیروی کششی و تنش برشی موجود بین بلورهای انباشتی و مذاب منجر به شکسته شدن بلورهای انباشتی و تولید تجمعات گلومروپورفیری می‌شوند.

یکی از ویژگی‌های جالب برخی بازالت‌های منطقه حضور تجمع‌های بزرگی شبیه به آنکلاو و متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز و اوژیت در زمینه‌ای ریز بلور می‌باشد (تابلو ۳-۴-ب). این تجمع‌های بلوری با گلومرول‌های معمول در بازالت‌های منطقه متفاوت بوده و در زیر میکروسکوپ ظاهری کاملاً گابرویی داشته و در اختیار داشتن فرصت کافی برای تبلور را نشان می‌دهند. با توجه به اینکه ترکیب این تجمع‌های بلوری شبیه به درشت بلورهای موجود در بازالت‌های منطقه است، باید آنها را از نوع اتولیت و حاصل انجماد ماگماهایی با ویژگی‌هایی مشابه با بازالت‌های منطقه دانست. به طوری که این تجمع‌های بلوری احتمالاً حاصل انجماد ماگماهای اولیه‌ای هستند که در بخش‌های حاشیه‌ای آشیانه‌ی ماگمایی تبلور پیدا کرده و در مراحل بعدی توسط مذاب باقی مانده از همان ماگما و یا توسط ماگمای تازه‌ی ورودی به آشیانه‌ی ماگمایی از محل خود کنده شده و همراه با آن به سطح زمین آورده شده‌اند. حضور این تجمع‌های بلوری می‌تواند دلیل خوبی برای حضور آشیانه و یا آشیانه‌هایی در مسیر صعود ماگما، و توقف ماگمای تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های منطقه و انجام تفریق ماگمایی در آنها باشد. همچنین وجود شیشه (کلریتی شده) در فضای بین این درشت بلورها نشان می‌دهد که آنها احتمالاً در هنگام کنده شدن از محل خود هنوز انجماد کامل پیدا نکرده بوده‌اند (تابلو ۳-۴-ج).

پیروکسن‌ها علاوه بر حالت گلومرول و یا به صورت درشت بلورهای منفرد، به صورت ریز بلور نیز در زمینه‌ی سنگ حضور دارند. در این حالت، بلورهای ریز پیروکسن غالباً در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفته و بافت اینترگرانولار را ایجاد کرده‌اند. بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک نیز از جمله بافت‌هایی می‌باشند که در روانه‌های مختلف قابل مشاهده هستند. همانگونه که قبلاً عنوان شد، روابط بافتی نشان می‌دهد که در اکثر روانه‌ها تبلور پلاژیوکلاز بر تبلور اوژیت مقدم بوده و در موارد معدودی نیز اوژیت زودتر از پلاژیوکلاز متبلور شده است (تابلو ۳-۴-ح، د). اما مطالعه‌ی دقیق روند تبلور بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در زیر میکروسکوپ در بسیاری از موارد نشان دهنده‌ی تبلور و رشد تقریباً همزمان این کانی‌ها نیز می‌باشد.

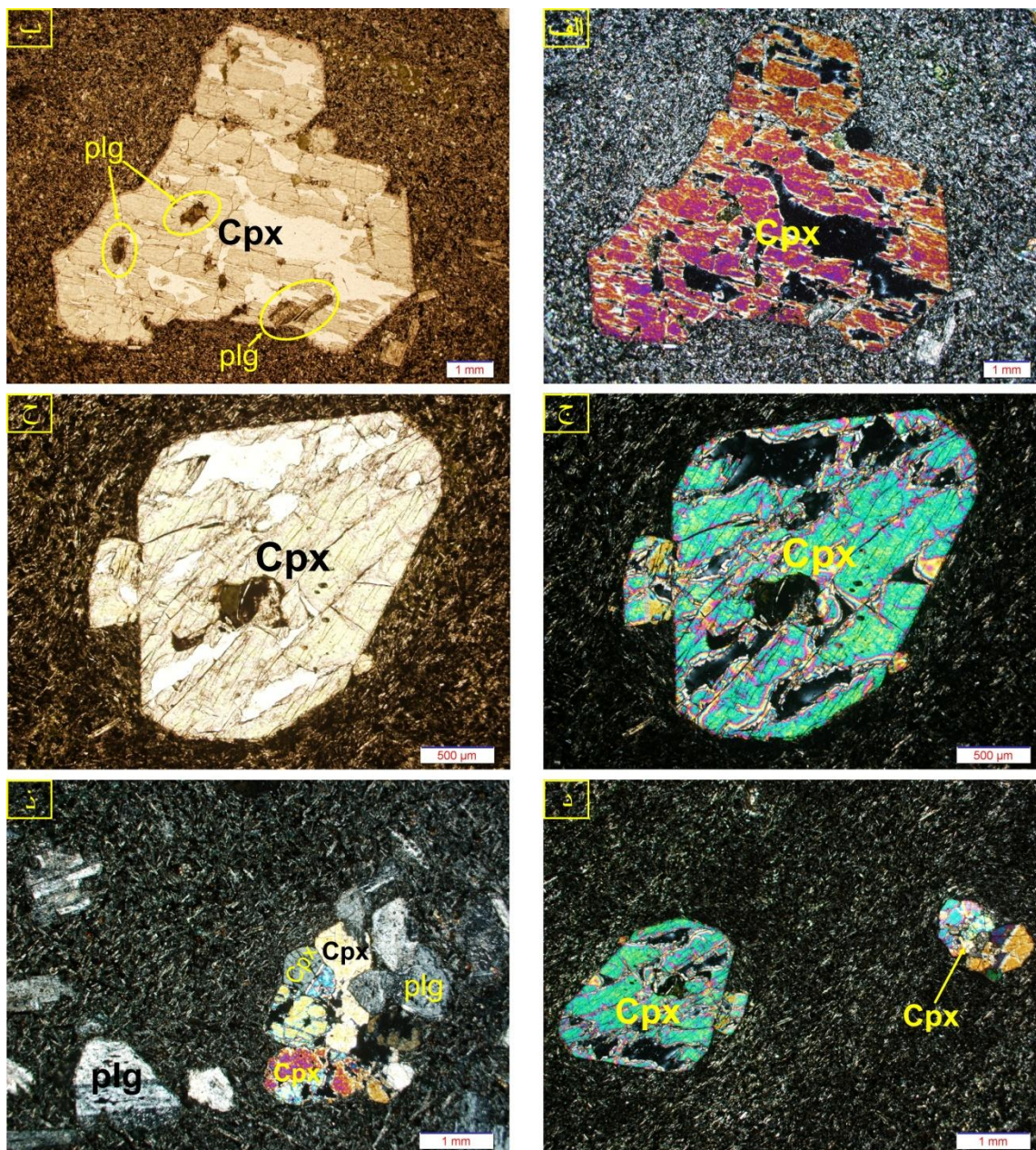
در برخی موارد می‌توان بلورهای کشیده‌ی پلاژیوکلاز را به صورت ساب‌افیتیک در بلورهای بزرگ اوژیت مشاهده نمود، که در این حالت بلورهای پلاژیوکلاز به سمت خارج از پیروکسن پهن‌تر و ضخیم‌تر می‌شوند. در واقع حالت اخیر بیانگر تبلور بر روی منحنی کوتکتیک بوده و همپوشانی بازه‌ی زمانی رشد این کانی‌ها را نشان می‌دهد (تابلو ۳-۴-ذ).

در اوژیت‌های منطقه نیز مشابه پلاژیوکلازها، در برخی از موارد می‌توان حالت رورشدی را مشاهده نمود. به طوری که رشد نسل جدید اوژیت بر روی درشت بلورها منجر به ایجاد منطقه‌بندی در آنها شده است (تابلو ۳-۵). مشابهت ظاهری، خصوصیات نوری و نیز شباهت ترکیبی در این دو نسل از پیروکسن‌ها می‌تواند نشان دهنده‌ی توقف کوتاه مدت فرآیند تبلور در آشیانه‌ی ماگمایی باشد. نسل دوم احتمالاً پس از وقفه‌ی تبلور در آشیانه‌ی ماگمایی، در همان محل و یا در حین صعود و جایگیری ماگما و همزمان با تبلور ریز بلورهای موجود در زمینه تشکیل شده است.

یکی از ویژگی‌های نسل دوم اکثر اوژیت‌هایی که بر روی درشت بلورهای اوژیت اولیه رشد کرده‌اند، حضور اذخال‌های فراوانی از کانی‌های ریز اپک در آنها می‌باشد (تابلو ۳-۵-الف تا ج). حضور اذخال‌ها در این بلورهای نسل دوم نشانگر تبلور سریع آنها و در بر گرفتن اذخال‌ها است. این اذخال‌ها دارای ابعاد کوچک‌تری نسبت به کانی‌های اپک موجود در زمینه هستند. با وجود فراوانی کانی‌های اپک در زمینه‌ی بازالت‌های منطقه، عدم حضور آنها در داخل اغلب درشت بلورهای اوژیت نسل اول بیانگر تقدم تبلور اوژیت نسبت به کانی‌های اپک است. از آنجائیکه در درشت بلورهای اوژیت نسل اول نیز بلورهای پلاژیوکلاز (که نشان دهنده‌ی تقدم تبلورشان بر اوژیت‌ها می‌باشد) به صورت اذخال دیده می‌شوند (تابلو ۳-۵-د، ذ)، بنابراین روند کلی تبلور پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اپک را باید به صورت زیر در نظر گرفت:

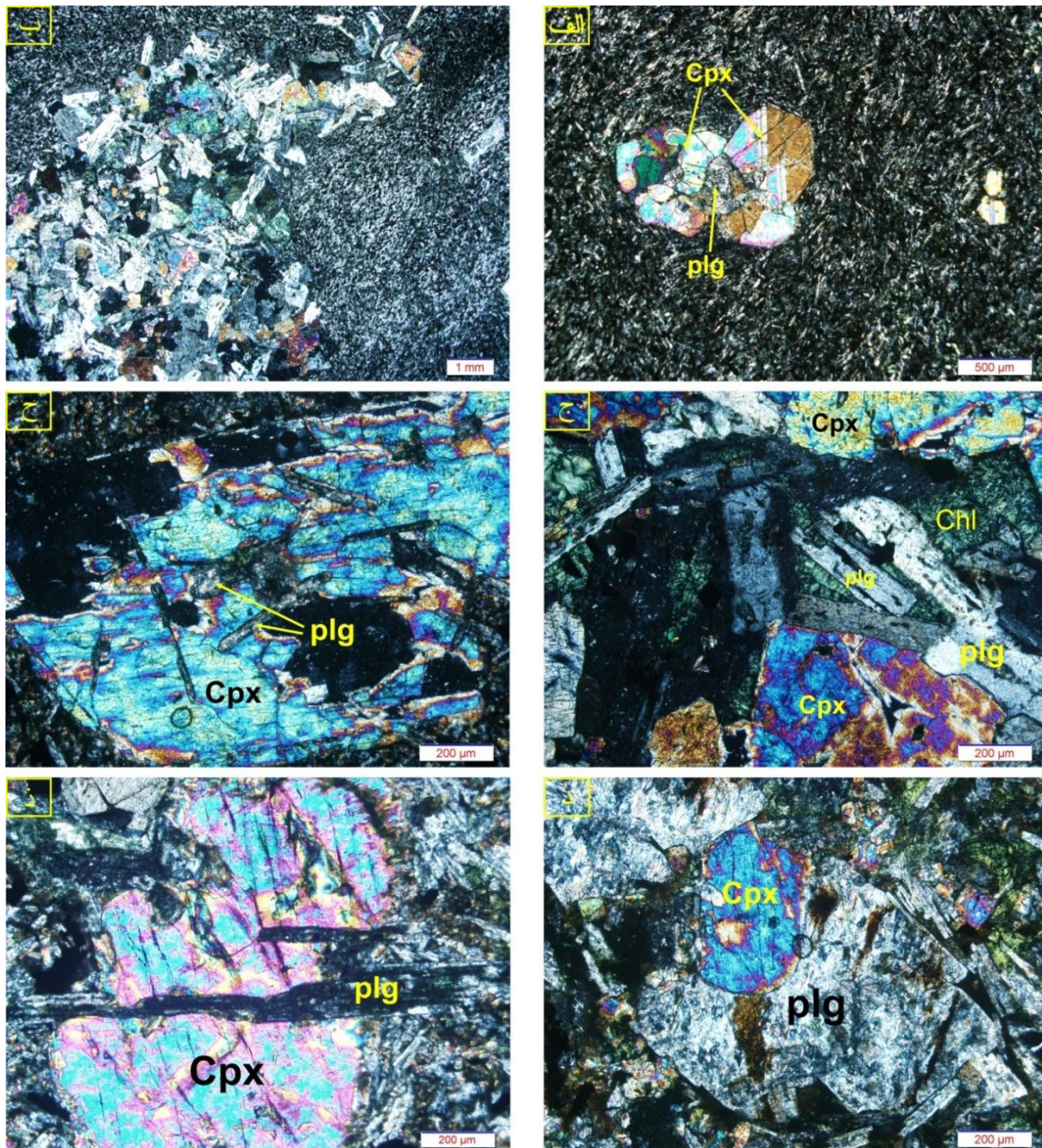
اپک → کلینوپیروکسن → پلاژیوکلاز

تابلو ۳-۳



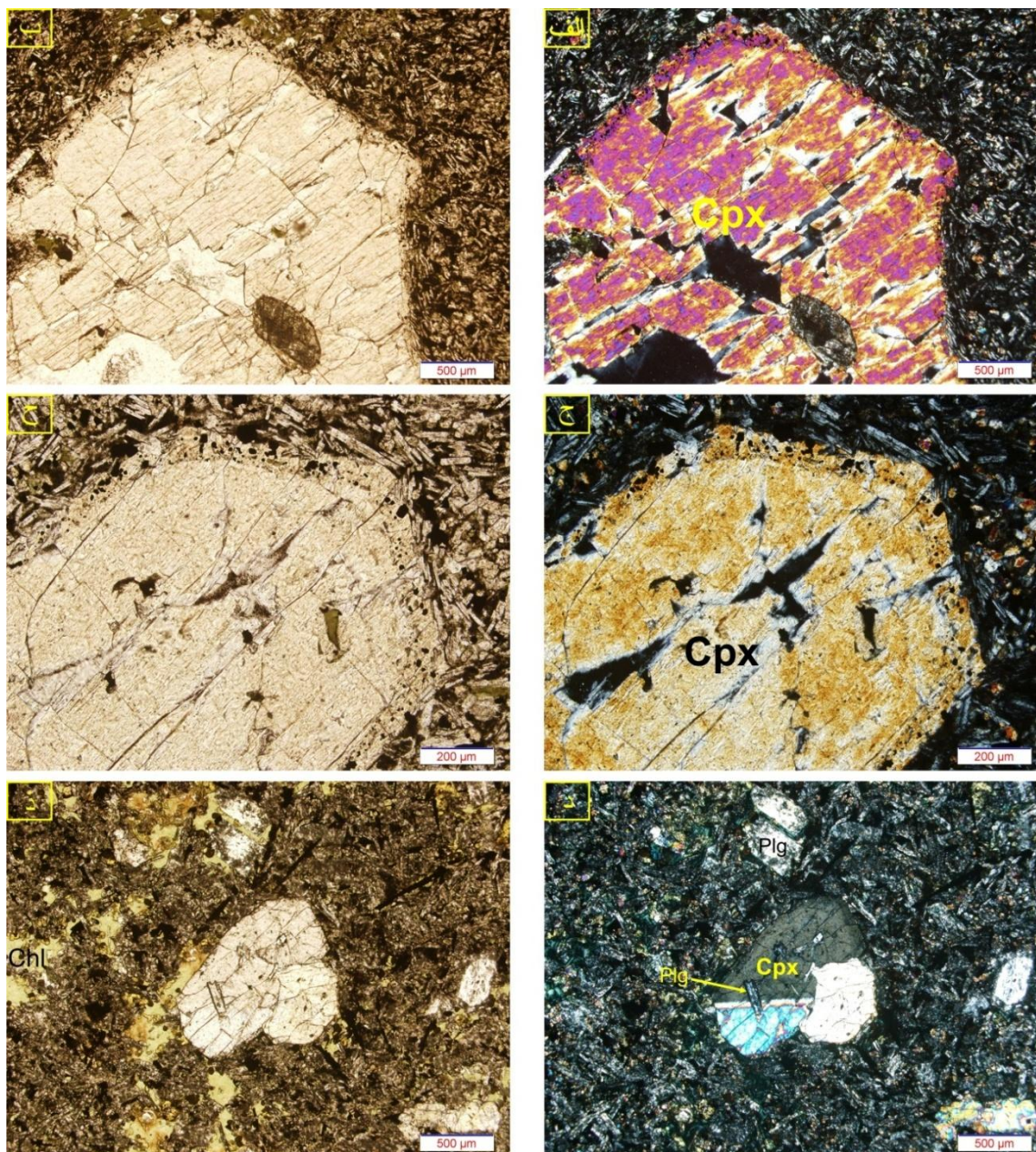
الف، ب) بلور بسیار درشت نیمه شکل‌دار و سالم اوژیت در زمینه‌ای ریز بلور از میکروولیت، اوژیت و کانی‌های اپک. در این درشت بلور می‌توان بلورهای نسبتاً کوچک پلاژیوکلاز را به صورت افیتیک مشاهده نمود. ج، ح) درشت بلور سالم اوژیت در زمینه‌ای ریز بلور از میکروولیت، اوژیت و کانی‌های اپک. د) بافت پورفیری و گلومروپورفیری در زمینه‌ای جریان‌ی. ذ) بافت پورفیری و گلومروپورفیری در نتیجه‌ی حضور توأم درشت بلورهای اوژیت و پلاژیوکلاز. نحوه‌ی ردیف شدن میکروولیت‌ها در اطراف گلومرول قابل توجه می‌باشد. (تصاویر ب و ح در نور پلاریزه‌ی معمولی و سایر تصاویر در نور پلاریزه‌ی متقاطع می‌باشند).

تابلو ۳-۴



الف) تجمع بلورهای اوژیت و پلاژیوکلاز در زمینه‌ی میکرولیتی-شیشه‌ای و تشکیل بافت گلوپروپورفیری. ب) تجمع و حضور فراوان بلورهای به هم چسبیده‌ی پلاژیوکلاز و اوژیت و تشکیل لخته‌هایی گابرو مانند در زمینه‌ای میکرولیتی. ج) تصویری با بزرگ‌نمایی بالا از لخته‌های گابرویی. فضای بین بلورها توسط شیشه‌های کلریتی شده پر شده است. ح) قرارگیری بلورهای کشیده‌ی پلاژیوکلاز به صورت افیتک و ساب‌افیتیک در درون یک بلور درشت اوژیت د) قرارگیری بلور گرد شده‌ی اوژیت در داخل درشت بلور پلاژیوکلاز. ذ) رشد همزمان پلاژیوکلاز و اوژیت. نکته‌ی قابل توجه، ضخیم شدن بلور پلاژیوکلاز به سمت زمینه می‌باشد. (تمامی تصاویر در نور پلاریزه‌ی متقاطع می‌باشند).

تابلو ۳-۵



الف تا ح) درشت بلورهای بزرگ شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار اوژیت که دارای حاشیه‌ی رورشدی واضحی می‌باشند. در بخش رورشدی می‌توان بلورهای بسیار ریز کانی‌های اپک را مشاهده نمود. کانی‌های اپکی که در بخش حاشیه‌ی اوژیت‌ها قرار گرفته‌اند نسبت به اپک‌های زمینه دارای ابعاد کوچک‌تری می‌باشند. د، ذ) اوژیت ماکله و دارای منطقه-بندی ترکیبی (مرکز تصویر). در این بلور اوژیت می‌توان یک بلور کوچک و کشیده‌ی پلاژیوکلاز را به صورت ادخال مشاهده نمود. (تصاویر الف، ج، د در نور پلاریزه‌ی متقاطع و تصاویر ب، ح، ذ در نور پلاریزه‌ی معمولی)

۴-۳- کانی های فرعی

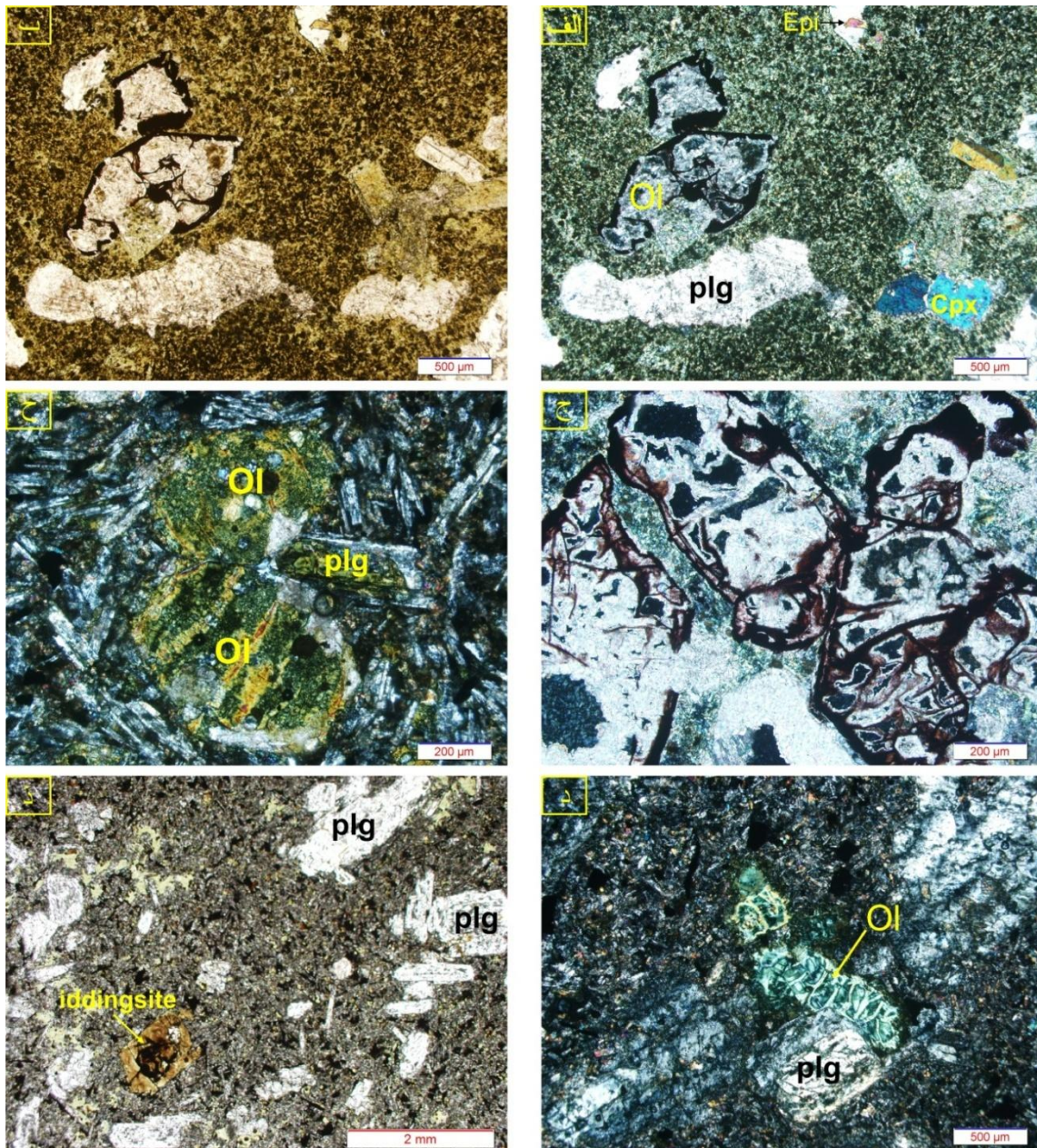
۴-۳-۱- الیوین

الیوین از جمله مهمترین کانی های اولیه و مهمی می باشد که به صورت فرعی و شکل دار تا نیمه شکل دار در بازالت های منطقه حضور دارد (تابلو ۳-۶). در صحرا و در نمونه ی دستی نیز گاهی می توان فنوکریست های قرمز تا قهوه ای رنگ این کانی را که در اثر دگرسانی، ایدینگزیتی شدن و حضور اکسیدهای آهن به این رنگ ها در آمده اند را تشخیص داد. الیوین در همه ی روانه ها حضور نداشته و نیز شدیدترین درجه ی دگرسانی را در بین کانی های اولیه متحمل شده است. علیرغم حضور کم الیوین (کمتر از ۵ درصد) در سنگ های بازالتی منطقه، تجمع درشت بلورهای این کانی در برخی موارد منجر به ایجاد گلومرول هایی از این کانی شده است (تابلو ۳-۶- الف تا ح). شدت عملکرد دگرسانی بر روی الیوین ها به حدی است که تشخیص این کانی در زیر میکروسکوپ صرفاً از روی شکل و قالب های بلوری آنها امکان پذیر بوده و صرفاً قالب اولیه ی آنها که توسط کانی های ثانویه سودومورف (pseudomorph) شده است، دیده می شود. در موارد معدودی که الیوین در کنار پلاژیوکلاز قرار گرفته است می توان با توجه به نحوه ی قرارگیری آنها، تقدم تبلور الیوین بر پلاژیوکلاز را در بازالت ها منطقه ی مشاهده کرد (تابلو ۳-۶- ح). این کانی عموماً توسط مجموعه های متفاوتی از کانی های ثانویه شامل کلسیت، کوارتز، کلریت، اپیدوت، سرپانتین، ایدینگزیت و اکسیدهای آهن به طور کامل جایگزین شده است (تابلو ۳-۶). از این میان، اکسیدهای آهن عمدتاً در طول شکستگی ها و حاشیه ی خارجی این کانی مشاهده می شوند.

۴-۳-۲- کانی های اپک

کانی های اپک به صورت فرعی در تمامی نمونه های بازالتی منطقه و عموماً در زمینه ی دانه ریز سنگ ها مشاهده می شوند. این کانی ها که به صورت پراکنده در زمینه ی دانه ریز سنگ حضور دارند عموماً به اشکال هم بعد و گاهی سوزنی و کشیده دیده می شوند.

تابلو ۳-۶



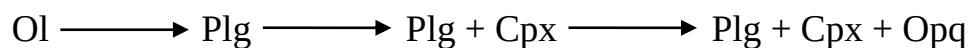
الف، ب) بلورهای نیمه شکل‌دار و بی‌شکل الیوین که تماماً توسط کلریت، کلسیت، کوارتز و اکسید آهن سودومورف شده‌اند. ج) تجمع درشت بلورهای سودومورف شده‌ی الیوین. کانی‌های سیاه و قهوه‌ای رنگی که در شکستگی‌ها و حاشیه‌ی خارجی الیوین‌ها دیده می‌شوند از نوع هماتیت و مگنتیت می‌باشند. ح) بلورهای شکل‌دار و شش گوش الیوین که توسط کانی‌های کلریت، کلسیت و کوارتز سودومورف شده و تنها قالب اولیه‌ی آنها برجای مانده است. قرارگیری بلور پلاژیوکلاز کلریتی شده در فضای بین الیوین‌ها بیانگر تقدم تبلور الیوین‌ها می‌باشد. د) بلور الیوین که توسط کلریت و سرپانتین جانشین شده است. سرپانتین به صورت نوارهایی بسیار باریک در امتداد شکستگی‌های اولیه‌ی الیوین دیده می‌شود. ذ) بلور نیمه‌شکل‌دار الیوین که توسط ایدینگزیت سودومورف شده است. (تصاویر الف، ح، د در نور پلاریزه‌ی متقاطع و تصاویر ب، ج، ذ در نور پلاریزه‌ی معمولی)

در برخی موارد، فراوانی اکسیدهای غنی از تیتانیوم را می‌توان به راحتی در نور انکساری نیز تشخیص داد. به طوری که ناپایداری اکسیدهای آهن-تیتانیوم سبب ایجاد هاله‌ها و تجمعاتی از اسفن کریپتوکریستالین (لوکوکسن leucoxene) به رنگ خاکستری روشن تا قهوه‌ای روشن در مجاورت بلافصل آنها شده است (تابلو ۳-۲-ح).

همانگونه که قبلاً عنوان شد، حضور کم و یا عدم حضور اذخال‌هایی از کانی‌های اپک در داخل درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و حضور فراوان آنها در زمینه‌ی دانه‌ریز سنگ بیانگر تقدم شروع تبلور این درشت بلورها بر کانی‌های اپک می‌باشد.

۴-۴- روند تبلور کانی‌های اصلی و فرعی در بازالت‌های منطقه

نحوه‌ی ارتباط کانی‌های اصلی و فرعی با توجه به روابط بافتی و نحوه‌ی قراگیری آنها در سنگ‌های منطقه به شکل زیر است:



۴-۵- کانی‌های ثانویه

۴-۵-۱- کلریت

کلریت فراوان‌ترین کانی ثانویه‌ی موجود در سنگ‌های بازالتی منطقه بوده و کلریتی شدن (chloritization) شایع‌ترین دگرسانی رخ داده در آنها می‌باشد. با توجه به اینکه کلریت یک کانی ورقه‌ای آبدار می‌باشد که هیچگاه به طور مستقیم از ماگما متبلور نشده و حاصل دگرسانی گرمایی و یا درجات دگرگونی ضعیف است (Gill, 2010)، حضور فراوان این کانی در بازالت‌های منطقه را باید حاصل شدت عملکرد فرآیندهای ثانویه و بخصوص دگرسانی گرمایی بر روی این سنگ‌ها دانست.

شدت کلریتی شدن در نمونه‌های منطقه به حدی است که حضور فراوان این کانی را در صحرا و در نمونه‌ی دستی به راحتی و از روی رنگ سبز بسیاری از آنها می‌توان تشخیص داد.

کلریت‌های موجود در نمونه‌های منطقه به صورت محصول دگرسانی شیشه‌های بازالتی و اذخال‌های سیال موجود در درشت بلورها، پُر کننده‌ی بادامک‌ها و نیز محصول دگرسانی کانی‌های اولیه دیده می‌شوند.

قدیمی بودن بازالت‌های منطقه و سن زیاد آنها، به همراه ناپایداری بالای شیشه سبب شده است که تقریباً تمامی شیشه‌های اولیه متحمل شیشه‌زدایی (devitrification) شده و به کانی‌های ثانویه و به خصوص کلریت تبدیل شوند. این امر سبب شده است که شیشه‌های موجود در زمینه‌ی سنگ (که حاصل انجماد سریع مذاب بازالتی هستند) و نیز اذخال‌های مذاب موجود در این کانی‌ها در اثر ناپایداری و تبدیل به کلریت به رنگ سبز درآیند. کلریت به عنوان مهمترین کانی ثانویه‌ی پُر کننده‌ی بادامک‌ها نیز در نمونه‌های منطقه حضور دارد (تابلو ۳-۷-الف؛ تابلو ۳-۸). همچنین، کلریت در اثر دگرسانی کانی‌های اولیه، و بخصوص بر روی اوژیت‌های دگرسان شده نیز حضور دارد.

۴-۵-۲- اپیدوت

اپیدوت در نمونه‌های منطقه از فراوانی بالایی برخوردار بوده و بعد از کلریت فراوان‌ترین کانی ثانویه-ی موجود در بازالت‌های منطقه است. اپیدوتی شدن را می‌توان در صحرا و بخصوص در محل شکستگی‌ها به فراوانی و به صورت اپیدوزیت‌های ناشی از فرآیندهای ثانویه و گرمایی مشاهده نمود. در مقاطع میکروسکوپی، این کانی غالباً بر روی پلاژیوکلازها و پیروکسن‌هایی که متحمل دگرسانی شده‌اند، دیده می‌شود (تابلو ۳-۷-ب). فراوانی اپیدوت بر روی پلاژیوکلازها حاکی از کلسیک بودن آنها است. همچنین، این کانی در برخی موارد به عنوان پُر کننده‌ی حفرات در بادامک‌ها حضور داشته و گاهی نیز در رگه‌های پُر کننده‌ی شکستگی‌های ریز مقیاس قابل مشاهده هستند (تابلو ۳-۷-ج).

۴-۵-۳- کوارتز

کوارتز اولیه در نمونه‌های منطقه حضور نداشته و نوع ثانویه آن به تنهایی و یا عمدتاً همراه با سایر کانی‌های ثانویه در داخل بادامک‌ها و نیز شکستگی‌ها حضور دارد (تابلو ۳-۷-ج، ح).

۴-۵-۴- کلسیت

کلسیت نیز مشابه با کوارتز عمدتاً به همراه سایر کانی‌های ثانویه به عنوان پُرکننده‌ی بادامک‌ها و نیز شکستگی‌های موجود در بازالت‌ها دیده می‌شود (تابلو ۳-۷-ح). بعلاوه، این کانی بر روی پلاژیوکلازها و نیز به عنوان کانی جانشین شونده در قالب بلورهای الیوین نیز به فراوانی مشاهده می‌شود.

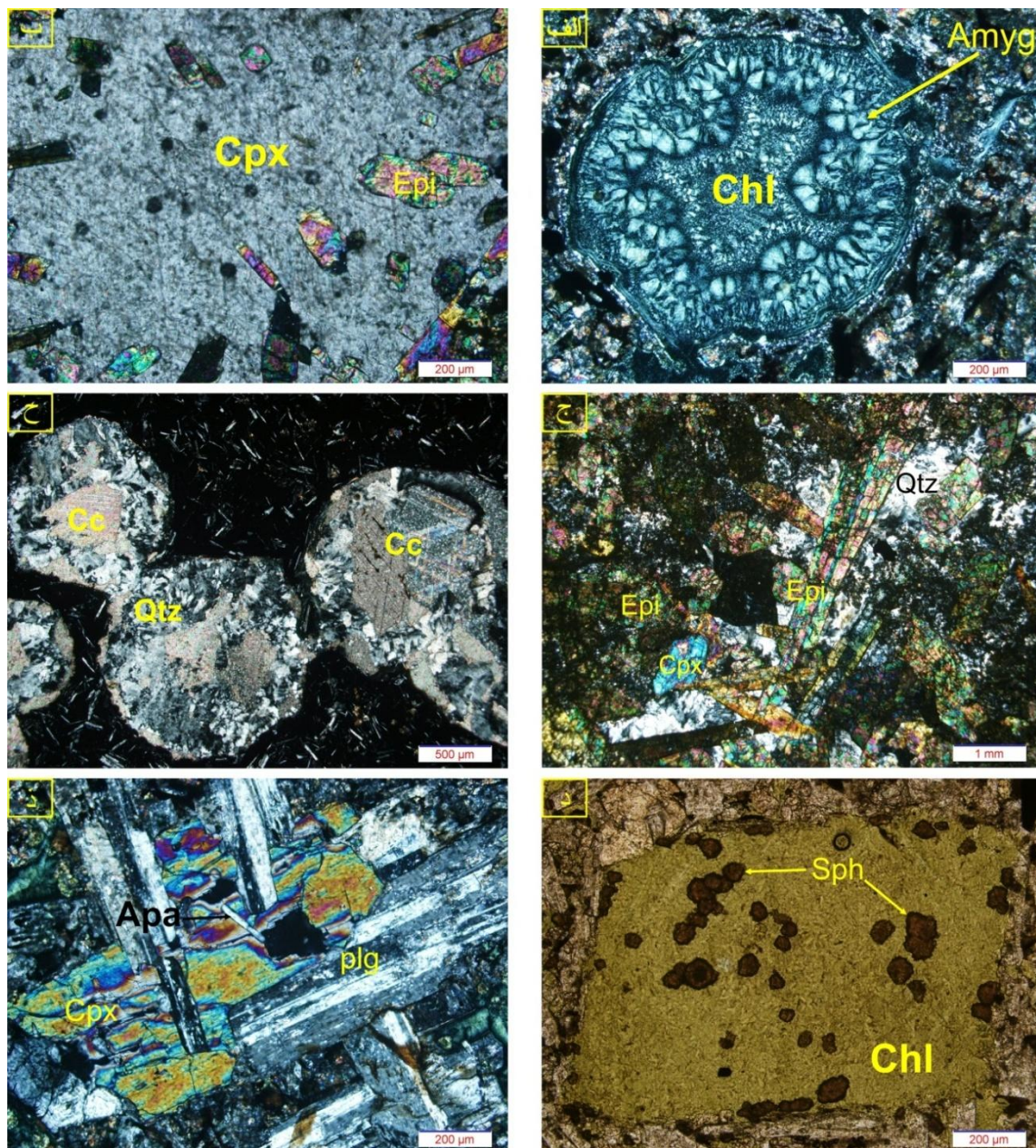
۴-۵-۵- اسفن

اسفن ثانویه از جمله کانی‌هایی می‌باشد که به فراوانی در بسیاری از نمونه‌های منطقه دیده شده و بیانگر حضور مقادیر بالایی تیتانیوم در ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها است. اسفن‌ها عموماً به رنگ قهوه‌ای و به صورت بلورهای بی شکل و تقریباً هم بعد و کوچک حضور دارند (تابلو ۳-۷-د).

اسفن غالباً دارای پراکندگی غیر یکنواختی در زمینه‌ی سنگ‌های منطقه بوده و بیشتر بر روی و یا در حاشیه‌ی کانی‌های اپک، بر روی شیشه‌ها و نیز گاهی بر روی اوژیت‌های کلریتی شده دیده می‌شود. در واقع تحرک پایین تیتانیوم در اثر عملکرد فرآیندهای ثانویه باعث شده است که این عنصر جابجایی قابل توجهی در سنگ نداشته و در محل‌های غنی از تیتانیوم تمرکز پیدا کند. تمرکز اسفن بر روی شیشه‌های کلریتی شده بیانگر غنی بودن مذاب‌های باقیمانده از تیتانیوم است.

همچنین تمرکز بالای اسفن ثانویه بر روی بسیاری از کانی‌های اپک و برخی از اوژیت‌های دگرسان شده بیانگر غنی بودن اولیه‌ی این کانی‌ها از این عنصر می‌باشد (تابلو ۳-۷-د).

تابلو ۳-۷



الف) حضور کلریت به عنوان کانی ثانویه پُر کننده‌ی بادامک. (ب) تشکیل بلورهای متعدد اپیدوت در نتیجه‌ی دگرسانی کلینوپیروکسن (ج) حضور اپیدوت و کوارتز ثانویه در سنگ‌های بازالتی در نتیجه دگرسانی گرمایی و تبدیل بازالت به اپیدوزیت (ح) بافت بادامکی در سنگ‌های بازالتی منطقه. فضای داخلی بادامک‌ها توسط کلسیت و کوارتز اشغال شده و در زمینه‌ی سنگ نیز می‌توان حضور فراوان اکسیدهای آهن را دید. (د) بلور درشت و نیمه شکل‌دار تیتانواوژیت که قالب آن تماماً توسط کلریت و اسفن جانشین شده است. حضور فراوان اسفن ثانویه بر روی این بلور سودومورف شده بیانگر مقادیر بالای تیتانیوم در ترکیب اولیه‌ی اوژیت می‌باشد. (ذ) تصویر یک گلومرول متشکل از بلورهای اوژیت و پلاژیوکلاز. در مرکز تصویر بلور کوچک و کشیده‌ای از یک آپاتیت دیده می‌شود. (تصویر د در نور پلاریزه‌ی عادی و سایر تصاویر در نور پلاریزه‌ی متقاطع).

۴-۵-۶- اکسیدهای آهن

اکسیدهای آهن را علاوه بر حالت فرعی و اولیه، می‌توان به صورت ثانویه نیز در بازالت‌های منطقه دید. یکی از محل‌هایی که این اکسیدها به فراوانی در آن حضور دارند، بر روی شکستگی‌ها و نیز حاشیه‌ی الیوین‌هایی می‌باشد که در اثر دگرسانی، فقط قالب آنها بر جای مانده است (تابلو ۳-۶ الف، ب، ج). با توجه به اینکه الیوین‌ها تماماً توسط کانی‌های ثانویه جایگزین شده‌اند، تمرکز این کانی‌های کدر در محل شکستگی‌های نامنظم الیوین‌ها سبب سهولت در تشخیص آنها می‌شود.

۴-۵-۷- آپاتیت

حضور آپاتیت در سنگ‌های منطقه بسیار محدود بوده و صرفاً در برخی مقاطع میکروسکوپی بلورهای کوچک و کشیده‌ی آن به صورت ادخال در درشت بلورها دیده می‌شود (تابلو ۳-۷-د).

۴-۵-۸- سرپانتین

سرپانتین در نمونه‌های منطقه به مقدار بسیار کم حضور داشته و صرفاً به صورت نوارهایی باریک بر روی برخی از الیوین‌ها قابل مشاهده است (تابلو ۳-۶-د).

۴-۵-۹- ایدینگزیت

ایدینگزیتی شدن را می‌توان به مقدار کم و فقط در برخی از الیوین‌های موجود در بازالت‌های منطقه مشاهده نمود (تابلو ۳-۶-د). ایدینگزیت (iddingsite) واژه‌ای غیر رسمی است که برای محصولات قهوه‌ای تا قرمز رنگ حاصل از دگرسانی الیوین به کار می‌رود و شامل مجموعه‌ای از کانی‌های گوتیت/هماتیت، کلریت و اسمکتیت می‌باشد (Gill, 2010). گوتیت که یک اکسید آهن آبدار است تنها فاز بلورین ایدینگزیت می‌باشد و سایر ترکیبات آن را مواد بی شکل تشکیل می‌دهند. به عقیده‌ی Dear et al. (1982) فرآیند ایدینگزیتی شدن شامل یک سری تغییر و تبدیلات پیوسته در ساختمان الیوین است که در حالت جامد رخ داده و طی آن با ورود اتمهای هیدروژن به درون ساختمان الیوین

و اتصال آنها به اتمهای اکسیژن منجر به آزاد شدن کاتیونهای Si ، Fe^{2+} ، Mg و جانشینی کاتیونهای Fe^{3+} ، Ca و Al بجای آنها می‌شود. نتایج کارهای Welch & Banfield (2002) نیز نشان دهنده خروج Si و Mg و افزایش مقادیر Fe^{3+} در جریان این می‌باشد.

۴-۶- بافت

همان‌گونه که قبلاً عنوان شد بازالت‌های سلطان میدان در صحرا عموماً دارای ظاهری ناپیدا بلور هستند. در زیر میکروسکوپ با توجه به اندازه‌ی بلورها، شکل و نحوه‌ی قرارگیری آنها در کنار یکدیگر می‌توان بافت‌های متنوعی را مشاهده نمود. به طور کلی مهمترین بافت‌های مشاهده شده در سنگ-های بازالتی منطقه عبارتند از: پورفیری با خمیره میکرولیتی، پورفیری با خمیره میکرولیتی-شیشه‌ای، سریه‌ای، جریانی، پوئی‌کیلیتی، افیتیک، ساب‌افیتیک، اینترسرتال، حفره‌ای، بادامکی و گلومروپورفیری.

بافت پورفیری به طور معمول نشان دهنده‌ی توقف و تبلور ماگما در آشیانه‌ی ماگمایی در حین صعود ماگما از گوشته به سطح زمین بوده (Gill, 2010) و درشت بلورها در هنگام توقف ماگما در آشیانه‌ی ماگمایی شکل می‌گیرند. با توجه به حضور فراوان این بافت در بازالت‌های سلطان میدان باید گفت که ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها قبل از فوران در آشیانه و یا آشیانه‌هایی توقف داشته و احتمالاً در حین توقف، فرآیند تفریق بلوری نیز در آنها به وقوع پیوسته است. تجمع درشت بلورها در سنگ‌های منطقه و ایجاد بافت گلومروپورفیری را هم باید در ارتباط با تمایل این درشت بلورها برای کاهش انرژی سطحی دانست. به عقیده‌ی Ikeda et al. (2002) تشکیل تجمع‌های بلوری باعث کاهش انرژی بین سطحی بلور-مذاب می‌شود.

حضور بافت جریانی در بازالت‌های منطقه که عموماً به واسطه‌ی موازی قرار گرفتن بلورهای کشیده و تخته‌ای شکل پلاژیوکلاز ایجاد شده است نیز نشان دهنده‌ی جریان یافتن ماگما در سطح زمین در قبل از انجماد کامل آن می‌باشد. صفحه‌ای بودن روانه‌های گدازه در منطقه‌ی مورد مطالعه و گسترش

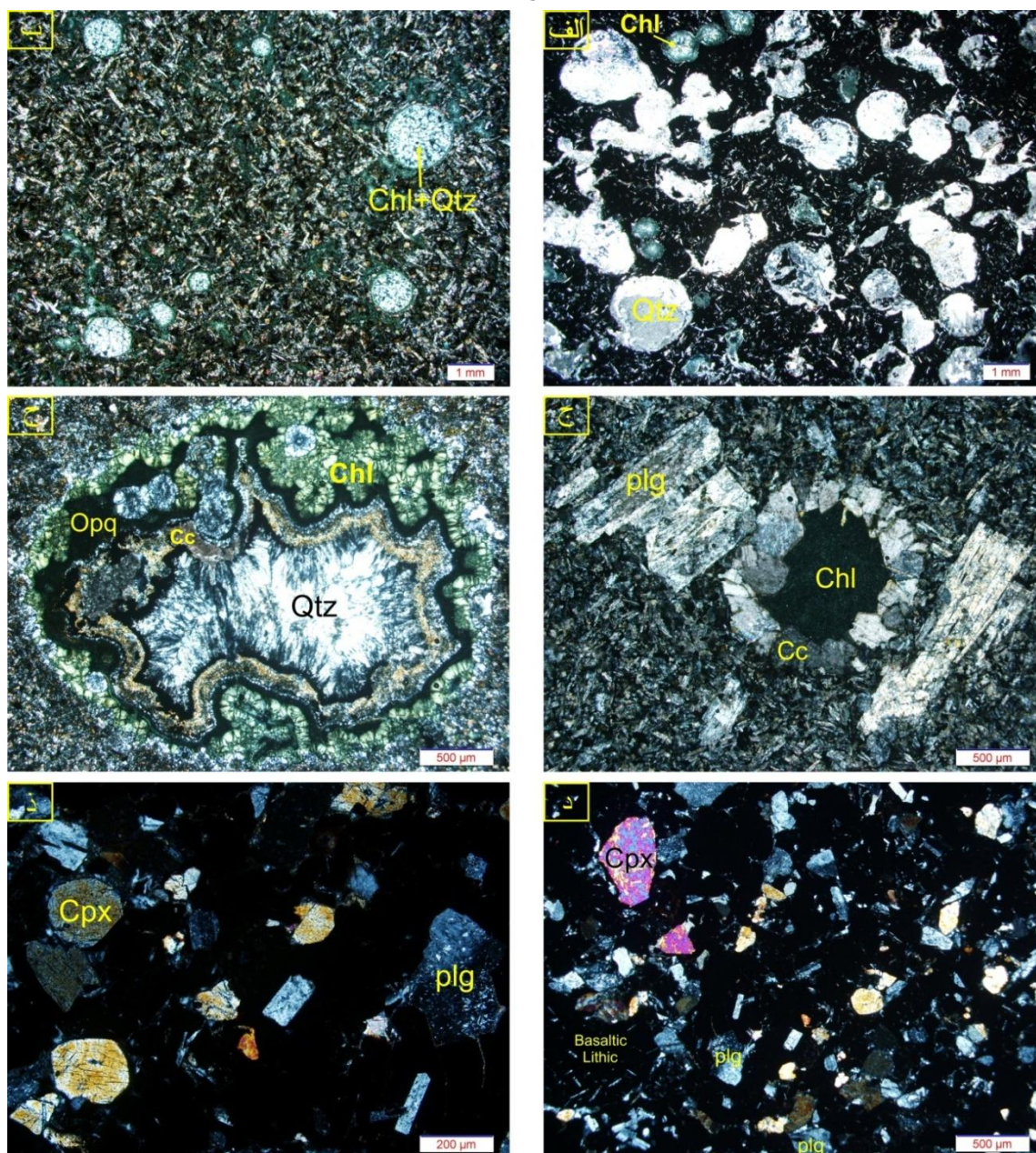
جانبی زیاد آنها با حضور این بافت کاملاً سازگار است. به طوری که بر اساس حضور بافت جریانی، گرانروی کم ماگمای بازالتی و صفحه‌ای بودن روانه‌های گدازه و گسترش جانبی زیاد آنها در صحرا می‌توان جریان یافتن ماگما حتی تا مسافت‌های زیاد را برای بازالت‌های منطقه در نظر گرفت.

همانگونه که در فصل ۲ عنوان شد، حضور بافت بادامکی در روانه‌های گدازه یکی از خصوصیات بازالت‌های سلطان میدان می‌باشد که از آن جهت تفکیک روانه‌های مختلف استفاده شده است. به طوری که این بادامک‌ها در بخش‌های مختلف روانه‌های گدازه از فراوانی یکسانی برخوردار نبوده و بیشترین تراکم آنها در قسمت‌های فوقانی این روانه‌ها دیده می‌شود. این بادامک‌ها که عموماً توسط کانی‌های ثانویه‌ی مختلفی پُر شده‌اند، در برخی موارد اشکال بسیار زیبایی را به نمایش می‌گذارند (تابلو ۳-۸- الف تا ح).

۴-۷- واحدهای توفی در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان

همانگونه که قبلاً عنوان شد، از ویژگی‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در محل دره‌ی چشمه-سید، حضور دو واحد توفی (واحدهای T_1 و T_2 ، شکل ۲-۱۴) به رنگ قرمز-ارغوانی و نیز سبز رنگ و به ترتیب با ضخامت ۱ و ۳ متر در بخش‌های تحتانی این مجموعه است. بررسی مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های مربوط به این دو لایه‌ی توفی نشان می‌دهد که از نوع کریستال لیتیک توف با ترکیب بازالتی هستند. این توف‌ها واجد فنوکریست‌های فراوان و نسبتاً سالم اوژیت و پلاژیوکلاز و برخی قطعات بازالتی ریز بلور می‌باشند که همگی اینها در زمینه‌ای کدر از اکسیدهای آهن (مگنتیت و هماتیت) قرار گرفته‌اند (تابلو ۳-۸- د، ذ). بلورهای اوژیت و پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه-شکل‌دار بوده و اندازه‌ی آنها عموماً کمتر از ۰/۵ میلیمتر می‌باشد. هر چند، در برخی موارد بلورهایی تا حد ۱ میلیمتر نیز قابل مشاهده می‌باشند. کلریت، اپیدوت، کلسیت، سربیسیت، کوارتز و اکسیدهای آهن کانی‌های ثانویه‌ی موجود در این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند.

تابلو ۳-۸



الف تا ح) بافت بادامکی در بازالت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه. همان‌گونه که در تصاویر دیده می‌شود، بادامک‌ها توسط کانی‌های ثانویه‌ی مختلفی شامل کلریت، کوارتز، کلسیت و کانی‌های اپک پُر شده‌اند. در شکل ح می‌توان پُر شدگی چند مرحله‌ای و زیبایی یک بادامک بزرگ را توسط کانی‌های ثانویه‌ی مختلف دید. د، ذ) تصویری میکروسکوپی از دو واحد توف سیلتستونی در محل دره‌ی چشمه‌سید. این توف‌ها از نوع کریستال‌لیتیک‌توف بوده و می‌توان بلورهای فراوان پلاژیوکلاز و اوژیت که در زمینه‌ای تیره از اکسیدهای آهن قرار گرفته‌اند را به خوبی دید. همچنین در تصویر د قطعه‌ای از بازالت میکروولیتی دیده می‌شود. (تمامی تصاویر در نور پلاریزه‌ی متقاطع می‌باشند).

به طور کلی شواهد پتروگرافی نشان می‌دهد که ترکیب این واحدهای توفی، مشابه با ترکیب کلی روانه‌های بازالتی سلطان میدان بوده و آنها محصول فوران انفجاری ماگما می‌باشند. افزایش مقدار آب و مواد فرار در هنگام صعود ماگما، و یا برخورد ماگما با آب‌های سطحی و زیرزمینی منجر به ایجاد حالت انفجاری در ماگما و تشکیل این واحدهای توفی شده است.

۴-۸- پتروگرافی قطعات گرانیتوئیدی موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه

چنانچه در فصل ۲ اشاره شد، یکی از ویژگی‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در دره‌ی چشمه-سید و نیز منطقه‌ی خوش‌یلاق حضور میان لایه‌هایی از کنگلومراهای حاوی قطعات درشت صورتی و گاهی سفید رنگ گرانیتوئیدی است (شکل ۲-۱۴). همچنین، در محل دره‌ی چشمه‌سید می‌توان حضور فراوان این قطعات گرانیتوئیدی را در کنگلومرای قاعده‌ی سازند پادها نیز مشاهده نمود. مطالعه‌ی میکروسکوپی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که هر دو نوع قطعات گرانیتوئیدی صورتی و سفید رنگ دارای ویژگی‌های پتروگرافی مشابهی هستند.

کانی‌های اصلی موجود در این قطعات کنگلومرای شامل آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز می‌باشد (تابلو ۳-۹- الف تا د). به طوری که در مقاطع میکروسکوپی مختلف این سنگ‌ها، مقدار تغییرات فلدسپار بین ۳۰ تا ۶۰ درصد بوده و مقدار پلاژیوکلاز و کوارتز نیز به ترتیب بین حدود ۱۰ تا ۴۰ درصد و ۱۵ تا ۴۰ درصد متغیر است. کانی‌های فرعی نیز در این سنگ‌ها شامل زیرکن، آپاتیت و کانی‌های اپک می‌باشند. کانی‌های فلدسپار و پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها عموماً متحمل دگرسانی شده و حضور کانی‌های ثانویه‌ای نظیر سریسیت، کلسیت، اپیدوت، کلریت و کانی‌های رسی به فراوانی بر روی آنها قابل مشاهده است. مهمترین بافت‌های قابل مشاهده در این سنگ‌های گرانیتوئیدی نیز شامل گرانولار، میکروگرافیکی و پرتیتی می‌باشند (تابلو ۳-۹- الف تا د). مقاطع میکروسکوپی نشان دهنده‌ی ترکیب غالب گرانیتی در این قطعات تشکیل دهنده‌ی کنگلومراها است. هر چند در برخی

نمونه‌ها، حضور بیشتر فلدسپار و یا گاهی حضور کمتر کوارتز در سنگ باعث تمایل ترکیب آنها به ترتیب به سمت آلکالی گرانیات و کوارتز مونزونیت شده است.

یکی از ویژگی‌های برخی از این سنگ‌های گرانیتوئیدی، حضور مقادیر نسبتاً فراوان اکسیدهای آهن اولیه‌ی شکل‌دار تا کاملاً بی‌شکل در آنها است، که در بسیاری از مواقع به صورت زبانه‌ها و رگه‌هایی به داخل شکستگی‌های موجود در کانی‌های مجاور خود نفوذ کرده‌اند. این اکسیدهای آهن ظاهراً از نوع مگنتیت می‌باشند، و در برخی موارد به هماتیت دگرسان شده‌اند.

۹-۴- سنگ‌های رسوبی

همان‌گونه که در فصل ۲ عنوان شد، حضور میان لایه‌های رسوبی یکی از ویژگی‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در منطقه‌ی مورد مطالعه است. مقاطع میکروسکوپی برداشت شده از ماسه-سنگ‌های موجود در این میان لایه‌های رسوبی نشان می‌دهد که آنها از نوع سید آرنایت (sed-arenite) با قطعات متشکل از شیل، سیلتستون، ماسه‌سنگ و چرت می‌باشند (تابلو ۹-۳- ر تا ز).

تابلو ۹-۳

تصاویر میکروسکوپی از قطعات گرانیتی صورتی رنگ (الف تا ذ) و نیز ماسه سنگ‌های (ر، ز) موجود در میان لایه‌های واقع در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان.

(الف) حضور فراوان کانی‌های فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز در قطعات گرانیتی کنگلومراهای منطقه.

(ب) تصویری از یک درشت بلور نسبتاً سالم فلدسپار. در بخش‌هایی از این بلور درشت فلدسپار می‌توان به طور جزئی حضور کانی‌های رسی و سربیسیت را دید.

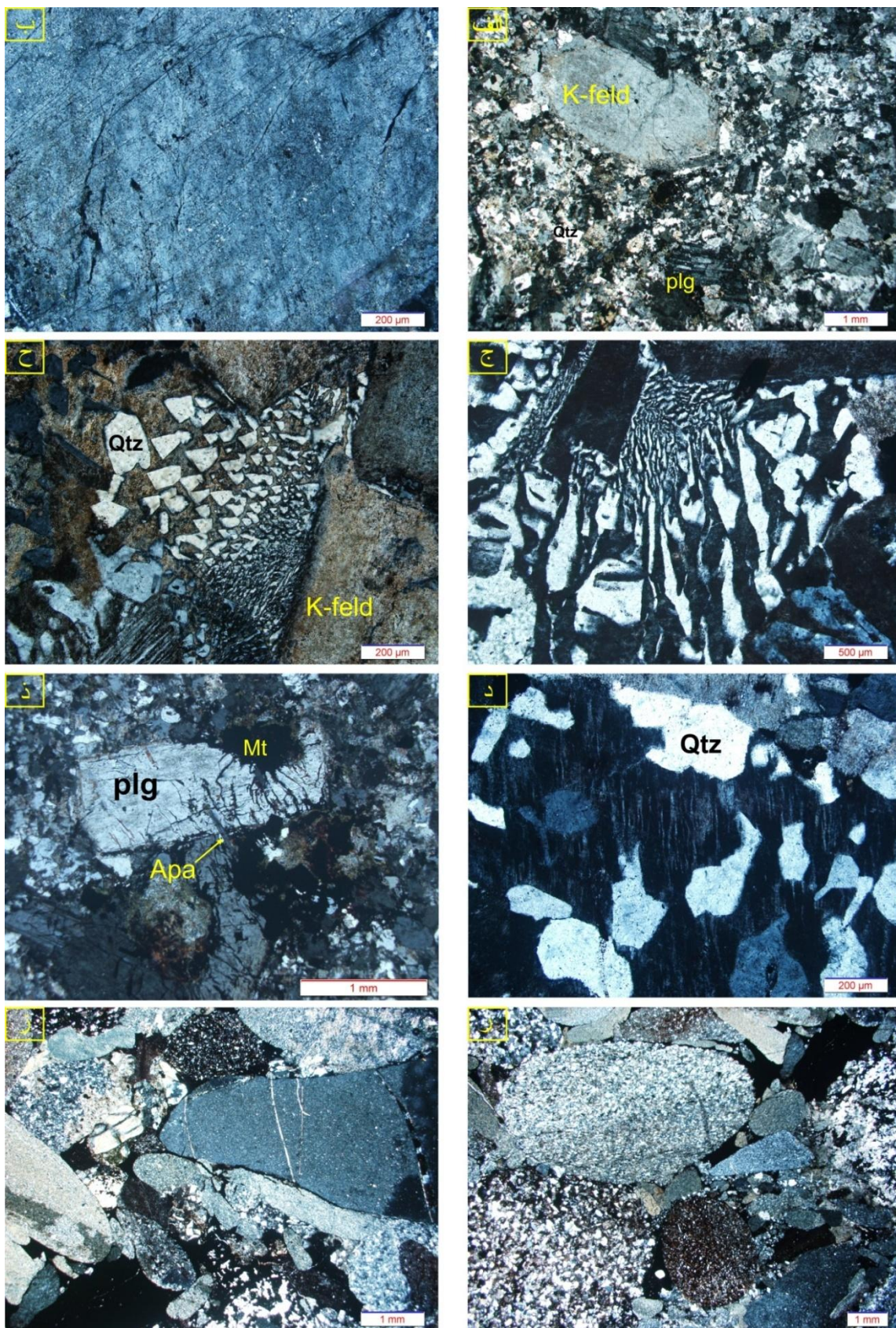
(ج، ح، د) حضور فراوان هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار آلکالن که منجر به ایجاد بافت میکروگرافیکی در گرانیته‌ها شده است. در تصویر د می‌توان به وضوح بافت پرتیتی را در بلور فلدسپار تشخیص داد.

(ذ) حضور فراوان مگنتیت در برخی از قطعات گرانیتی. در این تصویر زبانه‌های باریکی از مگنتیت که از طریق شکستگی‌ها به درون کانی‌های مجاور خود نفوذ کرده‌اند دیده می‌شود. همچنین در گرانیته‌های منطقه مقادیر زیادی آپاتیت وجود دارد که نمونه‌ای از آنها را می‌توان در مرکز تصویر مشاهده نمود.

(ر، ز) مقاطع میکروسکوپی ماسه‌سنگ‌های موجود در میان لایه‌های رسوبی واقع در محل دره‌ی چشمه‌سید. همانگونه که در تصاویر دیده می‌شود، این ماسه‌سنگ‌ها از نوع سید آرنایت و متشکل از قطعات شیل، سیلتستون، ماسه‌سنگ و چرت می‌باشند.



تابلو ۳-۹



فصل چہارم

شیمیِ کانی‌ها

۴-۱- مقدمه

استفاده از نتایج الکترون میکروپروب که تحت عنوان میکرو آنالیزور پروب الکترونی (EPMA) نیز شناخته می‌شود، یکی ابزارهای دقیق و بسیار مؤثر در مطالعات پترولوژیکی به منظور شناسایی و تعیین نوع و ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌ها و نیز بهره‌گیری از نتایج بدست آمده در مطالعات دما- فشار سنجی می‌باشد.

به منظور مطالعات میکروپروب بر روی بازالت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، پس از پتروگرافی دقیق، تعداد ۲۰ عدد مقطع نازک-صیقلی مناسب از رخنمون‌های دره‌ی کلودر، دره‌ی چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش‌بیلاق انتخاب شده و در دو مرکز تحقیقاتی، شامل مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران و نیز در Middle East Technical University در کشور ترکیه مورد تجزیه‌ی میکرو آنالیزور پروب الکترونی قرار گرفته‌اند.

نتایج دستگاهی حاصله مجموعاً شامل بیش از ۶۰۰ آنالیز نقطه‌ای از نمونه‌های منطقه، تصاویر میکروسکوپ الکترونی با استفاده از اسکن الکترون پراکنده شده‌ی برگشتی (backscattered electron, BSE) و آنالیز کیفی به روش EDS (energy-dispersive spectroscopy) می‌باشند.

در این فصل در ابتدا به ترکیب و تغییرات ترکیبی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های منطقه پرداخته شده، و در ادامه با استفاده از پیروکسن‌های موجود در این بازالت‌ها، شرایط دما و فشار تشکیل آنها مورد بررسی قرار گرفته است.

۴-۲- ترکیب و شیمی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های منطقه

نتایج حاصل از میکروپروب الکترونی بر روی کانی‌های موجود در بازالت‌های منطقه، به طور کلی تأیید کننده‌ی نتایج بدست آمده‌ی قبلی بر اساس مطالعات پتروگرافی است. به طوری که آنالیزهای نقطه‌ای بر روی این سنگ‌ها تأیید کننده‌ی شواهد میکروسکوپی از قبیل ترکیب نسبتاً یکنواخت

بازالت‌های منطقه، عدم حضور ارتوپروکسن، دگرسانی شدید پلاژیوکلازها، حضور فراوان کلریت و... است.

همانگونه که در مطالعات پتروگرافی عنوان شد، پلاژیوکلاز و کلینوپیکسن کانی‌های اصلی بازالت-های سلطان میدان را تشکیل داده و کانی‌های اپک و گاهی نیز الیوین‌هایی که تماماً توسط کانی‌های ثانویه سودومورف شده‌اند، مهمترین کانی‌های فرعی در این بازالت‌ها هستند. کانی‌های ثانویه نیز عموماً شامل کلریت، اپیدوت، کوارتز، کلسیت، اسفن و سریسیت هستند. با توجه به اینکه فراوانی و اهمیت کانی‌های مختلف موجود در سنگ‌های منطقه هم ارز یکدیگر نمی‌باشد، در هنگام انتخاب نقاط مورد نظر جهت انجام تجزیه‌ی شیمیایی سعی شده است بیشتر کانی‌هایی مورد توجه و تجزیه قرار گیرند که فراوانی، نوع و تغییرات ترکیب شیمیایی آنها دارای اهمیت بوده و اساساً نشان دهنده‌ی ویژگی‌ها و تحولات ماگمای اولیه می‌باشند. همچنین با وجود اینکه در انجام تجزیه‌ی شیمیایی نقطه-ای نمونه‌های منطقه، کانی‌های ثانویه نیز مد نظر قرار داشته‌اند، اما از تجزیه‌ی کانی‌هایی نظیر کوارتز و کلسیت که توسط میکروسکوپ نوری نیز به راحتی قابل تشخیص بوده و نوع و تغییرات ترکیبی آنها اهمیت چندانی در مطالعه‌ی سنگ‌های منطقه نداشته است، صرف نظر شده است.

به طور کلی به منظور انجام مطالعات میکروپروب، تعداد ۶۳۹ نقطه مورد تجزیه‌ی شیمیایی قرار گرفته است (جدول ۴-۱). از این تعداد، ۳۰۶ آنالیز مربوط به بازالت‌های دره‌ی کلودر، ۳۰۲ نقطه از بازالت‌های دره‌ی چشمه‌سید و ۳۱ آنالیز از بازالت‌های منطقه‌ی خوش‌ییلاق می‌باشد (جدول ۴-۱). کانی‌هایی که در بازالت‌های منطقه مورد تجزیه‌ی نقطه‌ای قرار گرفته‌اند شامل پیروکسن، پلاژیوکلاز، کلریت، اپیدوت، اسفن، لوکوکسن، و کانی‌های اپک می‌باشند (جدول ۴-۱). نتایج اولیه‌ی تجزیه‌ی نمونه‌های دره‌ی کلودر، دره‌ی چشمه‌سید و بازالت‌های منطقه‌ی خوش‌ییلاق به تفکیک هر مقطع در جداول ۴-۲ تا ۴-۱۱ (پیوست) ارائه شده است. همچنین ترکیب میانگین کل کانی‌های تجزیه شده در منطقه‌ی مورد مطالعه در جدول ۴-۱۲ نمایش داده شده است.

قابل ذکر است که در جداول مختلف موجود در این فصل، نمونه‌های دره‌ی کلودر با پیشوند **K** (برای مثال K1b)، نمونه‌های دره‌ی چشمه‌سید با پیشوند **M** (به عنوان مثال M44a) و بازالت‌های منطقه‌ی خوش‌بیلاق با پیشوند **Kh** (به عنوان نمونه Kh9.15) نامگذاری شده‌اند. همچنین در این بخش به منظور تفکیک و تشخیص نمونه‌های برداشت شده بر روی نمودارهای مختلف، نمونه‌های دره‌ی کلودر با نشانه‌ی (Δ)، نمونه‌های دره‌ی چشمه‌سید با نشانه‌ی ($\square$) و نمونه‌های منطقه‌ی خوش‌بیلاق با نشانه‌ی ($\circ$) نمایش داده شده‌اند.

جدول ۴-۱- انواع کانی‌ها و تعداد نقاط آنالیز شده در رخنمون‌های مختلف مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان به همراه نشانه‌های اختصاری کانی‌ها.

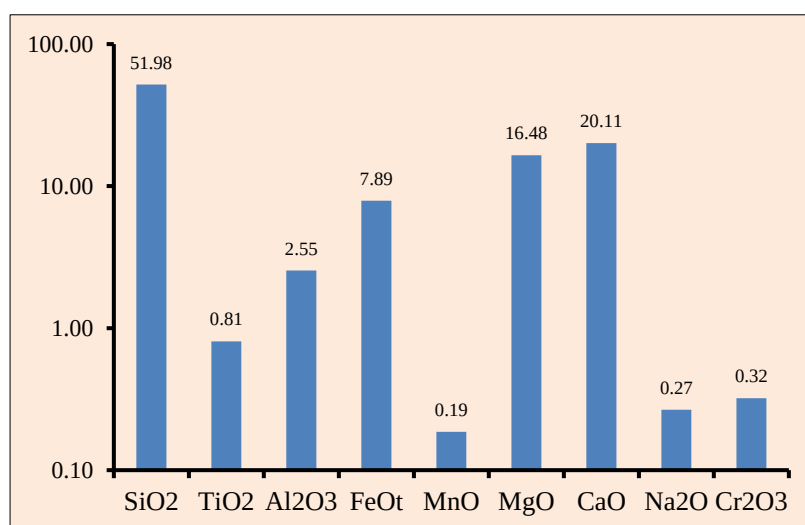
Mineral	Symbol	Analyse points (Total)	Kaludar (K)	Cheshmeh-Seyed (M)	Khoshyeilaq (Kh)
Clinopyroxene	Cpx	352	148	182	22
Plagioclase	Plg	194	116	75	3
Chlorite	Chl	48	23	23	2
Epidote	Ept	7	4	3	-
Ilmenite	Ilm	5	-	5	-
Magnetite	Mt	13	7	6	-
Titanomagnetite	Ti-Mt	4	-	-	4
Sphene	Sph	15	8	7	-
Leucroxene	Leucrox	1	-	1	-
Sum		639	306	302	31

جدول ۴-۱۲- تعداد نقاط آنالیز شده و ترکیب میانگین کلی کانی‌های تجزیه شده در منطقه‌ی مورد مطالعه.

Points N.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
<u>352</u>	51.98	0.81	2.55	7.89	0.19	16.48	20.11	0.27	0.01	0.32	100.5	Cpx
<u>188</u>	66.97	0.03	20.79	0.12	0.01	0.05	0.69	11.11	0.09	0.00	99.9	Plg (altered)
<u>6</u>	52.64	0.12	29.18	0.97	0.01	0.14	12.71	4.55	0.38	0.00	100.7	Plg (fresh)
<u>48</u>	29.83	0.04	16.55	25.67	0.48	15.06	0.48	0.04	0.02	0.01	88.2	Chl
<u>15</u>	31.79	31.38	2.84	3.41	0.02	0.11	28.51	0.02	0.02	0.01	98.1	Sph
<u>7</u>	39.00	0.09	19.79	11.41	0.18	4.52	18.32	0.02	0.01	0.01	93.3	Ept
<u>5</u>	0.2	45.15	0.034	43.39	5.84	0.01	0.31	0.00	0.02	0.01	95.0	Ilm
<u>13</u>	2.19	4.19	0.43	82.53	0.09	0.12	0.85	0.15	0.03	0.02	90.6	Mt
<u>4</u>	0.41	21.58	1.18	69.45	0.14	0.09	0.22	0.04	0.01	0.02	93.1	Ti-Mt
<u>1</u>	12.85	68.56	0.36	2.26	0.12	0.08	11.44	0.04	0	0	95.7	Leucrox

۴-۲-۱- شیمی پیروکسن

به منظور بررسی ترکیب دقیق پیروکسن‌های موجود در بازالت‌های سلطان میدان، تعداد ۳۵۲ آنالیز نقطه‌ای بر روی پیروکسن‌ها صورت گرفته است. از این میان ۱۴۸ نقطه مربوط به پیروکسن‌های دره‌ی کلودر و ۱۸۲ و ۲۲ نقطه به ترتیب مربوط به پیروکسن‌های موجود در بازالت‌های دره‌ی چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش‌یلاق می‌باشند (جدول ۴-۱ تا ۴-۱۲). میانگین ترکیب کل پیروکسن‌های منطقه در شکل ۴-۱ ارائه شده است. همانگونه که در این شکل دیده می‌شود این پیروکسن‌ها به طور میانگین واجد ۵۱/۹۸ درصد وزنی SiO_2 ، ۲۰/۱۱ درصد CaO ، ۱۶/۴۸ درصد MgO و ۷/۸۹ درصد وزنی FeO بوده و میانگین Al_2O_3 و TiO_2 به ترتیب ۲/۵۵ و ۰/۸۱ درصد وزنی می‌باشند. در تابلو ۴-۱ محل آنالیز نقطه‌ای در برخی از پیروکسن‌های منطقه بر روی تصاویر میکروسکوپ نوری و میکروسکوپ الکترونی (BSE) نمایش داده شده است.

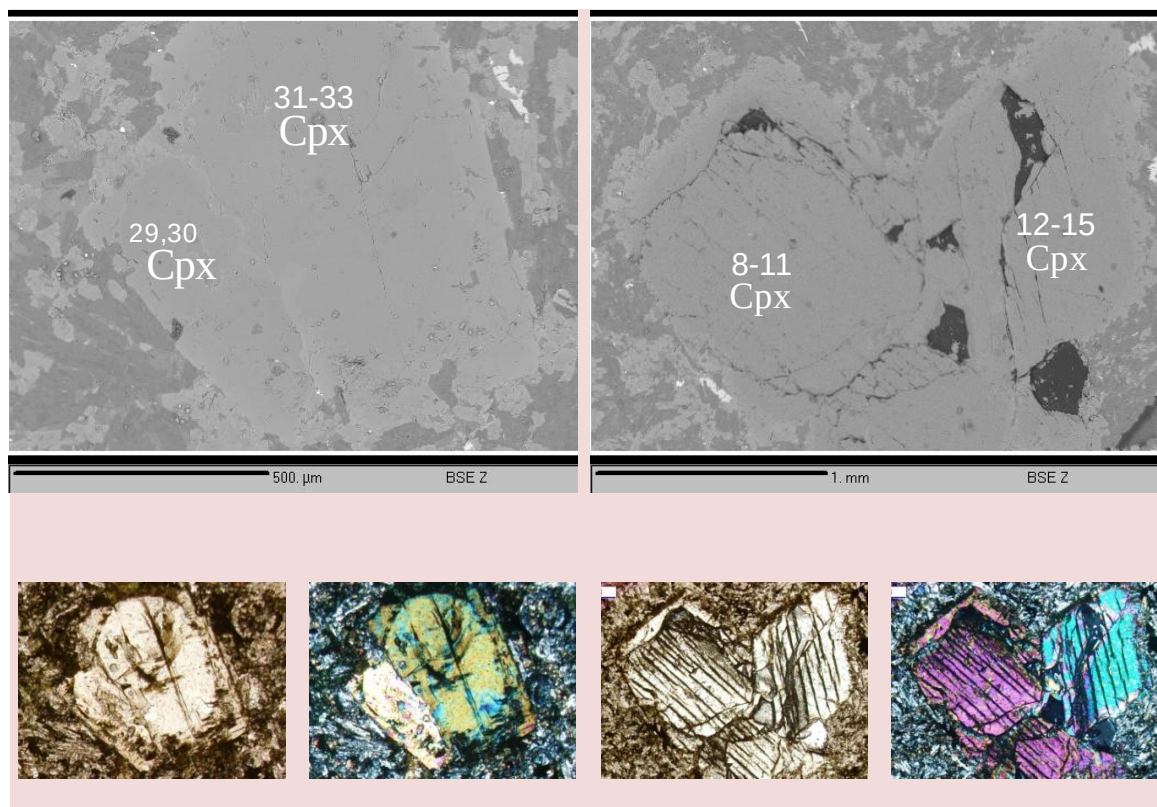


شکل ۴-۱- میانگین ترکیب شیمیایی تعداد ۳۵۲ پیروکسن موجود در بازالت‌های منطقه. جهت نمایش بهتر عناصر دارای مقادیر کم، داده‌ها بر روی محور عمودی به صورت لگاریتمی ارائه شده است.

تابلو ۴-۱

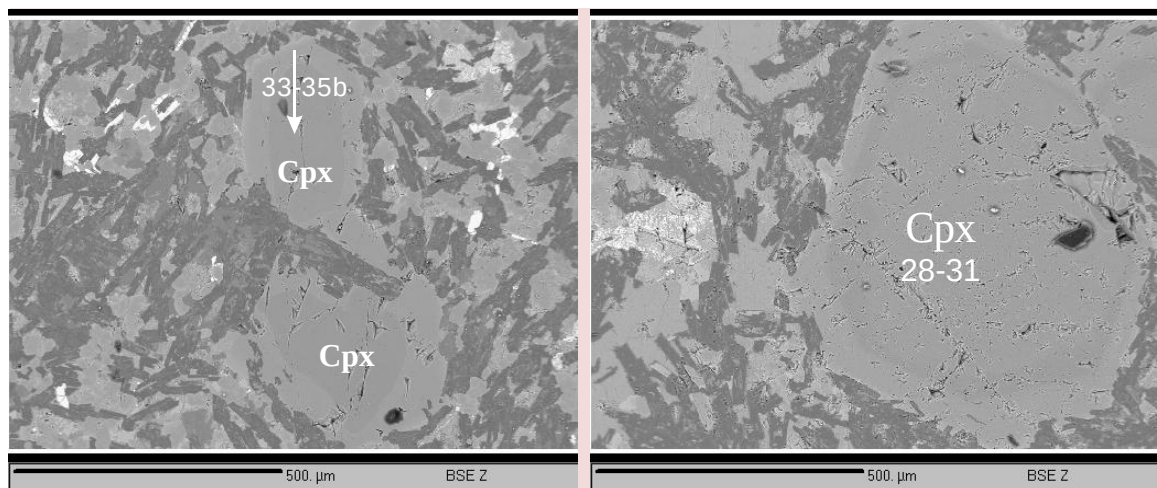
در تابلو ۴-۱ تصاویر میکروسکوپ نوری و میکروسکوپ الکترونی (BSE) از پیروکسن‌های موجود در بازالت‌های سلطان میدان نمایش داده شده است. نقاط آنالیز شده بر روی تصاویر میکروسکوپ الکترونی به صورت شماره‌هایی مشخص شده است که با مراجعه به جداول ۴-۲ تا ۴-۱۱ (پیوست) می‌توان ترکیب نقاط آنالیز شده را مشاهده نمود. همچنین در تصاویر میکروسکوپ نوری واقع در زیر هر تصویر میکروسکوپ الکترونی، تصویر سمت راست در نور xpl و تصویر سمت چپ در نور ppl می‌باشد.

تابلو ۱-۴



ب- نمونه‌ی Kh9

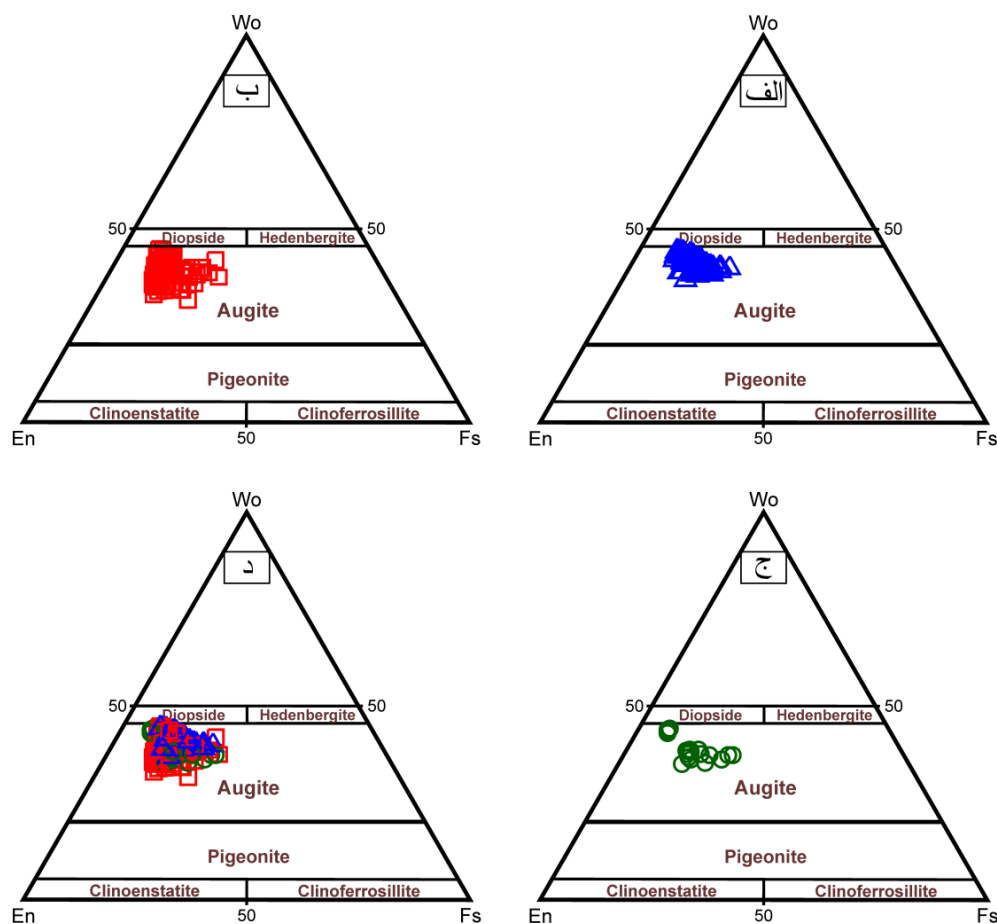
الف- نمونه‌ی Kh9



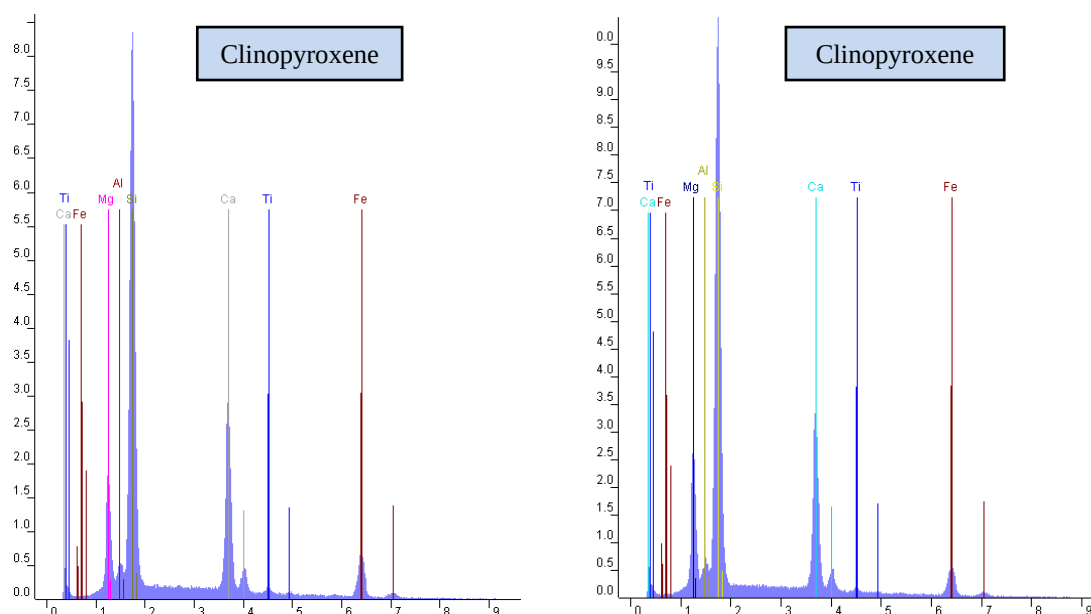
د- نمونه‌ی M2f

ج- نمونه‌ی M44a

از آنجائیکه ترکیبات مختلف پیروکسن‌ها بصورت محلول جامد با اعضای انتهایی $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ، $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ و $\text{Fe}^{2+}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ و همراه با تغییرات مقادیر $\text{Ca} - \text{Mg} - \text{Fe}$ می‌باشند، جهت تعیین نوع دقیق پیروکسن‌ها از نمودار طبقه‌بندی (Morimoto et al. (1988) استفاده شده است. همانگونه که در شکل ۲-۴ مشاهده می‌شود، پیروکسن‌های منطقه دارای ترکیب تقریباً نزدیک به یکدیگر بوده و نتایج میکروپروب الکترونی تأیید کننده‌ی شواهد پتروگرافی مبنی بر اوژیتی بودن آنها می‌باشند. همچنین تصاویر آنالیز کیفی به روش EDS بر روی دو نمونه از پیروکسن‌های موجود در بازالت‌های منطقه نیز کاملاً تأیید کننده‌ی اوژیتی بودن ترکیب آنها است (شکل ۳-۴).



شکل ۲-۴ طبقه‌بندی پیروکسن‌های موجود در بازالت‌های سلطان میدان بر روی نمودار (Morimoto et al. (1988) در (الف) دره‌ی کلودر (ب) دره‌ی چشمه‌سید و (ج) منطقه‌ی خوش‌یلاق. (د) در این نمودار تمامی پیروکسن‌های منطقه-ی مورد مطالعه به طور همزمان نمایش داده شده‌اند.



شکل ۴-۳- تصاویر آنالیز کیفی به روش EDS بر روی دو نمونه از کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های منطقه. همانگونه که بر روی طیف ترکیبی این اوزیت‌ها قابل رؤیت است، می‌توان پیک‌های شاخصی را به ترتیب در عناصر Si, Ca, Mg و Fe به وضوح مشاهده نمود.

یکی از تقسیم‌بندی‌های رایج در مورد کلینوپیروکسن‌ها، گروه‌بندی آنها به دو گروه کلسیم بالا (high-Ca) و کلسیم پایین (low-Ca) است. مرز بین این دو گروه به واسطه‌ی حضور یک وقفه‌ی ترکیبی (miscibility gap) بین حدود ۱۵ و ۲۴ مول درصد $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (در حدفصل بین اوزیت و پیژئونیت) واقع شده و پیروکسن‌های طبیعی بندرت در محدوده‌ی این وقفه‌ی ترکیبی واقع می‌شوند (Gill, 2010). همچنین باید توجه داشت که پیروکسن‌های آذرین طبیعی به بندرت حاوی بیش از ۵۰ درصد $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ می‌باشند (Gill, 2010). با توجه به اینکه تمامی پیروکسن‌های منطقه از نوع اوزیتی بوده و در محدوده‌ی بالاتر از وقفه‌ی ترکیبی قرار می‌گیرند، می‌توان تمامی پیروکسن‌های موجود در بازالت‌های منطقه را از نوع کلسیم بالا (High-Ca) دانست.

همچنین یکی از ویژگی‌های اوزیت‌ها، امکان گروه‌بندی آنها بر اساس مقدار تیتانیوم به دو گروه اوزیت معمولی و تیتان اوزیت است. اوزیت معمولی حاوی ۰/۵ تا ۰/۸ درصد وزنی TiO_2 و تیتان اوزیت حاوی ۳ تا ۶ درصد جرمی از این اکسید است (Gill, 2010). مقادیر TiO_2 در اوزیت‌های منطقه بین

۰ تا ۲/۳۶ درصد وزنی متغیر می‌باشد. به طوری که مقدار TiO_2 در اوژیت‌های دره‌ی کلودر، دره‌ی چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش‌یلاق به ترتیب بین ۰/۵۶-۲/۳۶، ۰-۲/۲ و ۰/۲۸-۱/۰۵ در تغییر است (جداول ۲-۴ تا ۴-۱۱، پیوست).

تغییرات مقدار TiO_2 در بیشتر نمونه‌های منطقه در حد فاصل ترکیبی بین اوژیت معمولی و تیتان اوژیت مانع از آن می‌شود که بتوان آنها را در یکی از این دو گروه جای داد. باید توجه داشت که مقدار تیتانیوم در پیروکسن‌ها عموماً ارتباط نزدیکی با میزان آلکالینیته‌ی ماگما دارد. به طوری که پیروکسن‌های موجود در بازالت‌های آلکالن حاوی تیتانیوم بالاتری نسبت به بازالت‌های ساب آلکالن بوده و به لحاظ ترکیبی به سمت تیتان اوژیت تمایل نشان می‌دهند (Gill, 2010). اما از طرفی باید توجه داشت که در بازالت‌های ساب آلکالن معمولاً پلاژیوکلاز زودتر از اوژیت (مشابه با روند تبلور در بازالت‌های منطقه) متبلور می‌شود (Gill, 2010). پیروکسن موجود در گروه بازالت‌های ساب آلکالن معمولاً از نوع کلسیم پایین (مونوکلینیک پیژئونیت یا ارتوومبیک انستاتیت) بوده و می‌تواند به صورت فنوکریست، در زمینه و یا اینکه به صورت رورشدی بر روی الیوین‌ها دیده شود. همچنین بازالت‌های ساب آلکالن می‌توانند در زمینه‌ی خود حاوی کوارتز باشند (Gill, 2010). اما صرفاً با وجود شباهت روند تبلور بازالت‌های منطقه با بازالت‌های ساب آلکالن، نمی‌توان بازالت‌های منطقه را در این گروه جای داد. زیرا فراوانی اوژیت و عدم حضور پیروکسن فقیر از کلسیم در بازالت‌های منطقه با این ماهیت ناسازگار می‌باشد. اهمیت ارتباط ترکیب نوع پیروکسن با آلکالینیته‌ی ماگمای بازالتی به حدی است که برخی از پترولوژیست‌ها (نظیر Melluso & Sethna, 2011) حضور کلینوپيروکسن کلسیم بالا و عدم حضور پیروکسن فقیر از کلسیم را یکی از راه‌های تشخیص ماگماهای با آلکالینیته‌ی بالاتر در بخش‌های مختلف بازالت‌های دکن قرار داده‌اند.

بنظر می‌رسد که با توجه به ترکیب پیروکسن‌های منطقه، نتوان ماگمای تشکیل دهنده‌ی آنها را صرفاً مرتبط با یکی از دو گروه آلکالن و یا ساب آلکالن دانست و این پیروکسن‌ها ویژگی‌های حدواسط

بین هر دو گروه را به نمایش می‌گذارند. در فصل ژئوشیمی مفصلاً به ماهیت ماگمای ایجاد کننده‌ی این سنگ‌ها پرداخته می‌شود.

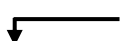
به منظور بررسی تغییرات ترکیبی در بلورهای منفرد اوژیت در بازالت‌های منطقه، در بسیاری از این کلینوپیروکسن‌ها آنالیز نقطه‌ای در مقطع عرضی و از مرکز به حاشیه انجام پذیرفت. در تابلو ۴-۲ تصاویر میکروسکوپ الکترونی و نوری از برخی اوژیت‌های منطقه به همراه محلی که بر روی آنها آنالیز نقطه‌ای انجام پذیرفته است نمایش داده شده و در جدول ۴-۱۳ نیز نتایج مربوط به این آنالیزهای نقطه‌ای ارائه شده است.

در تابلو ۴-۲، اشکال الف و ب دو بلور تقریباً شکل‌دار اوژیت را نشان می‌دهند که در آنها از مرکز به حاشیه (جدول ۴-۱۳، نقاط K6a.H36-38 و M44a.55,56) به تدریج از مقادیر CaO ، MgO ، Cr_2O_3 و Al_2O_3 کاسته شده و بر مقادیر FeO و MnO افزوده شده و نیز در نمونه‌ی K6a از مرکز به حاشیه بر مقدار TiO_2 افزوده شده و نمونه‌ی M44a تغییر خاصی را در مقدار این اکسید نشان نمی‌دهد. روند تغییرات ترکیبی در تمامی اوژیت‌های موجود در بازالت‌های منطقه عموماً از یک چنین نظامی برخوردار بوده و نیز معمولاً اکسیدهای SiO_2 و Na_2O تغییرات منظمی را نشان نمی‌دهند. در واقع روند تغییرات عناصر (به‌خصوص MgO ، CaO ، Cr_2O_3 ، FeO و MnO) در اوژیت‌های منطقه بیانگر تغییرات ترکیبی عادی در آنها و تبلور تدریجی آنها در حین سرد شدن در شرایط عادی از مذاب بازالتی است.

همانگونه که در فصل پتروگرافی مطرح شد، در اوژیت‌های منطقه در برخی از موارد می‌توان حالت رورشدی و منطقه‌بندی را در زیر میکروسکوپ مشاهده نمود. یکی از ویژگی‌های تصاویر میکروسکوپ الکترونی و مزیت آنها نسبت به میکروسکوپ نوری در این است که منطقه‌بندی ترکیبی را با وضوح بالایی نشان داده و حتی قادرند که منطقه‌بندی‌هایی که در زیر میکروسکوپ نوری قابل مشاهده نیستند را به خوبی آشکار سازند.

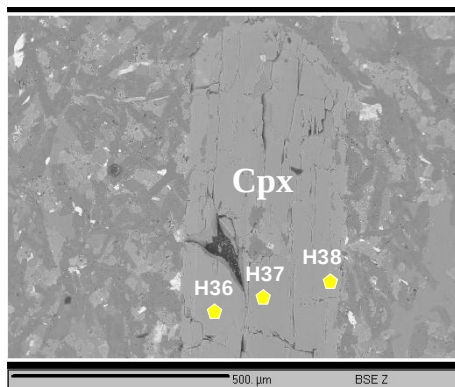
در تابلو ۲-۴، شکل‌های ج و د تصاویر میکروسکوپ الکترونی از دو بلور اوژیت را نشان می‌دهند که در حاشیه‌ی آنها منطقه‌بندی ترکیبی واضحی دیده می‌شود. آنالیز نقطه‌ای بخش مرکزی در این بلورها (جدول ۴-۱۳، نقاط M44a.10,11 و M44a.30,31) نشان می‌دهد که از مرکز به حاشیه از مقادیر MgO ، CaO ، Cr_2O_3 ، Na_2O و Al_2O_3 کاسته شده و بر مقادیر FeO و MnO افزوده شده است. مقایسه‌ی روند تغییرات عناصر در این بلورها (شکل‌های ج و د) با بلورهای شکل‌های الف و ب (که فاقد منطقه‌بندی در تصاویر میکروسکوپ الکترونی و نوری هستند) بیانگر روندهایی مشابه با یکدیگر می‌باشد. همچنین در شکل ج یک بلور کوچک اوژیت که در زمینه‌ی سنگ قرار دارد مورد تجزیه‌ی نقطه‌ای قرار گرفته است (جدول ۴-۱۳، نقطه‌ی M44a.32). این نقطه نیز نسبت به نقاط M44a.30,31 همان روندهای قبلی تغییرات عناصر (از مرکز به حاشیه) را نسبت به درشت بلور مجاورش نشان داده و یک روند تبلور عادی در طی تحول ماگما را آشکار می‌سازد. در واقع می‌توان نتیجه گرفت که منطقه‌بندی عادی در این اوژیت‌ها (نمونه‌های ج و د) به دلیل ایجاد وقفه در رشد بلورها در مخزن ماگمایی و یا در حین صعود ماگما اتفاق افتاده و نقش و عملکرد عواملی نظیر آلاینش یا اختلاط ماگمایی را منتفی می‌سازد.

تابلو ۲-۴

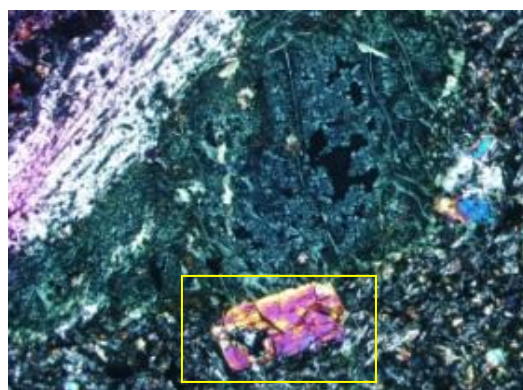
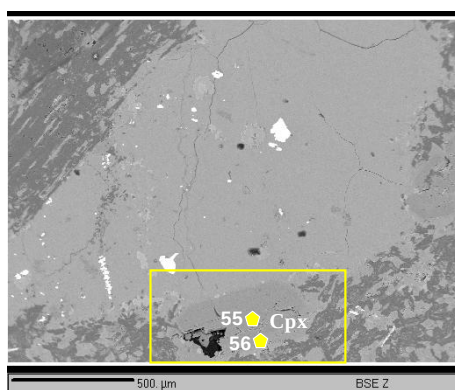
در تابلو ۲-۴ تصاویر میکروسکوپ نوری و میکروسکوپ الکترونی (BSE) از پیروکسن‌های موجود در بازالت-های سلطان میدان به نمایش گذاشته شده است. نقاط آنالیز شده بر روی تصاویر میکروسکوپ الکترونی به صورت شماره‌هایی مشخص شده است که نتایج تجزیه‌ی شیمیایی آنها را می‌توان در جدول ۴-۱۳ مشاهده نمود. همچنین در این تابلو تصاویر میکروسکوپ نوری (تصاویر سمت راست) در نور xpl می‌باشند. 

تابلو ۴-۲

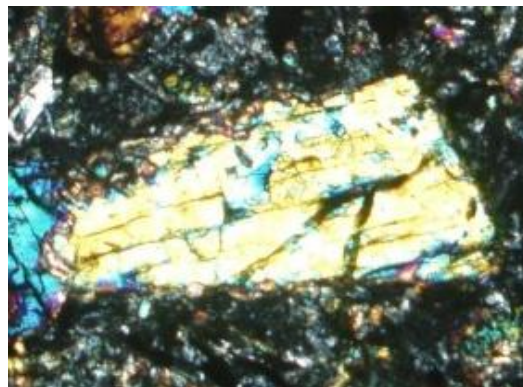
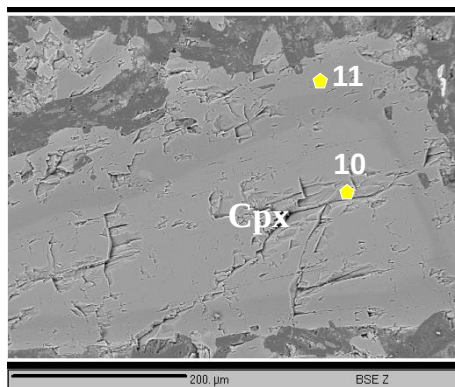
الف-
K6a



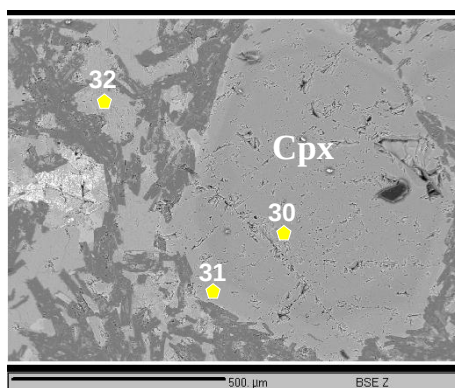
ب-
M44a



ج-
M44a



د-
M44a



جدول ۴-۱۳- نتایج ۱۰ تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی بر روی کلینوپیروکسن‌های منطقه. تصاویر میکروسکوپ نوری و میکروسکوپ الکترونی (BSE) مربوط به این نقاط در تابلو ۴-۲ نمایش داده شده است.

Sample	Position	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
<u>K6a.H36</u>	Rim	52.47	0.83	2.73	7.26	0.14	16.69	20.92	0.3	0.22	101.6
<u>K6a.H37</u>	Center	52.32	0.7	3.21	5.86	0.13	16.8	21.55	0.23	0.71	101.5
<u>K6a.H38</u>	Rim	51.62	0.86	1.71	7.37	0.18	16.32	20.93	0.3	0.47	99.8
<u>M44a.55</u>	Center	52.31	0.6	2.5	7.75	0.17	16.84	20.07	0.3	0.35	100.9
<u>M44a.56</u>	Rim	52.46	0.6	1.69	11.71	0.27	15.85	17.65	0.2	0.06	100.5
<u>M44a.10</u>	Center	52.15	0.8	2.97	8.44	0.21	16.03	19.42	0.25	0.28	100.6
<u>M44a.11</u>	Rim	52.43	0.68	2.37	12.55	0.3	15.08	17.25	0.18	0.09	100.9
<u>M44a.30</u>	Center	51.62	0.65	2.82	7.12	0.15	17.12	20.42	0.22	0.58	100.7
<u>M44a.31</u>	Rim	51.08	0.68	1.77	11.34	0.25	15.48	18.44	0.18	0.09	99.3
<u>M44a.32</u>		50.19	1.07	1.59	15.4	0.39	12.94	17.97	0.24	0	99.8

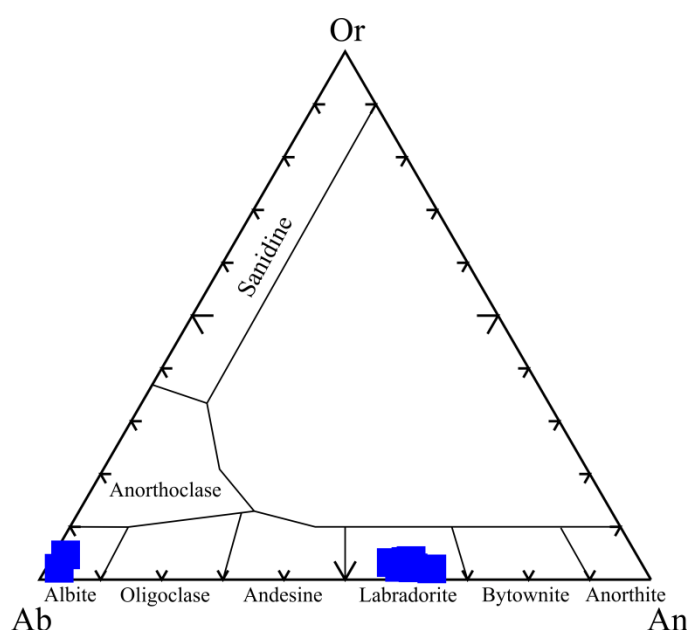
۴-۲-۲- شیمی پلاژیوکلاز

همانگونه که در فصل پتروگرافی عنوان شد، پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان است که به دو صورت درشت بلور و میکروولیت حضور دارد. همچنین شواهد پتروگرافی حاکی از عملکرد متوسط تا شدید دگرسانی بر روی این پلاژیوکلازها بوده و در نتیجه‌ی آن می‌توان کانی‌های ثانویه‌ی سرسیت، کلسیت، اپیدوت، کلریت، کانی‌های رسی و در نتیجه پدیده‌ی سوسوریتی شدن را به فراوانی بر روی آنها مشاهده نمود. به طور کلی نتایج تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی بر روی پلاژیوکلازهای منطقه تأیید کننده‌ی شواهد پتروگرافی می‌باشد. این نتایج (جداول ۴-۲ تا ۴-۱۲) نشان می‌دهند که شدت عملکرد فرآیندهای ثانویه بر روی بازالت‌های منطقه به حدی بوده است که عموماً منجر به خروج کلسیم و ورود سدیم به ترکیب پلاژیوکلازها و سدیک شدن ترکیب آنها شده است. به طوری که ترکیب اکثر پلاژیوکلازهای منطقه از نوع آلبیت هستند. در جدول ۴-۱۴ (نقاط M10a.6، M10a.7 و M10a.8) و شکل ۴-۴ ترکیب ۳ نمونه از پلاژیوکلازهای منطقه که تحت عملکرد فرآیند آلبیتی شدن قرار گرفته‌اند، ارائه شده است. همانگونه که در این نمونه‌ها دیده می‌شود،

ترکیب اعضای انتهایی پلاژیوکلازهای منطقه با نمایش An_{1-2} ، آلبیتی شدن شدیدی را به نمایش می-گذارند.

اما با وجود تأثیر شدید دگرسانی بر روی غالب پلاژیوکلازهای منطقه و سدیک شدن آنها، تعداد معدودی از آنها که متحمل شدت دگرسانی کمی شده‌اند نیز مورد تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی قرار گرفته‌اند (جدول ۴-۱۴ و شکل ۴-۴). این پلاژیوکلازهای سالم‌تر با مقادیر حدود An_{56} تا An_{64} ، ترکیب لابرادوریتی را برای پلاژیوکلازهای منطقه نشان می‌دهند که با مطالعات میکروسکوپی (بر اساس زاویه‌ی خاموشی) کاملاً همخوانی دارد. از آنجائیکه تأثیر دگرسانی بر روی پلاژیوکلازهای منطقه نسبتاً شدید بوده و آنها را متأثر کرده است، نتایج تجزیه‌ی شیمیایی در مقطع عرضی این بلورها به دلیل پراکندگی دارای اعتبار نبوده و قابلیت تفسیر مناسب را ندارند. این امر سبب شده است که نتوان به بررسی تغییرات ترکیبی تدریجی از مرکز به حاشیه در پلاژیوکلازها پرداخت و مواردی نظیر منطقه‌بندی ترکیبی را در آنها مورد بررسی قرار داد.

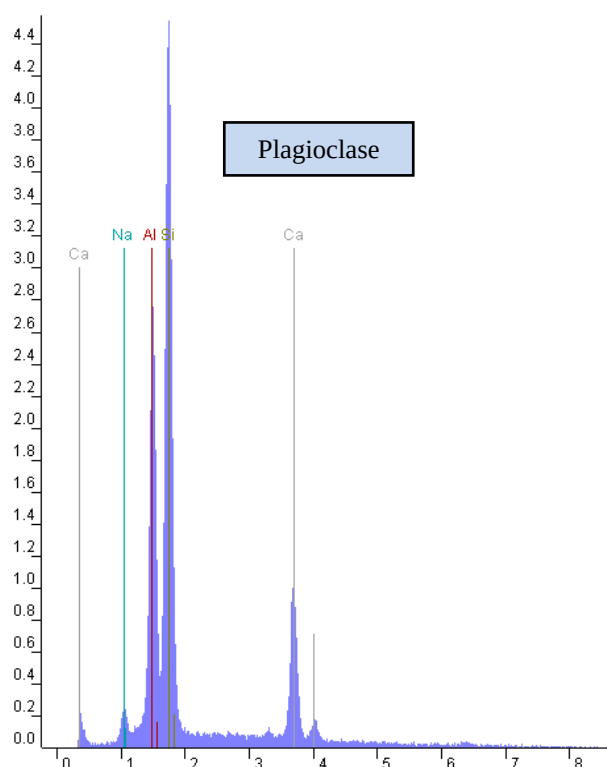
در شکل ۴-۵ تصویر آنالیز کیفی به روش EDS بر روی یکی از پلاژیوکلازهای نسبتاً سالم نمایش داده شده است. در تابلوهای ۴-۳ تا ۴-۵ نیز محل آنالیز نقطه‌ای در برخی از پلاژیوکلازهای منطقه بر روی تصاویر میکروسکوپ نوری و میکروسکوپ الکترونی (BSE) ارائه شده است.



شکل ۴-۴- طبقه‌بندی برخی از پلاژیوکلازهای منطقه بر روی نمودار مثلثی آلبیت-آنورتیت-اورتوز از Deer et al. (1992). داده‌های مربوط به این نمونه‌ها در جدول ۴-۱۴ ارائه شده است.

جدول ۴-۱۴- نتایج تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی بر روی برخی از پلاژیوکلازهای منطقه.

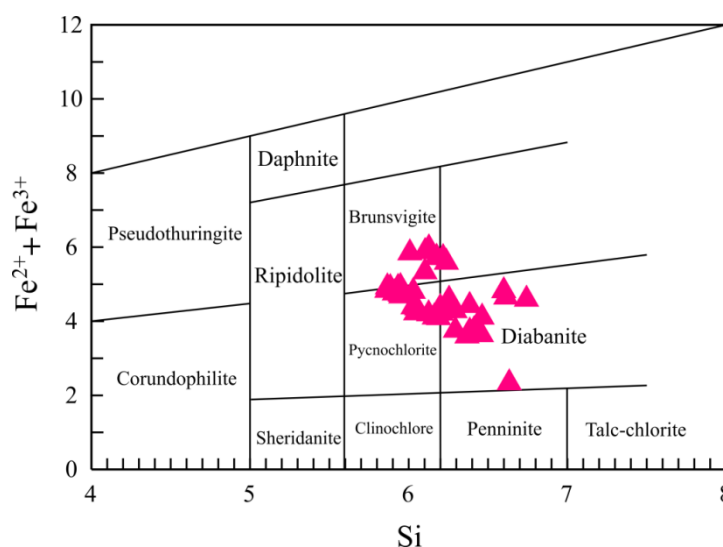
Sample No.	k1b.40	k1b.41	k1b.66	k1b.67	Kh9.5	Kh9.6	M10a.6	M10a.7	M10a.8
oxides (wt%)									
SiO ₂	51.14	52.75	51.77	52.38	53.53	54.24	66.85	67.18	67.23
TiO ₂	0.1	0.11	0.14	0.06	0.09	0.21	0	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	30.2	29.44	29.38	29.35	28.67	28.04	21.61	21.49	21.02
FeO	0.92	0.68	0.9	0.95	1.04	1.35	0.45	0	0.1
MnO	0.03	0.03	0.01	0	0	0	0.03	0.01	0
MgO	0.17	0.14	0.21	0.15	0.13	0.05	0.57	0	0.07
CaO	13.87	12.74	12.63	12.92	12.33	11.75	0.32	0.4	0.45
Na ₂ O	4.24	4.48	4.84	4.51	4.5	4.75	10.22	11.24	12.04
K ₂ O	0.25	0.53	0.3	0.28	0.49	0.45	0.68	0.03	0.04
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0.02	0.01	0.01	0
Total	100.92	100.9	100.18	100.6	100.78	100.86	100.74	100.38	100.96
cations									
Si	2.298	2.369	2.335	2.360	2.411	2.443	2.917	2.926	2.896
Ti	0.003	0.004	0.005	0.002	0.003	0.007	0.000	0.001	0.000
Al	1.600	1.558	1.562	1.558	1.522	1.488	1.111	1.103	1.067
Fe ²⁺	0.035	0.026	0.034	0.036	0.039	0.051	0.016	0.000	0.004
Mn	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	0.011	0.009	0.014	0.010	0.009	0.003	0.037	0.000	0.004
Ca	0.668	0.613	0.610	0.624	0.595	0.567	0.015	0.019	0.021
Na	0.369	0.390	0.423	0.394	0.393	0.415	0.865	0.949	1.006
K	0.014	0.030	0.017	0.016	0.028	0.026	0.038	0.002	0.002
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
An	63.51	59.32	58.08	60.33	58.56	56.27	1.63	1.93	2.02
Ab	35.13	37.75	40.28	38.11	38.67	41.16	94.24	97.90	97.77
Or	1.36	2.94	1.64	1.56	2.77	2.57	4.13	0.17	0.21



شکل ۴-۵- تصویر آنالیز کیفی به روش EDS از یکی از پلاژیوکلازهای نسبتاً سالم موجود در بازالت‌های منطقه. همانگونه که بر روی طیف ترکیبی قابل رؤیت است، می‌توان پیک‌های شاخصی را در عناصر Ca، Al، Si و Na مشاهده نمود.

۳-۲-۴- شیمی کلریت

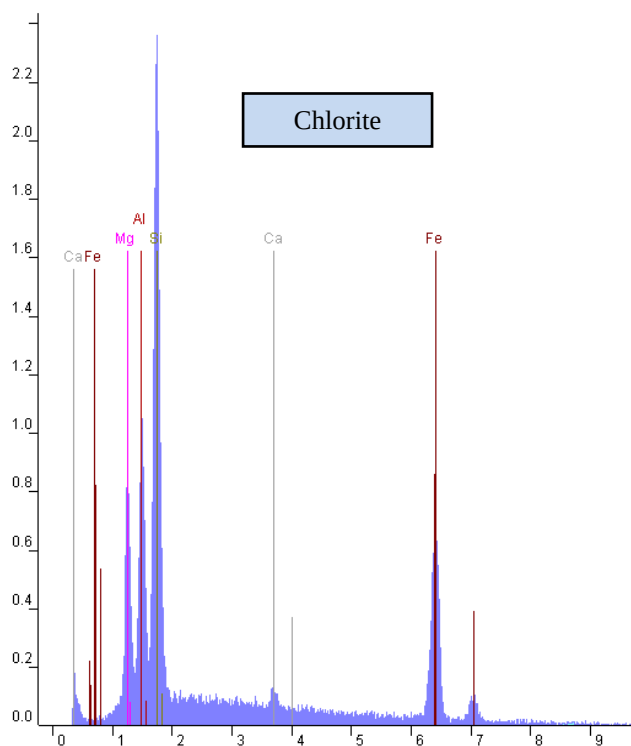
همانگونه که در فصل پتروگرافی عنوان شد، کلریت فراوان‌ترین کانی ثانویه موجود در سنگ‌های بازالتی منطقه بوده و عموماً حاصل دگرسانی شیشه‌های بازالتی است. همچنین گاهی نیز کلریت‌های منطقه حاصل دگرسانی کانی‌های اولیه و اذخال‌های سیال موجود در درشت بلورها بوده و در بسیاری موارد پُرکننده‌ی بادامک‌های موجود در سنگ می‌باشد. در واقع قدیمی بودن بازالت‌های منطقه و ناپایداری بالای شیشه سبب شده است که تقریباً تمامی شیشه‌های اولیه متحمل شیشه‌زدایی شده و غالباً به کانی کلریت تبدیل شوند. به طور کلی کانی‌های گروه کلریت (با فرمول شیمیایی $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}, \text{Al})_{12}(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$) به دلیل جانشینی عناصر مختلف به جای یکدیگر از تنوع ترکیبی خاصی برخوردار هستند. نتایج تجزیه‌ی میکروپروپ الکترونی بر روی کلریت‌های موجود در بازالت‌های منطقه نیز بیانگر تنوع ترکیبی آنها می‌باشد (جدول ۲-۴ تا ۱۱-۴ در ضمیمه و جدول ۱۵-۴). به طوری که در این بازالت‌ها، انواع مختلفی از کانی‌های گروه کلریت شامل برونزویگیت (brunsvigite)، دیابانیت (diabantite) و پیکنوکلیت (pycnchlorite) دیده می‌شوند (جدول ۱۵-۴ و شکل ۶-۴). در شکل ۷-۴ تصویر آنالیز کیفی به روش EDS بر روی یکی از کلریت‌های منطقه، و در تابلوهای ۴-۴ تا ۶-۴ نیز محل آنالیز نقطه‌ای در برخی از کلریت‌های منطقه بر روی تصاویر میکروسکوپ نوری و میکروسکوپ الکترونی (BSE) نمایش داده شده است.



شکل ۶-۴- طبقه‌بندی کلریت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه با استفاده از نمودار (Hey (1954).

جدول ۴-۱۵- نتایج تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی بر روی برخی از کلریت‌های منطقه.

Sample No.	M44a.53	M5a.24A	M5a.5A	K5b.88	K5b.5	K5b.18
Oxides (wt%)						
SiO ₂	27.56	27.98	29.4	30.22	28.93	29.73
TiO ₂	0	0	0.11	0.01	0.04	0
Al ₂ O ₃	15.21	18.28	14.84	15.55	17.34	16.93
FeO	31.71	28.04	25.77	24.57	24.15	23.68
MnO	0.41	0.35	0.29	0.64	0.71	0.68
MgO	11.29	13.9	16	16.35	15.65	16.05
CaO	0.44	0.39	0.35	0.39	0.71	0.64
Na ₂ O	0	0.01	0	0.03	0.01	0.04
K ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0
No. of oxygens	28	28	28	28	28	28
Cations						
Si	6.103	5.866	6.255	6.292	6.045	6.161
Al iv	1.897	2.134	1.745	1.708	1.955	1.839
Al vi	2.081	2.396	1.987	2.125	2.332	2.317
Ti	0	0	0.018	0.002	0.006	0
Cr	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0.101	0.142	0.153	0.226	0.214	0.258
Fe ²⁺	5.772	4.775	4.432	4.053	4.006	3.846
Mn	0.077	0.062	0.052	0.113	0.126	0.119
Mg	3.727	4.344	5.074	5.075	4.874	4.958
Ca	0.104	0.088	0.08	0.087	0.159	0.142
Na	0	0.008	0	0.024	0.008	0.032
K	0.011	0.011	0.011	0.021	0.005	0.011
Fe/Fe+Mg	0.612	0.531	0.475	0.457	0.464	0.453
Name	brunsvigite		diabantite	pycnochlorite		

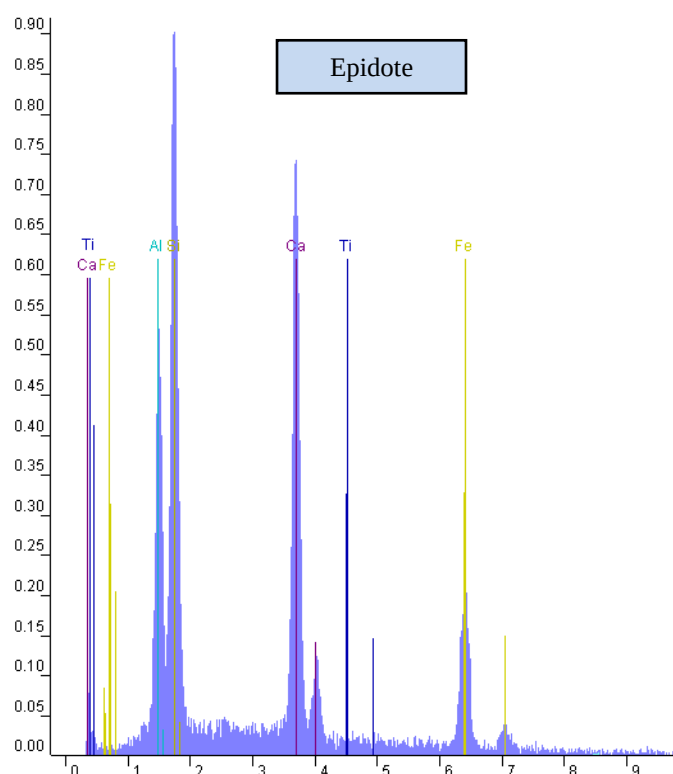


شکل ۴-۷- تصویر آنالیز کیفی به روش EDS از یکی از کلریت‌های موجود در بازالت‌های منطقه.

۴-۲-۴- شیمی اپیدوت

اپیدوت یکی از دیگر از مهمترین کانی‌های ثانویه در بازالت‌های منطقه می‌باشد که مورد تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی قرار گرفته است (جداول ۴-۲ تا ۴-۱۱، پیوست). این کانی (با فرمول شیمیایی $(\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH}))$) غالباً بر روی پلاژیوکلازها و گاهی کلینوپیروکسن‌ها و شیشه‌هایی که متحمل دگرسانی شده‌اند، رشد کرده است. در واقع فراوانی اپیدوت بر روی پلاژیوکلازهای موجود در بازالت‌های منطقه نشانگر کلسیک بودن بودن پلاژیوکلازها در قبل از دگرسانی و مصرف شدن کلسیم موجود در ترکیب پلاژیوکلازها توسط اپیدوت می‌باشد.

در شکل ۴-۸ تصویر تجزیه‌ی کیفی به روش EDS بر روی یکی از اپیدوت‌های منطقه، و در تابلوهای ۴-۳ و ۴-۴ نیز محل آنالیز نقطه‌ای در برخی از اپیدوت‌های منطقه بر روی تصاویر میکروسکوپ نوری و میکروسکوپ الکترونی (BSE) نمایش داده شده است.



شکل ۴-۸- تصویر آنالیز کیفی به روش EDS از یکی از اپیدوت‌های موجود در بازالت‌های منطقه.

۴-۲-۵- شیمی کانی‌های اپک

کانی‌های اپک گروه مهمی از کانی‌های فرعی موجود در بازالت‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. کانی‌های اپکی که در آنالیز کیفی به روش EDS و تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی مشاهده شدند شامل اسفالریت (ZnS)، ایلمنیت (FeTiO_3)، مگنتیت (Fe_3O_4) و تیتانومگنتیت می‌باشند (جدول ۴-۲ تا ۴-۱۱ در پیوست و شکل‌های ۴-۹ تا ۴-۱۱).

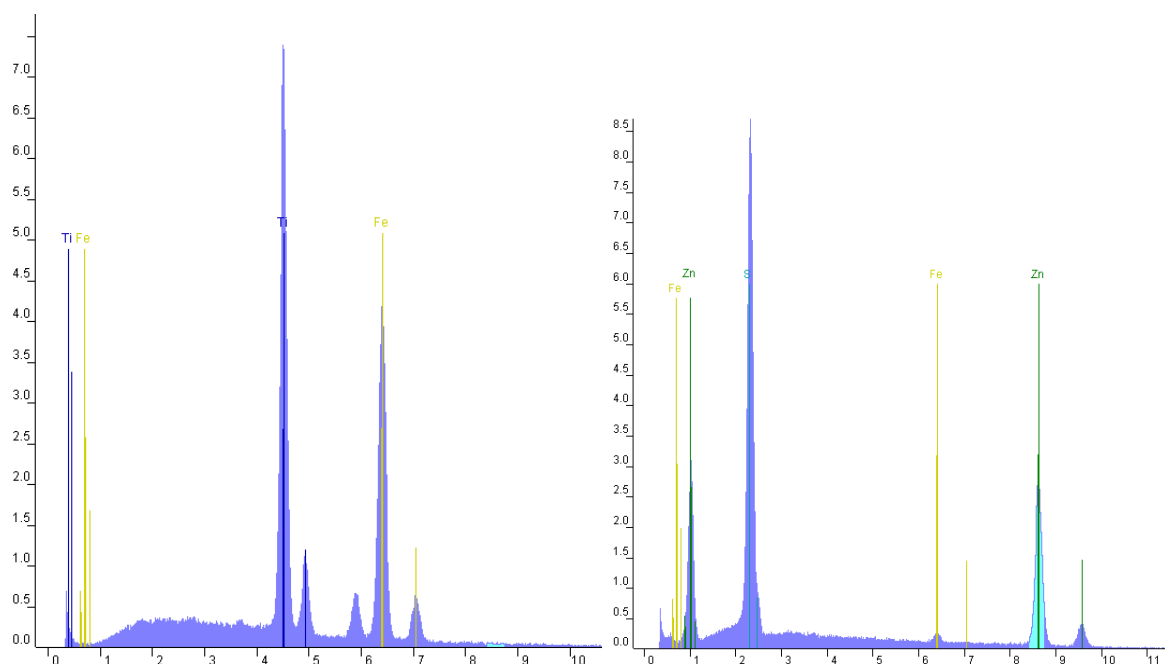
اسفالریت در نمونه‌های منطقه از فراوانی برخوردار نبوده و صرفاً در برخی از روانه‌های گدازه در مقادیر محدودی دیده می‌شود. اما برخلاف اسفالریت، اکسیدهای مختلف آهن-تیتان را می‌توان به فراوانی در بازالت‌های منطقه مشاهده نمود. در شکل ۴-۱۲ ترکیبات اکسیدهای مختلف آهن-تیتان در نمونه‌های منطقه بر روی نمودار طبقه‌بندی سه‌تایی $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ نمایش داده شده است. همانگونه که در این شکل دیده می‌شود، اکسیدهای آهن-تیتان در نمونه‌های منطقه در سه گروه مختلف قرار گرفته و از نوع ایلمنیت، مگنتیت و تیتانومگنتیت می‌باشند. با توجه به اینکه ایلمنیت و تیتانومگنتیت تقریباً در تمامی نمونه‌های منطقه به صورت کانی فرعی حضور دارند، تمرکز بخش عمده‌ی عنصر تیتانیوم در بازالت‌های منطقه را باید در این کانی‌ها دانست.

در بازالت‌های منطقه ایلمنیت غالباً بصورت بلورهای سوزنی و کشیده در درون شیشه‌های تبدیل شده به کلریت و یا در لابلای درشت بلورها دیده می‌شود که این امر بیانگر تبلور تأخیری این فاز نسبت به کانی‌های اصلی سنگ (پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن) می‌باشد (تابلو ۴-۵). همچنین یکی از پدیده‌های جالب و متداول در برخی از نمونه‌های منطقه حضور هاله‌هایی از لوکوکسن در اطراف برخی از بلورهای ایلمنیت است.

در تابلوی ۴-۵ شکل ۵ می‌توان تصویر میکروسکوپ نوری و میکروسکوپ الکترونی (BSE) از یک بلور سوزنی ایلمنیت را که در حاشیه در حال تبدیل شدن به لوکوکسن می‌باشد را مشاهده نمود.

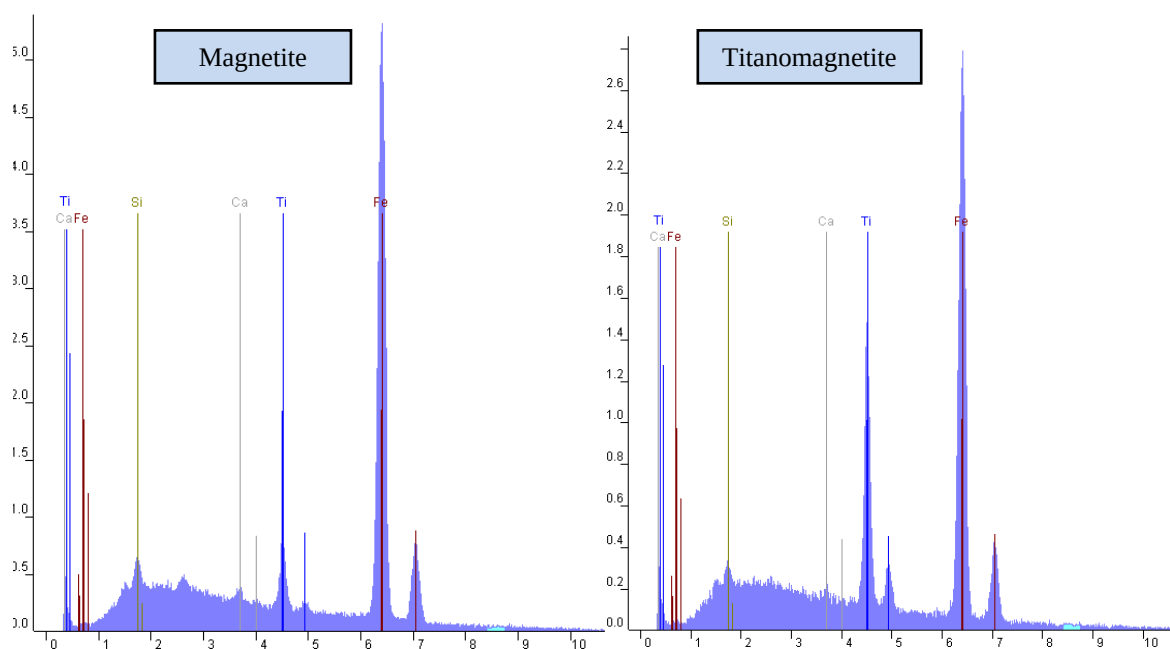
Ilmenite

Sphalerite

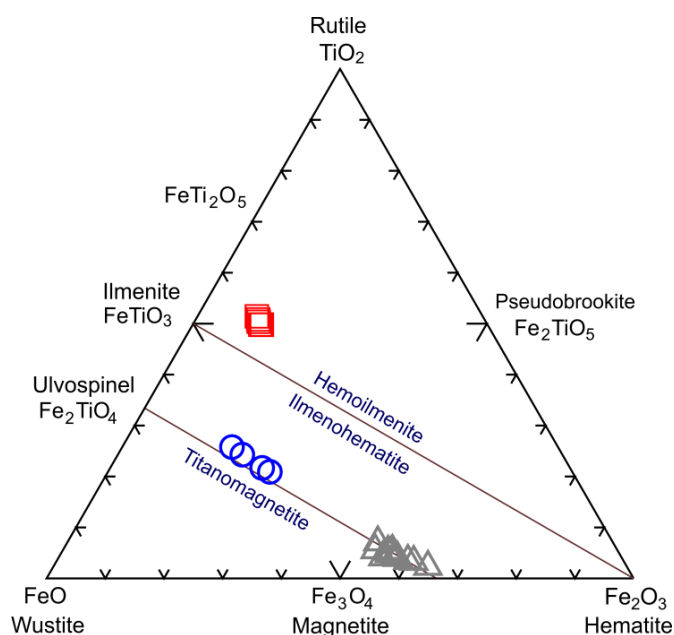


شکل ۴-۱۰- تصویر آنالیز کیفی به روش EDS از یکی از ایلمنیت‌های موجود در بازالت‌های منطقه.

شکل ۴-۹- تصویر آنالیز کیفی به روش EDS از یکی از اسفالریت‌های موجود در بازالت‌های منطقه.



شکل ۴-۱۱- تصویر آنالیز کیفی به روش EDS از دو نمونه از مگنتیت‌های موجود در بازالت‌های منطقه. همانگونه که در این شکل دیده می‌شود، مقادیر آهن و تیتانیوم در نمونه‌های منطقه بسیار متغیر است.

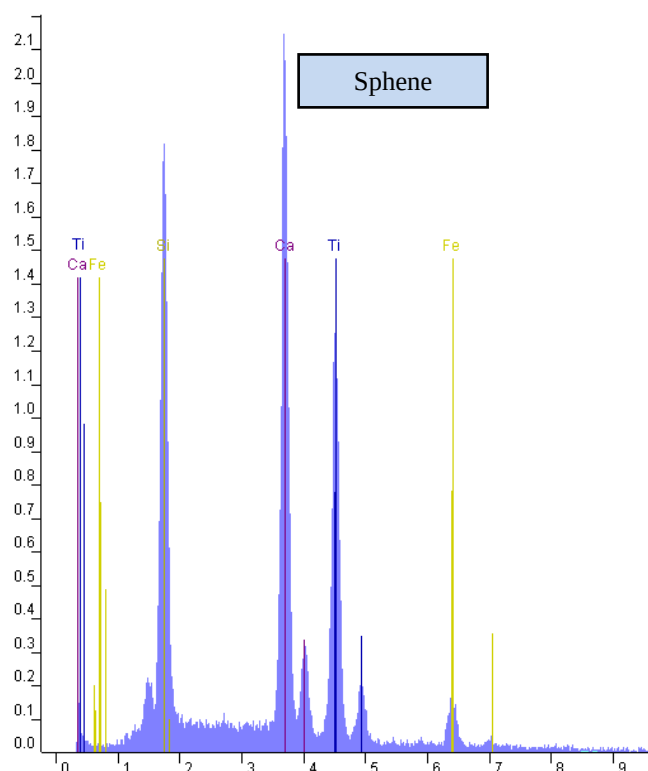


شکل ۴-۱۲- نمودار طبقه‌بندی سه‌تایی FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (از Butler, 1992) جهت نمایش ترکیبات اکسیدهای مختلف آهن- تیتان در نمونه‌های منطقه. مقادیر آهن با استفاده از نسبت‌های Carmichael (1967) تصحیح شده‌اند.

۴-۲-۶- شیمی اسفن

همانگونه مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند، اسفن ثانویه غالباً دارای پراکندگی غیر یکنواختی در زمینه‌ی سنگ‌های منطقه بوده و بیشتر بر روی شیشه‌ها و گاهی نیز اوزیت‌های کلریتی شده دیده می‌شود. نتایج حاصل از تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی نیز شواهد پتروگرافی را کاملاً تأیید می‌نمایند. در واقع تمرکز اسفن (با فرمول شیمیایی CaTiSiO₅) بر روی شیشه‌های کلریتی شده‌ای که معرف فاز مذاب در هنگام انجماد سنگ هستند، با توجه به قابلیت کم تحرک و جابجایی تیتانیوم بیانگر غنی بودن ترکیب برخی از مذاب‌های باقیمانده از تیتانیوم می‌باشد.

در تابلوی ۴-۶ (شکل‌های الف و ب) تصاویر میکروسکوپ نوری و میکروسکوپ الکترونی (BSE) به همراه شماره‌ی نقاط اسفن‌هایی که مورد تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی قرار گرفته‌اند را می‌توان مشاهده نمود. همچنین در شکل ۴-۱۳ تصویری از آنالیز کیفی (به روش EDS) از یکی از اسفن‌های موجود در بازالت‌های منطقه نمایش داده شده است.

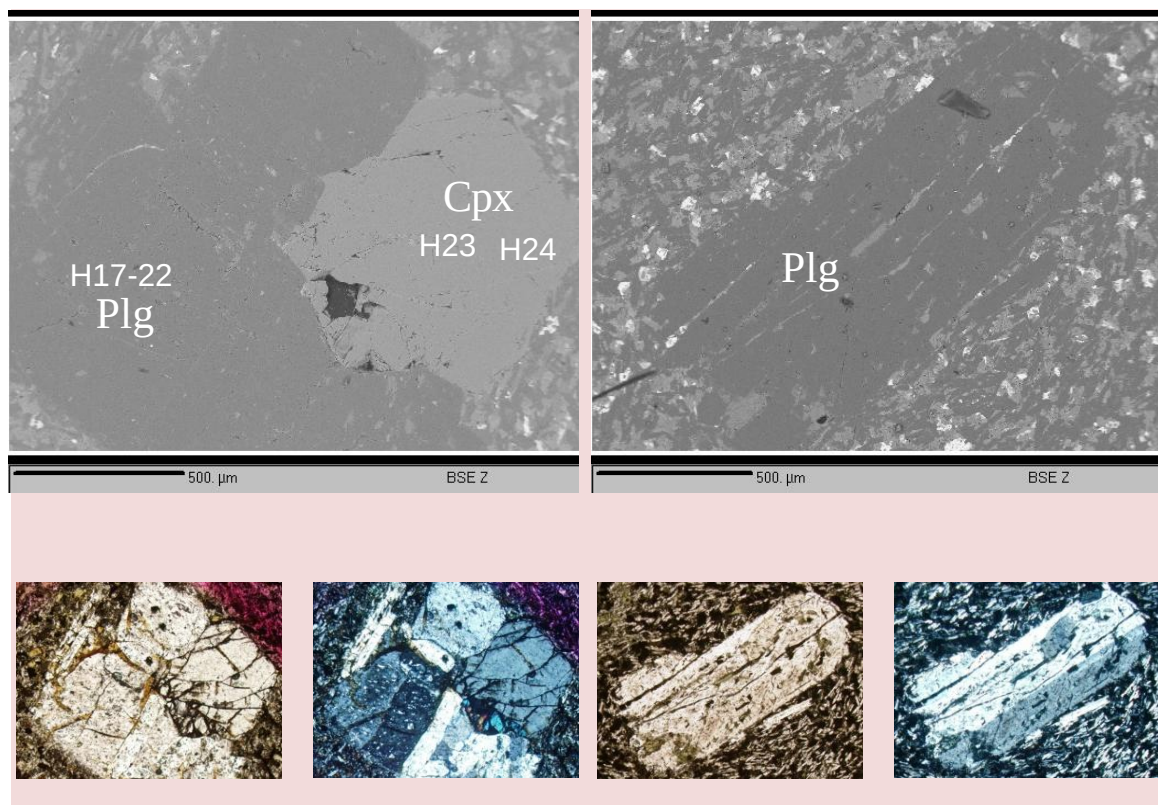


شکل ۴-۱۳- تصویر آنالیز کیفی به روش EDS
از یکی از اسفنها موجود در بازالت‌های منطقه.

توضیحات تابلوهای ۳-۴ تا ۶-۴

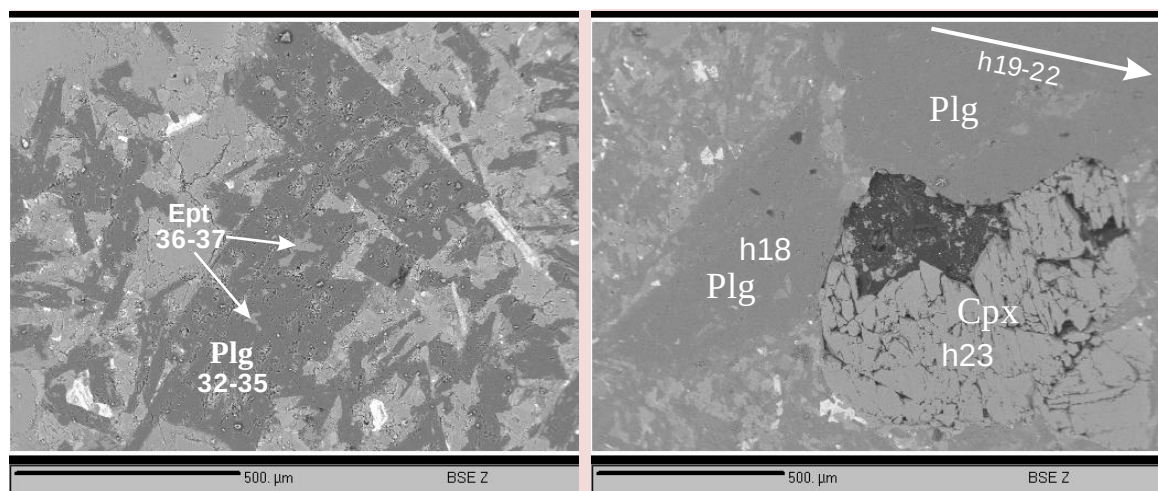
در تابلوهای ۳-۴ تا ۶-۴ تصاویر میکروسکوپ نوری (در نور xpl و ppl) و میکروسکوپ الکترونی (BSE) از پلاژیوکلاز، اوژیت، کلریت، اپیدوت، اسفن و اکسیدهای آهن-تیتان موجود در بازالت‌های سلطان میدان به نمایش گذاشته شده است. نقاط آنالیز شده بر روی تصاویر میکروسکوپ الکترونی به صورت شماره‌هایی مشخص شده است که با مراجعه به جداول ۲-۴ تا ۱۱-۴ (پیوست) می‌توان ترکیب نقاط آنالیز شده را مشاهده نمود. همچنین در زیر هر کدام از شکل‌ها، نام مربوط به هر نمونه ذکر شده است.

تابلو ۳-۴



ب- نمونه‌ی K6a

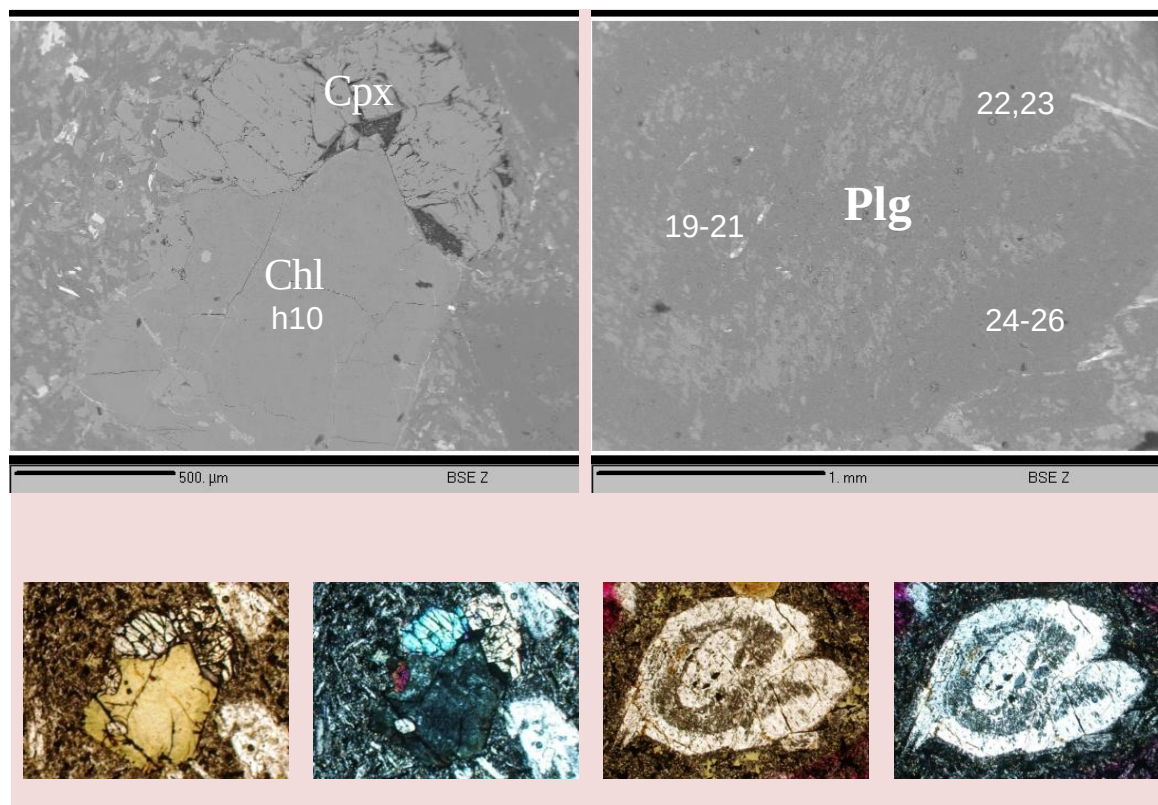
الف- نمونه‌ی K3b



د- نمونه‌ی M27

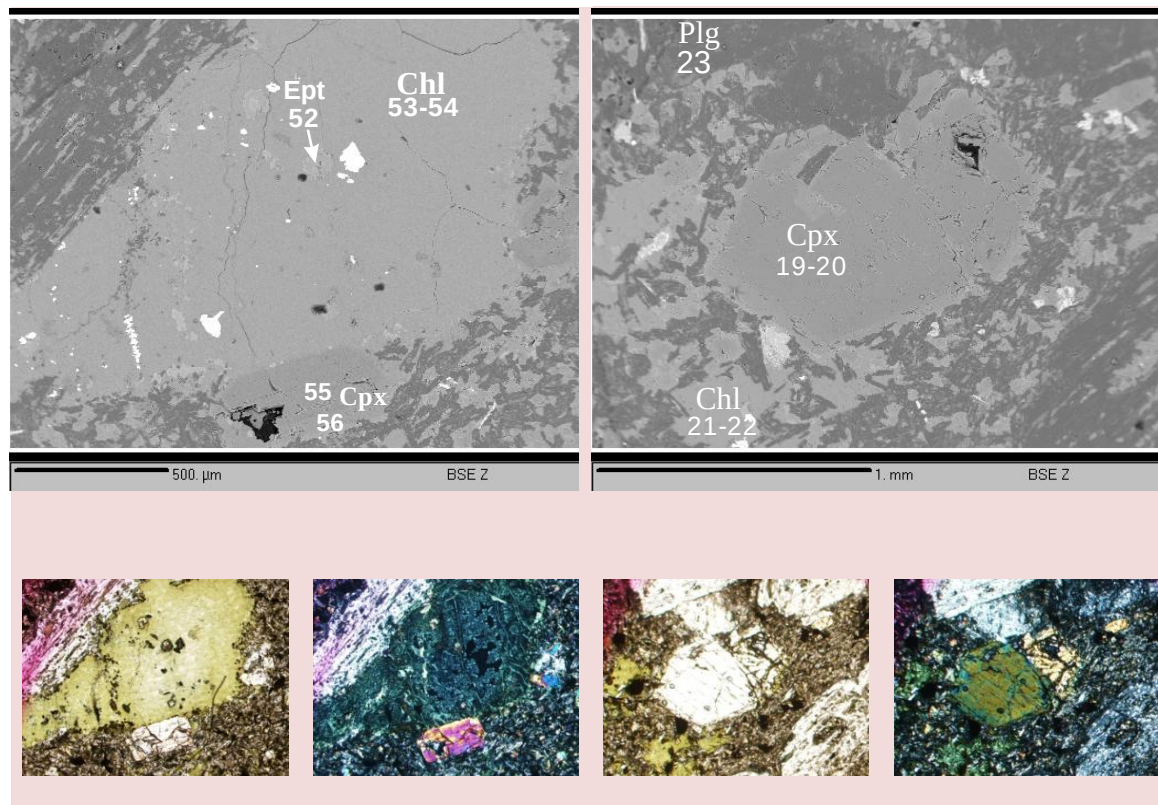
ج- نمونه‌ی K6a

تابلو ۴-۴



ب- نمونه‌ی K6a

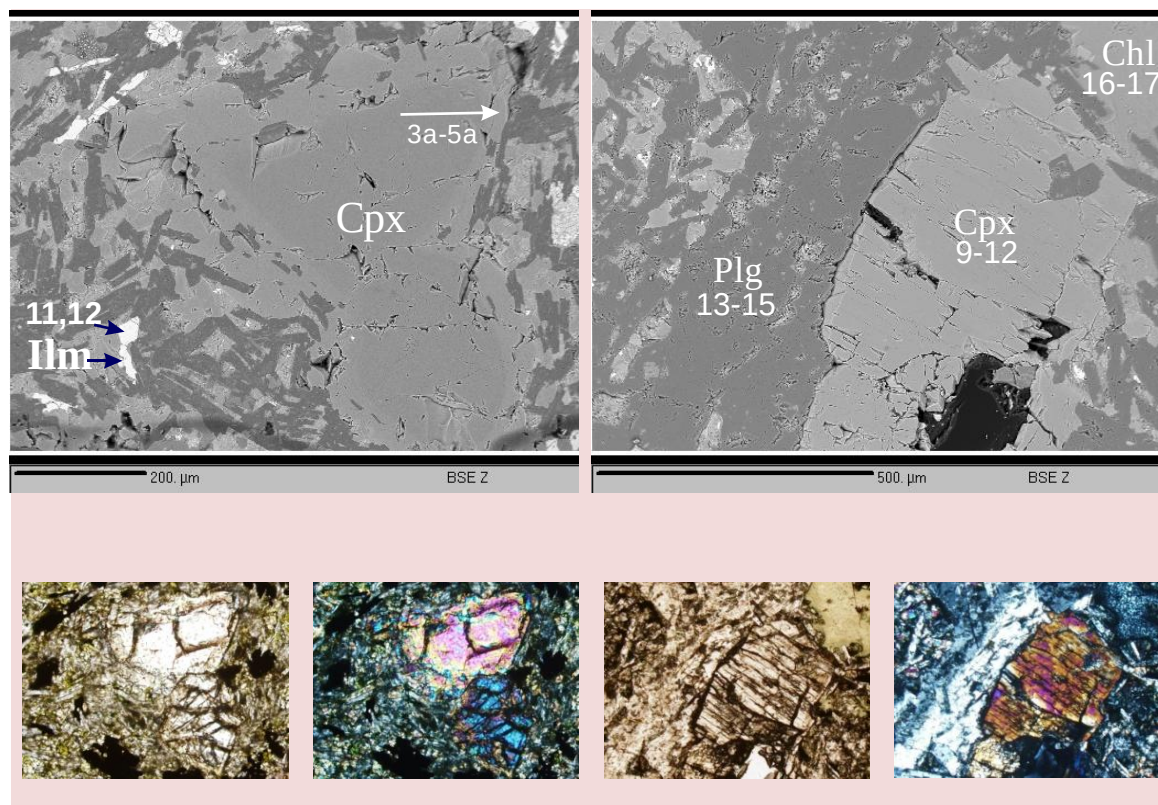
الف- نمونه‌ی K5b



د- نمونه‌ی M44a

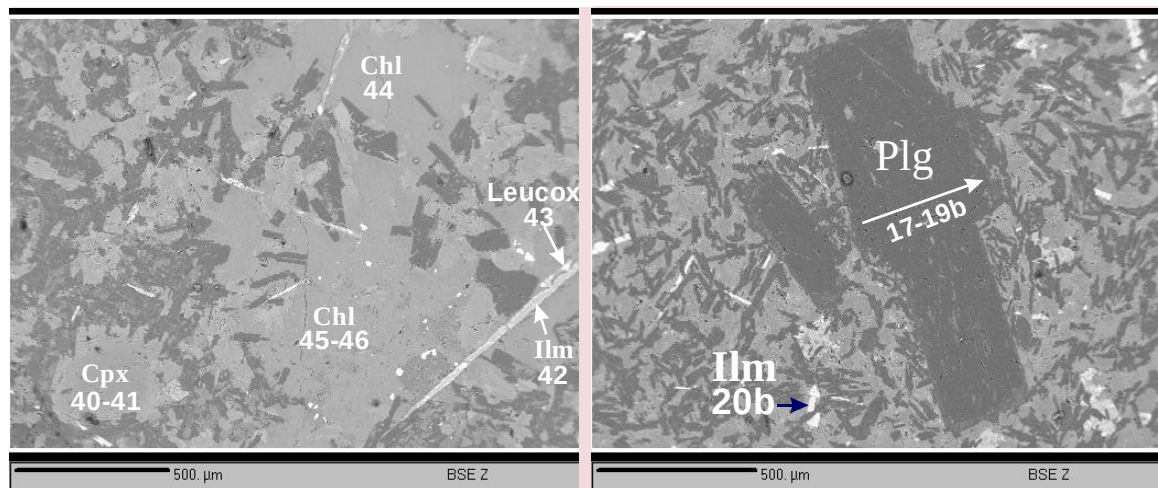
ج- نمونه‌ی M44a

تابلو ۴-۵



ب- نمونه‌ی M2f

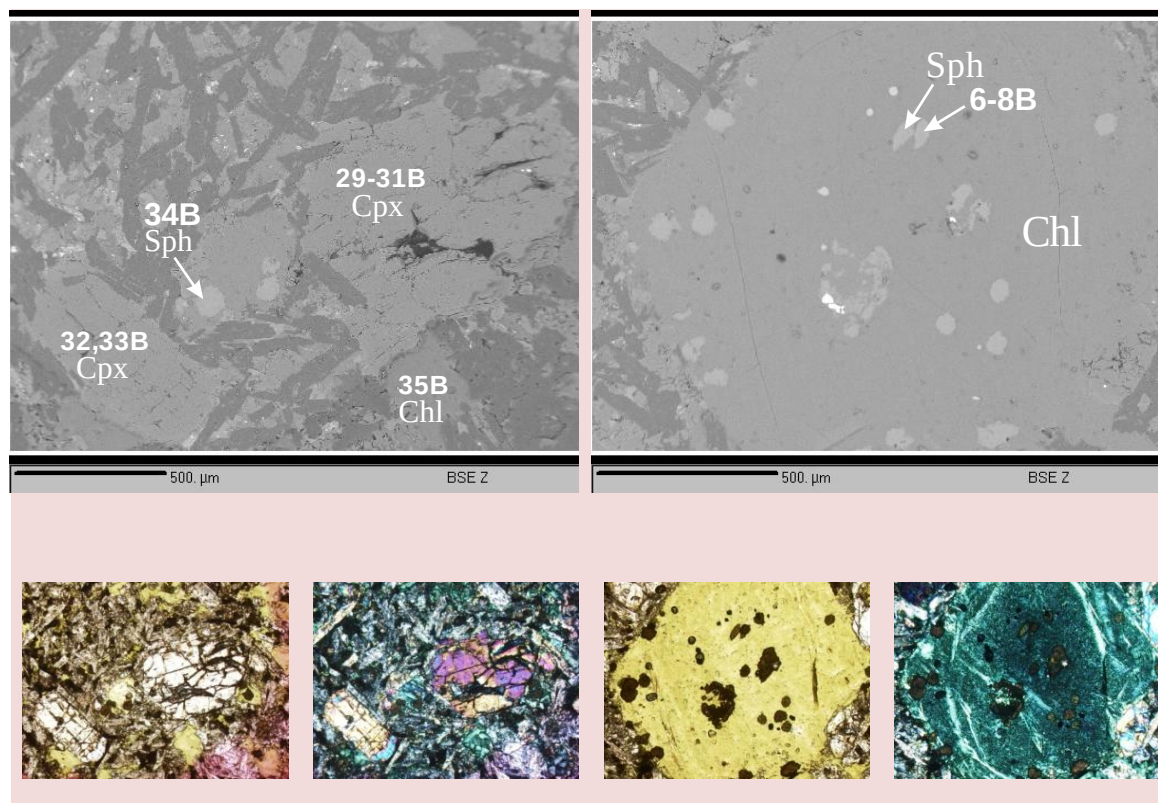
الف- نمونه‌ی M27



د- نمونه‌ی M44a

ج- نمونه‌ی M2f

تابلو ۴-۶



ب - نمونه‌ی M5a

الف - نمونه‌ی M5a

۴-۳- دما- فشار سنجی (Thermobarometry)

اولین دماسنج پیروکسن که اساس کار آن بر تعادل بین کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن استوار می-باشد توسط Davis & Boyd (1966) معرفی شده است. به دلیل اینکه بیشتر ترموبارومترهای پیروکسن که تاکنون معرفی شده‌اند بر مبنای تعادل بین دو پیروکسن (ارتو و کلینوپیروکسن) می-باشند، این امر سبب ایجاد محدودیت‌هایی برای استفاده در سیستم‌های آذرینی می‌شود که در آنها تنها یک نوع پیروکسن حضور دارد. به همین دلیل به مرور زمان، دما و فشار سنج‌هایی ارائه شدند که صرفاً بر مبنای ترکیب کلینوپیروکسن (Nimis & Taylor, 2000) و یا تعادل کلینوپیروکسن-مذاب (Putirka, 2008; Putirka et al., 1996, 2003) طراحی شده‌اند. در این بخش به منظور انجام مطالعات دما-فشار سنجی بر روی نمونه‌های منطقه، از روش‌هایی استفاده شده است که بر مبنای تعادل بین کلینوپیروکسن و مذاب استوار می‌باشند.

۴-۳-۱- محاسبه‌ی ترکیبات کلینوپیروکسن و مذاب

ترکیبات مذاب در روش‌های Putirka et al. (1996, 2003) و Putirka (2008) بر مبنای کسر کاتیونی و ترکیبات مذاب بدون آب بوده و نیازی به بهنجارسازی (برای مثال محاسباتی نظیر به ۱۰۰ رساندن مقادیر اولیه) برای مقادیر عناصر ندارد. در این روش‌ها، کاتیون‌های تشکیل دهنده‌ی کلینوپیروکسن بر مبنای ۶ اتم اکسیژن محاسبه شده و بهنجارسازی نیز نمی‌شوند. همچنین در روش‌های Putirka et al. (2003) و Putirka (2008) ترکیبات مختلف پیروکسن، نظیر ژادئیت (Jd)، دیوپسید+هدنبرژیت (DiHd) و انستاتیت+فروسیلیت (EnFs) توسط یک الگوی نورماتیو از Putirka et al. (2003) مورد محاسبه قرار می‌گیرند.

۴-۳-۲- دما و فشار سنجی تشکیل کلینوپیروکسن‌ها به روش Putirka et al. (1996)

در این روش تخمین دما و فشار بر اساس کلینوپیروکسن همزیست با ترکیب مذاب مافیک استوار بوده و نتایج ژئوترموبارومتری بدست آمده از این روش دارای مبنایی ترمودینامیکی است که دما و فشار را با ثابت‌های تعادل مرتبط می‌سازند.

۴-۳-۱- دما سنجی

اساس کار دما سنجی در معادلات Putirka et al. (1996) بر این بنا شده است که تبادل تعادلی ژادئیت ($\text{Jd: NaAlSi}_2\text{O}_6$) - دیوپسید/هدنبرژیت ($\text{DiHd: Ca(Mg,Fe)Si}_2\text{O}_6$) بین کلینوپیروکسن و مذاب به دما حساس است.

در این روش به منظور محاسبه‌ی دمای تبلور کلینوپیروکسن از معادله‌ی زیر (معادله‌ی ۱) استفاده می‌شود:

معادله ۱

$$10^4/T = 6.59 - 0.16 \cdot \ln \left[\frac{\text{Jd}^{px} \cdot \text{Ca}^{liq} \cdot \text{Fm}^{liq}}{\text{DiHd}^{px} \cdot \text{Na}^{liq} \cdot \text{Al}^{liq}} \right] - 0.65 \cdot \ln \left[\frac{\text{Mg}^{liq}}{\text{Mg}^{liq} + \text{Fe}^{liq}} \right] + 0.23 \cdot \ln [\text{ca}^{liq}] - 0.02p$$

در این معادله T بر حسب درجه‌ی کلوین و P بر حسب کیلو بار (kbar) بوده و سایر نشانه‌های اختصاری به شرح ذیل می‌باشند:

Fm = FeO + MgO

DiHd = diopside + hedenbergite

liq = liquid

px = pyroxene

خطای پیش‌بینی شده برای این معادله در بازه‌ی $27 \pm$ درجه‌ی کلوین قرار می‌گیرد.

۴-۳-۲- فشار سنجی

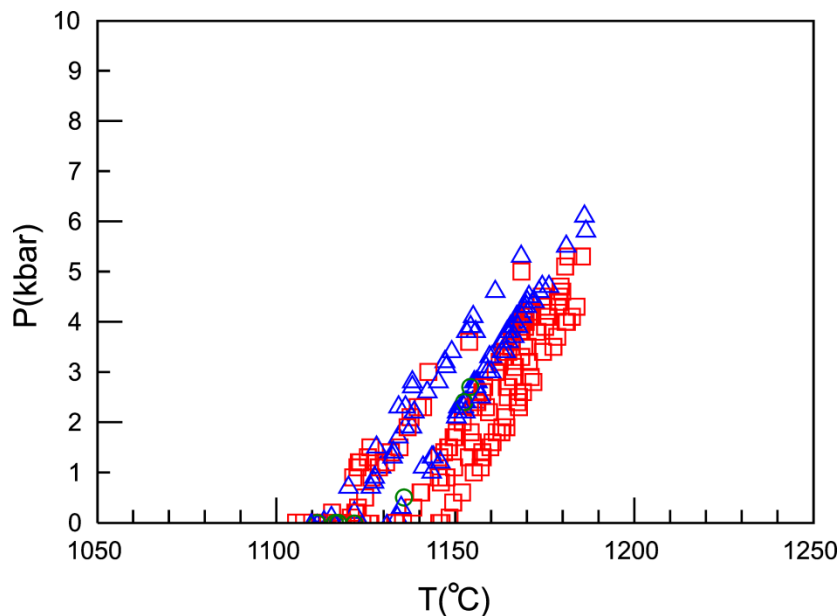
علاوه بر معادله‌ی ۱ که برای محاسبه‌ی دمای تشکیل کلینوپیروکسن کاربرد دارد، Putirka et al. (1996) رابطه‌ی دیگری که بر اساس حساسیت بیشتر ثابت تعادل تشکیل ژادئیت به فشار است را جهت محاسبه‌ی فشار (معادله‌ی ۲) پیشنهاد نموده‌اند:

معادله ۲

$$P = -54.3 + 299 \cdot T / 10^4 + 36.4 \cdot T / 10^4 \ln \left[\text{Jd}^{\text{px}} / [\text{Si}^{\text{liq}}]^2 \cdot \text{Na}^{\text{liq}} \cdot \text{Al}^{\text{liq}} \right] + 367 \cdot [\text{Na}^{\text{liq}} \cdot \text{Al}^{\text{liq}}]$$

این روش قابلیت محاسبه‌ی فشار تشکیل بین ۰ تا ۳۰ کیلو بار را داشته و خطای پیش‌بینی شده برای آن در بازه‌ی $1.4 \text{ kbar} \pm$ قرار می‌گیرد.

نتایج حاصل از دما-فشار سنجی بر روی اوزیت‌های منطقه به روش Putirka et al. (1996) و با استفاده از معادلات ۱ و ۲ در جداول ۴-۱۶ تا ۴-۱۸ ارائه شده است. نتایج تخمین‌های دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌های منطقه بر اساس معادلات ۱ و ۲ بیانگر دمای تشکیل بین ۵/۱۱۰ تا ۵/۱۱۸۶ درجه‌ی سانتیگراد و فشار بین ۰ تا ۶/۱ کیلو بار می‌باشد (جداول ۴-۱۶ تا ۴-۱۸). به منظور سهولت در درک نتایج دما و فشار سنجی بدست آمده و نیز ارائه اجمالی آنها، تمامی این نتایج بر روی نموداری دو متغیره در شکل ۴-۱۴ نمایش شده است.



شکل ۴-۱۴- نمایش محدوده‌ی دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌های منطقه به روش Putirka et al. (1996). داده‌های دما و فشار بر اساس معادلات ۱ و ۲ می‌باشد که در جداول ۴-۱۶ تا ۴-۱۸ ارائه شده است. نمونه‌های دره‌ی کلودر با نشانه‌ی (▲)، دره‌ی چشمه‌سید با نشانه‌ی (■) و نمونه‌های منطقه‌ی خوش‌ییلاق با نشانه‌ی (●) نمایش داده شده‌اند.

۴-۳-۳- دما و فشار سنجی تشکیل کلینوپیروکسن‌ها به روش Putirka et al. (2003)

از دیگر روش‌های تعیین دما و فشار کلینوپیروکسن‌هایی که در تعادل با مذاب بازالتی می‌باشند، استفاده از روش‌های ارائه شده توسط Putirka et al. (2003) است. اساس کار این دما- فشار سنج بر تبلور ژادئیت و تبادل تعادلی بین ژادئیت- دیوپسید + هدنبرژیت بوده و در آن کاتیون‌های پیروکسن بر مبنای ۶ اتم اکسیژن محاسبه می‌شوند.

۴-۳-۳-۱- دما سنجی

محاسبه‌ی دمای تبلور کلینوپیروکسن بر حسب درجه‌ی کلوین از معادله‌ی ۳ امکان‌پذیر است:

معادله‌ی ۳

$$10^4/T(k) = 4.60 - 4.37 \times 10^{-1} \ln \left[\frac{[Jd^{cpx} Ca^{liq} Fm^{liq}]/[DiHd^{cpx} Na^{liq} Al^{liq}]}{[Mg^{liq}]} \right] - 6.54 \times 10^{-1} \ln [Na^{liq}] - 6.32 \times 10^{-3} [P(kbar)] - 0.92 \ln [Si^{liq}] + 2.74 \times 10^{-1} \ln [Jd^{cpx}]$$

در این روش که میزان خطای پیش‌بینی شده برای آن در بازه‌ی ± 37 درجه‌ی کلون قرار می‌گیرد، مقادیر Fm^{liq} و Mg^{liq} از روش‌های زیر قابل محاسبه است:

$$Fm^{liq} = FeO^{liq} + MgO^{liq}$$

$$Mg^{liq} = MgO^{liq} / (MgO^{liq} + FeO^{liq})$$

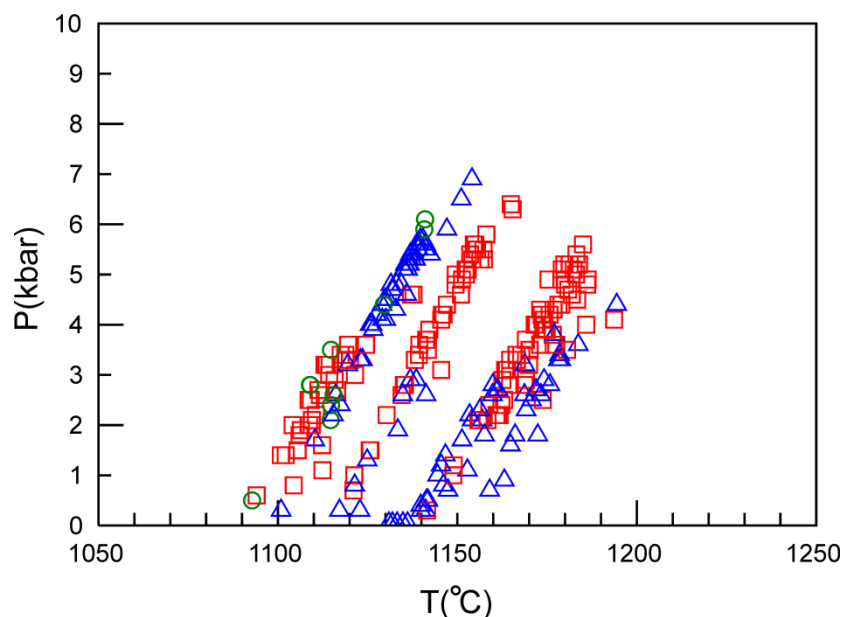
۴-۳-۲- فشار سنجی

همچنین تخمین فشار تبلور کلینوپیروکسن در تعادل با مذاب را می‌توان با خطای $1/7$ کیلو بار از معادله‌ی ۴ محاسبه نمود:

معادله‌ی ۴

$$P(\text{kbar}) = -88.3 + 2.82 \cdot 10^{-3} T(\text{K}) \ln \left[\frac{[Jd^{cpx}]}{[Na^{liq} Al^{liq} (Si^{liq})^2]} \right] + 2.19 \cdot 10^{-2} T(\text{K}) - 25.1 \ln [Ca^{liq} Si^{liq}] + 7.03 [Mg^{liq}] + 12.4 \ln [Ca^{liq}]$$

نتایج حاصل از محاسبات دما و فشار (معادلات ۳ و ۴) برای تبلور کلینوپیروکسن به روش Putirka et al. (2003) در جداول ۴-۱۶ تا ۴-۱۸ و شکل ۴-۱۵ نمایش داده شده است. چنانچه در جداول و شکل دیده می‌شود، دمای تبلور پیروکسن‌ها بین $1092/8$ تا $1194/4$ درجه‌ی سانتیگراد بوده و فشار نیز بین ۰ تا $6/9$ کیلو بار متغیر می‌باشد.



شکل ۴-۱۵- نمایش محدوده‌ی دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌های منطقه به روش Putirka et al. (2003). داده‌های دما- فشار سنجی بر اساس معادلات ۳ و ۴ می‌باشد. نشانه‌های مورد استفاده شبیه به شکل ۴-۱۴ است.

۴-۳-۴-۴ دما و فشار سنجی تشکیل کلینوپیروکسن ها به روش Putirka (2008)

۴-۳-۴-۱ دما سنجی

Putirka (2008) بر اساس محاسبات میزان فعالیت انستاتیت در کلینوپیروکسن (ارائه شده توسط Nimis & Taylor, 2000)، روش جدید و بسیار مناسبی را جهت تعیین دمای تبلور کلینوپیروکسن پیشنهاد نموده است. مزیت این روش، تعیین دما بدون دخالت ترکیب مذاب است. در واقع در این روش (رابطه ۵) که کاتیون ها بر مبنای ۶ اتم اکسیژن محاسبه می شوند، صرفاً با در اختیار داشتن ترکیب کلینوپیروکسن می توان تخمین بسیار خوبی از شرایط دمایی تشکیل تک بلور کلینوپیروکسن بدست آورد:

معادله ۵

$$T(K) = 93100 + 544P(\text{kbar})/61.1 + 36.6(X_{\text{Ti}}^{\text{cpx}}) + 10.9(X_{\text{Fe}}^{\text{cpx}}) - 0.95(X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Cr}}^{\text{cpx}} - X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} - X_{\text{K}}^{\text{cpx}}) + 0.395[\ln(a_{\text{En}}^{\text{cpx}})]^2$$

در این معادله:

$$X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} = X_{\text{Al(IV)}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Al(VI)}}^{\text{cpx}}$$

$$a_{\text{En}}^{\text{cpx}} = (1 - X_{\text{Ca}}^{\text{cpx}} - X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} - X_{\text{K}}^{\text{cpx}}) \cdot (1 - 0.5(X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Cr}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} + X_{\text{K}}^{\text{cpx}}))$$

۴-۳-۴-۲ فشار سنجی

Putirka (2008) معادله ی جدیدی را جهت تعیین فشار تبلور کلینوپیروکسن پیشنهاد کرده است که کالبراسیون آن بر اساس نتایج تعداد بسیار زیادی از مطالعات آزمایشگاهی که توسط افراد مختلف در فشار ۱ اتمسفر تا بیش از ۴۰ کیلو بار بر روی کلینوپیروکسن انجام شده است استوار می باشد. در این معادله کاتیون ها بر مبنای ۶ اتم اکسیژن محاسبه می شوند (معادله ۶):

معادله ۶

$$P(\text{kbar}) = -40.73 + 358T(K)/10^4 + 21.69T(K)/10^4 \ln[X_{\text{NaAlSi}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}}/X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}}X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}}(X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2] - 105.7(X_{\text{CaO}}^{\text{liq}}) - 165.5(X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} + X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}})^2 - 50.15(X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})(X_{\text{FeO}}^{\text{liq}} + X_{\text{MgO}}^{\text{liq}}) - 3.178\ln(X_{\text{DiHd}}^{\text{cpx}}) - 2.205\ln(X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}}) + 0.864\ln(X_{\text{Al}}^{\text{cpx}}) + 0.3962(\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}})$$

$$X_{Al}^{cpx} = X_{Al(IV)}^{cpx} + X_{Al(VI)}^{cpx}$$

$$NaAlSi_2O_6^{cpx} = NaO_{0.5}^{liq} + AlO_{1.5}^{liq} + 2SiO_2^{liq}$$

همچنین (2008) Putirka روش دیگری را نیز برای فشار سنجی پیشنهاد نموده است که اساس آن بر توزیع Al بین کلینوپیروکسن و مذاب استوار است (معادله ۷):

معادله ۷

$$P(\text{kbar}) = -57.9 + 0.0475T(K) - 40.6(X_{FeO}^{liq}) - 47.7(X_{CaTs}^{cpx}) + 0.676(H_2O^{liq}) - 153(X_{CaO0.5}^{liq}X_{SiO_2}^{liq}) + 6.89[X_{Al}^{cpx}/X_{AlO1.5}^{liq}]$$

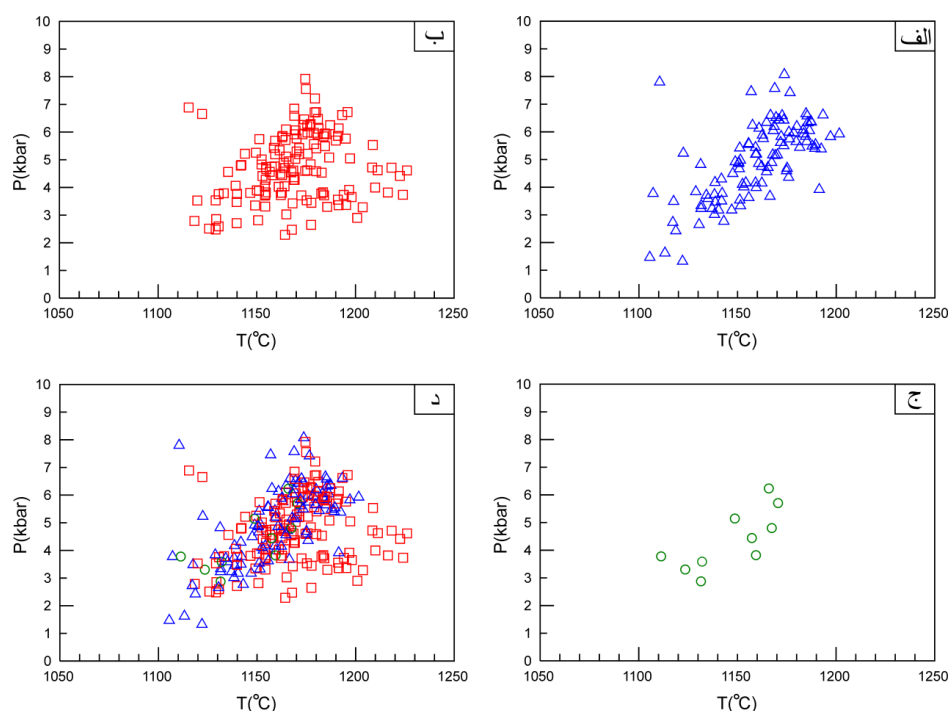
در این معادله برای هر کاتیون Al تعداد ۶ اتم اکسیژن منظور شده و X_{Al}^{cpx} نیز از رابطه‌ی زیر قابل محاسبه می‌باشد:

$$X_{Al}^{cpx} = X_{Al(IV)}^{cpx} + X_{Al(VI)}^{cpx}$$

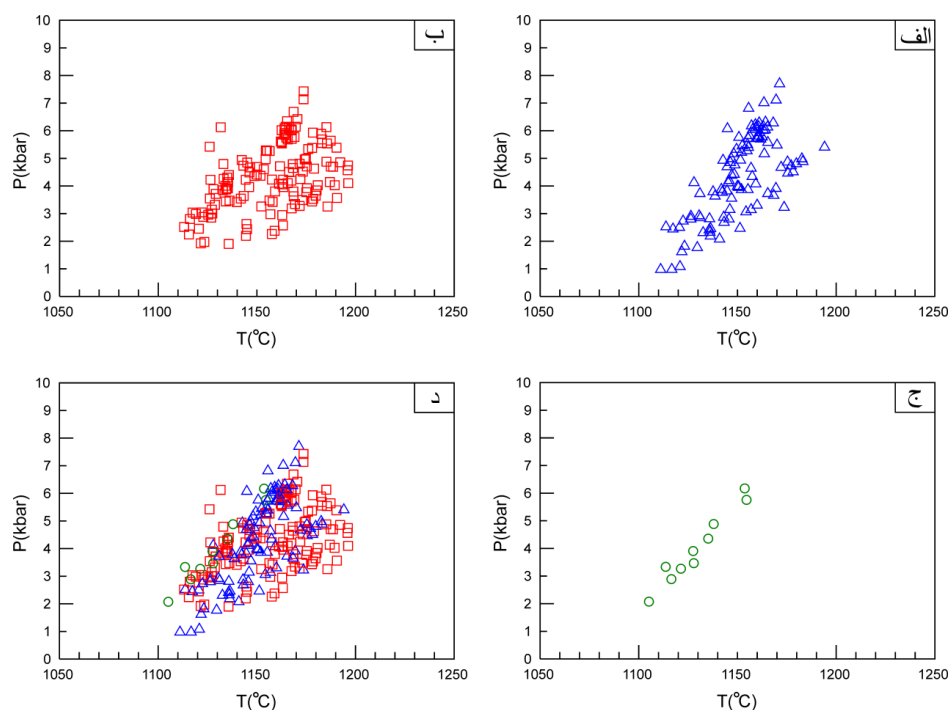
نتایج دما و فشار سنجی حاصل از معادلات ۵، ۶ و ۷ بر روی اوژیت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه به روش (2008) Putirka در جداول ۴-۱۶ تا ۴-۱۸ ارائه شده است. همانگونه که در این جداول مشاهده می‌شود، دمای تبلور اوژیت‌ها بر طبق معادله‌ی ۵ برابر با ۱۱۰۵/۵ تا ۱۲۲۶/۵ درجه‌ی سانتیگراد بوده و فشار نیز بر اساس معادلات ۶ و ۷ به ترتیب ۰/۷ تا ۷/۹ و ۰/۷ تا ۹ کیلوبار است.

در شکل ۴-۱۶ میانگین فشار بدست آمده از روابط ۶ و ۷ (با میانگین ۱/۳ تا ۸ کیلوبار) در برابر دما (معادله‌ی ۵) به تفکیک هر منطقه بر روی نمودارهای دو متغیره نمایش داده شده است.

به منظور نمایش کلی از تخمین‌های بدست آمده برای دما و فشار به روش‌های مختلف Putirka et al. (1996, 2003) و (2008) Putirka، میانگینی از این تغییرات دما (میانگین معادلات ۱، ۳ و ۵) و فشار (میانگین روابط ۴، ۶ و ۷) در جداول ۴-۱۶ تا ۴-۱۸ و شکل ۴-۱۷ ارائه شده است. بر این اساس، این روش‌ها بازه‌ی دمایی ۱۱۰۵/۲ تا ۱۱۹۶/۳ درجه‌ی سانتیگراد، و فشار بین ۱ تا ۷/۷ کیلوبار را برای تبلور اوژیت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه نشان می‌دهند.



شکل ۴-۱۶- نمایش تغییرات دما (بر اساس معادله ۵) و میانگین فشار (بر اساس میانگین روابط ۶ و ۷) تبلور اوژیت-های موجود در بازالت‌های سلطان میدان به روش Putirka (2008) در مناطق (الف) دره‌ی کلودر (ب) دره‌ی چشمه سید و (ج) منطقه‌ی خوش‌یلاق. همچنین در نمودار د نتایج بدست آمده برای تمامی نقاط بصورت مجموع آورده شده است. نشانه‌های مورد استفاده شبیه به شکل ۴-۱۴ است.



شکل ۴-۱۷- نمایش کلی تغییرات دما (میانگین معادلات ۱، ۳ و ۵) و میانگین تغییرات فشار (میانگین روابط ۴، ۶ و ۷) بدست آمده برای تبلور اوژیت‌های منطقه بر اساس Putirka et al. (1996, 2003) و Putirka (2008) در مناطق (الف) دره‌ی کلودر (ب) دره‌ی چشمه سید و (ج) منطقه‌ی خوش‌یلاق. در نمودار د نتایج بدست آمده با توجه به روابط فوق‌الذکر بصورت مجموع نمایش داده شده است. نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۴-۱۴ می‌باشد.

۴-۳-۵- دما و فشار سنجی تشکیل کلینوپیروکسن ها به روش (Soesoo (1997)

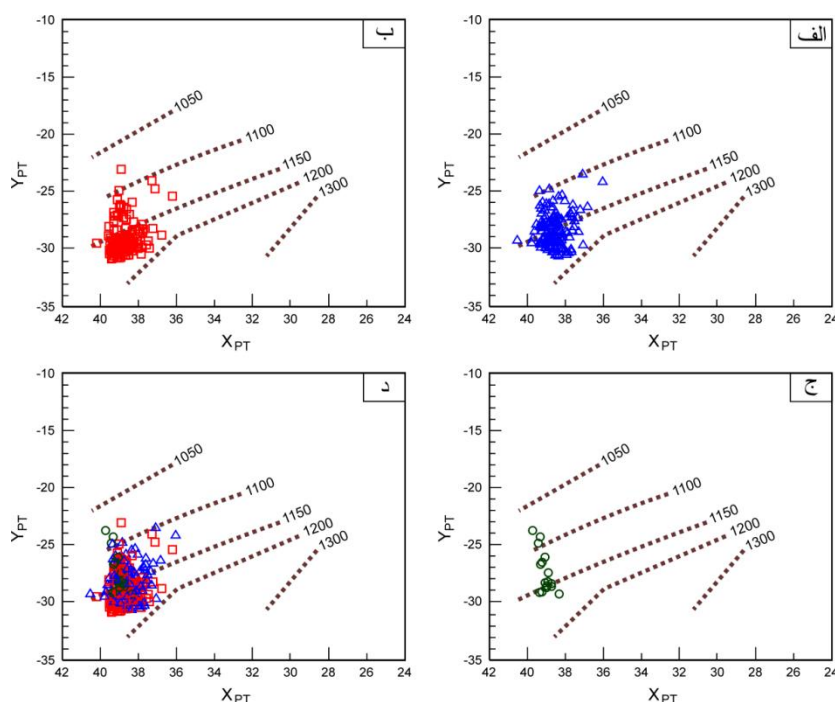
روش (Soesoo (1997) نیز یکی از روش هایی است که جهت دما- فشار سنجی بر اساس پیروکسن- های موجود در مذاب های بازالتی پیشنهاد شده است. در این روش که دما و فشار به صورت گرافیکی نمایش داده می شود، محور X و Y بر اساس دو شاخص X_{PT} و Y_{PT} تعریف می شود. محاسبه ی شاخص های X_{PT} و Y_{PT} به منظور تعیین موقعیت نقاط آنالیز بر روی نمودار، به ترتیب با معادلات ۸ و ۹ امکان پذیر است. (معادله ی ۸):

$$X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO_{(tot)} - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$

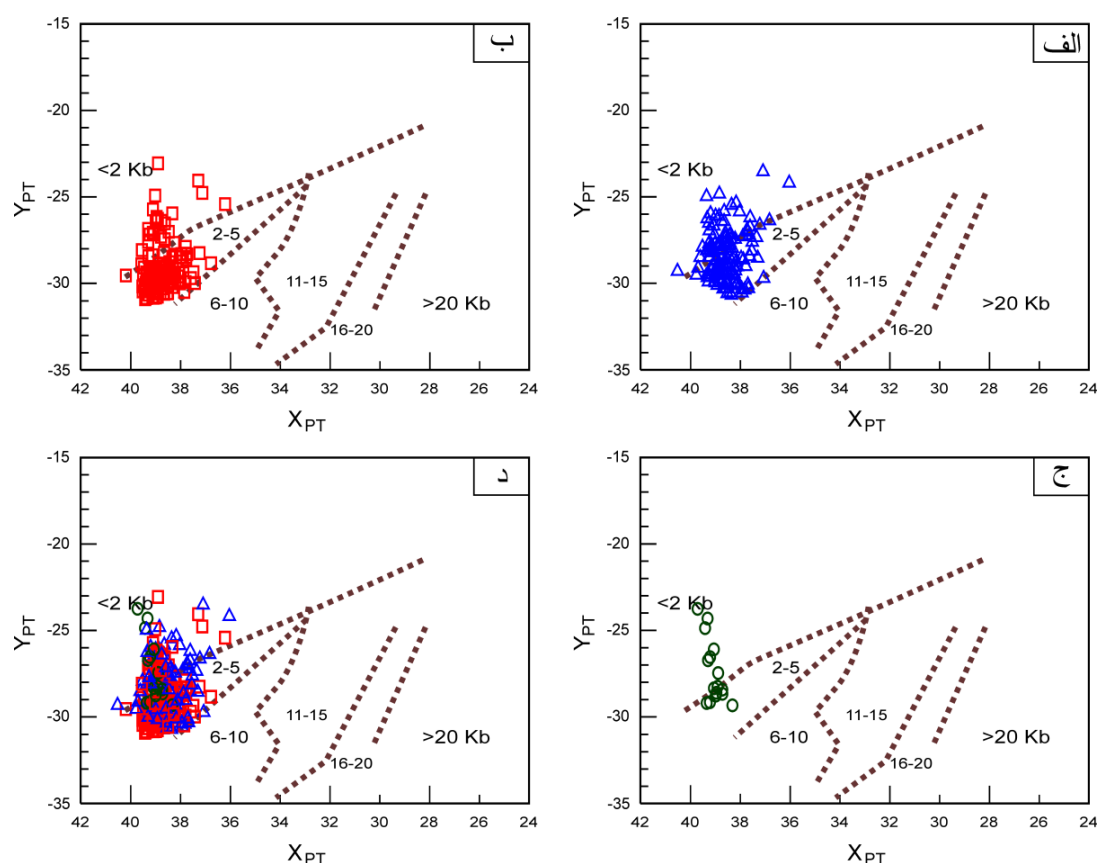
معادله ی ۹

$$Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO_{(tot)} + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$$

در شکل های ۴-۱۸ و ۴-۱۹ نتایج حاصل از دما- فشار سنجی به روش (Soesoo (1997) نمایش داده شده است. همانگونه که این شکل ها نشان می دهند، اوزیت های منطقه در بازه ی دمایی ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه ی سانتیگراد و فشار کمتر از ۶ کیلو بار تبلور پیدا کرده اند.



شکل ۴-۱۸- تخمین دمای تبلور کلینوپیروکسن های منطقه با استفاده از روش (Soesoo (1997). نشانه های مورد استفاده مشابه با شکل ۴-۱۴ است.



شکل ۴-۱۹- تخمین فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌های منطقه با استفاده از روش Soesoo (1997).
نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۴-۱۴ است.

به طور کلی نتایج حاصل از دما و فشار سنجی بر روی کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های سلطان میدان به روش‌های Putirka et al. (1996, 2003) و Putirka (2008) و Soesoo (1997) دربردارنده‌ی نتایج بسیار قابل قبولی بوده و نتایج تمامی آنها انطباق خوبی با یکدیگر و نیز با شواهد پتروگرافی نشان می‌دهند. به طوری که دماهای بدست آمده بر اساس Putirka et al. (1996, 2003) و Putirka (2008) بیانگر دمای تبلور حدود بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه‌ی سانتیگراد بوده و این محدوده‌ی دمایی توسط روش گرافیکی Soesoo (1997) نیز کاملاً تأیید می‌گردد.

از طرف دیگر، فشار تشکیل اوژیت‌ها بر اساس Putirka et al. (1996, 2003) و Putirka (2008) در محدوده‌ی کمتر از ۸ کیلو بار قرار داشته و روش Soesoo (1997) نیز فشار تشکیل کمتر از ۶ کیلو بار را برای آنها نشان می‌دهد.

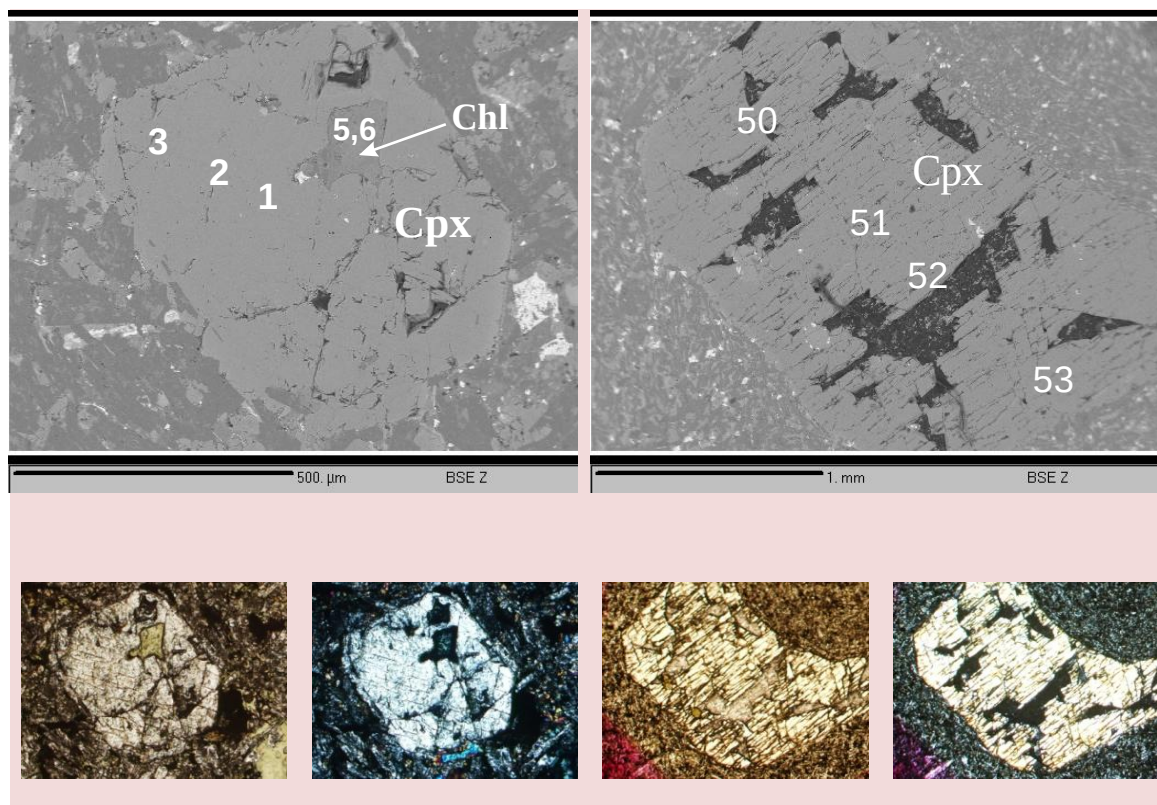
از آنجائیکه بر اساس شواهد پتروگرافی و نیز نتایج تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی، اوژیت کانی اصلی تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های منطقه می‌باشد، به این ترتیب بر اساس فشارهای بدست آمده، و با فرض چگالی متوسط ۲/۶۵ برای پوسته‌ی میانی و فوقانی، می‌توان تبلور آنها را در آشیانه‌های ماگمایی واقع در اعماق کمتر از حدود ۲۳ کیلومتر دانست.

توضیحات تابلوهای ۷-۴ و ۸-۴

در تابلوهای ۷-۴ و ۸-۴ تصاویر میکروسکوپ نوری (در نور xpl و ppl) و میکروسکوپ الکترونی (BSE) برخی از کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های سلطان میدان به همراه شماره‌ی نقاط آنالیز شده به نمایش گذاشته شده است. با مراجعه به جداول ۱۶-۴ تا ۱۸-۴ می‌توان نتایج حاصل از دما-فشار سنجی بر روی نقاط مذکور را مشاهده نمود. همچنین در زیر هر کدام از شکل‌ها، نام مربوط به هر نمونه ذکر شده است. همانگونه که در این شکل‌ها به خوبی دیده می‌شود، یکی از موارد قابل توجه در نتایج بدست آمده، کاهش تدریجی دما و فشار از مرکز به حاشیه‌ی بلورهای کلینوپیروکسن می‌باشد.

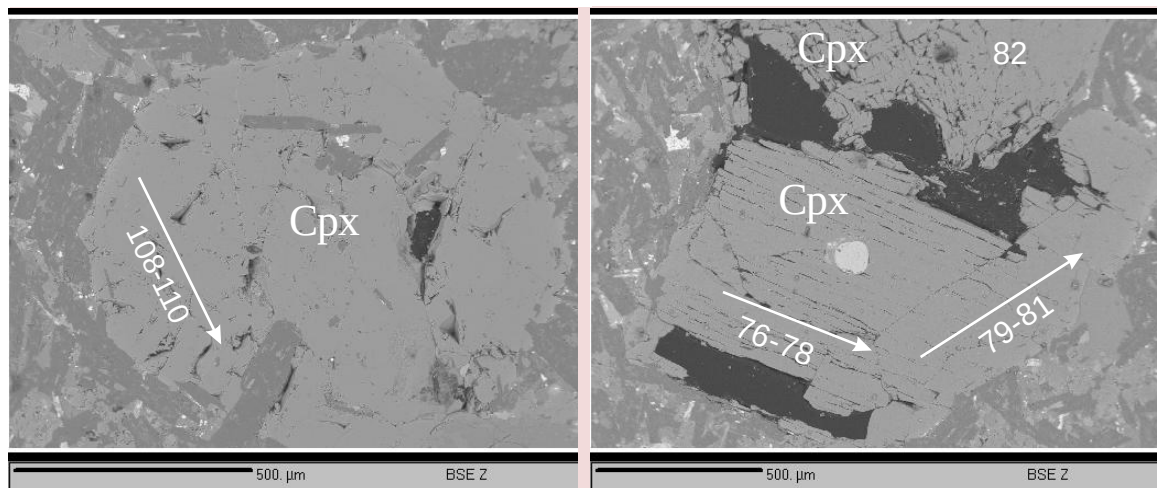


تابلو ۴-۷



ب- نمونه‌ی K5b

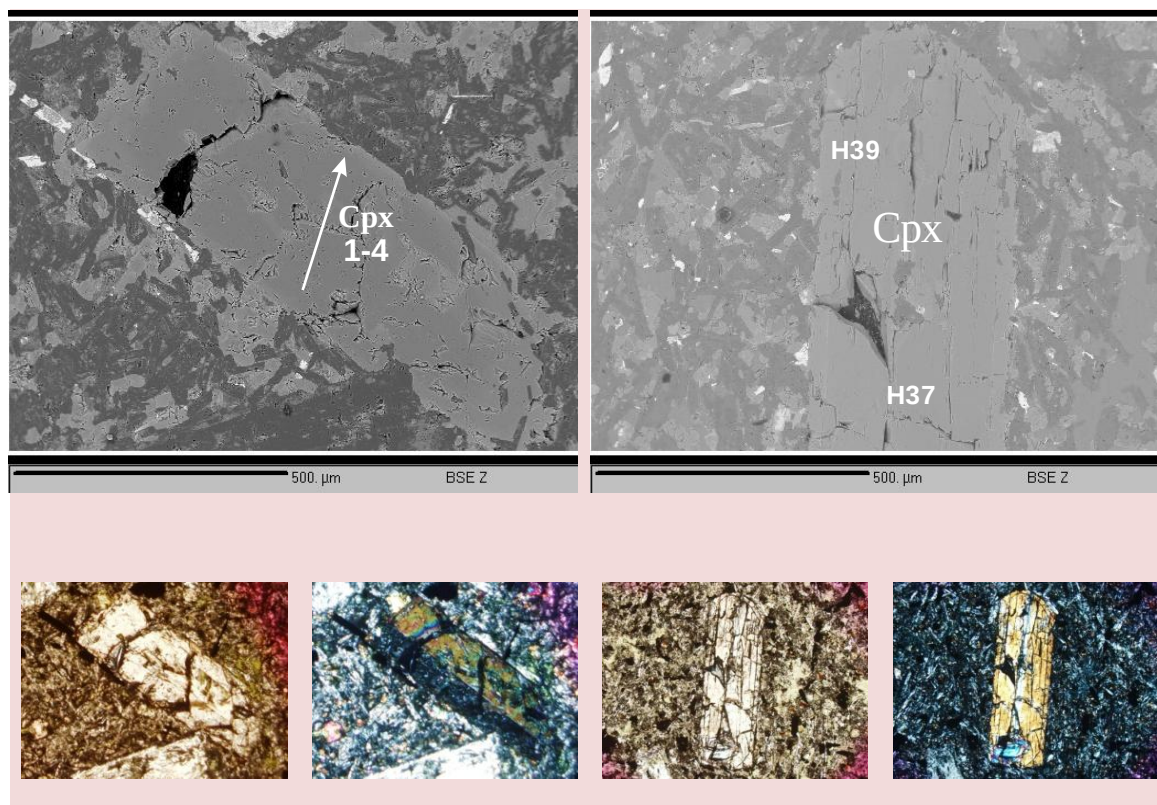
الف- نمونه‌ی K1b



د- نمونه‌ی K5b

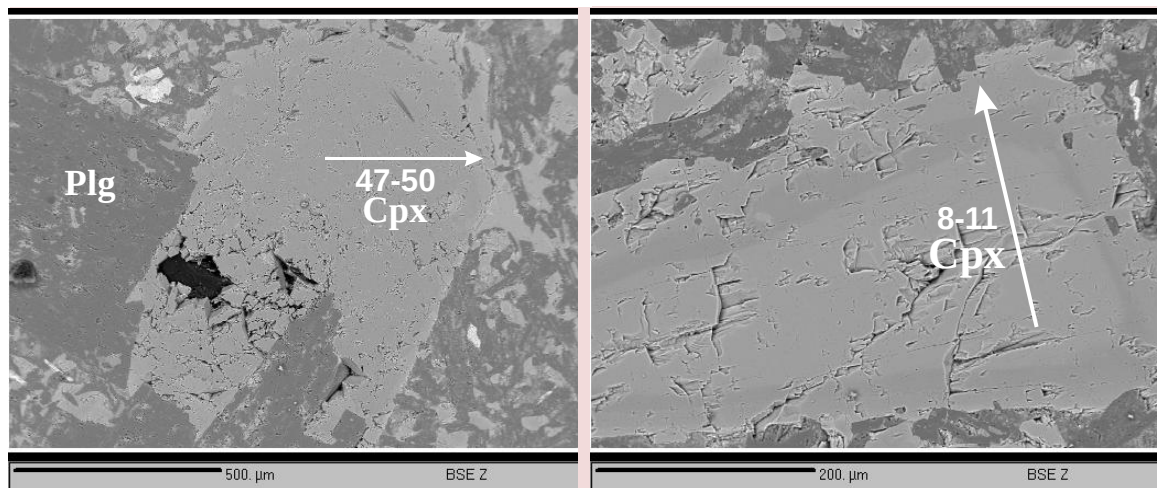
ج- نمونه‌ی K5b

تابلو ۴-۸



ب - نمونه‌ی M44a

الف - نمونه‌ی K6a



د - نمونه‌ی M44a

ج - نمونه‌ی M44a

جدول ۴-۱۶- نتایج دما- فشار سنجی اوزیت‌های دره‌ی کلودر با روش‌های Putirka et al. (1996, 2003) و Putirka (2008).

Equation	Putirka et al. (1996)		Putirka et al. (2003)		Putirka (2008)			Mean estimates	
	Eqn. 1	Eqn. 2	Eqn. 3	Eqn. 4	Eqn. 5	Eqn. 6	Eqn. 7	Eqns. 1,3,5	Eqns. 4,6,7
Sample	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)
k1b.45	1111.6	0.0	1122.9	0.3	1117.6	3.5	3.4	1117.3	2.4
k1b.48	1136.1	2.3	1141.3	2.6	1138.6	5.3	3.1	1138.7	3.6
k1b.50	1115.4	0.1	1121.4	0.8	1142.2	4.3	3.3	1126.3	2.8
k1b.51	1138.0	2.8	1136.9	2.9	1170.2	6.4	3.9	1148.4	4.4
k1b.52	1134.2	2.3	1134.8	2.6	1167.3	6.1	3.7	1145.4	4.1
k1b.53	1109.7	0.0	1117.2	0.3	1135.1	3.8	3.4	1120.6	2.5
k1b.59	1138.0	2.7	1138.6	2.9	1160.7	6.0	3.7	1145.8	4.2
k1b.60	1120.2	0.7	1124.9	1.3	1134.2	4.6	2.8	1126.4	2.9
k1b.64	1128.0	1.5	1133.4	1.9	1122.5	5.3	5.1	1128.0	4.1
k1b.65	1109.6	0.0	1124.7	0.0	1107.2	3.3	4.3	1113.8	2.5
K3b.1	1147.2	3.2	1153.4	2.2	1165.4	5.7	3.7	1155.3	3.9
K3b.2	1134.1	1.7	1144.5	1.0	1151.1	4.5	2.6	1143.2	2.7
K3b.3	1136.0	1.9	1145.5	1.2	1155.7	4.7	2.6	1145.7	2.8
K3b.4	1138.6	2.2	1146.7	1.4	1153.2	5.0	3.0	1146.1	3.1
K3b.9	1155.7	3.8	1168.7	2.6	1110.5	6.6	9.0	1145.0	6.1
K3b.15	1153.1	3.8	1159.8	2.6	1159.6	6.2	4.2	1157.5	4.3
K3b.16	1115.4	0.0	1131.4	0.0	1118.7	2.8	2.0	1121.8	1.6
K3b.17	1155.0	4.1	1159.9	2.8	1155.7	6.5	4.6	1156.9	4.6
K3b.18	1142.2	2.6	1151.3	1.7	1147.6	5.3	3.7	1147.0	3.6
K3b.19	1129.3	1.1	1141.4	0.5	1138.3	4.2	1.9	1136.3	2.2
K3b.20	1115.7	0.0	1133.8	0.0	1113.2	2.4	0.8	1120.9	1.1
K3b.28	1168.4	5.3	1177.0	3.8	1164.7	7.1	5.6	1170.0	5.5
K3b.29	1154.3	3.9	1161.3	2.7	1162.2	6.0	3.5	1159.3	4.1
K3b.30	1132.5	1.3	1147.4	0.7	1143.0	3.7	1.8	1140.9	2.1
K3b.32	1147.1	3.2	1154.1	2.1	1150.5	5.7	4.0	1150.6	3.9
K3b.47	1145.3	2.8	1157.6	1.8	1131.3	5.4	4.2	1144.7	3.8
K3b.48	1147.5	3.1	1156.9	2.1	1166.4	5.1	2.2	1156.9	3.1
K3b.49	1161.2	4.6	1168.8	3.2	1160.9	6.9	5.4	1163.6	5.2
K3b.51	1149.0	3.4	1156.3	2.3	1150.9	5.7	3.6	1152.1	3.9
K3b.52	1113.1	0.0	1131.6	0.0	1105.5	2.2	0.7	1116.7	1.0
K3b.53	1147.1	3.2	1154.2	2.1	1148.8	5.8	4.1	1150.0	4.0
K3b.54	1137.9	1.9	1152.8	1.1	1138.3	4.4	3.1	1143.0	2.9
K3b.55	1132.7	1.4	1146.1	0.8	1128.8	4.3	3.4	1135.9	2.8
K3b.62	1118.5	0.0	1133.9	0.0	1117.2	3.2	2.3	1123.2	1.8
K3b.63	1129.2	1.1	1141.8	0.5	1137.1	3.9	2.5	1136.0	2.3
K3b.64	1147.1	3.2	1154.2	2.1	1150.6	5.7	4.1	1150.6	4.0
K3b.65	1126.4	0.7	1139.9	0.3	1131.6	3.8	2.8	1132.6	2.3
K3b.70	1127.5	0.9	1139.8	0.4	1141.9	4.0	2.9	1136.4	2.5
K3b.72	1121.8	0.2	1136.7	0.0	1130.5	3.2	2.1	1129.7	1.8
K3b.74	1127.3	0.8	1141.2	0.3	1138.7	3.9	3.1	1135.8	2.4

Putirka et al. (1996)			Putirka et al. (2003)		Putirka (2008)			Mean estimates	
Equation	Eqn. 1	Eqn. 2	Eqn. 3	Eqn. 4	Eqn. 5	Eqn. 6	Eqn. 7	Eqns. 1,3,5	Eqns. 4,6,7
Sample	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)
K5b.1	1160.3	3.3	1134.4	4.8	1157.6	5.8	6.7	1150.8	5.8
K5b.2	1150.3	2.1	1126.6	3.9	1151.1	5.0	5.8	1142.7	4.9
K5b.3	1131.4	0.0	1115.5	2.2	1147.0	2.7	3.6	1131.3	2.8
K5b.4	1167.9	4.1	1139.1	5.5	1170.9	6.4	6.4	1159.3	6.1
K5b.7	1143.5	1.3	1123.0	3.3	1159.1	3.9	4.4	1141.9	3.9
K5b.8	1169.9	4.3	1141.2	5.6	1193.3	7.0	6.2	1168.1	6.3
K5b.9	1165.5	3.9	1137.3	5.3	1187.1	6.8	6.0	1163.3	6.0
K5b.10	1150.9	2.3	1125.7	4.0	1164.7	4.8	4.3	1147.1	4.4
K5b.11	1167.2	4.1	1138.1	5.4	1176.0	6.2	5.8	1160.4	5.8
K5b.12	1162.9	3.6	1135.1	5.1	1183.3	6.4	5.7	1160.5	5.7
K5b.13	1152.4	2.3	1129.1	4.1	1159.1	5.2	5.7	1146.9	5.0
K5b.14	1169.1	4.3	1138.8	5.6	1184.7	7.0	6.3	1164.2	6.3
K5b.15	1165.4	3.9	1136.5	5.3	1171.2	6.5	6.4	1157.7	6.0
K5b.36	1160.3	3.3	1133.0	4.8	1172.1	5.9	5.8	1155.1	5.5
K5b.37	1155.8	2.7	1132.9	4.3	1155.6	5.4	5.8	1148.1	5.2
K5b.38	1155.9	2.8	1129.8	4.5	1163.0	5.6	5.9	1149.6	5.3
K5b.40	1110.2	0.0	1100.9	0.3	1122.1	0.7	2.0	1111.1	1.0
K5b.46	1164.5	3.8	1135.5	5.2	1178.5	6.3	5.6	1159.5	5.7
K5b.47	1170.6	4.5	1139.7	5.7	1185.6	6.7	6.0	1165.3	6.1
K5b.48	1166.6	4.0	1136.9	5.4	1180.0	6.4	6.0	1161.2	5.9
K5b.49	1141.0	1.1	1119.5	3.2	1152.5	3.9	4.3	1137.7	3.8
K5b.61	1156.2	2.8	1130.7	4.5	1167.8	5.5	4.8	1151.6	4.9
K5b.62	1169.1	4.3	1139.5	5.6	1173.4	6.6	6.2	1160.7	6.1
K5b.71	1169.0	4.2	1141.2	5.5	1156.9	6.8	8.1	1155.7	6.8
K5b.72	1174.3	4.7	1147.1	5.9	1168.8	7.0	8.2	1163.4	7.0
K5b.76	1166.9	4.0	1138.0	5.4	1187.4	6.7	6.0	1164.1	6.0
K5b.77	1165.9	3.9	1138.4	5.3	1185.3	6.8	6.4	1163.2	6.1
K5b.78	1164.8	3.8	1136.4	5.2	1186.4	6.4	5.7	1162.5	5.8
K5b.79	1155.3	2.8	1129.0	4.4	1171.8	5.5	5.7	1152.0	5.2
K5b.80	1150.6	2.2	1126.3	4.0	1169.1	5.3	5.0	1148.7	4.8
K5b.81	1143.9	1.3	1123.6	3.3	1159.4	3.9	4.1	1142.3	3.8
K5b.82	1158.6	3.1	1131.8	4.7	1176.3	6.0	5.5	1155.6	5.4
K5b.89	1159.6	3.3	1131.5	4.8	1173.4	6.0	5.0	1154.9	5.3
K5b.90	1134.9	0.3	1116.2	2.6	1141.8	3.6	5.0	1131.0	3.7
K5b.91	1168.6	4.1	1142.6	5.4	1185.1	6.5	4.8	1165.4	5.6
K5b.92	1165.1	3.8	1136.7	5.2	1183.5	6.3	5.6	1161.8	5.7
K5b.104	1186.1	6.1	1154.1	6.9	1173.7	7.9	8.3	1171.3	7.7
K5b.105	1181.0	5.5	1151.1	6.5	1176.6	7.3	7.6	1169.6	7.1
K5b.106	1125.6	0.0	1110.3	1.7	1131.5	2.5	3.9	1122.4	2.7
K5b.108	1153.0	2.4	1130.1	4.1	1151.4	4.9	5.1	1144.8	4.7
K5b.109	1163.0	3.6	1135.3	5.1	1168.1	6.1	6.0	1155.5	5.7
K5b.110	1152.4	2.4	1127.6	4.2	1159.2	5.0	5.4	1146.4	4.8

Putirka et al. (1996)			Putirka et al. (2003)		Putirka (2008)			Mean estimates	
Equation	Eqn. 1	Eqn. 2	Eqn. 3	Eqn. 4	Eqn. 5	Eqn. 6	Eqn. 7	Eqns. 1,3,5	Eqns. 4,6,7
Sample	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)
K5b.111	1163.4	3.6	1136.2	5.1	1168.6	6.2	6.2	1156.1	5.8
K5b.112	1159.0	3.0	1135.9	4.6	1162.6	5.6	6.2	1152.5	5.5
K5b.113	1169.1	4.3	1138.7	5.6	1169.5	6.6	6.4	1159.1	6.2
K5b.114	1170.1	4.4	1140.4	5.7	1172.6	6.8	6.4	1161.0	6.3
K5b.118	1166.4	3.9	1138.3	5.3	1166.7	6.6	6.6	1157.1	6.2
K5b.119	1133.8	0.1	1117.4	2.4	1140.4	2.8	3.5	1130.6	2.9
K6a.H9	1157.1	2.5	1172.4	1.8	1191.4	5.3	2.5	1173.7	3.2
K6a.H10	1186.5	5.8	1194.4	4.4	1201.6	7.1	4.7	1194.1	5.4
K6a.H11	1164.1	3.4	1173.3	2.6	1189.2	6.0	4.8	1175.5	4.5
K6a.H12	1172.1	4.4	1178.8	3.3	1197.1	6.7	4.9	1182.7	5.0
K6a.H13	1166.5	3.7	1175.8	2.8	1192.4	6.3	4.4	1178.2	4.5
K6a.H23	1173.4	4.6	1178.5	3.4	1187.8	6.4	4.5	1179.9	4.8
K6a.H24	1160.0	3.0	1169.2	2.3	1175.9	5.1	3.6	1168.4	3.7
K6a.H30	1143.4	1.0	1159.0	0.7	1151.5	3.6	3.1	1151.3	2.5
K6a.H36	1172.0	4.4	1178.2	3.3	1181.5	6.3	4.6	1177.2	4.7
K6a.H37	1154.9	2.4	1166.1	1.8	1175.1	5.3	4.1	1165.4	3.7
K6a.H39	1145.8	1.2	1163.1	0.9	1154.2	4.3	4.0	1154.4	3.1
K6a.H49	1164.9	3.6	1171.9	2.7	1179.7	6.1	5.2	1172.1	4.7
K6a.H50	1167.5	3.9	1174.2	2.9	1184.5	6.3	5.4	1175.4	4.9
K6a.H51	1163.0	3.4	1170.7	2.5	1174.8	5.5	3.6	1169.5	3.9
K6a.H52	1152.8	2.2	1164.8	1.6	1162.3	4.7	3.6	1160.0	3.3
K6a.h23	1176.2	4.7	1183.7	3.6	1189.5	6.5	4.6	1183.1	4.9

جدول ۴-۱۷- نتایج دما- فشارسنجی اوزیت‌های چشمه‌سید با روش‌های (Putirka et al. (1996, 2003 و (Putirka (2008.

Equation	Putirka et al. (1996)		Putirka et al. (2003)		Putirka (2008)			Mean estimates	
	Eqn. 1	Eqn. 2	Eqn. 3	Eqn. 4	Eqn. 5	Eqn. 6	Eqn. 7	Eqns. 1,3,5	Eqns. 4,6,7
Sample	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)
M2f.3a	1123.1	1.2	1113.6	3.2	1169.2	4.8	3.8	1135.3	3.9
M2f.4a	1122.7	1.1	1113.0	3.2	1168.7	4.8	3.8	1134.8	3.9
M2f.5a	1110.1	0.0	1104.1	2.0	1154.3	3.5	3.1	1122.8	2.9
M2f.7a	1121.5	0.9	1114.3	3.0	1172.6	4.4	3.0	1136.1	3.5
M2f.9a	1115.6	0.2	1108.6	2.5	1162.2	4.2	3.3	1128.8	3.3
M2f.10a	1123.4	1.2	1114.4	3.2	1168.5	5.0	4.2	1135.4	4.1
M2f.4b	1126.3	1.5	1117.5	3.4	1162.0	4.8	4.2	1135.3	4.1
M2f.29b	1142.5	3.0	1137.1	4.6	1115.5	6.1	7.7	1131.7	6.1
M2f.35b	1125.6	1.3	1119.1	3.3	1154.7	4.6	4.9	1133.1	4.3
M5a.1A	1152.1	2.0	1142.2	3.9	1166.2	5.2	4.7	1153.5	4.6
M5a.2A	1165.8	3.5	1152.9	5.1	1175.6	6.3	6.1	1164.7	5.8
M5a.3A	1156.2	2.4	1146.2	4.2	1162.9	5.4	6.2	1155.1	5.3
M5a.4A	1140.3	0.6	1135.1	2.8	1150.0	3.7	4.1	1141.8	3.5
M5a.7A	1145.4	0.9	1145.5	3.1	1142.2	4.0	5.6	1144.3	4.2
M5a.8A	1145.6	1.3	1138.2	3.3	1154.5	4.3	4.3	1146.1	4.0
M5a.9A	1164.8	3.4	1152.4	5.0	1169.2	5.9	5.9	1162.1	5.6
M5a.10A	1158.1	2.7	1147.1	4.4	1159.3	5.6	5.8	1154.9	5.3
M5a.13A	1169.5	3.9	1157.4	5.3	1169.0	6.6	7.1	1165.3	6.3
M5a.14A	1163.4	3.3	1151.3	4.9	1173.2	6.1	5.7	1162.6	5.6
M5a.15A	1119.7	0.0	1121.3	1.0	1129.2	1.8	3.2	1123.4	2.0
M5a.16A	1148.0	1.5	1139.4	3.6	1159.0	4.6	4.9	1148.8	4.4
M5a.19A	1155.1	2.3	1145.5	4.1	1163.1	5.3	6.4	1154.6	5.3
M5a.20A	1149.6	1.7	1141.5	3.7	1159.3	4.8	5.6	1150.1	4.7
M5a.33A	1117.8	0.0	1121.1	0.7	1125.8	1.6	3.4	1121.6	1.9
M5a.34A	1164.0	3.4	1149.6	5.0	1181.3	6.3	6.0	1164.9	5.7
M5a.35A	1171.3	4.2	1155.0	5.6	1179.5	7.1	7.3	1168.6	6.7
M5a.36A	1125.7	0.0	1125.6	1.5	1129.2	2.7	4.4	1126.8	2.9
M5a.2B	1150.4	1.8	1141.8	3.7	1157.6	4.7	4.8	1149.9	4.4
M5a.3B	1157.6	2.6	1147.1	4.4	1164.6	5.5	6.0	1156.4	5.3
M5a.4B	1146.9	1.4	1139.3	3.4	1152.5	4.6	5.4	1146.2	4.5
M5a.5B	1170.5	4.1	1155.5	5.5	1177.1	6.5	6.0	1167.7	6.0
M5a.10B	1181.6	5.3	1164.9	6.4	1174.6	7.7	8.1	1173.7	7.4
M5a.11B	1169.7	4.0	1154.8	5.5	1174.0	6.7	6.2	1166.2	6.1
M5a.12B	1162.4	3.2	1149.5	4.8	1180.1	6.4	7.0	1164.0	6.1
M5a.13B	1180.7	5.1	1165.4	6.3	1174.9	7.4	7.7	1173.7	7.1
M5a.15B	1170.6	4.2	1154.6	5.6	1177.3	6.6	6.0	1167.5	6.0
M5a.16B	1148.3	1.5	1141.8	3.5	1149.6	4.6	5.9	1146.6	4.7
M5a.17B	1149.9	1.7	1141.3	3.7	1164.4	4.5	4.9	1151.9	4.4
M5a.18B	1169.0	4.0	1153.6	5.4	1184.5	6.4	5.5	1169.1	5.8
M5a.19B	1170.8	4.1	1157.3	5.5	1181.0	6.4	6.5	1169.7	6.1

Putirka et al. (1996)			Putirka et al. (2003)		Putirka (2008)			Mean estimates	
Equation	Eqn. 1	Eqn. 2	Eqn. 3	Eqn. 4	Eqn. 5	Eqn. 6	Eqn. 7	Eqns. 1,3,5	Eqns. 4,6,7
Sample	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)
M5a.20B	1165.6	3.5	1152.6	5.1	1173.5	6.1	6.4	1163.9	5.9
M5a.22B	1133.2	0.0	1130.3	2.2	1139.3	3.3	4.8	1134.3	3.4
M5a.24B	1174.2	4.5	1158.1	5.8	1179.3	7.0	6.4	1170.5	6.4
M5a.28B	1125.7	0.0	1125.8	1.5	1130.7	2.7	4.8	1127.4	3.0
M5a.29B	1167.9	3.8	1154.2	5.3	1180.9	6.2	5.6	1167.7	5.7
M5a.30B	1161.3	3.0	1151.0	4.6	1175.7	5.7	6.3	1162.7	5.5
M5a.31B	1168.4	3.8	1156.4	5.3	1169.0	6.6	6.6	1164.6	6.1
M5a.33B	1138.3	0.3	1134.5	2.6	1146.7	3.5	4.1	1139.8	3.4
M5a.36B	1155.9	2.4	1145.7	4.2	1161.6	5.2	5.5	1154.4	5.0
M5a.37B	1165.8	3.6	1152.3	5.1	1178.9	6.1	5.9	1165.7	5.7
M5a.38B	1140.5	0.6	1135.4	2.8	1154.1	3.9	4.2	1143.4	3.6
M10a.2	1181.2	4.0	1181.3	5.2	1193.3	6.4	6.8	1185.2	6.1
M10a.3	1167.8	2.5	1172.2	4.0	1184.6	5.1	5.9	1174.9	5.0
M10a.4	1160.4	1.6	1166.5	3.4	1175.6	4.3	4.9	1167.5	4.2
M10a.5	1177.4	3.5	1180.0	4.8	1191.5	5.9	6.3	1183.0	5.7
M10a.12	1125.7	0.0	1141.6	0.3	1139.8	1.6	3.8	1135.7	1.9
M10a.13	1135.9	0.0	1149.0	1.2	1149.2	2.5	4.2	1144.7	2.6
M10a.14	1157.7	1.3	1164.7	3.1	1174.6	4.4	4.8	1165.7	4.1
M10a.15	1151.9	0.6	1163.0	2.5	1162.8	3.7	5.2	1159.2	3.8
M10a.16	1167.8	2.3	1174.9	3.9	1177.3	5.5	4.2	1173.3	4.5
M10a.17	1171.8	2.8	1176.8	4.3	1185.3	5.7	6.2	1178.0	5.4
M10a.18	1178.5	3.7	1179.0	4.9	1191.2	6.1	5.6	1182.9	5.6
M10a.20	1148.4	0.1	1161.4	2.2	1164.1	3.2	4.8	1158.0	3.4
M10a.21	1162.9	1.8	1170.2	3.5	1171.5	4.9	5.9	1168.2	4.8
M10a.22	1155.2	1.0	1164.7	2.8	1163.7	4.2	5.2	1161.2	4.1
M10a.27	1157.1	1.1	1169.1	2.9	1163.7	4.3	5.5	1163.3	4.2
M10a.28	1180.8	4.0	1179.8	5.2	1187.2	6.3	6.2	1182.6	5.9
M10a.30	1157.6	1.4	1163.3	3.1	1169.2	4.2	4.6	1163.4	4.0
M10a.33	1159.8	1.5	1166.6	3.3	1158.7	4.5	6.3	1161.7	4.7
M10a.48	1171.1	2.9	1173.1	4.3	1183.9	5.6	6.0	1176.1	5.3
M10a.49	1167.5	2.5	1171.6	4.0	1175.8	5.1	5.3	1171.7	4.8
M10a.50	1161.6	1.8	1167.8	3.4	1169.6	4.6	5.5	1166.3	4.5
M10a.51	1157.2	1.3	1163.8	3.1	1167.6	4.2	4.9	1162.9	4.1
M10a.52	1163.2	1.9	1170.1	3.5	1171.5	4.6	5.8	1168.3	4.6
M10a.53	1168.9	2.6	1173.7	4.1	1180.2	5.1	5.7	1174.2	5.0
M10a.54	1149.4	0.4	1158.9	2.4	1161.1	3.4	4.6	1156.4	3.5
M10a.56	1133.9	0.0	1148.9	1.0	1150.7	2.0	3.7	1144.5	2.2
M10a.58	1146.0	0.0	1156.3	2.1	1168.2	3.5	3.4	1156.8	3.0
M10a.59	1146.3	0.0	1155.9	2.1	1154.6	3.2	4.4	1152.3	3.3
M10a.66	1183.9	4.3	1183.2	5.4	1195.1	6.2	5.3	1187.4	5.6
M10a.67	1164.2	2.1	1169.1	3.7	1182.9	4.6	4.5	1172.1	4.3
M10a.69	1167.4	2.4	1171.8	4.0	1186.7	5.2	5.0	1175.3	4.7

Putirka et al. (1996)			Putirka et al. (2003)		Putirka (2008)			Mean estimates	
Equation	Eqn. 1	Eqn. 2	Eqn. 3	Eqn. 4	Eqn. 5	Eqn. 6	Eqn. 7	Eqns. 1,3,5	Eqns. 4,6,7
Sample	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)
M10a.70	1182.6	4.1	1183.9	5.2	1190.1	6.0	5.4	1185.5	5.5
M10a.71	1164.3	1.9	1173.1	3.6	1135.5	4.3	4.8	1157.6	4.2
M27.3	1175.6	4.1	1181.9	4.6	1208.5	5.9	3.5	1188.7	4.7
M27.4	1179.9	4.6	1182.4	5.1	1208.8	6.3	4.8	1190.4	5.4
M27.5	1164.9	2.7	1177.6	3.6	1191.5	4.7	2.0	1178.0	3.4
M27.6	1170.6	3.2	1185.9	4.0	1200.9	4.6	1.2	1185.8	3.3
M27.7	1153.8	1.3	1173.8	2.5	1175.3	4.3	2.8	1167.6	3.2
M27.8	1164.7	2.5	1180.6	3.5	1194.1	5.1	2.4	1179.8	3.6
M27.9	1178.7	4.3	1186.2	4.8	1224.1	6.0	1.5	1196.3	4.1
M27.10	1179.0	4.4	1186.3	4.9	1222.6	6.0	2.8	1196.0	4.6
M27.11	1159.4	2.2	1170.0	3.2	1185.7	4.6	2.0	1171.7	3.3
M27.12	1174.5	3.4	1193.7	4.1	1203.7	5.2	1.4	1190.6	3.6
M27.18	1169.3	3.5	1173.5	4.2	1198.1	5.5	1.8	1180.3	3.8
M27.19	1175.7	4.3	1175.4	4.9	1211.3	5.9	3.3	1187.5	4.7
M27.21	1179.2	4.5	1183.1	5.0	1226.1	6.1	3.1	1196.2	4.7
M27.25	1146.0	0.8	1158.4	2.1	1130.7	2.8	2.4	1145.0	2.4
M27.26	1170.2	3.5	1175.7	4.2	1196.8	4.8	3.0	1180.9	4.0
M27.27	1175.1	3.9	1183.4	4.5	1197.3	5.9	4.2	1185.2	4.9
M27.38	1166.2	2.9	1176.6	3.8	1162.7	4.4	3.2	1168.5	3.8
M27.39	1154.9	1.6	1168.7	2.8	1165.0	3.3	2.7	1162.9	2.9
M27.40	1147.5	0.9	1160.9	2.2	1164.3	2.6	2.0	1157.6	2.3
M27.41	1164.4	2.7	1176.9	3.6	1177.7	4.3	2.6	1173.0	3.5
M27.42	1168.4	3.3	1174.2	4.1	1183.6	4.4	3.2	1175.4	3.9
M27.43	1185.4	5.3	1185.0	5.6	1164.8	7.6	4.6	1178.4	5.9
M27.44	1147.6	0.9	1161.8	2.2	1167.8	2.7	2.3	1159.0	2.4
M27.45	1176.0	4.1	1180.9	4.7	1180.1	5.5	3.7	1179.0	4.6
M27.46	1172.7	3.8	1178.2	4.4	1210.0	5.0	3.0	1187.0	4.1
M27.47	1166.7	3.1	1174.5	3.9	1184.1	4.4	3.0	1175.1	3.8
M27.48	1179.4	4.7	1179.1	5.1	1218.3	6.3	3.1	1192.3	4.9
M27.59	1149.7	1.1	1162.3	2.4	1177.6	2.8	2.4	1163.2	2.6
M27.60	1158.6	2.3	1164.7	3.3	1182.7	4.1	3.4	1168.7	3.6
M27.61	1173.0	3.8	1179.0	4.4	1216.4	5.6	2.0	1189.5	4.0
M27.62	1154.3	1.8	1162.6	2.9	1191.1	3.7	3.4	1169.4	3.3
M27.63	1166.3	3.1	1174.0	3.9	1195.3	5.4	1.4	1178.5	3.5
M44a.1	1122.1	0.2	1108.7	2.0	1156.6	4.1	5.0	1129.1	3.7
M44a.3	1153.9	3.6	1137.8	4.6	1196.0	6.9	6.5	1162.6	6.0
M44a.4	1110.6	0.0	1104.4	0.8	1133.3	2.7	4.9	1116.1	2.8
M44a.8	1122.8	0.3	1109.5	2.1	1119.9	3.5	3.5	1117.4	3.0
M44a.9	1141.0	2.3	1124.6	3.6	1141.9	5.2	4.4	1135.8	4.4
M44a.10	1130.7	1.2	1116.5	2.7	1154.8	4.8	4.5	1134.0	4.0
M44a.11	1115.9	0.0	1112.4	1.1	1118.4	2.9	2.7	1115.6	2.2
M44a.12	1168.5	5.0	1155.0	5.6	1169.7	7.0	5.1	1164.4	5.9

Putirka et al. (1996)			Putirka et al. (2003)		Putirka (2008)			Mean estimates	
Equation	Eqn. 1	Eqn. 2	Eqn. 3	Eqn. 4	Eqn. 5	Eqn. 6	Eqn. 7	Eqns. 1,3,5	Eqns. 4,6,7
Sample	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)
M44a.17	1128.6	1.1	1111.7	2.6	1158.1	4.5	4.4	1132.8	3.8
M44a.18	1116.5	0.0	1105.5	1.5	1154.2	3.3	4.1	1125.4	3.0
M44a.19	1120.8	0.1	1106.4	1.9	1154.4	3.6	3.9	1127.2	3.1
M44a.20	1136.7	1.9	1120.1	3.3	1170.2	5.4	6.2	1142.4	4.9
M44a.24	1115.1	0.0	1102.2	1.4	1140.0	3.3	4.2	1119.1	3.0
M44a.25	1137.5	2.1	1118.8	3.4	1179.0	5.6	5.6	1145.1	4.8
M44a.27	1132.0	1.4	1115.8	2.9	1151.3	5.1	6.4	1133.1	4.8
M44a.30	1119.6	0.0	1106.0	1.8	1152.9	3.8	5.0	1126.2	3.5
M44a.34	1126.6	0.9	1109.2	2.5	1167.6	4.5	4.6	1134.5	3.9
M44a.35	1114.2	0.0	1100.8	1.4	1151.2	3.6	4.2	1122.0	3.0
M44a.40	1124.8	0.5	1110.6	2.2	1144.0	4.4	6.0	1126.5	4.2
M44a.41	1134.4	1.5	1121.5	3.0	1122.3	5.4	7.9	1126.0	5.4
M44a.47	1128.7	1.1	1111.3	2.7	1164.9	4.7	5.5	1135.0	4.3
M44a.49	1122.3	0.2	1109.4	2.0	1152.4	4.1	5.6	1128.0	3.9
M44a.50	1105.5	0.0	1094.1	0.6	1139.8	2.8	4.2	1113.2	2.5
M44a.55	1139.5	2.3	1119.6	3.6	1170.2	5.4	5.2	1143.1	4.7
M44a.56	1120.1	0.0	1112.3	1.6	1129.4	2.9	2.8	1120.6	2.5

جدول ۴-۱۸- نتایج دما- فشار سنجی بر روی اوزیت‌های موجود در منطقه‌ی خوش‌یلاق با استفاده از روش‌های Putirka et al. (1996, 2003) و Putirka (2008).

Putirka et al. (1996)			Putirka et al. (2003)		Putirka (2008)			Mean estimates	
Equation	Eqn. 1	Eqn. 2	Eqn. 3	Eqn. 4	Eqn. 5	Eqn. 6	Eqn. 7	Eqns. 1,3,5	Eqns. 4,6,7
Sample	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)
Kh9.8	1116.3	0.0	1109.1	2.8	1157.3	4.3	4.5	1127.6	3.9
Kh9.10	0.0	0.0	1092.8	0.5	1131.5	2.2	3.5	1105.2	2.1
Kh9.12	1123.4	0.0	1114.8	3.5	1167.4	5.0	4.6	1135.2	4.4
Kh9.14	1115.5	0.0	1108.9	2.8	1159.4	3.9	3.7	1127.9	3.5
Kh9.17	1114.7	0.0	1114.8	2.4	1111.3	3.2	4.3	1113.6	3.3
Kh9.24	1152.5	2.4	1140.8	5.9	1170.6	6.4	5.0	1154.6	5.8
Kh9.25	1116.4	0.0	1115.5	2.6	1132.1	3.3	3.9	1121.4	3.3
Kh9.27	1135.7	0.5	1129.5	4.4	1148.7	5.0	5.3	1138.0	4.9
Kh9.29	1154.2	2.7	1141.0	6.1	1165.9	6.7	5.8	1153.7	6.2
Kh9.30	1111.3	0.0	1114.7	2.1	1123.5	2.7	3.9	1116.5	2.9

فصل پنجم

ژئوشیمی

۵-۱- مقدمه

ژئوشیمی به عنوان مهمترین ابزار پی بردن به روند ژنز و تحولات ماگمایی شناخته می شود. به طوری که پترولوژی سنگ های آذرین بدون کمک گرفتن از ژئوشیمی ناقص بوده و نمی توان تنها بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی به بررسی همه جانبه ی ویژگی های ماگماها (از قبیل محل منشأ، درجه ی ذوب و تبلور تفریقی، اختلاط و آرایش ماگمایی ...) پرداخت.

به منظور بررسی ژئوشیمیایی مجموعه ی بازالتی سلطان میدان، پس از انجام مطالعات صحرایی و پتروگرافی دقیق، تعداد ۴۱ نمونه با کمترین میزان دگرسانی شامل ۱۹، ۱۵ و ۷ نمونه به ترتیب از رخنمون های دره ی کلودر، دره ی چشمه سید و منطقه ی خوش ییلاق انتخاب و مورد تجزیه ی شیمیایی سنگ کل قرار گرفته اند. مشخصات و موقعیت جغرافیایی محل برداشت نمونه ها، در جدول ۵-۱ ارائه شده است. تجزیه ی شیمیایی در آزمایشگاه SGS کانادا و به روش بسته ی ترکیبی ICP-AES (با کد ICP95A) برای عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر نادر (شامل Zr, Zn, Y, Sr, Ba) و با روش ICP-MS (با کد IMS95A) برای عناصر نادر خاکی و سایر عناصر نادر انجام پذیرفته است. نتایج حاصل پس از انجام تصحیحات لازم مربوط به حذف مواد فرار و تعیین نسبت آهن دوظرفیتی به سه ظرفیتی، در نمودارهای مختلف مورد استفاده قرار گرفته اند. نتایج اولیه و خام تجزیه شیمیایی نمونه های منطقه ی مورد مطالعه در جداول ۵-۲ ارائه شده است. در رسم نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی، حذف موارد فرار (L.O.I) صورت گرفته و مجموع مقادیر مجدداً به ۱۰۰ رسانده شده است. همچنین جهت تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO در نمونه های منطقه ی مورد مطالعه از نسبت های پیشنهادی توسط Middlemost (1989) استفاده شده است.

به منظور تفکیک و تشخیص نمونه های برداشت شده از رخنمون های مختلف بر روی نمودارهای ژئوشیمیایی، نمونه های دره ی کلودر با نشانه ی (■)، نمونه های دره ی چشمه سید با نشانه ی (▲) و نمونه های منطقه ی خوش ییلاق با نشانه ی (●) نمایش داده شده اند.

جدول ۵-۱- مشخصات و موقعیت جغرافیایی محل برداشت نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه جهت تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل.

مختصات جغرافیایی	تعداد نمونه	ترکیب سنگ‌شناسی	محل برداشت نمونه
۵۴° ۴۹' ۳۵" تا ۵۴° ۵۰' ۰۰" طول شرقی و ۳۶° ۳۳' ۲۰" تا ۳۶° ۳۳' ۴۳" عرض شمالی	۱۹	بازالت تا آندزیت بازالتی	دره‌ی کلودر
۵۵° ۰۰' ۱۵" تا ۵۵° ۰۱' ۴۵" طول شرقی و ۳۶° ۴۰' ۳۰" تا ۳۶° ۴۱' ۰۵" عرض شمالی	۱۵	بازالت تا آندزیت بازالتی	دره‌ی چشمه‌سید
۵۵° ۲۲' ۳۰" تا ۵۵° ۲۳' ۳۵" طول شرقی و ۳۶° ۵۱' ۰۰" تا ۳۶° ۵۲' ۰۰" عرض شمالی	۷	بازالت تا آندزیت بازالتی	منطقه‌ی خوش- یلاق

۵-۲- طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های بازالتی منطقه

در نمودار طبقه‌بندی مجموع آکالی در برابر سیلیس (Le Bas et al., 1986) عمده‌ی نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت و آندزیت‌بازالتی قرار گرفته و تعدادی نیز در محدوده‌ی تراکی بازالت، تراکی آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱). همچنین در این نمودار نمونه‌های منطقه در دو محدوده‌ی ساب آکالن و آکالن، و نزدیک به خط جدا کننده‌ی این دو محدوده واقع می‌شوند. یکی از مواردی که باید در هنگام استفاده از این دیاگرام لحاظ کرد، تحرک عناصر آکالن می‌باشد. به طوری که بدلیل تحرک سدیم و پتاسیم در سنگ‌های هوازده و دگرسان شده، محل قرارگیری نمونه‌ها چندان قابل اطمینان نمی‌باشد. در نتیجه با توجه به سن زیاد نمونه‌های سنگی منطقه و دگرسانی و هوازدگی آنها، سعی شده است بیشتر به استفاده از منحنی‌های طراحی شده بر اساس عناصر کم متحرک تکیه شود.

جدول ۵-۲- نتایج اولیه تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه.

Location	Kaludar valley							
Sample	K 1A	K 2B	K 3D	K 5A	K 7B	K 10A	K 11B	K 13A
SiO ₂	51.2	50.4	52.2	48.0	51.4	47.5	51.5	50.8
TiO ₂	2.95	2.89	3	2.02	2.46	1.61	1.68	2.1
Al ₂ O ₃	13.3	13.3	13.2	15.6	14	12.7	14.5	13.6
Fe ₂ O ₃ (t)	13.7	12.5	11.8	10.2	11.9	12.6	9.68	11.9
MnO	0.23	0.17	0.34	0.27	0.26	0.24	0.19	0.23
MgO	4.2	4.24	4.84	5.57	5.2	10.1	6.07	6.37
CaO	7.88	8.69	4.74	7.47	9.43	8.27	6.25	8.09
Na ₂ O	2.7	2.5	5.1	4.1	2.5	1.8	3.5	3
K ₂ O	0.86	0.81	0.2	0.55	0.95	0.99	1.11	0.83
P ₂ O ₅	0.48	0.45	0.44	0.23	0.3	0.16	0.19	0.21
LOI	1.88	2.11	2.59	3.35	1.4	3.39	3.72	2.66
Total	99.38	98.06	98.45	97.36	99.8	99.36	98.39	99.79
Mg #	39.6	42.1	49.7	53.9	48.4	63.2	60.1	53.4
Ba	350	310	80	110	250	280	370	240
Sr	370	360	280	500	350	270	440	410
Cs	0.6	0.3	0.2	0.4	0.2	1.3	0.9	0.2
Rb	10.5	10.3	3.7	12.2	13.8	14.9	22.1	18.2
Hf	6	6	7	3	4	2	3	3
Th	5	5	4.9	2.3	2.1	1.2	3.3	1.6
U	1.13	1.13	1.05	0.42	0.51	0.31	0.85	0.51
Zr	267	276	271	145	184	115	157	153
Nb	33	34	33	20	19	12	14	14
Ta	2	2.1	2.1	1.2	1.1	0.7	0.9	0.8
Ga	22	22	19	20	21	19	19	21
Y	37.1	37.5	34.3	22.4	27.1	20.7	26	26.8
Ni	24	124	33	41	37	218	55	68
V	315	318	324	265	264	221	212	253
Co	36.7	30.3	38.1	37	38	55.3	33.8	41.8
Zn	170	140	145	206	194	252	176	259
Cu	35	53	30	56	83	10	62	18
La	35.8	34.8	29.3	17.7	18.2	12.8	17.3	14.2
Ce	76.5	76.7	67.9	41.5	42.7	28.4	40.8	32.4
Pr	9.79	9.82	8.64	5.39	5.93	3.84	5.28	4.46
Nd	37.4	37.1	34.2	20.8	24.3	16	22.2	18.5
Sm	8.7	8.5	7.9	4.9	6.3	4	5.5	4.9
Eu	2.53	2.64	2.08	1.76	2.2	1.47	1.79	1.8
Gd	8.8	8.6	8.03	5.78	6.8	4.45	5.81	5.77
Tb	1.31	1.38	1.17	0.8	1	0.72	0.89	0.94
Dy	7.65	7.61	6.89	4.55	5.59	4.53	5.46	5.62
Ho	1.48	1.49	1.35	0.85	1.07	0.85	1.07	1.03
Er	4.09	4.08	3.88	2.56	3	2.19	2.77	2.8
Tm	0.55	0.54	0.46	0.32	0.4	0.25	0.38	0.34
Yb	3.5	3.4	2.9	2	2.3	1.7	2.3	2.1
Lu	0.46	0.46	0.4	0.3	0.31	0.26	0.31	0.3
ΣREE	198.56	197.12	175.1	109.21	120.1	81.46	111.86	95.16

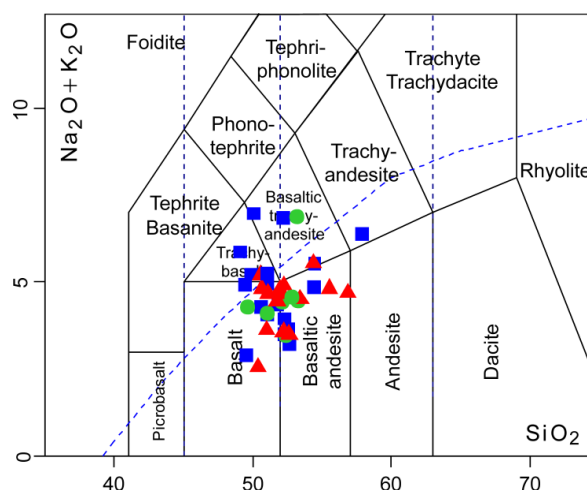
Location	Kaludar valley					Table 5-2 (continued)		
Sample	K 17A	K 19A	T.A.7.8	T.B.1.4	T.B.1.7	T.C.2.1	T.D.1.8	T.D.2.1
SiO ₂	48.5	55.2	48.4	48.4	48.2	49.5	45.1	49.7
TiO ₂	2.07	2.8	3.04	3.04	2.38	2.67	3.12	2.95
Al ₂ O ₃	13.5	14.2	13.60	13.70	15.80	13.20	13.80	12.80
Fe ₂ O ₃ (t)	12.5	8.38	13.30	13.10	11.20	13.80	13.90	13.80
MnO	0.22	0.16	0.33	0.28	0.30	0.25	0.28	0.21
MgO	6.1	4.23	4.28	4.41	5.61	4.40	4.71	4.46
CaO	8.03	4.01	6.37	8.15	7.82	7.27	5.13	7.09
Na ₂ O	2.6	5.9	3.80	3.20	4.90	3.20	4.80	2.90
K ₂ O	1.26	0.18	1.18	0.91	0.16	0.97	0.60	0.12
P ₂ O ₅	0.19	0.29	0.47	0.47	0.32	0.32	0.50	0.36
LOI	2.61	2.92	2.17	1.92	2.75	1.94	3.14	3.37
Total	97.58	98.27	96.94	97.58	99.44	97.52	95.08	97.76
Mg #	51.1	54.8	42.7	41.9	53.7	40.5	44	42.8
Ba	640	60	370	510	90	200	200	120
Sr	340	300	350	410	680	330	290	280
Cs	0.7	0.1	0.6	0.5	0.7	0.2	0.4	1.3
Rb	22.7	3	16.9	12.4	3.9	18.0	13.6	3.6
Hf	3	5	6	6	2	2	4	3
Th	1.7	2.3	4.5	3.8	3.1	1.6	4.8	3.1
U	0.3	0.62	1.01	0.92	0.80	0.41	1.14	0.84
Zr	151	204	231	234	175	163	252	187
Nb	14	20	28	28	24	16	36	23
Ta	0.9	1.2	1.7	1.6	1.3	0.8	1.9	1.3
Ga	21	23	20	20	25	25	24	26
Y	28.1	34.5	30.3	31.3	28.4	33.4	39.8	32.8
Ni	38	70	27	24	61	43	34	44
V	258	312	270	276	327	348	375	393
Co	43.9	68	32.0	29.1	53.2	51.5	44.6	44.2
Zn	214	221	161	213	276	235	196	151
Cu	22	65	31	41	159	46	105	86
La	14	17.2	28.7	25.4	21.2	15.0	23.0	24.0
Ce	32.2	43.8	60.5	55.5	48.1	35.7	53.6	50.4
Pr	4.49	5.97	7.73	7.20	6.59	5.07	7.68	7.06
Nd	18.8	23.5	31.1	29.6	26.8	22.3	32.5	28.9
Sm	5.7	7	6.6	6.4	6.1	5.9	7.8	6.8
Eu	1.74	2.5	2.04	2.10	1.98	2.17	2.23	2.52
Gd	6.07	7.19	6.84	6.94	6.01	6.61	8.01	6.95
Tb	0.96	1.18	1.10	1.04	0.91	1.09	1.23	1.11
Dy	5.62	6.87	6.10	6.12	5.38	6.42	7.48	6.38
Ho	1.1	1.38	1.23	1.17	1.06	1.25	1.47	1.22
Er	2.85	3.29	3.19	3.27	2.84	3.24	3.84	3.28
Tm	0.41	0.48	0.49	0.44	0.39	0.48	0.57	0.47
Yb	2.4	2.6	2.80	2.80	2.40	2.80	3.30	2.70
Lu	0.33	0.38	0.48	0.42	0.34	0.39	0.53	0.43
ΣREE	96.67	123.34	158.9	148.4	130.1	108.42	153.24	142.22

Location	kaludar valley			Cheshmeh-Seyed valley			Table 5-2 (continued)	
Sample	T.D.2.3	T.D.3.3	T.D.3.4	M 1A	M 2D	M 2G	M 5B	M 7B
SiO ₂	47.0	47.1	49.4	45.9	48.1	49.5	48.4	48.8
TiO ₂	2.63	3.30	2.07	2.11	1.86	2.8	2.31	2.03
Al ₂ O ₃	15.10	15.30	17.00	15.4	14.2	13	14.3	13.5
Fe ₂ O ₃ (t)	12.00	12.30	9.83	10.7	11.5	13.6	11.7	11.7
MnO	0.21	0.24	0.19	0.17	0.22	0.2	0.25	0.18
MgO	6.45	4.48	5.15	6.93	6.32	4.5	5.84	6.63
CaO	6.72	4.26	4.35	4.6	7.3	6.76	7.9	9.18
Na ₂ O	4.40	5.30	5.80	4.3	3.6	3.9	3.5	2.7
K ₂ O	0.30	1.26	0.68	0.43	0.79	0.66	1.1	0.77
P ₂ O ₅	0.32	0.49	0.25	0.25	0.2	0.38	0.27	0.21
LOI	3.68	3.57	3.12	7.24	3.29	2.73	2.88	1.99
Total	98.81	97.60	97.84	98.03	97.38	98.03	98.45	97.69
Mg #	53.5	46.7	55.8	58.1	54	41.4	51.6	54.8
Ba	160	450	370	120	190	160	310	210
Sr	280	190	410	90	320	210	440	310
Cs	0.3	0.1	0.5	0.5	0.4	0.2	1	0.2
Rb	4.1	17.7	13.7	15.4	22.9	14.7	26.7	13.5
Hf	2	5	1	4	3	7	4	3
Th	2.2	5.5	2.3	2.4	3	4.8	1.7	1.2
U	0.49	1.24	0.33	0.48	0.79	1.26	0.49	0.32
Zr	178	273	133	173	162	288	176	148
Nb	20	39	21	22	20	38	20	13
Ta	1.1	2.1	1.0	1.3	1.1	2.3	1.1	0.7
Ga	24	30	20	20	19	24	20	19
Y	29.9	44.2	23.9	29.5	24.2	37.5	25.6	24.3
Ni	46	35	49	59	75	42	68	90
V	312	404	311	269	253	295	284	246
Co	48.0	42.4	56.5	37.8	42.6	38	41.6	44.1
Zn	242	129	197	212	635	775	400	178
Cu	19	28	14	10	102	84	44	28
La	17.6	24.2	16.6	23.9	22.6	40.9	18.7	14.7
Ce	40.6	58.1	34.0	55.1	45.8	86.8	42.7	33.9
Pr	5.69	8.16	4.59	7.57	5.73	10.8	5.61	4.87
Nd	24.8	34.3	18.6	30.8	22.2	40.3	23	20
Sm	6.1	8.0	4.2	8	5.6	9.2	5.6	5.1
Eu	2.18	2.41	1.30	2.97	1.66	3.02	1.85	1.8
Gd	6.43	8.05	4.45	7.81	5.49	9.32	6.14	5.43
Tb	1.01	1.37	0.69	1.17	0.85	1.3	0.94	0.86
Dy	5.58	8.09	4.33	6.21	4.92	7.56	5.19	5.18
Ho	1.11	1.60	0.88	1.08	0.92	1.54	0.98	1.07
Er	2.95	4.36	2.41	2.96	2.46	4.15	2.8	2.65
Tm	0.41	0.63	0.33	0.4	0.35	0.56	0.39	0.34
Yb	2.40	3.80	1.90	2.3	2.1	3.4	2.2	1.9
Lu	0.33	0.53	0.32	0.3	0.34	0.47	0.27	0.32
ΣREE	117.19	163.6	94.6	150.57	121.02	219.32	116.37	98.12

Location		Cheshmeh-Seyed valley				Table 5-2 (continued)		
Sample	M 10C	M 12A	M 16A	M 18A	M 21B	M 27	M 30	M 35
SiO ₂	49.2	49.5	50.2	50.9	49.9	49.4	55.0	51.6
TiO ₂	1.87	1.89	1.77	1.95	2.1	1.83	2.07	2.93
Al ₂ O ₃	13.5	13.5	14.1	14.8	13.2	13.4	13.4	13.6
Fe ₂ O ₃ (t)	11.4	11.3	11.1	10.9	12.6	11.3	11	10.2
MnO	0.18	0.17	0.18	0.19	0.21	0.19	0.16	0.21
MgO	6.4	6.31	5.55	4.88	5.72	5.87	3.64	5.35
CaO	8.11	8.2	8.98	7.14	8.22	7.76	6.69	4.2
Na ₂ O	3.2	3.3	2.4	2.8	2.6	4.3	2.9	4.4
K ₂ O	1.05	1.17	0.93	1.5	0.82	0.34	1.64	0.07
P ₂ O ₅	0.17	0.2	0.17	0.22	0.21	0.16	0.23	0.35
LOI	3.01	2.53	1.74	2.38	2.23	2.84	1.7	4.65
Total	98.09	98.07	97.12	97.66	97.81	97.39	98.43	97.56
Mg #	54.6	54.5	51.7	50.9	49.3	52.6	43.5	54.9
Ba	500	310	220	340	220	90	390	60
Sr	360	350	350	320	290	240	300	220
Cs	0.2	0.5	0.3	0.4	0.2	0.2	0.4	0.2
Rb	26.2	20.6	18	26.6	13	5.8	38.1	1.5
Hf	2	3	2	4	3	3	4	5
Th	1.1	1.4	1.5	3	1.4	1.5	4.9	3.3
U	0.24	0.46	0.35	0.81	0.35	0.38	1.29	0.9
Zr	127	136	132	171	152	129	190	235
Nb	12	13	13	18	14	12	17	24
Ta	0.7	0.7	0.7	1	0.8	0.6	1.1	1.3
Ga	20	19	21	22	20	20	21	26
Y	22.5	23.5	23.5	28.4	26.1	23.8	31.1	37
Ni	75	70	62	36	53	41	27	26
V	251	246	235	241	267	233	259	341
Co	40.2	39.7	40.9	37.9	42.5	38.5	32	46.2
Zn	231	108	215	147	218	158	182	224
Cu	78	42	30	69	44	85	82	209
La	12.7	14.4	14.7	21.3	16.5	13.6	28.1	26
Ce	29.4	32.9	33.2	47	37.1	30	57.4	58.7
Pr	4.05	4.69	4.67	6.28	5.12	4.25	7.44	7.72
Nd	17.1	18.8	18.6	24.3	21.1	17.5	27.7	32.3
Sm	4.4	5	4.7	6.5	5.5	4.7	6.9	7.7
Eu	1.7	1.68	1.76	2.07	1.89	1.7	2.04	2.7
Gd	5.21	4.91	5.06	6.21	5.71	5.1	6.84	8.71
Tb	0.8	0.81	0.78	0.96	0.92	0.76	1.06	1.34
Dy	4.55	4.92	4.93	5.71	5.28	5.06	6.3	7.37
Ho	0.9	0.93	0.91	1.17	1.07	0.91	1.21	1.47
Er	2.45	2.73	2.31	2.96	2.48	2.4	3.47	3.9
Tm	0.33	0.33	0.37	0.45	0.36	0.34	0.5	0.5
Yb	2.1	2	2.1	2.5	2.2	2.1	2.7	3.1
Lu	0.29	0.29	0.29	0.31	0.33	0.28	0.39	0.45
ΣREE	85.98	94.39	94.38	127.72	105.56	88.7	152.05	161.96

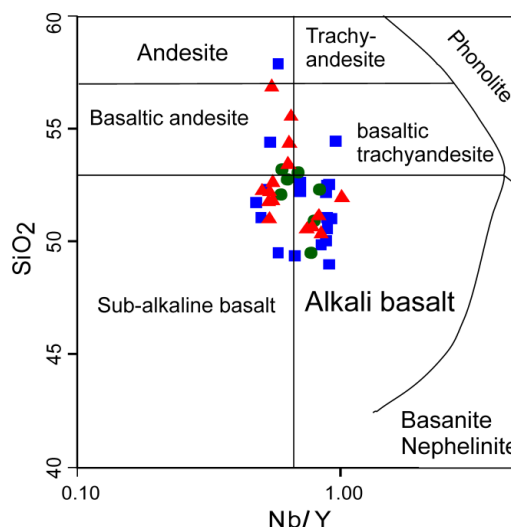
Location	Khoshyeilaq area						Table 5-2 (continued)		
Sample	M42A	M44A	KH1A	KH2	KH3B	KH4	KH5C	KH9B	KHG4
SiO ₂	48.0	52.4	49.9	48.5	50.3	49.5	49.4	50.6	46.7
TiO ₂	3.16	1.74	2.99	3.34	2.81	2.33	2.24	2.53	2.56
Al ₂ O ₃	12.6	14.4	12.4	12.8	16.3	12.3	13.3	12.8	13.3
Fe ₂ O ₃ (t)	14.7	11	14.2	14.9	11.1	12.6	12	13.5	13.6
MnO	0.22	0.19	0.26	0.19	0.11	0.27	0.2	0.3	0.25
MgO	4.78	4.37	3.98	3.96	2.8	5.96	5.75	5.34	6.02
CaO	9.03	6.67	7.78	7.07	4.41	5.6	7.46	6.16	7.52
Na ₂ O	2.3	4.4	2.9	2.7	6.5	3.5	3.3	3.4	3.7
K ₂ O	0.13	0.95	0.43	1.24	0.04	0.66	0.92	1	0.36
P ₂ O ₅	0.41	0.25	0.48	0.48	0.36	0.25	0.25	0.26	0.25
LOI	2.46	2.16	2.56	2.44	3.53	3	2.34	2.36	3.38
Total	97.79	98.53	97.88	97.62	98.26	95.97	97.16	98.25	97.64
Mg #	41	48.9	37.5	36.3	36.9	52.3	50.7	47.8	48.6
Ba	110	450	270	300	40	130	250	290	160
Sr	270	340	350	280	150	250	320	280	440
Cs	0.8	0.2	0.3	0.1	0.1	0.4	0.2	0.2	0.1
Rb	1.1	15	7.1	16.6	0.7	13.1	19.8	19.7	5.5
Hf	5	5	5	5	4	4	4	4	4
Th	2.6	2.4	4	3.9	2.1	2	2	2.1	1.8
U	0.62	0.63	1.04	0.87	0.34	0.63	0.58	0.59	0.45
Zr	212	204	254	235	184	186	177	188	167
Nb	29	20	30	29	22	18	17	19	21
Ta	1.8	1.2	2.1	1.9	1.4	1	1.1	1.1	1.2
Ga	23	22	24	24	24	22	21	23	21
Y	34.4	31.3	36.1	36.6	32.1	30.2	28.7	30.4	27.2
Ni	27	40	14	6	24	44	67	39	31
V	325	174	268	311	277	300	274	307	329
Co	37.5	28.8	34.6	39	35.3	41	40.7	43.2	50.7
Zn	106	211	215	152	121	146	136	170	168
Cu	37	56	41	16	8	71	29	222	61
La	27.9	23.3	32.8	30.6	18	19	18.8	20.1	18.2
Ce	62.2	51.3	71	66.5	40.4	42.5	43.4	44	43.2
Pr	8.17	6.9	9.18	8.68	5.25	5.86	5.81	6.21	5.98
Nd	33.3	26.8	35.9	34.2	21.7	23.8	24.2	25	24.5
Sm	8.2	7.3	8.3	8.5	5.7	6.5	6	6.5	6
Eu	2.78	2.32	3.12	2.75	1.88	2.04	2.11	2.19	2.02
Gd	8.63	7.96	8.92	8.06	6.03	6.31	6.53	6.79	6.11
Tb	1.29	1.14	1.38	1.32	1	1.03	1.04	1.11	1.04
Dy	7.21	6.93	7.36	7.6	6.17	6.15	6.13	6.46	5.79
Ho	1.43	1.34	1.46	1.48	1.33	1.16	1.13	1.23	1.14
Er	3.84	3.38	3.79	3.71	3.71	3.22	3.14	3.3	2.7
Tm	0.47	0.52	0.48	0.54	0.43	0.4	0.41	0.45	0.38
Yb	3.1	2.9	3	3.2	2.9	2.5	2.5	2.7	2.2
Lu	0.46	0.37	0.45	0.49	0.43	0.32	0.31	0.34	0.3
ΣREE	168.98	142.46	187.14	177.63	114.93	120.79	121.51	126.38	119.56

نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در نمودار SiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) نیز عمدتاً در محدوده‌ی بازالت‌های ساب‌آلکالن و آلکالن قرار گرفته و برخی نیز در محدوده‌ی آندزیت-بازالتی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲). همچنین دو نمونه از سنگ‌های منطقه در محدوده‌ی تراکی آندزیت بازالتی و آندزیت واقع می‌شوند.



شکل ۵-۱- موقعیت سنگ‌های بازیک سلطان میدان در نمودار طبقه‌بندی (Le Bas et al., 1986). در تمامی شکل‌ها بازالت‌های دره‌ی کلودر با نشانه‌ی $\blacksquare$ ، بازالت‌های دره‌ی چشمه‌سید با نشانه‌ی $\blacktriangle$ و بازالت-های منطقه‌ی خوش‌یلاق با نشانه‌ی $\bullet$ نمایش داده شده‌اند.

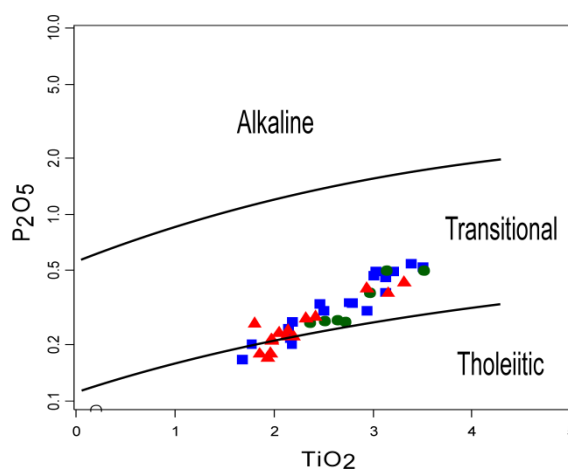
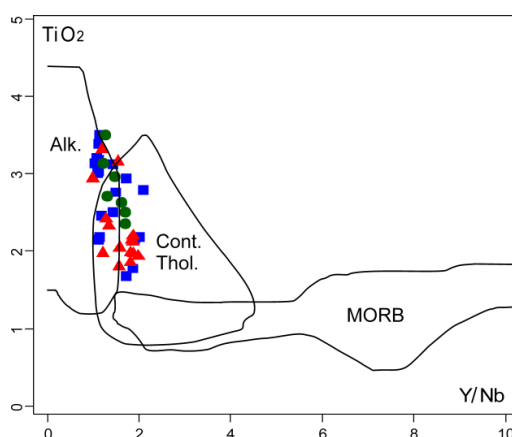
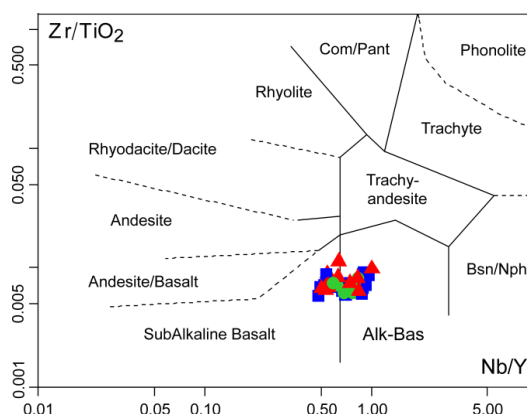
شکل ۵-۲- طبقه‌بندی نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه بر اساس نمودار طبقه‌بندی SiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977). نشانه‌ها مشابه با شکل ۵-۱ می‌باشند.



در نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) نمونه‌های منطقه در هر دو محدوده‌ی بازالت‌های آلکالن و ساب‌آلکالن، با تمایل بیشتر به سمت آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳). از ویژگی‌های این نمودار استفاده از عناصر کمیاب کم تحرک در جدا کردن مرز بین ترکیبات سنگی است. زیرا عناصر Zr ، Ti ، Nb و Y جزو عناصر HFS بوده و در برابر فرآیندهای ثانویه کم تحرک می‌باشند (Winchester & Floyd, 1976; Wood, 1980; Rollinson, 1993). محل قرارگیری

نمونه‌ها در نزدیکی خط جدا کننده‌ی بازالت‌های ساب‌آلکان و آلکان (اشکال ۲-۵ و ۳-۵) و نیز شواهد پتروگرافی بیانگر ماهیت انتقالی تا آلکان ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها است. نمودارهای TiO_2 در برابر P_2O_5 و Y/Nb (Winchester & Floyd, 1977) نیز نشان می‌دهند که بازالت‌های سلطان میدان عمدتاً در محدوده‌ی بازالت‌های انتقالی (شکل ۴-۵) و یا محدوده‌ی همپوشانی بازالت‌های آلکان و تولیت‌های درون قاره‌ای (شکل ۵-۵) قرار می‌گیرند.

شکل ۳-۵- طبقه‌بندی ژئوشیمیایی نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه بر اساس نمودار طبقه‌بندی Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y از Winchester & Floyd (1977). نشانه‌ها مشابه با شکل ۱-۵ می‌باشند.



شکل ۵-۵- طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه بر اساس نمودار TiO_2 در برابر Y/Nb از Winchester & Floyd (1975). نشانه‌ها مشابه با شکل ۱-۵ می‌باشند.

شکل ۴-۵- تعیین سری ماگمایی بر اساس نمودار P_2O_5 در برابر TiO_2 از Winchester & Floyd (1975). نشانه‌ها مشابه با شکل ۱-۵ می‌باشند.

۳-۵- میانگین مقادیر عناصر اصلی در سنگ‌های منطقه

میانگین مقادیر عناصر اصلی در رخنمون‌های دره‌ی کلودر، دره‌ی چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش-یلاق، و نیز میانگین این عناصر برای کل سنگ‌های بازالتی منطقه در شکل ۵-۶ به صورت

هیستوگرام ارائه شده است. همان گونه که در این شکل دیده می شود، میانگین مقادیر عناصر اصلی در سه رخنمون اصلی در منطقه ی مورد مطالعه به یکدیگر نزدیک بوده و نشان دهنده ی نوعی ارتباط ژنتیکی میان آنها می باشد (شکل ۵-۶- الف، ب، ج). به طوری که شباهت و یکنواختی ترکیب شیمیایی کلی سنگ های بازالتی در این سه رخنمون می تواند بیانگر درگیر بودن ساز و کارهای مشابهی در ژنز و تحولات ماگمایی آنها باشد.

چنانچه در شکل ۵-۶- ح مشاهده می شود، میانگین مقدار SiO_2 در سنگ های منطقه حدود ۵۲ درصد و میانگین مقدار MgO در آنها ۵/۶ درصد وزنی است. پایین بودن نسبی مقدار MgO در سنگ های منطقه می تواند نشان دهنده ی پایین بودن مقدار این عنصر در ماگمای اولیه، و یا غیر اولیه بودن ماگمای تشکیل دهنده ی این سنگ ها باشد. به طوری که با توجه به فازهای معمول درگیر در سنگ های بازالتی (شامل الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز)، تفریق اولیه ی فازهای منیزیم دار (بخصوص الیوین) قادر به کاهش مقدار این عنصر در سنگ های منطقه است. حضور بسیار کم الیوین در سنگ های منطقه (فصل ۳) می تواند تقویت کننده ی تفریق این کانی در طی تحول ماگمای سازنده ی این سنگ ها باشد.

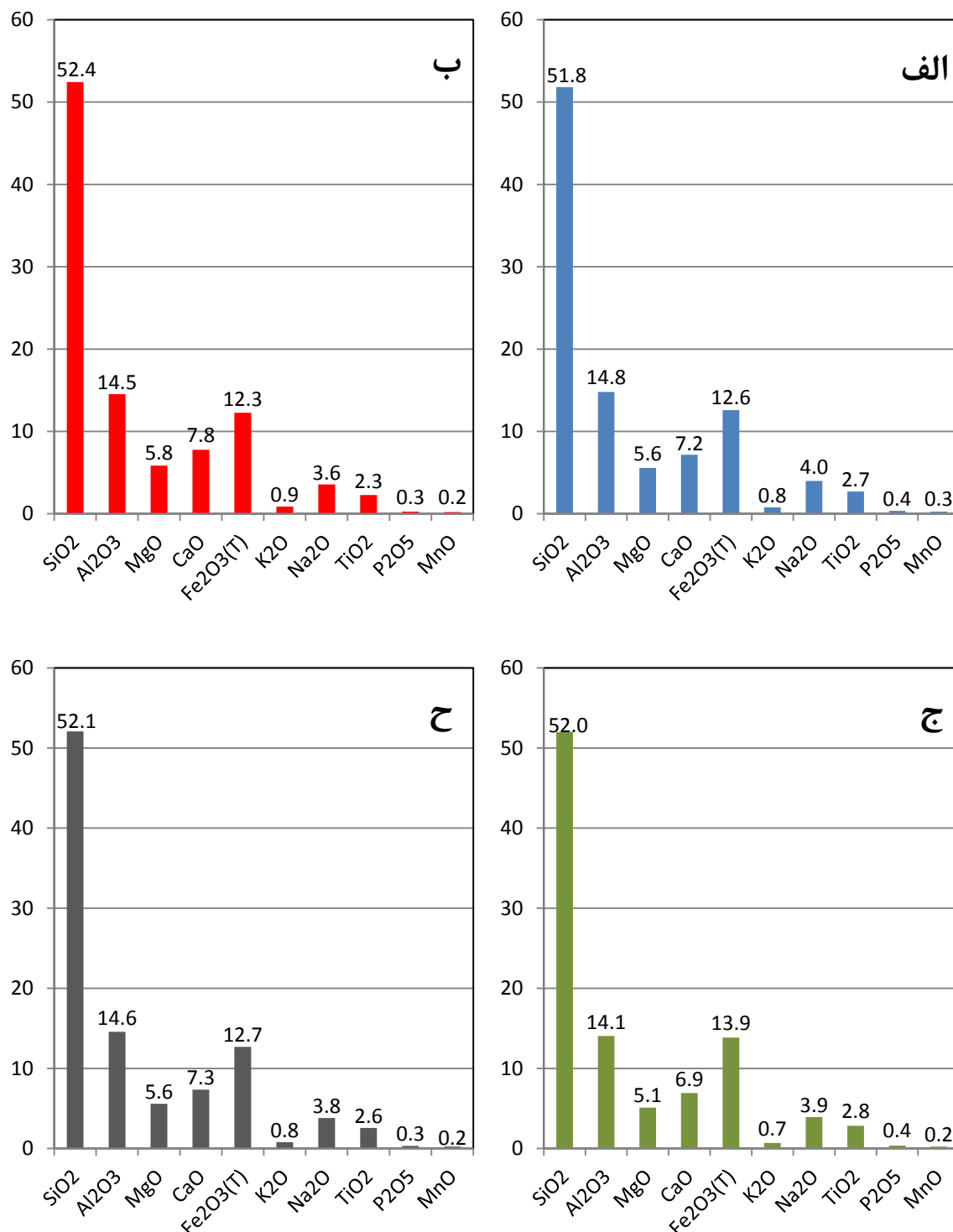
بر خلاف عنصر منیزیم، سنگ های منطقه دارای مقادیر آهن کل بالایی با میانگین ۱۲/۷ درصد وزنی هستند (شکل ۵-۶- ح). بالا بودن قابل ملاحظه ی مقدار آهن در سنگ های منطقه می تواند به دلیل عدم شرکت این عنصر در فازهای تفریق یافته ی اولیه (الیوین)، و تبلور دیر هنگام آن به صورت فازهای آهن دار باشد. در صورت تفریق اولیه ی فاز الیوین در روند تحول سنگ های منطقه (با توجه به حضور نسبتاً کم MgO و نیز اینکه هر دو عنصر آهن و منیزیم در ساختار الیوین شرکت می کنند)، می توان الیوین های تفریقی را از نوع کم آهن (فورستریتی) در نظر گرفت. تبلور دیر هنگام اکسیدهای آهن در قالب کانی های اپک در سنگ های منطقه، چنانچه شواهد پتروگرافی هم نشان می دهد (فصل ۳)، نیز می تواند توجیهی بر برخی غنی شدگی های آهن در این سنگ ها باشد.

میانگین مقدار Al_2O_3 در سنگ‌های منطقه ($Al_2O_3=14.6$) نیز بالا است که این امر با فراوانی حضور پلاژیوکلاز به عنوان فراوان‌ترین فاز لیکیدوس تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه کاملاً مطابقت دارد (شکل ۵-۶-ح). مقدار میانگین Na_2O و K_2O در سنگ‌های منطقه به ترتیب برابر با $3/8$ و $0/8$ درصد وزنی بوده (شکل ۵-۶-ح) و بالا بودن نسبت Na_2O به K_2O ($Na_2O/K_2O=4.8$) در این سنگ‌ها بیانگر روند سدیک آنها می‌باشد. همچنین یکی از ویژگی‌های بازالت‌های منطقه، حضور مقادیر نسبتاً بالای TiO_2 در این سنگ‌ها است (شکل ۵-۶-ح). بالا بودن میانگین مقدار اکسید تیتانیوم ($TiO_2=2.6 \text{ wt\%}$) با شواهد پتروگرافی و نتایج تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی مبنی بر حضور مقادیر بالای اکسیدهای آهن-تیتان (ایلمنیت و تیتانومگنتیت) در این سنگ‌ها و تمرکز تأخیری این عنصر در کانی‌های اپک (فصول ۳ و ۴) سازگار است. به طور کلی به دلیل ماهیت انتقالی تا آلکالن، نمونه‌های منطقه به دلیل غنی‌شدگی از تیتانیوم ماهیت آلکالن، و از طرف دیگر به دلیل غنی‌شدگی از آهن ماهیت تولییتی نشان می‌دهند.

۵-۴- میزان تغییرات عناصر اصلی در سنگ‌های منطقه

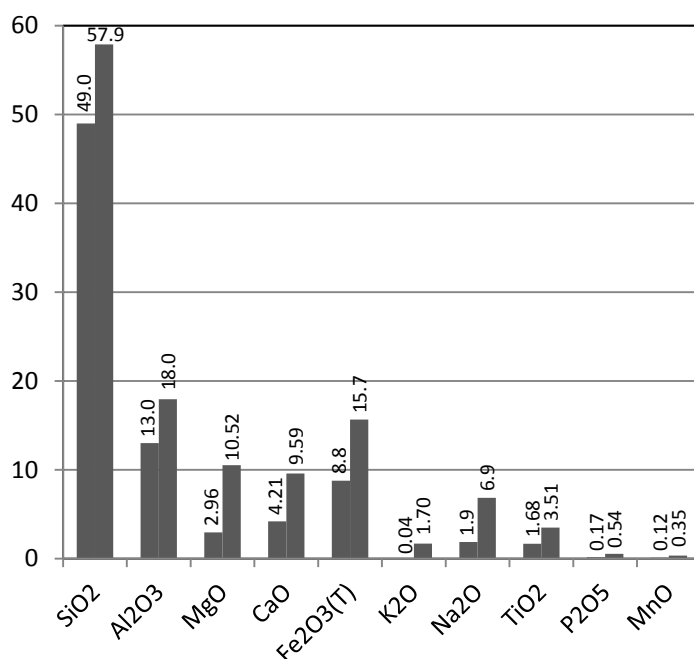
به منظور نمایش تغییرات عناصر اصلی در منطقه‌ی مورد مطالعه، میزان کمترین و بیشترین مقادیر این عناصر به صورت هیستوگرام ارائه شده است (شکل ۵-۷). همان‌گونه که در شکل ۵-۷ نمایش داده شده است، تغییراتی در میزان عناصر اصلی سنگ‌های منطقه دیده می‌شود که این تغییرات می‌تواند به دلیل عملکرد فرآیندهای مختلفی ایجاد شده باشند. فرآیندهایی نظیر درجه و ماهیت ذوب بخشی و تبلور تفریقی و نیز آرایش ماگمایی از جمله مهمترین فرآیندهایی هستند که قادرند مقادیر عناصر اصلی در سنگ‌ها را تغییر دهند. اما با توجه به قدیمی بودن و دگرسانی سنگ‌های منطقه و نیز اینکه بیشتر عناصر اصلی (نظیر K ، Na و Ca) در طی فرآیندهای ثانویه و دگرسانی گرمابی متحرک هستند، باید در تفسیر تغییرات این عناصر نقش پررنگی را نیز برای فرآیندهای ثانویه در نظر گرفت. به عنوان مثال میزان تغییرات SiO_2 در سنگ‌های منطقه بین ۴۹ تا ۵۷/۹ درصد وزنی متغیر است

(شکل ۵-۷) که با توجه به فراوانی بافت بادمکی و پر شدگی بسیاری از آنها بوسیله ی کوارتز، حضور این بادمک‌ها می‌تواند در افزایش مقدار سیلیس در این سنگ‌ها نقش داشته باشد.



شکل ۵-۶- میانگین مقادیر عناصر اصلی در سنگ‌های بازالتی منطقه در (الف) دره ی کلودر (ب) دره ی چشمه سید و (ج) منطقه ی خوش‌بیلاق بر حسب درصد وزنی. مقدار میانگین عناصر اصلی برای کل سنگ‌های بازالتی منطقه در شکل ح ارائه شده است.

البته قابل ذکر است که عناصر Ti و P به لحاظ تحرک در اثر عوامل ثانویه در میان عناصر اصلی استثناء بوده و با کم تحرکی خود در برابر عوامل ثانویه، نتایج قابل قبول تری را ارائه می نمایند. همان گونه که در فصل پتروگرافی و مطالعات میکروپ الکترونی اشاره شد، عدم تحرک عنصر تیتانیوم در اثر دگرسانی را در سنگ های منطقه نیز به خوبی می توان مشاهده نمود. به طوری که عدم توزیع یکنواخت اسفن ثانویه در بازالت های منطقه و تمرکز بالای آنها بر روی اکسیدهای آهن-تیتان و گاهی تیتانواوژیت های دگرسان شده نشان دهنده عدم جابجایی این عنصر در اثر عملکرد دگرسانی در این سنگ ها است. از آنجائیکه میزان تغییرات عناصر اصلی به تنهایی ارائه دهنده ی اطلاعات زیادی در ارتباط با نوع فرآیندهای درگیر در این تغییرات نمی باشند، در بخش های بعدی و با استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب به بررسی نقش این فرآیندها پرداخته شده است.



شکل ۵-۷- تغییرات مقدار عناصر اصلی در سنگ های منطقه. بر روی نمودارهای ستونی می توان کمترین و بیشترین مقدار هر عنصر را بر حسب درصد وزنی در سنگ های بازالتی منطقه مشاهده نمود.

۵-۵- روندهای ژئوشیمیایی سنگ های منطقه بر روی نمودار تغییرات

نمودارهای تغییرات حجم زیادی از اطلاعات عددی فشرده درباره ی روابط ژئوشیمیایی و پترولوژیکی بین سنگ های موجود در یک منطقه را نمایش داده و به وسیله ی آنها می توان تأثیر فرآیندهای پترولوژیکی نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی یا آلیش پوسته ای را مورد بررسی قرار

داد. به دلیل اینکه برخی روندهای مشابه در این نمودارها ممکن است در ارتباط با فرآیندهای متفاوتی ایجاد شده باشند (به عنوان مثال فرآیندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی ممکن است روندهای مشابهی را بر روی نمودار تغییرات نشان دهند)، در تفسیر روندهای مشاهده شده باید کاملاً جانب احتیاط را رعایت نمود. در ادامه به بررسی و تفسیر نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب سنگ-های منطقه‌ی مورد مطالعه پرداخته می‌شود.

۵-۵-۱- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی

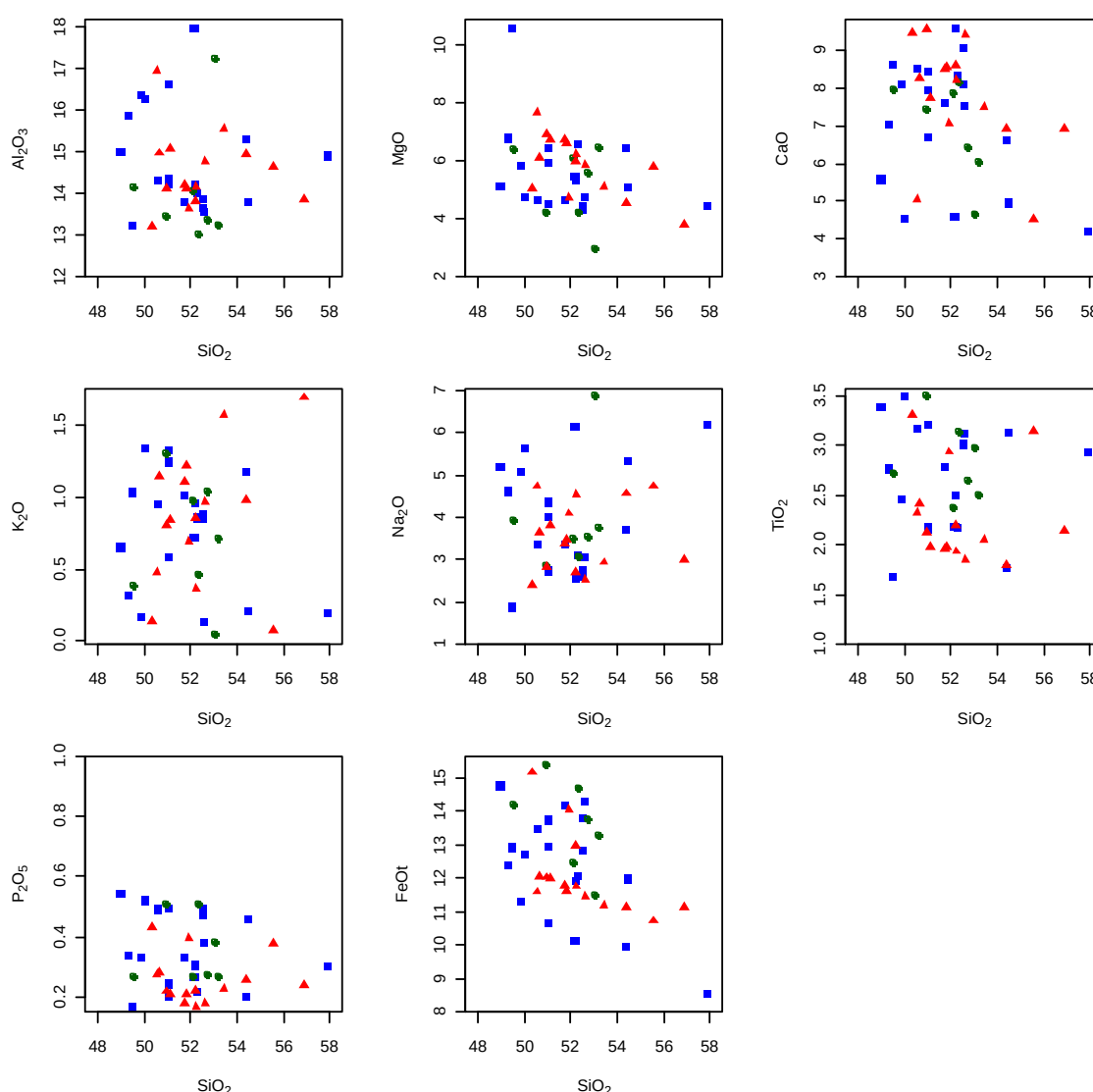
۵-۵-۱-۱- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2

نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به سیلیس در شکل ۵-۸ ارائه شده است. عناصر در این نمودارها روندهایی که مفاهیم خاص پترولوژیکی داشته باشند را ارائه نمی‌دهند. دلیل این امر در ارتباط با بازه-ی تغییرات نسبتاً کم سیلیس در سنگ‌های منطقه و نیز تحرک بیشتر عناصر اصلی در طی فرآیندهای ثانویه است. به طوری که به عنوان مثال در نمودار اکسیدهای K_2O و Na_2O در برابر سیلیس به دلیل تحرک بسیار بالای این عناصر در طی دگرسانی، پراکندگی شدیدی دیده می‌شود. در میان اکسیدهای عناصر اصلی تنها MgO روند قابل قبولی را ارائه داده و با افزایش مقدار سیلیس از مقدار آن کاسته می‌شود. کاهش مقدار MgO ، با کاهش مقدار الیومین و پیروکسن و خروج تدریجی آن همراه با افزایش سیلیس سازگار است.

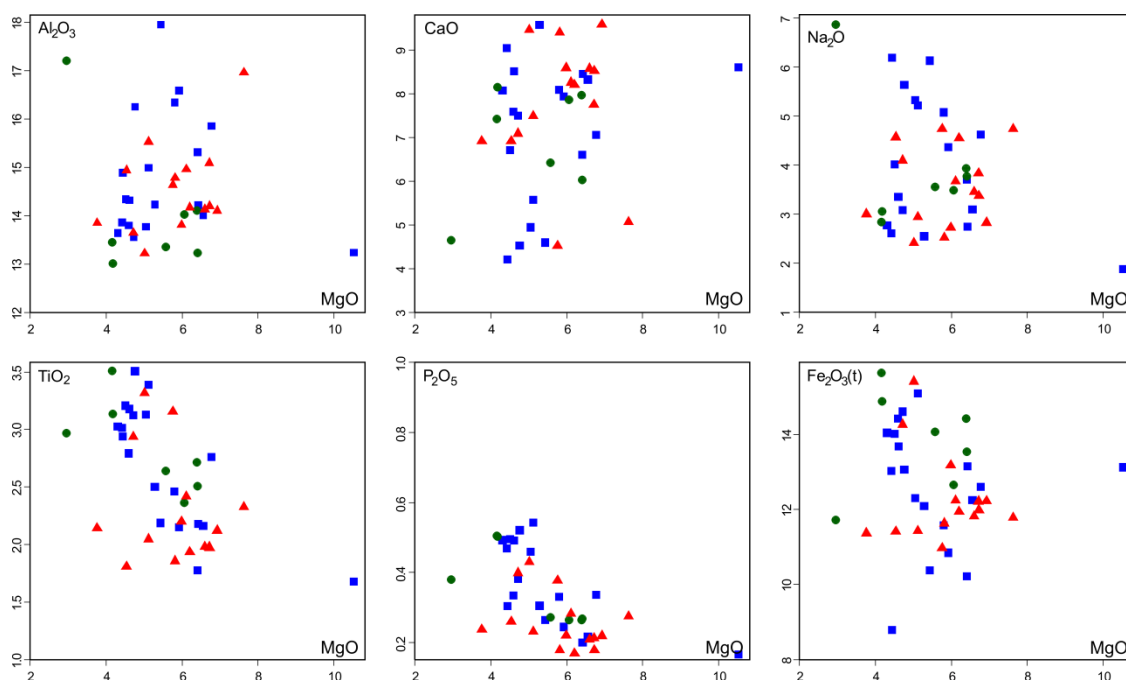
۵-۵-۲- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر MgO

در شکل ۵-۹ نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر MgO (نمودارهای فنر) برای سنگ‌های بازالتی در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان ارائه شده است. با توجه به بازیگ بودن سنگ‌های منطقه انتظار می‌رود که نمودارهای فنر برای نمایش تغییرات داده‌های عناصر اصلی مناسب باشند. اما بر خلاف انتظار، این نمودارها نیز به دلیل تغییرات نسبتاً کم MgO در سنگ‌های منطقه، روندهای ژئوشیمیایی مناسبی را ارائه نمی‌دهند. به طوری که میزان تغییرات MgO در تقریباً تمامی نمونه‌های

منطقه بین ۴ تا ۷ درصد متغیر بوده و به دلیل تجمع نمونه‌های منطقه در این محدوده، روندهای معناداری مشاهده نمی‌شود. با این وجود، دو عنصر کم تحرک P و Ti همزمان با کاهش مقدار MgO روندی افزایشی نشان می‌دهند. با توجه به شواهد پتروگرافی مبنی بر حضور بسیار ناچیز آپاتیت در بازالت‌های منطقه و نیز عدم سازگاری P با ترکیب کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های منطقه، باید محل تمرکز این عنصر را در شیشه‌های بازالتی دانست. همچنین، روند افزایش TiO_2 که با روند کاهش مقادیر MgO همراه شده است، تأیید کننده شواهد پتروگرافی مبنی بر تبلور دیر هنگام اکسیدهای آهن-تیتان (به عنوان فازهای اپک) در سنگ‌های منطقه است.



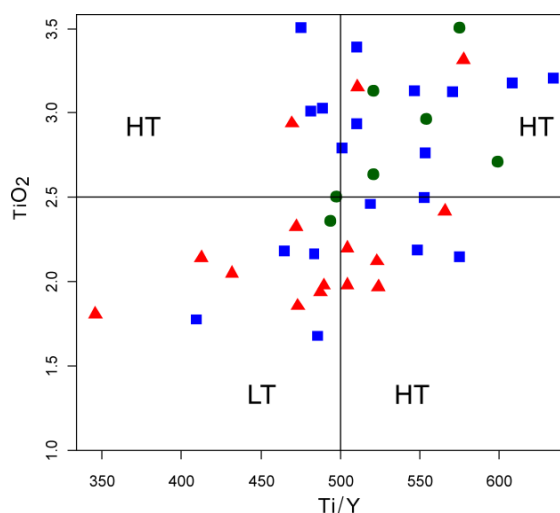
شکل ۵-۸- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس در سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه. نشانه‌ها مشابه با شکل ۵-۱ می‌باشند.



شکل ۵-۹- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر MgO در سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه. نشانه‌ها مشابه با شکل ۵-۱ می‌باشند.

۵-۶- نمودارهای تغییرات TiO_2 در برابر MgO ، $Fe_2O_3(T)$ و Zr در برابر Ta

با استفاده از مقدار TiO_2 و نسبت‌های Ti/Y می‌توان سنگ‌های بازالتی را به دو گروه تیتانیوم بالا (با $Ti/Y > 500$ و $TiO_2 > 2.5$ درصد وزنی) و تیتانیوم پایین (با $Ti/Y < 500$ و $TiO_2 < 2.5$ درصد وزنی) تقسیم‌بندی کرد (Xu et al., 2001; Zhou et al., 2008). بر اساس این طبقه‌بندی، همان‌گونه که در شکل ۵-۱۰ دیده می‌شود نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در هر دو محدوده‌ی تیتانیوم بالا و تیتانیوم پایین، و با تمایل بیشتر به محدوده‌ی تیتانیوم بالا قرار می‌گیرند.

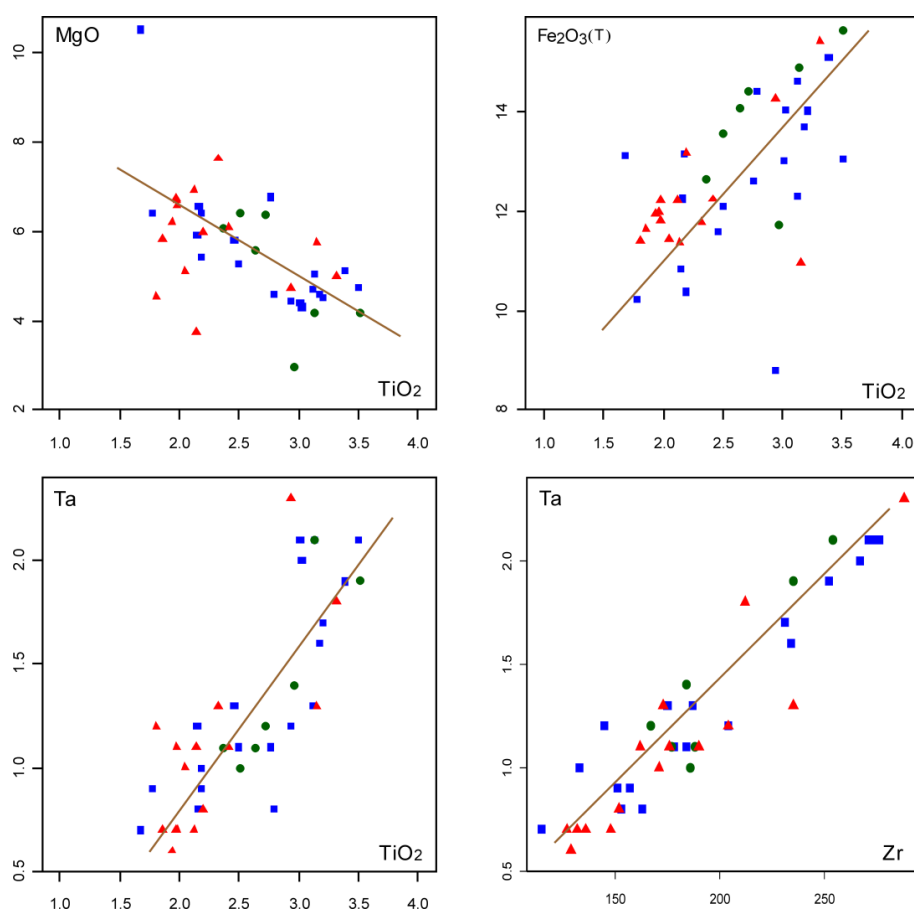


شکل ۵-۱۰- تقسیم‌بندی بازالت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه بر اساس مقادیر TiO_2 و نسبت Ti/Y به دو گروه تیتانیوم بالا (HT) و تیتانیوم پایین (LT). نشانه‌ها مشابه با شکل ۵-۱ می‌باشند.

با توجه به فراوانی تیتانیوم در سنگ‌های منطقه و کم تحرک بودن این عنصر در طی فرآیندهای ثانویه، در این بخش به بررسی نقش فازهای درگیر در توزیع این عنصر پرداخته می‌شود. در شکل ۵-۱۱ تغییرات TiO_2 در برابر اکسیدهای اصلی $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ و MgO و عنصر کمیاب Ta، و نیز Ta در برابر Zr نمایش داده شده است. همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود با افزایش مقدار TiO_2 ، مقدار MgO کاهش یافته ولی مقدار $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ روند افزایشی و مثبت نشان می‌دهد. روندهای فوق و مقایسه‌ی آنها با شواهد پتروگرافی و میکروپروب الکترونی مبنی بر تمرکز تیتانیوم در اکسیدهای آهن-تیتان (ایلمنیت و تیتانومگنیت) و در برخی موارد اوژیت بیانگر تمرکز بیشتر این عنصر در اکسیدهای آهن-تیتان نسبت به اوژیت و کنترل توزیع تیتانیوم توسط کانی‌های اپک است. زیرا برخلاف اینکه مقدار MgO (به عنوان یک ترکیب درگیر در فاز اوژیت) کاهش می‌یابد، عنصر تیتانیوم روندی افزایشی نشان می‌دهد. همچنین باید در نظر داشت که بخش عمده‌ی اوژیت‌های منطقه از نوع اوژیت معمولی بوده و صرفاً برخی از آنها از عنصر تیتانیوم غنی هستند (فصول ۳ و ۴). در مورد حضور منیزیم در هر دو فاز الیوین و کلینوپیروکسن و تغییرات MgO باید گفت که با وجود کنترل شدید الیوین بر روی توزیع اکسید منیزیم، به دلیل عدم حضور و یا فراوانی بسیار کم این فاز در سنگ‌های منطقه تأثیر چندانی بر روی روند نمودار ایجاد نمی‌کند.

نمودارهای تغییرات Ta در برابر TiO_2 و Zr نیز تأیید کننده‌ی کنترل توزیع تیتانیوم در سنگ‌های منطقه توسط اکسیدهای آهن-تیتان می‌باشند (شکل ۵-۱۱). ضریب جدایش کلینوپیروکسن برای عنصر تیتانیوم در مذاب‌های بازالتی برابر با ۰/۴ و در مگنتیت ۷/۵ است (Rollinson, 1993) که این مقادیر سازگاری بسیار شدید این عنصر در ساختار مگنتیت را نشان می‌دهد. همچنین، ضریب جدایش کلینوپیروکسن و مگنتیت برای عنصر Ta به ترتیب برابر با ۰/۱۳ و ۱ تا ۱۰ می‌باشد (Rollinson, 1993) که نشان دهنده‌ی ناسازگاری بالای این عنصر در کلینوپیروکسن و سازگاری شدید آن با فاز مگنتیت است. به این ترتیب با توجه به سازگاری Ta در ترکیب مگنتیت و ناسازگاری آن در کلینوپیروکسن، روند مثبت و افزایشی Ta در برابر TiO_2 را باید در ارتباط با تبلور مگنتیت و

تمرکز بیشتر این عناصر در این فاز دانست (شکل ۵-۱۱). همچنین نمودار تغییرات Ta در برابر Zr نیز تأیید کننده‌ی کنترل توزیع تیتانیوم در سنگ‌های منطقه توسط اکسیدهای آهن-تیتان است. به طوری که تمایل Zr برای ورود به فازهای مگنتیت و کلینوپیروکسن با یکدیگر مشابه بوده و ضریب جدایش این عنصر برای این دو فاز برابر با ۰/۱ می‌باشد. در واقع این عنصر نسبت به هر دو فاز مگنتیت و کلینوپیروکسن ناسازگاری یکسانی را از خود بروز می‌دهد. روند مثبت و افزایشی Ta در برابر Zr (با توجه به سازگاری Ta در ترکیب مگنتیت و ناسازگاری آن در کلینوپیروکسن) نیز بیانگر تمرکز بالای تیتانیوم در فاز مگنتیت است (شکل ۵-۱۱). همچنین روندهای مشاهده شده در نمودارهای شکل ۵-۱۱ تأیید کننده‌ی شواهد پتروگرافی مبنی بر تأخیر در تبلور اکسیدهای آهن نسبت به فازهای الیون، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و افزایش مقدار آن در طی تحولات ماگمایی در ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه می‌باشد.



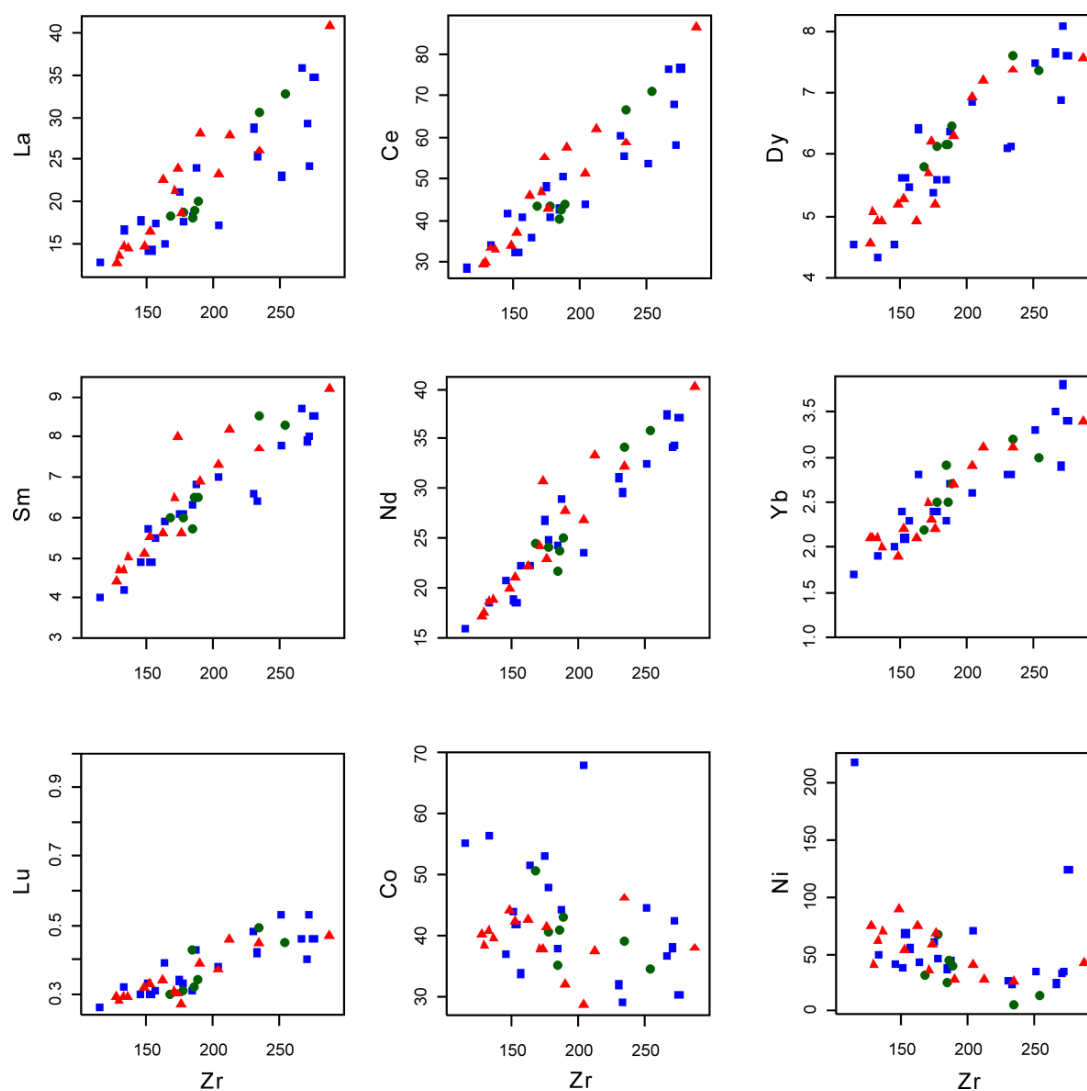
شکل ۵-۱۱- نمودارهای تغییرات TiO_2 در برابر MgO، $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ ، Ta و نیز تغییرات Zr در برابر Ta. نشانه‌ها مشابه با شکل ۵-۱ می‌باشند.

۵-۷- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی

به منظور نمایش ویژگی‌های ژئوشیمیایی محل منشأ و نحوه‌ی ارتباط ژنتیکی نمونه‌های منطقه با یکدیگر، نمودارهای دو متغیره‌ای که نشان دهنده نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار و سازگار هستند مورد استفاده قرار گرفته‌اند. از آنجائیکه نمونه‌های منطقه متحمل دگرسانی شده‌اند، سعی شده است عناصر کمیابی مورد استفاده قرار گیرند که در برابر فرآیندهای ثانویه کمترین تحرک را داشته و نتایج قابل قبولی را ارائه می‌دهند. به این ترتیب در مطالعه‌ی بازالت‌های منطقه به منظور حذف نقش دگرسانی در کنترل فراوانی مقادیر عناصر کمیاب، بیشتر از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) استفاده شده است. زیرا این گروه از عناصر در مقابل فرآیندهای دگرسانی تحرک کمتری داشته و فراوانی آنها بوسیله‌ی ترکیب محل منشأ، و فرآیند آلاینش ماگمایی یا تبلور تفریقی در مذاب اولیه کنترل می‌شود (Kiselev et al., 2012).

استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر Zr یکی از روش‌های مناسب جهت پی بردن به روند تحولات ماگمایی است. مناسب بودن Zr جهت استفاده در نمودارهای تغییرات به دلیل تحرک بسیار کم این عنصر در طی دگرسانی (Le Roex et al., 1983؛ Mitchell & Tatsumi et al., 1986؛ Widdowson, 1991؛ Widdowson et al., 2000؛ Talusani, 2010؛ Meng, 2012) و نیز محدوده‌ی تغییرات وسیع این عنصر در سنگ‌های بازالتی می‌باشد. همچنین این عنصر در خلال ذوب بخشی و تبلور تفریقی در مذاب‌های بازالتی رفتار ژئوشیمیایی کاملاً ناسازگاری از خود بروز داده (Talusani, 2010) و تمایل زیادی برای ورود و یا باقی ماندن در فاز مذاب دارد.

همانگونه که در شکل ۵-۱۲ دیده می‌شود عناصر کمیاب و ناسازگار La، Ce، Dy، Sm، Nd، Yb و Lu در برابر Zr دارای روندی خطی و مثبت بوده و عناصر کمیاب و سازگار Co و Ni روند منفی نشان می‌دهند. روندهای مشاهده شده در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در برابر Zr نشان دهنده‌ی خویشاوندی سنگ‌های منطقه و منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده‌ی آنها از منبعی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی تقریباً مشابه است.

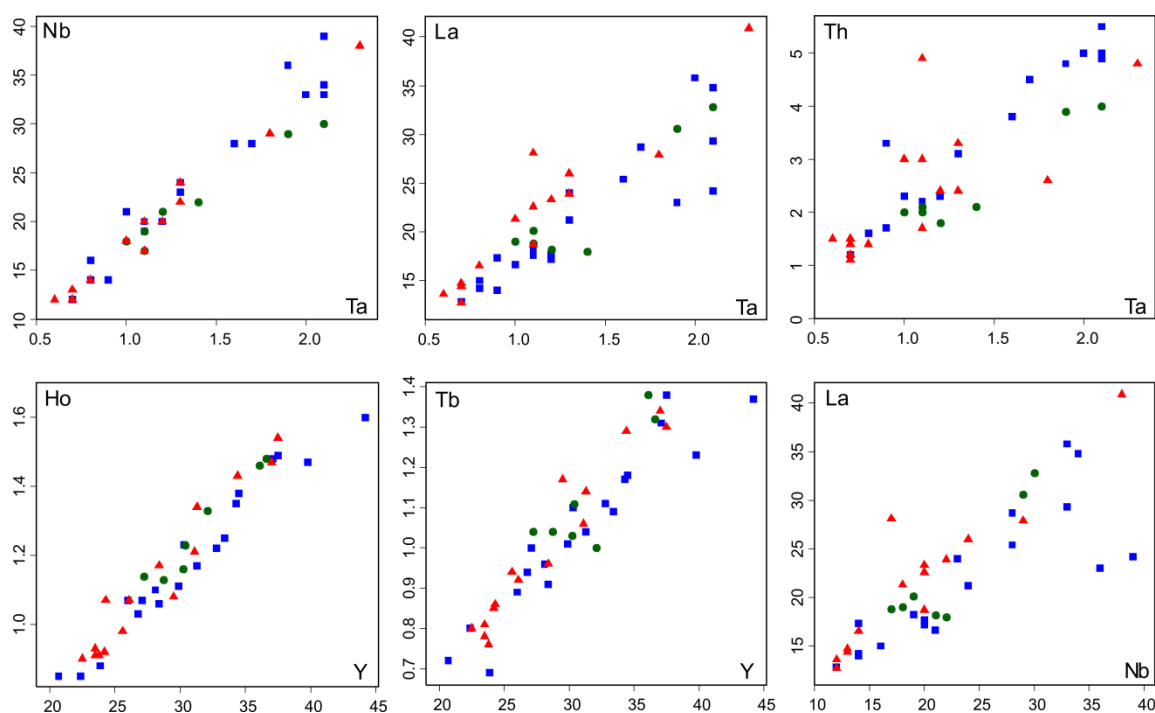


شکل ۵-۱۲- نمودار تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در برابر Zr (بر حسب ppm) برای بازالت‌های منطقه. نشانه‌ها مشابه با شکل ۵-۱ می‌باشند.

از آنجائیکه در بسیاری از موارد هر دو فرآیند ذوب بخشی و تبلور تفریقی می‌توانند روندهای ژئوشیمیایی مشابهی را در نمودارهای تغییرات ایجاد کنند، جهت بررسی نقش هر کدام از این فرآیندها در شکل‌گیری سنگ‌های منطقه از نمودارهای نسبت جفت عناصر شدیداً ناسازگار استفاده شده است. به طوری که نسبت جفت عناصر شدیداً ناسازگاری که ضرایب جدایش آنها بسیار شبیه به یکدیگر است در خلال تبلور تفریقی تغییر نکرده، ولی در طی ذوب بخشی بسته‌ای کمی تغییر می‌کند (Rollinson, 1993).

همان گونه که در شکل ۵-۱۳ دیده می شود، تغییرات جفت عناصر شدیداً ناسازگار Sm-Nd، La-Ce، Y-Yb و Ta-Nb که در فازهای جامد دارای ضرایب جدایش نزدیک به یکدیگر هستند، بر روی نمودارهای تغییرات روندی تقریباً خطی نشان می دهند. این روندها نیز نشان دهنده ی خویشاوندی سنگ های منطقه و منشأ مشترک ماگمای تشکیل دهنده ی آنها است.

با توجه به اینکه عناصر شدیداً ناسازگار دارای روندهای کاملاً خطی نبوده و مقداری پراکندگی نشان می دهند، و نیز اینکه فرآیند تبلور تفریقی نقشی در پراکندگی مشاهده شده ندارد، این انحراف کم از روند خطی را می توان در نتیجه تغییرات درجه ی ذوب بخشی در محل منشأ دانست.



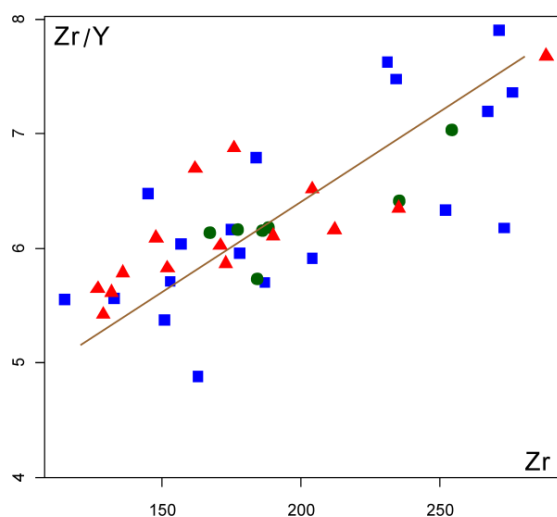
شکل ۵-۱۳- نمودارهای تغییرات عناصر شدیداً ناسازگار (بر حسب ppm) در سنگ های منطقه ی مورد مطالعه. نشانه ها مشابه با شکل ۵-۱ می باشند.

به منظور نمایش تغییرات درجه ی ذوب بخشی در سنگ های منطقه از عناصر ناسازگار با شدت ناسازگاری متفاوت استفاده شده است. دلیل این امر حساسیت عناصر ناسازگار به درجات ذوب بخشی و نیز عدم حساسیت آنها به تبلور تفریقی می باشد. تغییر درجات ذوب بخشی را می توان بوسیله ی تغییر نسبت های عناصر با ناسازگاری بالا (highly incompatible) نسبت به عناصر ناسازگار که ناسازگاری کمتری دارند (not so-highly incompatible) توضیح داد (Abdel-Rahman, 2002).

(Aldanmaz et al., 2006). به طوری که انتظار می‌رود نمونه‌های با درجات ذوب بخشی کمتر نشان دهنده‌ی تمرکز بالاتری از عناصر شدیداً ناسازگار بوده و با کاهش درجه‌ی ذوب بخشی، نسبت عناصر با ناسازگاری شدید به عناصر با ناسازگاری کمتر افزایش یابد. به این منظور از عناصر کمیاب Zr و Y استفاده شده است. عناصر Zr و Y نسبت به فازهای اصلی در سنگ‌های بازالتی (نظیر الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز) رفتاری ناسازگار از خود بروز می‌دهند. به طوری که نسبت Zr/Y توسط درجات متوسط تبلور تفریقی متأثر نمی‌شود (Abdel-Rahman, 2002, 2004). ولی ناسازگاری بیشتر Zr نسبت به Y در فازهای گوشته‌ای (Pearce, 1980; Nicholson & Latin, 1992)، سبب حساسیت Zr/Y به درجات ذوب بخشی می‌شود.

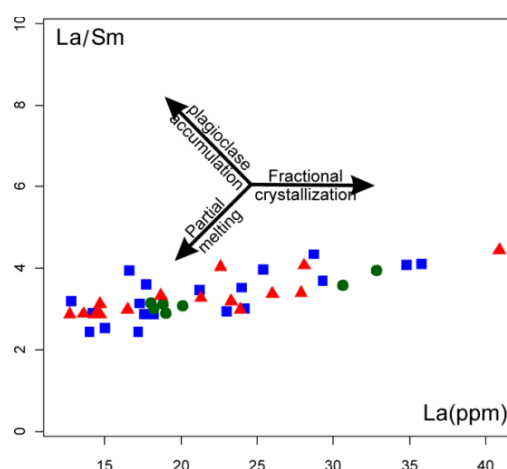
همان‌گونه که در شکل ۵-۱۴ دیده می‌شود، نسبت Zr/Y در نمونه‌های منطقه $(Zr/Y=4.9-7.9)$ دارای روندی مثبت بوده و با افزایش مقدار Zr این نسبت نیز افزایش می‌یابد. به طوری که افزایش مقدار Zr/Y از سمت چپ به سمت راست نمودار بیانگر کاهش درجه‌ی ذوب بخشی بوده و تغییرات درجه‌ی ذوب در محل منشأ را برای سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه نشان می‌دهد (شکل ۵-۱۴).

شکل ۵-۱۴ - نمودار تغییرات Zr/Y در برابر Zr به منظور نمایش تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی در نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه. نشانه‌ها مشابه با شکل ۵-۱ می‌باشند.

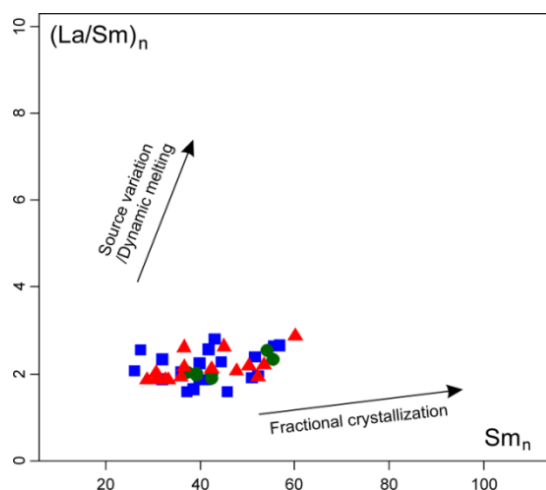


در واقع تغییرات عناصر کمیاب و روندهای مشاهده شده در سنگ‌های منطقه را باید در نتیجه‌ی عملکرد هر دو عامل تبلور تفریقی و تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی دانست. به طوری که نمودارهای مختلفی که بر اساس نسبت‌های عناصر کمیاب غیر متحرک هستند نیز نقش همزمان تبلور تفریقی و

تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی در تحول ماگماهای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه را به خوبی نمایش می‌دهند (شکل‌های ۱۵-۵، ۱۶-۵ و ۱۷-۵). در شکل ۱۵-۵ تغییرات La/Sm در برابر La علاوه بر اینکه نشان دهنده‌ی نقش هر دو عامل تبلور تفریقی و تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی است، بیانگر عدم تفریق فاز پلاژیوکلاز می‌باشد. مقادیر بالای Al_2O_3 در سنگ‌های منطقه (با میانگین ۱۴/۶ درصد وزنی) و فراوانی پلاژیوکلاز در سنگ‌های منطقه نیز تأیید کننده‌ی عدم حضور این کانی در فازهای تفریق یافته است.



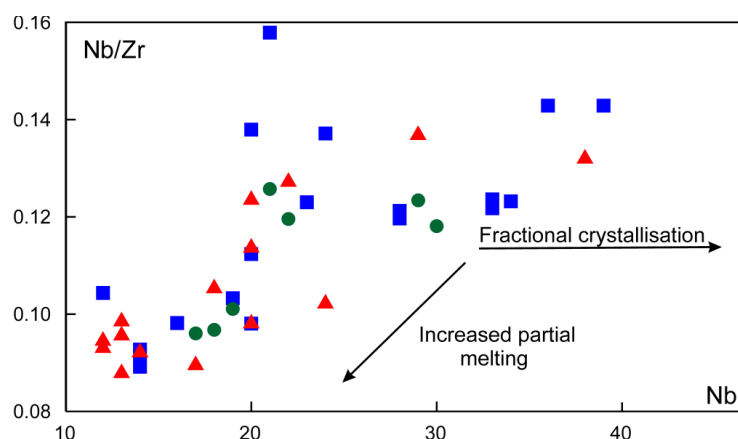
شکل ۱۵-۵- نمودار تغییرات La/Sm در برابر La در سنگ-های منطقه. روندها بر اساس Xu et al. (2012) می‌باشد. نشانه‌ها مشابه با شکل ۱-۵ می‌باشند.



شکل ۱۶-۵- نمودار تغییرات La/Sm در برابر Sm در سنگ‌های منطقه. روندها بر اساس Pearce et al. (1995) بوده و نمونه‌های منطقه نسبت به مقادیر کندریتی Sun & McDonough (1989) به‌نجار شده‌اند. نشانه‌ها مشابه با شکل ۱-۵ می‌باشند.

به عقیده‌ی برخی پترولوژیست‌ها (نظیر Frey et al., 2002؛ Rao & Rai, 2006) طی درجات مختلف ذوب بین تمرکز Zr و Nb انطباق خطی ایجاد نمی‌شود، که این امر بدلیل حساسیت بیشتر Nb نسبت به Zr به درجات مختلف ذوب است. در واقع پایین‌تر بودن نسبت Zr/Nb حاکی از کمتر بودن درجه‌ی ذوب بخشی می‌باشد (Weaver et al., 1996)، در حالیکه تبلور تفریقی تأثیری بر روی

این نسبت ندارد (Alvaro et al., 2006). در شکل ۵-۱۷ نمودار تغییرات Nb/Zr در برابر Nb (از Marchev et al., 2004) در سنگ‌های منطقه به منظور نمایش نقش تبلور تفریقی و تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی در تحول ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه ارائه شده است. در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب منطقه با توجه به قدیمی بودن و دگرسانی سنگ‌های بازالتی، به منظور حذف نقش دگرسانی بر روی روندهای عناصر سعی شده است از عناصر کمیابی استفاده شود که جزء گروه عناصر با شدت میدان بالا (HFS) بوده و در خلال دگرسانی کم تحرک هستند. اما یکی از عوامل دیگری که ممکن است باعث ایجاد روندهای پراکنده و حتی در برخی موارد روندهای خطی بر روی نمودارهای تغییرات شود، آلیش ماگما با ترکیبات پوسته‌ای می‌باشد.

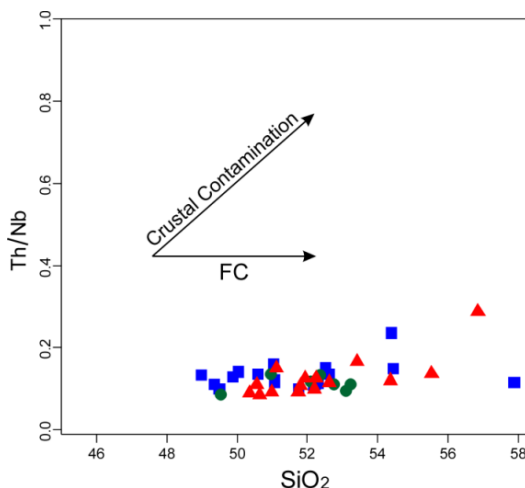


شکل ۵-۱۷- نمودار تغییرات Nb/Zr در برابر Nb در سنگ‌های منطقه به منظور نمایش نقش تبلور تفریقی و تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی. روندها بر اساس Marchev et al. (2004) می‌باشند. نشانه‌ها مشابه با شکل ۵-۱ هستند.

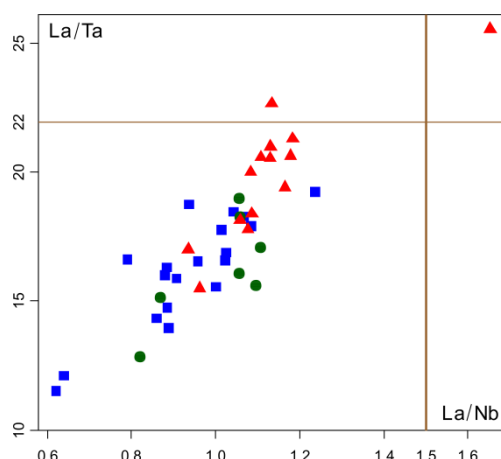
به منظور تعیین میزان آلیش پوسته‌ای و نقش آن در تحول ماگماهای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه، از روندهای ارائه شده توسط He et al. (2010) و نیز نسبت‌های عناصر کمیاب ارائه شده توسط Hart et al. (1989) استفاده شده است. روند نمونه‌های منطقه بر روی نمودار تغییرات Th/Nb در برابر SiO₂ (بر اساس He et al., 2010) نشان دهنده‌ی نقش تبلور تفریقی و دخالت نداشتن آلیش پوسته‌ای در تحول سنگ‌های منطقه می‌باشد (شکل ۵-۱۸). همچنین به عقیده‌ی Hart et al. (1989)، نسبت La/Nb بیشتر از ۱/۵ و نیز La/Ta بیشتر از ۲۲ نشان دهنده‌ی آلیش ماگما با ترکیبات پوسته‌ای است. همان‌گونه که در شکل ۵-۱۹ دیده می‌شود، پایین‌تر بودن نسبت‌های این

عناصر از مقادیر ارائه شده برای ماگماهای بازالتی آرایش یافته، نشان دهنده‌ی عدم آرایش یا آرایش ناچیز ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه با ترکیبات پوسته‌ای در حین صعود می‌باشد.

شکل ۵-۱۸- نمودار تغییرات Th/Nb در برابر SiO_2 جهت تفکیک نقش تبلور تفریقی و آرایش پوسته‌ای در تحول بازالت‌های منطقه. روندهای تبلور تفریقی و آرایش پوسته‌ای بر اساس He et al. (2010) می‌باشد. نشانه‌ها مشابه با شکل ۵-۱ هستند.



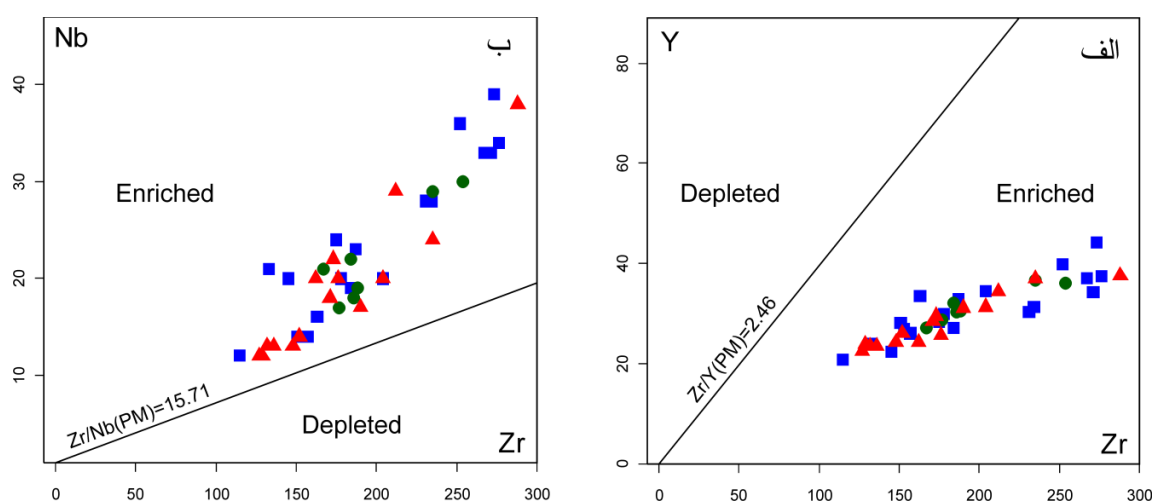
شکل ۵-۱۹- نمودار La/Ta در برابر La/Nb بر اساس نسبت‌های Hart et al. (1989). بر اساس این نسبت‌ها، La/Ta بیشتر از ۲۲ و La/Nb بیشتر از ۱/۵ نشان دهنده‌ی آرایش ماگما با ترکیبات پوسته‌ای می‌باشد. نشانه‌ها مشابه با شکل ۵-۱ هستند.



به منظور تعیین میزان غنی‌شدگی مکان منشأ سنگ‌های بازالتی منطقه‌ی مورد مطالعه از نسبت‌های عناصر ناسازگار Zr/Nb و Zr/Y ارائه شده توسط Sun & McDonough (1989) استفاده شده است. عناصر Zr و Nb در خلال تبلور تفریقی الیوین، پیروکسن، مگنتیت و پلاژیوکلاز در ماگماهای بازالتی رفتاری ناسازگار داشته، و بنابراین نمایندگان مناسبی برای ترکیب محل منشأ، حتی در ماگماهای غیر اولیه هستند (Reichow et al., 2005).

به عقیده‌ی Sun & McDonough (1989)، نسبت Zr به Nb کمتر از ۱۵/۷۱ و نسبت Zr به Y بیشتر از ۲/۴۶ در بازالت‌ها بیانگر منشأگیری آنها از یک منبع غنی‌شده است. عناصر Zr، Nb و Y به

دلیل تحرک بسیار پایین خود حتی در درجات بالای دگرسانی بسیار مفیدند (Mitchel & Widdowson, 1991؛ Widdowson et al., 2000). همان‌گونه که در نمودار شکل ۵-۲۰ دیده می‌شود، تمامی نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در محدوده‌ی منشأ گوشته‌ای غنی شده قرار می‌گیرند. با توجه به اینکه نمودار شکل ۵-۲۰ صرفاً غنی‌شدگی محل منشأگیری ماگما را نشان داده و اطلاعات بیشتری در اختیار قرار نمی‌دهد، با استفاده از مقادیر و نسبت‌های عناصر اصلی و کمیاب در بخش‌های مختلف گوشته، ویژگی‌های محل منشأ بازالت‌های منطقه به طور دقیق‌تر مورد بررسی قرار گرفته است.



شکل ۵-۲۰- نمودارهای تفکیک منشأ غنی شده و تهی شده با استفاده از نسبت‌های الف) Zr/Y و ب) Zr/Nb برای نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه بر اساس داده‌های Sun & McDonough (1989). نشانه‌ها مشابه با شکل ۵-۱ می‌باشند.

شکل ۵-۲۱ نسبت‌های La/Y و La/Sm در OIB، NMORB، پوسته‌ی تحتانی و فوقانی و نیز میانگین پوسته را نشان می‌دهد. بازالت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه بر اساس این نسبت‌ها در محدوده‌ی نزدیک به منشأ نوع OIB قرار می‌گیرند. قرارگیری نمونه‌های منطقه در محدوده‌ی نزدیک به OIB و با فاصله نسبت به NMORB تأیید کننده‌ی غنی‌شدگی محل منشأ این بازالت‌ها است. همچنین فاصله این نسبت‌ها با مقادیر بخش‌های مختلف پوسته نیز می‌تواند تأییدی بر نقش ناچیز و یا عدم دخالت آرایش پوسته‌ای در تحول این بازالت‌ها باشد.

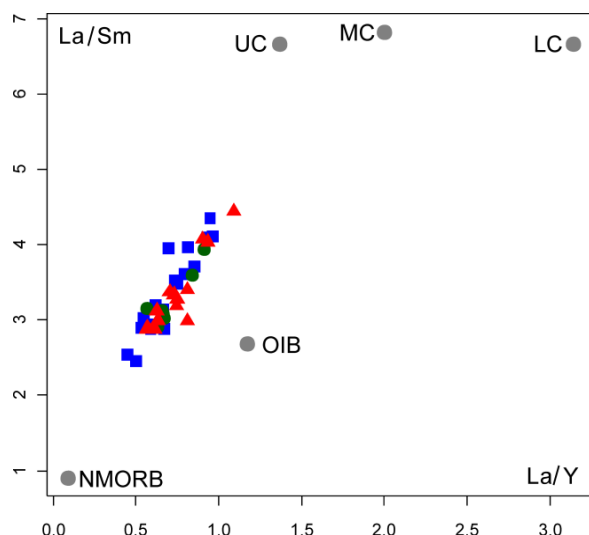
در نمودارهای Nb/La در برابر Ti/Y و نیز Zr/Sm در برابر Zr که ماگماهای با محل منشأ بازالت پشته‌ی میان اقیانوسی (MORB) و بازالت اقیانوسی OIB را از یکدیگر تفکیک می‌کنند، بازالت‌های

منطقه ویژگی‌های بین این دو محل منشأ و با تمایل بیشتر به منشأ بازالت اقیانوسی OIB نشان می‌دهند (شکل‌های ۲۲-۵ و ۲۳-۵).

در نمودارهای ۲۴-۵ و ۲۵-۵ موقعیت بازالت‌های منطقه بر روی نمودارهای Ti/Y در برابر Nb/Zr و نیز Th/Yb و Ta/Yb نمایش داده شده است. از ویژگی این نمودارها تفکیک موقعیت بازالت‌های پشته-ی اقیانوسی تهی‌شده (NMORB) و غنی‌شده (EMORB) است که به همراه موقعیت بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) می‌توانند جهت تشخیص بهتر خصوصیات محل منشأ مورد استفاده قرار گیرند. قرارگیری نمونه‌های منطقه در محدوده‌ی بین EMORB و OIB نشان دهنده‌ی منشأگیری ماگما از محلی غنی شده و نیز با ویژگی‌های ژئوشیمیایی حدواسط بین این دو محل منشأ است. همچنین موقعیت نمونه‌های منطقه بر روی این نمودارها و قرارگیری آنها در محدوده‌ی بین EMORB و OIB می‌تواند بیانگر ناهمگنی محل منشأ ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی منطقه باشد.

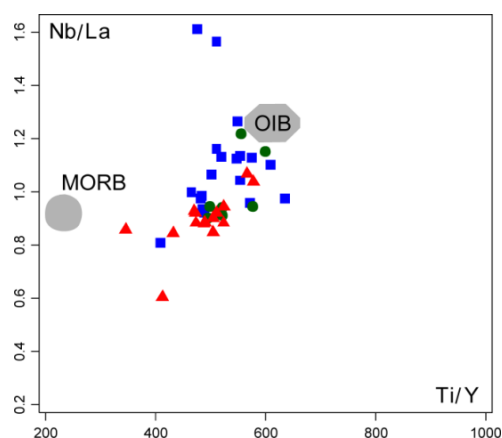
در نمودار تعیین ویژگی‌های محل منشأ از (Condie 2005) که بر اساس نسبت‌های Nb/Y و Zr/Y طراحی شده است، بازالت‌های منطقه غالباً در محدوده‌ی نزدیک به محل منشأ گوشته‌ای غنی‌شده قرار می‌گیرند (شکل ۲۶-۵). از ویژگی‌های دیگر این نمودار، قابلیت تفکیک بازالت‌های با منشأ پلوم گوشته‌ای از سایر محل‌های منشأ است. به طوری که بر اساس این نمودار می‌توان بازالت‌های منشأ گرفته از پلوم‌های گوشته‌ای را از ماگماهای منشأ گرفته از لیتوسفر زیر قاره‌ای و/یا ماگماهای آلاش یافته با پوسته‌ی قاره‌ای (CB) تفکیک نمود. همان گونه که در این نمودار (شکل ۲۶-۵) دیده می‌شود، ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های منطقه از محل پلوم‌های گوشته‌ای منشأ گرفته، و در طی صعود تا فوران نهایی در سطح زمین متحمل آلاش ماگمایی مهمی نشده است. منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های منطقه از محل پلوه‌ای گوشته‌ای، می‌تواند توضیحی بر حجم زیاد ماگماتیسم در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان نیز باشد. به طوری که حجم زیاد ماگما می‌تواند نشان دهنده‌ی منشأگیری ماگما از محل مرکز پلوم باشد. زیرا مرکز پلوم مطابق با محلی است که لیتوسفر

متحمل نازک‌شدگی بیشتری شده و اجازه‌ی تولید حجم‌های بزرگ‌تری از ماگمای بازالتی را می‌دهد (Kiselev et al., 2012).

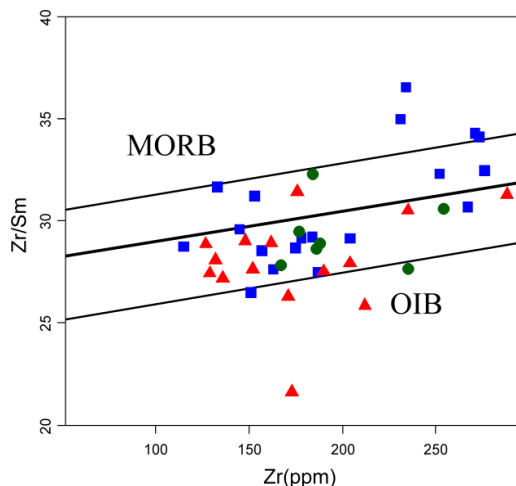


شکل ۵-۲۱- تعیین ویژگی‌های منشأ بازالت‌های منطقه با استفاده از نسبت‌های La/Sm و La/Y در برابر یکدیگر. در این شکل مقادیر پوسته‌ی قاره‌ای فوقانی (UC) از Taylor & McLennan (1981)؛ پوسته‌ی قاره‌ای تحتانی (LC) و میانگین پوسته‌ی قاره‌ای (MC) از Weaver & Tarney (1984)؛ میانگین NMORB از Saunders & Tarney (1984) و Sun (1980)؛ و میانگین OIB از Sun (1980) می‌باشد. نشانه‌ها مشابه با شکل ۵-۱ هستند.

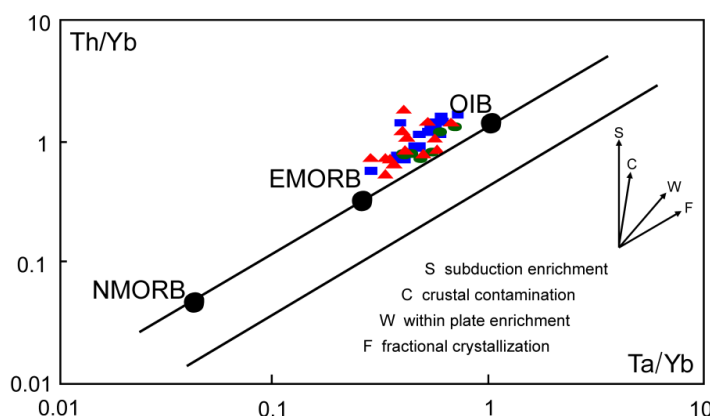
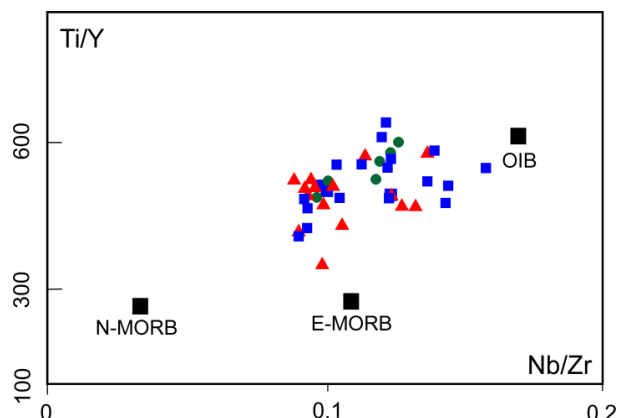
شکل ۵-۲۲- تعیین ویژگی‌های محل منشأ بازالت‌های منطقه با استفاده از نسبت‌های Nb/La و Ti/Y از Sun & McDonough (1989). نشانه‌ها مشابه با شکل ۵-۱ می‌باشند.



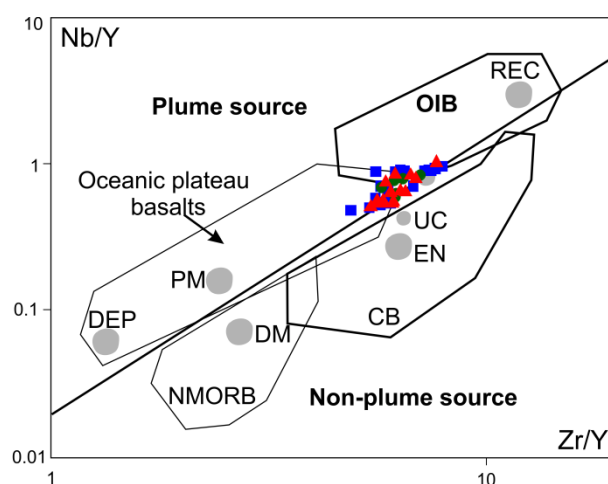
شکل ۵-۲۳- تعیین ویژگی‌های محل منشأ بازالت‌های منطقه با استفاده از نسبت Zr/Sm در برابر Zr . محدوده‌های بازالت‌های پشتی میان اقیانوسی (MORB) و بازالت‌های اقیانوسی OIB بر اساس مقادیر David et al. (2000) می‌باشد. نشانه‌ها مشابه با شکل ۵-۱ هستند.



شکل ۵-۲۴- نمودار تعیین ویژگی‌های محل منشأ بازالت‌های منطقه با استفاده از نسبت‌های Ti/Y و Nb/Zr . مقادیر مورد استفاده در تعیین موقعیت بازالت‌های پشته‌ای اقیانوسی تهی شده (NMORB) و غنی شده (EMORB) و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) از (Sun & McDonough 1989) می‌باشند.



شکل ۵-۲۵- نمودار تعیین ویژگی‌های محل منشأ بازالت‌های منطقه با استفاده از Th/Yb و Ta/Yb (Pearce 1983).



شکل ۵-۲۶- نمودار تعیین ویژگی‌های محل منشأ با استفاده از نسبت‌های Zr/Y و Nb/Y (Condie, 2005). قرارگیری بیشتر نمونه‌های منطقه در محدوده‌ی ماگماهای منشأ گرفته از پلوم‌های گوشته‌ای و نیز عدم قرارگیری آنها در محدوده‌ی بازالت‌های آلاش یافته با پوسته‌ی قاره‌ای و یا بازالت‌های منشأ گرفته از لیتوسفر زیر قاره‌ای (CB)، ارتباط آنها با گوشته‌ی استونسفری را نشان می‌دهد. نشانه‌ها مشابه با شکل ۵-۱ می‌باشند.

Abbreviations: UC: upper continental crust; CB: contaminated (by continental crust or/and subcontinental lithosphere) basalts; PM: primitive mantle; DM: shallow depleted mantle; OIB: oceanic island basalt; DEP: deep depleted mantle; EN: enriched component; REC: recycled component.

۵-۸- نمودارهای بهنجار شده‌ی عناصر کمیاب برای بازالت‌های سلطان میدان

استفاده از نمودارهای بهنجار شده‌ی عناصر کمیاب خاکی و چند عنصری (عنکبوتی) یکی از روش‌های نمایش داده‌های عناصر کمیاب به منظور بررسی فرآیندهای پترولوژیکی است که در آن فراوانی گروه‌هایی از عناصر کمیاب ناسازگار موجود در نمونه‌های سنگی، نسبت به فراوانی این عناصر در یک سری نمونه‌های استاندارد خاص بهنجار می‌شود.

نمودارهای بهنجار شده‌ی عناصر کمیاب خاکی نسبت به مقادیر کندریتی (Nakamura 1974) برای نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در دره‌ی کلودر، دره‌ی چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش‌یلاق در شکل ۵-۲۷ و ۵-۲۸ نمایش داده شده است. همان‌گونه که در این نمودارها دیده می‌شود، الگوی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های منطقه تقریباً با یکدیگر موازی بوده و ناهنجاری شاخصی در آنها دیده نمی‌شود. در این نمودارها، مقادیر عناصر کمیاب خاکی موجود در بازالت‌های دره‌ی کلودر، دره‌ی چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش‌یلاق عموماً بین ۱۰ تا ۱۰۰ برابر مقادیر کندریتی غنی‌شدگی نشان داده و عناصر کمیاب خاکی سبک (LREEs) غنی‌شدگی بیشتری را نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREEs) نشان می‌دهند. موازی بودن الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی و تغییرات تقریباً ثابت و پیوسته‌ی آنها در بازالت‌های منطقه نیز تأیید کننده‌ی نتایج قبلی مبنی بر منشأ واحد این بازالت‌ها و نقش کلیدی تبلور تفریقی به عنوان یکی از ساز و کارهای اصلی در تشکیل آنها است. همچنین مقادیر La/Yb بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی ((La/Yb)_{cn}) نیز به ترتیب ۵/۴۰، ۵/۷۱ و ۵/۵۰ برای میانگین بازالت‌های دره‌ی کلودر، دره‌ی چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش‌یلاق است، که نزدیک بودن این مقادیر به یکدیگر تأیید کننده‌ی منشأ واحد بازالت‌های منطقه و نیز ساز و کارهای مشابه در تحولات ماگمایی آنها می‌باشد.

یکی از عوامل مهم در میزان شیب الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی، درجه ذوب در محل منشأ می‌باشد. به طوری که با افزایش درجه ذوب بخشی تا حدود ۳۰ درصد، از میزان غلظت عناصر کمیاب خاکی در مذاب به سرعت کاسته شده و در درجات ذوب بالاتر از آن (یعنی درجات ذوب بخشی بیشتر

از ۳۰ درصد) مذاب نمی‌تواند تغییرات مهمی در غلظت عناصر کمیاب خاکی ایجاد کند. همچنین ماگمای بازالتی ساب‌آلکالن می‌تواند از ذوب بخشی ۱۵ تا ۳۰ درصدی پریدوتیت‌های گوشته فوقانی تشکیل شود (Green, 1973؛ Green & Ringwood, 1968) و ذوب در درجات کم‌تر از ۱۰ درصد می‌تواند منجر به تشکیل ماگمای بازالتی آلکالن شود (Hirschmann et al., 1998). در واقع عموماً انتظار می‌رود که به دلیل حساسیت بیشتر عناصر ناسازگارتر به درجات ذوب‌بخشی، با افزایش درجات ذوب‌بخشی از شیب الگوی عناصر کمیاب خاکی کاسته شود. همان‌گونه که در شکل‌های ۵-۲۷ و ۵-۲۸ دیده می‌شود، الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی بازالت‌های سلطان میدان در رخنمون‌های مختلف دارای شیب نسبتاً ملایمی است که این امر می‌تواند احتمالاً در نتیجه‌ی درجات ذوب متوسط محل منشأ ایجاد شده باشد.

در نمودارهای بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی، ناهنجاری خاصی در Eu دیده نمی‌شود که می‌توان آن را ناشی از عدم تفریق پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (Zeng et al., 2010) در طی تحول ماگمای تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های منطقه دانست. حضور مقادیر نسبتاً بالای Al_2O_3 در سنگ‌های منطقه (با میانگین ۱۴/۶ درصد وزنی) نیز تأیید کننده‌ی عدم مشارکت پلاژیوکلاز در فازهای تفریق یافته است. البته باید در نظر داشت که ضرایب جدایش Eu بین پلاژیوکلاز و مذاب بازالتی در شرایط فعالیت زیاد اکسیژن پائین بوده و این عنصر بصورت Eu^{3+} و مانند سایر عناصر کمیاب خاکی رفتار می‌کند (Daniel & Drake, 1973؛ Drake & Weill, 1975).

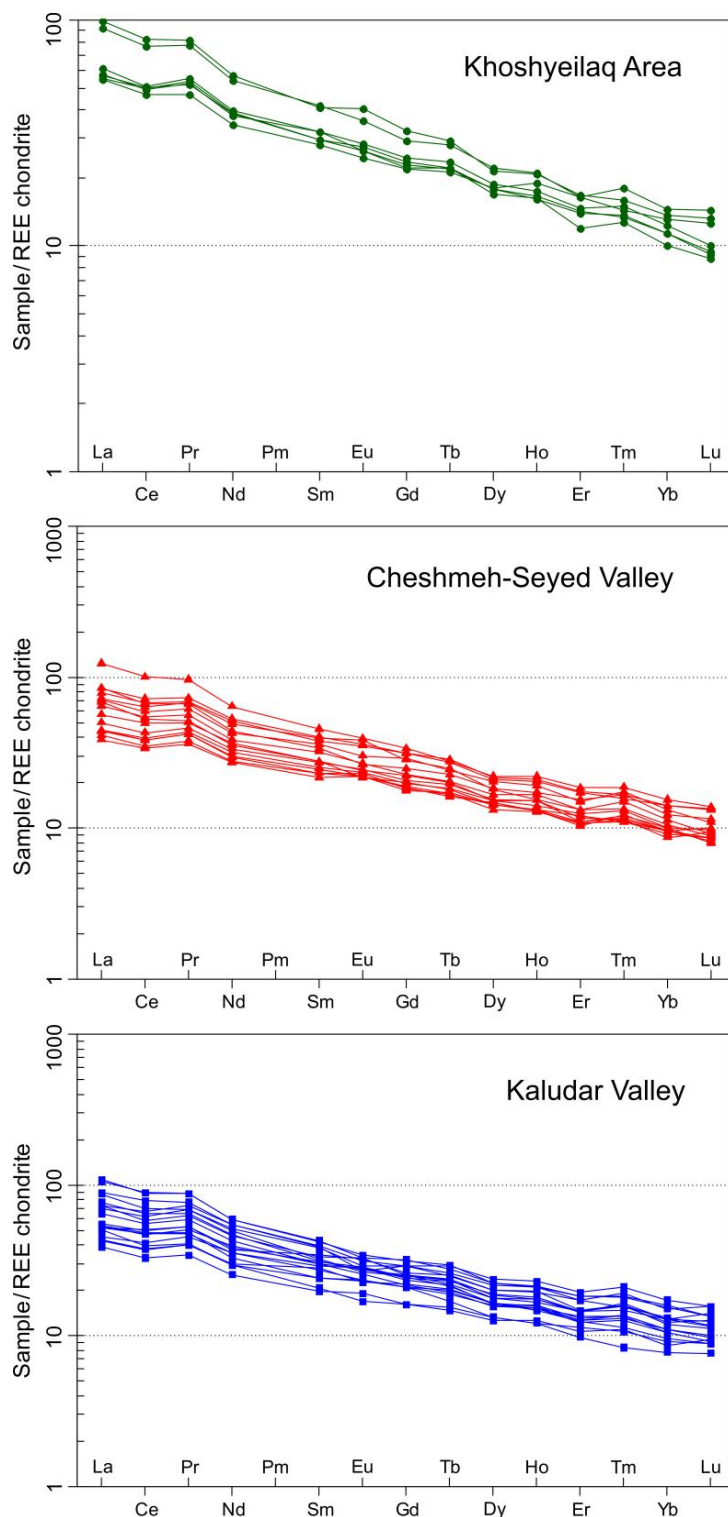
یکی از ویژگی‌های مهم نمونه‌های منطقه که نسبت به مقادیر کندریتی بهنجار شده‌اند، روند تدریجی غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی از سمت عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREEs) به سمت عناصر کمیاب خاکی سبک (LREEs) و عدم وجود تغییرات ناگهانی در شیب نمودارها است. عناصر کمیاب خاکی نسبت به فازهای معمول گوشته رفتاری ناسازگار داشته و گارنت تنها فاز معمول گوشته‌ای (در صورت حضور در محل منشأ) می‌باشد که به دلیل ضرایب جدایش بالا برای عناصر کمیاب سنگین قادر است تأثیرگذاری جدی بر روی الگوی عناصر کمیاب داشته باشد. به عنوان مثال،

عنصر Yb در ترکیب گارنت سازگار بوده و La ناسازگار است، که این ویژگی باعث می‌شود که نسبت La/Yb در درجات ذوب پایین در محل منشأ، شدیداً تفریق پیدا کند (Lai et al., 2012). به طور کلی عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREEs) در گارنت سازگار هستند، در حالی که عناصر کمیاب خاکی واسطه (MREEs) رفتاری ناسازگار و یا با سازگاری ضعیف نسبت به گارنت دارند (Irving & Frey, 1978). همچنین، در فشارهای بین ۳ تا ۶ ژیگاپاسکال، گارنت صرفاً در درجات ذوب بخشی خیلی کم می‌تواند در منشأ باقی بماند (Xie et al., 1995). همان‌گونه که در شکل‌های ۵-۲۷ و ۵-۲۸ دیده می‌شود، غنی‌شدگی بیش از ۱۰ برابری عناصر کمیاب خاکی در اغلب نمونه‌های منطقه بیانگر ورود تمامی و یا بخش عمده‌ی گارنت موجود (در صورت حضور در محل منشأ) به درون فاز مذاب در حین فرآیند ذوب، و عدم تفریق این عناصر است.

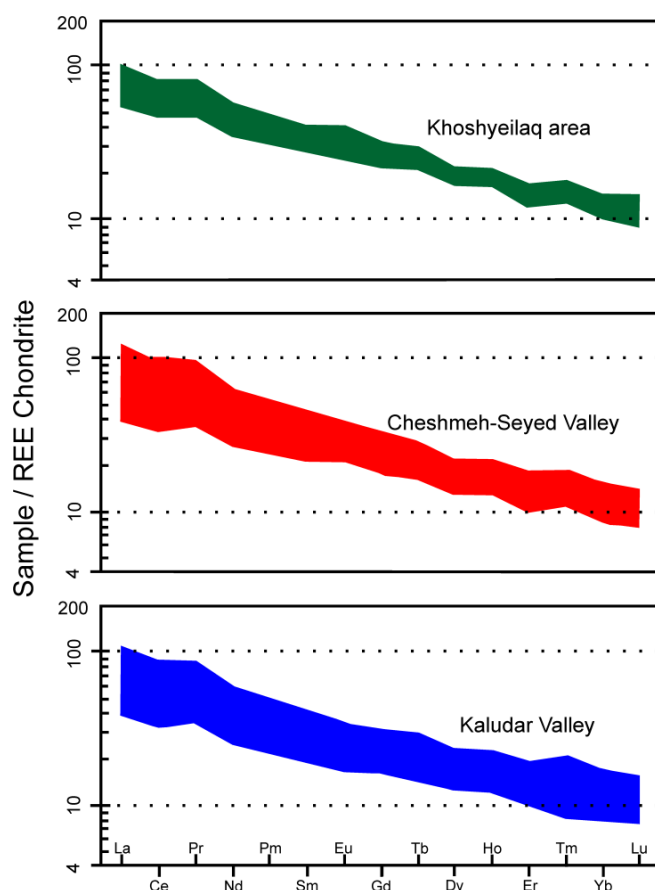
در نمودارهای شکل ۵-۲۹ الگوی میانگین مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی، گوشته‌ی اولیه و بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی تهی شده برای سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در دره‌ی کلودر، دره‌ی چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش‌یلاق نمایش داده شده است. در تمامی این نمودارها نیز می‌توان الگوهای توزیع مشابه عناصر در بازالت‌های منطقه را در هر سه رخنمون مورد مطالعه به خوبی دید.

در نمودار بهنجار شده نسبت به مقادیر گوشته‌ی اولیه، برخی ناهنجاری‌های مثبت و منفی در مقادیر عناصر K، Sr، P، Ti و Rb دیده می‌شود (شکل ۵-۲۹). با توجه به قدیمی بودن و دگرسانی نسبی بازالت‌های منطقه، و نیز قابلیت تحرک بالای عناصر K، Sr و Rb در طی فرآیندهای ثانویه، در مورد ناهنجاری‌های این عناصر نمی‌توان دلیل قابل قبولی را ارائه نمود و باید مهمترین دلیل این ناهنجاری‌ها را عملکرد دگرسانی و تحرک بالای آنها دانست. به عنوان مثال، با توجه به سازگاری بالای Sr با ترکیب پلاژیوکلاز (با ضریب جدایش $1/830$ برای مذاب‌های بازالتی تا آندزیت‌بازالتی)، ناهنجاری منفی در این نمودارها را باید در نتیجه‌ی دگرسانی پلاژیوکلازها در طی فرآیندهای ثانویه و یا تفریق آنها در طی تحولات ماگمایی تفسیر نمود، در صورتی که شواهد ژئوشیمیایی در سنگ‌های بازالتی

منطقه (نظیر عدم ناهنجاری در Eu و نیز مقادیر نسبتاً بالای Al_2O_3) تفریق پلاژیوکلاز را تأیید نمی-کند.



شکل ۵-۲۷- الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی (Nakamura (1974) برای نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در دره‌ی کلودر، دره‌ی چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش‌ییلاق.

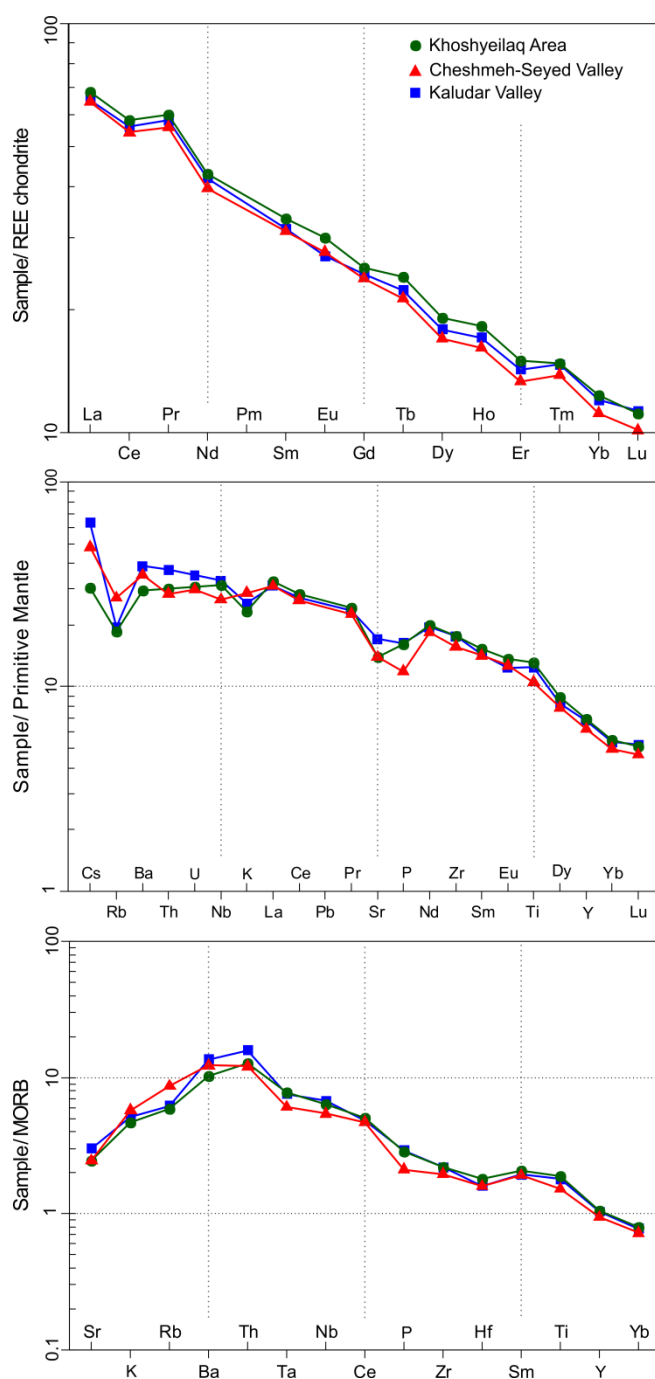


شکل ۵-۲۸- الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی Nakamura (1974) برای نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در دره‌ی کلودر، دره‌ی چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش‌ییلاق.

با توجه به اینکه عناصر Ti و P در گروه عناصر با شدت میدان بالا (HFSEs) قرار داشته و در طی فرآیندهای ثانویه تحرکی از خود نشان نمی‌دهند، می‌توان ناهنجاری‌های مشاهده شده در آنها بر مبنای دلایل پترولوژیکی تفسیر نمود. وجود ناهنجاری مثبت در مقدار Ti (شکل ۵-۲۹) می‌تواند دلیلی بر منشأ گوشته‌ای عمیق ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه باشد. بطوری که Ti بیشترین فراوانی را در ماگماهای فوران یافته در جایگاه‌های درون اقیانوسی یا قاره‌ای، و در ارتباط با پلوم‌های گوشته‌ای دارد (Safonova et al., 2012). همچنین بازالت‌های با تیتانیوم بالا، ویژگی‌های مذاب‌های با منشأ عمیق‌تر که گارنت در ذوب آنها دخالت داشته را نشان داده، و شرکت مستقیم پلوم‌های گوشته‌ای را در تشکیل آنها ارائه می‌دهند (Wooden et al., 1993).

از آنجائیکه پلوم‌های گوشته‌ای دارای منشأ استنوسفری می‌باشند، ناهنجاری مثبت Ti می‌تواند دلیلی بر منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی منطقه از محل گوشته‌ی استنوسفری باشد. عدم وجود ناهنجاری منفی در Nb (شکل ۵-۲۹) نیز علاوه بر اینکه بیانگر عدم نقش و یا نقش

ناچیز آرایش ماگمایی در تحول بازالت‌های منطقه است، منشأ احتمالی استنوسفری این سنگ‌ها را نشان می‌دهد. همچنین وجود ناهنجاری منفی در مقادیر P، با حضور بسیار کم آپاتیت در بازالت‌های منطقه (فصل ۳) کاملاً سازگار می‌باشد. وجود ناهنجاری منفی P در بازالت‌های منطقه را می‌توان با توجه با سازگاری بالای این عنصر در ترکیب آپاتیت، به دلیل عدم حضور این کانی در محل منشأ و یا تفریق این کانی در محل منشأ و/یا در طی تحولات ماگمایی دانست.



شکل ۵-۲۹- الگوهای میانگین مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی، گوشته‌ی اولیه و بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی تهی شده برای نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در دره‌ی کلدر، دره‌ی چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش‌بیلاق. مقادیر کندریتی از Nakamura (1974)، گوشته‌ی اولیه از Sun & McDonough (1989) و مقادیر بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی تهی شده از Pearce (1983).

به منظور بررسی دقیق‌تر ویژگی‌های محل منشأ سنگ‌های بازالتی منطقه، الگوی بهنجار شده‌ی میانگین عناصر کمیاب و کمیاب‌خاکی این بازالت‌ها نسبت به مقادیر کندریتی، گوشته‌ی اولیه و بازالت‌های پشته‌ی میان‌اقیانوسی تهی شده رسم، و با الگوی OIB، EMORB و NMORB مورد مقایسه قرار گرفته است (شکل ۵-۳۰).

در این نمودارها، الگوی مقادیر میانگین عناصر کمیاب و کمیاب‌خاکی بازالت‌های سلطان میدان (SMB) غنی‌شدگی بین EMORB و OIB را نشان داده و نیز الگوی کلی شبیه به آنها دارد. محل قرارگیری الگوی بهنجار شده‌ی نمونه‌های منطقه در بین EMORB و OIB تأیید کننده نتایج ارائه شده در بخش قبلی (بخش ۵-۷) مبنی بر منشأگیری بازالت‌های منطقه از محلی با ویژگی‌های بین این دو منشأ گوشته‌ای است. نزدیکی و شباهت بیشتر الگوی غنی‌شدگی بازالت‌های منطقه به بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) نسبت به بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی غنی‌شده (EMORB) می‌تواند دلیلی بر منشأگیری این بازالت‌ها از محل گوشته‌ی استنوسفری شبیه به محل منبع OIB باشد. همچنین بازالت‌های شبیه OIB، به طور کلی به عنوان بازالت‌های مشتق شده از گوشته‌ی استنوسفری همرفتی یا پلوم‌های گوشته‌ای تفسیر می‌شوند (Zhang et al., 2012) و به طور کلی پذیرفته شده است که منشأ OIB صرفاً از محل گوشته‌ی استنوسفری است (Zhang et al., 2012).

ویژگی بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB)، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILEs) و عناصر با شدت میدان بالا (HFSEs) و نیز عناصر کمیاب خاکی سبک (LREEs)، به همراه عدم ناهنجاری منفی Nb و Ta می‌باشد (Zhang et al., 2012). با وجود شباهت کلی الگوی بازالت‌های منطقه با OIB، پایین‌تر بودن مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب‌خاکی در نمونه‌های منطقه (به استثنای عناصر کمیاب خاکی سنگین و متوسط نظیر Yb، Tm، Y، Tb، Lu و Dy) را باید در ارتباط با منشأگیری بازالت‌های منطقه از محلی با غنی‌شدگی کمی کمتر نسبت به OIB، و به احتمال بیشتر درجات ذوب‌بخشی بالاتر بازالت‌های منطقه دانست. بالاتر بودن مقادیر عناصر کمیاب‌خاکی سنگین در نمونه‌های منطقه نسبت به OIB، می‌تواند نشان دهنده‌ی درجه‌ی ذوب بیشتر ماگمای اولیه‌ی تشکیل

دهنده‌ی بازالت‌های منطقه نسبت به OIB باشد. به طوری که درجات بالاتر ذوب بخشی منجر به خروج کامل و یا بخش عمده‌ی گارنت موجود در محل منشأ و ورود این عناصر به بخش مذاب شده است. همچنین، بالاتر بودن درجه‌ی ذوب در ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه، می‌تواند به دلیل حساسیت بیشتر عناصر با ناسازگاری بالاتر به درجه‌ی ذوب باشد (نظیر عناصر کمیاب خاکی سبک)، که سبب تمرکز کمتر و در نتیجه شیب کمتر الگوی توزیع این عناصر نسبت به OIB شده است.

شباهت ترکیبی بازالت‌های منطقه به ترکیب OIB را می‌توان با توجه به نسبت‌های Zr/Hf و Nb/Ta نیز مورد بررسی قرار داد. به طوری که ترکیب OIB، دارای نسبت $Zr/Hf > 34$ و $Nb/Ta = 15-18$ می‌باشد (Pfander et al., 2007). نسبت Zr/Hf برای بازالت‌های منطقه بین $38/5$ تا 133 (با میانگین $52/9$)، و نسبت Nb/Ta نیز بین $14/3$ تا 21 (با میانگین $17/3$) تغییر می‌کند. مقادیر فوق و همپوشانی آنها با مقادیر ارائه شده برای منبع OIB نیز دلیل دیگری بر شباهت ترکیبی بازالت‌های منطقه به ترکیب OIB است.

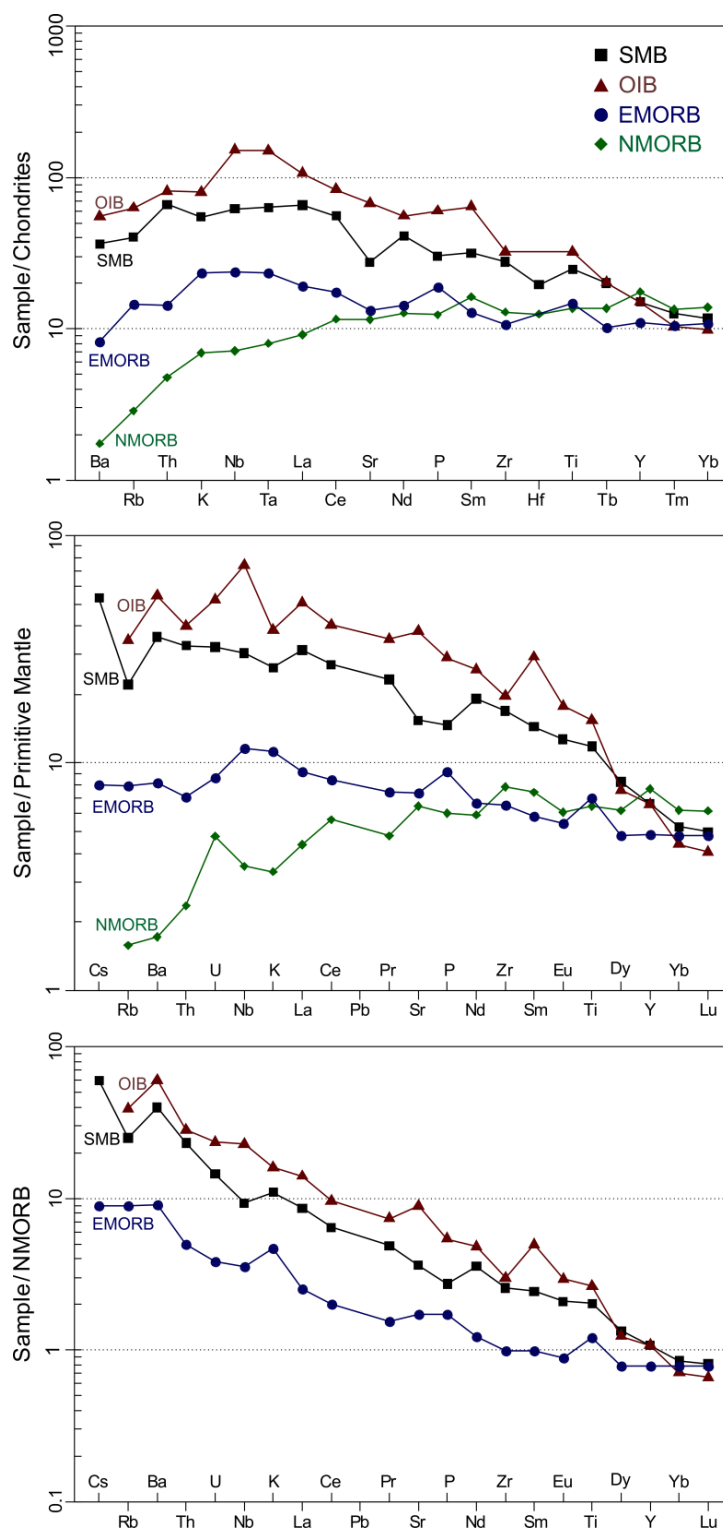
انطباق بسیار خوب الگوی توزیع عناصر متحرک Rb و Ba در بازالت‌های منطقه با OIB (شکل ۵-۳۰) نشان می‌دهد که با وجود دگرسانی بازالت‌های منطقه و استعداد تحرک این عناصر در طی فرآیندهای دگرسانی، نمی‌توان تمامی ناهنجاری‌های مشاهده شده در این عناصر را به نقش و عملکرد دگرسانی نسبت داد.

با توجه به اینکه آرایش ماگما با ترکیبات پوسته‌ای می‌تواند نقشی اساسی در تحول بسیاری از ماگماهای فوران یافته در محیط قاره‌ای داشته باشد، در این بخش به مقایسه‌ی الگوی عناصر کمیاب بازالت‌های منطقه با پوسته‌ی قاره‌ای فوقانی (UC) و تحتانی (LC)، که همگی آنها نسبت به مقادیر کندریتی، گوشته‌ی اولیه و بازالت‌های پشته‌ی اقیانوسی تهی‌شده بهنجار شده‌اند (شکل ۵-۳۱)، پرداخته می‌شود. (Thompson et al. 1984) وجود ناهنجاری منفی در عناصری نظیر Th ؛ Nb ؛ Ta و Ti را از علائم آرایش ماگما با پوسته‌ی قاره‌ای می‌دانند. از ویژگی‌های پوسته‌ی قاره‌ای تحتانی، مقادیر

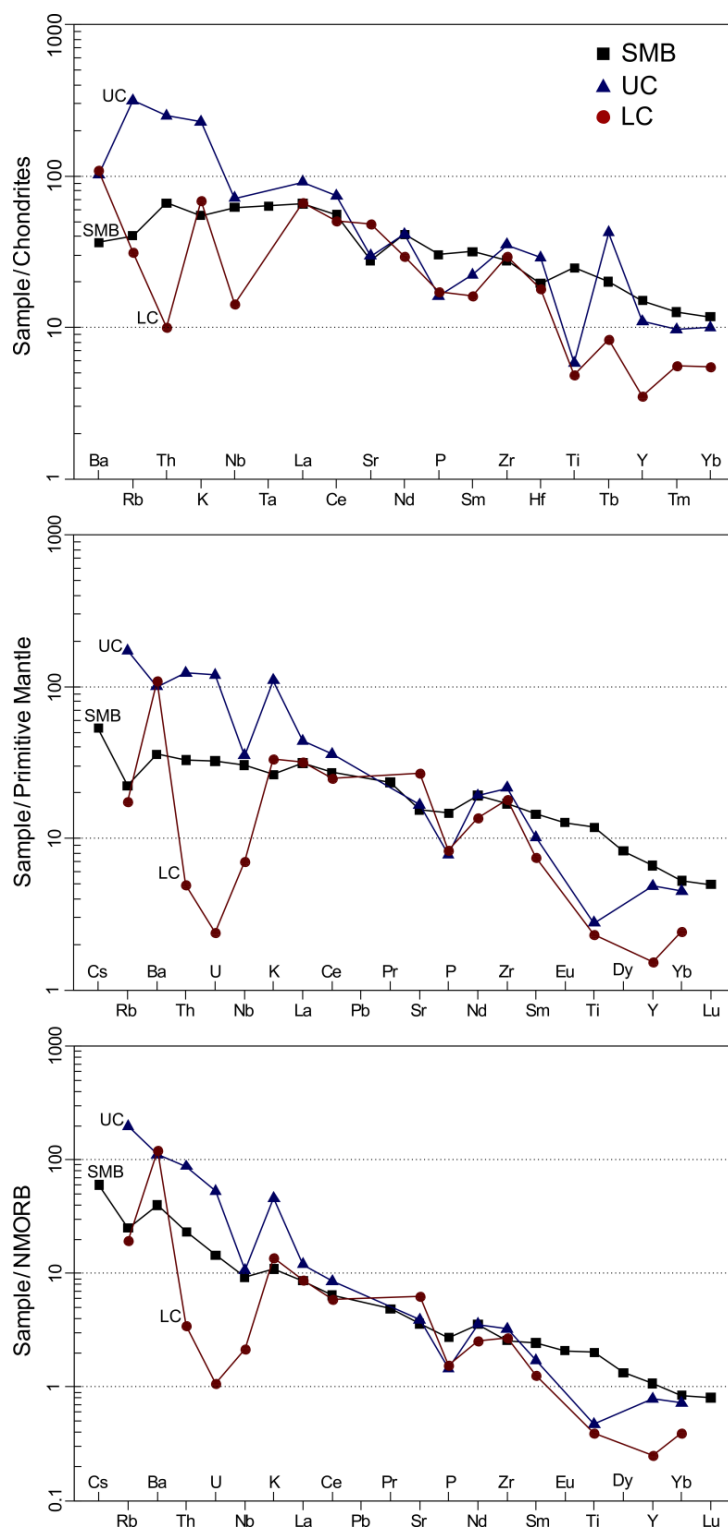
بسیار کم و ناهنجاری منفی عناصر Y، Ti، Sm، Nb، Th و U به ترتیب با مقادیر ۷، ۲۹۹۷/۵، ۳/۳، ۵، ۰/۴۱ و ۰/۰۵ قسمت در میلیون (ppm) می‌باشد، در حالی که این مقادیر در نمونه‌های منطقه دارای ناهنجاری مثبت بوده و به ترتیب برابر با ۳۰/۱، ۱۵۳۷۳، ۶/۴، ۲۱/۷، ۲/۸ و ۰/۶۸ است. همچنین مقادیر Tb در پوسته‌ی قاره‌ای تحتانی که نسبت به مقادیر کندریتی بهنجار شده‌اند دارای ناهنجاری مثبت می‌باشد، در صورتی که این عنصر در نمونه‌های منطقه ناهنجاری خاصی را نشان نمی‌دهد (شکل ۵-۳۱).

مقایسه‌ی ترکیب سنگ‌های منطقه با ترکیب پوسته‌ی فوقانی نیز بیانگر عدم آرایش ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها با ترکیبات پوسته‌ای می‌باشد. به طوری که بیشتر عناصر نظیر K، Nb، Hf، Ti، U و Rb در نمونه‌های منطقه و ترکیبات پوسته‌ی فوقانی عموماً ناهنجاری‌هایی بر خلاف یکدیگر را نشان می‌دهند (شکل ۵-۳۱). نسبت پایین La/Sm از ویژگی‌های ماگماهای مشتق شده از گوشته بوده (Sun & McDonough 1989) و از ویژگی‌های پوسته‌ی فوقانی، نسبت بالای این عناصر (Taylor & McLennan 1995) است. نسبت پایین این عناصر در بازالت‌های منطقه (با میانگین ۳/۳۶) نشان دهنده‌ی عدم تأثیر پوسته‌ی فوقانی در تحول این سنگ‌ها می‌باشد.

به طور کلی مقایسه الگو و فراوانی بیشتر عناصر بازالت‌های منطقه با ترکیبات پوسته‌ی قاره‌ای تحتانی و فوقانی (شکل ۵-۳۱)، شباهتی با هم نداشته و در بیشتر موارد غنی‌شدگی و تهی‌شدگی‌های مخالف یکدیگر را نشان می‌دهند. این امر تأیید کننده‌ی شواهد قبلی مبنی بر عدم نقش آرایش پوسته‌ای و یا نقش بسیار ناچیز آن در تحول ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی منطقه است. یکی از موارد قابل توجه در بازالت‌های منطقه، عدم مشاهده‌ی تغییرات و روندی خاص در مقادیر عناصر اصلی و کمیاب در این بازالت‌ها در جهت قدیمی‌ترین به جدیدترین روانه‌ی گدازه در هر سه برش دره‌ی کلودر، دره‌ی چشمه سید و منطقه‌ی خوش ییلاق است. این امر بیانگر یکنواختی ترکیبی در این بازالت‌ها و فوران‌های ماگمایی در طول دوره‌ی زمانی تشکیل این مجموعه است.



شکل ۵-۳۰- میانگین عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بازالت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه که نسبت به مقادیر کندریتی Sun & McDonough (1989) و Thompson (1982) و گوشته‌ی اولیه و بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی تهی شده از Sun & McDonough (1989) مقادیر OIB از Sun (1980) و Sun & McDonough (1989) مقادیر EMORB از Sun & McDonough (1989) مقادیر NMORB از Saunders & Tarney (1984) و Sun (1980).



شکل ۵-۳۱- میانگین عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بازالت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه که نسبت به مقادیر کندریتی Thompson (1982) و گوشتی اولیه و بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی تهی شده از Sun & McDonough (1989) به‌نچار شده‌اند. مقادیر پوسته‌ی قاره‌ای فوقانی (UC) از Taylor & McLennan (1981) و مقادیر پوسته‌ی قاره‌ای تحتانی (LC) از Weaver & Tarney (1984).

۵-۹- ژئوشیمی ایزوتوپی بازالت‌های سلطان میدان

مهمترین ویژگی استفاده از داده‌های ایزوتوپی در سنگ‌های آذرین، کاربرد آنها جهت تعیین سن سنگ‌ها و کانی‌ها و نیز تعیین خاستگاه و پی بردن به فرآیندهای زمین‌شناختی است. به منظور بررسی ویژگی‌های ایزوتوپی بازالت‌های سلطان میدان، از نتایج اولیه‌ی تجزیه‌ی ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd صورت گرفته توسط جعفریان (۱۳۸۸) استفاده شده است. نمونه‌های انتخابی توسط ایشان شامل ۴ نمونه‌ی بازالتی و الیوین بازالتی بوده‌اند که در آزمایشگاه Actlabs در کانادا با دقت شش رقم بعد از اعشار مورد تجزیه قرار گرفته‌اند. مقادیر عناصر Rb، Sr، Nd، Sm و نیز نتایج اولیه‌ی تجزیه‌ی ایزوتوپی نمونه‌ها در جدول ۵-۳ ارائه شده است. عناصر کمیاب نیز در آزمایشگاه Actlabs تجزیه شده‌اند.

جدول ۵-۳- نتایج تجزیه‌ی عناصر کمیاب و نسبت‌های ایزوتوپی بازالت‌های سلطان میدان (از جعفریان، ۱۳۸۸). محل برداشت نمونه‌ها: X12: دره‌ی چشمه سید؛ NE3: دره‌ی نکارمن؛ A7: دره‌ی ابرسج؛ PIL2: ناحیه‌ی خوش‌بیلاق.

Sample N.	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (امروز، سنگ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (امروز، سنگ)
X12	16.9	4.08	331	41.4	0.512563	0.707045
NE3	19.2	4.75	401	12.4	0.512626	0.705806
A7	16.5	3.97	570	33.3	0.512644	0.707197
PIL2	19.6	4.6	445	35.2	0.51267	0.707377

۵-۹-۱- تعیین سن به روش روبیدیم-استرانسیم

روبیدیم عنصری فلزی و قلیایی از گروه اول اصلی جدول تناوبی بوده و دارای دو ایزوتوپ طبیعی شامل ^{87}Rb و ^{85}Rb است. شباهت شعاع یونی روبیدیم ($1/48$ آنگستروم) با عنصر پتاسیم ($1/33$ آنگستروم) سبب می‌شود که عنصر روبیدیم که قادر به ساختن هیچ کانی خاصی نیست بتواند در کانی‌های پتاسیم‌دار جانشین پتاسیم گردد. اما عنصر استرانسیم که در گروه دوم اصلی جدول تناوبی قرار دارد نیز با وجود اینکه در برخی موارد به عنوان کاتیون اصلی در کانی‌های استرونیانیت (SrCO_3) و سلسیت (SrSO_4) حضور دارد، ولی غالباً مشابه با روبیدیم عنصری پراکنده محسوب

می‌شود. استرانسیم با عدد اتمی ۳۸ دارای چهار ایزوتوپ طبیعی شامل ^{88}Sr ، ^{87}Sr ، ^{86}Sr و ^{84}Sr است. شباهت شعاع یونی استرانسیم ($1/13$ آنگستروم) به شعاع یونی کلسیم ($0/99$ آنگستروم) سبب می‌شود که این عنصر عموماً در کانی‌های کلسیم‌دار نظیر پلاژیوکلاز، آپاتیت و کربنات کلسیم جانشین کلسیم شود. در سنگ‌های آذرین معمولی نسبت‌های Rb/Sr در محدوده‌ی وسیعی از $0/06$ در سنگ-های بازالتی تا $1/7$ و یا بیشتر در سنگ‌های گرانیتی بسیار تفریق یافته که حاوی غلظت‌های پایین کلسیم هستند، متغیر است (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۵). در واقع افزایش در نسبت Rb/Sr در ماگماهای تفریق یافته‌تر را باید به دلیل ناسازگاری بیشتر روبیدیم نسبت به استرانسیم در طی تبلور بخشی ماگما و نیز تمایل استرانسیم به تمرکز در فاز پلاژیوکلاز دانست. ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر Rb و Sr در طی تحولات ماگمایی سبب می‌شود که روش Rb-Sr بیشتر برای تعیین سن سنگ‌های آذرین اسیدی و حدواسط که غنی از Rb و فقیر از Sr هستند، کاربرد داشته باشد.

تعیین سن به روش Rb-Sr بر اساس واپاشی رادیواکتیو ^{87}Rb به ^{87}Sr که همراه با آزادسازی یک ذره‌ی منفی بتا است، استوار بوده و ثابت واپاشی (λ) برای این تبدیل ایزوتوپی برابر با $1/42 \times 10^{-11}$ است (Steiger & Jaeger, 1977). نیمه عمر ^{87}Rb نیز برابر با $48/8 \times 10^9$ سال می‌باشد. به منظور سن سنجی در ابتدا باید محاسبات ایزوکرون را از روی یک نمودار ایزوکرون که عبارت از نمودار دو متغیره‌ای از نسبت‌های ایزوتوپی مادر-نوزاد در نمونه‌های همزاد است، انجام داد (شکل ۵-۳۲). به طوری که با ترسیم ایزوکرون می‌توان نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{initial}}$) را بدست آورده و سپس با استفاده از رابطه‌ی زیر سن (t) را محاسبه نمود:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{رابطه‌ی ۱})$$

در رابطه‌ی فوق، نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ را می‌توان به ترتیب از روی تجزیه ایزوتوپی و نمودار ایزوکرون (محل تلاقی خط ایزوکرون با محور Y) بدست آورد. همچنین نسبت $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ در زمان حال را نیز می‌توان از رابطه‌ی زیر محاسبه نمود (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۵).

$$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = (\text{Rb/Sr}) \times \left[\frac{(\text{Ab}^{87}\text{Rb} \times \text{WSr})}{(\text{Ab}^{86}\text{Sr} \times \text{WRb})} \right] \quad (\text{رابطه‌ی ۲})$$

در این رابطه:

$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$: نسبت ایزوتوپی بر حسب تعداد اتم‌های موجود در واحد وزن کانی در زمان حال.

Rb/Sr : نسبت غلظت Rb به Sr در سنگ در حال حاضر.

Ab^{87}Rb و Ab^{86}Sr : فراوانی‌های ایزوتوپی ^{87}Rb و ^{86}Sr .

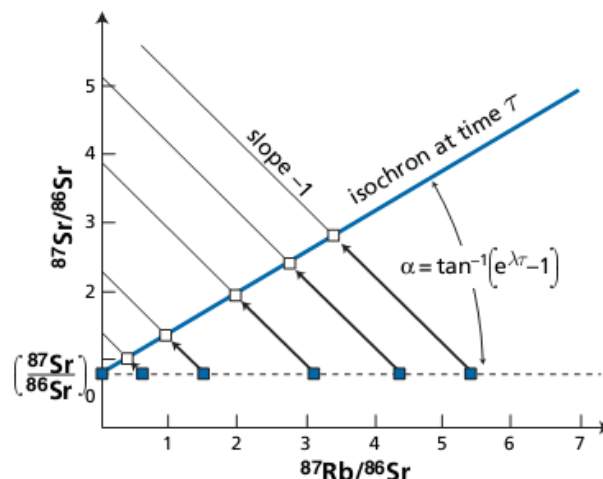
WRb و WSr : وزن‌های اتمی روبیدیوم و استرانسیم.

دلیل اینکه در روابط فوق‌الذکر، ایزوتوپ پایدار ^{86}Sr در مخرج کسر قرار می‌گیرد، سهولت در اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی نسبت به غلظت مطلق ایزوتوپ‌ها است. همچنین با توجه به اینکه جهت محاسبه‌ی سن لازم است که مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه‌ی مناسبی را در نظر گرفت، می‌توان رابطه‌ی ۲ را به صورت زیر نوشت:

$$t = 1/\lambda \ln \left[\left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i \right) / (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) + 1 \right] \quad (\text{رابطه‌ی ۳})$$

که در این رابطه مقدار $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i) / (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ برابر با شیب منحنی ایزوکرون برای نمونه‌های هم‌زاد است. بنابراین می‌توان رابطه‌ی ۳ را به صورت زیر نیز نوشت:

$$t = 1/\lambda \ln (\text{شیب} + 1) \quad (\text{رابطه‌ی ۴})$$



شکل ۵-۳۲- نمودار ساده‌ای از روش ایزوکرون که در آن نسبت اولیه‌ی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در زمان آغاز ($t=0$) بر روی محور قائم، و نیز نسبت‌های ایزوتوپی متفاوت $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ به نمایش در آمده است (از Allegre, 2008). در این زمان (یعنی $t=0$) همه‌ی نمونه‌ها بر روی خطی افقی و با نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه‌ی مشابهی قرار می‌گیرند. بعد از مدت زمان مشخصی (برابر با T) و در نتیجه‌ی واپاشی روبیدیوم به استرانسیم، از نسبت $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ کاسته و بر نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ افزوده می‌شود. در این زمان، نمونه‌ها از لحاظ مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بر روی خطی با شیب $(e^{\lambda t} - 1)$ واقع می‌شوند، که این خط تحت عنوان ایزوکرون نامیده می‌شود.

۵-۹-۲- تعیین سن به روش ساماریم- نئودیمیم

نئودیمیم و ساماریم به ترتیب با عدد اتمی ۶۰ و ۶۲ در گروه ۳ فرعی جدول تناوبی جای گرفته و در شمار عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) محسوب می‌شوند. این عناصر عموماً در کانی‌های سنگ ساز متداول جایگزین عناصر اصلی شده و نیز ممکن است در ادخال‌های موجود در کانی‌های فرعی نظیر آپاتیت، زیرکن، آلانیت و دیگر کانی‌های فرعی جای گیرند (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۵). همچنین، شباهت زیاد خواص شیمیایی Nd و Sm به یکدیگر مانعی در جهت جدایش شدید این دو عنصر در طی فرآیندهای زمین شناسی است. با این وجود، ناسازگاری کمی بیشتر Nd نسبت به Sm در خلال تبلور تفریقی (به دلیل بزرگتر بودن شعاع یونی Nd^{3+} نسبت به Sm^{3+})، سبب تمرکز بیشتر Nd در ماگما نسبت به Sm، و در نتیجه کاهش نسبت Sm/Nd در ماگمای باقی مانده می‌شود.

تبدیل رادیواکتیو ^{147}Sm به ^{143}Nd از طریق واپاشی آلفا صورت پذیرفته و ثابت واپاشی (λ) برای این تبدیل ایزوتوپی برابر با $6/54 \times 10^{-12}$ می‌باشد (Lugmair & Marti, 1978). نیمه عمر ^{147}Sm نیز برابر با $10^9 \times 1/06$ سال است. اصول کلی تعیین سن در روش Sm-Nd (نظیر نحوه‌ی رسم ایزوکرون و بدست آوردن نسبت اولیه) مشابه با روش Rb-Sr می‌باشد. در این روش، واپاشی رادیواکتیو ^{147}Sm به ^{143}Nd و تعیین سن با استفاده از رابطه‌ی زیر امکان پذیر است:

$$^{143}Nd / ^{144}Nd = (^{143}Nd / ^{144}Nd)_i + ^{147}Sm / ^{144}Nd (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{رابطه‌ی ۵})$$

از آنجائیکه Sm و Nd در گروه عناصر خاکی نادر قرار داشته و دارای تحرک بسیار کمتری نسبت به Rb و Sr هستند، می‌توانند برای آشکارسازی حوادث جوانتر در سنگ‌هایی که شیمی ایزوتوپی Rb-Sr آنها به هم خورده است، به کار روند (Rollinson, 1993). به طوری که یکی از مهمترین مزیت‌های مهم روش Sm-Nd نسبت به روش Rb-Sr و سایر روش‌های ایزوتوپی متداول را باید در قابلیت تحرک کمتر Sm و Nd در جریان دگرگونی ناحیه‌ای، دگرسانی گرمایی و هوازدگی شیمیایی دانست. همچنین روش Sm-Nd مناسب‌ترین روش برای تعیین سن سنگ‌های آذرین مافیک و الترامافیک

است (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۵). اما با وجود مطالب فوق‌الذکر، یکی از محدودیت‌های عمده‌ی روش Sm-Nd در ارتباط با نیمه عمر طولانی آن است که باعث می‌شود فقط در سنگ‌های قدیمی قابل استفاده باشد، و دیگر اینکه به دلیل شباهت رفتار Sm و Nd در محیط‌های آذرین، تغییرات نسبتاً کمی در نسبت Sm/Nd در سری‌های سنگی همزاد ایجاد می‌شود (Rollinson, 1993).

با وجود در دست بودن نتایج تجزیه‌ی ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ امروزی، جدول ۵-۳ از بازالت‌های سلطان میدان، اما امکان تعیین سن ایزوتوپی برای این سنگ‌ها وجود ندارد. مهمترین دلایل این امر را می‌توان در ارتباط با همزاد نبودن نمونه‌های تجزیه شده (که شرط اساسی در تعیین سن به روش ایزوتوپی است) و نیز عدم دسترسی به نتایج تجزیه‌ی ایزوتوپی $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ و $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ امروزی در این نمونه‌ها دانست. یعنی با وجود اینکه تمامی نمونه‌های تجزیه شده متعلق به بازالت‌های سلطان میدان هستند، اما این نمونه‌ها از رخنمون‌های مختلف این مجموعه برداشت شده‌اند (یعنی همزاد و متعلق به یک گدازه‌ی واحد نبوده) و نیز به دلیل عدم دسترسی به نتایج تجزیه‌ی ایزوتوپی $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ و $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ امروزی، امکان ترسیم ایزوکرون و بدست آوردن مقدار دقیق نسبت‌های ایزوتوپی اولیه برای آنها وجود ندارد. همچنین گذشته از همزاد نبودن نمونه‌های منطقه، عدم دسترسی به نتایج تجزیه‌ی ایزوتوپی $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ و $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ امروزی در این نمونه‌ها، سبب می‌شود که روابط ۱ و ۵ که به ترتیب جهت تعیین سن به روش‌های Rb-Sr و Sm-Nd به کار برده می‌شوند به صورت معادلات دو مجهولی در آیند. یعنی داده‌های مجهول در رابطه‌ی ۱ شامل نسبت $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ و زمان (t) و در رابطه‌ی ۵ نیز شامل $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ و زمان (t) بوده و در نتیجه این روابط کاربرد لازم جهت تعیین سن نمونه‌های منطقه را ندارند.

۵-۱۰- کاربرد نتایج تجزیه‌ی ایزوتوپی در تعیین خاستگاه بازالت‌های سلطان میدان

یکی دیگر از مهمترین کاربردهای نتایج تجزیه‌ی ایزوتوپی، استفاده از آنها در تعیین ویژگی‌های خاستگاه ماگمایی و فرآیندهای زمین شناسی است. این کاربرد به این دلیل است که نسبت‌های

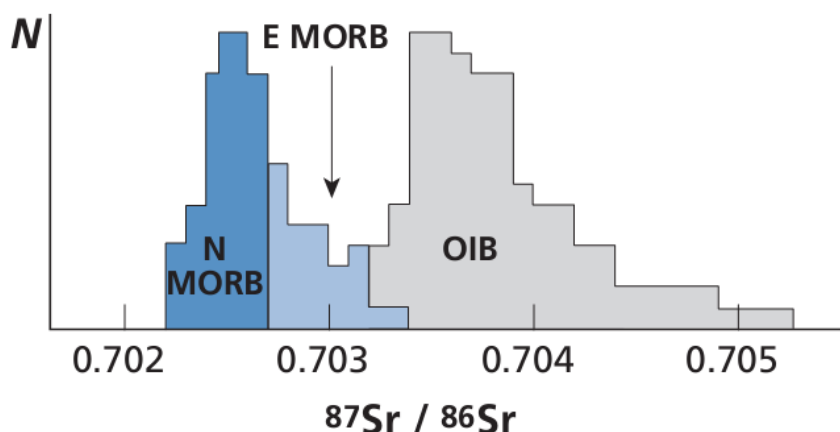
ایزوتوپی در یک ماگما مشخص کننده‌ی ویژگی‌های ناحیه‌ی منشأ بوده و این نسبت‌ها در طول فرآیندهای تفریقی بعدی تغییر نمی‌کنند. زیرا تفاوت جرم بین هر جفت ایزوتوپ رادیوژنیک (به استثنای هلیوم) به حدی کوچک است که جفت ایزوتوپی به وسیله‌ی فرآیندهایی که با تکامل بلور-مایع کنترل می‌شوند، تغییر نمی‌یابند (Rollinson, 1993). بنابراین با توجه به این امر می‌توان اختلاط بین نواحی منشأیی که دارای ترکیب ایزوتوپی متفاوت هستند را نیز تشخیص داد.

۵-۱۰-۱- ویژگی‌های ایزوتوپی منابع گوشته‌ای

بررسی وسعت ناهمگنی ایزوتوپی در گوشته نشان می‌دهد که این ناهمگنی در محدوده‌ی کانی-شناسی (در حد سانتیمتر) تا ابعاد گوشته‌ای (با وسعت بیشتر از ۱۰۰۰ کیلومتر) متغیر است (Zindler & Hart, 1986). تاکنون مطالعات فراوانی بر اساس ترکیب ایزوتوپی انواع زینولیت‌ها و ماگماهای فوران یافته در مناطق مختلف زمین در جهت شناسایی منابع مختلف گوشته‌ای صورت پذیرفته است، که این امر منجر به تعیین چندین منبع اصلی گوشته‌ای با ویژگی‌های ایزوتوپی متفاوت شده است. به طوری که بر طبق Zindler & Hart (1986)، Hart et al. (1992) و Rollinson (1993) منابع اصلی گوشته‌ای را می‌توان در قالب گروه‌های ذیل در نظر گرفت:

۱- گوشته‌ی تهی شده (*Depleted Mantle, DM*): متشکل از بازالت پشته‌ی میان اقیانوسی نوع عادی (N-type MORB) است که با مقدار بالای $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و مقادیر پایینی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ مشخص می‌شود. تهی شده‌ترین بخش گوشته، در انتهای‌ترین بخش ترکیب بازالت پشته‌ی میان اقیانوسی قرار می‌گیرد (*Depleted MORB-Mantle, DMM*). به طوری که تغییرات نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در MORB در محدوده‌ی کم ۰/۷۰۲۷ تا ۰/۷۰۲۲ قرار دارد، در حالیکه این نسبت برای بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIBs) در محدوده‌ی ۰/۷۰۵۰ تا ۰/۷۰۳۲ است (شکل ۵-۳۳). همچنین مقادیر امروزی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای MORB و OIB به ترتیب برابر با حدود ۰/۵۱۳۲۰ و

۵۱۲۸/۰ می‌باشد (Allegre, 2008) که این امر بیانگر پایین بودن نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در MORB و بالا بودن نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در این منبع گوشته‌ی تهی شده است.



شکل ۵-۳۳- نموداری ستونی از نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در انواع بازالت‌های اقیانوسی (Allegre, 2008).

۲- گوشته‌ی *HIMU*: متشکل از نسبت‌های خیلی بالای $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (مشاهده شده در برخی از جزایر اقیانوسی نظیر St. Helena و Tubuaii)، که به همراه با نسبت‌های پایین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و متوسط $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ است. این منشأ، گوشته‌ای را نشان می‌دهد که به طور برجسته‌ای از U و Th نسبت به Pb غنی شده است (*HIMU*)، بدون اینکه افزایشی در نسبت Rb/Sr دیده شود (در ژئوشیمی ایزوتوپی سرب، مقدار μ به نسبت $^{208}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ گفته می‌شود).

۳- گوشته‌ی غنی شده (*EM I, EM II*) (*Enriched Mantle, EM*): منبع گوشته‌ی غنی شده است که با نسبت متغیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، نسبت پایین $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و نیز نسبت‌های بالای $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ و $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در مقدار مفروضی از $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ مشخص می‌شود. (Zindler & Hart, 1986) منابع گوشته‌ی غنی شده را بر حسب نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ به دو منبع گوشته‌ای با نسبت پایین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (*EM I*) و نسبت بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (*EM II*) تفکیک نموده‌اند. تاکنون درباره‌ی علل ایجاد این منابع نظرات مختلفی ارائه شده است. به طوری که ترکیب *EM II* به ترکیب پوسته‌ی قاره‌ای فوقانی تمایل داشته و ممکن است بیانگر چرخه‌ی دوباره‌ی پوسته یا رسوبات مشتق شده از قاره (از طریق فرورانش)، پوسته‌ی اقیانوسی دگرساں شده (Hofmann & White, 1982) و یا پوسته‌ی جزایر

اقیانوسی باشد. همچنین برای منشأ EM II غنی شدگی توسط متاسوماتیسم گوشته‌ای نیز پیشنهاد شده است (برای مثال Menzies, 1983).

اما منشأ EM I تشابه بین گوشته‌ی غنی شده و لیتوسفر زیر قاره‌ای را نشان داده و بیانگر غنی شدگی به واسطه‌ی اختلاط لیتوسفر زیر قاره‌ای با گوشته است. در این مدل هم ممکن است که غنی شدگی تحت تأثیر عملکرد متاسوماتیسم گوشته‌ای به وقوع پیوسته باشد.

در کیمبرلیت‌های فوران یافته در آفریقای جنوبی نودول‌هایی با ویژگی ایزوتوپی EM II حضور دارند. به عقیده‌ی (Menzies, 1983) نسبت بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ یا Rb/Sr (ویژگی منبع نوع EM II) بوده و این نودول‌ها آثاری از متاسوماتیسم آبدار را نشان می‌دهند، در حالیکه منبع نوع EM I در نتیجه‌ی متاسوماتیسم سیالات غنی از CO_2 ایجاد می‌شود. مطالعات آزمایشگاهی توسط Khitarov & Kadik (1973) جهت تعیین میزان انحلال CO_2 و H_2O در مذاب‌های گوشته‌ای نشان دهنده‌ی قدرت انحلال بیشتر H_2O نسبت به CO_2 در این مذاب‌ها بوده است. همچنین نتیجه‌ی این مطالعات حاکی از آن است که در محلول‌های متاسوماتیک با منشأ گوشته‌ای، سیالات حاوی CO_2 غالب هستند. بنابراین منبع متاسوماتیک نوع EM II ممکن است در ارتباط با آب‌های پوسته‌ای، و شاید در محیط فرورانش بوده و ویژگی ایزوتوپی خود را به طور غیر مستقیم از پوسته‌ی قاره‌ای کسب کرده باشد (Zindler & Hart, 1986).

مطالعات مختلف نشان داده است که گسترش بازالت‌های اقیانوسی که به طور بارزی خصوصیات منبع EM II را از خود بروز می‌دهند، عمدتاً به نیمکره‌ی جنوبی زمین محدود بوده (Hart, 1984) و این ویژگی تحت عنوان آنومالی دوپال (Dupal anomaly) نامیده شده است. محدوده‌ی حضور و گسترش این گوشته‌ی غنی شده از منبع EM II (آنومالی دوپال) در نیمکره‌ی جنوبی تعیین شده است. به عقیده‌ی (Anderson, 1982) این غنی شدگی در ارتباط با افزایش نرخ فرورانش پانگه-آبی (Pangeatic subduction) در گوشته‌ی دوپال به وقوع پیوسته است. به طوری که این امر در طی

یک دوره‌ی زمانی طولانی (بیشتر از ۳ میلیارد سال) منجر به منبع گوشته‌ای متفاوتی از دیگر منابع شده است.

۴- منشأ اولیه (Primitive Mantle): گوشته‌ای با نسبت بالای $^3\text{He}/^4\text{He}$ است که در ایسلند و هاوایی گزارش شده است. در این نوع منشأ، گاز از گوشته خارج نشده و یا اینکه بخش‌های گوشته‌ای در طی آرکئن از مواد فرار غنی شدگی پیدا کرده‌اند. با وجود اینکه این منشأ عموماً به عنوان منشأ اولیه یا تفریق نیافته‌ی گوشته‌ای تفسیر می‌شود، اما ویژگی‌های ایزوتوپ‌های Sr، Nd و Pb در ایسلند و هاوایی با یک چنین تفسیری سازگار نیست.

۵- PREMA یا منبع گوشته‌ای رایج (prevalent mantle): فراوانی خیلی زیاد بازالت‌هایی (از نوع بازالت‌های جزایر اقیانوسی، جزایر قوسی بین اقیانوسی و مجموعه‌های بازالتی قاره‌ای) با نسبت‌های ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5130$ ، $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7033$ و $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.2-18.5$ بیانگر این امر است که منشأی گوشته‌ای با چنین ویژگی‌های ایزوتوپی (حداقل برای مواقعی که حجم مذاب قابل ملاحظه است) قابل شناسایی می‌باشد.

۶- زمین سیلیکاته‌ی کل (Bulk Silicate Earth, BSE) یا گوشته‌ی فوقانی اولیه (Primitive Upper Mantle): منبعی گوشته‌ای با شیمی زمین سیلیکاته‌ی کل (BSE) و بدون هسته است. این ترکیب گوشته‌ای، معادل یک گوشته‌ی اولیه‌ی همگن است که در طی مرحله‌ی از دست دادن گاز توسط سیاره و تشکیل هسته، و قبل از ایجاد قاره‌ها تشکیل شده است. برخی از بازالت‌های اقیانوسی دارای یک چنین ترکیب ایزوتوپی هستند. دلایلی که برای وجود چنین منبع ایزوتوپی ارائه شده است عبارتند از: الف- برخی بازالت‌های اقیانوسی و قاره‌ای دارای نسبت‌های ایزوتوپی مشابه با کندریت‌ها و زمین سیلیکاته‌ی کل مفروض هستند (برای مثال O'Nions et al., 1977؛ Wasserburg & DePaolo, 1979؛ Jacobsen & Wasserburg, 1979؛ DePaolo, 1981). ب- برخی بازالت‌های اقیانوسی و قاره‌ای دارای نسبت‌های $^3\text{He}/^4\text{He}$ مشخصاً بالاتری از مقادیر

اتمسفری هستند (برای مثال Lupton & Craig, 1975؛ Kurz et al., 1982, 1983؛ Zindler & Hart, 1986).

همچنین Hart et al. (1992) منبع گوشته‌ای دیگری را تحت عنوان FOZO (focal zone) برای بازالت‌ها معرفی نمودند، که این منبع خود حاصل اختلاط ترکیب دو منبع گوشته‌ای مختلف شامل پلوم‌های غنی شده (EM) و منبع HIMU است. به طور کلی، بیشتر ترکیبات ایزوتوپی مشاهده شده در سنگ‌های آذرین ارائه دهنده‌ی اختلاط بین دو منبع گوشته‌ای و یا بیشتر هستند.

۵-۱۰-۲- ویژگی‌های خاستگاه بازالت‌های سلطان میدان

به منظور تعیین ویژگی‌های خاستگاه بازالت‌های سلطان میدان، در ابتدا مقادیر و نسبت‌های مختلف ایزوتوپی در این سنگ‌ها مورد محاسبه‌ی دقیق قرار گرفتند. نتایج حاصل از این محاسبات در جداول ۵-۴ و ۵-۵ ارائه شده است. در این جداول جهت محاسبه‌ی نسبت‌های اولیه‌ی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ به ترتیب از روابط ۱ و ۵ استفاده شده است. به دلیل اینکه برای استفاده از روابط فوق‌الذکر جهت تعیین نسبت‌های اولیه (initial ratios) نیاز به در اختیار داشتن زمان (t) تشکیل نمونه‌ها است، در محاسبات سن تشکیل نمونه‌های منطقه، زمان ۴۳۰ میلیون سال بر اساس تعیین سن انجام شده بر روی پالینومورف‌ها (فصل ۲)، منظور شده است. همچنین به منظور محاسبه‌ی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در مخزن یکنواخت کندریتی (chondritic uniform reservoir, CHUR) در ۴۳۰ میلیون سال پیش، روابط ذیل مورد استفاده قرار گرفته‌اند:

(رابطه‌ی ۶)

$$[^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_{\text{CHUR}, t} = [^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_{\text{CHUR}, \text{امروز}} - [^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}]_{\text{CHUR}, \text{امروز}} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

(رابطه‌ی ۷)

$$[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_{\text{CHUR}, t} = [^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_{\text{CHUR}, \text{امروز}} - [^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}]_{\text{CHUR}, \text{امروز}} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

در این روابط:

$$[^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_{\text{CHUR, امروز}} = 0.512638 \quad (\text{Goldstein et al., 1984})$$

$$[^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}]_{\text{CHUR, امروز}} = 0.1967 \quad (\text{Jacobsen \& Wasserburg, 1980})$$

$$[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_{\text{CHUR, امروز}} = 0.7045 \quad (\text{DePaolo, 1988})$$

$$[^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}]_{\text{CHUR, امروز}} = 0.0827 \quad (\text{DePaolo, 1988})$$

جدول ۴-۵- نتایج محاسبات ایزوتوپی انجام شده بر روی نسبت‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اندازه‌گیری شده در بازالت‌های سلطان میدان. در این محاسبات، بر اساس تعیین سن انجام شده بر روی پالینومورف‌ها، زمان (t) تشکیل نمونه‌های منطقه ۴۳۰ میلیون سال در نظر گرفته شده است.

Sample	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (امروز، سنگ)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (امروز، سنگ)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (سنگ، t)	ϵ_{Nd} امروز	ϵ_{Nd} (t)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (CHUR, t)
X12	0.512563	0.1460	0.512152	-1.46	1.33	0.512084
NE3	0.512626	0.1496	0.512205	-0.23	2.36	0.512084
A7	0.512644	0.1455	0.512234	0.12	2.94	0.512084
PIL2	0.51267	0.1419	0.512270	0.62	3.64	0.512084

جدول ۵-۵- نتایج محاسبات ایزوتوپی انجام شده بر روی نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اندازه‌گیری شده در بازالت‌های سلطان میدان. در این محاسبات، بر اساس تعیین سن انجام شده بر روی پالینومورف‌ها، زمان (t) تشکیل نمونه‌های منطقه ۴۳۰ میلیون سال در نظر گرفته شده است.

Sample	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (امروز، سنگ)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (امروز، سنگ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (سنگ، t)	ϵ_{Sr} امروز	ϵ_{Sr} (t)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (CHUR, t)
X12	0.707045	0.3619	0.704829	36.12	11.87	0.703993
NE3	0.705806	0.0895	0.705258	18.54	17.96	0.703993
A7	0.707197	0.1690	0.706162	38.28	30.80	0.703993
PIL2	0.707377	0.2289	0.705975	40.84	28.15	0.703993

همچنین در جداول ۴-۵ و ۵-۵ مقادیر اپسیلون (Epsilon) برای Nd و Sr در زمان حال و نیز زمان تشکیل سنگ‌های منطقه نیز ارائه شده است. از آنجائیکه تفاوت در نسبت‌های ایزوتوپی بسیار کوچک است، مقادیر اپسیلون دارای انعطاف پذیری بیشتری نسبت به آنها است. این نماد که توسط DePaolo & Wasserburg (1976) معرفی شده است عبارت از میزان انحراف یک نمونه و یا مجموعه‌ای از نمونه‌ها از یک منبع مرجع (مثلاً کندریت) بوده و می‌تواند برای زمان حال و یا زمان خاصی در گذشته به کار گرفته شود (Rollinson 1993). در ذیل، روابط مورد استفاده در محاسبه‌ی

اپسیلون Nd و Sr برای زمان امروز و نیز زمان تشکیل نمونه‌های منطقه (t=430 Ma) نسبت به مخزن یکنواخت کندریتی ارائه شده است:

(رابطه‌ی ۸)

$$\epsilon_{\text{Nd امروز}} = \left[\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}_{\text{سنگ، امروز}} / \frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}_{\text{CHUR، امروز}} \right) - 1 \right] \times 10^4$$

(رابطه‌ی ۹)

$$\epsilon_{\text{Sr امروز}} = \left[\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{سنگ، امروز}} / \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{CHUR، امروز}} \right) - 1 \right] \times 10^4$$

(رابطه‌ی ۱۰)

$$\epsilon_{\text{Nd (t)}} = \left[\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}_{\text{سنگ، t}} / \frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}_{\text{CHUR، t}} \right) - 1 \right] \times 10^4$$

(رابطه‌ی ۱۱)

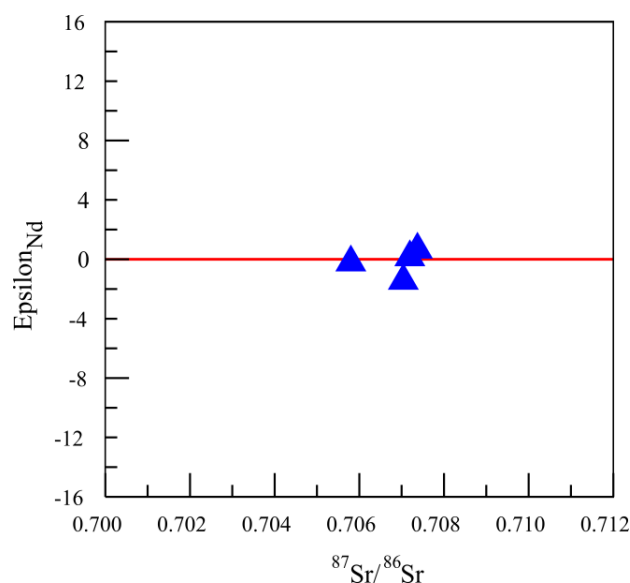
$$\epsilon_{\text{Sr (t)}} = \left[\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{سنگ، t}} / \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{CHUR، t}} \right) - 1 \right] \times 10^4$$

همانگونه که در جدول ۵-۴ و شکل ۵-۳۴ نمایش داده شده است، مقادیر ϵ_{Nd} امروزی در بازالت‌های منطقه بین ۱/۴۶- تا ۰/۱۲ متغیر بوده و تفاوت چندانی را با مقادیر کندریتی امروزی نشان نمی‌دهد. اما $\epsilon_{\text{Nd (t)}}$ مقادیر مثبت و نسبتاً کوچکی را نشان داده و بین ۱/۳۳ تا ۳/۶۴ متغیر است (جدول ۵-۴ و شکل ۵-۳۵). در واقع، مقادیر مثبت و نسبتاً کوچک $\epsilon_{\text{Nd (t)}}$ بیانگر مقادیر کمی تهی شدگی در محل منشأ بازالت‌های منطقه نسبت به مخزن یکنواخت کندریتی (CHUR) در زمان تشکیل آنها می‌باشد. این امر می‌تواند احتمالاً نشان دهنده‌ی مشارکت منبع گوشته‌ای کمی تهی شده و با نسبت‌های بیشتر ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ در تشکیل این بازالت باشد (اختلاط در محل منشأ).

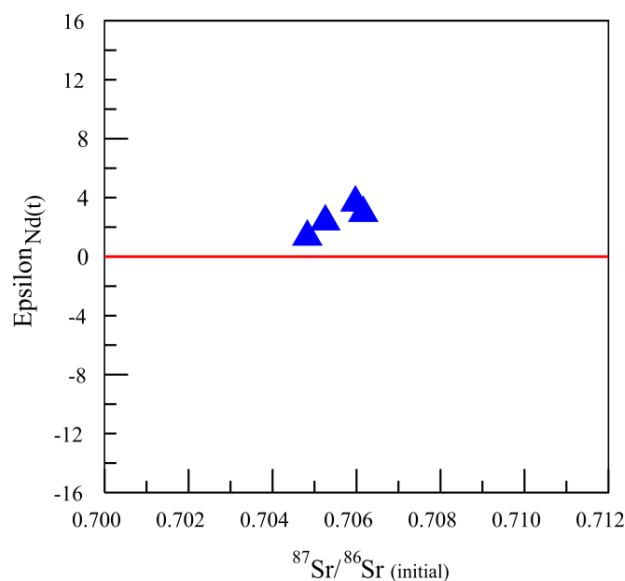
از آنجائیکه نمودارها و شواهد مختلف ژئوشیمیایی دلالت بر غنی شدگی محل منشأ بازالت‌های منطقه دارند، در شکل ۵-۳۶ نسبت‌های اولیه‌ی ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ در مقابل ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ اولیه (در ۴۳۰ میلیون سال پیش) در بازالت‌های منطقه بر روی نمودار همبستگی ایزوتوپی منابع اصلی گوشته‌ی اقیانوسی (از Zindler & Hart, 1986) ارائه شده است. همانگونه که بر روی این نمودار دیده می‌شود،

تمامی نمونه‌های منطقه در محدوده‌ی بین OIB و EM I قرار گرفته و به سمت گوشته‌ی غنی شده‌ی نوع ۱ (EM I) تمایل نشان می‌دهند. همچنین در جدول ۵-۶ نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار در منابع مختلف پوسته و گوشته (Saunders et al., 1988; Weaver, 1991) و نیز بازالت‌های سلطان میدان ارائه شده است. مقایسه‌ی مقادیر و نسبت‌های ارائه شده در این جدول، شباهت‌های قابل توجهی را بین بازالت‌های منطقه و گوشته‌ای مرکب از بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) و منبع غنی شده‌ی نوع ۱ (EM I) نشان می‌دهد (EM I-OIB).

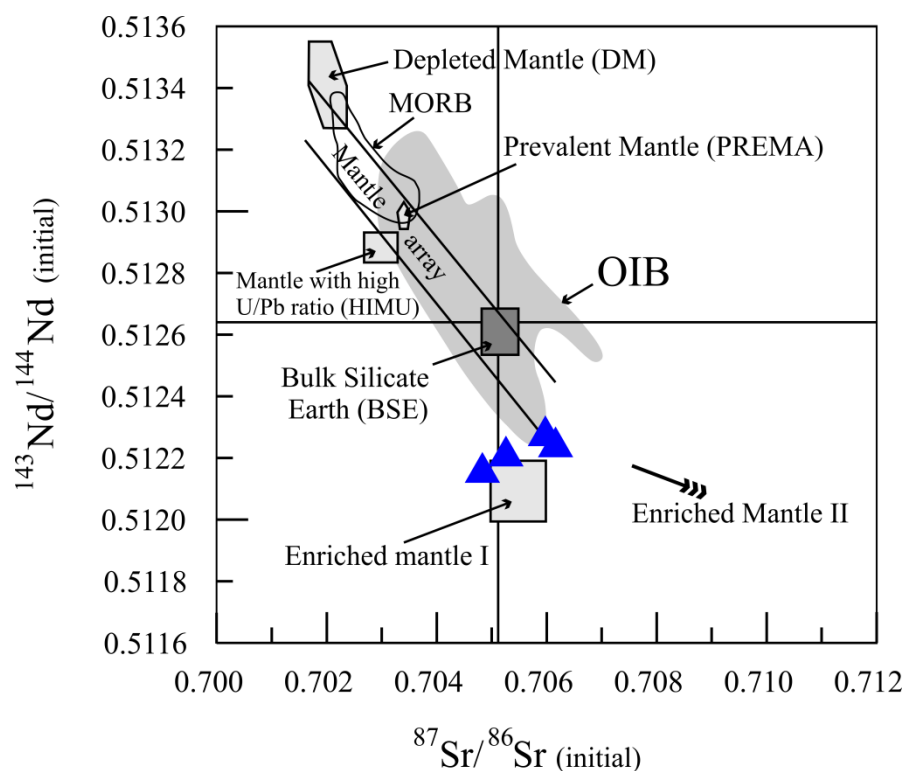
از آنجائیکه محل منبع بازالت‌های جزایر اقیانوسی به عنوان یک منبع اصلی برای گوشته محسوب نشده و عموماً خود حاصل اختلاط منابع مختلف گوشته‌ای است، احتمالاً می‌توان شباهت بین ویژگی ایزوتوپی و عنصری بازالت‌های منطقه به EM I-OIB را در نتیجه‌ی اختلاط منبع EM I با یک منبع تهی شده و یا نسبتاً تهی شده دانست.



شکل ۵-۳۴. نمودار ϵ_{Nd} امروزی در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ امروزی در سنگ‌های بازالتی منطقه. مقادیر ϵ_{Nd} بر اساس رابطه‌ی ۸ مورد محاسبه قرار گرفته و این مقادیر در جدول ۵-۴ نیز ارائه شده است. در این نمودار، نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd$ امروزی در مخزن یکنواخت کندریتی بر اساس نسبت‌های Goldstein et al. (1984) و برابر با ۰/۵۱۲۶۳۸ در نظر گرفته شده است.



شکل ۵-۳۵- نمودار ϵ_{Nd} در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه در سنگ‌های بازالتی منطقه در زمان تشکیل آنها ($t=430$ Ma). مقادیر ϵ_{Nd} بر اساس رابطه‌ی ۱۰ مورد محاسبه قرار گرفته و این مقادیر در جدول ۵-۴ نیز ارائه شده است. در این نمودار، نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd$ در مخزن یکنواخت کندریتی در ۴۳۰ میلیون سال پیش بر اساس رابطه‌ی ۶ مورد محاسبه قرار گرفته و نسبت $0.512084/0.5$ بدست آمده است (جدول ۵-۴).



شکل ۵-۳۶- نمایش نسبت‌های $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه‌ی بازالت‌های منطقه (در $t=430$ Ma) بر روی نمودار همبستگی ایزوتوپی منابع اصلی گوشته‌ی اقیانوسی (از Zindler & Hart, 1986).

جدول ۵-۶- نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار در منابع مختلف پوسته و گوشته (Saunders et al., 1988; Weaver, 1991) و نیز در بازالت‌های سلطان میدان.

	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Ba/Th	Th/Nb	Th/La	Ba/La
Primitive mantle	14.8	0.94	9	77	0.117	0.125	9.6
N-MORB	30	1.07	1.7-8	60	0.025-0.071	0.067	4
E-MORB	-	-	4.9-8.5	-	0.06-0.08	-	-
Continent crust	16.2	2.2	54	124	0.44	0.204	25
HIMU-OIB	3.2-5	0.66-0.77	4.9-6.9	49-77	0.078-0.101	0.107-0.133	6.8-8.7
EMI-OIB	4.2-11.5	0.86-1.19	11.4-17.8	103-154	0.105-0.122	0.107-0.128	13.2-16.9
EMII-OIB	4.5-7.3	0.89-1.09	7.3-13.3	67-84	0.111-0.157	0.122-0.163	8.3-11.3
Soltan Maidan Basalts	9.11	1.02	13.3	110.84	0.127	0.126	21.6

چنانچه قبلاً عنوان شد، منبع EM I می‌تواند بیانگر غنی‌شدگی به واسطه‌ی اختلاط لیتوسفر زیر قاره‌ای با گوشته بوده و یا غنی‌شدگی تحت تأثیر عملکرد متاسوماتیسم گوشته‌ای را نشان دهد. به طور کلی ناهمگنی ایزوتوپی در گوشته امری کاملاً معمول بوده و ماگماهای منشأ گرفته از گوشته، شواهد این ناهمگنی را به وضوح ابراز می‌دارند. ناهمگنی ایزوتوپی در گوشته در ارتباط با ۴ عضو انتهایی (end-member) ترکیبی شامل DMM، HIMU، EM I و EM II بوده و حداقل دو منشأ ترکیبی اضافی شامل BSE و PREMA نیز می‌توانند در آن نقش داشته باشند (Zindler & Hart, 1986).

به عقیده‌ی Zhang et al. (2007) بازالت‌های طغیانی زایا (fertile CFBs) از منابع پلوم اولیه منشأ گرفته، و در حین صعود و در نتیجه‌ی روابط متقابل خود با لیتوسفر گوشته‌ای عمیق، ویژگی‌های ژئوشیمیایی منبع نوع EM I را نیز پیدا می‌کنند. به طوری که روندهای ایزوتوپی Sr-Nd-Pb در این بازالت‌ها (و همچنین ایالت‌های بزرگ آذرین)، تغییراتی بین ویژگی‌های پلوم تهی شده (depleted plume) و یک گوشته‌ی نوع EM I (EM I-type mantle) را نشان می‌دهد.

به عنوان مثال، برای تشکیل بازالت‌های درون ورقه‌ای سنوزوئیک واقع در جنوب کشور کره‌ی جنوبی، دو منبع گوشته‌ای مجزا پیشنهاد شده است. به طوری که بازالت‌های بخش شمالی در این

منطقه، خود از اختلاط بازالت پشته‌ی اقیانوسی تهی شده و گوشته‌ی غنی شده‌ی نوع ۱ (DMM-EM I)، و بخش جنوبی منطقه نیز حاصل اختلاط دو منبع بازالت پشته‌ی اقیانوسی تهی شده و گوشته‌ی غنی شده‌ی نوع ۲ (DMM-EM II) است (Zhang et al., 2012؛ Choi et al., 2014). در واقع، جنوب کشور کره در مرز بین دو محدوده‌ی گوشته‌ای، شامل DMM-EM I و DMM-EM II قرار گرفته است (Choi et al., 2014).

مثال دیگری از اختلاط محل منبع را می‌توان در ارتباط ماگماتیسم بازالتی در چین دید. به طوری که مطالعات (Fan et al., 2008) بر روی بازالت‌های واقع در جنوب شرق بلوک یانگ‌تسه (Yangtze Block) در جنوب غرب چین، نشان دهنده‌ی اختلاط دو نوع منبع می‌باشد. این بازالت‌ها به سنی حدود ۲۶۰ میلیون سال بخشی از بازالت‌های طغیانی مرتبط با ایالت بزرگ آذرین Emeishan هستند. بازالت‌های یانگ‌تسه در نمودارهای طبقه‌بندی ژئوشیمیایی، مشابه با بازالت‌های سلطان میدان در محدوده‌ی مرز جدا کننده‌ی بازالت‌های ساب آکالن و آکالن قرار می‌گیرند. ترکیب عنصری و ایزوتوپی این بازالت‌ها، اختلاط دو منبع احتمالی شامل HIMU و EM I را برای آنها نشان می‌دهد (Wang et al., 2003؛ Zhou et al., 2006؛ Fan et al., 2008). همچنین وجود ویژگی منابع HIMU و EM I، نشان می‌دهد که قرارگیری و فشار پلوم ایجاد کننده‌ی این بازالت‌ها در زیر لیتوسفر قاره‌ای یانگ‌تسه، منجر به روابط متقابل آنها و فرسوده شدن لیتوسفر زیر قاره‌ای (subcontinental lithosphere) توسط پلوم شده است (Fan et al., 2008).

بنابراین بر اساس نسبت‌های ایزوتوپی و عنصری در بازالت‌های سلطان میدان، می‌توان محل احتمالی منشأگیری آنها را از گوشته‌ای استنوسفری و دارای کمی تهی شدگی (مشابه با ترکیب بسیاری از پلوم‌های استنوسفری)، و غنی شدگی آن در نتیجه‌ی اختلاط و برهم کنش متقابل آن با گوشته‌ی لیتوسفری زیر قاره‌ای (subcontinental lithospheric mantle, SCLM) دانست. به طوری که توقف پلوم گوشته‌ای و برهم کنش بین پلوم و گوشته‌ی لیتوسفری زیر قاره‌ای (SCLM) می‌تواند شرایط لازم برای این اختلاط را فراهم کرده باشد.

فصل ششم

پتروژنر

۶-۱- مقدمه

یکی از مهمترین کاربردهای نتایج تجزیه‌های شیمیایی، استفاده از این نتایج در شناخت جایگاه تکتونیکی، ویژگی‌های محل منشأ و ساز و کار شکل‌گیری ماگماها است. شناخت جنبه‌های مختلف یک فعالیت ماگمایی و پی بردن به چگونگی پتروژنز سنگ‌های آذرین زمانی می‌تواند بهترین نتایج را در بر داشته باشد که بتوان یک ارتباط منطقی بین نتایج حاصل از برداشت‌های صحرایی، مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی برقرار کرد. در این فصل با استفاده از داده‌های مختلف (اعم از نتایج برداشت‌های صحرایی، مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی بازالت‌های سلطان میدان)، ابتدا جایگاه زمین‌ساختی و ویژگی‌های محل منشأ تشکیل آنها را تعیین نموده و سپس ضمن مقایسه و تعیین ارتباط تشکیل این سنگ‌ها با سایر فعالیت‌های آذرین در منطقه‌ی مورد مطالعه و نیز سایر مناطق ایران، سعی شده است الگوی زمین‌ساختی قابل قبولی برای تشکیل این مجموعه ارائه شود.

۶-۲- جایگاه زمین‌ساختی تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان

به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های منطقه، نمودارهای مختلفی که عمدتاً بر اساس عناصر کمیاب و کمیاب خاکی طراحی شده‌اند، مورد استفاده قرار گرفته‌اند. با توجه به عملکرد درجات متفاوت دگرسانی بر روی سنگ‌های منطقه و امکان تحرک برخی از عناصر، سعی شده است از نمودارهایی که بر مبنای عناصر نامتحرک یا کم تحرک در برابر فرآیندهای ثانویه طراحی شده‌اند، استفاده شود. به کار بردن چنین نمودارهایی سبب می‌شود که بتوان به نتایج ارائه شده توسط آنها اطمینان نموده و تحلیل دقیق‌تری را در ارتباط با جایگاه و محیط فوران بازالت‌های منطقه ارائه نمود.

۶-۲-۱- نمودار $\text{MgO}-\text{FeO}_{(\text{T})}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (Pearce & Gale, 1977)

نمودار مثلثی (Pearce & Gale (1977) بر اساس عناصر اصلی طراحی شده و قادر به تفکیک سنگ‌های بازیک تا حدواسط فوران نموده در محیط‌های قاره‌ای، جزایر اقیانوسی، پشته‌ی میان اقیانوسی و

محیط‌های مرتبط با فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی است. در این نمودار تقریباً تمامی نمونه‌های منطقه در محدوده‌ی بازالت‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱ الف).

۶-۲-۲- نمودار Ti- Zr -Y (Pearce & Cann, 1973)

این نمودار مثلثی که بر اساس عناصر نسبتاً غیر متحرک طراحی شده است، بازالت‌های درون ورقه-ای را به طور خیلی مؤثری از سایر بازالت‌ها متمایز می‌کند. در این نمودار، نمونه‌های سلطان میدان تماماً در محدوده‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱ ب).

۶-۲-۳- نمودار Zr - Nb- Y (Meschede, 1986)

نمودار متمایز کننده‌ی Meschede (1986) بر مبنای عناصر کمیاب طراحی شده و قادر است بازالت‌های آلکالن، تولیت‌های درون ورقه‌ای، بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی غنی شده، بازالت‌های قوس آتشفشانی و بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی تهی شده را از یکدیگر به تفکیک کند. همان‌گونه که در شکل (۶-۱ ج) دیده می‌شود، اکثر نمونه‌های منطقه بر روی این نمودار در محدوده‌ی مشترک آلکالی بازالت‌های درون ورقه‌ای و تولیت‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند. عدم قرارگیری نمونه‌های منطقه در محدوده‌ی مشخصه‌ی آلکالی بازالت‌ها، و قرارگیری آنها در محدوده‌ی مشترک آلکالی بازالت‌ها و تولیت‌های درون ورقه‌ای را می‌توان به دلیل ماهیت انتقالی تا آلکالن ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها دانست.

۶-۲-۴- نمودار Hf-Nb-Th (Wood, 1980)

در این نمودار که بر اساس عناصر کمیاب کم تحرک می‌باشد، برخی نمونه‌های منطقه در محدوده‌ی مشترک تولیت‌های درون ورقه‌ای و گوشته‌ی غنی شده قرار گرفته، و برخی دیگر نیز محدوده‌ی آلکالی بازالت‌های درون ورقه‌ای را اشغال می‌کنند (شکل ۶-۱ ح). در این نمودار نیز با وجود اینکه جایگاه درون ورقه‌ای را برای ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد، اما محدوده‌ی قرارگیری نمونه‌های منطقه تحت تأثیر ماهیت انتقالی تا آلکالن آنها است.

۶-۲-۵- نمودار Zr/Y در برابر Zr (Pearce & Norry, 1979)

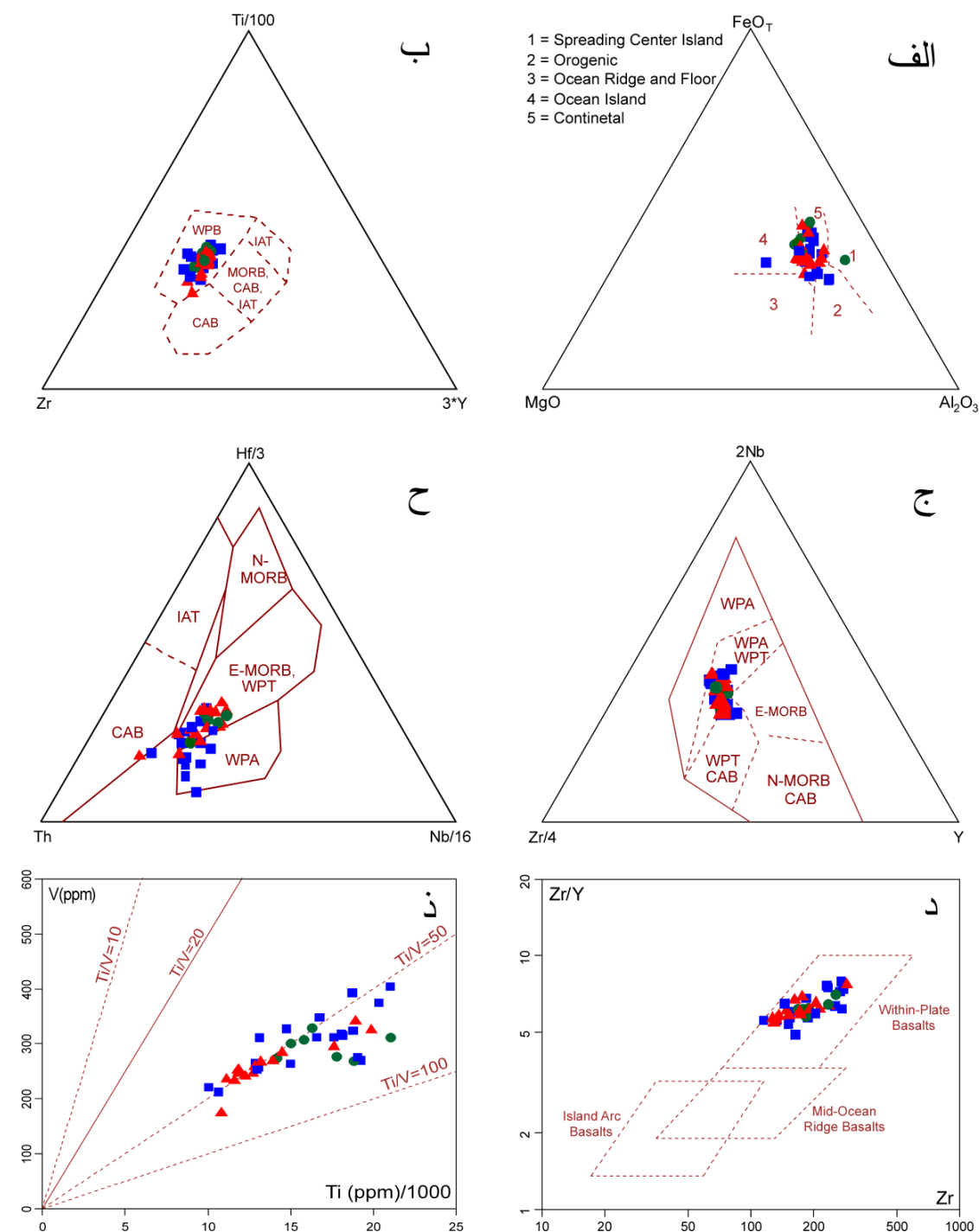
این نمودار که بر اساس نسبت Zr/Y در برابر عنصر Zr طراحی شده است، قادر به تفکیک مؤثر بازالت‌های درون ورقه‌ای، بازالت‌های جزایر قوسی و بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی از یکدیگر می‌باشد (شکل ۶-۱ د).

مزیت این نمودار، به کارگیری نسبت عناصر کمیاب و نیز تحرک کم عناصر مورد استفاده است. در این نمودار نیز تمامی نمونه‌های منطقه در محدوده‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ای واقع می‌شوند.

۶-۲-۶- نمودار V در برابر Ti/1000 (Shervais, 1982)

عناصر V و Ti در گروه عناصر واسطه قرار داشته و تحت شرایط دگرسانی گرمابی و دگرگونی با درجات متوسط تا بالا غیر متحرک هستند (Rollinson, 1993). در نمودار V در برابر Ti/1000، محدوده‌های مختلف تولیت‌های کمان آتشفشانی، MORB، و آلکالی بازالت‌ها بر اساس نسبت‌های Ti/V قابل تفکیک می‌باشند. به طوری که تولیت‌های جزایر کمانی غالباً دارای نسبت Ti/V بین ۱۰ تا ۲۰، بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی دارای نسبت ۲۰ تا ۵۰، و بازالت‌های جزایر اقیانوسی و آلکالن دارای نسبت Ti به V بین ۵۰ تا ۱۰۰ هستند. در این نمودار، بازالت‌های طغیانی قاره‌ای و بازالت‌های حوضه‌ی پشت کمان نیز در محدوده‌ی نسبت‌های Ti/V بین ۲۰ تا ۵۰ قرار می‌گیرند. همان‌گونه که در شکل ۶-۱ د مشاهده می‌شود، بازالت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه غالباً در محدوده‌ی Ti/V بین ۵۰ تا ۱۰۰ و برخی نیز در محدوده‌ی نسبت‌های ۲۰ تا ۵۰ قرار می‌گیرند.

از آنجائیکه محل فوران بازالت‌های طغیانی قاره‌ای و نیز OIB در جایگاه درون ورقه‌ای است، این نمودار نیز نشان دهنده‌ی جایگاه درون قاره‌ای تشکیل این سنگ‌ها می‌باشد. همچنین این نمودار تأیید کننده‌ی نتایج بدست آمده در بخش ژئوشیمی مبنی بر منشأگیری ماگما از محلی شبیه به محل‌های منبع OIB و EMORB است.



شکل ۶-۱- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه‌ی مورد مطالعه بر روی نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی. در تمامی شکل‌ها بازالت‌های دره‌ی کلور با نشانه‌ی $\blacksquare$ ، بازالت‌های دره‌ی چشمه‌سید با نشانه‌ی $\blacktriangle$ و بازالت‌های منطقه‌ی خوش-بیلاق با نشانه‌ی $\bullet$ نمایش داده شده‌اند.

ج- از (Meschede 1986)

ب- از (Pearce & Cann 1973)

الف- از (Pearce & Gale 1977)

ذ- از (Shervais 1982)

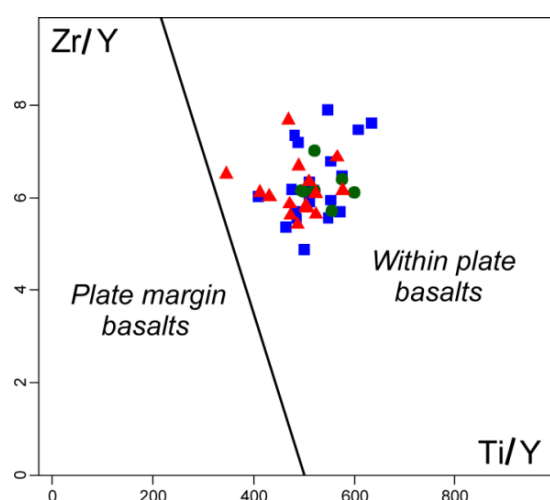
د- از (Pearce & Norry 1979)

ح- از (Wood 1980)

Abbreviations: MORB=mid-ocean ridge basalt, WPB=within-plate basalt, WPT= within-plate tholeiite, WPA=within-plate alkali basalt, IAT=island arc tholeiite, CAB=calc-alkali basalt.

۶-۲-۷- نمودار Zr/Y در برابر Ti/Y (Pearce & Gale, 1977)

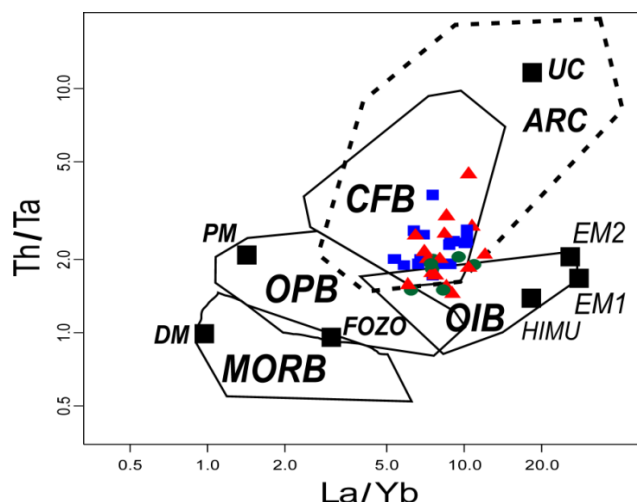
این نمودار نیز بر مبنای نسبت‌های عناصر غیر متحرک بنا شده و با توجه به اینکه در بازالت‌های درون ورقه‌ای غنی‌شدگی در Ti و Zr و عدم غنی‌شدگی از Y دیده می‌شود (Rollinson, 1993)، قادر است که به نحو بسیار خوبی بازالت‌های درون ورقه‌ای را از بازالت‌های حاشیه‌ای ورقه‌ای تفکیک کند. در این نمودار نیز تمامی نمونه‌های منطقه در محدوده‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۶-۲).



شکل ۶-۲- نمودار متمایز کننده‌ی محیط تکتونیکی از Pearce & Gale (1977). نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱ می‌باشند.

۶-۲-۸- نمودار Th/Ta در برابر La/Yb (Tomlinson & Condie, 2001؛ Condie, 2001)

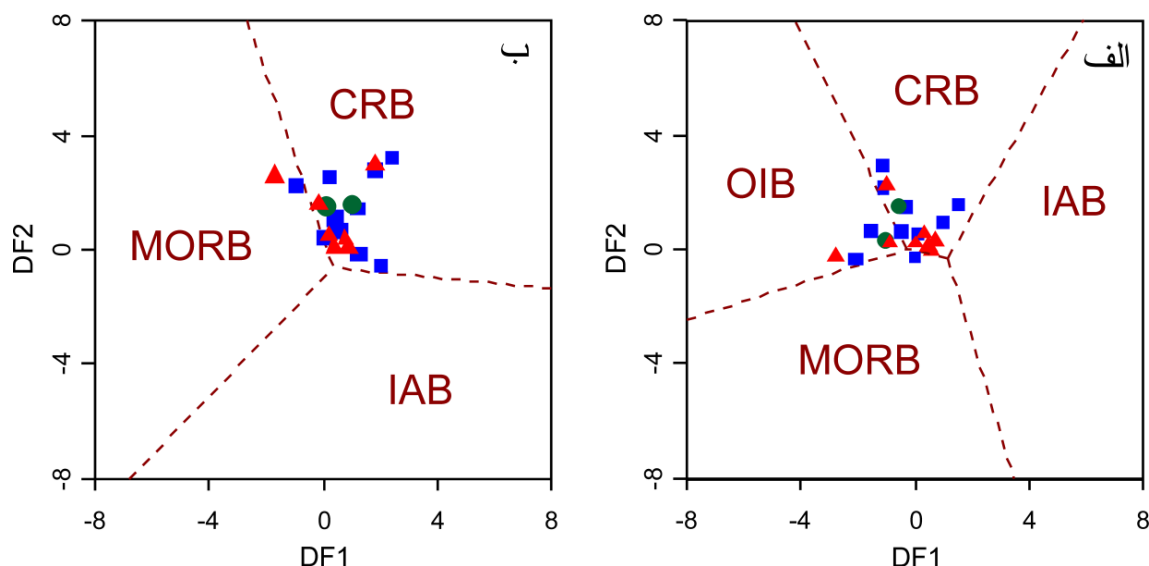
در این نمودار که بر اساس عناصر کمیاب و کم تحرک Th ، Ta ، La و Yb طراحی شده است، نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه غالباً در محدوده‌ی بازالت‌های طغیانی قرار می‌گیرند (شکل ۶-۳).



شکل ۶-۳- نمودار Th/Ta در برابر La/Yb (Tomlinson & Condie, 2001؛ Condie, 2001). نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱ می‌باشند.

۹-۲-۶- نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی (Verma et al., 2006)

این نمودارها بر اساس مقادیر عناصر اصلی طراحی شده و قادرند بازالت‌های فوران یافته در جایگاه‌های مختلف شامل کافت قاره‌ای، بازالت‌های جزایر اقیانوسی، بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی و نیز جزایر کمانی را از یکدیگر تفکیک کنند. از ویژگی‌های این نمودارها، عدم همپوشانی محدوده‌های مختلف با یکدیگر و قابلیت تفکیک بالای آنها می‌باشد. همان‌گونه که در شکل ۴-۶ الف نمایش داده شده است، بیشتر نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های کافت درون قاره‌ای قرار گرفته و برخی نیز در محدوده‌ی بازالت‌های جزایر اقیانوسی واقع می‌شوند. در شکل ۴-۶ ب نیز عمده‌ی نمونه‌ها در محدوده‌ی بازالت‌های فوران یافته در جایگاه کافت درون قاره‌ای قرار می‌گیرند.



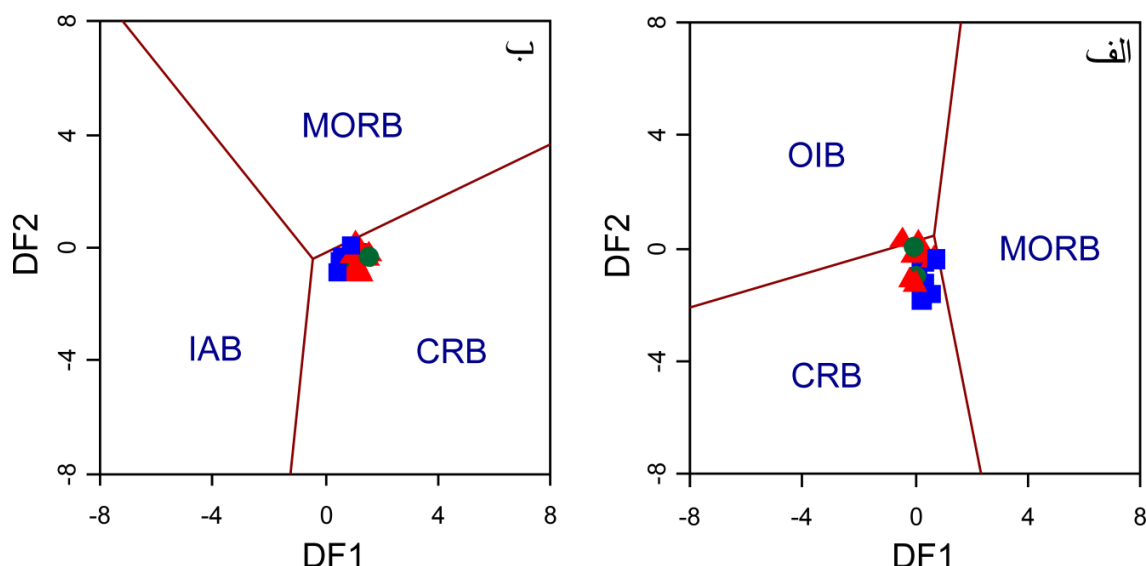
شکل ۴-۶- موقعیت بازالت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه بر روی نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی Verma et al. (2006). نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۱-۶ می‌باشند.

Abbreviations: MORB=mid-ocean ridge basalt, IAB=island arc basalt, CRB=continental rift basalt, OIB=ocean-island basalt.

۱۰-۲-۶- نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی (Agrawal et al., 2008)

نمودارهای (Agrawal et al., 2008) بر اساس مقادیر عناصر کمیاب La, Sm, Yb, Nb و Th طراحی شده و همانند نمودارهای (Verma et al., 2006) قابلیت بسیار بالایی در تفکیک بازالت‌های فوران یافته در جایگاه‌های مختلف شامل کافت قاره‌ای، بازالت‌های جزایر اقیانوسی، بازالت‌های پشته‌ی میان

اقیانوسی و نیز جزایر کمانی دارند. از ویژگی‌های این نمودارها، عدم همپوشانی محدوده‌های مختلف با یکدیگر و نیز طراحی آنها بر اساس عناصر غیر متحرک است. در این نمودارها تمامی نمونه‌های منطقه در محدوده‌ی بازالت‌های کافت درون قاره‌ای واقع می‌شوند (شکل ۵-۶ الف و ب).



شکل ۵-۶- موقعیت بازالت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه بر روی نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی. Agrawal et al. (2008). نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۱-۶ می‌باشند.

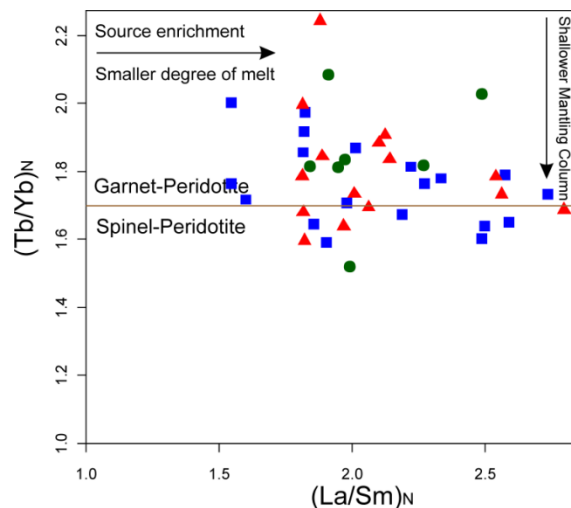
Abbreviations: MORB=mid-ocean ridge basalt, IAB=island arc basalt, CRB=continental rift basalt, OIB=ocean-island basalt.

همان‌گونه که در نمودارهای مختلف متمایز کننده‌ی محیط زمین‌ساختی دیده می‌شود (شکل‌های ۱-۶ تا ۵-۶)، تمامی نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ای و به طور خاص در محدوده‌ی بازالت‌های کافت درون قاره‌ای قرار می‌گیرند.

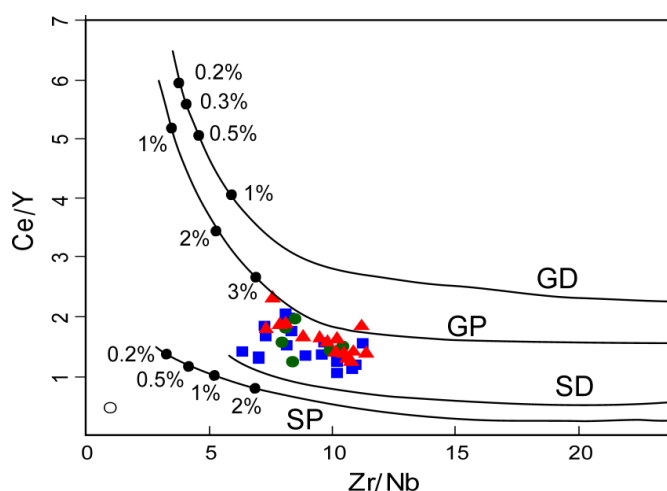
۱-۳-۶- بررسی ویژگی‌های محل منشأ بازالت‌های سلطان میدان

عناصر کمیاب موجود در بازالت‌ها می‌توانند اطلاعات بسیار مفیدی را در جهت تشخیص ویژگی‌های منشأ ماگماها ارائه دهند. به طوری که با استفاده از این اطلاعات می‌توان به ویژگی‌هایی نظیر میزان غنی‌شدگی شدگی محل منشأ، فازهای درگیر در ذوب محل منشأ، میزان درجه‌ی ذوب‌بخشی و عمق منشأگیری ماگما در اختیار ما قرار دهند. در ادامه به بررسی مهمترین ویژگی‌های محل منشأ بازالت‌های سلطان میدان پرداخته می‌شود.

نمودار $(Tb/Yb)_N$ در برابر $(La/Sm)_N$ از Wang et al. (2002) که نسبت به مقادیر کندریتی بهنجار شده و حضور یا عدم حضور گارنت و اسپینل را در منشأ نشان می‌دهد، در شکل ۶-۶ نمایش داده شده است. در این نمودار بیشتر نمونه‌های منطقه حضور گارنت در محل منشأ را نشان داده و برخی نمونه‌ها نیز نشان دهنده وجود اسپینل هستند. همچنین نمودار Ce/Y در برابر Zr/Nb از Hardarson & Fitton (1991) نیز حاکی از حضور گارنت در محل منشأ بازالت‌های منطقه است (شکل ۶-۷). های ۶-۶ و ۶-۷ می‌توانند بیانگر وجود یک ستون گوشته‌ای عمیق در حال صعود باشند که از محدوده‌ی گارنت لرزولیت منشأ گرفته و در خلال بالا آمدن به محدوده‌ی اسپینل لرزولیت رسیده است.



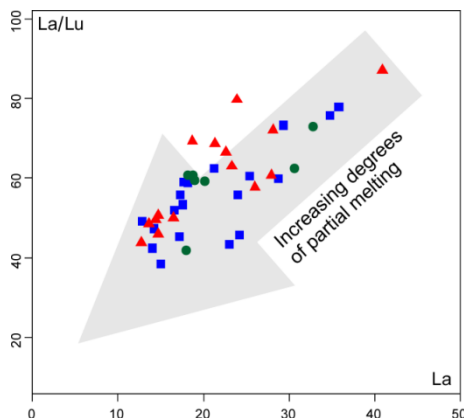
شکل ۶-۶- نمودار $(Tb/Yb)_N$ در برابر $(La/Sm)_N$ از Wang et al. (2002) جهت تعیین خصوصیات محل منشأ. نسبت‌های عناصر کمیاب حاکی نسبت به مقادیر کندریتی (Boynton 1984) بهنجار شده‌اند. نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱ می‌باشند.



شکل ۶-۷- نمودار تغییرات Ce/Y در برابر Zr/Nb از Hardarson & Fitton (1991). نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱ می‌باشند.

Abbreviations: GD= depleted garnet lherzolite; GP= primitive garnet lherzolite; SD= depleted spinel lherzolite; SP= primitive spinel lherzolite

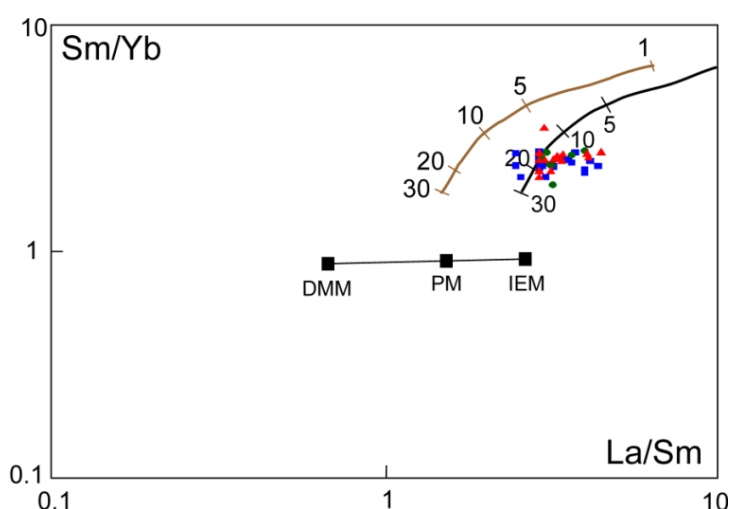
همان‌گونه که در بخش ژئوشیمی عنوان شد، شواهد حاکی از منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های منطقه از یک محل غنی شده و نیز تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی در هنگام شکل‌گیری ماگمای تشکیل سنگ‌های منطقه است. تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی در محل منشأ سنگ‌های منطقه را می‌توان بر روی نمودار La/Lu در برابر La از Lustrino et al. (2002) نیز به خوبی مشاهده نمود (شکل ۶-۸). چنانچه روند تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی بر روی این نمودار نشان می‌دهد، با افزایش درجه‌ی ذوب بخشی به تدریج از فراوانی La و نیز نسبت La/Lu کاسته می‌شود. در واقع تغییرات در این مقادیر و نسبت‌ها و ارتباط آنها با تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی به نحو دیگری در الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی (در مبحث ژئوشیمی) نیز نمایش داده شده بود. به طوری که در درجات پایین ذوب بخشی، شیب این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نظیر La دارای غنی‌شدگی بسیار بیشتری نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نظیر Lu می‌باشند. ولی با افزایش درجه ذوب بخشی، شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از تفاوت غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین کاسته می‌شود. با توجه به اینکه La یک عنصر کمیاب خاکی سبک و Lu یک عنصر کمیاب خاکی سنگین می‌باشد، تغییرات نسبت La/Lu می‌تواند بازتاب دهنده‌ی تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی باشد. این تغییرات در شکل ۶-۸ بخوبی مشهود بوده و روند تدریجی کاهش نسبت La/Lu بازتاب دهنده‌ی افزایش درجه‌ی ذوب و در واقع افزایش شیب منحنی‌های بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی (شکل ۵-۲۷) می‌باشد. بعلاوه، افزایش در مقدار La و نسبت La/Lu به معنی افزایش آکالینیت‌ی سنگ‌ها نیز است.



شکل ۶-۸- نمودار La/Lu در برابر La جهت تشخیص تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی از Lustrino et al. (2002). نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱ می‌باشند.

به منظور تعیین درجه‌ی ذوب محل منشأ ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، نسبت‌ها و نمودارهای مختلفی مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

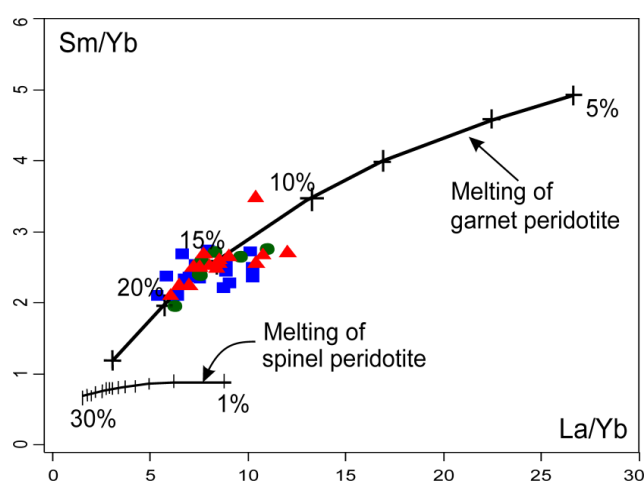
در نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm از Pang et al. (2012) که منحنی ذوب بخشی در گوشته‌ی اولیه (PM) و گوشته‌ی غنی شده‌ی ایران (IEM) را نشان می‌دهد، بیشتر نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه درجه ذوب بخشی بین حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد منطبق بر گوشته‌ی غنی شده‌ی ایران را نشان می‌دهند (شکل ۶-۹).



شکل ۶-۹- نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm از Pang et al. (2012) جهت تعیین درجه‌ی ذوب بخشی نمونه‌های منطقه. در این نمودار منحنی سمت چپ مسیر ذوب بخشی در گوشته‌ی اولیه (PM)، و منحنی سمت راست مسیر ذوب بخشی در گوشته‌ی غنی شده‌ی ایران (IEM) را نشان می‌دهد. نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱ می‌باشند.
Abbreviations: IEM= Iranian enriched mantle; PM= primitive mantle; DMM= depleted mantle

نمودار Sm/Yb در برابر La/Yb به طور معمول برای تشخیص ذوب محل منشأ اسپینل پریدوتیتی از گارنت پریدوتیتی مورد استفاده قرار می‌گیرد. به طور کلی Yb در گارنت سازگار است، در حالی که La و Sm ناسازگار می‌باشند. این عامل سبب می‌شود که Sm/Yb و La/Yb در طی درجات کم ذوب بخشی در منشأ گارنت پریدوتیتی شدیداً متمرکز شوند. در مقابل، در طی ذوب بخشی در محدوده‌ی پایداری اسپینل نسبت La/Yb تنها کمی تفریق یافته و نسبت Sm/Yb تقریباً بدون تغییر باقی می‌ماند (Xu et al., 2005; Yaxley, 2000; White & McKenzie, 1995).

در نمودار طراحی شده بوسیله‌ی Lai et al. (2012) که بر اساس نسبت Sm/Yb در برابر La/Yb است، نمونه‌های منطقه درجه ذوب بخشی بین حدود ۱۳ تا ۲۰ درصدی از یک منشأ گارنت لِرزولیتی را نشان می‌دهند (شکل ۶-۱۰). در این نمودار، قرارگیری نمونه‌های منطقه بر روی منحنی ذوب گارنت پَریدوتیت، تأیید کننده نتایج قبلی مبنی بر منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه از این محل گوشته‌ای نیز است.

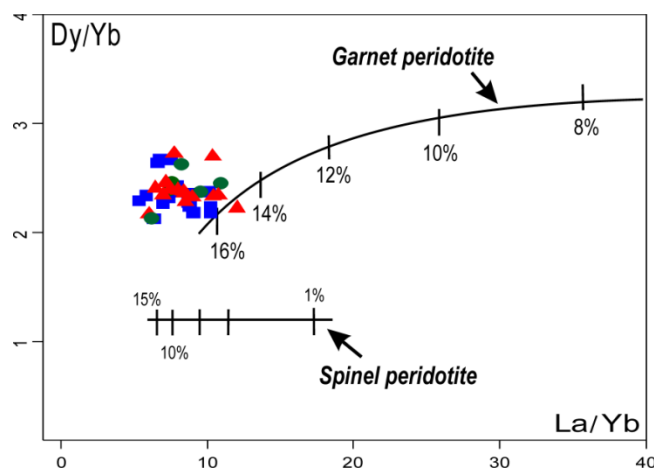


شکل ۶-۱۰- نمودار Sm/Yb در برابر La/Yb از Lai et al. (2012) جهت تعیین درجه‌ی ذوب بخشی. نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱ می‌باشند.

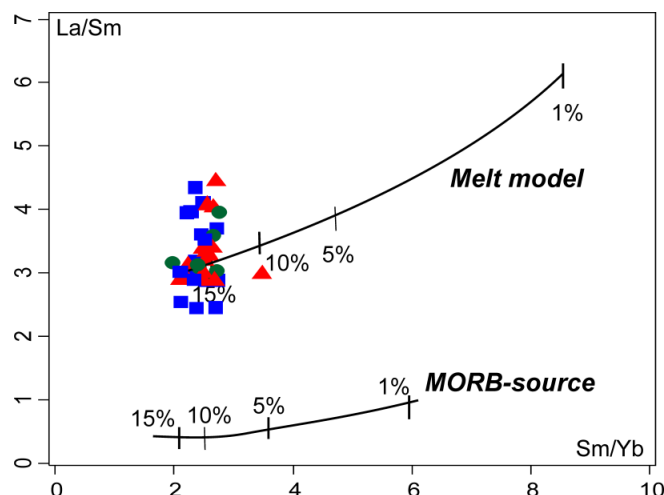
همچنین به منظور تعیین درجه‌ی ذوب بخشی در محل منشأ ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، از نمودار طراحی شده بر اساس نسبت‌های Dy/Yb در برابر La/Yb از Thirlwall et al. (1994) و Bogaard et al. (2003)، و نیز La/Sm در برابر Sm/Yb طراحی شده بر اساس مقادیر پیشنهادی Sun & McDonough (1989) استفاده شده است (شکل ۶-۱۱ و ۶-۱۲).

در نمودار شکل ۶-۱۱ که بر اساس نسبت‌های Dy/Yb در برابر La/Yb می‌باشد، منحنی ذوب برای منشأ گارنت پَریدوتیت و اسپینل پَریدوتیت نمایش داده شده‌اند. این نمودار نشان می‌دهد که منشأ گارنت پَریدوتیتی حاوی Dy/Yb بیشتری نسبت به منشأ اسپینل پَریدوتیتی است. همچنین در هنگام ذوب سنگ منشأ پَریدوتیتی در حضور فاز اسپینل تغییر مهمی در نسبت Dy/Yb ایجاد نمی‌شود، ولی در حضور فاز گارنت این تغییرات کاملاً محسوس می‌باشد. در این نمودار با افزایش درجه‌ی ذوب-

بخشی، از نسبت La/Yb کاسته می‌شود. محل قرارگیری نمونه‌ها بر روی این نمودار درجه‌ی ذوب-بخشی حدود ۱۵ تا ۲۰ درصدی از یک منشأ گارنت‌لرزلولیتی را نشان می‌دهد (شکل ۶-۱۱). در نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb نیز منحنی مدل ذوب بسته‌ای (Batch Melting) برای محل منشأ مورب تهی‌شده (N-MORB) و نیز محل منشأ مورب غنی‌شده نمایش داده شده است (شکل ۶-۱۲). در این نمودار نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه بیشتر در محدوده‌ی درجات ذوب حدود ۱۲ تا ۲۰ درصدی محل منشأ قرار می‌گیرند.



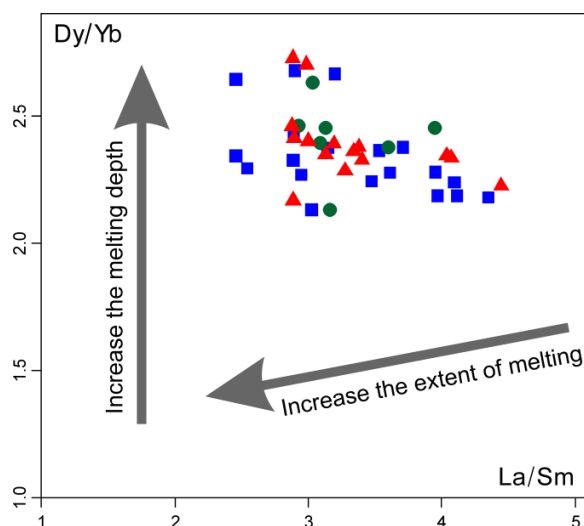
شکل ۶-۱۱- نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb از Thirlwall et al. (1994) و Bogaard et al. (2003) جهت تعیین درجه‌ی ذوب بخشی. نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱ می‌باشند.



شکل ۶-۱۲- نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb از Kuepouo et al. (2006) جهت تعیین مدل ذوب بخشی تعادلی در گوشته‌ی غنی‌شده و مورب تهی‌شده. در این نمودار منحنی بالایی نشان دهنده‌ی مدل ذوب بخشی در گوشته‌ی غنی‌شده و منحنی پایینی نشان دهنده‌ی ذوب بخشی در منشأ مورب تهی‌شده (N-MORB) بر اساس مقادیر Sun & McDonough (1989) می‌باشند. نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱ می‌باشند.

به این ترتیب با توجه به نمودارهای تعیین درجه‌ی ذوب (شکل‌های ۶-۹ تا ۶-۱۲)، می‌توان درجه‌ی ذوب بخشی ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی منطقه را بین حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد از یک محل منشأ گارنت پریدوتیتی در نظر گرفت.

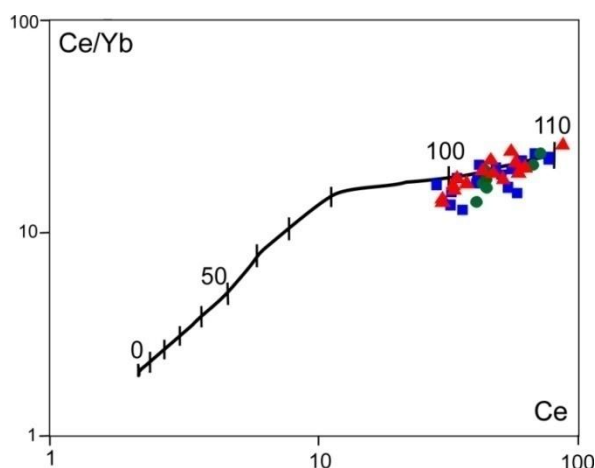
همچنین با توجه به اینکه تمامی نمونه‌های منطقه در محدوده‌ی نمودار ذوب بخشی گارنت-پریدوتیت قرار گرفته‌اند، و از طرفی حداقل عمق پایداری گارنت (بدون حضور اسپینل) در اعماق بیشتر از ۸۰ کیلومتری است (McKenzie & O’Nions, 1991؛ Frey et al., 1991؛ Ellam, 1992)، می‌توان این عمق را به عنوان حداقل عمق منشأگیری ماگمای بازالت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در نظر گرفت. با وجود اینکه سنگ‌های بازالتی منطقه از محل گوشته‌ی گارنت پریدوتیتی سرچشمه گرفته‌اند، اما تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی را می‌توان در ارتباط با تغییرات در عمق منشأگیری آنها دانست. در نمودار ۶-۱۳ روندهای تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی نسبت به عمق بر اساس نسبت‌های Dy/Yb و La/Sm (He et al., 2010) نشان داده شده است. روند تغییرات نسبت این عناصر در این نمودار بیانگر تغییرات درجه‌ی ذوب بخشی در نتیجه‌ی تغییر عمق تشکیل ماگما می‌باشد.



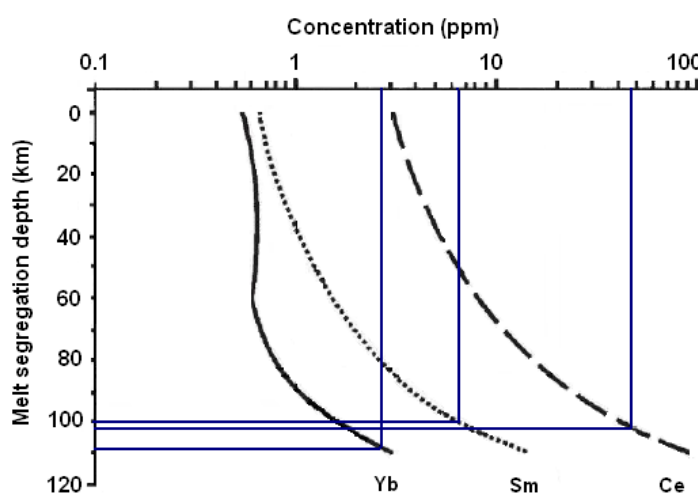
شکل ۶-۱۳- نمودار Dy/Yb در برابر La/Sm از He et al. (2010) جهت تشخیص تغییرات عمق و درجه ذوب بخشی. نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱ می‌باشند.

به منظور بررسی دقیق‌تر عمق منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه از نمودارهای طراحی شده توسط Ellam (1992) که بر اساس نسبت Ce/Yb در برابر Ce (شکل ۶-۱۴) و میانگین تمرکز عناصر Sm، Yb و Ce می‌باشد (شکل ۶-۱۵)، استفاده شده است. نسبت Ce/Yb و مقدار Ce در

نمونه‌های منطقه به ترتیب ۱۲/۷۵ تا ۲۵/۵۳ و ۲۸/۴ تا ۸۶/۸، و میانگین تمرکز عناصر Sm، Yb و Ce به ترتیب برابر با ۶/۴۲، ۲/۵۸ و ۴۸/۱۴ می‌باشد. براساس این نمودارها، ماگمای تشکیل دهنده‌ی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان از عمق حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر نشأت گرفته است.



شکل ۶-۱۴- نمودار تعیین عمق منشأگیری ماگمای تشکیل سنگ‌های منطقه بر اساس نسبت Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992). نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱ می‌باشند.



شکل ۶-۱۵- نمودار تعیین عمق منشأگیری ماگما بر اساس میانگین تمرکز عناصر Sm، Yb و Ce (Ellam, 1992). نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱ می‌باشند.

۶-۴- بررسی ویژگی‌های ماگماتیسم اردوویسین تا دونین در منطقه‌ی مورد مطالعه

همان‌گونه که در مبحث صحرایی عنوان شد، یکی از ویژگی‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، وجود توالی ضخیمی از نهشته‌های پالئوزوئیک زیرین- میانی مشتمل بر واحدهای سنگی قلی، سلطان میدان، پادها و خوش‌ییلاق است که حجم زیادی از سنگ‌های آذرین با ترکیب اساساً بازالتی و به شکل دایک، سیل و گدازه در آن‌ها حضور دارند. حجم ماگماتیسم موجود در توالی‌های اردوویسین تا دونین در این

بخش از البرز به حدی است که در برخی رخنمون‌ها، ضخامت سنگ‌های آتشفشانی (رخنمون سازند سلطان میدان در چشمه‌سید در شمال غرب روستای قلعه‌نوخرقان در شمال شاهرود، شکل ۲-۱۴) به حدود ۱۲۰۰ متر می‌رسد و می‌توان گفت که شدیدترین فعالیت ماگمایی ایران در طی پالئوزوئیک زیرین تا میانی در این بخش از البرز رخ داده است.

در این بخش به منظور بررسی دقیق ویژگی‌های ماگماتیسم پالئوزوئیک زیرین- میانی (اردوئیسین تا دونین)، در ابتدا ویژگی‌های سنگ‌های بازیک موجود در سازندهای قلی، پادها و خوش‌یلاق مورد بررسی قرار گرفته و در ادامه ضمن مقایسه‌ی آنها با مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان، به علل این رخدادهای ماگمایی و ارتباط آنها با یکدیگر پرداخته می‌شود.

۶-۴-۱- سنگ‌های بازیک موجود در سازند قلی

قدیمی‌ترین فعالیت ماگمایی در منطقه‌ی مورد مطالعه را می‌توان به صورت یک روانه‌ای بازالتی به ضخامت حدود ۲۰ متر در سازند قلی (به سن اردوئیسین-پسین) در دره‌ی کلودر واقع در شمال روستای نکارمن مشاهده نمود (شکل‌های ۲-۳ ح و ۲-۱۴). علاوه بر روانه‌ی بازالتی مذکور، در محدوده‌ی شمال روستای نکارمن و نیز شمال غرب روستای قلعه‌نوخرقان می‌توان سیل‌ها و دایک‌های فراوانی با ترکیب میکروگابرویی را در بخش‌های فوقانی سازند قلی دید که حضور آنها در ارتباط با فعالیت‌های ماگمایی جوان‌تر می‌باشد (شکل ۲-۱۵ ح).

با توجه به محیط دریایی تشکیل سازند قلی و نیز بافت بادامکی بازالت‌های موجود در آن، این گدازه‌ها را باید از نوع گدازه‌های زیرآبی در نظر گرفت (کاظمی، ۱۳۹۱؛ قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲). مهمترین بافت‌های موجود در این سنگ‌های بازالتی شامل بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، بادامکی، جریان‌ی، ساب‌افیتیک و اینترگرانولار هستند. در این بازالت‌ها که متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن نوع اوژیت کانی‌های اصلی را تشکیل داده و مهمترین کانی‌های فرعی نیز شامل الیوین، آپاتیت و کانی‌های اپک هستند. گسترش دگرسانی در این

بازالت‌ها سبب شده است که کانی‌های ثانویه شامل کلریت، اپیدوت، کوارتز، کلسیت، سربیسیت و اکسیدهای آهن در آنها به فراوانی دیده شود (کاظمی، ۱۳۹۱). بررسی‌های ژئوشیمیایی توسط قاسمی و کاظمی (۱۳۹۲) نشان می‌دهند که ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌های بازالتی از ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک خاستگاه گوشته‌ی استنوسفری غنی شده‌ی گارنت پریدوتیتی (شبه منابع OIB)، و در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری حاصل شده است. همچنین به عقیده‌ی ایشان، این بازالت‌ها که دارای ماهیت قلیایی هستند، بدون آرایش با پوسته‌ی قاره‌ای، در جایگاه کافت درون قاره‌ای و در ارتباط با مراحل کافت‌زایی پالئوتتیس فوران نموده‌اند.

۶-۴-۲- سنگ‌های بازیک موجود در واحدهای سنگی دونین

همان‌گونه که در فصل ۲ عنوان شد، واحدهای رسوبی دونین در منطقه‌ی مورد مطالعه شامل سازندهای پادها و خوش‌ییلاق هستند. سازند پادها به سن دونین‌زیرین- میانی با یک ناپیوستگی فرسایشی همشیب و کنگلومرای قاعده‌ای بر روی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان قرار گرفته و با مرز ناپیوسته فرسایشی توسط سازند خوش‌ییلاق به سن دونین میانی- فوقانی پوشیده می‌شود.

تداوم فعالیت ماگمایی بازیک در منطقه‌ی مورد مطالعه را البته با حجم بسیار کمتر نسبت به مجموعه‌ی سلطان میدان، می‌توان در واحدهای سنگی دونین نیز مشاهده کرد. این سنگ‌های آذرین بازیک که همانند سنگ‌های بازالتی موجود در واحدهای سنگی قدیمی‌تر متحمل درجات دگرسانی متوسط تا شدید شده‌اند را می‌توان به اشکال دایک، سیل و گدازه (شکل ۲-۹) در محدوده‌ی شمال روستای نکارمن و نیز در شمال روستای میغان به خوبی دید. روانه‌های بازالتی دونین در دره‌ی کلودر شامل یک روانه به ضخامت حدود ۱۵ متر در سازند پادها و دو روانه هر کدام به ضخامت حدود ۱۰ متر در سازند خوش‌ییلاق هستند (شکل ۲-۱۴). این گدازه‌ها دارای ترکیب بازالتی و الیوین‌بازالتی بوده و دایک‌ها و سیل‌ها نیز ترکیب میکروگابرویی دارند. همچنین روانه‌ی بازالتی واقع در شمال روستای میغان نیز به ضخامت حدود ۴۰ متر در فوقانی‌ترین بخش سازند پادها دیده می‌شود (شکل

۲-۲۳ د). به طور کلی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن نوع اوژییتی (به همراه تیتان اوژیت) کانی‌های اصلی بازالت‌های دونین منطقه را تشکیل داده و مهمترین کانی‌های فرعی آنها نیز الیوین، آپاتیت و کانی‌های اپک می‌باشند (دیهیمی، ۱۳۹۱). به نظر دیهیمی و همکاران (۱۳۹۱) این بازالت‌ها دارای ماهیت آلکالن بوده و در یک محیط کششی مرتبط با کافت درون‌قاره‌ای فوران نموده‌اند.

۶-۴-۳- ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی ماگماتیسزم اردوویسین تا دونین

در منطقه‌ی مورد مطالعه

نتایج اولیه و خام تجزیه‌ی شیمیایی بازالت‌های سلطان میدان در جدول ۵-۲، و بازالت‌های موجود در سازند قلی و بازالت‌های دونین در جداول ۶-۱ و ۶-۲ ارائه شده است. در نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977)، نمونه‌های بازالتی دونین منطقه در محدوده‌ی بازالت‌های آلکالن و نمونه‌های اردوویسین و سیلورین در هر دو محدوده‌ی آلکالن و ساب‌آلکالن، با تمایل بیشتر به سمت آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱۶). قرارگیری نمونه‌های اردوویسین و سیلورین در محدوده مذکور می‌تواند بیانگر ماهیت انتقالی تا کمی‌آلکالن آنها باشد. حضور نسبتاً بالای تیتانیم با مقادیر متوسط ۲/۹۱، ۲/۴۵ و ۳/۱۳ درصد وزنی به ترتیب در بازالت‌های سازندهای قلی، سلطان میدان و پادها-خوش‌یلاق، با ماهیت آنها کاملاً سازگار است. به طوری که بازالت‌های دونین که از نوع آلکالن می‌باشند نسبت به سایر بازالت‌های منطقه حاوی مقادیر تیتانیم بالاتری نیز هستند. همچنین، مقادیر نه چندان بالای MgO ، Co و Ni در نمونه‌های منطقه بیانگر توقف این ماگماها در آشیانه‌های ماگمایی و تحمل تبلور تفریقی، قبل از صعود نهایی آنها به سطح زمین است. الگوی بهنجارسازی عناصر کمیاب خاکی در سنگ‌های منطقه نسبت به مقادیر کندریتی (Nakamura 1974) نشان دهنده‌ی غنی‌شدگی تمامی این عناصر نسبت به مقادیر کندریتی است (شکل ۶-۱۷). الگوی تقریباً مشابه نمونه‌های منطقه بر روی این نمودار می‌تواند بیانگر شباهت‌هایی در زایش و تحول ماگمای تشکیل دهنده‌ی این بازالت‌ها باشد. به منظور تعیین میزان آلاش پوسته‌ای و نقش آن در تحول

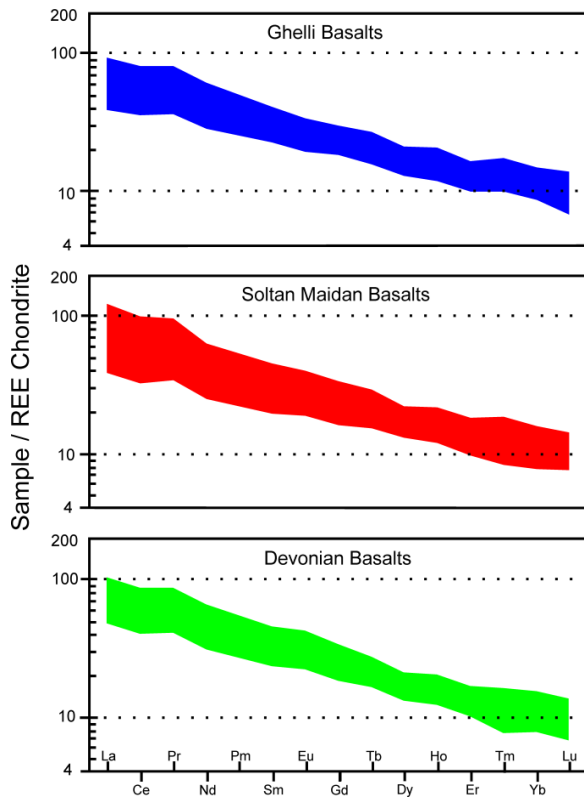
ماگماهای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه، از نسبت‌های عناصر کمیاب ارائه شده توسط hart et al. (1989) استفاده شده است. در این مدل، نسبت La/Nb بیشتر از $1/5$ و La/Ta بیشتر از ۲۲ نشان دهنده آرایش ماگما با ترکیبات پوسته‌ای می‌باشد. پایین‌تر بودن این نسبت‌ها از مقادیر ارائه شده برای ماگماهای بازالتی آرایش یافته (شکل ۶-۱۸)، نشان دهنده عدم آرایش یا آرایش بسیار ناچیز ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه با ترکیبات پوسته‌ای در حین صعود است.

جدول ۶-۱- نتایج اولیه و بدون اصلاحات تجزیه‌ی شیمیایی بازالت‌های موجود در سازند قلی (داده‌ها از کاظمی، ۱۳۹۱).

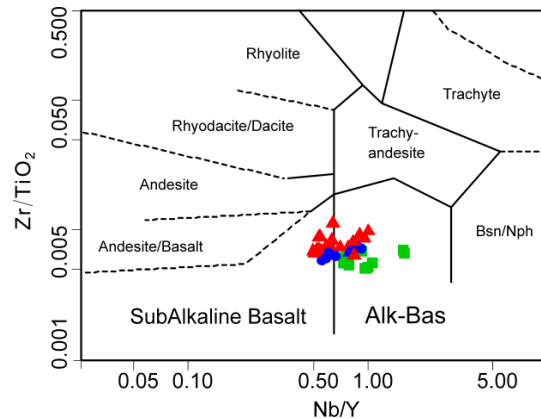
Sample	Gh-1	Gh-2	Gh-3	Gh-4	Gh-5	Gh-6	Gh-7
SiO_2	47.7	47.7	46.9	45.7	48	47.4	48.6
MgO	6.75	6.05	1.99	5.42	5.95	4.88	4.68
$\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$	12.1	11.2	13.9	13.4	11.2	12.1	13.5
Al_2O_3	13.5	14.9	14.7	14.3	15.1	14.8	12.9
CaO	8.66	7.23	4.06	5.27	7.35	6.78	6.93
Na_2O	2.7	3.5	5	4.3	3.7	3.9	3.2
K_2O	1.23	2.19	2.18	1.22	1.4	1.38	0.13
TiO_2	2.2	1.95	3.16	3.24	2.27	3.41	3.02
MnO	0.24	0.25	0.08	0.38	0.27	0.34	0.21
P_2O_5	0.3	0.26	0.45	0.53	0.32	0.53	0.38
LOI	2.08	2.27	5.13	3.31	2.42	2.66	2.98
Total	97.5	97.5	97.6	97.1	98	98.2	96.5
Ba	300	600	170	360	470	590	100
Sr	340	490	100	280	480	360	250
Hf	3	2	5	6	3	6	5
Nb	15	13	28	33	14	34	22
Ni	78	69	29	30	36	32	29
Rb	21.8	54.5	39.9	23.2	19	31.9	2.3
Ta	1	0.8	1.9	2.2	0.9	2.3	1.5
Th	1.5	1.6	3	4.9	1.6	4.6	3.1
U	0.38	0.37	0.69	1.14	0.4	1.1	0.82
V	229	229	313	335	262	337	324
Y	24.7	22.1	34.8	38.1	24.9	36.5	33
Zr	154	124	219	264	137	256	204
Co	43.9	42.7	22.6	40.4	39.2	37.6	37.4
Cs	0.5	0.5	1.5	1.1	0.5	0.4	0.9
La	16.2	12.9	27.3	30.8	14.7	30.5	24.4
Ce	38.1	30.7	61	69.7	33.5	70.3	52.5
Pr	5.04	4.1	7.9	9.09	4.59	9.15	6.79
Nd	21.9	18	33.5	36.5	20.3	38.5	29.8
Sm	5.4	4.6	7.7	8	5.2	8.4	7.1
Eu	1.83	1.5	2.08	2.34	1.8	2.5	2.62
Gd	5.55	5.04	8.02	8.02	5.46	8.32	7.45
Tb	0.84	0.74	1.22	1.26	0.85	1.26	1.17
Dy	4.78	4.41	6.8	7.02	4.98	7.23	6.46
Ho	0.95	0.83	1.4	1.46	0.99	1.43	1.31
Er	2.34	2.24	3.52	3.73	2.37	3.75	3.29
Tm	0.32	0.3	0.47	0.52	0.3	0.49	0.44
Yb	1.9	1.9	3.1	3.3	1.9	3.1	2.8
Lu	0.23	0.26	0.42	0.47	0.26	0.44	0.38

جدول ۶-۲- نتایج اولیه و بدون اصلاحات تجزیه‌ی شیمیایی بازالت‌های دونین (داده‌ها از دیهیمی، ۱۳۹۱).

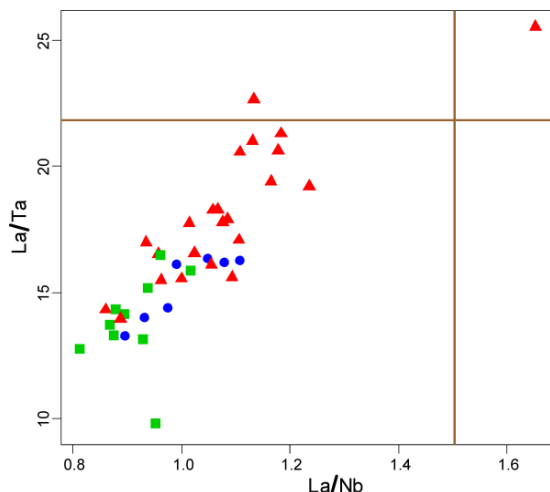
Sample	D-1	D-2	D-3	D-4	D-5	D-6	D-7	D-8	D-9	D-10
SiO ₂	45.6	47.7	44.3	46.4	45	47.8	44.3	47.9	46.3	46.4
MgO	2.94	3.42	5.12	6.85	5.03	5.34	4.72	4.18	6.11	4.86
Fe ₂ O ₃ (t)	11.9	12.2	16.1	10.6	13.4	12.1	14.1	13.7	11.9	13.8
Al ₂ O ₃	15.2	15.1	13.3	14.4	13.2	13.2	13.2	13.7	14.1	13.3
CaO	8.75	7.84	7.21	7.9	8.67	5.87	7.78	6.77	9.45	6.76
Na ₂ O	3	3.2	2.3	3.2	3.5	3	4.1	3.5	2.8	3.1
K ₂ O	1.09	1.03	0.52	0.8	0.98	1.03	0.54	1.46	0.78	1.09
TiO ₂	2.86	2.84	2.96	2.1	3.42	3.13	3.68	2.73	2.32	3.16
MnO	0.19	0.13	0.24	0.23	0.2	0.14	0.22	0.2	0.16	0.13
P ₂ O ₅	0.42	0.44	0.66	0.22	0.92	0.75	1.05	0.37	0.2	0.76
LOI	5.27	3.26	3.75	4.57	3.12	3.93	2.57	1.76	2.52	2.96
Total	97.2	97.2	96.5	97.3	97.4	96.3	96.3	96.3	96.6	96.3
Ba	430	410	270	200	320	370	180	350	180	380
Sr	730	740	310	230	460	300	420	210	250	310
Hf	6	6	4	4	5	5	5	5	4	4
Nb	38	38	25	17	35	34	36	33	18	34
Ni	66	62	74	69	25	12	21	23	56	10
Rb	25.9	24	10.7	14.4	15.3	20.7	11.1	32.4	15	22.4
Ta	2.4	2.4	1.6	1.2	2.3	2.1	2.1	2.1	1.1	3.3
Th	3.7	3.8	2.2	1.8	2.6	3.4	2.7	3.6	1.9	3.4
U	0.82	0.79	0.49	0.39	0.7	0.75	0.7	0.8	0.41	0.74
V	142	148	231	257	292	216	299	297	287	216
Y	23.6	24.1	31.9	22.5	33.1	34.8	35.7	35.6	24.4	35.1
Zr	208	212	171	141	204	173	205	200	137	173
Co	47	43.4	48	46.3	36.7	36.4	35.7	43.9	46.2	36.1
Cs	0.3	0.4	0.2	0.6	0.4	1.2	0.4	0.5	0.4	0.9
La	33	34	25.4	15.8	30.6	31.9	34.6	26.8	15.8	32.4
Ce	69.4	70.7	57.4	34.9	68.5	67	75.4	57.7	35.9	67.6
Pr	9.06	9.11	7.76	4.58	9	8.81	9.86	7.38	4.73	8.74
Nd	38.1	37.6	34	19.7	38.9	36.1	41.9	31.4	20	36.3
Sm	8.2	8.2	7.9	4.8	8.6	8.3	9.2	7	5.1	8.1
Eu	2.78	2.87	2.91	1.71	3.11	3.12	3.29	2.32	1.74	3.08
Gd	7.43	7.57	8.27	5.05	8.46	8.51	9.29	7.94	5.3	8.27
Tb	1.04	1.01	1.18	0.78	1.24	1.24	1.29	1.21	0.82	1.18
Dy	5.44	5.26	6.86	4.53	6.9	7.07	7.31	7.07	4.69	6.97
Ho	0.88	0.91	1.22	0.86	1.31	1.36	1.43	1.4	0.89	1.35
Er	2.29	2.3	3.37	2.31	3.45	3.71	3.72	3.8	2.67	3.72
Tm	0.27	0.23	0.4	0.27	0.43	0.49	0.46	0.49	0.32	0.47
Yb	1.7	1.7	2.7	2	2.9	3.2	3.1	3.4	2.2	3
Lu	0.27	0.23	0.34	0.27	0.4	0.45	0.43	0.46	0.3	0.41



شکل ۶-۱۷- نمودارهای بهنجار شده‌ی نمونه‌های منطقه نسبت به مقادیر کندریتی (Nakamura (1974).



شکل ۶-۱۶- طبقه‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های بازیک اردوویسین تا دونین در منطقه‌ی مورد مطالعه بر اساس نمودار طبقه‌بندی Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977). در تمامی شکل‌ها بازالت‌های موجود در سازند قلی با نشانه‌ی ●، بازالت‌های سلطان میدان با نشانه‌ی ▲ و بازالت‌های دونین با نشانه‌ی ■ نمایش داده شده‌اند.

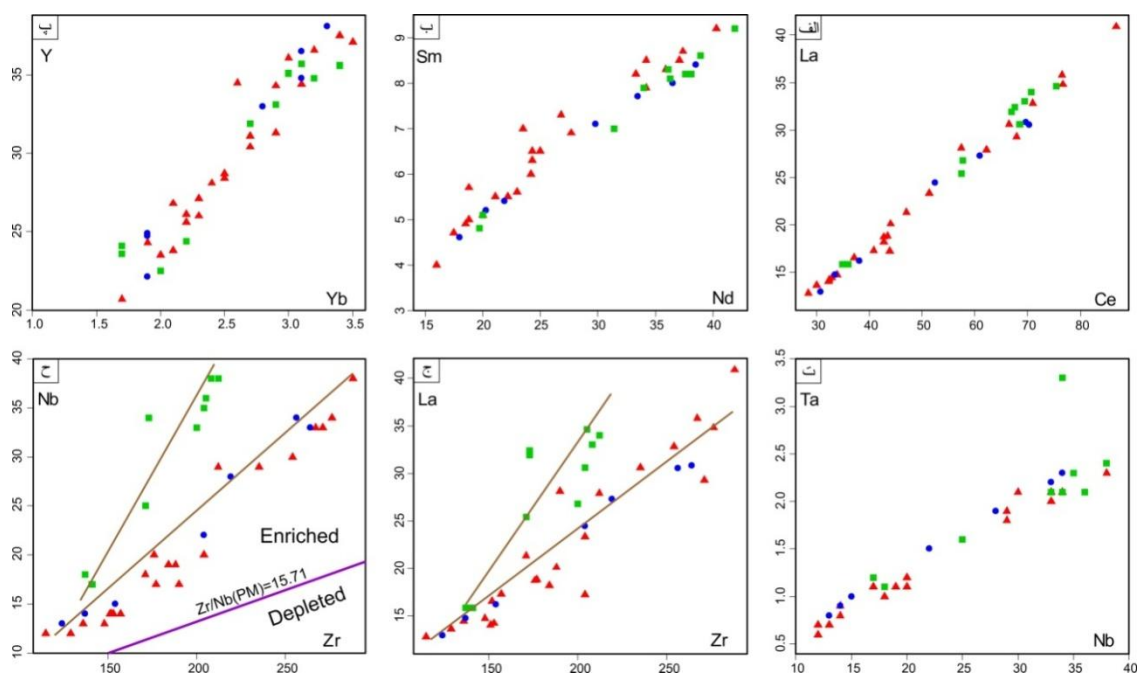


شکل ۶-۱۸- نمودار La/Ta در برابر La/Nb بر اساس نسبت‌های Hart et al. (1989) جهت تشخیص میزان آرایش ماگمایی در سنگ‌های بازیک اردوویسین تا دونین در منطقه‌ی مورد مطالعه. نسبت‌های La/Ta بیشتر از ۲۲ و La/Nb بیشتر از ۱/۵ نشان دهنده‌ی آرایش ماگما با ترکیبات پوسته‌ای می‌باشد. نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱۶ می‌باشند.

به منظور نمایش ویژگی‌های ژئوشیمیایی محل منشأ و نحوه‌ی ارتباط زایشی نمونه‌های منطقه با یکدیگر، از نمودارهای دو متغیره‌ای که نشان دهنده نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار می‌باشند، استفاده شده است (شکل ۶-۱۹). چون نمونه‌های منطقه متحمل دگرسانی شده‌اند، سعی شده است از عناصر کمیابی استفاده شود که در برابر فرآیندهای ثانویه کمترین تحرک را داشته و نتایج قابل

قبولی را ارائه دهند. همان گونه که در شکل ۶-۱۹ دیده می شود، تغییرات جفت عناصر Sm-La، Nd، Y-Yb و Ta-Nb که در فازهای جامد دارای ضرایب جدایش نزدیک به یکدیگر هستند، بر روی نمودارهای تغییرات روندی تقریباً خطی نشان می دهند. با توجه به نقش نداشتن و یا نقش بسیار ناچیز آلایش پوسته‌ای در تحول ماگماهای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه، و نیز اینکه فرآیندهایی نظیر تبلور تفریقی قادر به ایجاد تغییرات در نسبت‌های مذکور نیستند، روندهای خطی مشاهده شده را باید حاصل منشأگیری این ماگماها از منابعی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی تقریباً مشابه دانست. با این وجود، بالاتر بودن مقادیر عناصر La، Ce، Sm، Nd، Y، Yb و Nb و Ta در بازالت‌های دونین می‌تواند نشان دهنده‌ی غنی‌تر بودن محل منشأ این بازالت‌ها و یا عمق بیشتر تشکیل آن‌ها نسبت به بازالت‌های اردوویسین و سیلورین باشد.

همچنین در نمودارهای نسبت La-Zr و Nb-Zr دو روند جداگانه برای نمونه‌های منطقه قابل تشخیص است (شکل ۶-۱۹ ج-ح). به طوری که بازالت‌های موجود در سازند قلی و نیز بازالت‌های سلطان میدان دارای روند تقریباً خطی و مشابهی می‌باشند، اما نمونه‌های دونین روند متفاوتی را نشان می‌دهند. با توجه به ناسازگاری بیشتر La و Nb نسبت به Zr و حساسیت بیشتر آن‌ها به درجه‌ی ذوب بخشی، روند متفاوت و نیز نسبت بیشتر این عناصر نسبت به Zr را می‌توان به علت درجه ذوب کمتر ماگمای اولیه‌ی تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های دونین نسبت به بازالت‌های اردوویسین و سیلورین دانست. همچنین استفاده از نسبت مقادیر Zr در برابر Nb امکان تعیین میزان غنی‌شدگی محل منشأ این بازالت‌ها را فراهم می‌سازد. به عقیده‌ی (Sun & McDonough (1989)، نسبت Zr به Nb کمتر از ۱۵/۷۱ در بازالت‌ها بیانگر منشأگیری آن‌ها از یک منبع غنی‌شده می‌باشد. با توجه به کمتر بودن این نسبت در نمونه‌های منطقه از مقدار مزبور، پس یک منشأ اولیه‌ی غنی‌شده برای ماگمای سازنده آن‌ها قابل تصور است (شکل ۶-۱۹ ح). محل قرارگیری نمونه‌های منطقه بر روی شکل ۶-۱۹ نیز تأیید کننده‌ی منشأ اولیه‌ی غنی‌شده‌تر بازالت‌های دونین نسبت به بازالت‌های قدیمی‌تر منطقه است.

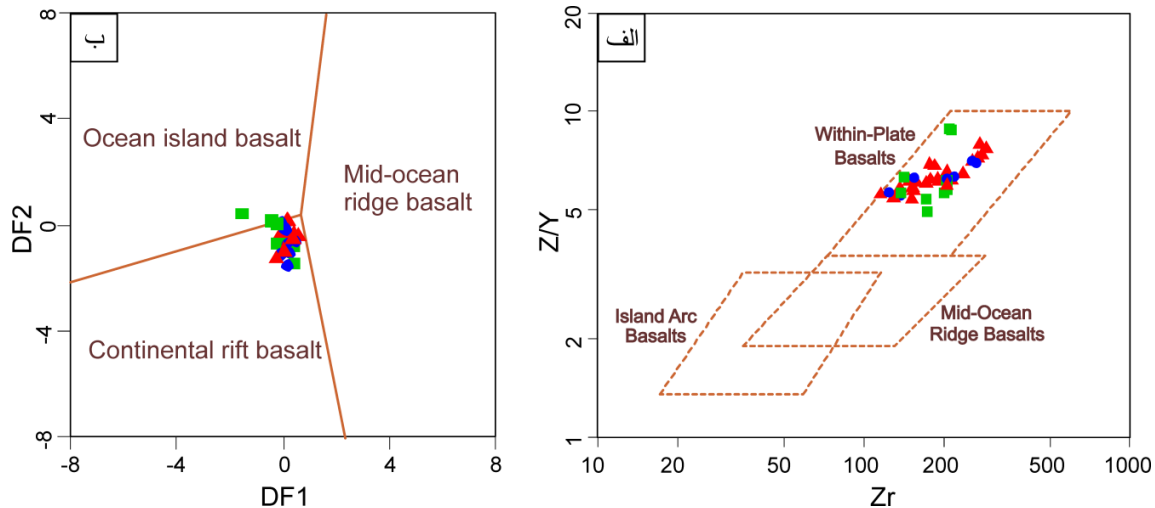


شکل ۶-۱۹- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در سنگ‌های بازالتی اردوویسین تا دونین در منطقه‌ی مورد مطالعه. مقادیر ارائه شده برای عناصر کمیاب بر حسب ppm می‌باشد. نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱۶ می‌باشند.

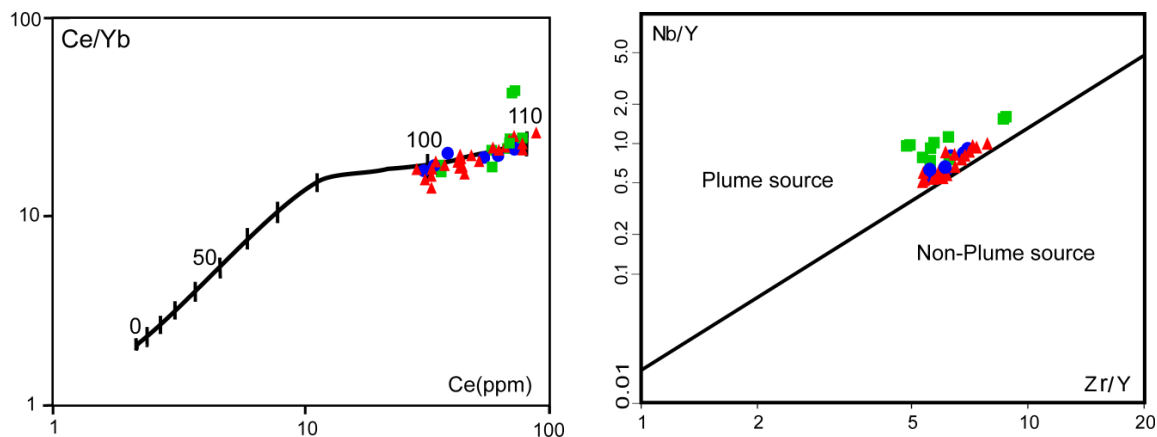
به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی ماگمای سازنده بازالت‌های منطقه، از نمودارهای Pearce & Norry (1979) و Agrawal et al. (2008) استفاده شده است. همان‌گونه که در این نمودارها دیده می‌شود (شکل ۶-۲۰)، تمامی نمونه‌های بازالتی اردوویسین تا دونین منطقه‌ی مورد مطالعه، در قلمرو محیط درون ورقه‌ای و به طور خاص در جایگاه کافت درون قاره‌ای قرار می‌گیرند. قرارگیری بازالت‌های منطقه در محدوده‌ی درون قاره‌ای، با ماهیت ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها و نیز نوع کانی‌های مشاهده شده در پتروگرافی این سنگ‌ها کاملاً سازگار است.

نظر به اینکه تشکیل ماگماهای بازالتی در محیط‌های درون ورقه‌ای عموماً ناشی از بالا آمدن و ذوب‌بخشی ستون‌های گوشته‌ای می‌باشد، لذا ارتباط نمونه‌های منطقه با این ستون‌ها بر اساس نسبت‌های Nb/Y در برابر Zr/Y (Fitton et al., 1997) مورد بررسی قرار گرفته است. همان‌گونه که در شکل ۶-۲۱ دیده می‌شود تمامی نمونه‌های منطقه در محدوده‌ی ستون‌های گوشته‌ای قرار می‌گیرند. این امر با جایگاه درون ورقه‌ای تشکیل آنها کاملاً متناسب است. همچنین، نمودار تعیین عمق محل منشأ ماگماهای تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های اردوویسین تا دونین در منطقه (شکل ۶-۲۲)، حاکی از

ذوب‌بخشی و جدایش مذاب از ستون گوشته‌ای در حال صعود در اعماق حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری است.



شکل ۶-۲۰- موقعیت نمونه‌های بازالتی اردوویسین تا دونین در منطقه‌ی مورد مطالعه بر روی نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی الف) از (Pearce & Norry (1979 و ب) از (Agrawal et al. (2008. نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱۶ می‌باشند.



شکل ۶-۲۲- موقعیت بازالت‌های اردوویسین تا دونین منطقه بر روی نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992). نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱۶ می‌باشند.

شکل ۶-۲۱- موقعیت بازالت‌های اردوویسین تا دونین منطقه بر روی نمودار Nb/Y در برابر Zr/Y (Fitton et al., 1997). نشانه‌های مورد استفاده مشابه با شکل ۶-۱۶ می‌باشند.

ماهیت انتقالی تا آلکالن بازالت‌های منطقه و نیز جایگاه کافت درون قاره‌ای تشکیل آنها در طی اردوویسین تا دونین، نشان دهنده‌ی برقراری و تداوم شرایط کشش قاره‌ای (کافت‌زایی) دراز مدت در این بخش از البرز می‌باشد. جایگاه کششی و درون قاره‌ای تشکیل این بازالت‌ها، حضور ناپیوستگی‌های

متعدد همشیب و فرسایشی، در کنار نبودن ناپیوستگی زاویه‌دار در بین واحدهای سنگی منطقه در طی اردوویسین تا دونین از شواهد حاکم بودن حرکات تکتونیکی قائم (شاقولی) در این بخش از البرز می‌باشد.

همچنین، همان‌گونه که در بخش ۲-۴-۳ عنوان شد، تعیین سن ایزوتوپی انجام شده توسط Ghavidel-Syooki et al. (2011) بر روی قطعات گرانیتی درشت و صورتی رنگ موجود در واحد کنگلومرای درون مجموعه سلطان میدان، نشان دهنده‌ی سن تشکیل $6/4 \pm 434/4$ میلیون سال برای توده‌ی گرانیتی اولیه است. نظر به اینکه تمام مراحل انجماد نهایی ماگمای گرانیتی در داخل زمین تا رخنمون یافتن و فرسایش و رسوبگذاری قطعات آن در سطح زمین به صورت کنگلومرا، در یک بازه‌ی زمانی کوتاه در خلال تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان صورت گرفته است، پس وجود حرکات قائم، بالازدگی سریع و فرسایش شدید که از نشانه‌های رخدادهای کافت‌زایی هستند، تأیید می‌گردد.

با وجود اینکه ویژگی‌های ماگماتیسیم منطقه‌ی مورد مطالعه نشان دهنده‌ی تداوم شرایط کششی از اردوویسین میانی تا انتهای دونین است، اما احتمالاً بازه‌ی زمانی تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان (اردوویسین فوقانی تا ابتدای سیلورین پایانی) را باید نقطه‌ی عطفی در این چرخه‌ی طولانی مدت کافت‌زایی دانست. در واقع، نیروی محرکه‌ی خروج حجم عظیم ماگمای بازالتی سلطان میدان را می‌توان در گسیختگی شدید و عمیق سنگ کره قاره‌ای دانست که منجر به کاهش ناگهانی و محسوس فشار وارد بر گوشته، بالآمدگی ستون‌های گوشته‌ای و فراهم شدن شرایط لازم برای ذوب بخشی و ایجاد حجم زیاد ماگمای بازالتی شده است. بعلاوه، آکالن‌تر بودن ماهیت بازالت‌های دونین و نیز وجود اندکی تفاوت در روند ژئوشیمیایی آنها نسبت به بازالت‌های قدیمی‌تر را می‌توان در ارتباط با کاهش کشش حاکم بر منطقه و منشأگیری احتمالی ماگما از اعماق بیشتر و درجات کمتر ذوب‌بخشی دانست. از سوی دیگر، ماهیت ساب‌آکالن و انتقالی سنگ‌های بازالتی اردوویسین و سیلورین را علی-

رغم وجود محیط کشتی درون قاره‌ای و انتظار حضور ماگماهای با آلکالینیته بالا، می‌توان به کشتی-های شدیدتر پوسته، بالازدگی سریع‌تر و بروز ذوب بخشی درجه بالاتر در عمق کمتر، نسبت داد.

۵-۶- بررسی کلی مهمترین رخنمون‌های سنگ‌های آذرین بازیک پالئوزوئیک‌زیرین در

ایران

تاکنون در ارتباط با ماگماتیسم پالئوزوئیک‌زیرین که عمدتاً به صورت ترکیبات بازالتی بوده و در بخش‌های مختلف ایران رخنمون دارند، مطالعات نسبتاً محدودی صورت گرفته است. بر اساس شواهد زمین‌شناسی، علاوه بر منطقه‌ی مورد مطالعه، بخش‌های وسیعی از زون‌های ساختاری البرز، ایران مرکزی و سهندج-سیرجان در طی پالئوزوئیک‌زیرین و خصوصاً سیلورین تحت تأثیر این ماگماتیسم بازالتی قرار داشته‌اند. از جمله مناطقی که این سنگ‌ها رخنمون دارند می‌توان به نواحی جام (Alavi- Naini, 1972؛ ناجی، ۱۳۸۳؛ قاسمی و ناجی، ۱۳۸۳)، شیرگشت (Ruttner et al., 1968؛ درخشی، ۱۳۸۵؛ قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷)، رباط قره‌بیل (Bozorgnia, 1973؛ افشار حرب، ۱۳۷۳)، سُه کاشان (Zahedi, 1973؛ آیتی، ۱۳۸۲؛ آیتی و همکاران، ۱۳۸۲، ۱۳۸۹)، تروند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷)، جنوب بجنورد (Ahmadzadeh Heravi, 1975؛ جولاپور و گلابتونچی، ۱۳۷۷)، بینالود (اربابی طهران، ۱۳۸۸)، تویه‌دروار (قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱) اشاره کرد. همچنین، بسیاری از سنگ‌های نفوذی بازیک موجود در واحدهای قدیمی‌تر از پالئوزوئیک‌زیرین را نیز می‌توان در ارتباط با رخداد ماگمایی مربوط به این زمان دانست. به عنوان مثال، با وجود اینکه در ناحیه شیرگشت فعالیت آتشفشانی سیلورین را می‌توان بصورت یک روانه‌ی گدازه به ضخامت حدود ۲۰ متر در بخش-های تحتانی سازند نیور دید، اما حجم اصلی ماگماتیسم به صورت نفوذی تا نیمه نفوذی در سازندهای قدیمی‌تر با سن کامبرین تا اردوویسین دیده می‌شود (درخشی و همکاران، ۱۳۸۵؛ قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷). همچنین، در منطقه تویه‌دروار در جنوب غرب دامغان نیز یک توده نفوذی گرانیتوئیدی با ترکیب کلی کوارتز مونزونیتی در داخل واحدهای پرکامبرین فوقانی-کامبرین رخنمون یافته است که

احتمالاً مرتبط با ماگماتیسیم سیلورین می باشد (خانعلی زاده و قاسمی، ۱۳۸۴؛ Khanalizadeh & et al., 2006؛ قاسمی و خانعلی زاده، ۱۳۹۱). البته باید توجه داشت که به دلایل مختلفی نظیر قدیمی بودن فعالیت های ماگمایی، چین خوردگی، گسل خوردگی، فرسایش، پوشیدگی توسط رسوبات جوان تر و ... رخنمون های سنگ های پالئوزوئیک زیرین در بسیاری از مناطق ایران به طور گسترده قابل مشاهده نیستند.

در این بخش به منظور بررسی کلی و مقایسه ی ماگماتیسیم پالئوزوئیک زیرین در بخش های مختلف ایران، در ابتدا کلیاتی درباره ی ویژگی های سنگ های آذرین پالئوزوئیک زیرین در مناطق جام، شیرگشت، بینالود، جهق، ابیانه و بازالت های موجود در شیست های گرگان ارائه شده، و در ادامه به مقایسه ی آنها با مجموعه ی بازالتی سلطان میدان پرداخته می شود.

۶-۵-۱- فعالیت آذرین پالئوزوئیک زیرین در ناحیه ی جام

ناحیه ی جام واقع در جنوب غرب دامغان (در نزدیکی روستای قوشه)، بخشی از ایران مرکزی بوده و می توان در این ناحیه حضور سنگ های آتشفشانی و نیمه عمیق با ترکیب بازیک تا حد واسط را دید. سنگ های آتشفشانی دارای ترکیب بازالت تا آندزیت بوده و سنگ های نیمه عمیق نیز با ترکیب میکرودیوریتی به صورت دایک و توده های کوچک در داخل دولومیت های وطن رخنمون دارند. مطالعات انجام شده توسط ناجی و قاسمی (۱۳۸۳) نشان داده است که این سنگ های آذرین دارای ماهیت آلکالن بوده و در رده ی بازالت های طغیانی قاره ای قرار می گیرند. به عقیده ی ایشان تشکیل این سنگ ها در نتیجه ی ذوب درجه ی پایین لیتوسفر زیر قاره ای و در جایگاه درون ورقه ای در طی پالئوزوئیک زیرین به وقوع پیوسته است.

۶-۵-۲- فعالیت ماگمایی بازیک سیلورین در ناحیه ی شیرگشت

فعالیت ماگمایی سیلورین در ناحیه ی شیرگشت را می توان در ۶۰ کیلومتری شمال غرب طبس و ۱۰ کیلومتری شمال روستای شیرگشت، در محدوده ی کوه های درنجال دید. این منطقه از لحاظ

ساختاری و تقسیمات زمین‌شناسی به عنوان بخشی از زون ایران مرکزی در نظر گرفته می‌شود. در کوه‌های درنجال که حاصل بالازدگی سنگ‌های پالئوزوئیک می‌باشند، توالی تقریباً کاملی از سنگ‌های پالئوزوئیک‌زیرین-میانی دیده می‌شود. سنگ‌های آذرین مذکور با ترکیب عمدتاً بازیک و به اشکال نفوذی و خروجی در درون واحدهای سنگی کامبرین تا سیلورین منطقه برونزد دارند.

سنگ‌های نفوذی در سازندهای سلطانیه، باروت، زاگون، لالون، درنجال و شیرگشت به اشکال دایک و سیل و با دگرسانی بسیار شدید دیده می‌شوند. بیشترین و مهمترین حجم سنگ‌های نفوذی بصورت توده‌های نامنظم و با ترکیب الیوین‌گابرو، گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و مونزودیوریت در سازند کالشانه رخمون دارند. طیف ترکیبی مشاهده شده در سازند کالشانه حاصل عملکرد فرآیندهای تبلور تفریقی بوده و الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و گاهی اوقات آمفیبول کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. مهمترین کانی‌های فرعی نیز شامل هورنبلند، بیوتیت، کانی‌های اپاک، آپاتیت و فلوگوپیت می‌باشند. این سنگ‌ها تمام بلورین بوده و انواع بافت‌های گرانولار، اینترگرانولار، افیتیک و پوئی‌کلیتیک را نشان می‌دهند. فراوانی کانی الیوین در الیوین‌گابروها که گاهی تا حدود ۵۰ درصد نیز می‌رسد، و نیز گردشگی آنها حاکی از جدایش مکانیکی الیوین در هنگام تشکیل این سنگ‌ها می‌باشد (قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷).

سنگ‌های خروجی نیز بصورت یک روانه‌ی گدازه الیوین‌بازالتی و به ضخامت حدود ۲۰ متر در قسمت‌های تحتانی سازند نیور دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها مشابه سنگ‌های نفوذی شامل الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن بوده و بافت‌های پورفیری با خمیره‌ی میکرولیتی و شیشه‌ای، گلوپورفیری و حفره‌ای را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها نیز متحمل درجات نسبتاً شدید دگرسانی شده‌اند، بطوری که دگرسانی رخ داده منجر به جایگزین شدن بلورهای الیوین توسط کلسیت، زئولیت و کوارتز شده است.

شواهد مختلف نشان دهنده‌ی ارتباط ماگمایی و ژنتیکی سنگ‌های نفوذی و خروجی ناحیه‌ی شیرگشت با یکدیگر، و منشأ گرفتن آنها از یک ماگمای واحد می‌باشد. بطور کلی مطالعات صحرایی،

پتروگرافی و ژئوشیمیایی بیانگر ماهیت انتقالی تا آکالن این سنگ‌ها و تشکیل آنها در طی سیلورین در یک محیط درون صفحه‌ای قاره‌ای است. این سنگ‌های بازیک از ذوب ۱۲ تا ۱۷ درصدی از یک منشأ غنی‌شده‌ی گارنت‌پریدوتیتی در اعماق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری لیتوسفر زیر قاره‌ای منشأ گرفته‌اند. ماهیت ماگمایی و جایگاه تکتونیکی تشکیل این سنگ‌ها با جایگاه محیط کشتی (کافتی) سازگار بوده و حاکی از درجات بالای کشش در طی سیلورین در این منطقه از ایران مرکزی می‌باشند (درخشی، ۱۳۸۵؛ درخشی و همکاران، ۱۳۸۵).

۶-۵-۳- فعالیت ماگمایی بازیک سیلورین در محدوده‌ی کوه‌های بینالود

رخنمون مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب کلی بازالتی و به سن سیلورین را می‌توان در حدفاصل بین مشهد تا نیشابور و در محدوده‌ی کوه‌های بینالود دید. مطالعه‌ی انجام شده توسط اربابی طهران (۱۳۸۸) نشان می‌دهد که این سنگ‌ها که متحمل درجات شدید دگرسانی شده‌اند، دارای ترکیب سنگ‌شناسی بازالت معمولی، بازالت‌الیوین‌دار، تراکی‌بازالت، دلریت، آندزیت‌بازالتی و تراکی-آندزیت هستند.

شواهد نشان‌دهنده‌ی منبع گوشته‌ی غنی شده (استنوسفر) برای این سنگ‌های بازالتی و نیز مشارکت مواد پوسته‌ای در پتروژنز آنها است. این بازالت‌ها در جایگاه زمین‌ساختی درون ورقه‌ای و در محیط دریایی کم عمق فوران نموده‌اند (اربابی طهران، ۱۳۸۸).

۶-۵-۴- فعالیت ماگمایی سیلورین در منطقه‌ی ایبانه-سُه

فعالیت ماگمایی سیلورین در منطقه‌ی ایبانه-سُه توسط آیتی (۱۳۸۲) و آیتی و همکاران (۱۳۸۲) و طباطبایی‌منش و همکاران (۱۳۸۹) مورد مطالعه قرار گرفته است. منطقه‌ی ایبانه-سُه در ۱۴۰ کیلومتری شمال اصفهان و در جنوب کاشان واقع شده و قسمتی از رشته کوه‌های قهرود می‌باشد. در این منطقه سنگ‌های با ترکیب بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت در شروع سازند نیور به سن سیلورین قرار گرفته و یا در دولومیت‌های سلطانیه نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها که متحمل درجات

دگرسانی شدیدی شده‌اند، دارای ماهیت تحولی می‌باشند (آیتی و همکاران، ۱۳۸۲). به طوری که از یک طرف به دلیل غنی‌شدگی از تیتانیوم ماهیت آلکالن، و از طرف دیگر به دلیل غنی‌شدگی از آهن ماهیت تولییتی از خود نشان می‌دهند.

مطالعات انجام شده توسط آیتی و همکاران (۱۳۸۲) حاکی از ماهیت انتقالی تا آلکالن این سنگ‌ها و منشأگیری آنها از محل گوشته‌ی گارنت لرزولیتی در محیط کششی کافت درون قاره‌ای است.

۶-۵-۵- فعالیت ماگمایی سیلورین در منطقه‌ی جهق

سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی جهق بخشی از ارتفاعات رشته کوه‌های قهرود در جنوب کاشان است. این منطقه در تقسیمات زون‌های زمین شناسی ایران، گاهی به عنوان بخشی از ایران مرکزی قلمداد شده و برخی نیز آن را متعلق به کمربند ماگمایی ارومیه-دختر دانسته‌اند. سنگ‌های رخنمون یافته در این منطقه توسط طباطبایی‌منش و همکاران (۱۳۸۹) مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. مطالعات ایشان نشان می‌دهد که رخنمون این سنگ‌های آتشفشانی در تقادیس جهق حدود ۱۲ کیلومتر طول و ۳ کیلومتر عرض داشته و دارای روند کلی NW-SE است. در منطقه‌ی جهق، دولومیت‌های اردوویسین کهن‌ترین واحدهای سنگی هستند که در هسته‌ی تقادیس جهق رخنمون دارند. در این تقادیس، سنگ‌های آتشفشانی نیز هسته‌ی تقادیس را تشکیل داده و در یال‌های شمال شرقی و جنوب غربی آن، افق ماسه‌سنگی سازند نیور و ماسه‌سنگ‌های سازند پادها تکرار می‌شوند.

سنگ‌های آتشفشانی در منطقه‌ی جهق، از نوع بازی تا نیمه‌بازی و عمدتاً از نوع بازالت هستند. این سنگ‌ها حاصل درجه‌ی ذوب بخشی کم در محل منشأ بوده و نشان دهنده‌ی آرایش ماگما با پوسته‌ی قاره‌ای در حین صعود می‌باشند. همچنین شواهد ژئوشیمیایی بیانگر شرایط سنگ‌زایی مشابه (نظیر سنگ منشأ و درجه ذوب بخشی) این سنگ‌ها با سنگ‌های بازیک منطقه‌ی ابیانه است.

بررسی ژئوشیمیایی این سنگ‌ها حاکی از ماهیت قلیایی و محیط زمین‌ساختی کافت درون قاره‌ای در زمان تشکیل این سنگ‌ها است (طباطبایی منش و همکاران ۱۳۸۹).

۶-۵-۶- سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان

بر روی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان، در جنوب و جنوب غرب علی‌آباد کتول، گستره‌ی وسیعی از سنگ‌های دگرگونی به همراه واحدهای آذرین دیده می‌شود که به شیست‌های گرگان معروف بوده و در این نقشه بطور ممتد تا جنوب گرگان، کردکوی و نواحی غربی‌تر در بهشهر ادامه دارند. این واحدهای سنگی دارای حدود ۱۰۰ تا ۱۲۵ کیلومتر طول و ۱ تا ۲ کیلومتر عرض بوده و به موازات راستای عمومی ساختار البرز قرار گرفته‌اند. تاکنون مطالعات متعددی از جنبه‌های مختلف بر روی این مجموعه‌ی دگرگونی-آذرین صورت گرفته است که مهمترین آنها شامل بررسی‌های انجام شده توسط (Ghavidel-Syooki, 2008) و صالحیان (۱۳۹۰) می‌باشد که در ادامه چکیده‌ای از آن ارائه می‌گردد.

در محدوده‌ی گسترش شیست‌های گرگان، عملکرد دگرگونی ناحیه‌ای درجه‌ی ضعیف در حد سطوح پایین رخساره‌ی شیست سبز منجر به تشکیل طیف سنگی فیلیت تا شیست شده است. از ویژگی‌های این شیست‌ها حضور سنگ‌های آذرین عمدتاً بازیک شدیداً دگرسان شده و به شکل میان - لایه‌های نازک گدازه‌ی بازالتی، توده‌های نفوذی کوچک عمدتاً از نوع گابرویی و دایک‌های کوچک پراکنده‌ی بازالتی تا آندزیتی و تراکیتی در درون توالی این واحدهای دگرگونی می‌باشد.

(Ghavidel-Syooki, 2008) سن رسوبات این شیست‌ها (قبل از دگرگونی) را بر پایه مطالعات پالینولوژی متعلق به اردوویسین پایانی (late Ordovician) دانسته و تشکیل آنها را در یک محیط کم عمق دریایی در نظر گرفته است. ایشان رسوب‌گذاری شیست‌های گرگان را هم زمان با سازند قلی دانسته و با توجه به شواهد دیرینه‌شناسی ابراز کرده‌اند که شمال شرقی رشته کوه‌های البرز در طی اردوویسین پایانی بخشی از قلمرو گندوانا بوده است.

مطالعه‌ی انجام شده توسط صالحیان (۱۳۹۰) نشان داده است که ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های مافیک موجود در شیست‌های گرگان دارای ماهیت آلوکالن بوده و در محیط کافت درون قاره‌ای شکل گرفته‌اند. همچنین، ماهیت ماگمایی و نیز محیط زمین ساخت کششی تشکیل این

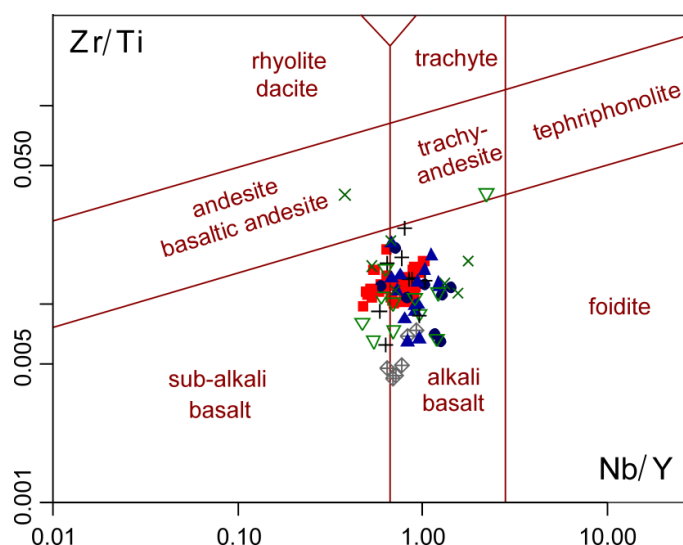
سنگ‌ها، در ارتباط با مراحل کافت‌زایی پالئوتتیس در طی اردوویسین - سیلورین دانسته شده است. دگرگونی شیست‌های گرگان نیز در ارتباط با بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در طی تریاس پسین (سیمرین پیشین) به وقوع پیوسته است (Alavi, 1996؛ Ghavidel-Syooki, 2008).

۶-۵-۷- مقایسه‌ی ویژگی‌های بازالت‌های سلطان میدان با سایر سنگ‌های آذرین

پالئوزوئیک‌زیرین در ایران

بررسی کلی مهم‌ترین فعالیت‌های ماگمایی پالئوزوئیک‌زیرین در بخش‌های مختلف ایران (شامل منطقه‌ی مورد مطالعه و مناطق جام، شیرگشت، بینالود، جهق، ابیان و بازالت‌های موجود در شیست‌های گرگان) نشان می‌دهد که شدیدترین فعالیت ماگمایی در ایران در طی اردوویسین فوقانی-سیلورین به وقوع پیوسته است. این بازه‌ی زمانی، مطابق با زمان تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشد. همچنین ترکیب این سنگ‌های آذرین عموماً از نوع بازالتی بوده و متحمل درجات شدید دگرسانی شده‌اند. با وجود همزمانی تشکیل و شباهت ترکیب کلی این سنگ‌ها با بازالت‌های سلطان میدان، مقایسه‌ی ضخامت و گسترش آنها حاکی از این امر است که مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان بزرگ‌ترین و حجیم‌ترین رخمون از فعالیت ماگمایی اردوویسین فوقانی-سیلورین و در کل پالئوزوئیک‌زیرین ایران می‌باشد.

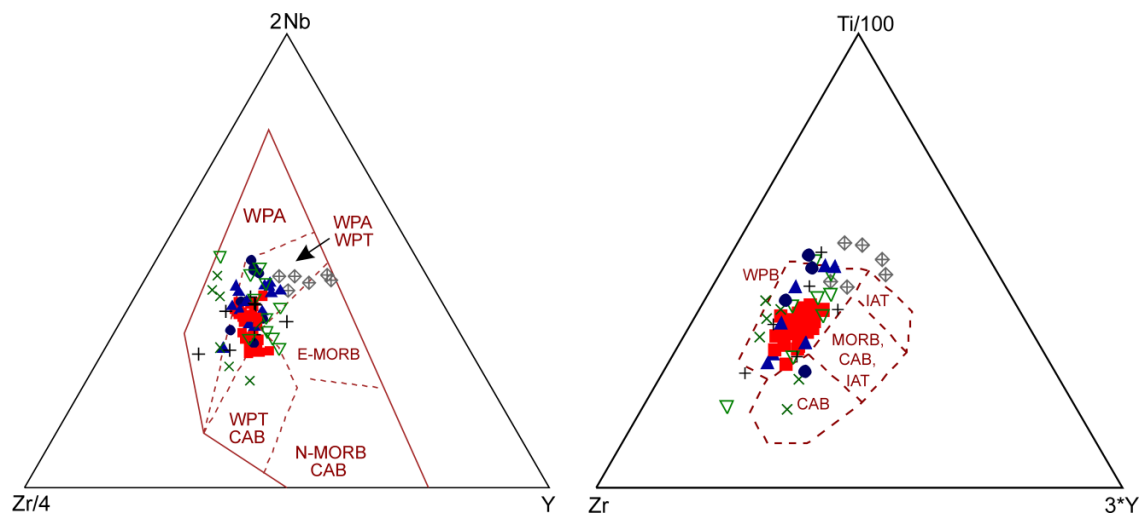
در نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y از Pearce (1996)، طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه به همراه سنگ‌های بازیک مناطق مناطق جام، شیرگشت، بینالود، جهق، ابیان و بازالت‌های موجود در شیست‌های گرگان ارائه شده است (شکل ۶-۲۳). همان‌گونه که در این نمودار دیده می‌شود، این سنگ‌ها عموماً دارای ترکیب بازالتی و ماهیت آکالن و انتقالی تا آکالن هستند. این شباهت در ترکیب و ماهیت این سنگ‌ها می‌تواند بیانگر وجود برخی ساز و کارهای مشابه در نحوه‌ی تشکیل و تحول ماگمای تشکیل دهنده‌ی آنها باشد.



شکل ۶-۲۳- نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y از Pearce (1996) جهت طبقه‌بندی و مقایسه‌ی بازالت‌های سلطان میدان (■)، جام (+)، شیرگشت (▼)، جهق (◆)، ابیانه (×)، بینالود (▲) و بازالت‌های موجود در شیست‌های گرگان (●). داده‌های منطقه‌ی جام از ناجی (۱۳۸۲)؛ شیرگشت از قاسمی و درخشی (۱۳۸۷)، جهق از طباطبایی‌منش و همکاران (۱۳۸۹)، ابیانه از آیتی (۱۳۸۲)، بینالود از اربابی طهران (۱۳۸۸) و بازالت‌های موجود در شیست‌های گرگان از صالحیان (۱۳۹۰).

همچنین نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی $Zr-Ti-Y$ (Pearce & Cann, 1973) و $Zr-Nb-Y$ (Meschede, 1986) نشان دهنده‌ی تشکیل تمامی این سنگ‌ها در جایگاه درون ورقه‌ای می‌باشند (شکل ۶-۲۴). همان‌گونه که در نمودار $Zr-Nb-Y$ از (Meschede, 1986) مشاهده می‌شود، نمونه‌ها بیشتر در محدوده‌ی مشترک تولیته‌ها و سنگ‌های آکالن درون قاره‌ای قرار گرفته‌اند، که این امر می‌تواند به دلیل تمایل بسیاری از این سنگ‌ها به سمت تولیته‌های درون قاره‌ای و بیانگر ماهیت انتقالی در برخی از آنها باشد. از آنجائیکه این سنگ‌ها در جایگاه درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند، و نیز اینکه درجه‌ی ذوب‌بخشی مهمترین عامل اولیه در تعیین ماهیت ماگماها می‌باشد، تمایل بسیاری از این سنگ‌ها به سمت ماگماهای انتقالی می‌تواند دلیلی بر وجود مقادیر بالایی کشش قاره‌ای و وجود شکستگی‌های عمیق در زمان تشکیل این سنگ‌ها باشد. به طوری که مقادیر بالای کشش منجر به برداشته شدن محسوس فشار وارد بر منابع گوشته‌ای شده، و بالا رفتن درجه‌ی ذوب و در نتیجه تمایل این سنگ‌ها به سمت انتقالی را در پی داشته است. به طور کلی ماهیت ماگمایی و جایگاه

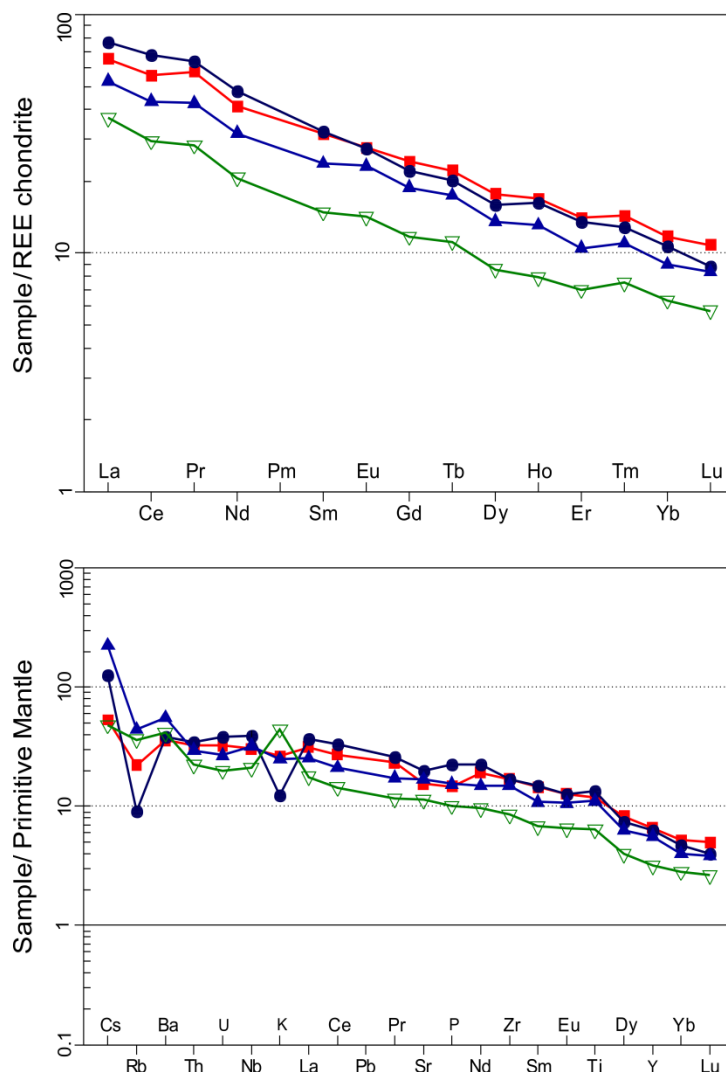
تشکیل این سنگ‌ها نشان دهنده‌ی حکمفرمایی شرایط کششی و فعالیت ماگمایی درون قاره‌ای در بخش‌های وسیعی از ایران در طی اردوویسین و سیلورین می‌باشد (درخشی و همکاران، ۱۳۹۰).



شکل ۶-۲۴- نمودار تعیین محیط تکتونیکی Zr-Ti-Y از Pearce & Cann (1973) و Zr-Nb-Y از Meschede (1986) برای تعیین جایگاه تشکیل بازالت‌های پالئوزوئیک‌زیرین مناطق مختلف ایران. نشانه‌ها مشابه با شکل ۶-۲۳ می‌باشد.

در شکل ۶-۲۵ مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بازالت‌های سلطان میدان، شیرگشت، بینالود و بازالت‌های موجود در شیست‌های گرگان که نسبت به مقادیر کندریتی (Nakamura 1974) و مقادیر گوشته‌ی اولیه‌ی Sun & McDonough (1989) بهنجار شده‌اند، ارائه شده است. همان‌گونه که در این نمودارها دیده می‌شود، با وجود اینکه فاصله‌ی مکانی نسبتاً زیادی بین این مناطق وجود دارد، ولی شباهت بسیار جالبی در الگوی توزیع عناصر کمیاب این سنگ‌ها دیده می‌شود. به طوری که الگوی توزیع این عناصر تقریباً با یکدیگر موازی بوده و نحوه‌ی ناهنجاری‌های مثبت و منفی نیز تقریباً با یکدیگر همخوانی دارد. این شباهت‌ها حاکی از درگیر بودن فرآیندهایی مشابه در ژن و تحول ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها در طی اردوویسین فوقانی-سیلورین است. به عنوان مثال در همه‌ی این سنگ‌ها در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه‌ی Sun & McDonough (1989)، یک ناهنجاری مثبت در مقادیر تیتانیوم دیده می‌شود که با جایگاه درون قاره‌ای این سنگ‌ها کاملاً سازگار

است. همچنین عدم وجود ناهنجاری منفی در مقادیر Nb می‌تواند حاکی از منشأگیری از آنها از منابع گوشته‌ای غنی شده، و عدم نقش و یا نقش ناچیز آرایش ماگمایی در تحول این سنگ‌ها است.



شکل ۶-۲۵- مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بازالت‌های سلطان میدان (■)، شیرگشت (▽)، بینالود (▲) و بازالت‌های موجود در شیست‌های گرگان (●) که نسبت به مقادیر کندریتی (Nakamura (1974) و مقادیر گوشته‌ای اولیه‌ی Sun & McDonough (1989) بهنجار شده‌اند.

۶-۶- سرگذشت پالئوزوئیک ایران و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های بازالتی

منطقه‌ی مورد مطالعه در ارتباط با تشکیل اقیانوس پالئوتتیس

ایران به عنوان بخشی از سیستم کوهزایی آلپ-همالیا، متشکل از مجموعه‌ای از بلوک‌های قاره‌ای می‌باشد که توسط چندین کمربند چین‌خوردگی و راندگی از یکدیگر جدا می‌شوند (Gansser et al.,

(1981). شکل‌گیری و تکامل یک چنین سیستم کوهزایی عظیمی، در نتیجه‌ی باز و بسته شدن اقیانوس‌های تتیس بوده است.

حضور واحدهای مشابه ماسه‌سنگی و به مقدار کمتر تبخیری‌ها در طی نئوپروتروزوئیک پایانی و پالئوزوئیک آغازین، سبب شده است که ایران به عنوان بخشی از گندوانا و در مجاورت صفحه‌ی عربی در نظر گرفته شود (Stocklin, 1968). با این وجود، گستردگی ماسه سنگ‌هایی با این سن در مناطق وسیعی از شمال آفریقا تا هیمالیا (Burke and Krauss, 2000؛ Avigad et al., 2003) باعث می‌شود که نزدیکی مکانی بین ایران و صفحه‌ی عربی صرفاً بر این اساس قابل اثبات نباشد (Horton et al., 2008). همچنین، شباهت‌های لیتواستراتیگرافی وسیع در توالی‌های سنگی نئوپروتروزوئیک تا سنوزوئیک در البرز، زاگرس و ایران مرکزی، حاکی از تاریخچه‌ی قابل مقایسه‌ی آنها در طی این زمان-ها می‌باشد. به طوری که بازسازی‌های صورت گرفته بر اساس توالی‌های سنگی توسط Stampfli & Borel (2002) و Golonka (2004)، جدایش اولیه از گندوانا، برخورد بعدی با اوراسیا، و برخورد نهایی با عربستان را در خود ثبت نموده‌اند (Horton et al., 2008).

بسیاری از محققین (نظیر Stöcklin, 1968؛ Becker et al., 1973؛ Berberian & King, 1981؛ Sengör, 1987؛ Davoudzadeh, 1997) با توجه به تشابه پی‌سنگ ایران با پی‌سنگ گرانیته نئوپروتروزوئیک عربستان، ایران را به عنوان بخشی از گندوانا در نظر گرفته و شکل‌گیری آن را در فاصله‌ی زمانی کوتاهی بعد از کوهزایی پان-آفریکن (Pan-African orogeny) می‌دانند.

تاکنون، مطالعات دقیق معدودی بر روی پی‌سنگ متبلور ایران صورت گرفته است. نتایج مطالعات ایزوتوپی (به روش U-Pb) بر روی پی‌سنگ البرز و ایران مرکزی بیانگر یکنواختی نسبی آنها در طی نئوپروتروزوئیک پایانی و ابتدای کامبرین می‌باشد (Lam, 2002؛ Ramezani & Tucker, 2003؛ Hassanzadeh et al., 2008). همچنین مطالعات ایزوتوپی نشان می‌دهد که ایران در طی پالئوزوئیک در موقعیتی نزدیک به ورقه‌ی عربستان قرار داشته و مجموعاً به عنوان بخشی از گندوانا بوده‌اند (Horton et al., 2008). در عین وجود برخی ناسازگاری‌ها، به نظر می‌رسد که عدم جدایش و یا

جدایش بسیار ناچیزی میان ایران و گندوانا در طی نئوپروتروزوئیک انتهایی تا پرمین وجود داشته است، که این امر با رخساره‌های دریایی کم عمق و نیز ضخامت محدود توالی‌های سنگی پالئوزوئیک در البرز، زاگرس و ایران مرکزی مطابقت دارد (Stocklin, 1968).

یکی از پیچیدگی‌های مطالعه‌ی تاریخچه‌ی تحولات زمین‌شناسی ایران، تعیین تعداد بلوک‌های تشکیل دهنده‌ی ایران و نیز موقعیت مکانی و زمانی این بلوک‌ها نسبت به یکدیگر است. با توجه به حضور چندین کمر بند افیولیتی که در ارتباط با باز و بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی می‌باشند و نیز گسل‌های بزرگ فعال می‌توان گفت که ایران از چند بلوک مستقل تشکیل شده است (Zanchi et al., 2009). بر اساس اولین تقسیم‌بندی‌های صورت گرفته توسط Stocklin (1974) و Berberian & King (1981)، در طی پالئوزوئیک-تریاس سه ناحیه‌ی اصلی شامل مناطق شمال ایران، ایران مرکزی و سهند-سیرجان در ایران قابل تشخیص می‌باشند. شمال ایران شامل کمر بند البرز است که مرز آن با ایران مرکزی در جنوب رشته کوه‌های البرز قرار دارد. توالی‌های سنگی پرکامبرین پایانی-تریاس در زون البرز بسیار شبیه به توالی‌های سنگی سایر مناطق ایران بوده و دست کم در بخش وسیعی از پالئوزوئیک دارای یک قرابت گندوانایی می‌باشد (Stocklin, 1974؛ Berberian & King, 1981؛ Angiolini et al., 2007؛ Wendt et al., 2005).

با وجود شباهت‌های سنگ چینه نگاری (لیتواستراتیگرافی) بین شمال ایران با ایران مرکزی و جنوب ایران، هنوز مجاورت و نزدیکی این مناطق به یکدیگر در طی پالئوزوئیک کاملاً روشن نیست (Horton et al., 2008). با این حال، بیشتر مطالعات نشان دهنده‌ی محیط رسوبگذاری دریایی کم عمق حاشیه‌ی غیر فعال، و بدون هیچگونه تغییر شکل مهم می‌باشند (Stöcklin, James & Wynd, 1965؛ Berberian & Berberian, 1981؛ Berberian & King, 1981؛ Alsharhan & Kendall, 1968). همچنین، همانگونه که در بخش ۶-۵-۷ نشان داده شد، بررسی کلی مهمترین فعالیت‌های ماگمایی پالئوزوئیک-زیرین در بخش‌های مختلف البرز و ایران مرکزی (شامل بازالت‌های سلطان میدان و نیز سنگ‌های بازیک در مناطق جام، شیرگشت، بینالود، جهق، ایبانه و بازالت‌های موجود در

شیست‌های گران) نشان دهنده‌ی شباهت‌های کلی بسیاری (نظیر ماهیت و جایگاه تشکیل) میان آنها است. به طوری که این قرابت و شباهت در ویژگی‌های ماگماتیسم پالئوزوئیک‌زیرین در البرز و ایران مرکزی می‌تواند شاهی بر مجاورت و نزدیکی مکانی این مناطق به یکدیگر نیز باشد.

محدوده‌های گسترش سرزمین‌های متعلق به سیمین و واریسکن برای اولین بار توسط اشتوکلین (Stocklin, 1968) صورت گرفته است. بر این اساس ایران مرکزی، البرز، سنندج سیرجان و مرکز و جنوب افغانستان در گروه بلوک‌های سیمین قرار می‌گیرند. پی‌سنگ مناطق مذکور در پرکامبرین و طی کوهزایی پان-آفریکن شکل گرفته است. محدوده‌ی جنوب خزر، بخش شمالی زمین درز پالئوتتیس، کپه‌داغ، و کوه‌های پاروپامیسوس و غرب هندوکوش نیز در گروه سرزمین‌های واریسکن قرار می‌گیرند.

تفاوت‌های ساختمانی در البرز باعث شده است که این کمربند در امتداد سفید رود به دو بخش اصلی شامل البرز غربی (در بر گیرنده‌ی رشته کوه‌های تالش) و البرز مرکزی-شرقی واقع در شرق رشت تقسیم شود. کوه‌های تالش دارای عرض کمتر از ۵۰ کیلومتر است، در حالی که عرض البرز مرکزی و شرقی به ۱۰۰ کیلومتر نیز می‌رسد (Zanchi et al., 2009). با این وجود، ضخامت پوسته‌ی البرز فقط ۳۵ تا ۴۰ کیلومتر می‌باشد، که این مقدار به طور غیر معمول برای رشته کوه‌هایی با ۱۰۰ کیلومتر عرض و ۳ تا ۵ کیلومتر ارتفاع، نازک می‌باشد. این امر نشان دهنده‌ی عدم جبران این رشته کوه‌ها به وسیله‌ی یک ریشه‌ی لیتوسفری می‌باشد (Rodgers et al., 1997; Dehghani & Makris, 1984). در رشته کوه‌های البرز می‌توان توالی سنگی به ضخامت بیش از ۱۲ کیلومتر که در طی پرکامبرین پایانی تا هولوسن بر روی یکدیگر نهشته شده‌اند را مشاهده نمود (Zanchi et al., 2009). کمربند البرز در حال حاضر نیز به لحاظ لرزه‌ای بسیار فعال است (Ritz et al., 2006).

به طور کلی، پی‌سنگ پرکامبرین در محدوده‌ی مورد مطالعه رخنمون نداشته و قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در منطقه‌ی مورد مطالعه شامل دولومیت‌ها، سنگ آهک‌ها و شیل‌های سازند ابستو

می‌باشد که دارای سن اردوویسن پیشین است. اما تنها سنگ‌های شناخته شده‌ی پرکامبرین در البرز را می‌توان به شکل گرانیتهای لاهیجان به سن ۵۷۵ میلیون سال دید (Kalvoda & Bábek 2010). حضور این گرانیتهای نشان می‌دهد که البرز بر روی پی سنگی قرار گرفته است که کوهزاد پان-آفریکن (Panafrican) را تجربه کرده است (Guest et al., 2006). همچنین حضور پی سنگ پان-آفریکن بوسیله تعیین سن زیرکن‌های موجود در رسوبات پالئوزوئیک نیز تأیید شده است (Horton et al., 2008; Hassanzadeh et al., 2008).

نهمین قاره‌ای پرکامبرین- کامبرین در البرز شامل دولوستون‌ها و ماسه سنگ‌های دریایی کم عمق هستند که در اردوویسن زیرین- میانی توسط شیل‌های گلاکونیت‌دار و سیلتستون دنبال شده و در برخی موارد بر روی آنها گدازه‌های سیلورین قرار می‌گیرند (آقنابتی، ۱۳۸۳؛ Kalvoda & Bábek, 2010). در توالی‌های پالئوزوئیک-تریاس بین مرز شمال ایران و ایران مرکزی، تغییرات رخساره‌ای کمی دیده می‌شود (Zanchi et al., 2009). همچنین، مطالعات چینه‌شناسی و فسیل شناسی توسط (Leven & Gorgij 2006) و (Gaetaniet et al. 2009) نشان دهنده‌ی شباهت‌های برجسته‌ای میان تحول چینه‌شناسی کربونیفر-پرمین در شمال ایران و ایران مرکز بوده و ارتباط مکانی نزدیک آنها را در این زمان‌ها نشان می‌دهد. به عقیده‌ی (Zanchi et al. 2009) البرز حداقل در طی پالئوزوئیک در بخش شمالی ایران مرکزی قرار داشته است. نتایج مشابهی نیز توسط (Wendt et al. 2002, 2005) بدست آمده است.

اقیانوس ریک (Rheic Ocean) یکی از اقیانوس‌های بزرگ پالئوزوئیک بوده است که به عقیده‌ی بسیاری (برای مثال Nance et al., 2010)، در کامبرین پایانی-اردوویسن آغازین و در نتیجه انشقاق سرزمین‌های حاشیه‌ی گندوانا، نظیر آوالونیا (Avalonia)، و دیگر خرده قاره‌های حاشیه‌ی شمالی گندوانا شکل گرفته است. بسته شدن این اقیانوس در طی سیلورین تا کربونیفر به وقوع پیوسته است (Kalvoda & Bábek, 2010).

اما ورقه‌ی ایران از چندین خرده قاره تشکیل شده است که بوسیله‌ی کمربندهای افیولیتی از یکدیگر جدا می‌شوند. محدوده‌ی مرزهای برخوردی اصلی در ایران توسط دو زمین درز تعیین شده‌اند که عبارتند از زمین درز پالتوتیس واقع در شمال ایران و در طول رشته کوه‌های البرز و کپه داغ، و زمین درز نئوتیس که بخش‌های داخلی ایران در مجاورت کمربند راندگی-چین خوردگی زاگرس را در بر می‌گیرند. وجود و موقعیت دقیق این زمین درزها هنوز مورد بحث می‌باشد.

پالتوتیس، اقیانوسی با روند کلی شرقی-غربی بوده است که محدوده‌های واریسکن را از بلوک‌های گندوانایی سیمین جدا کرده است. این اقیانوس به عنوان یک حوضه‌ی پشت کمان ناشی از فرورانش رو به جنوب و برگشت اسلب (slab rollback) در اقیانوس‌های ریک و آسیاتیک (Rheic and Asiatic oceans)، که منجر به کافت‌زایی در حاشیه‌ی گندوانا شده است، بوجود آمده است (Stampfli & Borel, 2002). اعتقاد بر این است که اقیانوس پالتوتیس دارای دو شاخه‌ی اصلی شرقی و غربی بوده است. به عقیده‌ی اشتامفلی (Stampfli et al, 2002)، شاخه‌ی غربی پالتوتیس زودتر از شاخه‌ی شرقی آن باز شده است. رشته کوه‌های البرز در شمال ایران که یکی از مناطق ایده‌آل برای بررسی حاشیه گندوانایی پالتوتیس می‌باشد (Stampfli et al., 1991)، در حاشیه شاخه‌ی شرقی این اقیانوس قرار داشته است (Stampfli et al., 2002). همچنین دو نظریه در مورد شاخه‌های مختلف پالتوتیس در ایران توسط Davoudzadeh & Weber-Diefenbach (1987) مورد بحث قرار گرفته است:

۱- وجود چندین حوضه‌ی پالتوتیس که در بین بلوک‌های مجزای ایران، با تاریخچه‌ی پالتوزوئیک متفاوت شکل گرفته بوده‌اند. به طوری که باریکه‌هایی از این اقیانوس در بخش‌های داخلی ایران وجود داشته‌اند.

۲- وجود تنها یک زمین درز در ارتباط با پالتوتیس. به طوری که سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ی زبرکوه-انارک (که در الگوی اول به عنوان یکی از محل‌های حضور باریکه‌های اقیانوسی قلمداد می‌شود) از مکان اولیه‌ی خود واقع بین مشهد و هرات جابجا شده و در اثر چرخش ایران مرکزی در طی مزوزوئیک و سنوزوئیک به موقعیت فعلی در آمده‌اند.

آثار کوهزاییِ سیمیرین پیشین که در طی تریاس پایانی-ژوراسیک آغازین به وقوع پیوسته است، برای اولین بار در ایران توسط Stocklin (1974) تشخیص داده شده است. کوهزاییِ سیمیرین پیشین در ارتباط با برخورد چندین میکروپلیت، که بیشتر آنها در حاشیه‌ی شمالی گندوانا قرار داشته و در پرمین آغازین در نتیجه باز شدگی نئوتتیس از گندوانا جدا شده‌اند، با اوراسیا بوجود آمده است (Stampfli & Borel, 2002؛ Dercourt et al., 2000؛ Stampfli et al., 1991؛ Sengor, 1979؛ Brunet et al., 2003؛ Cocks & Torsvik 2002؛ Angiolini et al., 2007). این کوهزایی که در حاشیه‌ی شمالی ایران به عنوان یکی از بلوک‌های اصلی سیمیرین به خوبی حفظ شده است، حاشیه‌ی جنوبی اوراسیا در حد فاصل ترکیه تا تایلند را متأثر کرده است. شواهد دگرگونی حاصل از این کوهزاد را در شمال منطقه‌ی مورد مطالعه و در قالب شیست‌های گرگان می‌توان دید. در واقع، حادثه‌ی کوهزاد سیمیرین در نتیجه‌ی بسته شدن شاخه‌های مختلف اقیانوس پالئوتتیس بوقوع پیوسته است (Zanchi et al., 2009).

بسیاری از محققین (Alavi, 1991؛ Boulin, 1991؛ Ruttner, 1993؛ Karimpour et al., 2010)، زمین درز اصلی پالئوتتیس را در اطراف مشهد، یعنی همان محلی می‌دانند که برای اولین بار توسط Stocklin (1974) معرفی شده است. بازسازی‌های صورت گرفته توسط (Alavi, 1991؛ Ruttner, 1993)، (Alavi et al., 1997) و (Zanchi et al., 2009) بیانگر حضور یک گوهی به هم افزوده و همراه با قطعات افیولیتی در ارتباط با فروانش (رو به شمال) پالئوتتیس به زیر اوراسیا در این منطقه است. در شمال این رخنمون‌ها و در بخش شمالی خط درز پالئوتتیس، می‌توان حادثه‌ی تکتونیکی-دگرگونی مهم واریسکن (Variscan) را در حاشیه‌ی شمالی ایران و پنجره‌ی فرسایشی آق دربند (Aghdarband basin) مشاهده نمود (Zanchi et al., 2009). رخنمون‌های مرتبط به برخورد پالئوتتیس در شرق مشهد را می‌توان در طول رشته کوه‌های پاروپامیسوس و شمال پامیر نیز دنبال کرد (Boulin, 1988؛ 1991). همچنین، پنجره‌ی فرسایشی آق دربند به ابعاد ۱۵ کیلومتر در ۲۰ کیلومتر، در فاصله‌ی ۱۲۰ کیلومتری شرق-جنوب شرقی مشهد واقع شده و متعلق به حوضه‌ی کپه‌داغ می‌باشد (Ruttner,

(1980, 1984, 1991, 1993). پی‌سنگ حوضه‌ی آق دربند شامل رسوبات و سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک فوقانی می‌باشد که متحمل درجه‌ی بسیار ضعیف دگرگونی شده‌اند. این سنگ‌های دگرگونی در ارتباط با کمان‌های آتشفشانی موجود در امتداد بخش جنوبی اوراسیا تشکیل شده، و متعلق به بلوک توران می‌باشند (Stocklin, 1974؛ Alavi et al., 1997؛ Wendt et al., 2005). این واحدهای سنگی پس تغییر شکل به صورت ناپیوسته توسط رسوبات سازند کشف رود به سن ژوراسیک میانی پوشیده شده‌اند.

Alavi (1991, 1996) محل زمین درز برخورد قاره- قاره‌ی پالئوتتیس را در شمال کوه‌های تالش و شمال البرز دانسته و تنها کپه‌داغ را به عنوان بخشی از ورقه‌ی توران می‌داند. به طوری که ایشان بر پایه‌ی شباهت‌های لیتولوژیکی، کمپلکس شاندرمن (در امتداد ساحل جنوبی دریای خزر تا منطقه‌ی تالش) را به عنوان یک واحد افیولیتی مرتبط با زمین‌درز پالئوتتیس، و معادل با مورد مشابه رخنمون یافته در اطراف مشهد در نظر گرفته است. کمپلکس شاندرمن شامل مجموعه‌ای تغییر شکل یافته از شیل، فیلیت، گنایس و آمفیبولیت، همراه با قطعاتی از پریدوتیت‌های سرپانتینیزه شده است که تحت تأثیر دگرگونی درجه‌ی متوسط قرار گرفته‌اند (Clark et al., 1975؛ Davies et al., 1972).

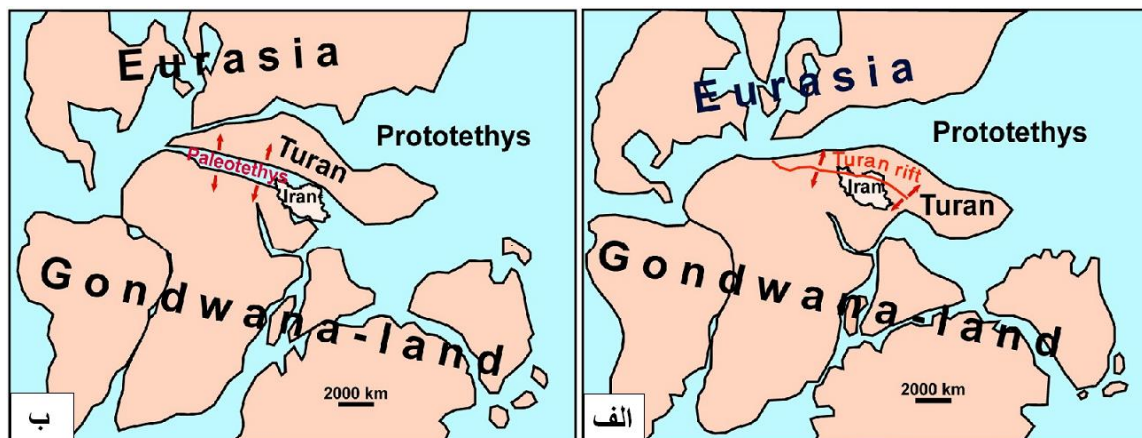
اما به عقیده‌ی Zanchi et al. (2009)، شواهد زمین درز پالئوتتیس که همراه با واحدهای افیولیتی می‌باشد، صرفاً به شمال شرق ایران (ناحیه‌ی مشهد) محدود شده و در سایر نقاط البرز حفظ نشده‌اند. همچنین تفاوت زیاد توالی‌های رخساره‌های سنگی پالئوزوئیک در کوه‌های تالش با البرز مرکزی سبب شده است که Wendt et al. (2005) نیز ابراز دارند که این کوه‌ها در طی پالئوزوئیک به عنوان بخش-هایی دورتر از ورقه‌ی ایران بوده و متعلق به ورقه‌ی توران می‌باشند. مطالعات جدیدتر توسط Zanchetta et al. (2009) نیز نشان می‌دهند که کمپلکس شاندرمن قطعه‌ی فرورانده‌ی عمیقی از پوسته‌ی قاره‌ای هستند که بعداً توسط توده‌های آذرین با ترکیب مافیک-حدواسط احتمالاً مرتبط با کمان آتشفشانی، که در برخی موارد غنی از کومولاهای الترامافیک می‌باشد، مورد هجوم قرار گرفته است. مطالعات سن سنجی بر روی کمپلکس شاندرمن به روش آرگن-آرگن نشان می‌دهد که این

کمپلکس دگرگونی در انتهای کربونیفر به اعماق پوسته فرورانده شده است (Zanchetta et al., 2009). به عقیده‌ی Sengor (1990) نیز پاره‌ای از شواهد مبنی بر فعالیت‌های مرتبط با کوهزایی در طی کربونیفر در ناحیه‌ی قفقاز میانی (Transcaucasian) و در امتداد بخش جنوبی قفقاز کوچک (Lesser Caucasus) وجود دارد.

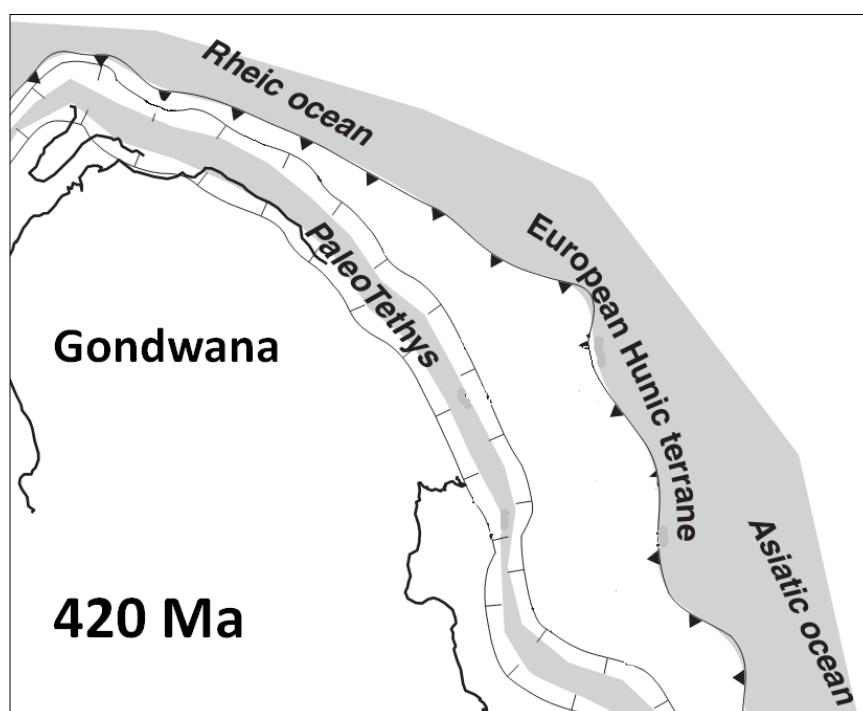
تاکنون در مورد زمان باز شدن، شروع فرورانش و نیز بسته شدن نهایی اقیانوس پالئوتتیس نظرات مختلفی ارائه شده است. بسیاری از محققین (Stampfli, 1978; Stampfli & Chateaufneuf, 1979; Stampfli et al., 1991؛ قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱)، شروع کافت‌زایی پالئوتتیس در شمال البرز را از زمان اردوویسین پایانی می‌دانند. با این وجود، لاسمی (۱۳۷۹) اردوویسین پیشین را زمان شروع کشش مرتبط با کافت‌زایی پالئوتتیس (و تحت عنوان کافت توران) دانسته و سازندهای شیرگشت، لشکرک، قلی و نیور و هم ارزهای آن‌ها را که مجموعاً توالی‌های بزرگ پیشرونده ایجاد کرده‌اند را رخساره‌های همزمان با تشکیل این کافت می‌داند. به عقیده‌ی ایشان پوسته‌ی اقیانوسی پالئوتتیس از زمان دونین به بعد گسترش یافته است (شکل ۶-۲۶). همچنین لاسمی (۱۳۷۹) پیدایش یک حوضه‌ی کافتی ناقص در ناحیه‌ی طبس (ایران مرکزی) در طی اردوویسین آغازین را در ارتباط با حاشیه‌ی پالئوتتیس واقع در شمال ایران دانسته است.

اما به عقیده‌ی بسیاری از دیگر محققین (Stampfli et al., 1991؛ Stampfli & Pillevuit, 1993؛ Stampfli, 1996, 2000, 2002؛ Stampfli et al., 2002؛ Raumer et al., 2003؛ Karimpour et al., 2010) اقیانوس پالئوتتیس در سیلورین باز شده (شکل ۶-۲۷) و شانه‌ی کافت (rift shoulder) پالئوتتیس در امتداد حاشیه‌ی گندوانا نیز در طی دونین پدیدار شده است (Stampfli et al., 1991). همچنین به عقیده‌ی Stampfli & Borel (2002) و Bagheri & Stampfli (2008) بخش‌های مختلف ایران در طی دونین در حاشیه‌ی غیر فعال پالئوتتیس قرار داشته‌اند (شکل ۶-۲۸ و ۶-۲۹). از این زمان به بعد تا زمان برخورد، یک سکوی کربناته‌ی گسترده در حاشیه‌ی پالئوتتیس گسترش داشته است (Stampfli et al., 1991). در واقع محیط نهشته شدن سازند کربناته‌ی خوش‌ییلاق را که

در منطقه‌ی مورد مطالعه از گسترش نسبتاً زیادی برخوردار است را باید در جایگاه سکوی کربناته‌ی مرتبط با حاشیه‌ی پالتوتیس دانست.

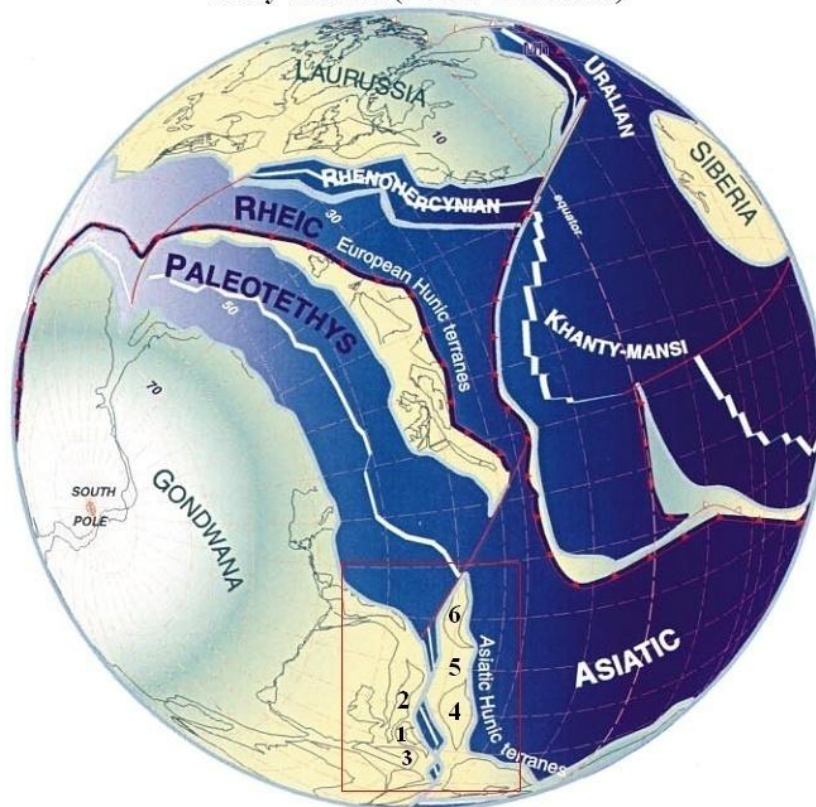


شکل ۶-۲۶- بازسازی شماتیکی از الف) موقعیت کافت توران در طی اردوویسین و سیلورین و ب) تبدیل کافت توران به حوضه‌ی پالتوتیس در زمان بعد از دونین (لاسمی، ۱۳۷۹؛ در اهری پور، ۱۳۸۹).



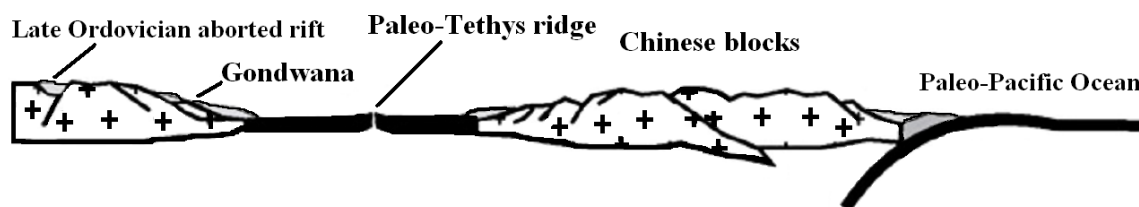
شکل ۶-۲۷- بازسازی شماتیکی از باز شدن حوضه‌ی پالتوتیس در حاشیه‌ی گندوانا در طی سیلورین (اقتباس از Stampfli et al., 2002). به عقیده‌ی Stampfli et al. (2002) بازشدگی حوضه‌ی پالتوتیس منجر به جدایش بلوک‌های البرز، لوت و سندج-سیرجان از پامیر و جنوب تاریم (Tarim) شده است.

Early Emsian (Lower Devonian)



شکل ۶-۲۸- بازسازی شماتیکی از قرارگیری زون‌های البرز، لوت و سنندج-سیرجان در حاشیه‌ی غیر فعال پالتوتیس در طی دونین زیرین (اقتباس از Stampfli & Borel, 2002). در این مدل، بازشدگی حوضه‌ی پالتوتیس منجر به جدایش بلوک‌های ۱- البرز، ۲- سنندج-سیرجان، ۳- لوت از بلوک‌های ۴- تاریم (Tarim) ۵- پامیر (Pamir) و ۶- کاراکوم-توران (Karakum-Turan) شده است.

Early Devonian: Paleo-Tethyan Spreading Stage



شکل ۶-۲۹- بازسازی شماتیکی از موقعیت ایران در حاشیه‌ی غیر فعال پالتوتیس در طی دونین آغازین (اقتباس از Bagheri & Stampfli, 2008). به عقیده‌ی Bagheri & Stampfli (2008) اولین فاز کافت‌زایی در طی اردوویسین فوقانی-سیلورین بخش وسیعی از حاشیه‌ی گندوانا را تحت تأثیر قرار داده و در نهایت در دونین آغازین پوسته‌ی اقیانوسی پالتوتیس شکل گرفته است.

Karimpour et al. (2010) دونین‌پایانی را زمان شروع فرورانش ورقه‌ای اقیانوسی پالئوتتیس به زیر ورقه‌ی توران می‌دانند. به طوری که ایران از زمان دونین به بعد در امتداد حاشیه‌ی غیر فعال جنوب اقیانوس پالئوتتیس قرار داشته است (Bagheri & Stampfli, 2008). همچنین توف‌های آق دربند در نزدیکی مشهد و نیز اسپلیت‌های موجود در کوه‌های تالش که دارای سن دونین میانی هستند (Hamdi, 1975)، نشان دهنده‌ی فعالیت آتشفشانی در حاشیه‌ی جنوبی ورقه‌ی توران هستند (Wendt et al., 2005). همچنین فرورانش رو به شمال پالئوتتیس در کربونیفر پایانی منجر به ماگماتیسیم نفوذی و خروجی کالک-آلکال در محدوده‌ی آلپ-مدیترانه (حوضه‌های واریسکین) شده است (Stampfli & Borel, 2002). باز شدگی نئوتتیس و جدا شدن بلوک‌های سیمین در طی پرمین، باعث کشیده شدن پوسته‌ی اقیانوسی پالئوتتیس و پشته‌ی میان اقیانوسی آن به زیر حاشیه‌ی اوراسیا شده است. در همین زمان (پرمین)، فرورانش پالئوتتیس منجر به باز شدن تعدادی حوضه‌ی پشت کمان در امتداد حاشیه‌ی اوراسیا شده است. بسته شدن این حوضه‌های حاشیه‌ای که در طی پرمین-تریاس فعال بوده‌اند، از ناحیه‌ای به ناحیه‌ی دیگر متفاوت بوده است. برخی از این حوضه‌های حاشیه‌ای، نظیر آق دربند، در طی حادثه‌ی برخوردی سیمین بسته شده‌اند (Stampfli & Borel, 2002).

اقیانوس پالئوتتیس در نهایت با فرورانش به سمت شمال و به زیر حاشیه جنوبی توران در تریاس فوقانی بسته شده (Alavi, 1996؛ Stampfli, 1996؛ Garzanti & Gaetani, 2002؛ Wendt et al., 2005؛ Bagheri & Stampfli, 2008؛ Fursich et al., 2009؛ Zanchi et al., 2009؛ Karimpour et al., 2010) و فرارنده شدن و جایگیری افیولیت‌ها و متافیلیش‌ها بر روی لبه‌ی ورقه‌ی ایران در قبل از تریاس پایانی صورت گرفته است (Davoudzadeh & Schmidt, 1984؛ Stampfli et al., 1991؛ Alavi, 1992؛ Stampfli & Pillevuit, 1993؛ Stampfli, 1996, 2002). به عقیده‌ی Alavi (1992) و Stocklin (1974)، مراحل آغازین برخورد میان ورقه‌های ایران و توران، در قبل از پایان تریاس شروع شده است. با پایان یافتن تریاس، بسته شدن پالئوتتیس نیز در ایران کامل شده است.

(Stampfli & Pillevuit, 1993؛ Stampfli et al., 1991؛ Davoudzadeh & Schmidt, 1984)؛ Stampfli, 1996, 2002). در واقع در طی پرمین آغازین و در نتیجه‌ی بازشدگی نئوتتیس، بیشتر بلوک‌های ایران، در قالب بلوک‌های سیمین، در جهت شمال شروع به جدایش از گندوانا نموده‌اند (Angiolini et al., 2007؛ Sengor, 1979, 1984, 1990). در ادامه، برخورد این بلوک‌ها با اوراسیا در انتهای تریاس و در نتیجه‌ی بسته شدن اقیانوس پالتوتتیس، منجر به تغییر شکل‌های سیمین آغازین (Eo-Cimmerian) در شمال ایران شده است (Zanchi et al., 2009). آثار این کوهزایی را می‌توان به صورت ناپیوستگی زاویه‌دار بین رسوبات تریاس میانی با رسوبات سیلیسی-آواری بعد از کوهزایی مربوط به گروه شمشک (به سن تریاس پایانی-ژوراسیک) در البرز مشاهده نمود (Fursich et al., 2009؛ Zanchi et al., 2009). به طوری که رسوبات سازند شمشک که بیانگر ایجاد شرایط غیر دریایی اولیه (primarily nonmarine conditions) و اولین نشانه‌ی برخورد میان ایران و بلوک توران در جنوب اوراسیا می‌باشد (Sengor, 1987؛ Dercourt et al., 1986)، به شکل رخساره‌ی ماسه‌سنگی، مادستونی و زغالی در سرتاسر زمین درز پالتوتتیس نهشته شده‌اند (Stampfli, 1974؛ Stocklin, 1974؛ Alavi, 1991, 1996, 1978). همچنین، دگرگونی شیست‌های گرگان به بسته شدن پالتوتتیس و برخورد گندوانا و حاشیه‌ی جنوبی لورازیا در طی تریاس آغازین (Early Triassic, Rhaetian) نسبت داده شده است (Ghavidel-Syooki, 2008).

به عقیده‌ی Karimpour et al., (2010) بسته شدن پالتوتتیس در ایران، ترکیه و یونان در فاصله‌ی ۲۳۱ تا ۲۲۵ میلیون سال پیش به وقوع پیوسته است. همچنین آنها گرانیتوئیدهای دهنو-کوهسنگی در ناحیه‌ی بینالود (جنوب مشهد) را تنها رخنمون‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی مرتبط با پالتوتتیس در ایران و ناشی از برخورد ورقه‌های ایران و توران می‌دانند. سن سنجی به روش اورانیوم-سرب نشان داده است که گرانودیوریت‌های کوهسنگی و دیوریت‌های دهنو که به داخل افیولیت‌ها و متافیلیش‌های باقی مانده از پالتوتتیس نفوذ کرده‌اند، به ترتیب دارای سن 217 ± 4 و 215 ± 4 میلیون سال (تریاس پایانی، نورین) می‌باشند (Karimpour et al., 2010).

به طور کلی شواهد مختلف نشان می‌دهند که پی‌سنگ ایران از البرز تا زمین درز زاگرس شامل قطعات پوسته‌ای با قرابتی گندوانایی است که در طی کافت‌زایی حاشیه‌ی گندوانا در پالئوزوئیک و اضافه شدن آنها به اوراسیا (Eurasia) در ابتدای مزوزوئیک، از گندوانا جدا شده‌اند (Stocklin, 1974; Sengor, 1981; Berberian & Berberian, 1987; Sengor, 1987; Sengor et al., 1988; Sengor, 1990; Sengor & Natal'in, 1996). با وجود حرکت رو به شمال بلوک‌های مختلف ایران (نظیر البرز، طبرستان و سهند-سیرجان)، اما امکان تعیین حرکت نسبی این بلوک‌ها (نسبت به یکدیگر) قابل تشخیص نمی‌باشد (Muttoni et al., 2009). با این وجود بر اساس مطالعات پالئومغناطیس، توافق قابل قبولی درباره‌ی انتساب ایران به گندوانا در طی اردوویسین پایانی تا ابتدای کربونیفر وجود دارد (Muttoni et al., 2009). همچنین به عقیده‌ی Cocks & Torsvik (2002) زون‌های البرز، ایران مرکزی، سهند-سیرجان و زاگرس در طی اردوویسین پایانی تا دونین پایانی در عرض‌های جغرافیایی ۱۵ تا ۳۰ درجه‌ی جنوبی واقع بوده‌اند. بررسی آکریتارش‌ها، کیتینوزوآها و اسکلوکودونت‌های موجود در میان لایه‌های شیلی در بازالت‌های سلطان میدان در منطقه‌ی مورد مطالعه (واحدهای C₁ و C₂ در برش چشمه‌سید، شکل ۲-۱۴) نیز بیانگر تشکیل آنها در عرض‌های جغرافیایی متوسط است.

همچنین مطالعات پالینواستراتیگرافی توسط Ghavidel-Syooki et al. (2011) نیز نشان می‌دهند که بلوک شمالی ایران (البرز)، در طی اردوویسین پایانی در حاشیه‌ی گندوانا و در عرض‌های جغرافیایی قدیمی متوسط (intermediate palaeolatitudes) قرار داشته و مشخصاً از قاره‌های قدیمی لورازیا/بالتیک (Laurentian/Baltica realm) جدا بوده است. به طوری که شباهت کیتونوزوآ در سازند قلی (در البرز شرقی)، با نهشته‌های اردوویسین فوقانی در جنوب ایران، عربستان سعودی، الجزایر، لیبی، مراکش، نیجریه و جنوب غرب اروپا نشان دهنده‌ی نزدیکی بخش‌های شمال شرقی رشته کوه-های البرز به حاشیه‌ی شمالی گندوانا در طی اردوویسین فوقانی می‌باشد (Ghavidel-Syooki & Seeto, 2002). همچنین شباهت پالینومرف‌های سازند نیور در البرز شرقی با حوضه‌ی زاگرس، عربستان سعودی، الجزایر، لیبی، مراکش و اسپانیا نشان می‌دهد که البرز شرقی در طی سیلورین نیز

بخشی از شمال گندوانا بوده است (Ghavidel-Syooki, 2006). با وجود اینکه زون‌های زاگرس و سندج-سیرجان در طی سیلورین دارای شباهت‌های لیتولوژیکی با گندوانا و عربستان بوده و در ارتباط با آنها در نظر گرفته می‌شوند، مطالعات جدیدتر توسط Hairapetian et al. (2008, 2011) بر اساس تشابه فسیل‌های سازند نیور در ایران مرکزی با لورازیا و حاشیه‌ی گندوانا، یک موقعیت حاشیه‌ی گندوانایی برای ایران مرکزی در طی سیلورین در نظر گرفته شده است. به عقیده‌ی نوروزی (Nowrouzi 2013)، ماسه سنگ‌های نیور در محدوده‌ی حاشیه‌ی غیر فعال قاره‌ای و احتمالاً در محیط خط ساحلی (shoreline) تا کم عمق دریایی نهشته شده‌اند.

به این ترتیب، به استثنای بخش کوچکی از ورقه‌ی توران واقع در شمال ایران، ایران در طی پالئوزوئیک در حاشیه‌ی شمالی گندوانا قرار داشته است (Wendt et al., 2005). اما این موقعیت گندوانایی تداوم نداشته و در طی انتهای پرمین تا انتهای تریاس آغازین و همگام با باز شدن اقیانوس نئوتتیس در بین صفحات ایران و عربستان، ایران از حاشیه‌ی گندوانا در نیم کره‌ی جنوبی جدا شده و به حاشیه‌ی لوراسیا در نیم کره‌ی شمالی پیوسته است (Muttoni et al., 2009). در طی این جابجایی و حرکت نسبتاً سریع که در ارتباط با بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس به وقوع پیوسته است، بلوک‌های مختلف ایران در طی تقریباً ۳۵ میلیون سال حدود ۲۵۰۰ تا ۳۰۰۰ کیلومتر و با سرعت حدود ۷ تا ۸ سانتیمتر در سال در جهت شمال جابجا شده‌اند (Muttoni et al., 2009).

یکی از مهمترین مسائلی که در ارتباط با اقیانوس پالئوتتیس هنوز مبهم باقی مانده است، زمان باز شدن این اقیانوس است. از آنجائیکه تشکیل بازالت‌های سلطان میدان مهمترین و حجیم‌ترین فعالیت ماگمایی در ارتباط با تشکیل پالئوتتیس در ایران می‌باشد، می‌توان با مقایسه‌ی ویژگی‌های منطقه‌ی مورد مطالعه و نیز این مجموعه‌ی عظیم بازالتی با مناطقی دیگری که مرتبط با پیدایش اقیانوس‌ها می‌باشند، ارتباطی زمانی بین این فعالیت ماگمایی و مراحل کافت‌زایی و پیدایش کف اقیانوس پالئوتتیس برقرار کرد. زیرا از ویژگی‌های حاشیه‌های کافتی که همراه با سنگ‌های آتشفشانی هستند، حضور مجموعه‌ای از فعالیت آتشفشانی طغیانی، ماگماتیسم نفوذی، کشش، برخاستگی (uplift) و

فرسایش است (Menzies et al., 2002)، که تمامی این شواهد و ویژگی‌ها را در منطقه‌ی مورد مطالعه نیز به خوبی می‌توان مشاهده نمود.

فعالیت آتشفشانی طغیانی در منطقه‌ی مورد مطالعه را می‌توان در قالب مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان دید. یکی از مباحث مهم، در ارتباط با ساز و کار ایجاد حجم‌های عظیم ماگمای بازالتی است که در اغلب موارد (نظیر بازالت‌های سلطان میدان) در ارتباط مکانی و زمانی با شکستگی و جدایش قاره‌ها می‌باشند. در واقع، حاشیه‌های کافتی که همراه با سنگ‌های آتشفشانی هستند، در محل‌هایی بوجود می‌آیند که شکستگی قاره‌ای در آنها با ولکانیسم طغیانی در مراحل قبل از کافت و/یا همزمان با کافت (prerift and/or synrift stages) همراه است (Mutter et al., 1982؛ White et al., 1987؛ Holbrook & Kelemen, 1993؛ Eldholm & Grue, 1994؛ Courtillot et al., 1999). شروع فرآیند ذوب در اثر کاهش فشار در شرایط آدیاباتیک در گوشته‌ی استنوسفری عادی که در حال صعود است (نظیر پشته‌های اقیانوسی) را باید به واسطه‌ی نازک‌شدگی لیتوسفر دانست (Menzies et al., 2002). به طور کلی برای ایجاد حاشیه‌های کافتی که همراه با سنگ‌های آتشفشانی هستند، نازک‌شدگی لیتوسفری امری پذیرفته شده می‌باشد. در واقع صعود آدیاباتیک که در نتیجه‌ی نازک‌شدگی لیتوسفر به وقوع می‌پیوندد، حتی بدون وجود یک آنومالی حرارتی و/یا ستون گوشته‌ای ممکن است به ایجاد حجم عظیم ماگما در حاشیه کافتی منجر شود (برای مثال Holbrook & Kelemen, 1993؛ Korenaga et al., 2000؛ Boutilier & Keen, 1999).

همان‌گونه که در فصل ۲ عنوان شد، یکی از ویژگی‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان حضور سنگ‌های اسیدی به صورت قطعات گرانیتوئیدی در میان لایه‌های کنگلومرای می‌باشد. همچنین عنوان شد که جایگیری توده‌ی نفوذی اولیه‌ی این گرانیتوئیدها همزمان با تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان به وقوع پیوسته است. به طوری که بازه‌ی زمانی کوتاه بین انجماد در درون زمین تا شرکت بصورت قطعات کنگلومرای را باید به واسطه‌ی جایگیری توده‌ی نفوذی اسیدی در اعماق نسبتاً کم و برخاستگی شدید منطقه‌ی مورد مطالعه در این زمان دانست. یکی از ویژگی‌های معمول حاشیه-

های کافتی که همراه با سنگ‌های آتشفشانی می‌باشند، همراهی بازالت‌ها بوسیله‌ی ماگماتیسم اسیدی است که می‌تواند همزمان با فاز اصلی بازالتی و یا بعد از آن رخ دهد (Menzies et al., 2002). در برخی از این حاشیه‌های کافتی سنگ‌های بازالتی غالب بوده، در حالیکه در برخی دیگر بخش زیادی از توالی سنگی را سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تشکیل می‌دهند. با وجود اینکه ماگماتیسم اسیدی در حاشیه‌های کافتی معمولاً به شکل آتشفشانی است، اما در برخی موارد ممکن است به صورت توده‌های نفوذی دیده شود. همچنین در این حاشیه‌های کافتی ممکن است حجم اصلی سنگ‌های بازالتی در شروع توالی آتشفشانی قرار گرفته و سنگ‌های اسیدی نیز در بخش فوقانی قرار توالی سنگی قرار گیرد (مانند یمن)، و یا اینکه سنگ‌های اسیدی در بین سنگ‌های بازیک قرار گرفته (مانند اتیوپی)، و یا حتی مانند دکن، اساساً هیچگونه فعالیت آتشفشانی اسیدی وجود نداشته باشد (Menzies et al., 2002).

یکی از بهترین مثال‌ها برای همراهی سنگ‌های آذرین اسیدی و بازیک و در ارتباط با کافت‌زایی در طی پالئوزوئیک زیرین (اردوویسین-سیلورین) ایران را می‌توان در جنوب بهاباد واقع در شمال شرقی بافق دید. این سنگ‌های آذرین که در بلوک پشت بادام (متعلق به ایران مرکزی) دیده می‌شوند، شامل طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین درونی و خروجی و با ماهیت دو گانه هستند. به طوری که سنگ‌های آذرین درونی دارای ترکیبات گابرو تا گرانیت و سنگ‌های خروجی نیز شامل مجموعه‌ی آتشفشانی-رسوبی معروف به سری نارینگان بوده و تناوبی از بازالت و ریولیت، به همراه سنگ‌های آذرآواری، ماسه‌سنگ، دولومیت و تبخیری‌ها (گچ و نمک) را در بر می‌گیرند (بلاغی و همکاران، ۱۳۸۹).

تشکیل ماگمای اسیدی در حاشیه‌های کافتی می‌تواند در نتیجه‌ی دو ساز و کار اصلی، شامل تحول ماگمای بازالتی در آشیانه‌ی ماگمایی، و یا ذوب ترکیبات پوسته‌ای رخ دهد. در بسیاری از مناطق، شباهت ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی با توده‌های نفوذی که غالباً پس از فرسایش به صورت مجموعه‌های گرانیت-سینیت-گابرو رخمون می‌یابند، ارتباط ژنتیکی آنها را به اثبات رسانده

است. در چنین مواردی، تحول ماگما در بخش‌های زیرین پوسته، منشأیی برای فعالیتهای آتشفشانی اسیدی بوده است. در این حالت، حضور پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیون در سنگ‌های بازالتی، در ارتباط با فرآیندهای تبلور تفریقی در آشیانه‌های ماگمایی پوسته‌ای دانسته شده و در بسیاری از موارد، شواهد ژئوشیمیایی حاکی از آلودگی این ماگماها با مواد پوسته‌ای در آشیانه‌های ماگمایی پوسته‌ای کم عمق یا عمیق می‌باشد (Cox, 1980; Hooper, 1988). به عنوان مثال، اعتقاد بر این است که ولکانیسم اسیدی در حاشیه‌ی کافتی یمن، که پس از فعالیت بازالتی شکل گرفته است، در نتیجه‌ی فرآیندهای جذب و تبلور تفریقی (assimilation and fractional crystallization) در مذاب‌های گواشته‌ای بوده است (Menzies et al., 2002).

اما در بسیاری از حاشیه‌های کافتی، بدون اینکه هیچگونه ارتباط ژنتیکی و خویشاوندی بین ماگماتیسم بازیک و اسیدی وجود داشته باشد، می‌توان این دو ماگماتیسم را همراه با یکدیگر مشاهده نمود. به طوری که به عقیده‌ی (Cox, 1980, 1988)، آشیانه‌های ماگمایی می‌توانند با ذوب مواد پوسته‌ای، دارای نقشی محوری در شکل‌گیری ماگماهای اسیدی داشته باشند. به عنوان مثال، منشأ سنگ‌های آتشفشانی اسیدی در مناطقی نظیر اتندکا-پارانا (Etendeka-Paraná) که همزمان با فعالیت بازالت‌های طغیانی ایجاد شده‌اند (Peate, 1997)، در ارتباط با تشکیل حجم عظیمی از مذاب‌های پوسته‌ای در نظر گرفته شده است (Menzies et al., 2002). مثال دیگر مرتبط با ذوب مواد پوسته‌ای در محیط کافتی را می‌توان در پالئوزوئیک زیرین ایران و در جنوب بهاباد دید. بطوری که در این مجموعه‌ی آذرین دوگانه، سنگ‌های گرانیتی از تفریق ماگمای آکالن مافیک سازنده‌ی گابرو/دیوریت‌ها ایجاد شده، و با نفوذ ماگمای مافیک به قاعده‌ی پوسته‌ی تحتانی و ذوب بخش‌هایی از آن، مواد فلسیک پوسته‌ای نیز تشکیل شده‌اند (بلاغی و همکاران، ۱۳۸۹).

تفاوت‌های بارز پتروگرافی میان بازالت‌های سلطان میدان و قطعات گرانیتوئیدی موجود در آنها و عدم وجود شواهد تفریق ماگمایی (رجوع شود به فصل پتروگرافی) در منطقه‌ی مورد مطالعه نیز حاکی از عدم ارتباط ژنتیکی آنها، و شکل‌گیری سنگ‌های اسیدی در نتیجه ذوب مواد پوسته‌ای است. از

طرف دیگر، به عقیده‌ی (Menzies et al., 2002) فرآیندهای تفریق ماگمایی و هضم در آشیانه‌های ماگمایی کم عمق زمان بر بوده و ماگماهای اسیدی که از این طریق ایجاد شوند (نظیر گرانیتوئیدهای یمن)، پس از ماگماهای بازیک والد خود در سطح زمین ظاهر می‌شوند. همزمانی شکل‌گیری سنگ‌های گرانیتوئیدی در منطقه‌ی مورد مطالعه با فوران بازالت‌های سلطان میدان نیز دلیل دیگری مبنی بر ایجاد این سنگ‌های اسیدی در نتیجه‌ی ذوب مواد پوسته‌ای در اعماق نسبتاً کم است. به طوری که نتایج دما-فشار سنجی بر روی بازالت‌های منطقه حاکی از توقف ماگمای اولیه در درون آشیانه/آشیانه‌های ماگمایی در اعماق کم پوسته (اعماق حدود کمتر از ۲۳ کیلومتر) و انجام تحولات ماگمایی می‌باشد. در واقع توقف حجم‌های زیاد ماگما در اعماق کم پوسته، به کمک دو عامل، شامل انتقال حرارت زیاد از محل توقف ماگما و نیز حرارت آزاد شده‌ی ناشی از تبلور ماگما در این آشیانه یا آشیانه‌های ماگمایی منجر به ذوب ترکیبات پوسته‌ای و شکل‌گیری ماگمای گرانیتی در اعماق نسبتاً کم شده است.

همچنین بالازدگی گرانیتوئیدهای مذکور در یک بازه‌ی زمانی کوتاه و فرسایش و مشارکت آنها در میان لایه‌های کنگلومرایی که تقریباً در تمامی رخنمون‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در حد فاصل بین شمال روستای میغان تا نزدیکی روستای تیل آباد حضور دارند، می‌تواند بیانگر برخاستگی شدید در منطقه‌ی مورد مطالعه باشد. اندازه‌ی بزرگ این قطعات گرانیتوئیدی که گاهی به بیش از ۵۰ سانتیمتر می‌رسد نیز تأیید شدت بالازدگی در منطقه است. به طوری که شدت عملکرد نیروهای تکتونیکی حاکم منجر به برخاستگی منطقه و عملکرد سریع عوامل فرسایشی بر روی آن شده است. بنابراین، حضور و فرسایش سریع گرانیتوئیدها در سطح زمین در منطقه‌ی مورد مطالعه را می‌توان در نتیجه شکل‌گیری اولیه‌ی آنها در اعماق نسبتاً کم و نیز عملکرد شدید نیروهای تکتونیکی حاکم بر منطقه در حین تشکیل مجموعه‌ی بازالت‌های سلطان میدان دانست.

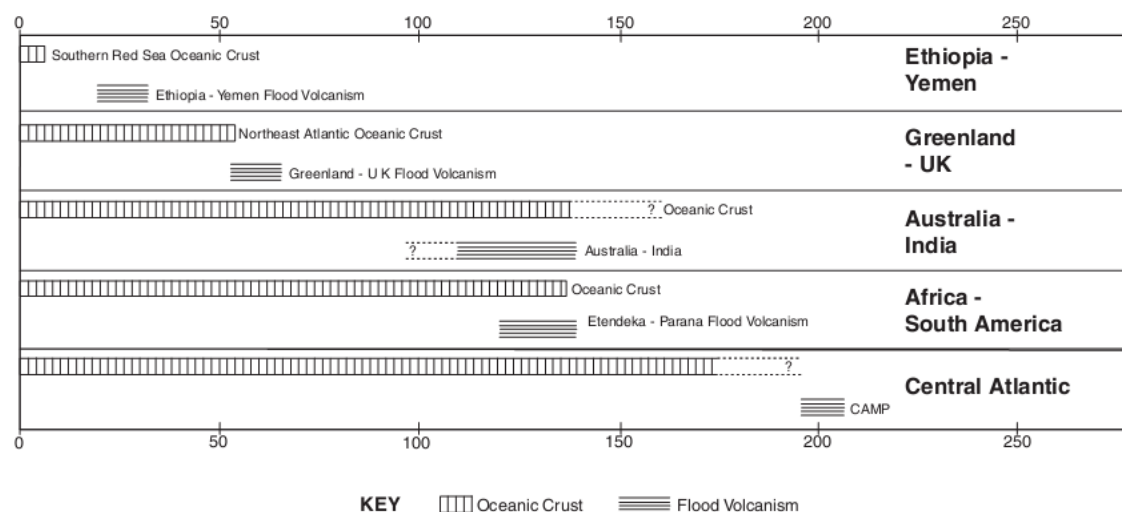
شواهد مختلف نشان می‌دهند که برخاستگی در منطقه‌ی مورد مطالعه صرفاً به زمان تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان محدود نبوده، و یک دوره‌ی برخاستگی طولانی مدت در طی

اردوویسین تا دونین بر منطقه حاکم بوده است. به طوری که روند کلی محیط دریایی رسوبات قلی، محیط دریایی کم عمق تا قاره‌ای تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان و نیز محیط قاره‌ای تشکیل سازند پادها را باید به دلیل یک برخاستگی طولانی مدت در منطقه‌ی مورد مطالعه دانست. عدم حضور ناپیوستگی زاویه‌دار در بین واحدهای سنگی این زمان‌ها نیز نشان دهنده‌ی تأثیر عملکرد نیروهای تکتونیکی بصورت حرکات قائم است. همچنین فوران بازالت‌های سلطان میدان در دو محیط زیرآبی و خشکی را باید گذر زمانی تبدیل محیط دریایی به خشکی در طی این دوره‌ی برخاستگی طولانی مدت دانست.

در حاشیه‌های کافتی که همراه با سنگ‌های آتشفشانی می‌باشند، سری‌های سنگی که بازتاب دهنده‌ی جهت شیب به سمت دریا (seaward-dipping reflector series) هستند شامل سنگ‌های آتشفشانی فوران یافته در محیط خشکی و زیر دریایی و احتمالاً مقادیر مختلفی رسوبات تخریبی می‌باشند که در طی برخاستگی بزرگ مقیاس در این حاشیه‌های کافتی ایجاد شده‌اند (Menzies et al., 2002). همچنین سنگ‌های بازالتی فوران یافته در محیط خشکی (subaerial) بوسیله‌ی مقادیر کمی بازالت‌های زیرآبی به شکل گدازه‌های بالشی همراهی می‌شود (Jolley, 1997؛ Planke et al., 2000). وجود تمامی شواهد فوق‌الذکر در توالی سنگی مجموعه‌ی سلطان میدان نشان دهنده‌ی ارتباط زمانی نزدیک تشکیل آن با تشکیل کف اقیانوس پالئوتتیس است. در واقع ویژگی‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در سه رخنمون اصلی آن شامل دره‌ی کلودر، دره‌ی چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش‌بیلاق، حاکی از شیب کلی رو به شمال-شمال شرق منطقه‌ی مورد مطالعه در هنگام تشکیل این مجموعه است. به طوری که ضخامت بسیار کمتر این مجموعه در محل دره‌ی کلودر نسبت به دو رخنمون دیگر، فراوانی بیشتر ساخت منشوری و عدم حضور ساخت بالشی و میان لایه‌های رسوبی در دره‌ی کلودر حاکی از این امر می‌باشد که این محل در زمان تشکیل این مجموعه در ارتفاع بیشتری نسبت به سایر رخنمون‌ها قرار داشته است.

مقایسه‌ی رابطه‌ی زمانی بین فعالیت ماگمایی در حاشیه‌های کافتی و ایجاد پوسته‌ی اقیانوسی در مناطق مختلف دنیا نشان می‌دهد که ماگماتیسم ممکن است در قبل، همزمان و یا بعد از ایجاد پوسته‌ی اقیانوسی روی دهد. در شکل ۶-۳۰ رابطه‌ی زمانی بین فعالیت آتشفشانی طغیانی و شکل-گیری پوسته‌ی اقیانوسی در طی ۲۰۰ میلیون سال گذشته در برخی از مهمترین حاشیه‌های کافتی ارائه شده است.

Flood volcanism, extension and seafloor spreading



شکل ۶-۳۰- نمایش شماتیکی از ارتباط زمانی بین تشکیل ایالت‌های بازالت طغیانی با زایش پوسته‌ی اقیانوسی جدید در حاشیه‌های ریفیتی (اقتباس از Menzies et al., 2002).

همان‌گونه که در شکل ۶-۳۰ نشان داده شده است، ممکن است فعالیت‌های ماگمایی در حاشیه‌های کافتی از جنبه‌ی زمانی و مکانی با یکدیگر مشابه نباشند. به طوری که ممکن است حتی بین بروز اولین شواهد کافت‌زایی در حاشیه‌های کافتی که همراه با سنگ‌های آتشفشانی هستند و شکل‌گیری کف اقیانوس، ده‌ها میلیون سال فاصله‌ی زمانی وجود داشته باشد (Menzies et al., 2002). با این وجود، این فعالیت‌های ماگمایی عموماً به فاصله‌ی زمانی نسبتاً کمی قبل از زایش پوسته‌ی اقیانوسی و یا همزمان با آن به وقوع پیوسته‌اند. به عنوان نمونه، فوران بازالتی قاره‌ای در یمن در بازه‌ی زمانی ۳۱ تا ۲۶ میلیون سال پیش به وقوع پیوسته است، که با توجه به زایش پوسته‌ی اقیانوسی در زمان‌های بعد از این فعالیت ماگمایی (شکل ۶-۳۰)، این فعالیت ماگمایی از نوع قبل از زایش پوسته‌ی اقیانوسی

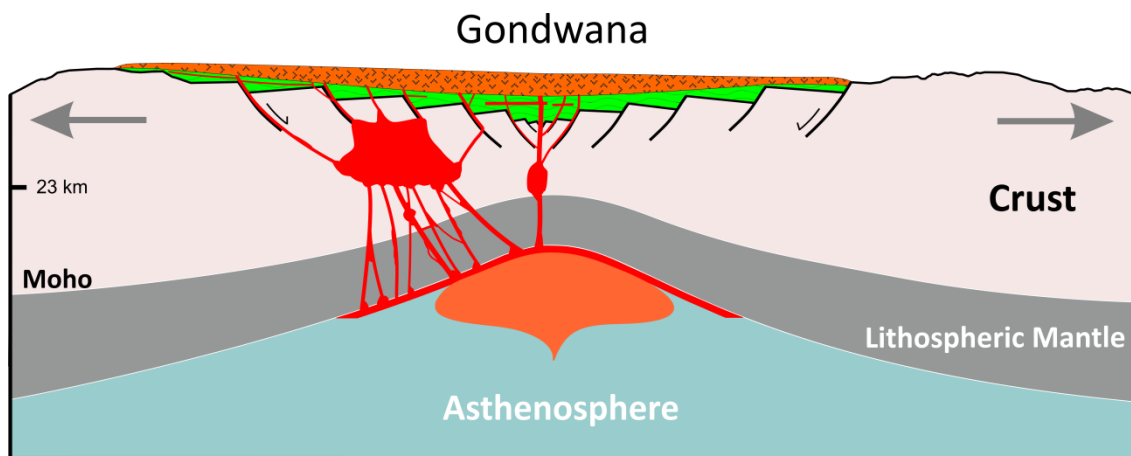
دانسته شده است (Baker et al., 1996؛ Menzies et al., 1997, 1997). چنین به نظر می‌رسد که اوج کشش و فرسایش در این حاشیه‌ی کافتی در بازه‌ی ۲۶ تا ۱۹ میلیون سال پیش و همزمان با یک وقفه در فعالیت آتشفشانی به وقوع پیوسته است.

یکی دیگر از مناطقی که در آن رابطه‌ی زمانی بین فعالیت آتشفشانی بازیک و زایش پوسته‌ی اقیانوسی به خوبی مورد مطالعه قرار گرفته است حاشیه‌ی شمالی اطلس (گرینلند) می‌باشد. در این ناحیه، فعالیت ماگمایی از ۶۱ تا ۵۳ میلیون سال پیش به طول انجامیده است (Eldholm & Grue, 1994؛ Saunders et al., 1997)، در حالیکه کمتر بودن سن پوسته‌ی اقیانوسی نشان می‌دهد که پوسته‌ی اقیانوسی در آخرین مرحله‌ی فعالیت ماگمایی قاره‌ای و یا بلافاصله بعد از فوران بازالت‌ها ایجاد شده است (شکل ۶-۳۰). همچنین شواهد نشان می‌دهد که غالباً کوه‌ها و مناطق مرتفعی که در محدوده‌ی کافت واقع شده‌اند، در نتیجه‌ی فرآیندهای همزمان با پیدایش کف اقیانوس (و یا بعد از آن) برخاستگی پیدا کرده و سریعاً فرسایش می‌یابند (Menzies et al., 2002). به عنوان مثال، بررسی رسوبات حاشیه‌ی کافتی دریای سرخ در یمن توسط (Davison et al., 1994) نشان می‌دهد که حجم زیادی از سنگ‌های بازالتی و/یا اسیدی در این حاشیه در حین کشش همزمان با تشکیل پوسته‌ی اقیانوسی از بین رفته است.

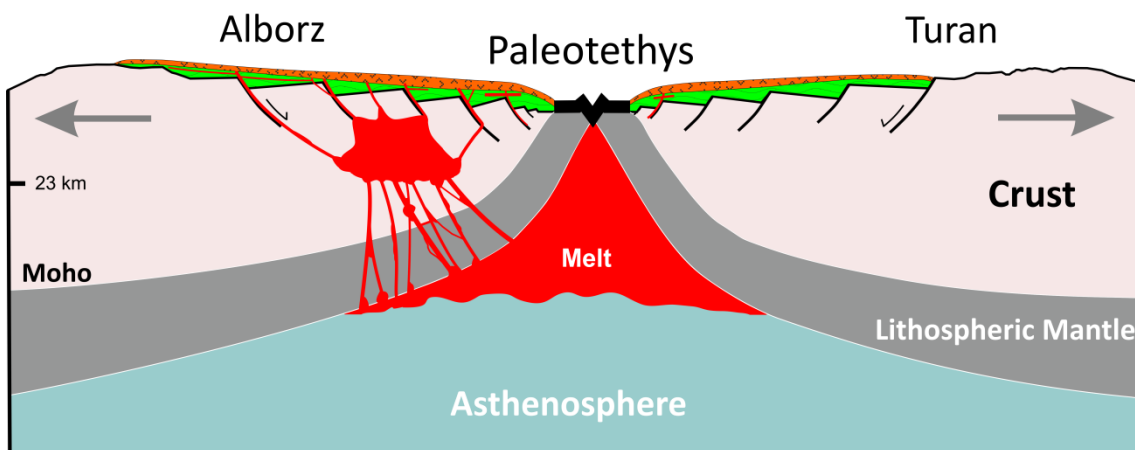
به این ترتیب با مقایسه‌ی ویژگی‌های منطقه‌ی مورد مطالعه با مناطق مشابه در سایر نقاط دنیا که به خوبی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند، می‌توان شروع پیدایش پوسته‌ی اقیانوسی پالتوتیس در شمال منطقه‌ی مورد مطالعه را همزمان با مراحل پایانی تشکیل بازالت‌های سلطان میدان، و یا به فاصله‌ی زمانی کمی بعد از این فعالیت ماگمایی در نظر گرفت. به طوری که به نظر می‌رسد فرسایش در بخش‌های فوقانی این مجموعه را باید در ارتباط با برخاستگی منطقه در طی زایش پوسته‌ی اقیانوسی پالتوتیس دانست.

در واقع با توجه به اینکه بازالت‌های واقع در بخش فوقانی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در طی سیلورین فوران نموده و قبل از دونین (و تشکیل سازند پادها) تا دونین آغازین تحت فرسایش شدید

قرار گرفته‌اند، فرسایش آنها را باید در نتیجه‌ی پیدایش همزمان پوسته‌ی اقیانوسی در بخش‌های شمالی منطقه در طی انتهای سیلورین دانست. به این ترتیب با توجه به شواهد صحرایی و ویژگی‌های کلی بازالت‌های منطقه و نیز جایگاه کافت درون قاره‌ای آنها، می‌توان مدل زمین‌ساختی-ماگمایی ارائه شده در شکل ۳۱-۶ را برای منطقه‌ی مورد مطالعه در طی اردوویسین میانی تا ابتدای دونین پیشنهاد نمود.



Middle Ordovician-late Silurian



Late Silurian-early Devonian

 Soltan Maidan Basaltic Complex  Ghelli Formation

شکل ۳۱-۶- الگوی زمین‌ساختی-ماگمایی منطقه‌ی مورد مطالعه در طی اردوویسین فوقانی تا دونین آغازین.

۶-۷- بررسی ارتباط مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان با بازالت‌های طغیانی و ایالت‌های

بزرگ آذرین

یکی از مباحثی که در سال‌های اخیر در بین بسیاری از زمین‌شناسان دنیا پیرامون حجم‌های عظیم ماگماتیسیم بازیک مطرح است، در ارتباط با تعریف ویژگی‌ها و نیز تقسیم‌بندی بازالت‌های طغیانی قاره‌ای و ایالت‌های بزرگ آذرین می‌باشد. تاکنون در راستای شناخت و تبیین اولیه‌ی ویژگی‌های بازالت‌های طغیانی قاره‌ای (Continental Flood Basalts, CFBs) و ایالت‌های بزرگ آذرین (Large Igneous Provinces, LIPs) مطالعات گسترده‌ای انجام پذیرفته است که این مطالعات عموماً بر اساس موارد با حفظ شدگی خوب در طی مزوزوئیک و سنوزوئیک صورت گرفته‌اند. همچنین از زمان شناخت اولین LIPs پیشرفت‌های زیادی در جهت شناسایی و ثبت چنین ایالت‌هایی در طی پالئوزوئیک، پروتروزوئیک و آرکئن توسط افراد مختلف انجام پذیرفته است (برای مثال، Ernst & Buchan, 1997; 2001; Tomlinson & Condie, 2001; Arndt et al., 2001; Isley & Abbott, 2002; Ernst & Buchan, 2003; Jerram & Widdowson, 2005; Courtillot & Renne, 2003; Bryan & Ernst, 2008).

از آنجائیکه بسیاری از ویژگی‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان، نظیر ماهیت، ضخامت و نیز جایگاه زمین‌ساختی فوران در این مجموعه‌ی بازالتی دارای شباهت‌هایی با بازالت‌های طغیانی و ایالت‌های بزرگ آذرین است، در این بخش به مقایسه و بررسی ارتباط بین آنها پرداخته می‌شود.

به عقیده‌ی بسیاری از زمین‌شناسان (نظیر Ernst & Buchan, 2003)، بازالت‌های طغیانی قاره‌ای عموماً حاصل ذوب غیر عادی در گوشته‌ی فوقانی می‌باشند. همچنین، یک ایالت بازالت طغیانی قاره‌ای (CFBP) را می‌توان حاصل انباشت ضخامت زیادی از جریان‌های گدازه‌ی بازالتی بر روی پوسته‌ی قاره‌ای دانست (Jerram & Widdowson, 2005). تاکنون تعاریف مختلفی برای بازالت‌های طغیانی قاره‌ای ارائه شده است. با این وجود، ویژگی مشترک در تمامی این تعاریف مربوط به ترکیب تقریباً

یکنواخت بازالتی و نیز ضخامت و گسترش زیاد آنها است. برخی از مهمترین ویژگی‌های ایالت‌های بازالت طغیانی قاره‌ای عبارتند از (Jerram & Widdowson, 2005):

- الف) مدت فعالیت یک ایالت بازالت طغیانی قاره‌ای بین ۵ تا ۱۰ میلیون سال است.
- ب) جزئیات استراتیگرافی در این ایالت‌ها نشان دهنده‌ی حضور افق‌های هوازدگی، رسوب‌گذاری، و فرسایشی در زمان‌ها و سطوح مختلف آنها می‌باشد. این وقفه‌های ماگمایی (magmatic hiatuses) معمولاً بین ۱۰ تا ۱۰^۴ سال به طول می‌انجامد.
- ج) رخدادهای فورانی منفرد منجر به ایجاد جریان‌های گدازه می‌شوند که خروج این جریان‌های گدازه بصورت فوران‌های پیوسته‌ای است که در طی ماه‌ها، سال‌ها و در برخی موارد چند ده سال از سیستم‌های دهانه و یا شکاف‌ها خارج می‌شوند.

شواهد مختلف نشان می‌دهد که بازالت طغیانی قاره‌ای عموماً در حاشیه‌های کافتی قابل ردیابی هستند. به عقیده‌ی (Menzies et al., 2002) ضخامت بازالت طغیانی قاره‌ای در ابتدا به ۴ تا ۷ کیلومتر می‌رسد، و بعدها در اثر فرسایش، این مقدار به ۱ تا ۲ کیلومتر تقلیل می‌یابد. به طوری که کوه‌هایی که در محدوده‌ی کافت واقع شده‌اند، برخاستگی پیدا کرده و در نتیجه‌ی فرآیندهای همزمان با ریف‌ت (و یا بعد از کافت) سریعاً فرسایش می‌یابند.

بر اساس مطالب فوق‌الذکر می‌توان شباهت‌های بسیاری را بین بازالت‌های سلطان میدان و بازالت‌های طغیانی در نظر گرفت. به طوری که یکنواختی در ترکیب بازالت‌های سلطان میدان، ضخامت متوسط بیش از ۱۰۰۰ متر، فوران در یک بازه‌ی زمانی نسبتاً کوتاه و در محیط قاره‌ای، و حضور افق‌های هوازدگی، رسوب‌گذاری، و فرسایشی در زمان‌ها و سطوح مختلف از مهمترین ویژگی‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان است که آن را به بازالت‌های طغیانی شبیه می‌سازد. همچنین از دیگر ویژگی‌های بازالت‌های طغیانی قاره‌ای می‌توان به عدم یکنواختی در نرخ فوران در تمام مدت فعالیت آنها اشاره کرد (Jerram & Widdowson, 2005). به طوری که در برخی از حاشیه‌های کافتی، یک وقفه‌ی ماگمایی در نقطه‌ی اوج کشش در منطقه ایجاد می‌شود (Menzies et al., 2002). شواهد

صحرائی در منطقه‌ی مورد مطالعه نیز حاکی از عدم یکنواختی در نرخ فوران ماگمایی در طول تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان بوده و حضور برخی وقفه‌هایی ماگمایی را در عین یکنواختی و عدم تغییر بارز در ویژگی‌های کلی ماگمای فورانی در قبل و بعد از این وقفه‌ها نشان می‌دهد. با توجه به حضور یک وقفه‌ی ماگمایی شاخص در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان (که در دره‌ی چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش‌یلاق با حضور یک میان لایه‌ی رسوبی به ضخامت حدود ۱۰۰ متر منطبق است، شکل ۲-۱۴)، می‌توان این وقفه در فعالیت ماگمایی که تقریباً در گذر زمانی اردوویسین به سیلورین در این مجموعه واقع شده است را همزمان با اوج کشش در پوسته در نظر گرفت.

همانگونه که قبلاً عنوان شد، شواهد حاکی از ارتباط بین شکل‌گیری ماگمای تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های سلطان میدان با پلوم‌های گوشته‌ای و نیز برخاستگی پوسته‌ای در منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشد. یکی از مهمترین دلایلی که می‌توان بر اساس آن فوران بازالت‌های طغیانی قاره‌ای را در ارتباط با پلوم‌ها دانست، وجود شواهد برخاستگی قبل از فوران (*pre-eruption uplift*) می‌باشد (Jerram & Widdowson, 2005). در این انگاره این اعتقاد وجود دارد که بلافاصله قبل از شروع فوران، لیتوسفر واقع در بالای پلوم توسط مواد کم چگالتر و داغ‌تر شناور در رأس پلوم در حال صعود، حرارت دیده و برخاستگی گنبدی در آن ایجاد می‌شود (Campbell & White & McKenzie, 1989؛ Sengor, 2001؛ Griffiths, 1990؛ He et al., 2003؛ Ernst & Buchan, 2003). چنین به نظر می‌رسد که حداقل بخشی از برخاستگی روی داده در منطقه‌ی مورد مطالعه در قبل و یا حین تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در ارتباط با پلوم/یا پلوم‌های گوشته‌ای بوده باشد. اما این سوال مطرح است که آیا ارتباطی بین بازالت‌های طغیانی و نیروهای مورد نیاز برای اشتقاق گندوانا وجود داشته است؟ این سوال قبلاً توسط Smith (1999) نیز مطرح شده است.

(Sengor & Burke (1978) پیشنهاد کرده‌اند که پلوم‌های گوشته‌ای فعال (*active plumes*) ممکن است در شکستگی لیتوسفر نقش داشته باشند، و یا اینکه ممکن است شکل‌گیری پلوم‌های گوشته‌ای غیر فعال (*passive plumes*) در ارتباط و وابسته به شکستگی لیتوسفر در اثر برخی ساز و کارهای

دیگر ایجاد شده باشد. (White & McKenzie (1989 بازالت‌های طغیانی را حاصل ذوب ناشی از کاهش فشار آدیاباتیک در یک استنوسفر داغ غیر عادی در زیر لیتوسفر نازک شده می‌دانند. به طوری که این نقاط داغ به صورت غیر فعال (passive) در نظر گرفته شده، و هیچ نقش فعالی را برای آنها در اشتقاق قاره‌ای (continental break-up) منظور نمی‌کنند. در مقابل، (Morgan (1981 عقیده دارد که نقاط داغ به واسطه‌ی پلوم‌های گوشته‌ای دارای نقشی فعال در گسست صفحات و هل دادن آنها به طرفین می‌باشند. مدل‌های آزمایشگاهی از پلوم‌های گوشته‌ای نشان می‌دهند که بازالت‌های طغیانی نخستین سیما و تجلی از پلوم‌های گوشته‌ای هستند (Richards et al., 1989؛ Campbell & Griffiths, 1990).

اثرات اولیه‌ی یک پلوم گوشته‌ای بر روی لیتوسفر تغییر شکل نیافته، شامل افزایش حرارت و برخاستگی سطح آن، کاهش ضخامت، و در نهایت سست و شکنندگی آن می‌باشد (White & McKenzie, 1989). در این حالت، شبیه به پشته‌ی اقیانوسی، بالازدگی (uplift) باعث افزایش تنش‌های غیر هیدرواستاتیک افقی می‌شود (Houseman & England, 1986). اگر بالازدگی به اندازه‌ی کافی بزرگ و وسیع باشد، این نیروها به لحاظ تئوری قادرند سبب شکستگی لیتوسفر شوند. اما به نظر نمی‌رسد که بالازدگی ناشی از یک پلوم همیشه به تنهایی کافی باشد (Hill, 1991). اگر لیتوسفر قبلاً تحت تأثیر تنش‌های کششی بوده باشد، آنگاه افزایش تنش‌های غیر هیدرواستاتیک افقی به واسطه‌ی بالآمدگی پلوم، همراه با ضعف لیتوسفر به دلیل نازک شدن، کشش قبلی و تنش‌های پوسته‌ای، ممکن است جهت ایجاد شکستگی کافی باشند (White, 1992؛ Bott, 1992؛ Hill, 1991). به عقیده‌ی (Smith (1999 پلوم‌های گوشته‌ای در شکستگی فعال در لیتوسفر گندوانا و قطعه قطعه شدن آن نقش داشته و به عنوان یک عامل مهم، و شاید مهمترین عامل، در انشقاق گندوانا بوده باشند.

به نظر می‌رسد که با توجه به حجم بالای ماگماتیسم در منطقه‌ی مورد مطالعه، جایگاه کافی درون ورقه‌ای، ارتباط فعالیت ماگمایی با حضور پلوم‌های گوشته‌ای و نیز نزدیکی محل فوران بازالت‌های سلطان میدان به محل زایش پوسته‌ی اقیانوسی پالئوتتیس واقع در شمال البرز، این فعالیت ماگمایی و

موارد مشابه در امتداد زمین درز اصلی پالئوتتیس نقش مؤثری را در ایجاد شکست و جدایش لیتوسفر قاره‌ای ایفا کرده‌اند.

یکی از موارد مطرح درباره‌ی بسیاری از بازالت‌های طغیانی قاره‌ای این است که این گروه از سنگ‌های بازالتی، یکی از زیر مجموعه‌های ایالت‌های بزرگ آذرین را تشکیل می‌دهند. واژه‌ی *ایالت بزرگ آذرین* (Large Igneous Province, LIP) برای اولین بار توسط Coffin & Eldholm (1991, 1992, 1993, 1994) برای ایالت‌های آذرین مافیک با گسترش بیش از $100,000 \text{ km}^2$ و متشکل از توده‌های غالباً مافیک (غنی از Mg و Fe) نفوذی و خروجی که از طریق فرآیندهایی غیر از گسترش عادی در کف اقیانوس ایجاد شده‌اند به کار برده شد. در این تعریف، محدوده‌ی گسترش یک ایالت بزرگ آذرین (LIP) معیاری بسیار اساسی بوده و حجم زیاد ماگما، فوران ماگما در طی دوره‌های کوتاه مدت، و فوران ماگماهایی با جایگاه تکتونیکی و یا خصوصیات ژئوشیمیایی درون ورقه‌ای از ویژگی‌های اصلی در یک LIP هستند.

همچنین بر طبق تعریف (Bryan & Ernst (2008 از ایالت‌های بزرگ آذرین (LIPs)، "آنها ایالت‌هایی ماگمایی با گسترش بیش از $100,000 \text{ km}^2$ ، حجم سنگ‌های آذرین بیش از $100,000 \text{ km}^3$ ، حداکثر دوره‌ی فعالیت حدود ۵۰ میلیون سال و جایگاه تکتونیکی و یا خصوصیات ژئوشیمیایی درون ورقه‌ای هستند که بیش از ۷۵ درصد از حجم سنگ‌های ماگمایی در آنها در طول فعالیت و یا فعالیت‌های ماگمایی کوتاه مدت شکل گرفته است". این ایالت‌های آذرین عمدتاً دارای ترکیب مافیک می‌باشند، هر چند ممکن است بخشی از آنها از ترکیبات الترامافیک و اسیدی تشکیل شده، و یا حتی در برخی از آنها ترکیب غالب ماگما اسیدی باشد. با این وجود، تقریباً همه‌ی LIPs از جنبه‌ی حجمی و ترکیبی دارای ترکیب غالب مافیک (با مقدار سیلیس کمتر از ۵۶ درصد وزنی) و نسبتاً یکنواختی بوده و گدازه‌های بازالتی فقیر از فنوکریست، حجم اصلی آنها را تشکیل می‌دهد. در مقیاس جریان‌های گدازه‌ی منفرد، گدازه‌های طغیانی از جنبه‌ی شیمیایی و پتروگرافی به طور برجسته‌ای یکنواخت می‌باشند که این یکنواختی حتی در گدازه‌های با صدها کیلومتر گسترش نیز دیده می‌شود (Hooper,

(1997). با این وجود در یک LIP که حاصل جریان‌های گدازه‌ی متعدد است، می‌توان مقدیری تغییرات ترکیبی را به طور مکانی و زمانی مشاهده نمود (Bryan & Ernst, 2008). به طوری که شواهد نشان می‌دهد بیشتر LIPs که در مناطق قاره‌ای شکل می‌گیرند به لحاظ ترکیبی دو مودی (bimodal) بوده و در دو گروه شیمیایی با ۴۵-۵۶ و ۶۵-۷۵ درصد SiO_2 قرار می‌گیرند. در این ایالت‌ها، حجم اصلی ماگماتیسم را بازالت‌های تولییتی تشکیل می‌دهند، در حالی که ماگماتیسم اسیدی نیز ممکن است در قبل، همزمان، و یا در حین مراحل انتهایی فاز اصلی ماگماتیسم بازیک فوران نمایند (Bryan et al., 2002؛ Vervoort et al., 2007).

بسیاری از ویژگی‌های ذکر شده برای LIPs را می‌توان در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان نیز مشاهده نمود. به طوری که سنگ‌های بازیک تشکیل دهنده‌ی این مجموعه نیز دارای ترکیب شیمیایی و پتروگرافی نسبتاً یکنواخت و مقادیر SiO_2 کمتر از ۵۶ درصد بوده و در بازه‌ی زمانی کم در جایگاه درون ورقه‌ای فوران نموده‌اند. همچنین حضور قطعات درشت گرانیتوئیدی حاصل از برخاستگی و فرسایش توده‌ی اسیدی که در حین فعالیت ماگمایی بازیک در درون این مجموعه شکل گرفته است، شاهی مبنی بر دو مودی بودن آن می‌باشد. با این وجود، یکی از ویژگی‌های مهم در LIPs ماهیت تولییتی (درون قاره‌ای) حجم عمده و بدنه‌ی اصلی بازالت‌های تشکیل دهنده‌ی آنهاست. همانگونه که قبلاً ذکر شد، بازالت‌های سلطان میدان دارای ماهیت انتقالی تا آکالن می‌باشند که با توجه به ارتباط مستقیم میان ماهیت ماگما و درجه‌ی ذوب بخشی، تمایل بازالت‌های منطقه به سمت آکالن را احتمالاً باید در نتیجه‌ی درجات ذوب بخشی کمتر آنها نسبت به بازالت‌های تشکیل دهنده‌ی LIPs دانست.

مطالعه بر روی LIPs نشان داده که ممکن است در یک LIP منفرد انواع مختلف ماگماهای با مقادیر مختلف تیتانیوم مشارکت داشته (برای مثال Saunders et al., 1997؛ Marsh et al., 2001) و در برخی از آنها می‌توان حضور انواع بازالت‌های با Ti بالا و پایین را مشاهده نمود. تاکنون ساز و کارهای مختلفی برای ماگماهای بازالتی تولییتی حاوی Ti پایین پیشنهاد شده است. به طوری که عموماً آنها

را در ارتباط با آرایش ماگمایی (با گوشته‌ی لیتوسفری زیر قاره‌ای و یا پوسته‌ی قاره‌ای، برای مثال Carlson, 1991؛ Peate, 1997؛ Ewart et al., 1998, 2004)، یا شرایط ذوب گوشته‌ای نظیر ذوب بخشی درجات بالاتر در گوشته‌ی فوقانی یا ذوب در اعماق کمتر (Arndt et al., 1993؛ Xu et al., 2001, 2004) دانسته‌اند. در مقابل، بازالت‌های غنی از Ti بیانگر شباهت‌های شیمیایی و ایزوتوپی بیشتری با بازالت‌های جزایر اقیانوسی (یعنی ژئوشیمی بازالت‌های درون ورقه‌ای) بوده و به عنوان نشانه‌ای از ترکیبات گوشته‌ی استنوسفری یا پلوم‌هایی که نسبتاً متحمل آرایش ماگمایی نشده‌اند تفسیر می‌شوند (برای مثال Arndt et al., 1993؛ Zhao et al., 1994؛ Ewart et al., 1998, 2004). از آنجائیکه بازالت‌های منطقه عموماً حاوی مقادیر Ti نسبتاً بالایی هستند، این امر را می‌توان دلیلی بر منشأ گرفتن آنها از محل گوشته‌ی استنوسفری یا پلوم‌هایی که متحمل آرایش ماگمایی نشده‌اند، دانست. همچنین با توجه به اینکه بازالت‌های منطقه تحت تأثیر آرایش ماگمایی قرار نگرفته‌اند (بخش ۵-۸ و شکل ۵-۱۹)، بازالت‌های با مقادیر Ti کمتر در این مجموعه را می‌توان حاصل ذوب ماگمای تشکیل دهنده‌ی آنها در اعماق کمتر و در نتیجه‌ی درجات بالاتر ذوب در حین صعود پلوم دانست. به طوری که منحنی‌های تعیین درجه‌ی ذوب محل منشأ (بخش ۶-۳-۱) نیز تغییرات در میزان ذوب بخشی را برای ماگماهای اولیه‌ی تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های منطقه نمایان می‌سازند. همچنین، بررسی و مقایسه‌ی ترکیب بازالت‌های منطقه با درجات ذوب بخشی حاکی از این است که نمونه‌هایی که درجه‌ی ذوب کمتری را نشان می‌دهند، عموماً حاوی Ti بالاتری نیز می‌باشند.

تاکنون مدل‌های مختلفی در ارتباط با منشأ LIPs ارائه شده است که از جمله‌ی مهمترین آنها می‌توان به پلوم‌های گوشته‌ای سرچشمه گرفته از مرز هسته-گوشته (Richards et al., 1989؛ Campbell & Griffiths, 1990؛ Campbell, 2005؛ Dobretsov, 2005؛ Campbell, 2007)، ذوب ناشی از برخورد متئوریت‌ها (Jones et al., 2002؛ Ingle & Coffin, 2004)، لایه لایه شدن لیتوسفر (lithospheric delamination) (Elkins-Tanton & Hager, 2000؛ Elkins-Tanton, 2005؛ Hales et al., 2005)، ذوب در اثر کاهش فشار در طی کافت‌زایی (White & McKenzie, 1989) و یا تداوم

انتقال حرارت از بخش‌های داخلی گوشته‌ی به زیر اَبر قاره‌ها (Coltice et al., 2007) اشاره کرد. به طور کلی مطالعات و شواهد مختلف نشان می‌دهند که بیشتر LIPs در طی مزوزوئیک و سنوزوئیک، با کافت‌های قاره‌ای و اشتقاق قاره‌ها همراه بوده‌اند (نظیر Burke & Dewey, 1973؛ Morgan, 1981؛ Hill, 1991؛ Sengor & Natal'in, 2001؛ Courtillot et al., 1999). به طوری که بسیاری از LIPs در محیط‌های کافتی درون قاره‌ای شکل گرفته و توسط مراکز گسترش پشته‌ی اقیانوسی که بعدها در این مناطق ایجاد می‌شوند از یکدیگر جدا شده‌اند (Bryan & Ernst, 2008). همچنین، بسیاری از LIPs بلافاصله قبل از شکستگی قاره‌ای و توسعه‌ی یک حوضه‌ی اقیانوسی جدید و ایجاد سیستم گسترش پشته‌ی میان اقیانوسی شکل می‌گیرند. یکی از مشکلات موجود در شناسایی برخی از LIPs، تعیین ویژگی‌های اولیه‌ی آنها (شامل گسترش، حجم، مدت فعالیت، تعداد فوران‌ها، و جایگاه زمین-شناسی) است. زیرا انشقاق و قطعه قطعه شدن لیتوسفر قاره‌ای که می‌تواند به فاصله‌ی زمانی کمی بعد از تشکیل LIP رخ دهد (Bryan & Ernst, 2008)، سبب می‌شود تا بخش زیادی از مواد آتشفشانی در ایالت‌های بزرگ آذرین قاره‌ای قدیمی، در نتیجه‌ی فرسایش و یا تغییر شکل‌های رخ داده در طی برخورد قاره‌ای بعدی از بین برود (Bryan & Ernst, 2008). بنابراین ممکن است تعیین برخی از ویژگی‌های اساسی یک ایالت آذرین (نظیر حجم آن)، به دلایلی مانند عدم رخنمون کافی و یا عدم دسترسی به اطلاعات مشکل باشد. به خصوص اینکه با افزایش سن در یک ایالت آذرین، این مشکلات به علت شدت عملکرد عواملی نظیر فرسایش، تدفین، قطعه قطعه شدن و جدایش تکتونیکی و تغییر شکل‌های بعدی افزایش می‌یابد (Bryan & Ernst, 2008). به عنوان مثال، ضخامت سنگ‌های خروجی در LIPs که در حاشیه‌های کافتی دیده می‌شوند به ندرت بیشتر از ۲ کیلومتر است، که این امر به دلیل فرسایش در بخش‌های فوقانی به وقوع می‌پیوندد (Cox, 1980؛ Mahoney & Coffin, 1997). در واقع ضخامت اولیه در بسیاری از LIPs، دو تا سه برابر بیشتر از ضخامتی بوده است که امروزه رخنمون داشته، و فرآیندهای همزمان با کافت (synrift) و یا بعد از کافت (postrift) باعث فرسایش آنها شده‌اند (Menzies et al., 2002).

همانگونه که قبلاً عنوان شد، میزان گسترش و حجم ماگماتیسیم در یک مجموعه‌ی آذرین یکی از معیارهای اساسی برای انتساب آن به LIPs می‌باشد. مهمترین مسئله‌ای که ارتباط و نسبت مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان با LIPs را با مشکل جدی مواجه می‌سازد، در رابطه با میزان گسترش و حجم کنونی این مجموعه است. به طوری که با وجود ضخامت زیاد و پراکندگی وسیع در رخنمون‌های این مجموعه در محدوده‌ی شمال غرب تا شمال شرق شاهرود (به طول حدود ۷۰ کیلومتر) و نیز حضور رخنمون‌هایی از این مجموعه حتی تا نزدیکی جنوب علی‌آباد (در محدوده‌ای به عرض حدود ۳۰ کیلومتر)، اما این مجموعه در حال حاضر با وجود دارا بودن ضخامت لازم، به هیچ وجه گسترش و حجم لازم برای انتساب به یک LIP را دارا نمی‌باشد. کمتر بودن ابعاد گسترش و حجم لازم در این مجموعه به LIP را باید از دو جنبه مورد توجه قرار داد. اول اینکه ممکن است که این مجموعه در بدو تشکیل نیز به عنوان یک LIP مطرح نبوده و صرفاً یک فعالیت ماگمایی با تعدد و ضخامت زیاد روانه-های بازالتی، ولی با گسترش جانبی و حجم بسیار کمتر نسبت به یک LIP بوده باشد. در این صورت، شاید تمایل برخی بازالت‌های منطقه به سمت آلکالن نیز دلیلی بر این امر باشد. دوم اینکه به دلیل نزدیکی محل فوران بازالت‌های سلطان میدان به محل زمین درز اصلی اقیانوس پالئوتتیس واقع در بخش‌های شمال‌تر منطقه، احتمالاً این مجموعه در ابتدای تشکیل دارای ابعادی بسیار بزرگ‌تر از حال حاضر بوده است ولی با توجه به موقعیت اولیه‌ی خود، در اثر عملکرد فرآیندهای بعدی از قبیل تغییر شکل‌های رخ داده در طی برخورد قاره‌ای و فرسایش از بین رفته باشد. از این میان، شواهد صحرایی (فصل ۲) به طور قطع فرسایش شدید در بخش‌های فوقانی مجموعه‌ی بازالتی در طی دونین را نشان تأیید کرده و مشارکت گسترده‌ی رسوبات حاصل از فرسایش این مجموعه در تشکیل سازند پادها را نشان می‌دهد. به طوری که ضخامت اولیه‌ی این مجموعه را باید بیشتر از آن چیزی که امروزه رخنمون دارد در نظر گرفت. با این وجود، با توجه به عدم گزارش فعالیت‌های آذرین مشابه در مناطق واقع در لبه‌ی شمالی قدیمی پالئوتتیس، نمی‌توان در مورد قرارگیری بخش‌هایی از این مجموعه در این مناطق اظهار نظر نمود.

به عقیده‌ی برخی محققین (نظیر Ernst, 2007 و Bryan & Ernst, 2008)، ایالت‌های آذرینی که دارای مقیاس کوچکتري نسبت به LIPs هستند را می‌توان در گروه مجزای دیگری تحت عنوان اتاق انتظار (waiting room) قرار داد. به این مفهوم که این گروه می‌توانسته‌اند یک LIP و یا بخشی از آن بوده باشند، اما در حال حاضر به دلیل عدم احراز معیارهای ابعادی لازم برای یک LIP (به دلیل عدم وجود اطلاعات کافی و یا از بین رفتن بخشی از آنها در نتیجه‌ی فرسایش، در عمق قرار گرفتن، و یا از بین رفتن در طی انشقاق قاره‌ای) در این گروه قرار می‌گیرند (Bryan & Ernst, 2008). بنابراین به نظر می‌رسد که با توجه به بسیاری از شباهت‌های موجود میان مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان به LIPs (به استثناء گسترش و حجم مجموعه)، قرار دادن این مجموعه‌ی عظیم بازالتی در این گروه (یعنی اتاق انتظار) منطقی‌تر به نظر می‌رسد.

نتیجه گیری

نتیجه‌گیری:

مهمترین نتایج حاصل از این پژوهش عبارتند از:

۱- مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان حاصل انباشتگی جریان‌های متعدد گدازه‌ی بازالتی، آگلومرای بازالتی، توف و چندین میان لایه‌ی نازک رسوبی است و می‌توان آن را به عنوان گسترده‌ترین، ضخیم‌ترین و حجیم‌ترین فعالیت ماگمایی پالئوزوئیک زیرین ایران در نظر گرفت.

۲- بازالت‌های سلطان میدان در محل رخنمون‌های خود دارای ظاهری نسبتاً یکنواخت و آفانیتیک بوده و عموماً به رنگ تیره تا سبز دیده می‌شوند. مهم‌ترین عامل در تغییرات رنگ ظاهری این بازالت‌ها را باید در ارتباط با شدت و ضعف دگرسانی در آنها دانست. به طوری که کلریتی شدن، شایع‌ترین دگرسانی و مهم‌ترین دلیل تمایل رنگ آنها به سبز است.

۳- در تمامی رخنمون‌های کامل، بازالت‌های سلطان میدان به طور همشیب بر روی سازند قلی قرار گرفته و با ناپیوستگی همشیب فرسایشی توسط سازند پادها پوشیده می‌شود. اندازه‌گیرهای دقیق نشان می‌دهد که ضخامت مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در دره‌ی کلودر ۴۳۶ متر، در دره‌ی چشمه‌سید ۱۲۸۶ متر و نیز در شرق روستای خوش‌بیلاق حداقل ۸۸۰ متر است. مشارکت گسترده‌ی مواد حاصل از فرسایش بازالت‌های سلطان میدان در رسوبات سازند پادها و مواد رسوبی جوان‌تر نشان می‌دهد که ضخامت اولیه، بیشتر از ضخامت امروزی در این مجموعه بوده است.

۴- مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در دره‌ی چشمه‌سید (واقع در شمال غرب قلعه‌نو خرقان) از حداقل ۵۳ روانه‌ی گدازه، ۲ واحد توفی و ۴ واحد میان لایه‌ی رسوبی تشکیل شده است. بررسی ویژگی‌های رخنمون‌های مختلف مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان نشان می‌دهد که برش چشمه‌سید کامل‌ترین برش از مجموعه‌ی مذکور در کل منطقه‌ی مورد مطالعه بوده و بنابراین به عنوان برش الگوی این مجموعه پیشنهاد می‌شود.

۵- علی‌رغم باور قبلی مبنی بر تشکیل بازالت‌های سلطان میدان در محیط دریایی، شواهد مختلف حاکی از تشکیل متناوب مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان در دو محیط زیر آبی و خشکی است.

۶- بررسی پالینومرف‌های موجود در میان لایه‌های شیلی در برش چشمه‌سید و منطقه‌ی خوش‌بیلاق، بیانگر سن اردوویسین پسین تا ابتدای سیلورین پسین برای تشکیل این مجموعه است. همچنین پالینومرف‌های متعلق به کیتین-هیرنانتین موجود در میان لایه‌های شیلی، نهشته شدن این رسوبات در محیط دریایی کم عمق و عرض‌های جغرافیایی متوسط در طی اردوویسین پسین را نشان می‌دهد.

۷- حضور چندین وقفه‌ی رسوبگذاری و نیز سطوح فرسایشی متعدد همشیب در توالی‌های سنگی اردوویسین زیرین تا دونین میانی حاکی از وجود حرکات قائم در حوضه‌های هورست و گرانی کافتی در منطقه‌ی مورد مطالعه است. بالا آمدگی ستون دیاپیر گوشته‌ای و ذوب آن می‌تواند نقش مهمی را در ایجاد برآمدگی و کشیدگی در پوسته ایفا کرده باشد.

۸- کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های منطقه شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن بوده و کانی‌های اپک نیز به صورت فرعی در آنها حضور دارند. الیوین نیز گاهاً در برخی از روانه‌ها به صورت کانی فرعی حضور داشته و ارتوپیروکسن در این سنگ‌ها دیده نمی‌شود. بازالت‌های منطقه عموماً متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند که این امر سبب حضور طیف وسیعی از کانی‌های ثانویه در آنها شده است. مطالعات پتروگرافی و ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی سنگ‌های منطقه بیانگر توقف ماگما در آشیانه‌های ماگمایی و انجام تبلور و تفریق ماگمایی در آنها قبل از صعود نهایی است.

۹- نتایج آنالیزهای میکروپروب الکترونی تأیید کننده‌ی شواهد پتروگرافی نظیر دگرسانی گسترده‌ی پلاژیوکلازها، اوزیتی بودن پیروکسن‌های منطقه و عدم حضور ارتوپیروکسن، و تنوع کانی‌های ثانویه‌ی موجود در بازالت‌های منطقه است. این نتایج نشان می‌دهند که علی‌رغم باقی ماندن مقادیر بسیار کم لابرادوریت (An_{56} تا An_{64})، پلاژیوکلازهای منطقه عموماً تحت تأثیر فرآیند آلبیتی شدن (An_{1-2})

قرار گرفته‌اند. بررسی ترکیب اوزیت‌ها نیز نشان می‌دهد که از مرکز به حاشیه به تدریج مقادیر MgO ، CaO ، Cr_2O_3 و Al_2O_3 کاهش یافته و مقادیر FeO ، MnO و TiO_2 افزایش می‌یابد. روند تغییرات ترکیبی در اوزیت‌های موجود در بازالت‌های منطقه بیانگر تبلور تدریجی آنها در شرایط عادی از مذاب بازالتی بوده و نقش و عملکرد عواملی نظیر آلاش یا اختلاط ماگمایی را منتفی می‌سازد. همچنین نتایج میکروپروب الکترونی نشان داد که ترکیبات اکسیدهای مختلف آهن-تیتان در نمونه‌های منطقه از نوع ایلمنیت، مگنتیت و تیتانومگنتیت است. با توجه به اینکه ایلمنیت و تیتانومگنتیت تقریباً در تمامی نمونه‌های منطقه به صورت کانی فرعی حضور دارند، تمرکز بخش عمده‌ی عنصر تیتانیوم در بازالت‌های منطقه را باید در ارتباط با این کانی‌ها دانست.

۱۰- نتایج دما-فشارسنجی بر روی کلینوپیروکسن‌ها حاکی از تبلور آنها در دمای حدود بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه‌ی سانتیگراد و فشار کمتر از ۶ کیلوبار، و توقف ماگمای تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های سلطان میدان در درون آشیانه/آشیانه‌های ماگمایی در اعماق کم پوسته (حدود کمتر از ۲۳ کیلومتر) است. به نظر می‌رسد که توقف ماگمای مافیک در چنین آشیانه/آشیانه‌های ماگمایی منجر به ذوب مواد پوسته‌ای و شکل‌گیری ماگمای گرانیته‌ی در اعماق کم پوسته و ایجاد ماگماتیسم دوگانه (بایومودال) در منطقه‌ی مورد مطالعه شده است.

۱۱- سنگ‌های بازیک منطقه در طبقه‌بندی ژئوشیمیایی غالباً در محدوده‌ی بازالت و آندزیت‌بازالتی قرار می‌گیرند. نمودارها و شواهد ژئوشیمیایی مختلف بیانگر ماهیت انتقالی تا قلیایی ماگمای اولیه، ارتباط زایشی سنگ‌های بازیک از طریق فرآیند تبلور تفریقی با یکدیگر، و عدم تأثیر و یا نقش ناچیز آلاش ماگمایی در تشکیل بازالت‌های منطقه است. همچنین نمودارها و شواهد ژئوشیمیایی، شکل‌گیری ماگمای اولیه از ذوب بخشی حدود ۱۰ تا ۲۰ درصدی یک منشأ گوشته‌ای غنی‌شده‌ی گارنت‌پریدوتیتی در یک محیط کششی کافتی درون قاره‌ای را نشان می‌دهند.

۱۲- بازالت‌های سلطان میدان در نمودار همبستگی ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در محدوده‌ی بین OIB و EM I قرار گرفته و به سمت گوشته‌ی غنی شده‌ی نوع ۱ (EM I) تمایل نشان می‌دهند. نسبت‌های ایزوتوپی و نسبت‌های عنصری در نمونه‌های منطقه حاکی از منشأگیری احتمالی آنها از گوشته‌ای استنوسفری (و دارای کمی تهی شدگی)، و غنی شدگی بعدی آن در نتیجه‌ی اختلاط و برهم کنش متقابل با گوشته‌ی لیتوسفری زیر قاره‌ای (SCLM) است.

۱۳- اگرچه حضور سنگ‌های بازیک در سازند قلی، مجموعه‌ی سلطان میدان و سازندهای پادها و خوش‌بیلاق و ویژگی‌های ماگماتیسم منطقه‌ی مورد مطالعه نشان دهنده‌ی تداوم شرایط کافی از اردوویسین میانی تا انتهای دونین می‌باشد، اما احتمالاً بازه‌ی زمانی تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان را باید نقطه‌ی عطفی در این چرخه‌ی طولانی مدت کافت‌زایی دانست. به طوری که گسترش، ضخامت و حجم زیاد این ماگماتیسم نشان‌دهنده‌ی ارتباط زمانی نزدیک تشکیل آن با مراحل آغازین کافت‌زایی پالئوتتیس است.

۱۴- بررسی کلی مهم‌ترین فعالیت‌های ماگمایی پالئوزوئیک‌زیرین در بخش‌های مختلف ایران نشان می‌دهد که این سنگ‌ها عموماً دارای ترکیب بازالتی و ماهیت آکالن و انتقالی تا آکالن بوده و در جایگاه درون ورقه‌ای شکل گرفته‌اند. به طور کلی ماهیت ماگمایی و جایگاه تشکیل این سنگ‌ها نشان دهنده‌ی حکمفرمایی شرایط کششی و فعالیت ماگمایی درون قاره‌ای در بخش‌های وسیعی از ایران در طی پالئوزوئیک‌زیرین و در ارتباط با کافت‌زایی پالئوتتیس است.

۱۵- مقایسه‌ی ویژگی‌های منطقه‌ی مورد مطالعه با مناطق مشابه در سایر نقاط دنیا که به خوبی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند، نشان می‌دهد که می‌توان شروع پیدایش پوسته‌ی اقیانوسی پالئوتتیس را همزمان با مراحل پایانی تشکیل بازالت‌های سلطان میدان، و یا به فاصله‌ی زمانی کمی بعد از این فعالیت ماگمایی در نظر گرفت. به طوری که به نظر می‌رسد فرسایش در بخش‌های فوقانی این مجموعه را باید در ارتباط با برخاستگی منطقه در طی زایش پوسته‌ی اقیانوسی پالئوتتیس دانست.

۱۶- مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان دارای شباهت‌های بسیار زیادی به بازالت‌های طغیانی قاره‌ای است. به طوری که یکنواختی در ترکیب، ضخامت متوسط بیش از ۱۰۰۰ متر، فوران در یک بازه‌ی زمانی نسبتاً کوتاه و در محیط قاره‌ای، و حضور افق‌های هوازدگی، رسوب‌گذاری، و فرسایشی در زمان-ها و سطوح مختلف از مهمترین ویژگی‌های این مجموعه است که آن را به بازالت‌های طغیانی شبیه می‌سازد.

۱۷- وجود شباهت‌های بسیار میان ویژگی‌های مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان و ایالت‌های بزرگ آذرین (LIPs)، نشان می‌دهد که این مجموعه‌ی عظیم بازالتی ممکن است در ابتدای تشکیل، بخشی از یک LIP بوده باشد که در نتیجه‌ی عملکرد فرآیندهای بعدی، بخش عمده‌ی آن از بین رفته است.

منابع

منابع

- آقاباتی س.ع، (۱۳۸۳) "زمین‌شناسی ایران". چاپ اول، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۶۸۳ صفحه.
- آقاباتی س.ع، (۱۳۸۷) "فرهنگ چینه‌شناسی ایران (جلد ۱) (پرکامبرین-سیلورین)"، چاپ اول، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۶۵۸ صفحه.
- آیتی ف، (۱۳۸۲)، پایان‌نامه کارشناسی: "ارشد داده‌هایی پیرامون ولکانیسم پالئوژوئیک زیرین در مناطق ابیانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمه اردکان (ایران مرکزی)"، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان.
- آیتی ف، خلیلی م، نقره‌یان م. و مکی‌زاده ع، (۱۳۸۲) "داده‌هایی پیرامون ولکانیسم پالئوژوئیک زیرین در مناطق ابیانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمه اردکان (ایران مرکزی)"، بیست و دومین گردهمایی علوم‌زمین، اصفهان، ص ۳۰۹
- آیتی ف، خلیلی م، نقره‌یان م. و مکی‌زاده م. ع، (۱۳۸۹) "ماگماتیسم سیلورین در ناحیه ابیانه- سه (کاشان- ایران مرکزی)"، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۴، دوره ۳۵، صص ۲۱-۳۱.
- افشار حرب ع، (۱۳۷۳) "زمین‌شناسی کپه‌داغ، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران" شماره ۱۱، ۲۷۵ صفحه.
- اهری پور ر، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه دکتري: "میکروفاسیس، محیط رسوبی و چینه‌شناسی سکانسی سنگ‌های رسوبی دونین (سازندهای پادها و خوش‌ییلاق)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران،
- بلاغی ز، صادقیان م و قاسمی ح، (۱۳۸۹) "پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوژوئیک زیرین جنوب بهاباد (بافق، ایران مرکزی): شاهدهی بر کافت‌زایی". مجله پتروژئولوژی دانشگاه اصفهان، شماره ۱ دوره ۴، صص ۴۵-۶۴.

- جعفریان ع. ر، (۱۳۸۸) پایان نامه دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسیم مافیک پالئوزوئیک زیرین در البرز شرقی، ناحیه شاهرود-خوش ییلاق"، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، ۲۹۵ صفحه،
- جعفریان ع. ر، امامی م. ه. و وثوقی عابدینی م، (۱۳۸۸) "پترولوژی و ژئوشیمی عناصر اصلی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان"، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال ۵، شماره ۴، صص ۱-۱۹.
- جولاپور ع. ا و گلابتونچی ا، (۱۳۷۷) "پژوهشی در سنگ‌شناسی و پتروژنز سنگهای آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین البرز خاوری (ره آوردی تازه از سرگذشت پالئوتتیس در شمال ایران)"، دومین همایش زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، صص ۱۳۸-۱۴۱
- درخشی م، (۱۳۸۵) پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی، ژئوشیمی و موقعیت چینه‌شناسی سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۶ صفحه،
- درخشی م، قاسمی ح، طاهری ع، صادقیان م. و حیدرنیا ح، (۱۳۸۵)، "موقعیت چینه‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای آذرین بازیک پالئوزوئیک زیرین ناحیه شیرگشت، شمال غرب طبس"، دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ص ۱۰۰، دانشگاه تربیت مدرس، تهران
- درخشی م، قاسمی ح، سهامی ط، (۱۳۹۰)، "مقایسه ماگماتیسیم شدید سیلورین ایران مرکزی و البرز در نواحی شیرگشت و سلطان میدان"، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران
- درخشی م، قاسمی ح. و طاهری ع، (۱۳۹۱)، "بررسی و مقایسه‌ی زمین شناسی و ژئوشیمی بازالت-های سلطان میدان در سه رخنمون نکارمن، چشمه‌سید و خوش‌ییلاق"، شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شیراز
- درخشی م. و قاسمی ح، "ماگماتیسیم اردوویسین-دونین در شمال شاهرود: شاهی بر کافت‌زایی طولانی مدت پالئوتتیس در البرز شرقی" مجله پترولوژی/دانشگاه/صفهان، زیر چاپ.

- دیهیمی م، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسیم بازیک دونین در سازندهای پادها و خوش ییلاق در شمال شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود،
- دیهیمی م، قاسمی ح، طاهری ع، (۱۳۹۱) "پترولوژی و ژئوشیمی بازالت‌های آکالن موجود در سازندهای پادها و خوش ییلاق در شمال شاهرود" سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، تهران.
- سهامی ط، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی و پتروژنز بازالت سلطان میدان در مناطق نکارمن و ابرسج، شمال شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود،
- صالحیان ش، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین مافیک موجود در شیست‌های گرگان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود،
- صالحیان ش. و قاسمی ح، (۱۳۹۰)، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین مافیک موجود در شیست‌های گرگان"، نوزدهمین همایش بلور شناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گلستان، صص ۵۰۳ - ۵۰۷
- طباطبایی منش م، میرلوحی ا، صفایی ه. و ترابی ق، (۱۳۸۷) "ژئوشیمی و محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین در دره جهق (جنوب کاشان)". نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، شماره ۳، دوره ۸، صص ۲۴۱-۲۵۴.
- قاسمی ح. و ناجی آ، (۱۳۸۳) "پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین - میانی بخش‌هایی از ایران مرکزی"، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، صص ۳۸۸-۳۹۷
- قاسمی ح. و درخشی م، (۱۳۸۷) "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نقش فرآیند جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در تشکیل سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت؛ شمال غرب طبس، ایران مرکزی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال شانزدهم، شماره دوم، صص ۲۰۷-۲۲۴.

- قاسمی ح. و خانعلی زاده ع، (۱۳۹۱) "گرانیتوئید نوع A تویه دروار، جنوب باختر دامغان: نشانه‌ای از ماگماتیسم حوضه کششی پالتوتیس در پالتوزوئیک زیرین البرز" *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، سال ۲۰، شماره ۱، صص ۲۴-۳.
- قاسمی ح. و کاظمی ز، (۱۳۹۲) "محیط زمین‌ساختی و ویژگی‌های خاستگاه سنگ‌های آذرین سازند ابرسج (اردوویسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، شماره ۲، صص ۳۴۷-۳۷۰.
- قاسمی ح. و دیهیمی م، "ماگماتیسم بازیک قلیایی دونین در البرز شرقی، شمال شاهرود: شاهی بر کافت‌زایی پالتوتیس" *فصلنامه زمین‌شناسی ایران*، زیر چاپ.
- قویدل‌سیوکی م، (۱۳۸۹) "پالینولوژی و کاربرد آن در زمین‌شناسی پره کامبرین (پروتروزوئیک)، پالتوزوئیک و مزوزوئیک با تأکید بر نمونه‌های فسیل از ایران". انتشارات تک رنگ، چاپ اول.
- قویدل‌سیوکی م. و حسین‌زاده مقدم م. س، (۱۳۸۹) "پالینواستراتیگرافی رسوبات پالتوزوئیک پیشین در جنوب ناحیه فاضل آباد (خولین دره) جنوب شرق گرگان" *مجله پژوهشهای چینهنگاری و رسوب‌شناسی*، سال ۲۶، شماره پیاپی ۳۸، شماره اول، صص ۲۴-۱.
- قویدل‌سیوکی م. و خندابی م، (۱۳۹۱) "پالینواستراتیگرافی و پالتوزوئوگرافی سازندهای لشکرک و قلی واقع در ناحیه ابرسج، شمال غرب شاهرود" *مجله پژوهشهای چینهنگاری و رسوب‌شناسی*، سال ۲۸، شماره پیاپی ۴۹، سال چهارم، صص ۵۸-۳۵.
- کاظمی حسنوند ز، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "ژئوشیمی و ویژگی‌های محل منشأ سنگ‌های آذرین اردوویسین پایانی در سازند ابرسج، شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود،
- لاسمی ی، (۱۳۷۷) "محیطهای رسوبی سنگهای اردوویسین ایران (توالی‌های همزمان با ریفت) و تشکیل حاشیه واگرایی پالتوتیس"، *هفدهمین گردهمایی علوم زمین*، صص ۱۵۹-۱۶۰.

- لاسمی ی، (۱۳۷۹) "رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ صفحه.
- مساواتی ا، (۱۳۷۰) "مطالعات اجمالی خاک‌شناسی و طبقه‌بندی اراضی منطقه شاهرود" مؤسسه تحقیقات خاک و آب.
- ناجی ا، قاسمی ح، (۱۳۸۴) "پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین - میانی بخش‌هایی از ایران مرکزی"، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی
- ناجی آ، (۱۳۸۳) پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "موقعیت چینه‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه قوشه، جنوب غرب دامغان، ناحیه جام"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود،
- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش گرگان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۶۹.
- وزیری مقدم ح، طاهری ع، (۱۳۸۲) "بررسی ایکنوفسیل‌ها و ایکنوفاسیس رسوبات اردوئین بالایی در باختر شاهرود (دهملا)" فصلنامه علوم زمین، پاییز و زمستان ۸۲، سال یازدهم، شماره ۴۹-۵۰. صص ۴۰-۵۱.
- ولی‌زاده م. و، قاسمی ح، نراقی ن. ز، صادقین، (۱۳۸۵) "اصول زمین‌شناسی ایزوتوپی" ترجمه، چاپ اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود. شاهرود.
- هوشمندزاده ع، علوی‌نائینی م، حق‌پور ع، (۱۳۵۷) "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه تروند (از پرکامبرین تا عهد حاضر)" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸ صفحه.

- Abdel-Rahman A. M. (2002) "Mesozoic volcanism in the Middle East: geochemical, isotopic and petrogenetic evolution of extension-related alkali basalts from central Lebanon" *Geol Mag.*, 139, 621-640.
- Abdel-Rahman A. M. and Nassar P. E. (2004) "Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon" *Geol Mag.*, 141, 545-563.
- Agrawal S. Guevara M. and Verma S. P. (2008) "Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements" *Int Geol Rev.*, 50, 1057-1079.
- Aharipour R. Moussavi M. R. Mosaddegh H. and Mistiaen B. (2010) "Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (Padeha Formation) in the Eastern-Alborz Mountains, NE Iran" *Facies.*, 56., 279-294.
- Ahmadzadeh Heravi M. (1975) "Stratigraphie und Fauna im Devon des ostlichen Elburs (Iran)" *Clausthaler Geol Abh.*, 23, 1-114.
- Alavi M. (1991) "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran" *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, 983-992.
- Alavi M. (1992) "Thrust tectonics of the Binaloud region: NE Iran" *Tectonics.*, 11, 2, 360-370.
- Alavi M. (1996) "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran" *J Geodyn.*, 21, 1-33.
- Alavi M. Vaziri H. Seyed-Emami K. and Lasemi Y. (1997) "The Triassic and associated rocks of the Nakhla and Agdharband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin" *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109, 1563-1575.
- Alavi-Naini M. (1972) "Etude geologique de la region de Djam" *Iran Geol Surv Publ, Reports.*, 23, 1-288.
- Aldanmaz E. Koprubasi N. Gurer O. F. Kaymakci N. and Gourgau A. (2006) "Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications for mantle sources and melting processes" *Lithos.*, 86, 50-76.
- Allegre C. J. (2008) "Isotope Geology" Cambridge University Press, New York.

- Alsharhan A. S. and Kendall C. G. S. C. (1986) "Precambrian to Jurassic rocks of Arabian Gulf and adjacent areas: their facies, depositional setting, and hydrocarbon habitat" *Am Assoc Petr Geol B.*, 70, 977-1002.
- Alvaro J. J. Ezzouhairi H. Vennin E. Ribeiro M. L. Clausen S. Charif A. Ait Ayad N. and Moreira M. E. (2006) "The early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Morocco; Petrology, Geodynamic setting and coeval sedimentation" *J. Afr. Earth Sci.*, 44, 396-410.
- Anderson D. I. (1982) "Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid" *Nature.*, 297, 391-93.
- Angiolini L. Gaetani M. Muttoni G. Stephenson M. H. and Zanchi A. (2007) "The biotic affinity of N Iran during Carboniferous- Early Permian times: was N Iran in the peri-Gondwanan fringe?" *Geophysical Research Abstracts.*, vol. 9.
- Arndt N. T. Czamanske G. K. Wooden J. L. and Fedorenko V. A. (1993) "Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism" *Tectonophysics.*, 223, 39-52.
- Arndt N. Bruzak G. and Reischmann T. (2001) "The oldest continental and oceanic plateaus: geochemistry of basalts and komatiites of the Pil-bara craton" Australia. See Ernst & Buchan 2001, pp. 359-87.
- Avigad D. Kolodner K. McWilliams M. Persing H. and Weissbrod T. (2003) "Origin of northern Gondwana Cambrian sandstone revealed by detrital zircon SHRIMP dating" *Geology.*, 31, 227-230.
- Bagheri S. and Stampfli G. M. (2008) "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications" *Tectonophysics.*, 451, 123-155.
- Baker J. Thirlwall M. F. and Menzies M. A. (1996) "Sr-Nd-Pb isotopic and trace element evidence for crustal contamination of a mantle plume: Oligocene flood volcanism in western Yemen" *Geochim Cosmochim Ac.*, v. 60, 2559-2581.
- Becker H. Förster H. and Soffel H. (1973) "Central Iran, a former part of Gondwanaland? Paleomagnetic evidence from Infracambrian rocks and iron ores of the Bafq area, Central Iran" *Zeitschrift für Geophysik.*, 39, 953-963.
- Berberian F. and Berberian M. (1981) "Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H. K., Delany, F.M. (Eds.), Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution. Geodynamics Series" vol. 3. *Am. Geophys. Union., Washington. D. C.*, pp. 5-32.

- Berberian F. and King G. C. P. (1981) "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran" *Can J Earth Sci.*, 5, 101-117.
- Bogard P. J. F. and Warner G. (2003) "Petrpgenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock fram the Miocene Vgelsberg, Central Germany" *J Petrol.*, 44, 569-602.
- Bott M. H. P. (1992) "The stress regime associated with continental break-up. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*" *Spec. Publ. Geol. Soc. London.*, 68, 125-136.
- Bouche P.M. (1965) "Chitinozoaires du Silurien s.l. du Djado (Sahara nigerien)" *Rev. Micropaleont.*, 8, 151-164.
- Boulin J. (1988) "Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. *Tectonophysics.*, 148, 253-278.
- Boulin J. (1991) "Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys" *Tectonophysics.*, 196, 211-268.
- Boutilier R. and Keen C. (1999) "Small-scale convection and divergent plate boundaries" *J. Geohys. Res.*, v. 104, p. 7389-7403.
- Boynton W. V. (1984) "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), *Rare Earth Element Geochemistry*" Elsevier, Amsterdam, pp 63-114.
- Bozorgnia F. (1973) "Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz Mountains, Iran" *National Iranian Oil Co.*, 4, 1-185.
- Brunet M.F. Wilmsen M. and Granath J. (2003) (Eds.), "South Caspian to Central Iran Basins" *Spec. Publ. Geol. Soc. London.*, vol. 312, pp. 7-29.
- Bryan S. E. Riley T. R. Jerram D. A. Leat P.T. and Stephens C. J. (2002) "Silicic volcanism: an under-valued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. In : Menzies, M. A. , Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.), *Magmatic Rifted Margins*" *GEOL S AM S.*, vol. 362, pp. 99 –118.
- Bryan S. E. and Ernst R. E. (2008) "Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs)" *Earth Sci. Rev.*, 86, 175-202.
- Burke K. and Dewey J. F. (1973) "Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks" *J. Geol.*, 81, 406-433.
- Burke K. and Krauss J. U. (2000) "Deposition of immense Cambro–Ordovician sandstone bodies, now exposed mainly in N. Africa and Arabia, during the

- aftermath of the final assembly of Gondwana” *Geological Society of America Abstracts with Programs.*, 32, 7, 249.
- Butler R. F. (1992) “Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes” *Blackwell Scientific Publications.*, Boston, 319 p.
 - Campbell I. H. and Griffiths R. W. (1990) “Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts” *Earth Planet. Sci. Lett.*, 99, 79 -93.
 - Campbell I. H. (2005) “Large igneous provinces and the mantle plume hypothesis” *Elements.*, 1, 265-269.
 - Campbell I. H. (2007) “Testing the plume theory” *Chem. Geol.*, 241, 153-176.
 - Carlson R. W. (1991) “Physical and chemical evidence on the cause and source characteristics of flood basalt volcanism” *Aust. J. Earth Sci.*, 38, 525-544.
 - Carmichael I. S. E. (1967) “The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates” *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14 (1), 36-64.
 - Chateauneuf J. J. and Stampfli G. (1978) “Palynoflore permo-triasique de l’Elbourz oriental” *Notes Laboratoire Paleontologie Universite’ Geneve.*, 2, (8), 45-54.
 - Cocks L. R. M. and Torsvik T. H. (2002) “Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review” *J Geol Soci Lond.*, 159, 631-644.
 - Coffin M. F. and Eldholm O. (1991) (Eds.), “Large Igneous Provinces: JOI/USSAC workshop report” *The University of Texas at Austin Institute for Geophysics Technical Report.*, p. 114.
 - Coffin M. F. and Eldholm O. (1992) “Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*” *Spec. Publ. Geol. Soc. London.*, vol. 68, pp. 17 -30.
 - Coffin M. F. and Eldholm O. (1993) “Scratching the surface: estimating dimensions of large igneous provinces” *Geology.*, 21, 515-518.
 - Coffin M. F. and Eldholm O. (1994) “Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences” *Rev. Geophys.*, 32, 1-36.
 - Condie K. C. (2001) “Mantle Plumes and Their Record in Earth History” *Cambridge Univ. Press.*, UK. 306 pp.
 - Condie K. C. (2003) “Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochemistry Geophysics Geosystems.*, 4, 252-268.

- Condie K. C. (2005) "High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving mantle sources of mantle plumes?" *Lithos.*, 79, 491-504.
- Cox K. G. (1980) "A model for flood basalt volcanism" *J Petrol.*, v. 21, p. 629-650.
- Cox K. G. (1988) "The Karoo Province, in McDougall, J.D., ed., Continental flood basalts: Amsterdam" *Kluwer Publishers.*, p. 239-271.
- Choi H. O. Choi S. H. and Yu Y. (2014) "Isotope geochemistry of Jeongok basalts, northernmost South Korea: implications for the enriched mantle end-member component" *J Asian Earth Sci.*, doi.org/10.1016/j. jseaes.2014.05.010
- Courtillot V. Jaupart C. Manighetti I. Tapponier P. and Besse J. (1999) "On causal links between flood basalts and continental break-up" *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 166, p. 177-195.
- Courtillot V. E. and Renne P. R. (2003) "On the ages of flood basalt events" *Comptes Rendus Geoscience.*, 335, 113-140.
- Clark G. C. Davies R. Amzepour B. and Jones C. R. (1975) "Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi quadrangle map (with contributions by M. G HORASHI, B. HAMDI & N. NAVAI). *Iran Geol Surv Publ.*, Geological Quadrangle No. D3, 1-198. Tehran.
- Daniel F. W. Drake M. J. (1973) "Europium anomaly in plagioclase feldspar: experimental results and semiquantitative model" *Science* 180 (4090), 1059-1060.
- David K. Schiano P. and Allegre C. J. (2000) "Assessment of the Zr/Hf fractionation in oceanic basalts and continental materials during petrogenetic processes" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 178, 285-301.
- Davis B. T. C. and Boyd D. R. (1966) "The join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. *J Geophys Res.*, 71, 3567-3576.
- Davies R. Jones C. R. Amzepour B. and Clark G. C. (1972) "Geology of the Masuleh sheet 1: 100,000" *Iran Geol Surv Publ.*, Report, 24, 1-110.
- Davison I. Al-Kadasi M. Al-Khirbash S. Al-Subbary A. Baker J. Blakey S. Bosence D. Dart C. Owen L. Menzies M. McClay K. Nichols G. and Yelland A. (1994) "Geological evolution of the southern Red Sea rift margin-Republic of Yemen" *Geological Society of America Bulletin.*, v. 106, p. 1474-1493.
- Davoudzadeh M. and Schmidt K. (1984) "Plate tectonics, orogeny, and mineralization in the Iranian fold belts" *Neues Jahrb Geol P-A.*, 168, 182-207.

- Davoudzadeh M. and Weber-Diefenbach K. (1987) "Contribution to the paleogeography, stratigraphy and tectonics of the Upper Paleozoic of Iran" *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol., Abh.*, 175, 121-146.
- Davoudzadeh M. (1997) "Iran. In: Moores, E.M., Fairbridge, R.W. (Eds.), *Encyclopedia of European and Asian Regional Geology*" *Chapman and Hall, London.*, pp. 384-405.
- Deer W. A. Howie R. A. and Zussman J. (1982) "Rock- Forming Minerals" Volume 1A, 2nded, Orthosilicates, Longman, London. 919 pp.
- Deer W. A. Howie R. A. and Zussman J. (1992) "An introduction to the rock-forming minerals" *Longman Scientific Technical., New York*, 528 p.
- Dehghani G. A. and Makris J. (1984) "The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol., Abh.*, 168 (2/3), 215-229.
- De Jekhowsky B. (1961) "Sur quelques Hystrichosphères Permo-Triassique de Europe et d' Afrique" *Revue de Micropaleontologie.*, 3, 207-212.
- Delaloye M. Jenny J. and Stampfli G. M. (1981) "K-Ar dating in the eastern Elburz (Iran)" *Tectonophysics.*, 79, 27-36
- DePaolo D. J. and Wasserburg G. J. (1976a) "Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ " *Geophys. Res. Lett.* 3, 743-46.
- DePaolo D. J. and Wasserburg G. J. (1976b) "Nd isotopic variations and petrogenetic models" *Geophys. Res. Lett.*, 3, 249-52.
- DePaolo D. J. (1981) "Nd isotopic studies: some new perspectives on Earth structure and evolution" *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 62, 137-140.
- DePaolo D. J. (1988) "Neodymium isotope geochemistry: an introduction" Springer Verlag, New York.
- Derakhshi M. and Ghasemi H. (2013) "Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: magmatic evidence for Paleotethys development", *Arab J Geosci.*, DOI 10.1007/s12517-013-1180-2.
- Dercourt J. R. Icou L .E. and Rielynck B. (2003) (eds) "Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps" *Gauthier-Villars.*, Paris, 81-95.
- Deunff J. (1954) "Veryhachiumgenre nouveau d' Hystrichosphères du Primaire. *Compte Rendu Sommaire de la Société géologique de France* 13, 305-306.
- Deunff J. (1959) "Microorganismes planctoniques du primaire Armorica. I. Ordovicien du Veryhachium (presqu'île de Crozone). *Bulletin de la Société*

- géologique et mineralogique de Bretange, nouvelle sér., no. 2, p. 1-41, pl. 1-11.
(Cover date 1958, issue date 1959; fide Loeblich and Tappan, 1976, p306).
- Dobretsov N. L. (2005) "250 Ma large igneous provinces of Asia: Siberian and Emeishan traps (plateau basalts) and associated granitoids" *Russ. Geol. Geophys.*, 46, 870-890.
 - Drake M. J. and Weill D. F. (1975) "Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study" *Geochem Cosmochim. Acta.*, 39, 689-712.
 - Eisenack A. (1931) "Neue Mikrofossilien des baltischen Silures, I" *Palaontol.*, 13, 74-118.
 - Eisenack A. (1938) "Hystriosphären und verwandten Formen im baltischen Silur. Z. Geschiebeforsch.", 14, 1-30.
 - Eisenack A. (1968) "Über Chitinozoen des baltischen Gebietes" *Palaeontogr Abt A.*, 131, 137-198.
 - Eisenack A. Cramer F. H. and M. d. C. R. Díez (1979) "Katalog der Fossilen Dinoflagellaten, Hystriosphären und verwandten mikrofossilien. Band VI acritarcha 3. Teil 533 p. E. Schweizerbart'sche, Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
 - Eldholm O. and Grue K. (1994) "North-Atlantic volcanic margins: Dimensions and production rates" *J Geophys Res.*, v. 99, p. 2955-2968.
 - Elkins-Tanton L. T. and Hager B. H. (2000) "Melt intrusion as a trigger for lithospheric foundering and the eruption of the Siberian flood basalt" *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3937-3940.
 - Elkins-Tanton L. T. (2005) "Continental magmatism caused by lithospheric delamination. In: Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L. (Eds.), Plates, Plumes and Paradigms" *Geol S AM S.*, vol. 388, pp. 449-462.
 - Ellam R. M. (1992) "Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry" *Geology.*, 20, 153-156.
 - Ernst R.E. and Buchan K. L. (2001) "Large mafic magmatic events through time and links to mantle-plume heads. In: Ernst, R.E., Buchan, K.L. (Eds.), Mantle Plumes: Their Identification Through Time" *Geol. Soc. Am. Special Paper.*, vol. 352, pp. 483-575.
 - Ernst R. E. and Buchan K. L. (1997) "Layered mafic intrusions; a model for their feeder systems and relationship with giant dyke swarms and mantle plume centres"

- In: Hatton, C.J. (Ed.) Special Issue on the Proceedings of the Plumes, Plates and Mineralisation 97 Symposium. *South African Journal of Geology.*, 100 (4), 319-334.
- Ernst R. E. and Buchan K. L. (2003) "Recognizing Mantle Plumes in the geological record" *Annu Rev Eearth Pl Sc.*, 31, 469-523.
 - Ernst R. E. (2007) "Mafic-ultramafic Large Igneous Provinces (LIPs): importance of the pre-Mesozoic record" *Episodes.*, 30, 107-113.
 - Ewart A. Milner S. C. Armstrong R. A. and Duncan A. R. (1998) "Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I: geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan plume melts and the role of crustal contamination in the Paraná-Etendeka CFB" *J Petrol.*, 39, 191-225.
 - Ewart A. Marsh J. S. Milner S. C. Duncan A. R. Kamber B. S. and Armstrong R. A. (2004) "Petrology and geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia, part 1: introduction, mafic lavas and re-evaluation of mantle source components" *J Petrol.*, 45, 59-105.
 - Fan W. Zhang Ch. Wang Y. Guo F. Peng T. (2008) "Geochronology and geochemistry of Permian basalts in western Guangxi Province, Southwest China: Evidence for plume-lithosphere interaction" *Lithos.*, 102, 218-236.
 - Fensome R. A. Williams G. L. Barss M. S. Freeman J. M. and Hill J. M. (1990) "Acritarchs and fossil prasinophytes: an index to genera, species, and infraspecific taxa" *American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series.*, 25, 771p.
 - Fitton, J. G. Saunders A. D. Norry M. J. Hardarson B. S. and Taylor R. N. (1997) "Thermal and chemical structure of the Iceland plume" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 153, 197-208.
 - Frey F. A. Garcia M. O. Wise W. S. Kennedy A. Gurriet P. and Albarede F. (1991) "The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts" *J Geophys Res.*, 96, 14347-14375.
 - Frey F. A. Weis D. and Borisova A. Y. (2002) "Involvement of continental crust in the formation of the Cretaceous Kerguelen plateau: New perspectives from ODP leg 120 sites" *J Petrol.*, Vol. 43, 7 pp.
 - Fursich F. T. Wilmsen M. Seyed-Emami K. and Majidifard M. R. (2009) "The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, Northern Iran:

- evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin” In: BRUNET, M. F., WILMSEN, M. & G. RANATH, J. W. (eds) South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society, London, Special Publications, 312, 189-203.
- Gaetani M. Angiolini L. Ueno K. Nicora A. I. Stephenson M. H. Sciunnach D. Rettori R. Price G.D. and Sabouri J. (2009) “Pennsylvanian-Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran)” *Spec. Publ. Geol. Soc. London.*, 312, 79-128.
 - Gansser A. Gupta. H. K. and Delany F. M. (1981) “The geodynamic history of the Himalaya, Zagros, Hindu Kush, Himalaya; geodynamic evolution” *Geodynamics Series.*, 3, 111-121.
 - Garzanti E. and Gaetani M. (2002) “Unroofing history of Late Paleozoic magmatic arcs within the “Turan Plate” (Turkmenistan)” *Sediment. Geol.*, 151, 67-87.
 - Ghavidel-Syooki M. (1994) “Biostratigraphy and paleo-biogeography of some Paleozoic rocks at Zagros and Alborz Mountains” *Iran Geol Surv Publ.*, 168 pp.
 - Ghavidel-Syooki M. (1997) “Acritarch biostratigraphy of the Palaeozoic rock units in the Zagros Basin, Southern Iran” In Fatka O. and Servais T., editors, Acritarcha in Praha (1996) Proceedings of international meeting and workshop. Acta Universitatis Carolinae, *Geologica.*, 40, 385-411.
 - Ghavidel-Syooki M. (2000) “Palynostratigraphy and palaeobiogeography of Lower Palaeozoic strata in northeastern Alborz Range (Kopet-Dagh region)” *J. Sci. I.R. Iran* 11 (4), 305-318.
 - Ghavidel-Syooki M. (2001) “Palynostratigraphy and palaeogeography of the Late Devonian strata in northeastern Esfahan city, Central Iran” In: Goodman, D.K., Clarke, R.T. (Eds.), Proceedings of the IX International Palynological Congress 1996. Houston, Texas, USA, pp 37-51.
 - Ghavidel-Syooki M. (2006) “Palynostratigraphy and palaeogeography of the Cambro - Ordovician strata in southwest of Shahrud city (Kuh-e-Kharbash, near Deh-Molla), Central Alborz Range, Northern Iran” *Rev Palaeobot Palyno.*, 139, 81-95.
 - Ghavidel-Syooki M. (2008) “Palynostratigraphy and palaeogeography of the Upper Ordovician Gorgan Schists (Southeastern Caspian Sea), Eastern Alborz Mountain Ranges, Northern Iran” *Comunicações Geológicas.*, 95, 123-155.

- Ghavidel-Syooki M. and Winchester-Seeto T. (2002) "Biostratigraphy and palaeogeography of Late Ordovician chitinozoans from the northeastern Alborz Range, Iran" *Rev Palaeobot Palyno.*, 118, 77-99.
- Ghavidel-Syooki G. and Owens B. (2007) "Palynostratigraphy and palaeogeography of the Padeha, Khoshyeilagh, and Mobarak formations in the eastern Alborz Range (Kopet-Dagh region), northeastern Iran" *Revue de micropaléontologie.*, 50, 129-144.
- Ghavidel-Syooki G. Hassanzadeh J. and Vecoli M. (2011) "Palynology and isotope geochronology of the Upper Ordovician–Silurian successions (Ghelli and Soltan Maidan Formations) in the Khoshyeilagh area, eastern Alborz Range, northern Iran; stratigraphic and palaeogeographic implications" *Rev Palaeobot Palyno.*, 164, 251-271.
- Ghorbani G. (2009) "Geochemistry of Paleozoic basaltic rocks from north of Shahrood, N Iran" *MITT. OSTERR. Miner. Ges.* 155.
- Gill R. (2010) "Igneous rocks and processes a practical guide" Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London, 472 pp.
- Goldstein S. L. O'Nions R. K. Hamilton P. J. (1984) "A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70, 221-36.
- Golonka J. (2004) "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic" *Tectonophysics.*, 381, 235-273.
- Green D. H. and Ringwood A. E. (1968) "Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite" *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, 105-162.
- Green D. H. (1973) "Experimental mantle studies on a model upper mantle composition under water-saturated and water-unsaturated conditions" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 37-53.
- Grunder A. L. (1992) "Two-stage contamination during crustal assimilation: isotopic evidence from volcanic rocks in eastern Nevada" *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 112, 2-3, 219-229.
- Guest B. Stockli D. F. Grove M. Axen G. J. Lam P. S. and Hassanzadeh J. (2006) "Thermal histories from the central Alborz Mountains, northern Iran: implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran" *Geological Society of America Bulletin.*, 118, 1507-1521.

- Hairapetian V. Blom H. and Miller C. G. (2008) "Silurian thelodonts from the Niur Formation, central Iran" *Act a Palaeontol Pol.*, 53, 85-95.
- Hairapetian V. Mohibullah M. Tilley L. J. Williams M. Miller C. G. Afzal J. Ghobadi Pour M. and Hejazi S. M. (2011) "Early Silurian carbonate platform ostracods from Iran: a peri-Gondwanan fauna with strong Laurentian affinities" *Gondwana Res.*, 20, 645-653.
- Hales T. C. Abt D. L. Humphreys E. D. and Roering J. J. (2005) "A lithospheric instability origin f or Columbia River flood basalts and Wallowa Mountains uplift in northeast Oregon" *Nature.*, 438, 842-845.
- Hamdi B. (1975) "Conodont studies on the Upper Silurian-Lower Devonian of the Kolur area, east Azarbayjan" *Iran Geol Surv Publ.*, Geological Quadrangle, D3, 153-171.
- Hamdi B. and Janvier P. (1981) "Some conodonts and fish remains from Lower Devonian (lower part of the Khoshyeylaq Formation) north east Shahrud, Iran" *Iran Geol Surv Publ*, Report., 49, 195-210.
- Hardarson B. S. and Fitton J. G. (1991) "Increased mantle melting beneath Snaefellsjokull volcano during late Pleistocene glaciation" *Nature.*, 353, 62-64.
- Hart W. K. Wolde G. C. Walter R. C. Mertzman S. A. (1989) "Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *J Geophys Res.*, 94, 7731-7748.
- Hart S. R. (1984) "The DUPAL anomaly: A large-scale isotopic anomaly in the southern hemispheres" *Nature*, 309, 753-756.
- Hart S. R. Hauri E. H. Oschmann L. A. and Whitehead J. A. (1992) "Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence" *Science.*, v. 256, p. 517-520.
- Hassanzadeh J. Stockli D. F. Horton B. K. Axen G. J. Stockli L. D. Grove M. Schmitt A. and Walker J. D. (2008) "U-Pb zircon geochronology of upper Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, metallogeny, and exhumation history of Iranian basement" *Tectonophysics.*, 451, 71-96,
- He B. Xu Y. G. Chung S. L. Xia O. L. and Wang Y. M. (2003) "Sedimentary evidence for a rapid, kilometer scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 213, 391-405.

- He Q. Xiaoa L. Baltab B. Gao R. and Chen J. (2010) "Variety and complexity of the Late-Permian Emeishan basalts: Reappraisal of plume-lithosphere interaction processes" *Lithos.*, 119, 91-107.
- Hey M. H. (1954) "A new review on the chlorites", *Am. Mineral.*, 224, 277-298.
- Hill R. I. (1991) "Starting plumes and continental break-up" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 398-416.
- Hirschmann M. M. Ghiorso M. S. Wasylenzi L. E. Asimow P. D. and Stolper E. M. (1998) "Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. I. Method and composition to experiments" *J Petrol.*, 39, 1091-1115.
- Hofmann A. W. and White W. M. (1982) "Mantle plumes from ancient oceanic crust" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 421-36.
- Houseman G. and England P. (1986) "A dynamical model of lithosphere extension and sedimentary basin formation" *J Geophys Res.*, 91, 719-729.
- Holbrook W. S. and Kelemen P. B. (1993) "Large igneous province on the US Atlantic margin and implications for magmatism during continental breakup" *Nature.*, v. 364, p. 433-436.
- Hooper P. (1988) "Crystal fractionation and recharge (RFC) in the American bar flows of the Imnaha Basalt, Columbia River basalt group" *J Petrol.*, v. 29, p. 1097-1118.
- Hooper P. R. (1997) "The Columbia River Flood Basalt Province: current status" In: Mahoney, J.J., Coffin, M.F. (Eds.), Large Igneous Provinces. *Geophysical Monograph*, vol. 100. *Am. Geophys. Union, Washington DC.*, pp 1- 27.
- Horton B. K. Hassanzadeh J. Stockli D. F. Axen G. J. Gillis R. J. Guest B. Amini A. Fakhari M. D. Zamanzadeh S. M. and Grove M. (2008) "Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics" *Tectonophysics.*, 451, 97-122.
- Hughes C. J. (1982) "Igneous Petrology" *Developments in Petrology*, 7. Elsevier, Amsterdam. 551 pp.
- Ikeda S. Toriumi M. Yoshida H. and Shimizu I. (2002) "Experimental study of the textural development of igneous rocks in the late stage of crystallization: the importance of interfacial energies under non-equilibrium conditions" *Contrib. Mineral. Petrol.*, 142, 397-415.

- Ingle S. and Coffin M. F. (2004) "Impact origin for the greater Ontong Java Plateau?" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218, 123-134.
- Irving A. J. and Frey F. A. (1978) "Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 42, 771-787.
- Isley A. E. and Abbott D. H. (2002) "Implications of the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time" *J. Geol.*, 110, 141-58.
- Jacobsen S. B. and Wasserburg G. J. (1979) "The mean age of mantle and crustal reservoirs" *J. Geophys. Res.*, 84, 7411-27.
- Jacobsen S. B. and Wasserburg G. J. (1980) "Sm-Nd isotopic evolution of chondrites" *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 50, p. 139-155.
- James G. A. and Wynd J. G. (1965) "Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area" *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull* 49., 2182-2245.
- Jansonius J. (1964) "Morphology and classification of some chitinozoa" *Bull. Can. Pet. Geol.*, 12, 901-918.
- Jenkins W. A. M. (1970) "Chitinozoa from the Ordovician Sylvan Shale of the Arbuckle Mountains, Oklahoma" *Palaeontology.*, 13, 261-288.
- Jenny J. (1977) "Géologie et stratigraphie de Elburz oriental entre Aliabad et Shahrud, Iran" Thèse Université de Genève, 238 pp.
- Jerram D. A. and Widdowson M. (2005) "The anatomy of Continental Flood Basalt Provinces: geological constraints on the process and products of flood volcanism" *Lithos.*, 79, 385-405.
- Jolley D. W. (1997) "Palaeosurface palynofloras of the Skye lava field and the age of the British Tertiary volcanic province, in Widdowson, M., ed., Palaeosurfaces: Recognition, reconstruction and palaeo-environmental interpretation" *Spec. Publ. Geol. Soc. London.*, 120, p. 67-94.
- Jones A. P. Price G. D. Price N. J. De Carli P. S. and Clegg R. (2002) "Impact induced melting and the development of large igneous provinces" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 202, 551-561.
- Kalvoda J. and Bábek O. (2010) "The Margins of Laurussia in Central and Southeast Europe and Southwest Asia" *Gondwana Res.*, 17, 526-545.

- Karimpour M. H. Stern C. R. and Farmer G. L. (2010) "Zircon U-Pb geochronology, Sr-Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran" *J Asian Earth Sci.*, 37:384-393.
- Khanalizadeh A. Ghasemi H. Sadeghian A. and Abedi. A. (2006) "Geochemical investigation on quartz-monzonite pluton of Tuye-darvar in eastern Alborz structural zone, Damghan, north-east of Iran, *Geochemica et Cosmochemica Acta*, Vol, 70, Issue, 18, A316.
- Khitarov N. I. and Kadik A. A. (1973) "Water and carbon dioxide in magmatic melts and peculiarities of the melting process" *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41, 205-15.
- Kiseleva A. I. Ernst R. E. Yarmolyuk V. V. and Egorova K. N. (2012) "Radiating rifts and dyke swarms of the middle Paleozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton" *J Asian Earth Sci.*, 45, 1-16.
- Korenaga J. Holbrook S. Kent G. Kelemen P. Detrick R. Larsen H. C. Hopper J. and Dahl-Jensen T. (2000) "Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography" *J Geophys Res.*, v. 105, p. 21591-21614.
- Kuepouo G. Tchouankoue J. P. Nagao T. and Sato H. (2006) "Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Bana volcano-plutonic complex, Cameroon Line" *J Afr Earth Sci.*, 45, 318-332.
- Kurz M. D. Jenkins W. J. Schilling J. G. and Hart S. R. (1982) "Helium isotopic systematics of ocean islands and mantle heterogeneity" *Nature.*, 297, 43-47.
- Kurz M. D. Jenkins W. J. Hart S. R. and Clague D. (1983) "Helium isotopic variations in volcanic rocks from Loihi Sea-mount and the Island of Hawaii" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 388-406.
- Kuscu G. G. and Floyd P. A (2001) "Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanic" *Lithos.*, 56, 207-230.
- Lai S. Qin J. Li Y. Li S. and Santosh M. (2012) "Permian high Ti/Y basalts from the eastern part of the Emeishan Large Igneous Province, southwestern China: Petrogenesis and tectonic implications" *J Asian Earth Sci.*, 47, 216-230.
- Lam P. J. (2002) "Geology, geochronology, and thermochronology of the Alam Kuh area, central Alborz Mountains, northern Iran" M.S. thesis, University of California, Los Angeles, 135 pp.

- Le Bas M. J. Le Maitre R. W. Streckeisen A. and Zanettin B. (1986) "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram" *J Petrol.*, 27, 745-750.
- Le Roex A. P. Dick H. J. B. Erlank A. J. Reid A. M. Frey F. A. and Hart S. R. (1983) "Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the south west Indian ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees east" *J Petrol.*, 24, 267-318.
- Leven E. Y. and Gorgij M. N. (2006) "Upper Carboniferous-Permian stratigraphy and fusulinids from the Anarak region, central Iran" *Russian Journal of Earth Sciences.*, 8, 1-25.
- Loeblich A. R. Jr. (1970) "Morphology, ultrastructure and distribution of Paleozoic acritarchs" Proceedings of the North American Paleontological Convention, Chicago, 1969, part G, p. 705-788.
- Loeblich A. R. Jr. and Tappan H. (1976) "Some new and revised organic-walled phytoplankton microfossil genera" *J Paleontol.*, v. 50, p. 301-308.
- Loeblich A. R. JR. and Tappan H. (1978) "Some Middle and Late Ordovician microphytoplankton from central North America" *J Paleontol.*, 52(6), 1233-1287.
- Lugmair G. W. and Marti K. (1978) "Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 349-357.
- Lupton J. E. and Craig H. (1975) "Excess ^3He in oceanic basalts: evidence for terrestrial primordial helium" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 133-39.
- Lustrino M. Melluso. L. and Morra V. (2002) "The transition from alkaline to tholeiitic magmas: a case study from the Orosei-Dorgali Pliocene volcanic district (NE Sardinia, Italy)" *Lithos.*, 63, 83-113.
- Mahoney J. J. and Coffin M. F. (1997) "Large igneous provinces: Continental, oceanic, and planetary flood volcanism" *American Geophysical Union Geophysical Monograph.*, 100, 438 p.
- Marchev P. Raicheva R. Downes H. Vaselli O. Chiaradia M. and Moritz R. (2004) "Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting" *Tectonophysics.*, 393, 301-328.
- Marsh J. S. Ewart A. Milner S. C. Duncan A. R. and Miller R. McG. (2001) "The Etendeka igneous province; magma types and their stratigraphic distribution with

- implications for the evolution of the Parana-Etendeka flood basalt province” *B Volcanol.*, 62, 464-486.
- Martin A. Menzies Simon L. Klemperer Cynthia J. and Baker E. J. (2002) “Characteristics of volcanic rifted margins” *Geol. Soc. Am. Special Paper.*, 362, p. 1-14.
 - McKenzie D. P. and O’Nions R. K. (1991) “Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations” *J Petrol.*, 32, 1021-1091.
 - Melluso L. and Sethna S. F. (2011) “Mineral Compositions in the Deccan Igneous Rocks of India: An Overview” *Topics in Igneous Petrology.*, Springer, DOI 10.1007/978-90-481-9600-5-7.
 - Meng L. Li Zh. Chen H. Li X. and Wang X. (2012) “Geochronological and geochemical results from Mesozoic basalts in southern South China Block support the slab subduction model” *Lithos.*, 127-140.
 - Menzies M. A. (1983) “Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity” In *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, ed. C. J. Hawkesworth, M. J. Norry, pp. 92-110. *Cheshire, Engl: Shiva.*, 272 pp.
 - Menzies M. A. Gallagher K. Hurford A. and Yelland A. (1997) “Red Sea volcanic and the Gulf of Aden non-volcanic margins, Yemen: Denudational histories and margin evolution” *Geochim Cosmochim Acta.*, v. 61, p. 2511-2528.
 - Middlemost E. A. K. (1989) “Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks” *Chem. Geol.*, 77, 19-26.
 - Mitchell C. H. and Widdowson M. (1991) “A geological map of the southern Deccan Traps, India and its structural implications” *Journal of Geological Society of London.*, 148, 495-505.
 - Morgan W.J. (1981) “Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian oceans” In: Emiliani, C. (Ed.), *The Oceanic Lithosphere*. Wiley, New York, pp. 443-487.
 - Mutter J. Talwani M. and Stoffa P. (1982) “Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by subaerial seafloor spreading” *Geology.*, v. 10, p. 353-357.
 - Muttoni G. Mattei M. Balini M. Zanchi A. Gaetani M. and Berra, F. (2009) “The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic” In: Brunet, M.F., Wilmsen, M.,

- Granth, J.W, (eds.), South Caspian to Central Iran basin: London, Geological Society, Special Publication, v. 312, 7-29.
- Nakamura N. (1974) "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites" *Geochim Cosmochim Acta.*, 38, 757-775.
 - Nance R. D. Gutiérrez-Alonso G. Keppie J. D. Linnemann U. Murphy J. B. Quesada C. Strachan R. A. and Woodcock N. H. (2010) "Evolution of the Rheic Ocean" *Gondwana Res.*, 17 (2-3), 194-222.
 - Nelson S. T. and Montana A. (1992) "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression" *Am. Mineral.*, 77, 1242-1249.
 - Nicholson H. Latin D. (1992) "Olivine tholeiites from Krafla, Iceland: evidence for variation in melt fraction within a plume" *J Petrol.*, 33, 1105-1124.
 - Nimis P. and Taylor W. R. (2000) "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1 Calibration and testing of a Cr-in-cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer" *Contrib Mineral Petr.*, 139, 541-554.
 - Nowrouzi Z. Moussavi-Harami R. Mahboubi A. Mahmudy Gharai M. H. and Ghaemi F. (2013) "Petrography and geochemistry of Silurian Niur sandstones, Derenjal Mountains, East Central Iran: implications for tectonic setting, provenance and weathering" *Arab J Geosci.*, Doi: 10.1007/s12517-013-0912-7
 - O'Nions R. K. Hamilton P. J. and Evensen N. M. (1977) "Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34, 13-22.
 - Pang K. N. Chung S. L. Zarrinkoub M. H. Mohammadi S. S. Yang H. M. Chu C. H. Lee H. Y. and Lo C. H. (2012) "Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region, eastern Iran" *Chem. Geol.*, 306-307, 40-53.
 - Pearce J. A. (1980) "REE values for various OIB etc. From lead isotope study of young volcanic rocks mid-oceanic ridges, oceanic islands and island arcs" *Philos T Roy Soc A.*, 297, 409-445.
 - Pearce J. A. (1983) "The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins" In: Hawkesworth, C. J., Norry, M. J. (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich*, pp. 230-249.
 - Pearce J. A. (1996) "A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for*

- Massive Sulphide Exploration” *Geological Association of Canada, Short Course Notes.*, vol. 12, pp 79-113.
- Pearce J. A. and Cann J. R. (1973) “Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis” *Earth Planet Sc Lett.*, 19, 290-300.
 - Pearce J. A. and Gale G. H. (1977) “Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks” *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 7, 14-24.
 - Pearce J. A. and Norry M. J. (1979) “Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks” *Contrib Mineral Petr.*, 69, 33-47.
 - Peate D. (1997) “The Paraná-Etendeka Province” in Mahoney, J., and Coffin, M.F, eds., “Large igneous provinces: Continental oceanic and planetary flood volcanism” *American Geophysical Union Geophysical Monograph.*, 100, p. 217-245.
 - Pfander J. A. Munker C. Stracke A. and Mezger K. (2007) “Nb/Ta and Zr/Hf in ocean island basalts-implications for crust–mantle differentiation and the fate of Niobium” *Earth Planet. Sci. Lett.*, 254, pp 158-172.
 - Planke S. Symonds P. A. Alvestad E. and Skogseid J. (2000) “Seismic volcano-stratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins” *J Geophys Res.*, B, Solid Earth and Planets, v. 105, no. B8, p. 19335-19351.
 - Putirka K. Johnson M. Kinzler R. and Walker D. (1996) “Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar” *Contrib Mineral Petr.*, 123, 92-108.
 - Putirka K. Ryerson F. J. and Mikaelian H. (2003) “New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria” *Am. Mineral.*, 88, 1542-1554.
 - Putirka K. (2008) “Thermometers and Barometers for Volcanic Systems” *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.*, 69, 61-120.
 - Ramezani J. and Tucker R. D. (2003) “The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics” *Am. J. Sci.*, 303, 622-665.
 - Rao D. R. and Rai H. (2006) “Signatures of rift environment in the production of garnet-amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India: A geochemical study” *Gondwana Res.*, 9, 512-523.

- Reichow M. K. Saunders A. D. White R. V. Al'Mukhamedov, A. I. and Medvedev, A. Y. (2005) "Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia" *Lithos.*, 79, 425-452.
- Richards M.A. Duncan R. A. and Courtillot V. E. (1989) "Flood basalts and hot-spot tracks: plume heads and tails" *Science* 246, 103-107.
- Richter K. and Rosas-Elguera J. (2001) "Alkaline lava in the volcanic front of western Mexican volcanic belt: Geology and petrology of Ayultla and Tapalpa volcanic fields" *J Petrol.*, 42, pp 2333-2361.
- Ritz J. F. Nazari H. Ghasemi A. Salamati R. Shafei A. Solaymani S. and Vernant P. (2006) "Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran – southern Caspian geodynamics" *Geology.*, 34 (6), 477-480.
- Rodgers A. J. Ni J. F. and Hearn T. M. (1997) "Propagation characteristics of short-period Sn and Lg in the middle east" *Bulletin of the Seismological Society of America.*, 87 (2), 396-413.
- Rollinson H. (1993) "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation" Longman, Essex, p 325.
- Ruttner A. W. (1980) "Sedimentation und Gebirgsbildung in Ost-Iran, erläutert an drei Beispielen" *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen.*, A, 20, 3-20.
- Ruttner A. W. (1984) "The Pre-Liassic Basement of the Eastern Kopet Dagh Range" *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol., Abh.*, 168, 256-268.
- Ruttner A.W. (1991) 'Geology of the Aghdarband area (Kopet Dagh, NE-Iran)' (with contributions of R. B. RANDNER & E. K. IRCHNER). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 38, 7-79.
- Ruttner A. W. (1993) "Southern borderland of Triassic Laurasia in north-east Iran" *Geologische Rundschau.*, 82, 110-120.
- Ruttner A. W. Nabavi M. H. and Hajian J. (1968) "Geology of Shirgesht area (Tabas area, East Iran)" *Iran Geol Surv Publ.*, NO. 4, 133 P.
- Safonova I. Yu. Simonov V. A. Kurganskaya E. V. Obut O. T. Romer R. L. and Seltmann R. (2012) "Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting" *J Asian Earth Sci.*, 49, pp 20-39.

- Sarjent W. A. S. and Andstanciliffe R. P. W. (1994) "The Michrystidium and Veryhachium complexes (Achritarcha: Acantho-morphitae and Polygonomorphitae): a taxonomic reconside-ration" *Micropaleontology.*, 40, 1-77.
- Saunders A. D. and Tarney J. (1984) "Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins" In: Kokelaar B. P. and Howells M. F. (eds), *Marginal basin geology, Spec. Publ. Geol. Soc. London.*, 16, pp 59-67.
- Saunders A. D. Norry M. J. and Tarney J. (1988) "Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *J. Petrol.*, Special Lithosphere Issue, 415-445.
- Saunders A. D. Fitton J. G. Kerr A. C. Norry M. J. and Kent R. W. (1997) "The North Atlantic Igneous Province" In: Mahoney, J.J., Coffin, M.F. (Eds.), *Large Igneous Provinc e s: Conti nenta l, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Mono-graph, vol. 100. Am. Geophys. Union, Washington DC*, pp. 45- 93.
- Seber D. Vallve M. Sandvol E. Steer D. and Barazangi, M. (1997) "Middle East tectonics: applications of geographic information systems" (GIS)" *GSA Today.*, 7 (2), 1-5.
- Sengör A. M. C. (1979) "Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications" *Nature.*, 279, 590-593.
- Sengör A. M. C. (1987) "Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting. *Anne Rev Earth Pl Sc.*, 15, 213-244.
- Sengor A. M. C. (1984) "The Cimmeridge orogenic system and the tectonic of Eurasia" *Geol. Soc. Am. Special Paper.*, 195, pp. 82.
- Sengor A .M .C. (1990) "A new model for the late Palaeozoic–Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman" In: Ries, A.C. (Ed.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region. Spec. Publ. Geol. Soc. London.*, pp. 797-831.
- Şengör A. M. C. (2001) "Elevation as indicator of mantle-plume activity" In: Ernst, R.E., Buchan, K.L. (Eds.), *Mantle Plumes: Their Identification Through Time. Geological Society of America Special Paper.*, vol. 352, pp. 183-225.
- Sengor, A. M. C. and Burke K. (1978) "Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications" *Geophys. Res. Lett.*, 5, 419-421.
- Sengor A. M. C. Altiner D. Cin A. Ustaomer T. and Hsu K. J. (1988) "Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land" *Spec. Publ. Geol. Soc. London.*, 37, 119-181.

- Sengor A. M. C. and Natal'in B. A. (1996) "Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: Harrison, M. (Ed.), The Tectonic Evolution of Asia. *Cambridge University Press, Cambridge.*, pp. 486-640.
- Sengor A. M. C. and Natal'in B. A. (2001) "Rifts of the world, in Ernst, R.E., Buchan, K.L., eds., Mantle plumes; Their identification through time" Boulder, Colorado, *Geol. Soc. Am. Special Paper*, p. 389-482.
- Shervais J. W. (1982) "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 101-118.
- Smith A. D. and Lewis C. (1999) "The planet beyond the plume hypothesis" *Earth-Sci. Rev.* 48, 135-82.
- Smith A. G. (1999) "Gondwana: its shape, size and position from Cambrian to Triassic times" *J. Afr. Earth Sci.*, Vol. 28, No. 1, pp. 71-97.
- Soesoo A. (1997) "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations" *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen).*, 119, 55-60.
- Steiger R. H. and Jaeger E. (1977) "Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry" *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 36, p. 359-362.
- Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran: a review. *Amer Assoc Petrol Geol Bull.*, 52, 1229-1258.
- Stocklin J. (1974) "Possible ancient continental margins in Iran" In: Drake, C. (Ed.), The Geology of Continental Margins. *Springer-Verlag.*, pp. 873-887.
- Stampfli G. M. (1978) "Etude géologique générale de l'Elbourz oriental au sud de Gonbad-e-Qabus (Iran NE). PhD thesis, Université de Genève, p 329.
- Stampfli G. M. (1996) "The intra-alpine terrain: a Paleo-Tethyan remnant in the alpine variscides" *Eclogae Geol Helv.*, 89, 13-42.
- Stampfli G. M. (2000) "Tethyan oceans" in Bozkurt, E., Winchester, J.A., and Piper, J.D.A., eds., Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area" *Spec. Publ. Geol. Soc. London.*, 173, p. 163-185.
- Stampfli G. M. Marcoux J. and Baud A. (1991) "Tethyan margins in space and time" In: Channell, J.E.T., Winterer, E.L., Jansa, L.F. (Eds.), Paleogeography and Paleooceanography of Tethys. *Palaeogeogr Palaeocl.*, 87, 373-409.

- Stampfli G. M. and Pillevuit A. (1993) "An alternative Permo-Triassic reconstruction of the kinematics of the Tethyan realm" In: J. Dercourt, L.-E. Ricou, and B. Vrielinck (Eds.), *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Explanatory Notes.* Gauthier-Villars Paris., 55-62.
- Stampfli G. M. Raumer J. F. v. and Borel G. D. (2002) "Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision" In: MARTINEZ CATALAN, J. R., HATCHER, R.D., Jr., ARENAS, R. & DIAZ GARCIA, F. (Eds.), *Variscan- Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement. Geol. Soc. Am. Special Paper.*, 364, 263-280.
- Stampfli G. M. and Borel G. D. (2002) "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196, 17-33.
- Staplin F. L. Jansonius J. and Pocock S. A. J. (1965) "Evaluation of some acritachous hystrichosphere genera" *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol., Abh.*, v. 123, p. 167-201.
- Sun S. S. (1980) "Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs" *Phil. Trans. R. Soc.*, A297, 409-445.
- Sun S. S. and McDonough W. F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes" In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins. Geol Soc Spec Publ.*, 42, 313-345.
- Talusani V. R. (2010) "Bimodal tholeiitic and mildly alkalic basalts from Bhir area, central Deccan Volcanic Province, India: Geochemistry and petrogenesis" *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 189, 278-290.
- Tappan H. and A. R. Jr. and Loeblich (1971) "Surface sculpture of the wall in lower Paleozoic acritarches" *Micropaleontology.*, 17, p. 385-410.
- Tatsumi Y. Hamilton D. L. and Nesbitt R. W. (1986) "Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks" *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, 293-309.
- Taugourdeau P. (1962) "Association de chitinozoaires dans quelques sondages de la région d'Edjelé (Sahara)" *Rev. Micropaléontol.*, 4, 229-236.

- Taylor S. R. and McLennan S. M. (1985) "The Continental Crust: its Composition and Evolution- An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks" *Blackwell Scientific, Oxford*, 312.
- Thirwall F. M. Upton B. J. and Jenkins C. (1994) "Interaction between continental lithosphere and Iceland plume Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland" *J Petrol.*, 35, 839-879.
- Thompson R. N. (1982) "British Tertiary volcanic province" *Scoot. J. Geol.*, 18, pp 49-107.
- Thompson R. N. Morrison M. A. Dickin A. P. Gibson I. L. and Harmon R. S. (1986) "Two contrasting styles of interaction between basic magmas and continental crust in the British Tertiary Volcanic Province" *J. Geophys. Res.*, 91, 5985-5997.
- Tomlinson K. Y. and Condie K. C. (2001) "Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry" See Ernst & Buchan 2001, pp. 341-57.
- Vavrdová M. (1966) "Palaeozoic microplankton from central Bohemia" *Časopis pro Mineralogii Geologii*, v.11, p. 409-414.
- Vecoli M. (1999) "Cambro-Ordovician palynostratigraphy (acritarchs and prasinophytes) of the Hassi-R'Mel area and northern Rhadames Basin, North Africa" *Palaeontographia Italica.*, 86, 1-112.
- Verma S. P. Guevara M. and Agrawal S. (2006) "Discriminating four tectonic settings: five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data" *J Earth Syst Sci.*, 115 (5), 485-528.
- Vervoort J. D. Wirth K., Kennedy B. Sandland T. and Harpp K. S. (2007) "The magmatic evolution of the Midcontinent rift: new geochronologic and geochemical evidence from felsic magmatism" *Precambrian Res.*, 157 (1-4), 235-268.
- Raumer J. F. v. Stampfli, G. M. and Bussy F. (2003) "Gondwana-derived microcontinents - the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens" *Tectonophysics.*, 365, 7-22.
- Wang K. Plank T. Walker J. D. and Smith E. I. (2002) "A mantle melting profile across the basin and range, SW USA" *J Geophys Res.*, ECV 5, pp 1-21.
- Wang K. L. O'Reilly S. Y. Griffin W. L. Chung S. L. Pearson N. J. (2003) "Proterozoic mantle lithosphere beneath the extended margin of the South China block: In situ Re-Os evidence" *Geology.*, 31, 709-712.

- Wasserburg G. J. DePaolo D. J. (1979) "Models of Earth structure inferred from neodymium and strontium isotopic abundances. *Proc. Natl. Acad. Sci., USA* 76, 3594-98.
- Weaver, B. L. and Tarney J. (1981) "The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic subcontinental mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 175-188.
- Weaver B. and Tarney J. (1984) "Empirical approach to estimating the composition of the continental crust" *Nature.*, 310, 575-57.
- Weaver B. L. (1991) "Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts" *Geology.*, 19, 123-126.
- Weaver B. L. Kar A. Davidson J. and Colucci M. (1996) "Geochemical characteristics of volcanic rocks from ascension island, south Atlantic ocean" *PII*: 14-4.
- Welch S. A. and Banfield J. F. (2002) "Modification of olivine surface morphology and reactivity by microbial activity during chemical weathering" *Geochim. Acta.*, 213-221.
- Wendt J. Kaufmann B. Belka Z. Farsan N. and Karimi Bavandpour A. (2002) "Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part I. Southeastern Iran" *Acta Geol. Pol.*, 52 , 129-168.
- Wendt J. Kaufmann B. Belka Z. Farsan N. and Karimi Bavandpur A. (2005) "Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran, part II: northern and central Iran" *Acta Geol Pol.*, 55:31-97.
- White R. S. Spence G. D. Fowler S. R. McKenzie D. P. Westbrook G. K. and Bowen A. N. (1987) "Magmatism at rifted continental margins" *Nature*, v. 330, p. 439-444.
- White R. S. and McKenzie D. P. (1989) "Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts" *J. Geophys. Res.*, 94, 7685-7729.
- White R. S. (1992) "Magmatism during and after continental break-up" *Spec. Publ. Geol. Soc. London.*, 68, 1-16.
- White R. S. and McKenzie D. (1995) "Mantle plumes and flood basalts" *J Geophys Res.*, 100, 17543-17585.
- Widdowson M. Pringle M. S. and Fernandez O. A. (2000) "A post K-T Boundary (Early Palaeocene) age for Deccan-type feeder dykes, Goa, India" *J Petrol.*, 41, 1177-1194.

- Winchester J. A. and Floyd P. A. (1976) "Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks" *Earth Planet Sc Lett.*, 28, 459-469.
- Winchester J. A. and Floyd P. A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements" *Chem Geol.*, 20, 325-342.
- Wood D. A. (1980) "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province" *Earth Planet Sc Lett.*, 50, 11-30.
- Wooden J. L. Czamanske G. K. Fedorenko V. A. Arndt N. T. Chauvel C. Bouse R.M., King B. S. W. Knight R. J. and Siems D. F. (1993) "Isotopic and trace element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia" *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 57, 3677-3704.
- Xu Y. Chung S. L. Jahn B. M. and Wu G. (2001) "Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China" *Lithos.*, 58, 145-168.
- Xu Y. He B. Chung S. L. Menzies M. A. and Frey F. A. (2004) "Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province" *Geology.*, 32, 917-920.
- Yaxley G. M. (2000) "Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt+peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts" *Contrib Mineral Petr.*, 139, 326-338.
- Xie Q. Campbell T. and Rob Kerrich M. C. (1995) "Secular trends in the melting depths of mantle plumes: evidence from HFSE/REE systematics of Archean high-Mg lavas and modern oceanic basalts" *Chem Geol.*, 126, 29-42.
- Xu Y. G. Ma J. L. Frey F. A. Feigenson M. D. and Liu J. F. (2005) "Role of lithosphere asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton" *Chem Geol.*, 224, 247-271.
- Xu Y. G. Zhang H. H. Qiu H. N. Ge W. Ch. And Wu F. Y. (2012) "Oceanic crust components in continental basalts from Shuangliao, Northeast China: Derived from the mantle transition zone" *Chem. Geol.*, 328, 168-184.

- Zahedi M. (1973) "Etude geologique de la region de soh (W. de I Iran Central)" *Iran Geol Surv Publ.*, No. 27, 197 P.
- Zhang H. F. Nakamura E. Kobayashi K. Zhang J. Ying J. F. Tang Y. J. and Niu L. F. (2007) "Transformation of subcontinental lithospheric mantle through peridotite-melt reaction: evidence from a highly fertile mantle xenolith from the North China Craton" *Int. Geol. Rev.*, 49, 658-679.
- Zhang Z. Zhou T. Yuan F. Jowitt S. M. Fan Y. and Liu sh. (2012) "Source, evolution and emplacement of Permian Tarim Basalts: Evidence from U–Pb dating, Sr–Nd–Pb–Hf isotope systematics and whole rock geochemistry of basalts from the Keping area, Xinjiang Uygur Autonomous region, northwest China" *J Asian Earth Sci.*, 49, 175-190.
- Zhang W. H. Zhang H. F. Fan W. M. Han B. F. and Zhou, M. F. (2012) "The genesis of Cenozoic basalts from the Jining area, northern China: Sr-Nd-Pb-Hf isotope evidence" *J Asian Earth Sci.*, 61, 128-142.
- Zhou M. F. Zhao J. H. Qi L. Su W. C. and Hu R. Z. (2006) "Zircon U- Pb geochronology and elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of Permian mafic rocks in the Funing area, SW China" *Contrib. Mineral. Petrol.*, 151, 1-19.
- Zanchetta S. Zanchi A. Villa I. Poli S. and Muttoni G. (2009) "The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran)" In: Brunet, M. F., Wilmsen, M., Granath, J.W. (Eds.), "South Caspian to Central Iran Basins" *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, vol. 312, pp. 57-78.
- Zanchi A. Zanchetta S. Berra F. Mattei M. Garzanti E. Molyneux S. Nawab A. and Sabouri J. (2009) "The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran" In: Brunet, M.-F., Wilmsen, M., Granath, J.W. (Eds.), "South Caspian to Central Iran Basins" *Spec. Publ. Geol. Soc. London.*, 312, pp. 31-55.197 P.
- Zeng G. Chen L. Xu X. Jiang Sh. and Hofmann A. (2010) "Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China" *Chem. Geol.*, 273, pp 35-45.
- Zhao J. X. McCulloch M. T. and Korsch R. J. (1994) "Characterisation of a plume-related 800 Ma magmatic event and its implications for basin formation in central-southern Australia" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, 349-367.

- Zhou M. F. Arndt N. T. Malpas J. Wang C. Y. and Kennedy A. K. (2008) "Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan large igneous province, SW China" *Lithos.*, 103, 352-368.
- Zindler A. and Hart S. (1986) "Chemical geodynamics" *Anne Rev Earth Pl Sc.*, 14, 493-571.

پیوست

جدول ۴-۲- نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی بر روی بازالت‌های سلطان میدان- مقطع k1b (از صفحه‌ی ۱۲۰).

Location		Kaludar valley (sample k1b)										
Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
k1b.42	50.66	1.13	2.46	12.09	0.26	14.97	19	0.33	0	0.05	100.95	Cpx
k1b.43	51.37	1.05	1.71	11.56	0.27	15.2	19.41	0.29	0	0.04	100.9	Cpx
k1b.44	50.79	1.02	2.75	9.66	0.22	15.22	20.43	0.3	0.01	0.1	100.5	Cpx
k1b.45	51.02	1.28	3.08	9.45	0.26	15.6	20.18	0.32	0	0.15	101.34	Cpx
k1b.46	51.49	0.98	2.49	9.62	0.25	16.17	19.61	0.29	0	0.05	100.95	Cpx
k1b.47	52.25	0.91	2.36	9.52	0.25	16.07	20.22	0.28	0	0.09	101.95	Cpx
k1b.48	51.41	1.05	2.32	11.02	0.29	14.9	19.03	0.31	0	0.01	100.34	Cpx
k1b.49	51.12	0.72	3.07	6.06	0.17	16.7	21.9	0.34	0	0.56	100.64	Cpx
k1b.50	51.22	0.9	2.95	6.37	0.17	16.58	21.48	0.31	0	0.34	100.32	Cpx
k1b.51	52.07	0.78	3.01	6.06	0.1	16.55	21.71	0.3	0	0.42	101	Cpx
k1b.52	52.12	0.77	3.11	6.16	0.18	16.44	21.62	0.28	0.01	0.42	101.11	Cpx
k1b.53	51.09	0.79	3.13	6.49	0.12	16.62	21.72	0.35	0	0.38	100.69	Cpx
k1b.54	51.29	0.93	2.94	6.97	0.17	16.65	21.32	0.29	0	0.27	100.83	Cpx
k1b.55	51.19	1.01	1.83	10.97	0.29	15.15	20.07	0.28	0	0.03	100.82	Cpx
k1b.56	51.19	0.82	2.92	6.71	0.15	16.54	21.79	0.26	0.01	0.42	100.81	Cpx
k1b.57	50.86	1.29	2.03	12.82	0.29	13.78	19	0.29	0.02	0.03	100.41	Cpx
k1b.58	51.58	1.16	1.57	11.59	0.31	14.89	18.91	0.3	0.03	0.01	100.35	Cpx
k1b.59	51.39	0.97	2.68	7.54	0.2	16.01	20.6	0.29	0.01	0.19	99.88	Cpx
k1b.60	51.18	1.04	2.59	7.92	0.2	15.53	20.96	0.35	0.02	0.15	99.94	Cpx
k1b.61	52.41	1	0.21	7.76	0.24	18.54	20.36	0.29	0	0.11	100.92	Cpx
k1b.62	51.06	1.26	1.69	10.9	0.28	15.02	19.23	0.35	0.02	0.03	99.84	Cpx
k1b.63	51.71	0.98	1.51	9.3	0.33	16.51	19	0.28	0	0.09	99.71	Cpx
k1b.64	50.19	1.59	3.59	9.34	0.21	14.93	20.55	0.41	0	0.07	100.88	Cpx
k1b.65	50.08	1.55	3.51	10.03	0.27	15.51	19.33	0.39	0	0.13	100.8	Cpx
k1b.68	51.83	0.95	1.85	9.16	0.22	16.25	19.91	0.34	0.02	0.06	100.59	Cpx
k1b.69	52.21	1.03	1.97	9.03	0.21	16.06	20.06	0.28	0	0.07	100.92	Cpx
k1b.40	51.14	0.1	30.2	0.92	0.03	0.17	13.87	4.24	0.25	0	100.92	Plg
k1b.41	52.75	0.11	29.44	0.68	0.03	0.14	12.74	4.48	0.53	0	100.9	Plg
k1b.66	51.77	0.14	29.38	0.9	0.01	0.21	12.63	4.84	0.3	0	100.18	Plg
k1b.67	52.38	0.06	29.35	0.95	0	0.15	12.92	4.51	0.28	0	100.6	Plg
average	51.34	1.04	2.44	9.00	0.23	15.86	20.28	0.31	0.01	0.16	100.67	Cpx
average	52.01	0.10	29.59	0.86	0.02	0.17	13.04	4.52	0.34	0	100.65	Plg

جدول ۴-۳- نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی بر روی بازالت‌های سلطان میدان- مقطع شماره‌ی k3b.

Location Kaludar valley (sample K3b)												
Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
K3b.1	51.68	0.94	2.78	7.39	0.2	16.23	20.94	0.3	0.01	0.14	100.61	Cpx
K3b.2	52.03	1.03	2.55	7.64	0.14	16.14	20.83	0.24	0.01	0.17	100.78	Cpx
K3b.3	52.26	0.99	2.45	7.24	0.24	16.42	20.93	0.32	0	0.15	101	Cpx
K3b.4	51.64	1.08	2.62	7.42	0.14	15.96	21.02	0.26	0	0.1	100.24	Cpx
K3b.5	51.16	1.41	2.15	10.24	0.28	14.74	19.95	0.31	0	0.01	100.25	Cpx
K3b.7	50.02	1.78	2.76	11.64	0.28	14.57	19.29	0.41	0	0.08	100.83	Cpx
K3b.8	48.24	2.06	4.05	13.46	0.29	12.95	19.38	0.38	0	0	100.81	Cpx
K3b.9	47.66	2.36	5.23	12.22	0.25	13.47	19.2	0.44	0.01	0.06	100.9	Cpx
K3b.14	52.09	1.11	1.86	10.55	0.28	15.45	19.2	0.28	0	0.03	100.85	Cpx
K3b.15	51.54	1.26	3.07	8.49	0.22	15.53	20.32	0.32	0	0.09	100.84	Cpx
K3b.16	51.22	1.1	2.55	8.96	0.18	15.32	20.64	0.35	0.02	0.1	100.44	Cpx
K3b.17	50.67	1.24	3.08	8.79	0.2	14.97	20.43	0.33	0.01	0.1	99.82	Cpx
K3b.18	51.32	1.15	3.01	8.84	0.19	15.37	20.58	0.27	0	0.08	100.81	Cpx
K3b.19	52.12	1.08	2.52	8.74	0.21	15.2	20.66	0.22	0	0.1	100.85	Cpx
K3b.20	51.85	1.27	1.92	10.31	0.27	14.97	19.53	0.26	0.01	0	100.39	Cpx
K3b.28	49.66	1.44	3.18	9.73	0.23	15.43	17.96	0.37	0	0.02	98.02	Cpx
K3b.29	51.27	1.09	2.53	9.01	0.25	15.45	19.55	0.32	0	0	99.45	Cpx
K3b.30	51.26	0.91	2.04	9.6	0.3	15.72	18.88	0.28	0.01	0	99	Cpx
K3b.31	49.33	1.3	3.12	9.27	0.26	15.32	19.54	0.25	0.01	0.1	98.5	Cpx
K3b.32	50.24	1.16	2.85	8.52	0.17	15.05	20.25	0.34	0.01	0.1	98.69	Cpx
K3b.33	49.69	1.34	2.64	9.97	0.22	15	19.36	0.35	0	0.04	98.61	Cpx
K3b.46	51.23	1.2	1.39	12.68	0.27	13.98	19.14	0.21	0.02	0.01	100.13	Cpx
K3b.47	50.67	1.42	3.33	11.31	0.26	14.18	19.38	0.27	0.02	0.03	100.87	Cpx
K3b.48	52.72	0.81	2.08	8.87	0.2	16.33	19.55	0.29	0	0.04	100.89	Cpx
K3b.49	50.81	1.09	3.84	10.13	0.25	14.83	19.63	0.35	0.01	0.02	100.96	Cpx
K3b.50	52.11	0.9	2.16	9.27	0.25	16.48	19.72	0.37	0	0.06	101.32	Cpx
K3b.51	51.45	1.06	2.68	9.55	0.22	15.11	20.22	0.38	0	0.1	100.77	Cpx
K3b.52	51.6	1.19	1.91	11.03	0.33	14.4	19.56	0.33	0	0	100.35	Cpx
K3b.53	51.62	1.24	2.98	8.97	0.25	15.28	20.84	0.3	0	0.16	101.64	Cpx
K3b.54	51.57	1.32	2.67	10.08	0.29	15.65	19.07	0.24	0	0	100.89	Cpx
K3b.55	51.38	1.42	2.91	9.76	0.2	15.25	20.18	0.29	0	0.08	101.47	Cpx
K3b.59	49.89	1.14	1.79	11.55	0.27	14.94	18.91	0.3	0	0.03	98.82	Cpx
K3b.60	51.23	1.11	2.6	9.08	0.17	15.76	20.33	0.35	0.01	0.06	100.7	Cpx
K3b.61	51.22	1.13	2.49	8.94	0.23	15.67	20.51	0.33	0	0.12	100.64	Cpx
K3b.62	51.3	1.2	2.63	9.21	0.23	15.09	20.66	0.42	0.01	0.12	100.87	Cpx
K3b.63	51.61	1.03	2.54	9.03	0.18	15.64	20.47	0.26	0.01	0.06	100.83	Cpx
K3b.64	51.17	1.12	2.95	8.96	0.22	15.28	20.65	0.31	0	0.09	100.75	Cpx
K3b.65	51.34	1.15	2.76	8.74	0.21	15.56	20.62	0.34	0.01	0.14	100.87	Cpx
K3b.69	51.69	1.07	2.26	8.95	0.2	15.77	20.33	0.32	0.01	0.06	100.66	Cpx
K3b.70	51.47	0.93	2.81	7.76	0.18	15.96	21.06	0.34	0	0.39	100.9	Cpx
K3b.71	52	1.18	2.43	9.13	0.25	16.01	20.15	0.3	0	0.12	101.57	Cpx
K3b.72	52.04	0.95	2.49	9.29	0.19	15.81	20.57	0.28	0.01	0.06	101.69	Cpx
K3b.73	51.55	1.07	2.67	9.59	0.18	15.74	20.3	0.36	0	0.09	101.55	Cpx
K3b.74	51.42	1.13	2.86	8.1	0.22	16.13	20.54	0.34	0.01	0.17	100.92	Cpx
K3b.6	67.5	0.01	21.83	0.12	0	0.04	0.99	8.18	0.07	0.02	98.76	Plg

sample K3b (continued)												
Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
K3b.21	67.66	0.01	20.38	0.09	0.02	0.02	0.23	12.24	0.04	0.01	100.7	Plg
K3b.22	66.81	0	20.49	0	0.01	0.09	0.19	12.75	0.02	0.01	100.37	Plg
K3b.23	66.51	0	20.74	0.19	0	0.09	0.15	12.76	0.02	0	100.46	Plg
K3b.25	66.03	0.03	20.69	0.87	0.01	0.45	0.35	12.24	0.09	0.01	100.77	Plg
K3b.26	67.31	0.01	20.91	0.08	0.01	0	0.16	12.25	0.04	0	100.77	Plg
K3b.27	67.02	0	21	0.18	0	0.07	0.25	12.36	0.05	0	100.93	Plg
K3b.34	66.93	0	21	0.4	0.05	0.05	0.55	10.35	0.06	0.01	99.4	Plg
K3b.35	66.64	0	20.22	0.09	0.02	0	0.19	12.55	0.02	0	99.73	Plg
K3b.36	66.77	0	20.09	0.11	0.01	0.01	0.2	13.08	0.02	0.01	100.3	Plg
K3b.37	65.82	0	19.84	0.05	0.01	0.04	0.11	12.53	0.03	0	98.43	Plg
K3b.38	67.42	0	20.52	0	0.02	0	0.26	12.81	0.05	0	101.08	Plg
K3b.39	66.75	0	18.97	0.01	0	0	0.17	12.65	0.01	0	98.56	Plg
K3b.40	66.53	0	20.18	0	0.02	0.03	0.1	13	0.04	0	99.9	Plg
K3b.41	66.27	0	20.18	0.11	0	0.05	0.37	12.47	0.04	0	99.49	Plg
K3b.42	67.16	0.01	21.19	0.1	0	0.02	0.36	11.88	0.27	0	100.99	Plg
K3b.43	66.1	0	20.34	0.16	0.03	0	0.15	13.03	0.03	0	99.84	Plg
K3b.44	66.67	0.01	20.34	0.1	0.01	0.01	0.12	12.66	0.02	0	99.94	Plg
K3b.56	67.06	0	21.08	0.05	0	0	0.32	12.35	0.08	0	100.94	Plg
K3b.57	66.16	0.01	21.28	0.08	0	0.01	0.38	12.28	0.05	0	100.25	Plg
K3b.58	67.46	0.02	20.59	0.1	0	0	0.2	12.1	0.05	0	100.52	Plg
K3b.66	67.28	0	21.05	0.09	0	0	0.22	12.29	0.04	0.01	100.98	Plg
K3b.67	66.52	0.03	21.18	0.08	0	0	0.41	12.36	0.04	0.02	100.64	Plg
K3b.68	67.09	0	20.86	0.09	0.02	0.03	0.21	12.44	0.02	0	100.76	Plg
K3b.75	66.52	0.03	21.13	0	0.01	0	0.17	12.68	0.04	0.01	100.59	Plg
K3b.76	67.18	0	20.96	0.24	0.04	0	0.22	11.84	0.08	0	100.56	Plg
K3b.77	67.1	0.01	21.1	0.19	0	0.01	0.38	12.04	0.11	0	100.94	Plg
K3b.78	67.46	0	20.45	0.03	0	0.03	0.26	12.53	0.05	0	100.81	Plg
K3b.79	67.07	0.02	20.68	0.12	0	0.1	0.21	12.22	0.08	0	100.5	Plg
K3b.80	66.37	0	21.34	0.05	0	0.01	0.25	12.19	0.04	0	100.25	Plg
K3b.81	67.21	0.02	21.42	0	0.01	0.02	0.16	12.08	0.05	0	100.97	Plg
K3b.82	66.71	0.01	21.22	0.07	0	0.02	0.18	12.65	0.03	0	100.89	Plg
K3b.10	31.4	31.61	3.5	3.33	0	0.09	29.06	0.01	0.01	0.03	99.04	Sph
K3b.11	31.26	32.91	3.05	3.01	0.06	0.23	28.43	0.01	0.02	0	98.98	Sph
K3b.12	31.1	31.41	3.46	3.37	0.03	0.22	28.19	0.01	0.02	0	97.81	Sph
K3b.13	31.26	32.3	3.08	3.74	0.03	0.24	28.42	0	0.01	0	99.08	Sph
K3b.24	1.93	4.94	0.28	82.01	0.05	0.21	0.97	0	0	0.02	90.41	Mt
K3b.45	1.8	3.21	0.28	85.31	0.07	0	0.77	0.05	0.01	0.06	91.56	Mt
<u>average</u>	51.14	1.20	2.69	9.50	0.23	15.32	20.02	0.32	0.01	0.08	100.49	Cpx
<u>average</u>	66.85	0.01	20.73	0.12	0.01	0.04	0.26	12.25	0.05	0.00	100.31	Plg
<u>average</u>	31.26	32.06	3.27	3.36	0.03	0.20	28.53	0.01	0.02	0.01	98.73	Sph
<u>average</u>	1.87	4.08	0.28	83.66	0.06	0.11	0.87	0.03	0.01	0.04	90.99	Mt

جدول ۴-۴- نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی بر روی بازالت‌های سلطان میدان - مقطع شماره‌ی k5b.

Location Kaludar valley (sample K5b)												
Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
K5b.1	51.05	1.08	3.2	7.67	0.12	16.08	21.18	0.32	0	0	100.7	Cpx
K5b.2	51.43	0.99	2.96	7.21	0.19	16.27	21.49	0.34	0	0	100.88	Cpx
K5b.3	52.59	0.82	2.08	7.23	0.21	17.12	20.65	0.17	0	0	100.87	Cpx
K5b.4	51.65	0.97	2.97	7.35	0.22	16.14	21.14	0.31	0	0	100.75	Cpx
K5b.7	52.49	0.74	2.28	7.11	0.19	16.97	20.94	0.21	0	0	100.93	Cpx
K5b.8	51.99	0.62	3.76	5.39	0.09	16.76	21.48	0.32	0	0	100.41	Cpx
K5b.9	51.75	0.61	3.73	5.28	0.16	16.51	21.7	0.3	0	0	100.04	Cpx
K5b.10	52.6	0.74	2.04	6.64	0.16	16.64	21.42	0.25	0	0	100.49	Cpx
K5b.11	52.29	0.78	2.54	7.25	0.15	16.42	21.17	0.31	0.01	0	100.92	Cpx
K5b.12	51.97	0.56	3.43	5.67	0.1	16.59	21.73	0.29	0.01	0	100.35	Cpx
K5b.13	51.31	0.96	3.14	6.97	0.13	16.25	21.13	0.24	0.02	0	100.15	Cpx
K5b.14	51.65	0.73	3.41	5.54	0.14	16.54	21.74	0.32	0	0	100.07	Cpx
K5b.15	51.39	0.9	3.21	6.61	0.16	16.13	21.53	0.3	0	0	100.23	Cpx
K5b.16	51.44	0.89	1.5	6.87	0.16	16.24	21.5	0.31	0	0	98.91	Cpx
K5b.35	52.82	0.79	1.33	6.85	0.14	16.87	21.23	0.28	0	0	100.31	Cpx
K5b.36	52.13	0.66	2.98	6.8	0.16	16.52	21.69	0.28	0	0	101.22	Cpx
K5b.37	51.4	1.12	3.17	7.89	0.16	15.78	20.69	0.25	0	0	100.46	Cpx
K5b.38	51.53	0.81	3.06	6.77	0.14	16.38	21.71	0.26	0.01	0	100.67	Cpx
K5b.40	52.95	0.76	1.62	7.92	0.25	16.77	20.43	0.27	0	0	100.97	Cpx
K5b.41	52.17	0.77	1.63	8.68	0.17	16.57	20.51	0.21	0	0	100.71	Cpx
K5b.42	52.18	0.9	1.7	9.26	0.25	15.91	20.38	0.28	0	0	100.86	Cpx
K5b.46	52.27	0.71	2.8	6.3	0.11	16.6	21.62	0.3	0	0	100.71	Cpx
K5b.47	52.45	0.71	2.71	6.26	0.12	16.86	21.52	0.33	0.01	0	100.97	Cpx
K5b.48	52.15	0.74	2.84	6.22	0.13	16.7	21.62	0.31	0.01	0	100.72	Cpx
K5b.49	52.3	0.69	2.25	7.03	0.15	16.62	21.47	0.27	0	0	100.78	Cpx
K5b.61	52.44	0.77	2.65	6.93	0.23	16.19	21.31	0.26	0.01	0	100.79	Cpx
K5b.62	52.15	0.87	2.97	7.34	0.14	16.14	21.42	0.32	0.01	0	101.36	Cpx
K5b.71	50.25	1.37	4.07	7.83	0.15	15.52	21.26	0.31	0	0	100.76	Cpx
K5b.72	50.64	1.34	3.97	7.83	0.18	16.14	20.54	0.33	0	0	100.97	Cpx
K5b.76	52.29	0.64	3.41	5.57	0.16	16.83	21.74	0.31	0.01	0	100.96	Cpx
K5b.77	51.54	0.68	3.99	5.47	0.1	16.52	21.62	0.3	0.02	0	100.24	Cpx
K5b.78	52.38	0.64	3.18	5.48	0.07	16.93	21.67	0.3	0.02	0	100.67	Cpx
K5b.79	52.02	0.66	3.05	5.87	0.11	16.99	21.95	0.26	0.01	0	100.92	Cpx
K5b.80	52.25	0.63	3.15	5.85	0.14	16.64	21.9	0.24	0.01	0	100.81	Cpx
K5b.81	52.59	0.72	2.13	7.34	0.16	16.88	20.69	0.21	0.01	0	100.73	Cpx
K5b.82	51.69	0.68	3.23	5.65	0.11	16.44	21.65	0.27	0	0	99.72	Cpx
K5b.89	52.66	0.68	2.72	6.25	0.15	16.33	21.88	0.28	0	0	100.95	Cpx
K5b.90	51.52	0.84	2.86	6.94	0.16	16.71	21.55	0.31	0.01	0	100.9	Cpx
K5b.91	51.93	0.87	2.88	6.53	0.16	15.89	19.94	0.3	0.03	0	98.53	Cpx
K5b.92	52.3	0.65	2.89	6.13	0.15	16.7	21.4	0.3	0	0	100.52	Cpx
K5b.104	50.12	1.21	3.45	8.68	0.26	15.25	20.05	0.4	0.06	0	99.48	Cpx
K5b.105	50.34	0.97	3.23	8.69	0.2	15.57	19.83	0.36	0.02	0	99.21	Cpx
K5b.106	51.79	0.82	2.4	7.55	0.18	16.42	21.12	0.32	0.02	0	100.62	Cpx
K5b.107	51.28	0.9	2.4	8.43	0.17	15.73	21.13	0.3	0.01	0	100.35	Cpx
K5b.108	51.62	0.98	2.49	8.59	0.2	15.63	20.52	0.24	0	0	100.27	Cpx
K5b.109	52.01	0.86	3	7.25	0.21	16.12	21.46	0.29	0.02	0	101.22	Cpx

sample K5b (continued)												
Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
K5b.110	52	0.76	2.62	7.38	0.15	16.4	21.51	0.27	0	0	101.09	Cpx
K5b.111	51.84	0.93	3.21	7.16	0.16	16.22	21.38	0.29	0	0	101.19	Cpx
K5b.112	51.09	0.99	3.35	7.81	0.15	16.05	20.45	0.26	0.02	0	100.17	Cpx
K5b.113	51.7	0.95	2.85	7.33	0.17	15.98	21.46	0.32	0	0	100.76	Cpx
K5b.114	51.42	0.92	3.13	7.22	0.19	15.73	21.18	0.32	0.02	0	100.13	Cpx
K5b.117	51.29	1.09	2.45	9.05	0.2	15.67	20.67	0.27	0.01	0	100.7	Cpx
K5b.118	51	0.98	3.48	7.28	0.16	15.61	21.24	0.3	0.01	0	100.06	Cpx
K5b.119	52.29	0.82	1.91	8.45	0.22	16.26	20.27	0.21	0	0	100.43	Cpx
K5b.120	51.55	0.7	1.9	9.08	0.22	17.8	18.84	0.25	0	0	100.34	Cpx
K5b.19	67.9	0.01	20.46	0.01	0.01	-0.01	0.54	11.02	0.05	0	99.99	Plg
K5b.20	66.96	0	20.57	0.04	0.01	0.01	0.62	10.82	0.04	0	99.07	Plg
K5b.21	66.25	0.01	19.54	0	0	0	0.86	11.19	0.07	0	97.92	Plg
K5b.22	67.85	0	19.08	0	0	0	0.33	10.59	0.02	0	97.87	Plg
K5b.23	66.51	0.01	20.62	0.01	0.02	0	1.01	10.1	0.06	0	98.34	Plg
K5b.24	66.99	0	20	0	0.02	0.01	0.75	11.03	0.04	0	98.84	Plg
K5b.25	66.78	0	20.44	0.11	0.01	0.01	1.54	10.49	0.07	0	99.45	Plg
K5b.26	67.76	0.02	20.43	0.02	0.01	0	0.59	11.33	0.01	0	100.17	Plg
K5b.50	67.09	0	20.68	0.07	0	0.01	0.77	11.68	0.09	0	100.39	Plg
K5b.51	66.32	0.02	19.8	1.05	0.02	0.65	0.96	10.97	0.03	0	99.82	Plg
K5b.52	66.84	0	20.62	0.03	0.01	-0.01	0.65	11.88	0.08	0	100.1	Plg
K5b.53	66.71	0.01	20.19	0.05	0.02	0	0.64	12.06	0.04	0	99.72	Plg
K5b.54	66.93	0	20.66	0.07	0	0	0.92	10.77	0.04	0	99.39	Plg
K5b.55	66.76	0	20.38	0.06	0.02	0	0.62	11.64	0.07	0	99.55	Plg
K5b.56	67.01	0	20.26	0.05	0	0	0.62	11.02	0.02	0	98.98	Plg
K5b.57	67.16	0	20.2	0.01	0	0	0.55	10.73	0.05	0	98.7	Plg
K5b.58	66.79	0	20.76	0.12	0	0	1.9	10.56	0.06	0	100.19	Plg
K5b.64	67.42	0	20.17	0.07	0.01	0	0.47	5.77	0.03	0	93.94	Plg
K5b.65	66.98	0	19.97	0.03	0	0	0.61	6.14	0.08	0	93.81	Plg
K5b.66	66	0	19.94	0.02	0.02	0.02	0.52	5.58	0.05	0	92.15	Plg
K5b.67	66.16	0	20.96	0.02	0	0	1.75	5.07	0.06	0	94.02	Plg
K5b.68	66.21	0.02	21.22	0.13	0	0.07	1.35	4.72	0.22	0	93.94	Plg
K5b.69	67.11	0.01	20.17	0.09	0	0	0.42	7.12	0.04	0	94.96	Plg
K5b.84	67.6	0	20.62	0.03	0	0	0.66	10.54	0.06	0	99.51	Plg
K5b.85	67.71	0.02	20.64	0.08	0	0	0.41	11.55	0.06	0	100.47	Plg
K5b.86	66.8	0	20.68	-0.01	0.01	0	0.78	10.67	0.06	0	98.99	Plg
K5b.87	66.9	0	20.71	0.05	0.02	0.01	1.15	10.57	0.07	0	99.48	Plg
K5b.93	66.22	0.02	20.36	0.06	0.01	0	1.44	10.38	0.06	0	98.55	Plg
K5b.94	67.59	0	20.79	0.06	0	0	0.74	11.24	0.05	0	100.47	Plg
K5b.95	67.54	0	20.05	0.01	0.02	0	0.47	10.41	0.04	0	98.54	Plg
K5b.96	66.05	0.02	20.67	0.02	0	0	0.55	11.21	0.06	0	98.58	Plg
K5b.97	67.88	0.01	20.23	0.04	0	0	0.49	10.93	0	0	99.58	Plg
K5b.98	66.36	0.01	21.35	0.05	0	0	2.25	10.61	0.05	0	100.68	Plg
K5b.100	66.5	0.03	21.23	0.09	0	0	1.84	10.94	0.07	0	100.7	Plg
K5b.101	66.07	0.03	21	0.06	0.01	0	2.2	11.76	0.06	0	101.19	Plg
K5b.102	67.66	0.03	21.06	0.05	0.02	0.01	1.58	10.5	0.07	0	100.98	Plg
K5b.103	67.29	0	19.94	0	0	0	0.5	11.34	0.04	0	99.11	Plg

sample K5b (continued)												
Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
K5b.5	28.93	0.04	17.34	24.15	0.71	15.65	0.71	0.01	0.01	0	87.55	Chl
K5b.6	29.82	0	16.28	24.95	0.66	15.88	0.57	0.02	0	0	88.18	Chl
K5b.17	30.31	0.02	17.06	23.95	0.74	16.32	0.57	0	0.03	0	89	Chl
K5b.18	29.73	0	16.93	23.68	0.68	16.05	0.64	0.04	0.02	0	87.77	Chl
K5b.39	29.85	0	17.45	24.41	0.67	15.78	0.64	0.01	0	0	88.81	Chl
K5b.43	29.3	0	17.49	25.45	0.69	15.92	0.51	0.01	0	0	89.37	Chl
K5b.44	29.13	0.02	17.39	25.06	0.76	15.52	0.47	0	0.01	0	88.36	Chl
K5b.45	29.8	0.02	16.4	24.18	0.69	15.97	0.53	0.01	0.03	0	87.63	Chl
K5b.59	29.76	0	17.72	25.04	0.79	16	0.52	0.07	0.04	0	89.94	Chl
K5b.63	29.36	0.02	15.87	24.7	0.68	15.78	0.41	0.05	0.03	0	86.9	Chl
K5b.73	30.91	0.01	16.65	25.37	0.64	16.83	0.4	0.05	0.02	0	90.88	Chl
K5b.74	29.37	0.04	16.43	24.07	0.65	15.64	0.43	0.04	0.03	0	86.7	Chl
K5b.88	30.22	0.01	15.55	24.57	0.64	16.35	0.39	0.03	0.04	0	87.8	Chl
K5b.31	31.79	31.18	2.23	3.81	0.05	0.16	28.36	0	0	0	97.58	Sph
K5b.32	31.47	31.2	1.97	4.5	0	0.07	28.25	0	0.01	0	97.47	Sph
K5b.33	31.97	31.88	2.06	3.85	0.03	0.04	28.23	0.04	0.01	0	98.11	Sph
K5b.34	31.65	30.76	2.1	4.14	0	0.14	28.6	0.04	0.02	0	97.45	Sph
K5b.27	38.21	0.02	18.79	11.45	0.27	7.64	14.35	0.02	0.02	0	90.77	Ept
K5b.28	40.75	0.03	20.58	8.97	0.25	5.36	18.34	0.02	0.02	0	94.32	Ept
K5b.29	40.92	0.01	19.56	8.52	0.22	6.07	17.73	0	0.03	0	93.06	Ept
K5b.30	38.39	0.02	18.35	12.63	0.35	8.99	12.87	0.05	0.01	0	91.66	Ept
K5b.60	2.22	4.07	0.13	82.83	0.09	0.03	0.88	0.13	0.02	0	90.4	Mt
K5b.70	2.36	4.15	0.45	82.92	0.08	0.16	1.02	0.14	0.03	0	91.31	Mt
K5b.75	3.73	3.68	1.11	81.12	0.18	0.42	0.94	0.13	0.02	0	91.33	Mt
K5b.99	2.12	4.68	0.36	82.39	0.12	0.05	0.86	0.11	0.03	0	90.72	Mt
K5b.115	2.29	3.93	0.33	81.98	0.09	0	0.98	0.15	0.02	0	89.77	Mt
<u>average</u>	51.82	0.84	2.82	7.09	0.16	16.36	21.15	0.29	0.01	0.00	100.53	Cpx
<u>average</u>	66.94	0.01	20.44	0.07	0.01	0.02	0.92	10.13	0.06	0.00	98.60	Plg
<u>average</u>	29.73	0.01	16.81	24.58	0.69	15.98	0.52	0.03	0.02	0.00	88.38	Chl
<u>average</u>	31.72	31.26	2.09	4.08	0.02	0.10	28.36	0.02	0.01	0.00	97.65	Sph
<u>average</u>	39.57	0.02	19.32	10.39	0.27	7.02	15.82	0.02	0.02	0.00	92.45	Ept
<u>average</u>	2.54	4.10	0.48	82.25	0.11	0.13	0.94	0.13	0.02	0.00	90.71	Mt

جدول ۴-۵- نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی بر روی بازالت‌های سلطان میدان - مقطع شماره‌ی k6a.

Location Kaludar valley (sample K6a)												
Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
K6a.H9	51.66	0.57	3.11	5.27	0.1	16.3	19.53	0.22	0.01	0.68	97.45	Cpx
K6a.H10	51.11	0.76	2.68	7.32	0.18	16.51	18.51	0.34	0.02	0.3	97.73	Cpx
K6a.H11	51.33	0.56	3.3	5.48	0.11	16.76	21.07	0.26	0.01	0.85	99.73	Cpx
K6a.H12	52.44	0.63	3.31	5.37	0.12	17.03	21.37	0.3	0.01	0.79	101.37	Cpx
K6a.H13	52.12	0.64	3.4	5.38	0.08	16.62	21.07	0.27	0.01	0.91	100.5	Cpx
K6a.H23	52.63	0.72	2.6	6.72	0.17	16.89	21.11	0.31	0.02	0.4	101.57	Cpx
K6a.H24	52.76	0.68	2.42	7	0.16	17.08	20.99	0.25	0	0.18	101.52	Cpx
K6a.H30	52.27	0.76	2.45	8.1	0.21	16.79	20.54	0.26	0.01	0.1	101.49	Cpx
K6a.H31	51.95	0.99	2.05	9.65	0.29	15.95	20	0.3	0	0.15	101.33	Cpx
K6a.H36	52.47	0.83	2.73	7.26	0.14	16.69	20.92	0.3	0	0.22	101.56	Cpx
K6a.H37	52.32	0.7	3.21	5.86	0.13	16.8	21.55	0.23	0	0.71	101.51	Cpx
K6a.H38	51.62	0.86	1.71	7.37	0.18	16.32	20.93	0.3	0	0.47	99.76	Cpx
K6a.H39	51.68	0.99	3.54	7.38	0.15	16.18	20.55	0.19	0.02	0.53	101.21	Cpx
K6a.H40	51.91	1.01	2.2	9.54	0.26	16	19.93	0.24	0	0.15	101.24	Cpx
K6a.H49	51.46	0.75	3.15	5.87	0.11	16.86	21.61	0.27	0	0.65	100.73	Cpx
K6a.H50	51.51	0.69	3.24	5.83	0.12	16.86	21.54	0.28	0	0.75	100.82	Cpx
K6a.H51	52.05	0.71	2.43	7.08	0.18	16.41	20.88	0.26	0.02	0.18	100.2	Cpx
K6a.H52	52.08	0.82	2.69	7.42	0.19	16.51	20.88	0.22	0	0.23	101.04	Cpx
K6a.h9	51.51	1.18	2.07	9.97	0.26	15.82	19.59	0.19	0	0.1	100.69	Cpx
K6a.h11	51.51	0.68	2.4	7.01	0.18	17.08	21.23	0.29	0.01	0.21	100.6	Cpx
K6a.h12	51.85	0.85	2.36	7.05	0.17	16.93	20.84	0	0.02	0.19	100.26	Cpx
K6a.h23	52.37	0.82	2.85	7.25	0.16	16.81	20.08	0.31	0	0.17	100.82	Cpx
K6a.h24	52.53	0.7	1.99	7.31	0.2	16.84	20.14	0	0	0.19	99.9	Cpx
K6a.H1	66.67	0	21.31	0.04	0	0	1.24	10.26	0.05	0	99.57	Plg
K6a.H2	67.28	0	20.31	0.07	0	0	0.22	9.86	0.04	0	97.78	Plg
K6a.H3	67.37	0	20.64	0.02	0.02	0.01	0.7	9.92	0.05	0.03	98.76	Plg
K6a.H4	67.69	0.01	20.84	0.01	0	0.01	0.33	11.53	0.05	0.01	100.48	Plg
K6a.H5	65.72	0	20.1	0.03	0	0.03	0.82	10.91	0.42	0	98.03	Plg
K6a.H6	66.47	0	20.07	0	0.04	0.01	0.37	11.79	0.03	0	98.78	Plg
K6a.H7	66.44	0	20.21	0.04	0	0	0.33	12.19	0.04	0	99.25	Plg
K6a.H8	66.65	0	20.91	0.03	0.03	0	0.65	10.94	0.03	0	99.24	Plg
K6a.H14	67.58	0.02	19.96	0.1	0	0	0.58	10.69	0.01	0	98.94	Plg
K6a.H15	67.62	0	20.57	0.29	0.02	0.01	0.23	11.6	0.01	0.01	100.36	Plg
K6a.H16	66.46	0	20.62	0.11	0	0.01	0.84	11.57	0.04	0.02	99.67	Plg
K6a.H17	67.41	0	20.27	0.09	0	0	0.85	5.84	0.04	0	94.5	Plg
K6a.H18	65.63	0.02	21.67	0.12	0.01	0.02	2.46	10.77	0.05	0	100.75	Plg
K6a.H19	67.75	0.01	21.04	0	0.02	0.02	0.53	10.84	0.06	0	100.27	Plg
K6a.H20	67.5	0.01	20.91	0.04	0.02	0.01	0.93	11.03	0.05	0.01	100.51	Plg
K6a.H21	67.41	0	21.07	0.08	0.03	0.01	1.28	10.09	0.04	0	100.01	Plg
K6a.H22	67.22	0	21.01	0.51	0	0.38	0.61	10.41	0.06	0.01	100.21	Plg
K6a.H25	67.35	0.01	20.68	0.09	0.03	0	0.51	11.56	0.13	0.01	100.37	Plg
K6a.H26	67.43	0.01	20.61	0	0	0	0.21	12.67	0.05	0	100.98	Plg
K6a.H27	67.85	0	21	0	0	0	0.66	10.26	0.07	0.02	99.86	Plg
K6a.H28	67.6	0.02	21	0.08	0	0.01	0.34	12.08	0.05	0	101.18	Plg
K6a.H29	67.34	0.01	21.17	0.05	0.01	0	0.69	11.4	0.04	0	100.71	Plg

sample K6a (continued)												
Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
K6a.H32	67.1	0	21.3	0.06	0	0.01	0.77	11.51	0.06	0	100.81	Plg
K6a.H33	67.71	0.01	20.96	0.04	0	0.01	0.37	10.12	0.05	0	99.27	Plg
K6a.H34	67.85	0	20.18	0.02	0	0.02	0.31	10.7	0.03	0	99.11	Plg
K6a.H35	67.45	0.01	21.09	0.17	0	0.1	0.49	10.93	0.07	0	100.31	Plg
K6a.H41	67.5	0	20.72	0.12	0	0	0.46	10.3	0.03	0.01	99.14	Plg
K6a.H42	66.26	0.03	19.11	0.05	0	0	0.39	11.59	0.04	0	97.47	Plg
K6a.H43	67.4	0	20.84	0	0	0	0.52	10.03	0.06	0.01	98.86	Plg
K6a.H44	67.24	0	20.59	0	0	0	0.4	11.17	0.06	0	99.46	Plg
K6a.H45	67.24	0.01	20.36	0.05	0	0	0.21	10.41	0.02	0	98.3	Plg
K6a.H46	67.11	0	20.83	0.09	0	0	0.26	11.08	0.04	0	99.41	Plg
K6a.H47	66.87	0.01	21.03	0.07	0.01	0	0.75	10.92	0.03	0.01	99.7	Plg
K6a.H48	67.78	0.02	20.3	0.05	0.02	0.02	0.14	11.02	0.06	0.02	99.43	Plg
K6a.h5	66.44	0	19.97	0.04	0	0.04	0.44	10.02	0	0	96.95	Plg
K6a.h6	67.82	0.04	20.28	0.04	0	0.01	0	10.4	0	0.01	98.6	Plg
K6a.h7	67.35	0	21.05	0.04	0	0	0	12.1	0	0.01	100.55	Plg
K6a.h8	66.33	0.02	20.41	0.1	0	0	1.09	11.93	0.04	0	99.92	Plg
K6a.h18	67.06	0	20.19	0.04	0	0	0.6	10.51	0.07	0	98.47	Plg
K6a.h19	67.74	0	20.44	0.04	0.03	0.05	0.26	12.01	0.05	0	100.62	Plg
K6a.h20	66.79	0.01	20.55	0.02	0	0	0.79	10.51	0.06	0.01	98.74	Plg
K6a.h21	66.29	0	20.21	0.07	0.01	0	0.73	10.25	0.04	0.03	97.63	Plg
K6a.h22	66.16	0.02	20.36	0.02	0	0.85	0.89	11.75	0.05	0	100.1	Plg
K6a.h1	31.63	0	16.24	21.86	0.58	18.6	0.57	0	0.06	0	89.54	Chl
K6a.h2	34.06	0	17.84	23.41	0.62	16.16	0.33	0	0.03	0	92.45	Chl
K6a.h3	31.74	0	15.4	20.61	0.5	17.95	0.65	0	0.05	0.04	86.94	Chl
K6a.h4	31.79	0	14.66	21.35	0.55	19.3	0.38	0.08	0.03	0.03	88.17	Chl
K6a.h10	31.25	0	16.04	21.09	0.56	18.03	0.55	0.05	0.05	0	87.62	Chl
K6a.h13	31.01	0.01	14.9	21.75	0.49	18.24	0.45	0	0.03	0.05	86.93	Chl
K6a.h14	31.34	0	15.71	21.51	0.56	18.03	0.49	0.04	0.04	0.04	87.76	Chl
K6a.h15	31.49	0	15.72	21.99	0.57	18.06	0.56	0.04	0.05	0.03	88.51	Chl
K6a.h16	31.29	0	16.59	22.29	0.59	17.97	0.45	0.03	0.03	0.02	89.26	Chl
K6a.h17	31.51	0	14.78	21.67	0.57	19.53	0.33	0.01	0.03	0.04	88.47	Chl
<u>average</u>	51.96	0.78	2.69	7.06	0.17	16.61	20.65	0.24	0.01	0.40	100.57	Cpx
<u>average</u>	67.11	0.01	20.62	0.07	0.01	0.04	0.59	10.87	0.05	0.01	99.37	Plg
<u>average</u>	31.71	0.00	15.79	21.75	0.56	18.19	0.48	0.03	0.04	0.03	88.57	Chl

جدول ۴-۶- نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی بر روی بازالت‌های سلطان میدان- مقطع شماره‌ی M2f.

Cheshmeh-Seyed valley (sample M2f)												
Location	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
M2f.1a	51.4	0.86	1.96	10.54	0.25	15.77	19.53	0.27	0.02	0.02	100.62	Cpx
M2f.2a	51.96	0.58	2.67	5.23	0.12	17.43	21.74	0.17	0.01	0.35	100.26	Cpx
M2f.3a	52.28	0.47	2.6	5.55	0.15	17.32	21.55	0.25	0	0.29	100.46	Cpx
M2f.4a	52.54	0.48	2.65	5.43	0.13	17.4	21.77	0.25	0	0.3	100.95	Cpx
M2f.5a	52.47	0.47	2.41	5.62	0.11	17.56	21.74	0.27	0.01	0.27	100.93	Cpx
M2f.6a	52.88	0.5	2.29	5.89	0.15	18.49	20.95	0.17	0	0.2	101.52	Cpx
M2f.7a	53.08	0.5	2.46	5.59	0.13	17.53	21.02	0.24	0	0.32	100.87	Cpx
M2f.8a	53.13	0.5	2.47	5.59	0.12	17.46	21.41	0	0	0.26	100.94	Cpx
M2f.9a	52.6	0.54	2.69	5.35	0.15	17.31	21.66	0.22	0.01	0.29	100.82	Cpx
M2f.10a	52.17	0.54	2.99	5.35	0.14	17.1	21.69	0.25	0	0.51	100.74	Cpx
M2f.2b	51.79	0.78	1.64	10.68	0.3	16.16	18.81	0.23	0	0	100.39	Cpx
M2f.3b	50.84	0.77	2.64	7.91	0.2	16.32	20.64	0.25	0.01	0.11	99.69	Cpx
M2f.4b	52.43	0.64	2.69	7.1	0.15	17.02	21.05	0.26	0.02	0.16	101.52	Cpx
M2f.29b	49.06	1.54	3.9	13.66	0.29	13.44	18.46	0.3	0.02	0.06	100.73	Cpx
M2f.30b	51.17	0.98	2.36	10.04	0.22	15.9	19.61	0.25	0.01	0.07	100.61	Cpx
M2f.31b	51.28	0.68	2.48	8.27	0.2	16.98	20.63	0.31	0	0.07	100.9	Cpx
M2f.33b	51.66	0.84	1.88	10.51	0.24	15.78	19.3	0.45	0.01	0.05	100.72	Cpx
M2f.34b	51.24	0.79	2.81	7.83	0.15	16.93	20.57	0.3	0	0.11	100.73	Cpx
M2f.35b	51.54	0.78	2.94	7.93	0.18	16.87	20.35	0.26	0.01	0.1	100.96	Cpx
M2f.36b	51.71	0.83	1.93	10.56	0.24	15.76	19.47	0.27	0.01	0.04	100.82	Cpx
M2f.13a	67.78	0	20.33	0.12	0	0.02	0.57	11.1	0.16	0	100.08	Plg
M2f.14a	67.1	0	20.22	0.05	0	0	0.5	11.62	0.08	0.01	99.58	Plg
M2f.15a	67.14	0.01	21.29	0.06	0.01	0	0.78	11.51	0.1	0	100.9	Plg
M2f.16a	67.58	0	21.31	0.01	0	0	0.5	10.62	0.12	0.01	100.15	Plg
M2f.17a	66.37	0	21.21	0.82	0.01	0.2	0.73	11.13	0.1	0	100.57	Plg
M2f.18a	66.62	0	20.86	0.05	0	0.01	0.65	11.61	0.08	0.01	99.89	Plg
M2f.5b	66.85	0	21.15	0.04	0	0	0.68	12.05	0.09	0	100.86	Plg
M2f.6b	67.68	0	20.41	0.02	0.02	0	0.58	11.66	0.11	0	100.48	Plg
M2f.7b	67.81	0	21.18	0	0	0.03	0.5	11.33	0.06	0	100.91	Plg
M2f.8b	67.58	0	21.66	0.16	0	0	0.88	11.1	0.1	0	101.48	Plg
M2f.9b	66.51	0	21.13	0.14	0	0	0.38	12.68	0.09	0	100.93	Plg
M2f.10b	67.07	0	21.18	0.06	0.01	0.01	0.78	11.59	0.08	0	100.78	Plg
M2f.11b	66.87	0	21.12	0.03	0	0	0.47	12.01	0.1	0	100.6	Plg
M2f.12b	66.38	0	20.88	0.06	0	0	0.76	12.27	0.06	0	100.41	Plg
M2f.13b	67.89	0	20.01	0.04	0	0	0.8	11.54	0.08	0.01	100.37	Plg
M2f.14b	67.69	0.01	20.2	0.03	0.01	0.04	0.97	11.19	0.13	0	100.27	Plg
M2f.15b	66.45	0	21.35	0.06	0	0.01	0.68	11.47	0.4	0	100.42	Plg
M2f.16b	67.07	0.01	20.41	0.08	0.01	0.02	0.69	12.08	0.1	0.01	100.48	Plg
M2f.17b	67.13	0	21.05	0.07	0	0.02	0.76	11.07	0.09	0	100.19	Plg
M2f.18b	67.2	0	20.81	0.06	0	0.01	0.77	12.11	0.11	0	101.07	Plg
M2f.19b	66.57	0	20.37	0.06	0	0	0.71	12.56	0.1	0.02	100.39	Plg
M2f.21b	66.09	0.01	21.69	0.09	0	0	1.2	11.58	0.09	0	100.75	Plg
M2f.22b	66.78	0	21.07	0.03	0.01	0	0.97	11.94	0.09	0	100.89	Plg
M2f.23b	66.64	0	20.71	0.09	0	0	1.19	11.51	1.23	0	101.37	Plg
M2f.24b	67	0.01	20.15	0.16	0	0.03	0.79	12.67	0.09	0	100.9	Plg

sample M2f (continued)												
Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
M2f.25b	67.33	0	20.24	0.15	0	0	0.88	11.97	0.09	0.03	100.69	Plg
M2f.26b	66.85	0.01	20.3	0.08	0.01	0	1.07	12.47	0.1	0.01	100.9	Plg
M2f.11a	0.12	44.87	0	44.23	5.28	0.01	0.2	0	0.02	0.01	94.74	Ilm
M2f.12a	0.47	44.79	0	43.17	5.93	0.01	0.33	0	0.04	0	94.74	Ilm
M2f.20b	0.06	46.11	0.04	42.66	6.63	0	0.26	0	0.01	0.01	95.78	Ilm
M2f.28b	0.3	45.43	0.09	43.02	6.09	0.02	0.46	0.01	0.02	0.01	95.45	Ilm
M2f.32b	1.48	3.01	0.3	85.16	0.06	0.08	0.83	0.72	0.04	0.01	91.69	Mt
<u>average</u>	51.86	0.70	2.52	7.73	0.18	16.73	20.60	0.25	0.01	0.18	100.76	Cpx
<u>average</u>	67.04	0.00	20.83	0.10	0.00	0.01	0.75	11.72	0.15	0.00	100.60	Plg
<u>average</u>	0.24	45.30	0.03	43.27	5.98	0.01	0.31	0.00	0.02	0.01	95.18	Ilm
<u>average</u>	1.48	3.01	0.3	85.16	0.06	0.08	0.83	0.72	0.04	0.01	91.69	Mt

جدول ۴-۷- نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی بر روی بازالت‌های سلطان میدان- مقطع شماره‌ی M5a.

Cheshmeh-Seyed valley (sample M5a)												
Location	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
M5a.1A	52.11	0.82	2.66	5.83	0.13	16.52	21.54	0.22	0.01	0.42	100.26	Cpx
M5a.2A	51.69	0.79	3.11	6.5	0.1	16.27	21.34	0.27	0.01	0.53	100.61	Cpx
M5a.3A	51.25	0.81	3.11	6.74	0.15	16.48	21.41	0.29	0	0.53	100.77	Cpx
M5a.4A	52.29	0.83	2.34	7.17	0.19	16.63	21.08	0.18	0	0.23	100.94	Cpx
M5a.7A	50.82	1.24	3.23	8.52	0.21	16.18	19.33	0.18	0.01	0.33	100.05	Cpx
M5a.8A	52.31	0.87	2.29	6.83	0.15	16.55	21.24	0.23	0.01	0.34	100.82	Cpx
M5a.9A	52.07	0.9	2.75	7.36	0.22	16.44	21.1	0.28	0	0.25	101.37	Cpx
M5a.10A	51.17	0.97	2.82	7.11	0.07	15.99	21.18	0.26	0	0.44	100.01	Cpx
M5a.13A	51.09	1.07	3.61	7.39	0.15	15.93	20.92	0.28	0	0.39	100.83	Cpx
M5a.14A	51.76	0.82	2.99	6.56	0.21	16.22	21.23	0.26	0	0.41	100.46	Cpx
M5a.15A	51.78	0.75	2.24	7.31	0.16	16.62	20.8	0.26	0	0.27	100.19	Cpx
M5a.16A	51.57	0.68	2.56	6.51	0.15	16.48	21.41	0.26	0.01	0.46	100.09	Cpx
M5a.19A	51.21	0.83	3.25	6.58	0.14	16.75	21.5	0.26	0	0.42	100.94	Cpx
M5a.20A	51.47	0.79	2.92	6.32	0.13	16.76	21.42	0.33	0.01	0.48	100.63	Cpx
M5a.32A	51.5	0.86	2.61	7.34	0.16	16.51	21.2	0.34	0	0.27	100.79	Cpx
M5a.33A	51.91	0.83	2.42	7.46	0.18	16.7	20.7	0.29	0.01	0.41	100.91	Cpx
M5a.34A	52.09	0.67	2.91	5.2	0.09	17.1	22.04	0.27	0.01	0.54	100.92	Cpx
M5a.35A	51.23	0.76	3.51	5.61	0.13	16.51	22.12	0.3	0.01	0.67	100.85	Cpx
M5a.36A	51.37	0.97	2.8	7.04	0.2	16.38	21.21	0.29	0	0.48	100.74	Cpx
M5a.2B	52.11	0.82	2.47	7.17	0.15	16.46	21.21	0.24	0.01	0.32	100.96	Cpx
M5a.3B	51.58	0.83	2.95	6.91	0.16	16.49	21.35	0.24	0.02	0.46	100.99	Cpx
M5a.4B	51.43	0.84	2.9	6.82	0.12	16.49	21.48	0.28	0	0.38	100.74	Cpx
M5a.5B	52.11	0.89	2.68	6.69	0.13	16.53	21.24	0.34	0	0.31	100.92	Cpx
M5a.9B	50.62	1.43	2.06	12.65	0.26	13.99	19.61	0.33	0.01	0.02	100.98	Cpx
M5a.10B	50.81	1.16	3.72	7.53	0.16	15.68	21.1	0.34	0	0.41	100.91	Cpx
M5a.11B	51.81	0.86	2.97	6.84	0.14	16.02	21.49	0.29	0	0.48	100.9	Cpx
M5a.12B	51.15	0.54	3.59	4.96	0.08	16.77	22.27	0.26	0	1.16	100.78	Cpx
M5a.13B	50.85	1.19	3.42	7.77	0.18	15.78	20.52	0.33	0	0.37	100.41	Cpx
M5a.15B	52.64	0.73	2.69	6.93	0.16	16.47	21.75	0.32	0.01	0.38	102.08	Cpx
M5a.16B	51.27	1.01	3.14	7.41	0.17	16.53	21.08	0.28	0	0.24	101.13	Cpx
M5a.17B	52.09	0.52	2.52	7.09	0.16	16.9	21.26	0.23	0	0.23	101	Cpx
M5a.18B	52.5	0.48	2.58	6.62	0.19	16.67	21.51	0.29	0.02	0.31	101.17	Cpx
M5a.19B	51.76	0.51	3.15	7.73	0.16	16.51	20.98	0.29	0	0.26	101.35	Cpx
M5a.20B	51.6	0.79	3.02	6.86	0.16	16.52	21.32	0.27	0	0.41	100.95	Cpx
M5a.22B	51.23	0.84	2.86	6.87	0.11	16.63	21.27	0.31	0	0.32	100.44	Cpx
M5a.23B	51.04	1.02	3.22	6.86	0.2	17.26	20.87	0.32	0	0.33	101.12	Cpx
M5a.24B	51.83	0.86	3.01	6.83	0.17	16.11	21.33	0.31	0	0.32	100.77	Cpx
M5a.27B	52.21	0.69	1.97	7.74	0.16	17.06	20.1	0.26	0	0.21	100.4	Cpx
M5a.28B	51.31	1	3.05	6.59	0.13	16.85	21.34	0.34	0	0.38	100.99	Cpx
M5a.29B	52.14	0.79	2.62	6.44	0.11	16.7	21.05	0.28	0	0.33	100.46	Cpx
M5a.30B	51.51	0.79	3.05	6.29	0.14	17.09	21	0.29	0	0.53	100.69	Cpx
M5a.31B	52.14	1.09	3.53	7.3	0.12	15.97	21.27	0.28	0.02	0.49	102.21	Cpx
M5a.32B	52.08	0.77	1.9	7.73	0.22	17.42	19.68	0.2	0	0.3	100.3	Cpx
M5a.33B	52.22	0.91	2.33	7.14	0.23	16.56	20.92	0.23	0	0.4	100.94	Cpx
M5a.36B	51.95	0.88	2.71	7.12	0.16	16.52	21.27	0.25	0.01	0.26	101.13	Cpx
M5a.37B	52.08	0.76	2.72	6.29	0.16	16.96	21.31	0.3	0	0.3	100.88	Cpx

sample M5a (continued)												
Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
M5a.38B	52.15	0.76	2.57	6.69	0.17	16.67	21.17	0.18	0.01	0.32	100.69	Cpx
M5a.5A	29.4	0.11	14.84	25.77	0.29	16	0.35	0	0.02	0	86.78	Chl
M5a.6A	27.83	0.09	16.73	26.48	0.29	13.7	0.51	0	0.02	0.01	85.66	Chl
M5a.11A	27.61	0.09	17.25	26.75	0.32	14.14	0.58	0	0.02	0	86.76	Chl
M5a.22A	27.98	0	18.12	26.91	0.33	14.08	0.3	0	0.01	0	87.73	Chl
M5a.23A	27.83	0.03	17.73	27.69	0.39	14.22	0.33	0.01	0.01	0.02	88.26	Chl
M5a.24A	27.98	0	18.28	28.04	0.35	13.9	0.39	0.01	0.02	0	88.97	Chl
M5a.25A	27.95	0	17.04	27.67	0.35	14.4	0.33	0.01	0.02	0	87.77	Chl
M5a.26A	28.76	0	17.41	12.08	0.38	13.21	0.37	0	0	0.03	72.24	Chl
M5a.27A	28.12	0	18.17	27.81	0.32	14.35	0.38	0	0.02	0.01	89.18	Chl
M5a.28A	27.79	0.05	18.12	27.36	0.33	14.09	0.32	0.1	0.03	0	88.19	Chl
M5a.1B	27.94	0.01	17.57	27.62	0.35	13.88	0.35	0	0.02	0.03	87.77	Chl
M5a.26B	28.53	0	18	27.09	0.32	14.5	0.33	0.04	0.02	0.02	88.85	Chl
M5a.35B	27.42	0.01	17.55	25.75	0.35	13.67	0.29	0.05	0.01	0	85.1	Chl
M5a.21A	31.83	31.93	2.92	3.21	0	0.06	28.51	0.02	0.04	0.01	98.53	Sph
M5a.6B	31.88	30.5	3.12	3.28	0.02	0.09	28.44	0.03	0.03	0.03	97.42	Sph
M5a.7B	31.61	29.92	2.93	3.28	0.02	0.04	28.9	0.08	0	0.03	96.81	Sph
M5a.8B	33.57	30.57	2.93	2.94	0.01	0.04	28.79	0	0.03	0	98.88	Sph
M5a.14B	31.95	31.23	2.98	2.64	0.01	0.03	28.62	0.05	0.04	0.03	97.58	Sph
M5a.25B	31.92	31.92	3.17	3.06	0.02	0.19	28.04	0.01	0.04	0	98.37	Sph
M5a.34B	32.13	31.31	3.16	3.05	0	0.07	28.85	0	0	0.03	98.6	Sph
M5a.29A	1.71	6.64	0.21	82.57	0.07	0.02	0.6	0.12	0.11	0	92.05	Mt
M5a.30A	2.34	4.82	0.23	82.23	0.07	0.04	0.95	0.11	0.02	0.04	90.85	Mt
M5a.21B	2.57	4.35	0.25	81.78	0.05	0	1.04	0.12	0.03	0	90.19	Mt
M5a.39B	3.28	4.89	0.73	79.26	0.06	0.24	1	0.18	0.04	0	89.68	Mt
<u>average</u>	51.68	0.85	2.84	7.01	0.16	16.48	21.14	0.28	0.00	0.39	100.82	Cpx
<u>average</u>	28.09	0.03	17.45	25.92	0.34	14.16	0.37	0.02	0.02	0.01	86.40	Chl
<u>average</u>	32.13	31.05	3.03	3.07	0.01	0.07	28.59	0.03	0.03	0.02	98.03	Sph
<u>average</u>	2.48	5.18	0.36	81.46	0.06	0.08	0.90	0.13	0.05	0.01	90.69	Mt

جدول ۴-۸- نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی بر روی بازالت‌های سلطان میدان - مقطع شماره‌ی M10a.

Cheshmeh-Seyed valley (sample M10a)												
Location	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
M10a.1	51.49	0.6	1.79	6.64	0.15	17.38	20.68	0.29	0	0.71	99.73	Cpx
M10a.2	52.12	0.63	2.72	6.39	0.17	17.31	20.35	0.26	0	0.95	100.9	Cpx
M10a.3	52.31	0.5	2.52	6.43	0.15	17.81	20.19	0.21	0.03	0.74	100.89	Cpx
M10a.4	52.42	0.55	2.14	6.56	0.13	17.63	20.05	0.21	0	0.61	100.3	Cpx
M10a.5	51.99	0.66	2.58	6.37	0.17	17.6	19.76	0.24	0	0.74	100.11	Cpx
M10a.12	52.22	0.54	2.35	6.27	0.14	17.41	20.64	0.28	0.03	1.03	100.91	Cpx
M10a.13	52.32	0.68	2.33	6.21	0.19	17.39	20.54	0.21	0.01	1	100.88	Cpx
M10a.14	52.6	0.6	2.32	6.1	0.2	17.26	20.37	0.18	0.01	1.02	100.66	Cpx
M10a.15	52.2	0.75	2.62	6.9	0.16	17.71	19.74	0.16	0	0.61	100.85	Cpx
M10a.16	52.09	0.65	2.57	7.09	0.17	15.61	19.18	0.2	0.01	0.99	98.56	Cpx
M10a.17	52.26	0.72	2.8	6.3	0.2	17.24	20	0.22	0	1.15	100.89	Cpx
M10a.18	52.87	0.61	2.4	6.55	0.18	17.14	20.23	0.25	0.01	0.64	100.88	Cpx
M10a.19	52.42	0.57	2.18	6.64	0.1	17.81	20.07	0.24	0	0.87	100.9	Cpx
M10a.20	52.4	0.64	2.38	6.72	0.16	18.03	19.5	0.15	0.02	0.89	100.89	Cpx
M10a.21	51.59	0.77	2.82	6.71	0.14	16.91	19.92	0.19	0.02	1.01	100.08	Cpx
M10a.22	52.31	0.86	2.64	6.65	0.1	17.04	20.07	0.17	0.02	1.02	100.88	Cpx
M10a.26	52.01	0.6	2.22	6.98	0.18	17.65	20.16	0.23	0	0.76	100.79	Cpx
M10a.27	52.2	0.89	3.05	7.23	0.16	17.31	19.3	0.17	0	0.61	100.92	Cpx
M10a.28	52.32	0.66	2.43	7.06	0.13	17.14	20.31	0.26	0.01	0.42	100.74	Cpx
M10a.29	52.87	0.59	2.17	6.94	0.16	17.44	20.39	0	0	0.44	101	Cpx
M10a.30	52.61	0.56	2.05	6.75	0.14	17.41	20.34	0.27	0.01	0.47	100.61	Cpx
M10a.31	53.05	0.56	1.7	6.98	0.19	18.2	19.62	0.12	0	0.38	100.8	Cpx
M10a.32	52.4	0.62	1.87	7.06	0.17	17.7	20.4	0.26	0	0.38	100.86	Cpx
M10a.33	51.59	0.91	2.91	7.53	0.14	17.1	20.27	0.21	0	0.39	101.05	Cpx
M10a.37	50.17	1.09	1.99	11.21	0.24	15.43	18.59	0.24	0	0.05	99.01	Cpx
M10a.38	51.41	0.77	2.38	7.96	0.21	17.05	19.56	0.27	0.01	0.48	100.1	Cpx
M10a.39	50.86	0.93	1.98	8.86	0.19	16.49	18.89	0.24	0.01	0.15	98.6	Cpx
M10a.40	50.91	0.86	1.85	9.67	0.23	16.59	18.86	0.2	0.01	0.11	99.29	Cpx
M10a.41	50.48	0.76	1.22	9.68	0.24	16.51	18.42	0.18	0	0.12	97.61	Cpx
M10a.48	52.22	0.56	2.54	6.24	0.13	17.15	20.67	0.28	0.01	1.05	100.85	Cpx
M10a.49	52.56	0.65	2.39	7.18	0.2	17.18	20.12	0.21	0.02	0.45	100.96	Cpx
M10a.50	52.14	0.64	2.5	7.28	0.17	17.31	20.08	0.19	0	0.49	100.8	Cpx
M10a.51	52.47	0.65	2.24	6.81	0.16	17.45	20.29	0.22	0.01	0.51	100.81	Cpx
M10a.52	52.09	0.67	2.56	7.3	0.15	17.63	19.79	0.21	0.01	0.47	100.88	Cpx
M10a.53	52.3	0.58	2.41	7.09	0.23	17.59	19.81	0.24	0	0.55	100.8	Cpx
M10a.54	52.27	0.58	2.26	6.98	0.18	17.66	20.07	0.21	0.01	0.38	100.6	Cpx
M10a.55	49.84	0.58	1.8	7.54	0.17	17.29	19.21	0.25	0	0.35	97.03	Cpx
M10a.56	52.42	0.48	2.1	6.91	0.13	17.8	19.86	0.12	0	0.7	100.52	Cpx
M10a.57	52.2	0.65	2.13	7.33	0.22	17.72	20.08	0.21	0.01	0.35	100.9	Cpx
M10a.58	53.34	0.39	2.43	6.19	0.13	17.29	20.45	0.15	0	0.52	100.89	Cpx
M10a.59	52.31	0.61	2.22	7.27	0.18	17.3	20.31	0.19	0	0.4	100.79	Cpx
M10a.63	52.24	0.83	2.19	6.92	0.12	17.36	20.06	0.25	0	0.98	100.95	Cpx
M10a.64	52.21	0.67	1.73	7.65	0.21	17.77	19.89	0.24	0.01	0.32	100.7	Cpx
M10a.65	53.09	0.52	1.53	6.92	0.17	18.08	19.45	0.2	0	0.81	100.77	Cpx
M10a.66	53.19	0.6	1.94	7.08	0.21	17.57	19.67	0.27	0	0.28	100.81	Cpx
M10a.67	53.13	0.5	1.89	6.4	0.2	17.72	20.04	0.2	0	0.69	100.77	Cpx

sample M10a (continued)												
Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
M10a.68	53.08	0.57	0	7.05	0.19	18.01	19.68	0.19	0	0.29	99.06	Cpx
M10a.69	53.07	0.46	2.43	6.28	0.13	17.37	20.3	0.21	0	0.83	101.08	Cpx
M10a.70	53.02	0.56	1.96	7.86	0.21	17.21	19.3	0.26	0	0.54	100.92	Cpx
M10a.71	51.83	1.12	1.94	11.29	0.28	15.31	18.37	0.24	0.02	0.04	100.44	Cpx
M10a.6	66.85	0	21.61	0.45	0.03	0.57	0.32	10.22	0.68	0.01	100.74	Plg
M10a.7	67.18	0.02	21.49	0	0.01	0	0.4	11.24	0.03	0.01	100.38	Plg
M10a.8	67.23	0.01	21.02	0.1	0	0.07	0.45	12.04	0.04	0	100.96	Plg
M10a.10	67.57	0	21.66	0.03	0	0.03	0.25	11.28	0.03	0	100.85	Plg
M10a.11	66.78	0	21.17	0.17	0.01	0.03	0.43	12.07	0.07	0	100.73	Plg
M10a.23	64.29	0.84	18.02	1.16	0.01	0.53	4.81	10.9	0.03	0	100.59	Plg
M10a.24	67.75	0.02	21.43	0.1	0	0.04	0.45	12.12	0.07	0	101.98	Plg
M10a.25	66.91	0.03	20.24	1.09	0.01	0.67	1.21	11.12	0.08	0.01	101.37	Plg
M10a.42	67.42	0.02	20.65	0.23	0	0	0.57	12.04	0.05	0.01	100.99	Plg
M10a.43	66.95	0.03	20.63	0.2	0	0.08	0.92	11.91	0.07	0	100.79	Plg
M10a.44	66.13	0	20.07	0.44	0.02	0.22	0.69	11.62	0.06	0	99.25	Plg
M10a.45	67.13	0.02	21.06	0.16	0.02	0	0.21	12.07	0.05	0.01	100.73	Plg
M10a.46	66.82	0.01	21.28	0.14	0	0	0.34	12.21	0.02	0	100.82	Plg
M10a.47	67.48	0	21.59	0.11	0	0.02	0.39	11.34	0.06	0	100.99	Plg
M10a.60	67.23	0	21.29	0.1	0.02	0.03	0.45	11.96	0.06	0.02	101.16	Plg
M10a.61	67.94	0.03	20.01	0.08	0.02	0.04	0.34	12.22	0.02	0	100.7	Plg
M10a.62	67.31	0	20.75	0.09	0.01	0.02	0.35	12.1	0.04	0	100.67	Plg
M10a.9	0.61	2.06	0.93	83.37	0.2	0.3	0.27	0.03	0.03	0	87.8	Mt
average	52.19	0.66	2.20	7.20	0.17	17.30	19.88	0.21	0.01	0.59	100.42	Cpx
average	67.00	0.06	20.82	0.27	0.01	0.14	0.74	11.67	0.09	0.00	100.81	Plg
average	0.61	2.06	0.93	83.37	0.2	0.3	0.27	0.03	0.03	0	87.8	Mt

جدول ۴-۹- نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی بر روی بازالت‌های سلطان میدان- مقطع شماره‌ی M27.

Cheshmeh-Seyed valley (sample M27)												
Location	Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Mineral
M27.3		53.23	0.4	2.68	6.55	0.16	16.72	17.51	0.29	0	0.37	Cpx
M27.4		53.08	0.56	2.84	6.67	0.14	17.31	17.75	0.32	0	0.35	Cpx
M27.5		54.41	0.48	2.2	7.42	0.16	17.02	16.94	0.24	0.02	0.11	Cpx
M27.6		54.71	0.18	1.44	7.85	0.2	17.55	15.72	0.25	0	0.12	Cpx
M27.7		52.63	0.69	3.46	7.34	0.16	16.14	16.54	0.19	0	0.24	Cpx
M27.8		53.6	0.35	2.91	7.3	0.15	16.32	16.75	0.23	0.01	0.42	Cpx
M27.9		55.06	0	1.99	6.11	0.14	16.81	17.55	0.3	0	0.3	Cpx
M27.10		55.61	0.09	2.4	6.37	0.14	17.88	17.7	0.31	0.01	0.37	Cpx
M27.11		54.61	0.99	2.22	5.88	0.15	16.9	17.93	0.23	0.01	0.48	Cpx
M27.12		56.29	0.37	1.81	7.61	0.18	18.23	15.49	0.26	0.02	0.23	Cpx
M27.18		55.41	0.67	1.95	6.21	0.18	16.31	18.89	0.28	0	0.41	Cpx
M27.19		55.16	0.39	2.13	6.14	0.17	17.2	19.25	0.32	0	0.55	Cpx
M27.21		55.28	0	2.36	6.03	0.15	17.56	18.35	0.32	0	0.68	Cpx
M27.25		54.3	2.2	1.46	8.47	0.2	16.73	17.37	0.19	0	0.11	Cpx
M27.26		54.82	0.61	1.66	7.21	0.17	18.08	17.56	0.28	0.01	0.29	Cpx
M27.27		54.23	0.72	3.02	7.39	0.19	17.26	17.4	0.29	0	0.34	Cpx
M27.38		53.84	0.61	1.91	11.33	0.22	16.32	16.44	0.25	0.01	0.01	Cpx
M27.39		54.09	0.8	1.69	9.1	0.23	17.89	16.4	0.21	0	0.13	Cpx
M27.40		54.11	0.42	1.5	9.25	0.24	17.58	16.95	0.19	0	0.11	Cpx
M27.41		54.26	0	2.04	10.84	0.25	16.55	16.59	0.24	0	0.08	Cpx
M27.42		54.09	0.24	1.58	9.85	0.27	17.31	17.17	0.27	0	0.08	Cpx
M27.43		51.48	0.49	3.64	12.32	0.4	11.36	18.41	0.34	0	0.01	Cpx
M27.44		54.24	0.35	1.68	9.1	0.22	18.05	16.88	0.19	0	0.13	Cpx
M27.45		54.08	0.77	2.02	9.62	0.26	16.4	17.2	0.3	0.01	0.15	Cpx
M27.46		55.16	0.24	1.73	6.93	0.16	18.7	17.52	0.29	0	0.23	Cpx
M27.47		54.38	0.54	1.68	8.71	0.23	17.56	17.09	0.26	0	0.23	Cpx
M27.48		54.65	0	2.35	6.66	0.15	16.54	19.05	0.33	0	0.36	Cpx
M27.59		54.52	0.54	1.58	7.5	0.19	18.85	17.18	0.2	0	0.23	Cpx
M27.60		54.18	0.86	2.01	6.69	0.15	17.97	18.41	0.24	0	0.32	Cpx
M27.61		55.68	0	2.18	6.45	0.15	17.07	18.47	0.29	0.01	0.42	Cpx
M27.62		53.55	0.34	2.21	6.53	0.17	18.29	18.16	0.22	0	0.36	Cpx
M27.63		55.43	0.5	2.24	6.7	0.15	15.77	18.69	0.26	0	0.38	Cpx
M27.13		66.86	0.09	21.6	0.13	0	0	0.82	9.29	0.31	0	Plg
M27.14		67.65	0.84	20.98	0.05	0	0	1.01	9.75	0.11	0	Plg
M27.15		66.55	0	20.37	0.1	0	0	0.54	13.1	0.17	0	Plg
M27.22		66.84	0.11	21.06	0.06	0.02	0.66	1.04	11.07	0.06	0	Plg
M27.23		66.78	0.27	21.39	0.09	0.01	0	0.84	10.89	0.06	0.02	Plg
M27.24		67.13	0.26	22.02	0.08	0	0	0.85	10.44	0.04	0	Plg
M27.28		66.81	0.05	21.48	0.13	0.02	0	0.74	11.57	0.06	0.01	Plg
M27.29		66.65	0	21.64	0.14	0.01	0	0.67	10.41	0.07	0.01	Plg
M27.30		66.98	0.21	21.4	0.14	0.01	0	0.53	10.18	0.06	0	Plg
M27.32		67.26	0	21.9	0.14	0.02	0	0.76	9.43	0.04	0	Plg
M27.33		66.11	0	21.53	0.07	0	0.01	1.01	9.78	0.06	0.01	Plg
M27.34		66.53	0.36	21.16	0.08	0.01	0	0.77	9.07	0.06	0	Plg
M27.35		66.53	0	21.81	0.07	0	0	1.08	9.94	0.1	0	Plg

sample M27 (continued)												
Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
M27.49	67.17	0.43	21.04	0.12	0	0.37	0.5	11.31	0.05	0.01	101	Plg
M27.50	66.32	0.99	21	1.06	0.03	0.49	0.6	10.38	0.08	0.01	100.96	Plg
M27.51	67.39	0	21.01	0.06	0	0	1	11.21	0.04	0	100.71	Plg
M27.52	66.96	0.05	22.32	0.1	0	0	0.92	9.14	0.05	0	99.54	Plg
M27.53	68.98	0.1	21.64	0.59	0.01	0	0.74	8.46	0.13	0	100.65	Plg
M27.54	66.26	0.05	21.36	0.06	0.02	0	0.79	10.57	0.04	0	99.15	Plg
M27.55	66.2	0	21.06	0.28	0	0	0.72	12.34	0.06	0	100.66	Plg
M27.56	66.97	0.12	22.59	0.16	0	0	0.89	9.36	0.21	0	100.3	Plg
M27.57	66.79	0.21	21.21	0.09	0	0	0.69	9.79	0.03	0	98.81	Plg
M27.58	66.53	0	22.32	0.11	0	0	0.79	9.71	0.07	0	99.53	Plg
M27.16	31.12	0	14.42	25.31	0.31	12.1	0.31	0.07	0.01	0	83.65	Chl
M27.17	31.97	0.76	17.29	24.27	0.38	13.36	0.37	0.04	0.03	0	88.47	Chl
M27.31	31.12	0.19	17.14	25.75	0.37	13.37	0.42	0	0.02	0.01	88.39	Chl
M27.36	39.34	0.44	20.43	11.3	0.06	1.86	21	0.02	0	0.01	94.46	Ept
M27.37	38.96	0.09	19.41	12.6	0.03	1.67	21.25	0.02	0	0	94.03	Ept
<u>average</u>	54.38	0.48	2.14	7.75	0.19	17.07	17.48	0.26	0.00	0.27	100.03	Cpx
<u>average</u>	66.88	0.18	21.47	0.17	0.01	0.07	0.80	10.31	0.09	0.00	99.97	Plg
<u>average</u>	31.40	0.32	16.28	25.11	0.35	12.94	0.37	0.04	0.02	0.00	86.84	Chl
<u>average</u>	39.15	0.27	19.92	11.95	0.05	1.77	21.13	0.02	0.00	0.01	94.25	Ept

جدول ۴-۱۰- نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی بر روی بازالت‌های سلطان میدان- مقطع شماره‌ی M44a.

Cheshmeh-Seyed valley (sample M44a)												
Location	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
M44a.1	51.33	0.64	3.05	7.06	0.16	16.99	20.08	0.22	0.01	0.39	99.93	Cpx
M44a.2	52.19	0.53	2.34	6.45	0.12	17.26	20.93	0.25	0	0.63	100.7	Cpx
M44a.3	52.21	0.53	4.06	7.1	0.16	17.24	18.68	0.35	0	0.59	100.92	Cpx
M44a.4	50.82	0.69	2.91	8.97	0.2	17	18.86	0.31	0	0.34	100.1	Cpx
M44a.8	51.57	0.63	1.87	12.5	0.35	14.32	18.88	0.32	0	0.02	100.46	Cpx
M44a.9	52.02	0.65	2.25	12.25	0.33	14.64	18.36	0.29	0.01	0.01	100.81	Cpx
M44a.10	52.15	0.8	2.97	8.44	0.21	16.03	19.42	0.25	0	0.28	100.55	Cpx
M44a.11	52.43	0.68	2.37	12.55	0.3	15.08	17.25	0.18	0	0.09	100.93	Cpx
M44a.12	52.78	0.56	2.09	12.88	0.26	16.18	15.2	0.4	0	0.05	100.4	Cpx
M44a.17	52.13	0.6	2.52	7.89	0.19	16.59	20.12	0.25	0	0.08	100.37	Cpx
M44a.18	52.31	0.5	2.65	7.49	0.16	17.41	19.84	0.2	0.01	0.36	100.93	Cpx
M44a.19	52.41	0.6	2.18	7.54	0.2	17.32	20.02	0.24	0	0.09	100.6	Cpx
M44a.20	51.67	0.71	3.33	7.17	0.15	17.16	19.96	0.28	0	0.57	101	Cpx
M44a.24	51.78	0.66	2.47	8.03	0.19	16.54	20.32	0.31	0.02	0.32	100.64	Cpx
M44a.25	52.16	0.49	3.18	6.47	0.14	17.26	20.43	0.29	0	0.48	100.9	Cpx
M44a.26	50.54	0.91	3.82	8.56	0.22	16.76	18.4	0	0	0.3	99.51	Cpx
M44a.27	51	0.88	3.55	8.29	0.18	16.2	20.23	0.26	0	0.37	100.96	Cpx
M44a.28	50.91	0.77	3	8.56	0.19	16.7	19.89	0.34	0.02	0.47	100.85	Cpx
M44a.29	51.63	0.69	2.23	9.01	0.21	16.61	19.24	0.31	0.01	0.26	100.2	Cpx
M44a.30	51.62	0.65	2.82	7.12	0.15	17.12	20.42	0.22	0	0.58	100.7	Cpx
M44a.31	51.08	0.68	1.77	11.34	0.25	15.48	18.44	0.18	0	0.09	99.31	Cpx
M44a.32	50.19	1.07	1.59	15.4	0.39	12.94	17.97	0.24	0	0	99.79	Cpx
M44a.34	53.01	0.48	2.62	6.44	0.13	17.57	21.09	0.25	0	0.45	102.04	Cpx
M44a.35	52.44	0.6	2.84	6.51	0.16	17.12	21.09	0.2	0.01	0.45	101.42	Cpx
M44a.40	50.89	0.93	3.35	8.2	0.18	16.36	20.21	0.23	0	0.41	100.76	Cpx
M44a.41	48.36	1.52	4.3	10.66	0.27	14.32	18.8	0.25	0	0.16	98.64	Cpx
M44a.47	51.77	0.59	2.9	6.57	0.13	17.29	20.77	0.28	0	0.53	100.83	Cpx
M44a.48	51.56	0.62	2.84	6.62	0.16	17.29	20.66	0.92	0	0.49	101.16	Cpx
M44a.49	51.24	0.7	3.29	7.58	0.18	16.97	20.09	0.22	0	0.38	100.65	Cpx
M44a.50	51.67	0.6	2.72	6.5	0.16	17.14	21.13	0.23	0	0.5	100.65	Cpx
M44a.55	52.31	0.6	2.5	7.75	0.17	16.84	20.07	0.3	0.01	0.35	100.9	Cpx
M44a.56	52.46	0.6	1.69	11.71	0.27	15.85	17.65	0.2	0	0.06	100.49	Cpx
M44a.57	52.1	0.56	2.38	7.88	0.16	18.42	19	0.27	0.01	0.37	101.15	Cpx
M44a.14	67.23	0	20.56	0.26	0.01	0.03	0.3	12.13	0.08	0.02	100.62	Plg
M44a.15	67.1	0	21.06	0.07	0.01	0.11	0.51	11.8	0.12	0	100.78	Plg
M44a.16	66	0	20.84	0.13	0	0	0.4	12.03	0.07	0	99.47	Plg
M44a.23	67.36	0	20.91	0.23	0	0.08	0.5	11.62	0.17	0.01	100.88	Plg
M44a.36	67.82	0	21.62	0.09	0	0	0.48	11.83	0.76	0	102.6	Plg
M44a.37	67.73	0	23.6	0.25	0	0	0.2	11.37	1.33	0	104.48	Plg
M44a.38	67.02	0	22.1	0.09	0	0	0.33	12.04	0.17	0.01	101.76	Plg
M44a.39	63.05	0	20.57	1.08	0.02	0.52	6.85	8.74	0.07	0	100.9	Plg
M44a.21	29.49	0	15.79	32.39	0.4	11.61	0.53	0.03	0.03	0.03	90.3	Chl
M44a.22	29.37	0.02	15.84	32.5	0.37	11.61	0.55	0.33	0.04	0.02	90.65	Chl
M44a.44	30.73	0.39	17.95	32.08	0.44	12.19	0.75	0.17	0.01	0	94.71	Chl

sample M44a (continued)												
Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
M44a.45	29.85	0.02	16.46	31.94	0.39	11.03	0.53	0.22	0.02	0	90.46	Chl
M44a.46	28.6	0	16.98	33.22	0.42	11.42	0.51	0.02	0.03	0	91.2	Chl
M44a.53	27.56	0	15.21	31.71	0.41	11.29	0.44	0	0.02	0	86.64	Chl
M44a.54	28.36	0	15.6	33.04	0.4	10.89	0.53	0.11	0.02	0.02	88.97	Chl
M44a.52	36.41	0.01	21.41	14.39	0.1	0.02	22.68	0	0.01	0.02	95.05	Ept
M44a.42	0.05	44.55	0.04	43.88	5.26	0	0.32	0	0	0.01	94.11	Ilm
<u>average</u>	51.66	0.69	2.74	8.71	0.20	16.48	19.50	0.27	0.00	0.32	100.58	Cpx
<u>average</u>	66.66	0.00	21.41	0.28	0.01	0.09	1.20	11.45	0.35	0.01	101.44	Plg
<u>average</u>	29.14	0.06	16.26	32.41	0.40	11.43	0.55	0.13	0.02	0.01	90.42	Chl
<u>average</u>	36.41	0.01	21.41	14.39	0.1	0.02	22.68	0	0.01	0.02	95.05	Ept
<u>average</u>	0.05	44.55	0.04	43.88	5.26	0	0.32	0	0	0.01	94.11	Ilm

جدول ۴-۱۱- نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی بر روی بازالت‌های سلطان میدان - مقطع شماره‌ی Kh9.

Location		Khoshyeilaq area (Kh9)										
Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
Kh9.2	51.07	1.05	1.2	15.27	0.2	13.48	18.33	0.21	0.01	0.03	100.85	Cpx
Kh9.3	51.34	0.87	1.33	14.53	0.39	13.66	18.19	0.58	0.02	0.05	100.96	Cpx
Kh9.8	52.48	0.28	2.43	4.12	0.1	17.79	22.19	0.2	0	1.27	100.86	Cpx
Kh9.9	52.19	0.4	2.35	4.28	0.09	18.1	22.12	0	0	1	100.53	Cpx
Kh9.10	52.36	0.39	2.83	4.28	0.06	17.53	22.07	0.09	0.01	1.21	100.83	Cpx
Kh9.11	52.2	0.48	2.4	4.29	0.09	17.94	21.99	0.07	0	0.98	100.44	Cpx
Kh9.12	52.83	0.35	2.53	4.02	0.11	17.78	22	0.16	0	1.21	100.99	Cpx
Kh9.14	53.01	0.35	2.08	4.35	0.1	18.14	21.74	0.14	0.01	0.81	100.73	Cpx
Kh9.15	51.86	0.88	1.73	12.11	0.27	16.12	17.58	0.22	0	0.08	100.85	Cpx
Kh9.16	52.36	0.66	2.07	9.73	0.19	17.2	18.02	0	0.02	0.11	100.36	Cpx
Kh9.17	51.71	1.04	2.26	10.08	0.22	16.03	19.15	0.27	0.01	0.09	100.86	Cpx
Kh9.18	51.55	0.98	1.68	14.03	0.31	14.44	17.76	0.04	0.01	0	100.8	Cpx
Kh9.24	53	0.69	2.01	8.37	0.19	17.12	19.06	0.24	0	0.11	100.79	Cpx
Kh9.25	52.7	0.67	2.05	8.57	0.2	17.36	19.45	0.3	0.05	0.14	101.49	Cpx
Kh9.26	53.79	0.6	2.54	8.43	0.2	17.27	16.64	0.35	0	0.12	99.94	Cpx
Kh9.27	51.9	0.79	2.29	8.61	0.22	17.04	19.12	0.24	0	0.17	100.38	Cpx
Kh9.28	51.6	0.98	1	10.68	0.21	15.95	18.59	0.23	0	0.09	99.33	Cpx
Kh9.29	51.96	0.72	2.17	8.77	0.23	16.6	19.21	0.27	0.01	0.13	100.07	Cpx
Kh9.30	52.08	0.72	2.14	9.28	0.2	17.41	18.55	0.21	0.01	0.11	100.71	Cpx
Kh9.31	51.36	0.78	2.26	9.4	0.24	17.08	19.38	0.17	0	0.1	100.77	Cpx
Kh9.32	51.72	0.56	1.97	8.93	0.19	17.51	19.13	0.24	0.01	0.09	100.35	Cpx
Kh9.33	51.48	0.94	1.7	11.97	0.25	15.28	18.27	0.21	0	0.03	100.13	Cpx
Kh9.5	53.53	0.09	28.67	1.04	0	0.13	12.33	4.5	0.49	0	100.78	Plg
Kh9.6	54.24	0.21	28.04	1.35	0	0.05	11.75	4.75	0.45	0.02	100.86	Plg
Kh9.7	67.68	0.09	20.38	0.39	0	0	0.49	10.77	0.05	0	99.85	Plg
Kh9.20	31.68	0.07	13.66	27.63	0.17	14.6	0.85	0	0.04	0.01	88.71	Chl
Kh9.21	33.34	0.02	14.65	28	0.15	15.51	0.78	0.04	0.03	0	92.52	Chl
Kh9.1	0.62	19.76	0.68	72.07	0.12	0.04	0.32	0	0.02	0	93.63	Ti-Mt
Kh9.4	0.8	20.28	0.56	70.8	0.16	0	0.39	0.06	0.01	0.02	93.08	Ti-Mt
Kh9.19	0.16	23.8	1.71	66.83	0.12	0.33	0.15	0.06	0	0.02	93.18	Ti-Mt
Kh9.34	0.06	22.47	1.75	68.1	0.15	0	0.03	0.05	0	0.04	92.65	Ti-Mt
<u>average</u>	52.12	0.69	2.05	8.82	0.19	16.67	19.48	0.20	0.01	0.36	100.59	Cpx
<u>average</u>	58.48	0.13	25.70	0.93	0.00	0.06	8.19	6.67	0.33	0.01	100.50	Plg
<u>average</u>	32.51	0.05	14.16	27.82	0.16	15.06	0.82	0.02	0.04	0.01	90.62	Chl
<u>average</u>	0.41	21.58	1.18	69.45	0.14	0.09	0.22	0.04	0.01	0.02	93.14	Ti-Mt

percent partial melting of an enriched garnet peridotitic mantle source and depths of about 100 to 110 kilometers in an extensional intra-continental rift setting. Elemental and isotopic ratios in Soltan Maidan Basalts indicate that they generated from anasthenospheric mantle source with some depletion and then enriched as a result of the mixing and interaction with the sub-continental lithospheric mantle (SCLM). So that stops mantle plume beneath the lithosphere and interactions between plume and sub-continental lithospheric mantle has provided the appropriate conditions for the source mixing.

In addition to Soltan Maidan basalts, the lower-middle Palaeozoic basic magmatism in the study area is seen with smaller volume as dyke, sill and lava in the Ghelli, Padeha and Khoshyeilq formations. Basic rocks in the Ghelli Formation and Devonian rock units have transitional-alkaline and alkaline nature, respectively, and similar to Soltan Maidan basalts were formed in intra-continental rift setting. Magmatic nature and tectonic setting of basaltic rocks in the studied area with the presence of many disconformities and absence of any angular unconformity in the Ordovician to Devonian rock units, indicating the persistence of a long-term extensional intra-continental (rifting) condition and upright tectonic movements (vertical) in this part of the Alborz. Also, evidence indicates emplacement of a shallow granitic pluton, simultaneous with Soltan Maidan Basaltic Complex in the study area. Coarse fragments of this granite can be seen in the conglomerate intercalations of this complex. Evidence suggests that short period between crystallization of granitic magma in deep to exhumation, erosion and the company of coarse fragments in the conglomerate intercalations is related to emplacement of granitic pluton in the relatively low depths and also severe uplift in the study area at this time. Since petrographic evidence and the results of thermobarometry on the Soltan Maidan basalts suggest hold of primary magma within the magma chamber/chambers located at depths less than about 23 km in the crust, probably hold large amounts of hot mantle magma in the shallow depths, and the transfer of latent heat of crystallization, leading to melting of crustal materials and the formation of granitic magma in these depths (bimodal magmatism).

Soltan Maidan basalt properties such as the nature, thickness and tectonic setting of eruption are very similar to the flood basalts and large igneous provinces (LIPs). It appears that due to the high volume of magmatism in the study area, intra-continental rift setting, as well as relationship between magmatic activity with presence of mantle plumes and also near the eruption location to the birth place of Paleo-Tethys oceanic crust, this magmatic activity has played an effecting role in breakup and separation of continental lithosphere. Also, many similarities between Soltan Maidan Basaltic Complex and LIPs can be indicative of the fact that this huge basaltic complex may be part of a LIP that mainly is gone as a result of factors such as erosion, continental breakup and/or subsequent subduction.

Keywords: Soltan Maidan Basaltic Complex, Lower Paleozoic, Rifting, Paleotethys, Shahrood.

Abstract:

Soltan Maidan Basaltic Complex (SMBC) crops out with a NE–SW trend in the eastern part of Alborz mountain range in northwest to northeast of Shahrood. This complex consists of basaltic lava flows, basaltic agglomerates, tuffs and some thin sedimentary intercalations that accumulated during the magmatic activity. In this study, with regard to the extent and thickness of the basaltic complex, three main and proper outcrop of this complex in the near of villages of Nekarman (Kaludar valley), Galeh-e-Nowkhareqan (Cheshmeh-Seyed valley) and Khoshyeilaq were selected and scrutinized. Soltan Maidan Basaltic Complex lies conformably on the Ghelli Formation and is covered with disconformity by Padeha Formation. Careful measurements show that thickness of this complex is 436, 1286 and at least 880 meters in the Kaludar valley, Cheshmeh-Seyed valley and east of the Khoshyeilaq village, respectively.

Generally in the geological maps and various sources the age of Soltan Maidan Basaltic Complex has been attributed to the Silurian and also its formation environment has been considered as submarine. But the study of fossils found in the shale intercalations of this complex show late Ordovician to early late Silurian age for it. Also, various evidence such as presence of green shale-siltstone interlayer's with marine palynomorphs and brachiopods, pillow lavas, columnar joints and thin interlayers of red sandstones in different parts of this complex show that it was accumulated in both subaerial and submarine environments.

Petrographic studies show that Soltan Maidan basalts are relatively uniform in mineralogy composition and they generally have been undergone slight to severe alteration degrees. In these rocks, labradorite plagioclase and augite clinopyroxene are major minerals, and Fe-Ti oxides and sometimes olivine form accessory minerals. Also chlorite, epidote, calcite, quartz, sphene and Fe-Ti oxides are the most important secondary minerals and chloritization is the most predominant alteration in this complex. The most important textures in the Soltan Maidan basaltic rocks include porphyritic with microlitic and/or microlitic-glassy groundmass, microlitic, seriate, trachytic, ophitic, sub-ophitic, intersertal, amygdaloidal and glomeroporphyritic. Mineralogical and textural properties of studied rocks show emplacement of magma in magma chamber/chambers and develop of them through fractional crystallization before the final ascent.

Microprobe results indicate liberate calcium and import sodium to composition of most plagioclases and in spite of remains a few amount of labradorite (An_{56} to An_{64}), plagioclases generally have undergone albitization process (An_{1-2}). Despite the altered plagioclase, clinopyroxene generally are not altered. Thermobarometry results on the clinopyroxene indicate that they have crystallized in temperatures between about 1100°C to 1200°C, pressures lower than 6 kbar and show that they have crystallized in magma chamber/chambers located at depths lower than 23 kilometers.

Geochemical evidence indicate transitional to alkaline nature of the primary magma, genetic relationship between all rocks of this complex via fractional crystallization and no or weak role of magmatic contamination in magma evolution. Also different geochemical evidence and diagrams show generation of primary magma by about 10-20



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Petrology Department

Title:

**Petrology, geochemistry and geodynamic model of Soltan
Maydan Basaltic Complex (SMBC), north of Shahrood**

Author:

Morteza Derakhshi

Supervisor:

Dr. Habibollah Ghasemi

Advisor:

Dr. Azizollah Taheri

Thesis Submitted for PhD Degree

Summer 2014