





دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

رساله دکتری

پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین ساختی
سنگ‌های مافیک - فرامافیک شمال باختر تا جنوب باختر مشهد

نگارنده: محسن مباشری

استاد راهنما

دکتر حبیب الله قاسمی

استاد مشاور

دکتر بهنام رحیمی

شماره: ۹۸۰۱۰۱۱۹۳

تاریخ: ۹۸/۱۰/۲۱

ویرایش:

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره ۱۲: صورت جلسه نهایی دفاع از رساله دکتری (Ph.D)
(ویژه دانشجویان ورودی های ۹۴ و ما قبل)

بدینوسیله گواهی می شود آقای محسن مباشری دانشجوی دکتری رشته پترولوژی به شماره دانشجویی ۹۳۰۱۲۹۵ و ورودی مهر ماه سال ۱۳۹۳ در تاریخ ۱۳۹۸/۱۰/۰۴ از رساله نظری / عملی خود با عنوان: پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین ساختی سنگ های مافیک- فرامافیک شمال باختر تا جنوب باختر مشهد و با اخذ نمره ۱۹.۷۳ 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	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱	استاد راهنما	دکتر حبیب ا... قاسمی	استاد	
	استاد مشاور	دکتر بهنام رحیمی	استاد	ع
۲	استاد داور داخلی	دکتر محمود صادقیان	دانشیار	
۳	استاد داور داخلی	دکتر مهدی رضایی	استادیار	
۴	استاد داور خارجی	دکتر قاسم قربانی	دانشیار	
۵	نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر مریم شیعی	استادیار	

مدیر محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه:

ضمن تأیید مراتب فوق مقرر فرمائید اقدامات لازم در خصوص انجام مراحل دانش آموختگی آقای محسن مباشری بعمل آید.

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: پرویز امیدی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

از طرف: مسعود علی پورامل

۹۸/۱۰/۲۱

تقدیم به استاد و معلم بزرگوارم

جناب دکتر حبیب اللہ قاسمی

تشکر و قدردانی

بی‌گمان آغاز، انجام و سرانجام این رساله مرهون راهنمای‌ها و همکاری‌های صبورانه و توجه مستمر استاد بزرگوارم جناب دکتر حبیب الله قاسمی است. ایشان در تمام مراحل این رساله با بینش گسترده و فراخ دستی بسیار مشکلات متعدد پیرامون این رساله را تسهیل و انجام آن را میسر نمودند. دریغا که برای تشکر از زحمات بی‌شائبه شان کلمه‌ای مناسب نیافتم. از استاد گرانقدرم جناب دکتر بهنام رحیمی از دانشگاه فردوسی مشهد که زحمت مشاوره این رساله را بر عهده داشتند و رهنمودهایشان چراغ راه این رساله بود و از استاد عزیزم جناب دکتر مسیب سبزه‌ئی بخاطر راهنمایی‌های ارزنده‌شان که کمک شایان توجهی به درک صحیح مسائل زمین شناختی پیرامون این سنگ‌ها نمود صمیمانه قدردانی می‌کنم. جناب پروفیسور کارلوس جی گاریدو Carlos J. Garrido، پروفیسور کارول هیداس Károly Hidas، پروفیسور کلودیو مارچسی Claudio Marchesi، اعضای هیئت علمی گروه پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی دانشگاه گرانادا اسپانیا، که بخش ابزاری و آنالیزی این رساله را حمایت کردند و مهندس مانوئل آلپیسست MJ Román-Alpiste، سرکار خانم کارولینا لویز آتینزا Carolina Lopez Atienza، خانم کریستینا تورتوسا Cristina Tortosa و خانم اینما مارتینز Inma Martínez (محققین و کارکنان انستیتو علوم زمین آندلوس اسپانیا) بخاطر همکاری صبورانه در انجام پروسه آزمایشگاهی تشکر و قدردانی می‌نمایم.

درد و سپاس فراوان به دوستان گرامی جناب آقای دکتر مجتبی رستمی حصوری که در کلیه مراحل این رساله یار و همراه بنده بودند، سرکار خانم مهندس حدیثه آقایی قوجه، دکتر مرضیه ویس کرمی، سرکار خانم دکتر سولماز بلوچی، سرکار خانم دکتر آذین نادری، سرکار خانم دکتر فضیلت یوسفی، مهندس مهدی بازاری و مهندس علی خرم‌روز که زحمات زیادی از جانب بنده در روند انجام این رساله متوجه‌شان بوده است.

جناب آقای دکتر آرش گورابجیری پور مدیریت شرکت کارند صدر جهان با اهدای گرنت مالی به منظور تامین بخشی از هزینه فرصت مطالعاتی انجام این پروژه را میسر نمودند. ریاست محترم دانشکده علوم زمین دکتر پرویز امید، مدیر گروه محترم دکتر جعفری و اساتید محترم دانشکده علوم زمین دکتر محمود صادقیان، دکتر مریم شبیبی، دکتر مهدی رضایی، دکتر فردین موسیوند، سرکار خانم مهندس زهره فارسی، جناب آقای و جناب محمدیان در مراحل مختلف این پروژه از هیچ کمکی دریغ ننمودند، اجرشان ماجور باد.

تعهدنامه

اینجانب محسن مباحثی دانشجوی دوره دکتری رشته زمین‌شناسی گرایش پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مافیک - فرامافیک شمال‌باختر تا جنوب‌باختر مشهد تحت راهنمایی دکتر حبیب الله قاسمی متعهد می‌شوم: تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است. در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است. مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است. کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید . حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می‌گردد. در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است. در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب ، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده است) 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 پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

چکیده

مجموعه سنگ‌های فرامافیک و مافیک همتافت شاندیز- ویرانی- مشهد (Shandiz- Virani- Mashhad Complex- SVMC) به طول تقریبی ۳۲ کیلومتر از حاشیه غربی مشهد تا ویرانی و خاور شاندیز رخنمون دارند. این سنگها به عنوان بقایایی فسیل شده اقیانوس پالئوتتیس تفسیر شده‌اند. اما برخی از بررسی‌ها زمین‌شناختی صورت گرفته شواهدی را مطرح و اثبات می‌کند که با ماهیت افیولیتی سنگ‌های فرامافیک- مافیک این همتافت در تضاد است. مطالعات دقیق انجام گرفته بر روی سنگ‌های فرامافیک حاکی از آن است که این سنگ‌ها بر اساس مسائل سنگ‌شناختی، روابط صحرایی، سنگ‌نگاری، چینه نگاری داخلی می‌توانند دارای ماهیت آتشفشانی و کماته‌ایتی باشند. این سنگ‌ها دارای طیف گسترده‌ای از رخساره‌های آتشفشانی نظیر روانه‌های کانالی، روانه‌های صفحه‌ای، لُب‌های گدازه‌ای، گدازه‌های بالشی و ستون‌های منشوری می‌باشند. کماته‌ایت‌های این همتافت از لحاظ ویژگی‌های سنگ- رخساره‌ای شامل سه گروه روانه‌های تفریق یافته، تفریق نیافته و گدازه‌های بالشی می‌باشند. این سنگ‌ها همچنین طیفی گسترده از بافت‌ها و ساختارهای بسیار منحصر به فرد و جالب نظیر بافت‌های سوزنی- تصادفی پیروکسن (پیروکسن میکرواسپینیفکس)، بافت‌های ناودانی و جناغی الیوین، بافت پیروکسن ناودانی، بافت الیوین اسکلتی، بافت پیروکسن اسکلتی، درهم رشدی پیروکسن و پلاژیوکلاز، بافت پیروکسن دندریتی، پیروکسن‌های تار مانند، پیروکسن‌های شاخه‌ای، بافت الیوین هاریسیت، الیوین ارتوکومولا، الیوین مزوکومولا و الیوین ادکومولا را نشان می‌دهند. چینه نگاری داخلی روانه‌های تفریق یافته و تفریق نیافته حاکی از آن است که هر دو نوع روانه دارای زون بندی می‌باشند. در این همتافت همچنین مجموعه‌ای از سیل‌های آمفیبول گابرویی قابل مشاهده است که در توالی رسوبی آتشفشانی SVMC به صورت سیل و گاهی دایک نفوذ کرده‌اند. کماته‌ایت‌های SVMC همانند کماته‌ایت‌های باربرتون دارای مقادیر پایینی از نسبت Al_2O_3/TiO_2 و مقادیر بالا از نسبت $(Gd/Yb)_N$ می‌باشند. به این لحاظ، این کماته‌ایت‌ها در دسته کماته‌ایت‌های تهی‌شده از Al یا ADKs (Aluminium-Depleted Komatiites) و بر اساس تقسیم بندی (Arndt et al. 2008) در گروه

کماته‌ای‌های نوع باربر تونی طبقه‌بندی می‌شوند. تعیین دمای تبلور ماگمای کماته‌ایتی SVMC نیز حاکی از آن است که حداقل دمای فوران برای کماته‌ایت‌های SVMC حدود 1529 ± 30 درجه سانتی‌گراد می‌باشد. نتایج سن‌سنجی بدست آمده از این سنگ‌ها در این پژوهش با روش U-Pb و بر روی کانی زیرکن بسیار جالب، چالش‌برانگیز و حتی گیج‌کننده است. نتایج با سن‌های گذشته بسیار متفاوت است. در سن‌سنجی‌های U-Pb انجام شده تمامی سن‌های بدست آمده متعلق به ائون پرکامبرین می‌باشند. اما با توجه به شواهد صحرایی، زمین‌شناختی و سن‌های بیواستراتیگرافی ما معتقدیم که جریان‌ات گدازه‌ای کماته‌ایتی SVMC همگی متعلق به اواخر پالئوزوئیک بوده و زیرکن‌های با سن پرکامبرین نیز از منابع لیتوسفری عمیق‌تر به ارث رسیده‌اند. به طور کلی محتوای بالای Mg در کماته‌ایت‌ها (MgO بیش از ۳۰ wt.%)، دمای فوران بسیار بالا و مطالعات پترولوژی تجربی حاکی از آن است که ماگماهای والد کماته‌ایتی از تنوره‌های داغ گوشته‌ای منشا می‌گیرند. اما در شمال شرقی ایران همراهی سنگهای کماته‌ایتی سرچشمه گرفته از تنوره گوشته‌ای داغ با رسوبات تشکیل شده در کمان‌های آتش‌فشانی، بازالت‌ها، آندزیت‌ها و توده‌های گرانیتوئیدی مرتبط با زون‌های فروران‌ش (گرانیتوئیدهای مشهد)، چالش برانگیز است. ما برای توضیح این دوگانگی، برخورد یک تنوره گوشته‌ای با زون فروران‌ش مشهد- فریمان را پیشنهاد می‌کنیم. تعامل تنوره-کمان می‌تواند بهترین مدل زمین‌دینامیکی برای همراهی سنگ‌های تشکیل شده در تنوره گوشته‌ای و سنگهای مرتبط با زون‌های فروران‌ش در شمال شرقی ایران باشد. بر طبق این نظریه در SVMC مذاب والد ماگمای کماته‌ایتی از یک پلوم گوشته‌ای سرچشمه گرفته است، که با زون فروران‌ش مشهد- فریمان برخورد داشته است. به عبارت دیگر در اینجا تقابل پدیده‌ای نظیر پلوم با این محیط تکتونیکی منجر به ایجاد ویژگیهای از هر دو شده است.

واژه‌های کلیدی: میکرواسپینیفکس، هاریسیت، کماته‌ایت، گابرو، ژئوشیمی، ژئوکرونولوژی، تنوره گوشته‌ای، کمان، مشهد

قومی به گمان، فتاده در راه یقین

قومی متکبرند اندر ره دین

"حضرت عمر خیام"

کای بیخبران راه نه آنست و نه این

میت‌رم از آن که بانگ آید روزی

۱- مباشری، م؛ قاسمی، ح؛ رحیمی، ب؛ رستمی، م. (۱۳۹۸) "بافت‌های اسکلتی، میکرواسپینیفکس و هاریسیت در سیل‌ها و گدازه‌های کماته‌ایتی پالئوزوئیک بالایی مشهد- ویرانی، شمال خاوری ایران" مجله زمین‌شناسی اقتصادی مشهد، ۱۱ (۲)، ۲۳۷-۲۵۵.



بافت‌های اسکلتی، میکرواسپینیفکس و هاریسیت در سیل‌ها و گدازه‌های کماته‌ایتی پالئوزوئیک بالایی مشهد- ویرانی، شمال خاوری ایران

محسن مباشری^{۱*}، حبیب‌الله قاسمی^۱، بهنام رحیمی^۲ و مجتبی رستمی^۱ حوضی

(۱) گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

(۲) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۵/۰۵، پذیرش: ۱۳۹۷/۰۱/۱۹

چکیده

بافت‌های اسکلتی، میکرواسپینیفکس و هاریسیت به‌عنوان نخستین شواهد بارز از وجود گدازه‌ها و سیل‌های کم‌عمق کماته‌ایتی در همتافت مشهد- ویرانی گزارش شده‌اند. این همتافت که تاکنون به‌عنوان توالی افیولیتی منظور شده است، از نظر سنگ‌شناسی شامل سیل‌های ورلیتی- گابرویی و پیروکسنیتی، سیل‌ها و دایک‌های آمفیبول گابرویی و روانه‌های تفریق‌یافته کماته‌ایت بازالتی با بافت‌های میکرواسپینیفکس است که در تناوب با لایه‌های رسوبی دگرگون‌شده پالئوزوئیک بالایی قرار دارند. برای نخستین‌بار، بافت‌های ناتعادلی اسپینیفکس و هاریسیت در این سیل‌های کم‌عمق ورلیتی- گابرویی و سنگ‌های خروجی یافت و گزارش شده‌اند. نرخ سردشدگی و گرا دیان حرارتی در سنگ‌های خروجی و آب‌سیرشدگی، گاززدایی و اختلاط ماگمایی در سنگ‌های نفوذی کم‌عمق از مهم‌ترین عوامل ایجاد بافت‌های ناتعادلی بوده‌اند. بررسی‌های دما- فشارسنجی بر روی آمفیبول گابروهای این همتافت بیانگر فشار میانگین ۲/۴ کیلو بار و دمای میانگین ۱۲۲۲ درجه سانتی‌گراد برای تبلور آنهاست که با شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و شرایط تبلور این گونه از ماگماها کاملاً سازگار است.

واژه‌های کلیدی: اسکلتی، اسپینیفکس، هاریسیت، کماته‌ایت، مشهد- ویرانی، پالئوزوئیک بالایی

مقدمه

همتافت اشاره کرده است. این همتافت همچنین در دوره تریاس مورد هجوم توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی نوع S قرار گرفته است (Karimpour et al., 2014). کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al., 2011; Karimpour et al., 2014) معتقدند که این توده‌ها در رژیم کمانی در طول زون فرورانش اقیانوس تیس کهن به زیر ورقه توران تشکیل شده‌اند. به‌طور کلی، از دیدگاه بیشتر زمین‌شناسان، همتافت مشهد- ویرانی

همتافت مشهد- ویرانی شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های فرامافیک- مافیک و رسوب‌های توریدایتی است که همگی متحمل دگرگونی ضعیف و دگرریختی شدید شده‌اند. علوی (Alavi, 1979) به وجود پریدوتیت‌های سربانتینی و دگرگون‌شده، گابروها و میان‌لایه‌های نازک چرتی و سنگ‌های دگرگونی درجه پایین (اسلیت، مرمر و کوارتزیت) در این

۲- مباشری، م؛ قاسمی، ح؛ رحیمی، ب؛ گورابجیری پور، آ. (پذیرش شده) " شیمی کانی و دماسنجی گدازه‌های فرامافیک با منیزیم بالا (کما ته‌ایت) شمال خاوری ایران: شواهدی از تعامل تنوره گوشته‌ای-کمان در پهنه فرورانش پالتوزوئیک بالایی مشهد- فریمان"، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان.

پترولوژی، سال دهم، شماره سی و نهم، پاییز ۱۳۹۸، صفحه ۲۵-۵۲

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۸/۰۸

تاریخ بازنگری: ۱۳۹۷/۰۶/۳۰

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۱۲/۱۴

شیمی کانی و دماسنجی گدازه‌های الترامافیک با منیزیم بالا (کما ته‌ایت)

شمال خاوری ایران: نشانه‌هایی از تعامل تنوره گوشته‌ای-کمان

در پهنه فرورانش پالتوزوئیک بالایی مشهد- فریمان

محسن مباشری^۱، حبیب‌الله قاسمی^{۱*}، بهنام رحیمی^۲ و آرش گورابجیری پور^۳

^۱ گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی، مشهد، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد میانه، میانه، ایران

چکیده

در شمال خاوری ایران رخنمون‌هایی از سنگ‌های کما ته‌ایتی دیده می‌شوند که پیش از این توالی افیولیتی آرمانی و مرتبط با بسته‌شدن اقیانوس تتیس کهن دانسته شده‌اند. برپایه بررسی‌های دقیق صحرایی، روانه‌های کما ته‌ایتی مجموعه‌های شان‌دیز- ویرانی- مشهد و فریمان، به‌صورت میان‌لایه‌ای با رسوب‌های توریدایتی زیردریایی پالتوزوئیک بالایی (کربونيفر- پرمین) همراه می‌شوند. این سنگ‌ها طیف گسترده‌ای از رخساره‌های آتشفشانی دارند و از دیدگاه ویژگی‌های رخساره‌ای، به سه گروه روانه‌های جدایش‌یافته، جدایش‌نیافته و گدازه‌های بالشی با ساختارها و بافت‌های آذرین بیرونی گوناگون، بافت‌های انباشتی، زمینه شیشه‌ای، با کانی‌های اصلی الیوین، کروم‌اسپینل، کلینوپروکسن و آمفیبول دسته‌بندی می‌شوند. در این مقاله، برپایه شواهدی روشن از ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری، چینه‌نگاری درونی و شیمی کانی، سرشت کما ته‌ایتی این مجموعه سنگ‌ها اثبات شده است. همچنین، برخورد تنوره‌ای گوشته‌ای با پهنه فرورانش در پالتوزوئیک پایانی (پرمین)، تتیس کهن در شمال خاوری ایران عامل سنگ‌زادی درگیر در پیدایش ماگمای کما ته‌ایتی دانسته شده است. این الگو به‌خوبی تنوع سنگی و ویژگی‌های متفاوت زمین‌شیمیایی سنگ‌های بررسی‌شده را توجیه و تفسیر می‌کند.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، دماسنجی، کما ته‌ایت، مشهد، فریمان، ایران

مقدمه

دوران فانروزوئیک بسیار کمیاب هستند.

سنگ‌های آذرین بیرونی الترامافیک در کما ته‌ایت‌های کرتاسه در جزیره گروگنا در

* h-ghasemi@Shahroodut.ac.ir

Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

ب: مقالات کنفرانسی

1- M. Mobasheri, C.J. Garrido, H. GHASEMI, C. Marchesi, B. Rahimi; K. Hidas, A. Gourabjiri-pour (2019) “Field evidence and geochemistry of komatiites from the Shandiz-Virani-Mashhad Complexe, Northeast Iran” Goldschmidt Conference, Barcelona, Spain.



Mohsen Mobasheri

This letter is to certify that the abstract

Field Evidence and Geochemistry of Komatiites from the Shandiz-Virani-Mashhad Complexe, Northeast Iran
Mobasheri M, Garrido C, Ghasemi H, Marchesi C, Rahimi B, Hidas K & Gourabjiri-pour A

is accepted for presentation at Goldschmidt2019.

It is scheduled for presentation as follows:
Poster at 17:30 on Monday 19th August

Yours faithfully,



Jacquie Storey
Conference Organiser
On behalf of the Organising Committee of Goldschmidt2019

۲- مباشری، م؛ قاسمی، ح؛ رحیمی، ب؛ رستمی، م. (۱۳۹۵a) "شیمی کانی و دما-فشار سنجی گابروهای باختر مشهد- ویرانی (شمال خاوری ایران)" بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران- شاهرود.



**بیست و چهارمین
همایش بلورشناسی
و کانی‌شناسی ایران**

۶ و ۷ بهمن ماه ۱۳۹۵
دانشگاه صنعتی شاهرود



دانشگاه صنعتی شاهرود

پژوهشگران گرامی محسن مباشری، حبیب‌الله قاسمی، بهنام رحیمی و مجتبی رستمی حضوری
پیشوایان حضور ارزشمند شما در بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران و ارائه مقاله‌ای تحت عنوان "شیمی کانی و دما - فشار سنجی گابروهای باختر مشهد - ویرانی
(شمال خاوری ایران)" بسیار گرامی می‌شود. موفقیت شما در تالی عرصه‌های نوین از خداوند متان خواستاریم.

دیر علمی مجلس



دکتر امیر حسین کوحاکی

شماره:
تاریخ:



۳- مباشری، م؛ قاسمی، ح؛ رحیمی، ب؛ رستمی، م. (۱۳۹۵b) "تنوع بافت‌های لیوین در کمات‌های هم‌تافت مشهد- ویرانی" سی و پنجمین گردهمایی ملی علوم زمین- تهران.



۴- مباشری، م.؛ قاسمی، ح.؛ گاریدو، ک.؛ رحیمی، ب.؛ هیداس، ک.؛ گورابجیری پور، آ.؛ مارچسی، ک. (۱۳۹۷) "منشا و اهمیت آمفیبول‌های ماگمایی در پتروژنز کمات‌های هم‌تافت مشهد- فریمان، بینشی جدید در ارتباط با ژئودینامیک پالتوتیس در شمال شرقی ایران" بیست و ششمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران- قزوین.



دانشگاه بین‌المللی امام خمینی
IMAM KHOMEINI
INTERNATIONAL UNIVERSITY

پروژه گستران گرامی: محسن مباشری، حبیب‌الله قاسمی، کارلوس بی‌کالدو، بهنام رحیمی، کارل میداس، آرش کورادجیری پور، گوئیو مارچی

باساس از حضور ارزنده‌شان در بیست و ششمین همایش ملی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، متذکر شایسته عنوان "منشأ و اهمیت آمفیبول‌های مگمایی در پتروژنز کمات‌های هم‌تافت" می‌باشم و فریاد می‌کنم:

منشی جدید در ارتباط با ژئودینامیک پالتوتیس در شمال شرقی ایران در این همایش پرزده و ارزنده است. موفقت شمارا در تمامی عرصه‌های زندگی از خداوند متعال خواستاریم.

دکتر عباس آسیان‌نیا

رئیس انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

کلوای ارزنده متعار

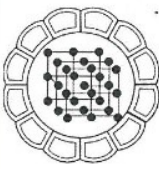
بیست و ششمین همایش ملی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

۳ و ۴ بهمن ۱۳۹۷، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره) - قزوین



دکتر امیرحسین کوحاری

رئیس انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران



انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

کد اختصاصی همایش: ۹۳۳۰۱-۹۷۱۸۰

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
فصل اول: کلیات.....	۱
۱-۱ مقدمه.....	۲
۱-۲ ضرورت تحقیق، اهداف و ساختار رساله.....	۵
۱-۲-۱ ضرورت انجام تحقیق.....	۵
۱-۲-۲ اهداف رساله.....	۷
۱-۲-۳ ساختار رساله.....	۷
۱-۳ روش شناسی.....	۱۱
۱-۳-۱ نمونه برداری.....	۱۱
۱-۳-۲ آماده سازی نمونه‌ها.....	۱۲
۱-۳-۳ تهیه مقاطع نازک.....	۱۴
۱-۳-۴ آماده سازی پودر سنگ کل.....	۱۴
۱-۳-۵ جدایش زیرکن.....	۱۶
۱-۴ روش‌های آنالیز.....	۱۹
۱-۴-۱ آنالیز فلوتورسانی پرتو ایکس.....	۱۹
۱-۴-۲ میکروسکوپ الکترونی روبشی.....	۱۹
۱-۴-۳ آنالیز الکترون میکروپروب.....	۲۰
۱-۴-۴ آنالیز طیف نمایی جرمی نشری پلاسمای جفت شده القایی.....	۲۰
۱-۴-۵ آنالیز ایزوتوپی U-Pb با روش LA-ICP-MS.....	۲۱
۱-۴-۶ نرم افزار و پردازش داده‌ها.....	۲۳
۱-۵ اطلاعات جغرافیایی و ریخت‌شناسی.....	۲۴
۱-۵-۱ موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی.....	۲۴
۱-۵-۲ ریخت‌شناسی.....	۲۴
۱-۵-۳ سیستم‌های شکل‌زایی ناشی از فرسایش.....	۲۸
۱-۵-۴ آب و هوا و پوشش گیاهی.....	۲۹
۱-۵-۵ پیشینه مطالعات.....	۳۱
فصل دوم: جایگاه زمین‌شناسی و روابط صحرایی.....	۳۷
۲-۱ جایگاه زمین‌شناسی.....	۳۸
۲-۲ کلیاتی درباره سرگذشت رشته کوه‌های بینالود.....	۴۰
۲-۳ چین‌نگاری.....	۴۳
۲-۴ مطالعات و روابط صحرایی.....	۴۷
۲-۵ کماتیت و مسئله بافت اسپینیفکس.....	۵۳
فصل سوم: سنگ‌نگاری و چین‌نگاری داخلی.....	۵۷
۳-۱ مقدمه.....	۵۸

۳-۲	روانه‌های کما‌ته‌ایتی تفریق یافته.....	۵۹
۳-۳	کما‌ته‌ایت‌های تفریق نیافته	۷۳
۳-۴	گدازه‌های بالشی فرامافیک	۷۴
۳-۵	بازالت‌ها.....	۷۵
۳-۶	سیل و دایک‌های گابرویی	۷۵
۳-۷	ساز و کار تشکیل بافت‌های اسکلتی و اسپینیفکس	۷۷
۳-۸	ساز و کار تشکیل بافت‌های هاریسیت.....	۸۶
۸۹	فصل چهارم: شیمی کانی.....	
۴-۴۱	شیمی کانی‌های تشکیل‌دهنده روانه‌های کما‌ته‌ایتی SVMC.....	۹۰
۴-۱-۱	الیوین	۹۰
۴-۱-۲	کلینوپیروکسن.....	۹۰
۴-۱-۳	آمفیبول.....	۹۳
۴-۱-۴	پلاژیوکلاز	۹۷
۴-۱-۵	کروم اسپینل.....	۹۷
۴-۲	مسئله آمفیبول در روانه‌های کما‌ته‌ایتی مورد مطالعه.....	۹۸
۴-۳	تمایز محیط زمین‌ساختی بر اساس شیمی کانی.....	۹۹
۱۰۵	فصل پنجم: زمین شیمی.....	
۵-۱	مقدمه	۱۰۶
۵-۲	رده‌بندی زمین‌شیمیایی	۱۱۱
۵-۳	ویژگی‌های زمین‌شیمیایی.....	۱۱۴
۱۲۵	فصل ششم: تعیین سن ایزوتوپی.....	
۶-۱	مقدمه	۱۲۶
۶-۲	پیشینه ی از مطالعات بیواستراتیگرافی و برخی از تعیین سن‌های ایزوتوپی در SVMC.....	۱۲۶
۶-۳	سن سنجی U-Pb بر روی SVMC.....	۱۲۷
۶-۴	نتایج سن‌سنجی ایزوتوپی U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های SVMC.....	۱۳۱
۶-۵	تفسیر و تلفیق نتایج سن سنجی ایزوتوپی U-Pb با شواهد صحرایی.....	۱۳۶
۱۴۵	فصل هفتم: پتروژنز و تحولات ژئودینامیکی.....	
۷-۱	مقدمه	۱۴۶
۷-۲	نقش تبلور تفریقی.....	۱۴۶
۷-۳	ترکیب و دمای فورآن ماگمای کما‌ته‌ایتی.....	۱۴۹
۷-۴	زمین دما و فشار سنجی سیل‌های گابرویی	۱۵۱
۷-۵	منشا ماگما.....	۱۵۳
۷-۶	آلایش پوسته‌ای.....	۱۵۸
۷-۷	تحولات زمین دینامیکی.....	۱۵۹
۱۷۳	فصل هشتم: متالورژی.....	
۸-۱	مقدمه	۱۷۴
۸-۲	کانی‌زایی روانه‌های کما‌ته‌ایتی در SVMC و FC.....	۱۷۸

۱۷۹.....	۸-۳ پهنه پیشنهادی جهت اکتشاف کانی‌زایی (PE) Cu-Ni و کرومیت مرتبط با سنگ‌های
۱۸۱.....	۸-۴ خلاصه‌ای از جنبه‌های اکتشافی
۱۸۱.....	۸-۴-۱ انتخاب ایالت فلززایی
۱۸۱.....	۸-۴-۲ انتخاب ناحیه مناسب
۱۸۲.....	۸-۴-۳ انتخاب واحد مناسب
۱۸۵.....	فصل نهم: نتایج و پیشنهادات
۱۸۶.....	۹-۱ نتیجه‌گیری
۱۹۶.....	۹-۲ پیشنهادات
۱۹۹.....	پیوست
۲۱۱.....	منابع

فهرست اشکال

صفحه

عنوان

فصل اول

- شکل ۱-۱- نقشه زمین‌شناسی شمال خاوری ایران و موقعیت همتافت‌های شان‌دیز-ویرانی-مشهد، فریمان و دره‌انجیر..... ۴
- شکل ۲-۱- نمونه برداری از واحدهای سنگی مختلف همتافت شان‌دیز-ویرانی-مشهد، نحوه بسته‌بندی ۱۱
- شکل ۳-۱- برش‌های عرضی ترسیم شده از رخنمون‌های سنگی و جانمایی نمونه‌های اخذ شده ۱۲
- شکل ۴-۱- موقعیت برخی از نمونه‌های اخذ شده بر روی نقشه زمین‌شناسی ساده شده باختر مشهد..... ۱۳
- شکل ۵-۱- تصاویری از ابزار و امکانات آزمایشگاهی مورد استفاده جهت آماده‌سازی نمونه‌ها در IACT..... ۱۵
- شکل ۶-۱- امکانات آزمایشگاهی مورد استفاده جهت جدایش زیرکن در موسسه IACT ۱۸
- شکل ۷-۱- تصاویری از دسنگاه SEM در مرکز تحقیقاتی CIC در دانشگاه گرگاندا..... ۲۱
- شکل ۸-۱- بخش‌های مختلف دستگاه ICP-MS موجود در IACT..... ۲۲
- شکل ۹-۱- تصویر مونت (زیرکن‌های قالب‌گیری شده در رزین مخصوص ۲۳
- شکل ۱۰-۱- موقعیت روانه‌های کمات‌ایتهی همتافت شان‌دیز-ویرانی-مشهد بر روی تصویر ماهواره‌ای آستر ۲۵
- شکل ۱۱-۱- شبکه‌ای پیچیده از راه‌های دسترسی به همراه جانمایی برش‌های عرضی ۲۶

فصل دوم

- شکل ۱-۲- موقعیت همتافت شان‌دیز-ویرانی-مشهد و سایر رخنمون‌های سنگ‌های فرامافیک در جنوب آسیا..... ۳۹
- شکل ۲-۲- الف) نمایی از رسوبات دگرگون شده در همتافت دگرگونی مشهد..... ۴۴
- شکل ۳-۲- نقشه زمین‌شناسی همتافت شان‌دیز-ویرانی-مشهد..... ۴۸
- شکل ۴-۲- تصاویر صحرایی رخنمون‌های کمات‌ایتهی ۵۰
- شکل ۵-۲- تصاویری از مرز روانه‌های فرامافیک با واحدهای رسوبی مجاور..... ۵۲
- شکل ۶-۲- تصاویر صحرایی سیل‌های گابرویی همتافت SVMC..... ۵۳
- شکل ۷-۲- نقشه جهان که کراتون‌های آرکئن و قدیمی‌تر از پروتروزوئیک ۵۴

فصل سوم

- شکل ۱-۳- ستونی شماتیک از بخش‌های مختلف روانه‌های کمات‌ایتهی تفریق یافته در SVMC..... ۶۰
- شکل ۲-۳- تصاویر میکروسکوپی و صحرایی از زون پریدوتیتی گدازه‌های کمات‌ایتهی SVMC..... ۶۲
- شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی از زون اسکلتی انباشتی و میکرواسپینیفکس ۶۳
- شکل ۴-۳- تصاویری از بلورهای اسکلتی کلینوپیروکسن که به صورت فاز اینترکومولوس ۶۴
- شکل ۵-۳- تصویری از بافت هاریسیت یا کرس کومولا در کمات‌ایتهای SVMC..... ۶۶
- شکل ۶-۳- تصاویری از انواع بافت هاریسیت در مقیاس صحرایی..... ۶۷
- شکل ۷-۳- تصاویر میکروسکوپی و صحرایی از زون گذار گدازه‌های کمات‌ایتهی SVMC..... ۶۹
- شکل ۸-۳- تصاویر میکروسکوپی زون گابرویی درشت دانه در کمات‌ایتهای SVMC..... ۷۰
- شکل ۹-۳- تصاویر میکروسکوپی از زون گابرویی شاخه‌ای در گدازه‌های کمات‌ایتهی SVMC..... ۷۲
- شکل ۱۰-۳- نمایی از زون‌های خردشده و درزه‌های پلی‌هدرال..... ۷۳
- شکل ۱۱-۳- تصاویر میکروسکوپی از گدازه‌های کمات‌ایتهی تفریق نیافته در SVMC و فریمان..... ۷۴

- شکل ۳-۱۲- الف، ب) تصاویری از گدازه‌های بالشی فرامافیک در SVMC ۷۶
- شکل ۳-۱۲- پ، ت) تصاویری از گدازه‌های بالشی با اشکال روده‌ای در همتافت فریمان ۷۶
- شکل ۳-۱۲- ث، ج) تصاویر میکروسکوپی از گدازه‌های فرامافیک ۷۶
- شکل ۳-۱۳- تصاویر میکروسکوپی از سیل‌های گابرویی در SVMC ۷۷
- شکل ۳-۱۴- شکلی شماتیک از تغییرات مرفولوژیکی در بلورهای الیوین ۷۹
- شکل ۳-۱۵- تغییرات ریخت الیوین به عنوان تابعی از نرخ سردشدگی و فروتافت ۸۱
- شکل ۳-۱۶- تکامل نموده‌های مختلف الیوین با توجه به نرخ سردشدگی و درجات فروتافت ۸۲

فصل چهارم

- شکل ۴-۱- تصاویر الکترونی پس پراکنشی کانی‌های بارز سازنده کماته‌ایت‌ها ۹۱
- شکل ۴-۲- نمودار درصد وزنی NiO و Cr_2O_3 در تقابل با Fo ۹۲
- شکل ۴-۳- موقعیت ترکیبی کلینوپیروکسن‌های بر روی نمودار Poldervaart & Hess ۹۴
- شکل ۴-۴- موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های کماته‌ایت‌ها و سیل‌های گابرویی ۹۶
- شکل ۴-۵- نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی برمبنای ترکیب کروم اسپینل ۱۰۱
- شکل ۴-۶- نمودارهای $Ti/(Ca+Na)$ و $(Ti+Cr)/Ca$ ۱۰۳
- شکل ۴-۷- نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی برمبنای ترکیب کلینوپیروکسن ۱۰۴

فصل پنجم

- شکل ۵-۱- رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی به همراه سیل‌های گابرویی محدوده مورد مطالعه ۱۱۱
- شکل ۵-۲- تقسیم بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس نمودار Na_2O+K_2O ۱۱۳
- شکل ۵-۳- رده‌بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری سیل‌های گابرویی ۱۱۴
- شکل ۵-۴- نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر $mg\#$ ۱۱۶
- شکل ۵-۵- نمودار تغییرات عناصر جزئی در برابر $mg\#$ ۱۱۷
- شکل ۵-۶- پلات نمونه‌های مربوط به روانه‌های کماته‌ایتی SVMC بر روی نمودار دو متغیره $(Gd/Yb)_N$ ۱۱۸
- شکل ۵-۷- الف) الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به مقادیر کندریت ۱۱۹
- شکل ۵-۷- ب) میانگین الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به مقادیر کندریت ۱۱۹
- شکل ۵-۸- میانگین عناصر کمیاب ناسازگار بخش‌های مختلف کماته‌ایت‌ها و سیل‌های گابرویی ۱۲۰
- شکل ۵-۹- الگوی عناصر کمیاب ناسازگار بخش‌های مختلف روانه‌های کماته‌ایتی و سیل‌های گابرویی ۱۲۲

فصل ششم

- شکل ۶-۱- تصویر CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه کماته‌ایتی IR-91 ۱۳۳
- شکل ۶-۲- الف) نمودار سازگاری سن به دست آمده بر اساس روش U-Pb ۱۳۵
- شکل ۶-۲- ب) نمودار میانگین سنی ۱۳۵
- شکل ۶-۲- ت) تصویر CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گابرویی ZKR-12 ۱۳۵
- شکل ۶-۳- نمودار سازگاری سن به دست آمده بر اساس روش U-Pb برای نمونه ZKR-12 ۱۳۶
- شکل ۶-۴- الف) نمودار سازگاری سن به دست آمده بر اساس روش U-Pb ۱۳۷
- شکل ۶-۴- ب) نمودار میانگین سنی زیرکن‌های نمونه گابرویی برای نمونه ZKR-12 ۱۳۷
- شکل ۶-۵- نقشه زمین‌شناسی-ساختاری باختر مشهد محدوده نو دره تا چشمه پونه ۱۴۰
- شکل ۶-۶- نقشه زمین‌شناسی-ساختاری چین خوردگی پارک خورشید ۱۴۱
- شکل ۶-۷- مخلوطی از گدازه‌های بالشی و رسوبات متعلق به اواخر پالئوزوئیک در همتافت فریمان ۱۴۲

فصل هفتم

- شکل ۷-۱- تخمین ترکیب ماگمای والد کماته‌ایت‌های SVMC ۱۵۰
- شکل ۷-۲- هیستوگرام تعیین دما و فشار کلینوپیروکسن سیل‌های گابرویی SVMC ۱۵۳
- شکل ۷-۳- مدل نمادین برای عمق استقرار ماگما و تبلور کلینوپیروکسن در سیل‌های گابرویی SVMC ۱۵۴
- شکل ۷-۴- تغییرات Nb/Y در برابر Zr/Y برای روانه‌های کماته‌ایتی و سیل‌های گابرویی SVMC ۱۵۵
- شکل ۷-۵- نمودار تعیین درجه ذوب بخشی و فشار محل منبع FeO در برابر MgO ۱۵۷
- شکل ۷-۶- نمودار Nb/La-Nb و بررسی میزان آلودگی روانه‌های کماته‌ایتی SVMC ۱۶۰
- شکل ۷-۷- رخساره‌های کماته‌ایتی و مدل‌های جریان روانه در صحرا ۱۶۴
- شکل ۷-۸- مدلی شماتیک برای یک سکانس کماته‌ایتی ۱۶۵
- شکل ۷-۹- دیاگرام بلوکی شماتیک که جایگیری یک جریان صفحه‌ای ضخیم ۱۶۶
- شکل ۷-۱۰- در این شکل تقابل تنوره‌های گوشته‌ای با زون‌های فرورانش قابل مشاهده و درک است. ۱۶۷
- شکل ۷-۱۱- توقف تنوره گوشته‌ای در حال صعود بر اثر تعامل با اسلب فرورانده شده ۱۶۸
- شکل ۷-۱۲- مدل شماتیک زمین دینامیکی و پتروژنتیکی روانه‌های کماته‌ایتی SVMC ۱۷۱

فصل هشتم

- شکل ۸-۱- کانی‌های سولفیدی جدا شده به وسیله میز لرزان ۱۷۸
- شکل ۸-۲- موقعیت منطقه پیشنهادی بر روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ۱۸۱

فهرست جداول

صفحه	عنوان
	فصل پنجم
شکل ۵-۱- نتایج ژئوشیمیایی کماتهایت ها و گابروها..... ۱۰۶	
	فصل ششم
شکل ۶-۱- نمونه های اخذ شده از SVMC جهت تعیین سن..... ۱۳۲	
	فصل هشتم
شکل ۸-۱- مختصات چندگوش پیشنهادی پهنه شمال شرق فریمان..... ۱۸۰	

فصل ۱ (CHAPTER I)

کلیات

(مقدمه، اهداف و روش شناسی)

INTRODUCTION, AIMS AND METHODOLOGY

۱ کلیات

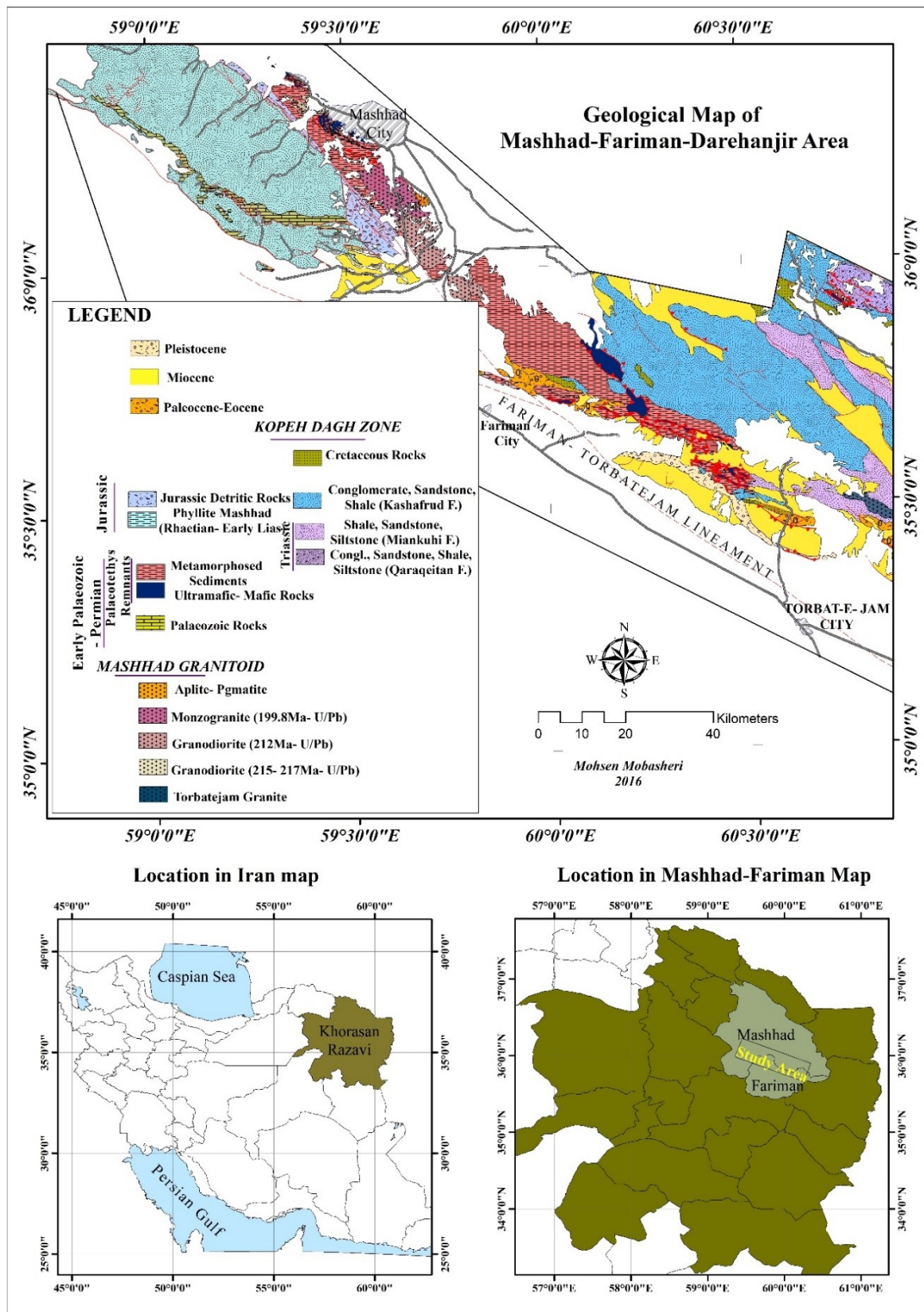
۱-۱ مقدمه (Introduction)

در اواخر پالئوزوئیک، بخش‌های اوراسیایی حاشیه تِتیسی خاورمیانه^۱ جایگاه فرآیندهای کوهزادی شدید مرتبط با بسته شدن اقیانوس تِتیس کهن بوده است. امروزه بقایای دگرشکل شده تِتیس کهن به صورت هم‌تافت‌های اُفیولیتی و منشورهای برافزایشی در شمال ترکیه، قفقاز و در شمال ایران (کوه‌های تالش و نزدیکی مشهد) مشخص است (Şengör, 1990). رخنمون‌های شمال ایران (در امتداد زمین درز تِتیس کهن) شامل سنگ‌های رسوبی به شدت دگرشکل و دگرگون شده پالئوزوئیک می‌باشند، که به صورت میان لایه‌های تکتونیکی همراه با سنگ‌های فرامافیک- مافیک برونزد دارند. شناخته شده‌ترین این رخنمون‌ها در نزدیکی مشهد، فریمان و در پنجره تکتونیکی آق دربند است. (Clark et al. (1975 در کوه‌های تالش، در نزدیکی شهر رشت نیز یک مجموعه دگرگونی مشابه، موسوم به هم‌تافت شاندرمن- آسالم را معرفی کردند. این مجموعه شامل اکتینولیت- گارنت- زوئیزیت- مسکویت شیست، گنیس و سنگ‌های فرامافیک تقریباً به طور کامل سرپانتینیزه شده است. Berberian & King (1981) و Şengör (1984, 1990) برش‌های فرامافیک تالش را به عنوان بقایای تِتیس کهن تفسیر کرده‌اند. مجموعه رخنمون‌های فرامافیک- مافیک حوالی مشهد از دیدگاه بیشتر پژوهشگران نظیر (Alavi, 1991; 1979; Stocklin, 1977; 1968; Berberian & King, 1981; Stocklin & Nabavi, 1973; Diefenbach et al., 1986; Pourlatifi et al., 2001; Taheri & Ghaemi, 1994; Boulin, 1988; Sheikholeslami & Kouhpeyma, 2012; Şengör, 1984, 1990) در ردیف سنگ‌های اُفیولیتی بشمار آمده و همانطور که ذکر شد به عنوان آثار زمین‌درز تِتیس کهن تلقی شده‌اند. بر اساس این نظریه عملکرد فاز کوهزایی هرسی‌نین سبب فروانش و بسته شدن تِتیس کهن و در نتیجه تشکیل اُفیولیت‌های بینالود، هم‌تافت‌های فریمان و دره‌انجیر شده است. ادامه عملکرد این کوهزاد را می‌توان در نواحی هندوکش، شمال پامیر و تیان‌شان نیز دنبال کرد (Burtman, 1975; Stocklin, 1977; Boulin, 1988; Berberian & King, 1981). (Boulin, 1988) ضمن اینکه سرتاسر این نوار از پامیر تا

^۱The Middle Eastern Tethysides

بینالود و ادامه آن را تا شرق ترکیه، بعنوان محل تصادم دو آبرقاره اورازیا در شمال و گندوانا در جنوب در نظر می‌گیرد، باز شدن این اقیانوس را در اردووسین و بسته شدن آن را در تریاس می‌داند. بیشتر زمین‌شناسان، مجموعه سنگ‌های مشهد را هم‌ارز با رخنمون‌های خاور فریمان، باختر و جنوب‌باختر دره‌انجیر در شمال‌خاور و امتداد خطواره تربت‌جام-فریمان دانسته‌اند. این امتداد (شمال باختری - جنوب خاوری) سنگ‌های فرامافیک-مافیک مشهد با هم‌تافت‌های فریمان و دره‌انجیر سبب شده تا هر سه مجموعه‌ی سنگی به عنوان بقایای منشورهای برافزایشی تیتیس‌کهن تفسیر شوند (شکل ۱-۱) (Stocklin, 1974, 1977; Alavi, 1979). شایان ذکر است که، در مقابل فرضیه رایج اُفیولیت بودن این سنگ‌ها، به صورت جسته و گریخته نظریات دیگری نیز مطرح شده است. (Majidi (1980, 1981, 1983) ماهیت سری سنگی یاد شده را توله‌ایت آبیسال غنی از منیزیم تعیین کرده، و آنها را معادل با سنگ‌های کُماته‌ایتی در نظر گرفته است. نامبرده این سنگ‌ها را یک مجموعه اُفیولیتی تشکیل شده در ریف‌های عمیق پوسته‌ای درون پلاتفرم‌ها و نه یک اُفیولیت ایده‌آل بعنوان قطعاتی از پوسته اقیانوسی می‌داند. علوی تهرانی (۱۳۶۳) نیز این سنگ‌های فرامافیک را اُفیولیت بشمار نمی‌آورد و ضمن مقایسه آنها با کمپلکس کلاسیک لایه‌ای بوشولد آفریقایی جنوبی این گونه سنگ‌ها را با موقعیت کراتونیک (پوسته پایدار) می‌داند که در نتیجه جابه‌جایی ماگماتیک بوجود آمده‌اند. سبزه‌ای (۱۳۷۳، ۱۳۷۴)، Sabzehei & Pourlatifi (1995) و Sabzehei (1994) سری سنگی یاد شده را از نوع کُماته‌ایت دانسته و این سنگ‌ها را گدازه‌های بیرون ریخته در یک محیط اولاکوژن^۱ تفسیر می‌کند. Shafaiimoghadam et al. (2015) معتقدند که سنگ‌های اُفیولیتی کمپلکس دره‌انجیر در آق‌دربند ویژگی‌های SSZ^۲ داشته و حاصل ذوب گوشته تعدیل شده توسط زون‌های فرورانش و سنگ‌های فرامافیک (با ماهیت کُماته‌ایتی) و بازالت‌ها در کمپلکس مشهد و فریمان با سن پرمین می‌توانند انعکاس دهنده نقش یک تنوره گوشته‌ای باشند.

^۱Aulacogen
SupraSubduction Zone



شکل ۱-۱- نقشه زمین‌شناسی شمال خاوری ایران و موقعیت هم‌تافت‌های شان‌دیز-ویرانی-مشهد، فریمان و دره‌انجیر.

Li et al. (2018) نیز پیشنهاد می‌کنند که مجموعه سنگهای فرامافیک و مافیک مشهد دارای ماهیت کماته-ایتی بوده و از یک تنوره گوشته‌ای سرچشمه گرفته و متعلق به زمان بازشدن تتیس کهن می‌باشند.

۱-۲ ضرورت تحقیق، اهداف و ساختار رساله (Aims and thesis structure)

۱-۲-۱ ضرورت انجام تحقیق

واحدهای سنگی باختر مشهد توسط زمین شناسان متعددی (Alavi, 1979 Boulin, 1988; Alavi, 1991; Eftekharnajad & Behrooz, 1991) مورد بازدید و مطالعه قرار گرفته‌اند. اکنون با توجه به کثرت مطالعات انجام شده، پرسش مطرح شده این است که: ۱- ضرورت انجام یک پروژه تحقیقاتی دیگر آنهم در اندازه یک رساله دکتری بر روی سنگهای مافیک و فرامافیک مشهد چه می‌باشد؟ و در صورت پاسخ به این سوال، پرسش دیگر آن است که: ۲- از چه جنبه‌های این سنگ‌ها باید مورد مطالعه مجدد قرار گیرند؟

با نگاهی اجمالی به مطالعات پیشین مشخص می‌شود که اکثر بررسی‌های صورت گرفته با موضوع سنگ‌های مافیک و فرامافیک باختر مشهد جنبه چینه‌شناختی، ساختاری و سنگ‌شناختی عمومی داشته، و به مسائل حائز اهمیتی نظیر سنگ‌زایی این مجموعه آذرین توجه چندانی نشده است. همچنین روابط ما بین سنگ‌های مافیک و فرامافیک این مجموعه هنوز ناشناخته مانده است. و پرسش اساسی درباره اُفیولیت بودن یا خروجی (کُماته‌ایت) بودن این سنگ‌ها کماکان پا برجاست. به دلیل وجود این دیدگاه‌های بسیار متفاوت، تصمیم گرفته شده است تا در قالب این رساله دکتری و همچنین بدون تعصب و وابستگی به هرکدام از این نظریات و با انجام مطالعات دقیق صحرایی و آزمایشگاهی، دیدگاه‌های مطرح پیرامون این سنگ‌ها به چالش کشیده شوند و ماهیت واقعی این همتافت روشن شود. ما معتقدیم که ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌شناختی همتافت‌های فرامافیک- مافیک و افیولیتی بسیار متفاوت است و در صورت مطالعه و برداشت دقیق آن‌ها می‌توان به راحتی به این تناقض‌ها پایان داد. از این رو رساله حاضر در تلاش است تا با بررسی‌های دقیق این

مجموعه از سنگ‌ها از دیدگاه روابط صحرایی و چینه‌نگاری داخلی به عنوان یک اصل مهم در درک صحیح ماهیت زمین‌شناختی، به کنکاش آنها بپردازد. پرسش دیگر، سن مجموعه سنگی مافیک و فرامافیک است. هر چند که مطالعات بیواستراتیگرافی انجام گرفته بر روی رسوبات توریدیتی همراه با این مجموعه سنگی تا حدودی جایگاه چینه‌شناختی این سنگ‌ها را مشخص نموده است، و همچنین Ghazi et al. (2001) هورنبلند گابروهای مشهد را به روش Ar-Ar تعیین سن نموده‌اند، ولی لازم است تا با روش‌های قابل اطمینان دیگر این سنگ‌ها تعیین سن شوند. شایان ذکر است که سن‌های بیواستراتیگرافی اواخر پرمین (Taheri & Ghaemi, 1994) و دونین تا پرمین (Sheikholeslami & Kouhpeyma, 2012) را نشان می‌دهند، و سن بدست آمده برای هورنبلند گابرو مشهد اوایل پرمین است. با این تفاسیر هنوز سنگ‌های مافیک-فرامافیک باختر مشهد با روش‌های قابل اعتماد نظیر روش U-Pb تعیین سن نشده‌اند. با توجه به دگرگونی و دگرسانی صورت گرفته بر سنگ‌های مافیک و فرامافیک باختر مشهد شاید بتوان این سنگ‌ها را به طور قابل اطمینانی به روش U-Pb تعیین سن کرد. به طور کلی پیچیدگی‌های ساختاری و زمین‌شناسی مجموعه مورد نظر، سبب ایجاد پرسش‌ها و ابهامات فراوانی درباره نحوه تشکیل، سن و جایگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها شده است. پاسخ به این پرسش‌ها می‌تواند کمک شایان توجهی به رمزگشای تحولات زمین‌شناختی این ناحیه از ایران و همچنین شناخت بهتر تحولات زمین دینامیکی بخش خاورمیانه‌ای تئیس‌کهن کند. حال به منظور درک و شناخت سازوکار تشکیل این سنگ‌ها و ناشناخته‌های پترولوژیکی و پتروژنز آنها مطالعات بیشتر در زمینه دما - فشارسنجی، ژئوشیمی ایزوتوپی و سن سنجی ایزوتوپی در کنار مطالعات صحرایی و چینه‌نگاری داخلی امری ضروری به نظر می‌رسد. از این رو به منظور پاسخگویی به برخی پرسش‌های موجود، در نظر است در قالب رساله دکتری با موضوع "پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مافیک و فرامافیک شمال‌باختر تا جنوب‌باختر مشهد" به بررسی توالی سنگی یاد شده بپردازیم تا بتوان به گوشه‌ای از تاریخچه زمین دینامیکی این منطقه پی برد.

۱-۲-۲ اهداف رساله (Amis thesis)

- ۱- بررسی ویژگیها، روابط صحرایی و چینه‌نگاری داخلی بخش‌های مختلف این مجموعه مافیک- فرامافیک.
- ۲- بررسی دقیق کانی شناسی و سنگ‌شناسی واحدهای مافیک- فرامافیک.
- ۳- مطالعه و تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های تشکیل دهنده سنگها توسط EPMA (میکروپروب الکترونی).
- ۴- بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، جزئی و عناصر نادر خاکی و همچنین ژئوشیمی ایزوتوپی سنگ‌های مورد مطالعه.
- ۵- تعیین سن ایزوتوپی واحدهای مافیک - فرامافیک مورد مطالعه به روش‌های U-Pb.
- ۶- مقایسه و بررسی ارتباط ژنتیکی بین مجموعه مافیک- فرامافیک مورد مطالعه با سنگ‌های مشابه در فریمان و دره‌آنجیر.
- ۷- تعیین ویژگیهای ژئوشیمیایی ناحیه منشا سنگ‌های مورد مطالعه.
- ۸- ارائه یک مدل زمین دینامیکی مناسب برای نحوه تشکیل سنگهای مافیک - فرامافیک مورد مطالعه.

۱-۲-۳ ساختار رساله (Thesis structure)

این رساله در ۹ فصل ۱- کلیات، ۲- جایگاه زمین‌شناسی و روابط صحرایی، ۳- سنگ‌نگاری و چینه‌نگاری داخلی، ۴- شیمی کانی (میکروپروب)، ۵- زمین‌شیمی، ۶- تعیین سن ایزوتوپی، ۷- پتروژنز و تحولات زمین دینامیکی، ۸- متالورژی و ۹- نتایج و پیشنهادات ارائه شده است.

- فصل ۱- کلیات: شامل مقدمه‌ای در ارتباط با موضوع مورد مطالعه، بررسی کارهای گذشته، مختصری در ارتباط با بخش‌های اصلی این رساله و روش مطالعه می‌باشد. در این فصل واحدهای سنگی فرامافیک- مافیک شمال‌خاوری ایران معرفی شده اند، و تحقیق و پژوهش‌های زمین‌شناختی انجام شده بر روی آنها مورد کنکاش قرار گرفته است. نظریات مطرح شده پیرامون ماهیت

سنگ‌شناختی این مجموعه از سنگ‌ها بیان شده و به تفکیک هر کدام از آنها مورد نقد و بررسی قرار گرفته است. نتایج بررسی اولیه مطالعات پیشین در کنار پیمایش‌های اولیه زمین‌شناختی خلاءهای مطالعاتی پیرامون این مجموعه از سنگ‌ها را هویدا کرده و کلید راه برای طرح مسئله و به فرمول درآوردن اهداف رساله شده است. در این فصل به تفصیل به شرح کلیه روش‌های مطالعاتی شامل مطالعات صحرایی، روش‌های نمونه‌برداری، آماده‌سازی نمونه‌ها و تکنیک‌های آزمایشگاهی نظیر (SEM, EDS, EPMA, ICP-MS, XRF) به کار رفته در رساله پرداخته شده و همچنین روش‌های مورد استفاده برای جدایش کانی‌های قابل سنجایی نظیر زیرکن و ژئوکرونولوژی U-Pb این سنگ‌ها بیان شده‌اند. در خاتمه نیز شرح مختصری از نرم‌افزارهای عمومی و تخصصی استفاده شده در فصول مختلف این رساله آمده است. فصل ۱ این رساله با بخش مربوط به موقعیت جغرافیای رخنمون‌های مورد مطالعه، راه‌های دسترسی، ریخت‌شناسی، سیستم‌های فرسایشی ناحیه، اطلاعاتی درباره آب و هوا و پوشش گیاهی و همچنین پیشینه مطالعاتی تکمیل شده است.

• فصل ۲- جایگاه زمین‌شناسی و روابط صحرایی: در این فصل ابتدا شرح مختصری از جایگاه

زمین‌شناسی و ژئودینامیکی این سنگ‌ها در امتداد زمین‌درز تتیس کهن در شمال خاوری ایران ارائه شده است و در ادامه با نقشه‌های زمین‌شناسی متعدد در مقیاس‌های مختلف و بررسی واحدهای فرامافیک- مافیک در رخنمون‌های صحرایی سعی شده است که درک صحیحی از ماهیت زمین‌شناختی و روابط صحرایی این مجموعه سنگی ارائه گردد.

• فصل ۳- چینه‌نگاری داخلی و سنگ‌نگاری: بدون تردید یکی از ایرادهای مشترک اغلب

پژوهش‌های پیشین، عدم شناخت صحیح این واحدها به لحاظ مسائل روابط ژنتیکی، سنگ‌شناختی و زمین‌شناختی است. این عدم شناخت صحیح سبب شده تا در ارتباط با ماهیت سنگ‌شناختی این سنگ‌ها اختلاف نظرهای متعددی وجود داشته باشد، تا جایی که گروهی از محققین این سنگ‌ها را پریدوتیت‌های گویشته‌ای تشکیل شده در اعماق (افیولیت) و گروهی دیگر آنها را سنگ‌های خروجی

فوران یافته در سطح بدانند. این اختلاف نظرها ما را بر آن داشت تا به منظور درک صحیح ماهیت سنگ‌شناختی این سنگها به مطالعه چینه‌نگاری داخلی واحدهای فرامافیک- مافیک بپردازیم. زیرا پریدوتیت‌های گوشته‌ای (آفیولیت‌ها) و سنگ‌های آتشفشانی فرامافیک به لحاظ ویژگی‌های صحرایی، بافتی، کانی‌نگاری و ساختاری تفاوت‌های بسیار آشکاری دارند، که این امر خود در شناخت صحیح ماهیت حقیقی این دسته از سنگها حائز اهمیت است. نتایج حاصل از این مطالعات در مقاله‌ای در مجله زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد *Journal of Economic Geology* چاپ شده است. همچنین برخی از نتایج این فصل به همراه ویژگی‌های ژئوشیمیایی کمات‌های SVMC در کنفرانس گلداسمیت بارسلونا- اسپانیا (۲۰۱۹) *GOLDSCHMIDT- BARCELONA* (2019) ارائه شده است.

- **فصل ۴- کانی‌شیمی (میکروپروب):** در این فصل ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی و فرعی تشکیل دهنده سنگ‌های فرامافیک- مافیک مورد مطالعه ارائه شده است. الیون، کلینوپیروکسن، آمفیبول، پلاژیوکلاز، تیتانیومگنتیت و ایلمنیت کانی‌های مورد بررسی در این فصل می‌باشند. مقاله حاصل از نتایج این فصل در مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان *Iranian Journal of Petrology* پذیرش قرار گرفته است. بعلاوه برخی از نتایج این فصل به صورت مقاله در کنفرانس‌های معتبر ذیل ارائه شده است:

- بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران.
- بیست و ششمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران.
- سی و پنجمین گردهمایی ملی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

- **فصل ۵- ژئوشیمی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب:** نتایج ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب واحدهای سنگی مورد مطالعه در این فصل ارائه شده است. این فصل به همراه نتایج فصل-

های ۶ و ۷ بخشی از پیش نویس یک مقاله به زبان انگلیسی است که برای مجله Gondwana Research ارسال شده است.

• **فصل ۶- زمین شناسی ایزوتوپی:** این فصل حاوی نتایج ژئوکرونولوژی و تعیین سن سنگ‌های مورد مطالعه با روش U-Pb بر روی کانی زیرکن است. نتایج این فصل به همراه نتایج فصل‌های ۵ و ۷ بخشی از پیش نویس یک مقاله به زبان انگلیسی است که برای مجله Gondwana Research ارسال شده است.

• **فصل ۷- پتروژنز و تحولات زمین دینامیکی:** در این فصل بر اساس داده های جمع آوری شده در این رساله، ژنز روانه‌های کماتهای مشهود مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. نتایج نشان می‌دهند که این دسته از سنگ‌ها از یک تنوره داغ گوشته‌ای سرچشمه گرفته‌اند. این تنوره در اواخر پالئوزوئیک با زون فرورانس تتیس کهن در شمال شرقی ایران برخورد کرده است. نتایج این فصل به همراه نتایج فصل‌های ۵ و ۶ بخشی از پیش نویس یک مقاله به زبان انگلیسی است که برای مجله Gondwana Research ارسال شده است.

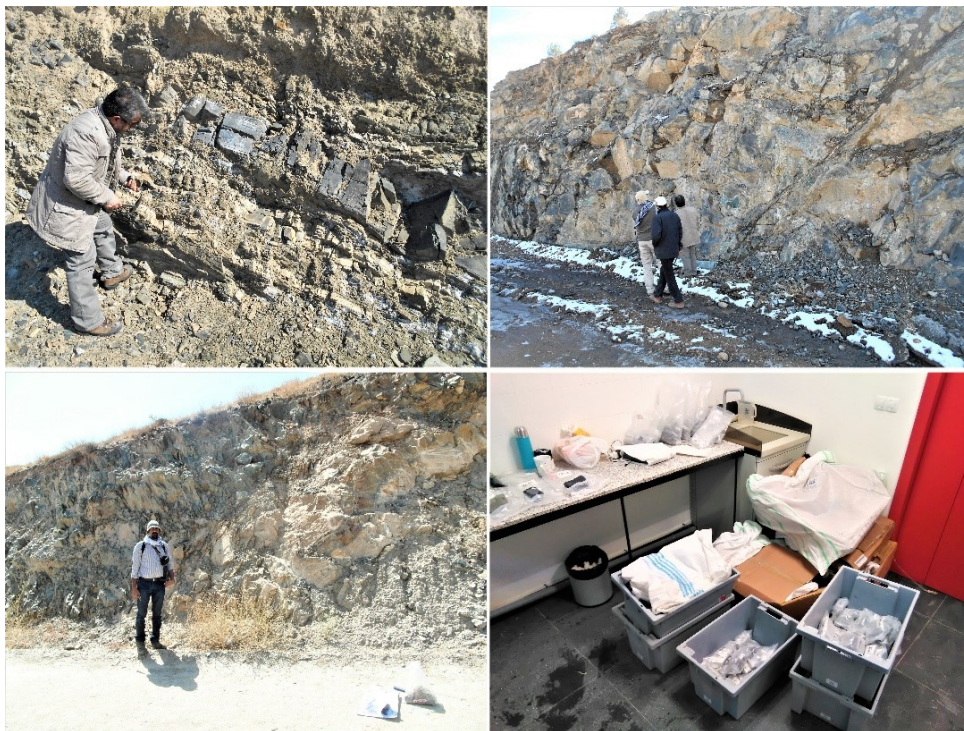
• **فصل ۸- متالورژی:** این فصل به صورت خلاصه به جنبه‌های اقتصادی و معدنی این سنگ‌ها می‌پردازد. در ابتدا به جذابیت‌های کانی‌زایی این سنگ‌ها اشاره و در ادامه نیز نقاط امید بخش در سکانس کماتهای شمال خاوری ایران معرفی شده است.

در انتهای این رساله نیز در قالب فصل ۹ با عنوان نتایج و پیشنهادات خلاصه‌ای از نتیجه‌گیری‌های اصلی این رساله در ارتباط با مفاهیم زمین‌شناختی، سنگ‌شناختی، ژئوشیمیایی، پتروژنز آورده شده است، در نهایت نیز پس از ارائه یک مدل زمین دینامیکی قابل قبول برای درک بهتر تحولات زمین دینامیکی این ناحیه از ایران و جنوب‌باختر آسیا این رساله به پایان می‌رسد.

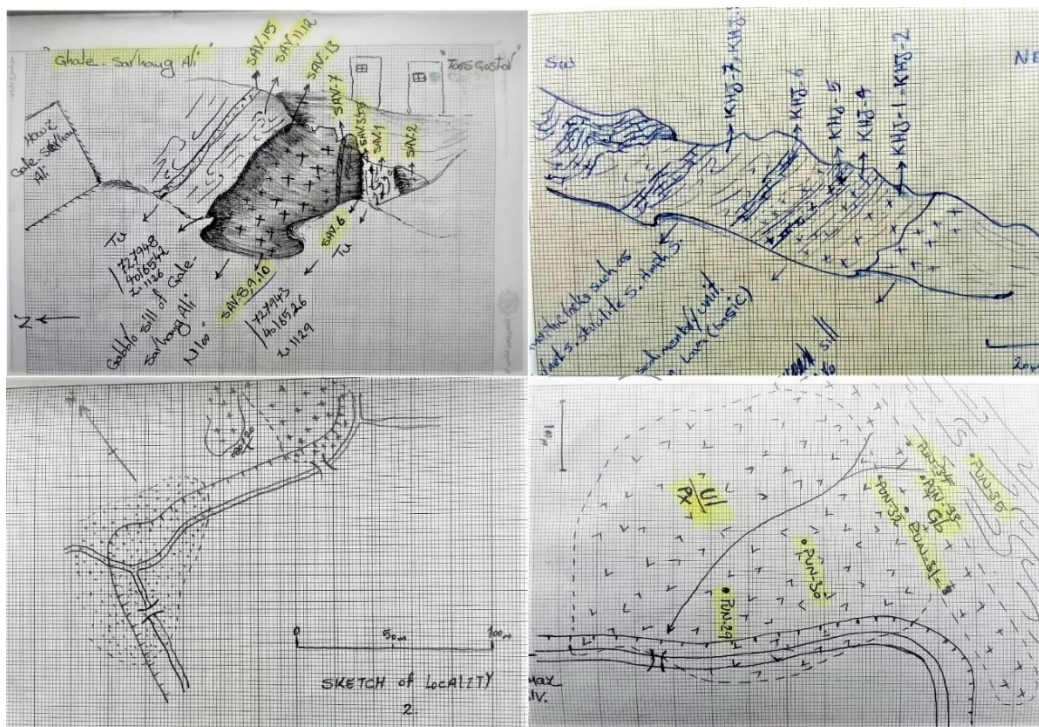
۱-۳ روش شناسی (Methodology)

۱-۳-۱ نمونه برداری (Sampling)

این رساله نتایج جدیدی از مطالعات ژئوشیمیایی نظیر عناصر اصلی و کمیاب و زمین شناسی ایزوتوپی را از رخنمون‌های فرامافیک و مافیک همتافت شاندیز-ویرانی- مشهد ارائه می‌کند. نمونه‌های آنالیز شده در این مطالعه همگی در طی چندین مرحله عملیات صحرایی (حدود ۲ ماه عملیات صحرایی) در بیش از ۳۵ بُرش عرضی اصلی و فرعی جمع‌آوری شده است (شکل ۱-۲، ۱-۳، ۱-۴، ۱-۱۰ و ۱-۱۱). شایان ذکر است که آنالیزهای ژئوشیمیایی نیازمند اخذ نمونه‌های معرف و در حجم مناسب است که در طی عملیات نمونه برداری این نکته رعایت شده و غالب نمونه‌ها دارای حجم ۱۰-۸ kg برداشت شده‌اند. در فصول ۳ و ۴ این رساله نیز جزئیات سنگ‌شناختی، کانی‌شناختی و میکروساختارشناسی این نمونه‌ها به تفصیل ارائه شده است.



شکل ۱-۲- نمونه برداری از واحدهای سنگی مختلف همتاف شاندیز-ویرانی-مشهد، نحوه بسته‌بندی و انتقال نمونه‌ها به آزمایشگاه IACT در کشور اسپانیا.



شکل ۱-۳- برش‌های عرضی ترسیم شده از رخنمون‌های سنگی و جانمایی نمونه‌های اخذ شده از همتافت شان‌دیز- ویرانی- مشهد.

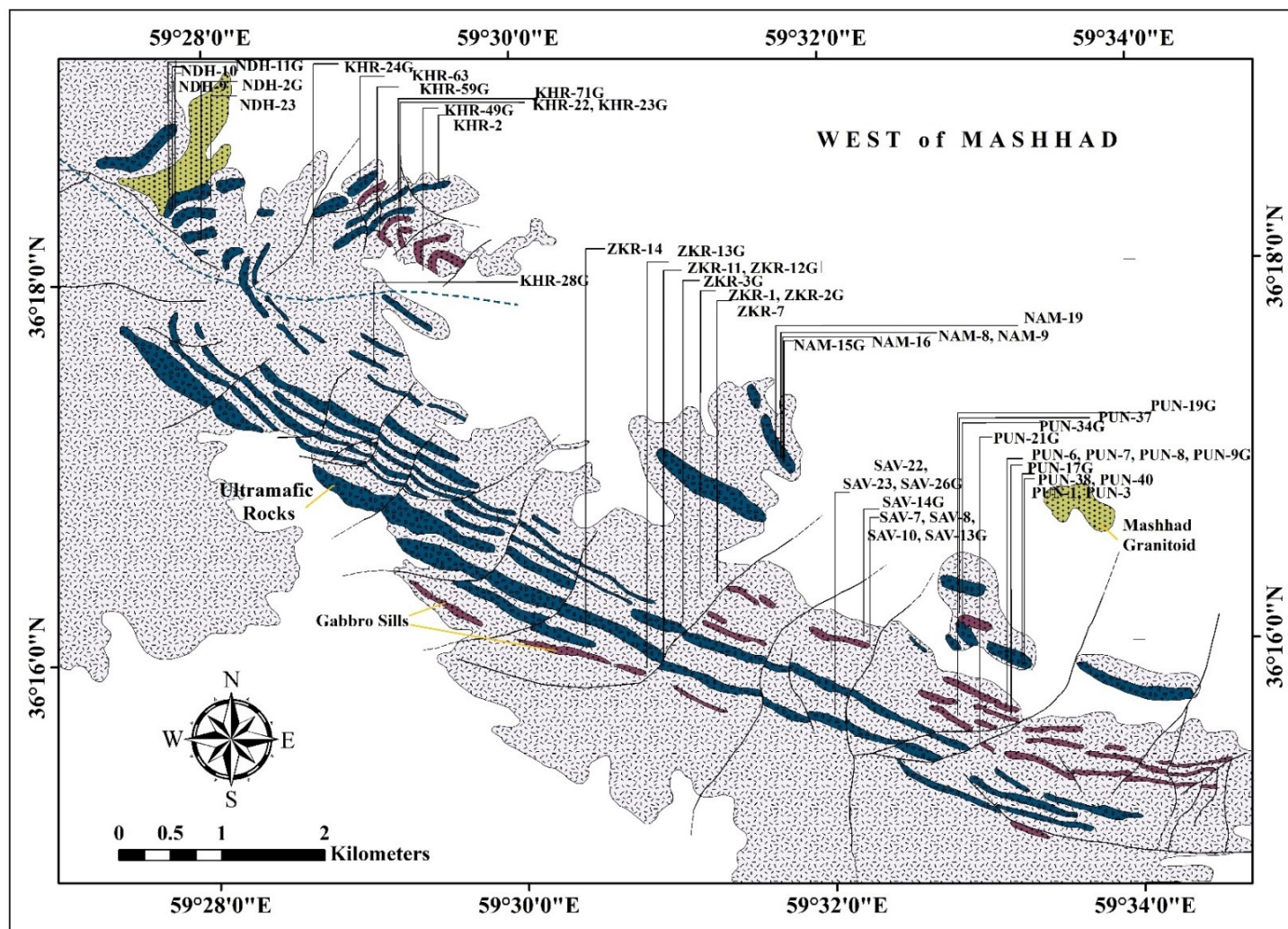
۲-۳-۱ آماده‌سازی نمونه‌ها (Sample preparation)

در این پروژه تحقیقاتی کلیه آماده‌سازی نمونه‌ها با استفاده از امکانات دستگاهی، آزمایشگاهی و تجزیه‌ای انستیتو علوم زمین آندلوس (IACT) وابسته به دانشگاه گرانادا در کشور اسپانیا صورت گرفته است. در ابتدا کلیه رگه‌ها و رگچه‌های ثانویه و سایر بخش‌های دگرسان شده توسط اره الماسه^۱ (شکل ۱-۵ الف) از سنگ جداسازی شده و سپس قطعه‌ای با اندازه بزرگ و مناسب (به طوری که ویژگی‌های یک نمونه معرف را داشته باشد) از سنگ به برش‌های مکعبی کوچکتری تقسیم شده است. برش‌های مکعبی به کمک دستگاه التراسونیک^۲ (شکل ۱-۵ ب) و آب مقطر^۳ در چند نوبت هر مرتبه به مدت ۳۰ دقیقه مورد شستشو قرار گرفته‌اند تا خاک‌ها، رس‌ها و سایر مواد فلزی سطح سنگ به خوبی پاک و تمیز شوند. در اینجا منتخبی از برش‌های مکعبی برای آماده‌سازی بعدی مقاطع نازک جداسازی شد.

^۱ Diamond saw

^۲ Ultrasonic

^۳ Distilled water



شکل ۱-۴- موقعیت برخی از نمونه‌های اخذ شده بر روی نقشه زمین‌شناسی ساده شده باختر مشهد.

در ادامه نیز سایر بُرش‌های مکعبی خشک شده توسط یک دستگاه خردایش فکی فولادی^۱ (شکل ۱-۵ پ) تا سایز مناسب خرد شدند. سپس یک نمونه معرف از نمونه‌های خردایش شده توسط دستگاه تقسیم‌کن^۲ (شکل ۱-۵ ت) تهیه شد. در انتها نیز دسته‌ای از نمونه‌های خردایش شده، جهت جدایش کانی ذخیر می‌شود و ماباقی نمونه نیز به منظور تهیه پودر سنگ کل مورد استفاده قرار گرفته است.

۱-۳-۳ تهیه مقاطع نازک (Preparation of thin sections)

از هر بُرش مکعبی که در مرحله قبل تهیه شده، یک تراشه نازک (تقریباً با ۳ میلی‌متر ضخامت) توسط دستگاه اره الماسه تهیه شد. سپس تراشه سنگی از یک طرف به منظور بدست آوردن یک سطح صاف و صیقلی توسط دستگاه BuchlerTM نازک و صیقلی شد. در ادامه تراشه یا چیپ تولید شده به طور کامل تمیز شد و سپس به وسیله رزین اپوکسی به یک لام شیشه‌ای چسبانده شد. در مرحله بعد عمل ساییدن نمونه تا زمانی که ضخامت نمونه به ضخامت استاندارد $30\text{ }\mu\text{m}$ برای مطالعات پتروگرافی برسد ادامه یافت. کلیه فرآیند آماده‌سازی مقاطع نازک نیز در آزمایشگاه مقاطع نازک IACT و دانشگاه صنعتی شاهرود صورت گرفته است. گفتنی است که در مجموع بیش از ۴۰۰ مقطع نازک از رخنمون‌های سنگی نواحی مورد مطالعه در مشهد تهیه شده است.

۱-۳-۴ آماده سازی پودر سنگ کل (Preparation of bulk rocks powders)

پودرهای نمونه (با اندازه $\geq 25\text{ }\mu\text{m}$) به وسیله پودر کردن نمونه‌های خردایش شده معرف در یک آسیاب با رینگ آگات^۳ (شکل ۱-۵ ث) و یک دستگاه آسیاب هاونی آگات^۴ (شکل ۱-۵ ج) در ساختمان آزمایشگاه‌های IACT در اسپانیا تهیه شده است. زمان عمل آسیاب کردن با توجه به سختی سنگ خردایش شده و رسیدن به اندازه $\geq 25\text{ }\mu\text{m}$ استاندارد بین ۴۵ دقیقه تا ۲ ساعت متغیر بوده است. در طی فرایند تهیه پودر به منظور اجتناب از آلودگی، مابین هر نمونه دانه‌های کوارتز، خردایش و آسیاب می‌شوند. بعلاوه دستگاه خرد

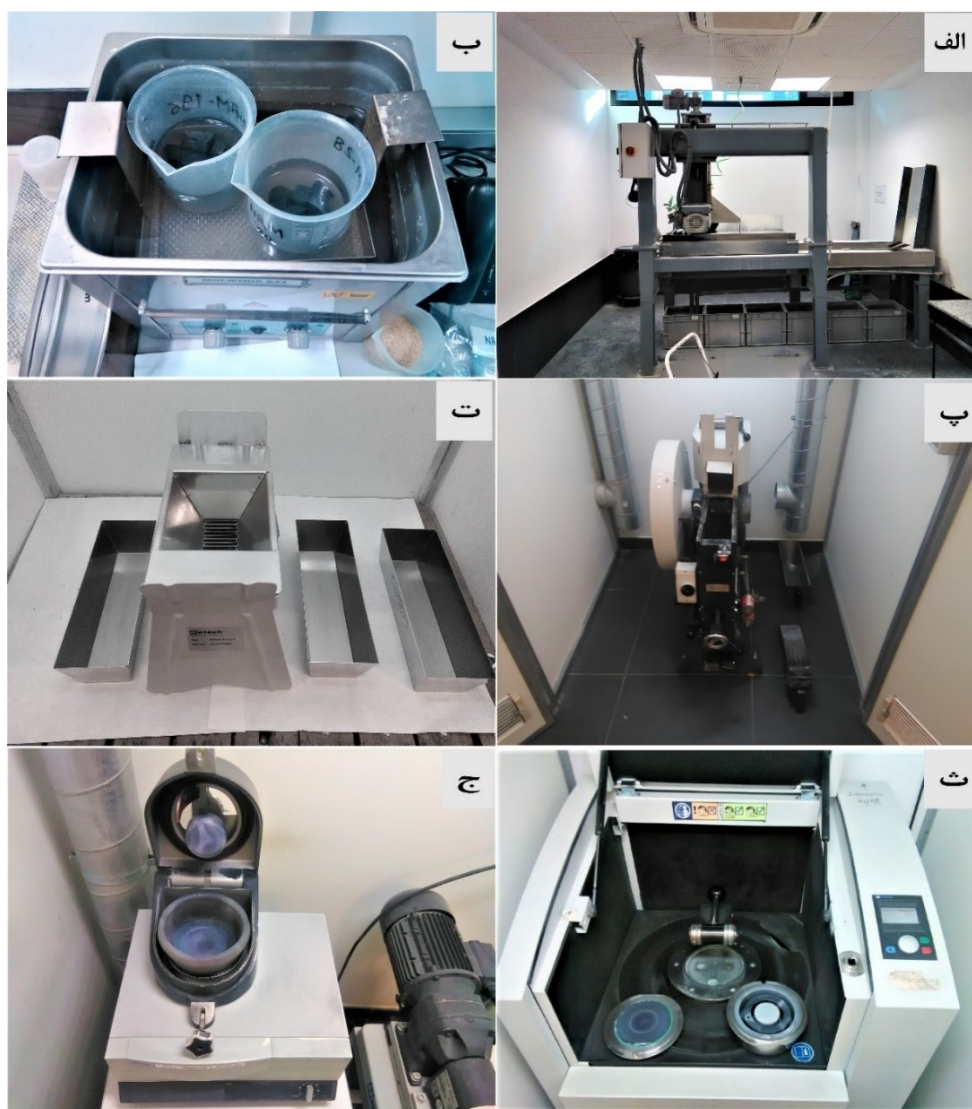
¹ Steel jaw crusher

² Riffle-splitter

³ Rotor Mill

⁴ Mortar Grider

کننده فکی و آسیاب آگات پس از هر بار استفاده با دقت و در چند نوبت با الکل، آب و دستگاه کمپرسور باد^۱ تمیز می‌شوند. در نهایت پودر بدست آمده در سه بطری PVC که از قبل با آب مقطر شسته و با کمپرسور باد خشک شده است، برای انجام آنالیز عناصر اصلی سنگ کل، عناصر فرعی و کمیاب و مطالعات ایزوتوپی ذخیره می‌شود.



شکل ۱-۵- تصاویری از ابزار و امکانات آزمایشگاهی مورد استفاده جهت آماده‌سازی نمونه‌ها در IACT، الف) دستگاه برش با صفحه برش الماسه، ب) شستشو نمونه‌های با آب مقطر در دستگاه التراسونیک، پ) دستگاه خردایش فکی فولادی، ت) تقسیم کن جهت اخذ نمونه معرف، ث) دستگاه آسیاب با رینگ آگات، ج) آسیاب هاونی آگات.

^۱Compressed air

۵-۳-۱ جدایش زیرکن (Zircon separation)

به منظور تعیین سن گدازه‌های کماته‌ای همتافت شاندیز-ویرانی-مشهد از روش سن سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از این سنگ‌ها استفاده گردید. تعداد ۱۴ نمونه از بخش‌های تفریق یافته گدازه‌های کماته‌ای و سیل‌های گابرویی جهت تعیین سن انتخاب شد. کلیه مراحل جدایش زیرکن نیز در مؤسسه علوم زمین آندلوس دانشگاه گرانادا اسپانیا (IACT) صورت گرفته است. ابتدا نمونه‌ها با دستگاه خردایش فکی فولادی تا اندازه مناسب خرد شده‌اند. سپس نمونه‌های خردایش شده توسط یک آسیاب چرخشی^۱ با استفاده از رینگ‌های تنگستن و فولادی آسیاب‌آدر زمان معین و به دفعات آسیاب شده، تا نمونه‌ها به پودری با اندازه استاندارد بین ۱۵۰ تا ۲۵۰ میکرون تبدیل شوند. مراحل آسیاب نمونه‌ها به صورتی است که در هر بار حدود ۱۰۰ گرم نمونه در داخل رینگ تنگستن یا فولادی ریخته شده سپس رینگ به داخل دستگاه آسیاب منتقل شده تا حدود ۱۰ ثانیه درون دستگاه عمل آسیاب کردن صورت گیرد، در ادامه نمونه آسیاب شده تخلیه شده و ۱۰۰ گرم نمونه بعدی به رینگ اضافه می‌شود. این فرآیند تا پایان تمامی حجم نمونه ادامه پیدا می‌کند. در مرحله بعد نمونه آسیاب شده باید آلك شود. این کار توسط یک دستگاه غربال سه طبقه انجام می‌گیرد، به این صورت که ما بین هر طبقه یک توری آلك وجود دارد، بین طبقه پایین و وسط توری با ۱۵۰ میکرون، بین طبقه وسط و بالا توری با ۲۵۰ میکرون و بر روی طبقه بالا توری آلك با ۶۰۰ میکرون وجود دارد. پس از عمل آلك کردن، هر نمونه به چهار نمونه با ۱۵۰ میکرون (۱)، ۱۵۰ میکرون < ۱۵۰ میکرون < ۲۵۰ میکرون (۲)، ۲۵۰ میکرون < ۲۵۰ میکرون < ۶۰۰ میکرون (۳) و ۶۰۰ میکرون < ۶۰۰ میکرون (۴) تقسیم می‌شود. مناسبترین اندازه برای جدایش زیرکن نمونه‌های با ۱۵۰ میکرون < ۲۵۰ میکرون می‌باشند. نمونه‌های با ۱۵۰ میکرون > ۱۵۰ میکرون جهت مطالعات احتمالی بعدی آرشیو شده و نمونه‌های با ۲۵۰ میکرون < ۶۰۰ میکرون و ۶۰۰ میکرون < ۶۰۰ میکرون مجدداً به دستگاه آسیاب منتقل شده تا دوباره آسیاب شوند. این پروسه تا اتمام نمونه‌های بالای ۲۵۰ میکرون ادامه پیدا می‌کند (شکل ۱-۶ الف). در ادامه نمونه‌های با اندازه استاندارد ۱۵۰ میکرون

^۱ Rotor Mill

^۲ Grinding

۱۵۰ μm < s < ۲۵۰ μm به میز لرزان^۱ Holman-Wilfley منتقل شده تا کانی‌های سنگین از کانی‌های سبک تفکیک شوند (شکل ۱-۶ ث). پس از مرحله میز لرزان باید کانی‌های مغناطیسی از کانی‌های فاقد خاصیت مغناطیسی تمیز داده شوند. این عمل به کمک دستگاه جداساز فرانتز^۲ (Frantz Isodynamic Magnetic) مدل LB-1 ساخت ایالات متحده آمریکا صورت گرفته است (شکل ۱-۶ ب). در نهایت نیز عمل جدایش کانی‌های سنگین با چگالی بالا نظیر زیرکن با صافی نمونه‌ها توسط دو مایع چگال (۱) برموفُرم^۳ ۹۷٪ همرا با اتانول (CHBr₃) با چگالی (۲/۸۱ و ۲) دی‌یُدومِ اتان^۴ (CH₂I₂) ۹۹٪ با چگالی ۳/۳۲۲ صورت گرفته است (شکل ۱-۶ پ). کنستانتره حاصل جهت تهیه مونت به آزمایشگاه کانی‌شناسی و تهیه مقاطع IACT منتقل شد. در این مرحله پس از بررسی و جدایش کانی‌های مشکوک با استفاده از میکروسکوپ بیناکولار^۵ مدل LEICA M250 C کانی‌ها درون قالب مونت^۶ چیده شده، البته با توجه به آنکه کنستانتره بدست آمده از اکثر نمونه‌های کماتهایتی حاوی مقادیر بسیار ناچیزی از کانی‌های سنگین با چگالی بالا می‌باشند، در نتیجه کنستانتره بر روی چسپ داخل قالب مونت پاشیده شده تا بعداً تمامی کنستانتره به کمک دستگاه SEM مورد شناسایی قرار گیرد. سپس جهت تهیه مونت از دو محلول اپُفیکس رزین^۷ و اپُفیکس سفت‌کننده^۸ استفاده شده است. ابتدا این دو محلول با نسبت ۱۵ml اپُفیکس رزین و ۲ml اپُفیکس سفت‌کننده ترکیب شده و پس از مخلوط شدن کامل محلول نهایی به آرامی در داخل قالب مونت ریخته می‌شود (شکل ۱-۶ ت). لازم به ذکر است که در تمامی مراحل تهیه محلول یاد شده هیچ حبابی نباید تشکیل شود. برای سفت شدن محلول و تشکیل مونت باید ۲۲ ساعت صبر کرد. در نهایت نیز پس از سفت شدن، مونت‌ها از داخل قالب خارج شده و به کمک دستگاه پولیش صیقلی شده‌اند.

^۱ Holman-Wilfley Shaking Table

^۲ Separator Frantz

^۳ Bromoform

^۴ Diiodomethane

^۵ Binocular Microscope

^۶ Mount

^۷ EpoFix Resin

^۸ EpoFix Hardener



شکل ۱-۶- امکانات آزمایشگاهی مورد استفاده جهت جدایش زیرکن در موسسه IACT، الف) آلف نمونه‌ها جهت رسیدن به اندازه مش بین ۱۵۰ تا ۲۵۰ میکرون، ب) دستگاه فرانتز جهت جدایش کانی‌های با خاصیت مغناطیسی شدید، پ) جدایش کانی‌های سنگین با استفاده از دو محلول چگال، ت) تهیه مونت با استفاده از اُپفیکس رزین و اُپفیکس سفت‌کننده، ث) جدایش کانی سنگین از کانی‌های سبک با استفاده از میز لرزان.

۴-۱ روش‌های آنالیز (Analytical methods)

۴-۱-۱ آنالیز فلورسانس پرتو ایکس^۱ (XRF)

آنالیز عناصر اصلی سنگ کل بوسیله طیف سنجی فلورسانس اشعه ایکس X-Ray در انستیتو علوم زمین آندلوس اسپانیا با استفاده از دستگاه Bruker AXS S4 Pioneer صورت گرفته است. آنالیزها بر روی مهره glass تولید شده توسط گدازش پودر سنگ آمیخته شده با $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ انجام شده است. حد تشخیص تجزیه‌ای^۲ و خطای دستگاهی^۳ به ترتیب 0.1% و 1% می‌باشد. نتایج این آنالیزها نیز در فصل ۵ و پیوست A گزارش شده است.

۴-۱-۲ میکروسکوپ الکترونی روبشی^۴ (SEM)

میکروسکوپ الکترونی روبشی از یک پرتو متمرکز الکترون‌های انرژی بالا^۵ به منظور تولید انواع سیگنال‌ها در سطح نمونه جامد استفاده می‌کند. سیگنال‌هایی که از این تعامل نمونه-الکترون ساطع می‌شوند، اطلاعاتی با ارزش در ارتباط با نمونه (نظیر ریخت‌شناسی خارجی (بافت)، ترکیب شیمیایی، ساختار بلوری و جهت یابی مواد سازنده نمونه) نشان می‌دهند. در بیشتر موارد استفاده از این روش داده‌ها از یک سطح انتخاب شده از نمونه جمع‌آوری شده و در نهایت به تولید یک تصویر دو بُعدی منجر خواهد شد. SEM همچنان می‌تواند آنالیزهای نقطه‌ای بر روی محلی انتخاب شده از یک نمونه را نیز ارائه دهد. این عملکرد به طور ویژه برای تعیین کیفی و یا نیمه کمی ترکیبات شیمیایی (با استفاده از EDS)، ساختار بلوری، و جهت‌یافتگی بلوری (با استفاده از EBSD) سودمند است. در این رساله مشاهدات میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) با تصاویر الکترونی ثانویه و پس پراکنش الکترونی^۶ بر روی مقاطع نازک-صیقلی پوشیده شده با کربن با استفاده از

¹ X-Ray Fluorescence

² Analytical Detection Limit

³ Instrumental Error

⁴ Scanning Electron Microscopy

⁵ High-Energy Electrons

⁶ Backscattered Electron

دستگاه ZEISS EVO® MA-15 همراه با آنالیز کیفی با روش طیف سنجی پراکنده انرژی^۱ (EDS) در مرکز تحقیقاتی (CIC) دانشگاه گرانادا اسپانیا انجام شده است (شکل ۱-۷).

۳-۴-۱ آنالیز الکترون میکروپروب^۳ (EPMA)

ترکیب شیمیایی کانی‌های تشکیل دهنده گدازه‌های کماتهای هم‌تافت شاندیز- ویرانی- مشهد (الیون، کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز) به عنوان یکی از اهداف این رساله، با روش EPMA مورد آنالیز قرار گرفته‌اند. در این راستا تعداد ۶۰ مقطع نازک- صیقلی با کمترین میزان دگرسانی در انستیتو علوم زمین آندلوس (IACT) در دانشگاه گرانادا در کشور اسپانیا تهیه شده است. آنالیز عناصر اصلی کانی‌های تشکیل دهنده این سنگها نیز توسط دستگاه Cameca SX100 Electron Microprobe در مرکز تحقیقاتی (CIC) دانشگاه گرانادا انجام شده است. در این کانی‌ها عناصر (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Ti, Mn, Na, K, P, Cr, Cl and F) با قطر باریکه الکترونی ۱-۵ μm ، با یک ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kV و شدت جریان ۲۰ nA آنالیز شده است.

۴-۴-۱ آنالیز طیف‌نمایی جرمی نشری پلاسمای جفت‌شده القایی^۴ (ICP-MS)

ترکیب عناصر کمیاب سنگ‌کل گدازه‌های کماتهای هم‌تافت شاندیز- ویرانی- مشهد در موسسه IACT و CIC دانشگاه گرانادا اسپانیا بدست آمده‌اند. ابتدا حدود ۱۰۰ mg پودر سنگ‌کل توسط HNO_3 -HF در ظرف تفلون^۵ در ۱۸۰°C و 1.0×10^{-6} Pa و در طول ۳۰ دقیقه با استفاده از یک سیستم میکروویو مدل MilestoneTM حل شده است. محلول بدست آمده تبخیر و خشک شده و سپس در ۴ vol.% HNO_3 حل می‌شود. در نهایت نیز محلول‌های نهایی با استفاده از طیف‌سنجی جرمی نشری پلاسمای جفت‌شده القایی PE NEXION 300D آنالیز شده‌اند (شکل ۱-۸).

¹ Energy Dispersive Spectrometer

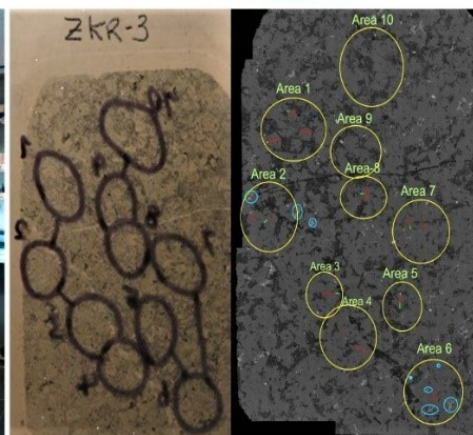
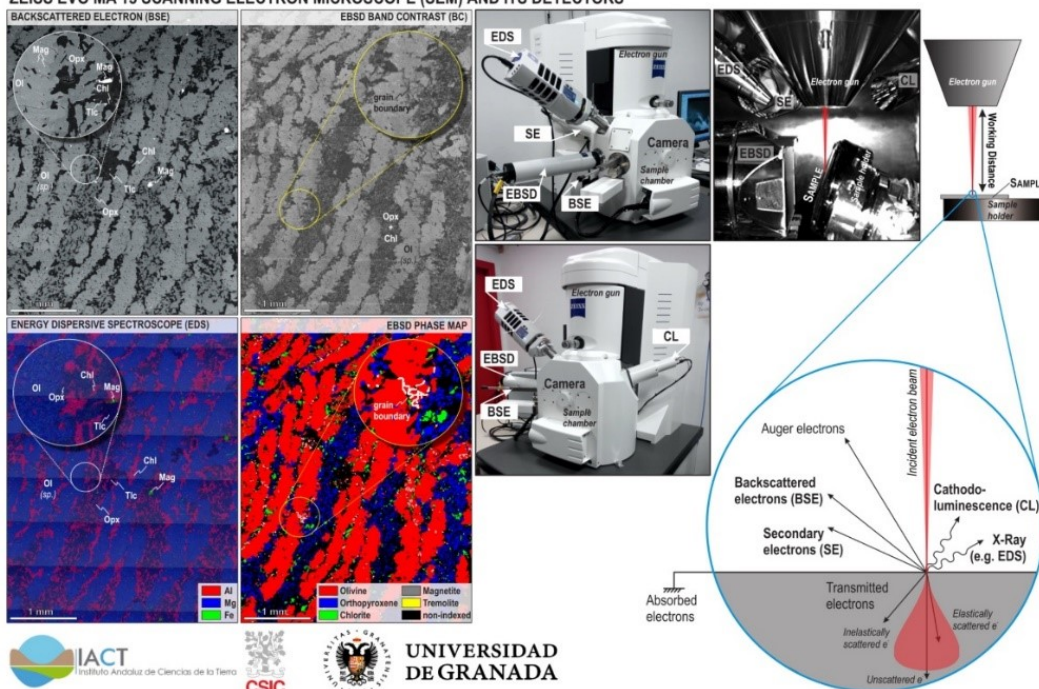
² Centro de Instrumentación Científica

³ Electron Probe Micro-Analyses

⁴ Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry

⁵ Teflon-lined Vessels

ZEISS EVO MA 15 SCANNING ELECTRON MICROSCOPE (SEM) AND ITS DETECTORS



شکل ۱-۷- تصاویری از دستگاه SEM در مرکز تحقیقاتی CIC در دانشگاه گرانادا به همراه سنجنده‌های مختلف آن و برخی عکس‌های تهیه شده با روش EDS و پس پراکنش الکترونی در این تصاویر مقطع نازک-صیقلی با کد ZKR-3 که با لایه‌ای از کربن پوشیده شده است، نیز نشان داده شده است.

۵-۴-۱ آنالیز ایزوتوپی U-Pb با روش LA-ICP-MS^۱

در LA-ICP-MS نمونه به طور مستقیم به وسیله تکنیک فرساب یا ساییدگی^۲ از طریق یک ضربان^۳ باریکه^۴ لیزر تجزیه و آنالیز می‌شود. به منظور انجام این نوع از آنالیز مونت‌های تهیه شده با پوشش نازکی از جنس

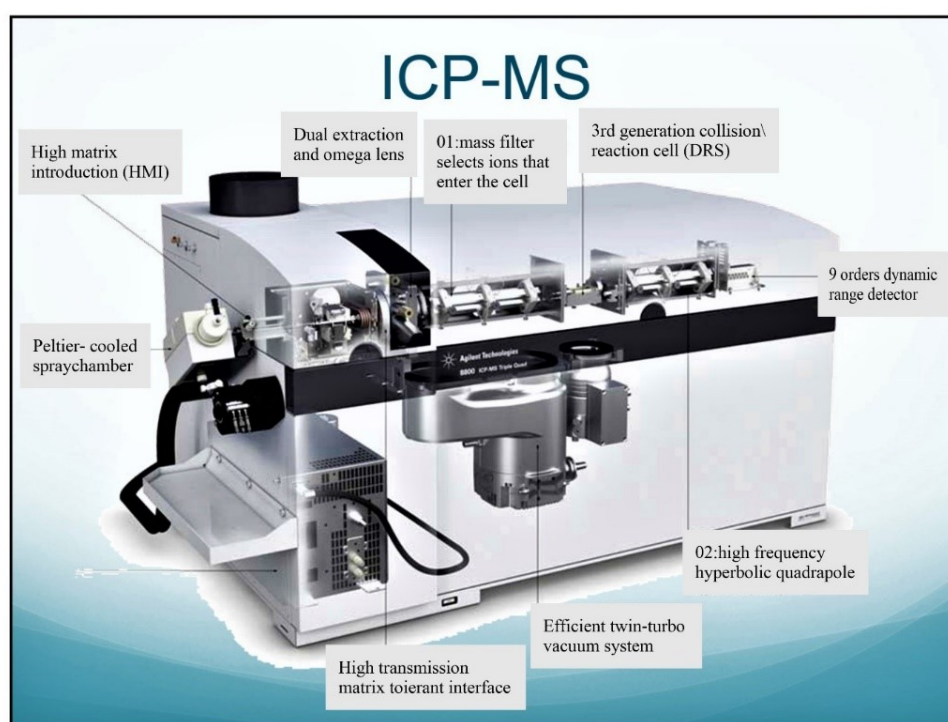
^۱ Laser Ablation Coupled with Inductively Coupled Source- Mass Spectrometry

^۲ Ablating

^۳ Pulse

^۴ Beam

کربن پوشانده شدند و تصاویر کاتدولومینسانس (CL) از آنها در IACT (گرانادا-اسپانیا) با استفاده از میکروسوپ الکترون روبشی ZEISS EVO® MA-15 مجهز به یک سنجنده SIGMA CL /سنجنده KE Developments Centaurus CL تهیه گردید (شکل ۱-۹ الف، ب). نقشه CL تمام دانه‌های مونت تهیه و بررسی شده تا نقاط هدف برای آنالیز انتخاب شوند. علاوه بر تصاویر کاتدولومینسانس، تصاویر انعکاسی (Reflection) و عبوری (Transmit) جهت مطالعه دقیق‌تر و مشخص شدن ساختار درونی زیرک‌ها تهیه شد. در نهایت نیز زیرک‌ها در دپارتمان پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی IACT به وسیله Triple Quadrupole Agilent 8800 ICP-MS، با استفاده از سیستم لیزر فرسب Teledyne-Photon Machines، مجهز به یک سلول فرسب HelEx-II 2-Volume و یک دستگاه صاف کننده سیگنال^۱ ANU-style Squid مورد آنالیز قرار گرفته‌اند.



شکل ۱-۸- بخش‌های مختلف دستگاه ICP-MS موجود در IACT

^۱Signal Smoothing Device

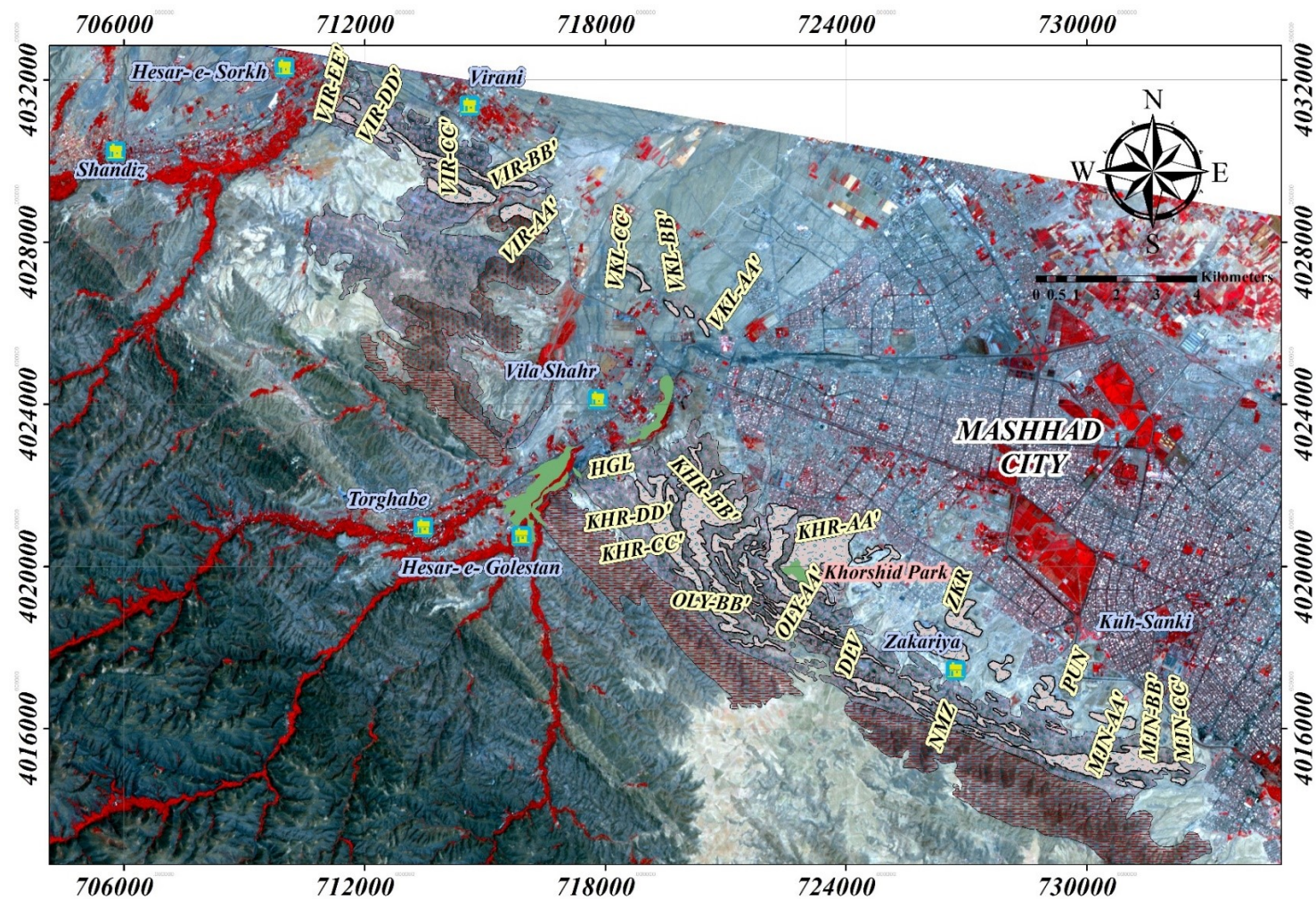
۵-۱ اطلاعات جغرافیایی و ریخت‌شناسی (Geography information and geomorphology)

۵-۱-۱ موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی

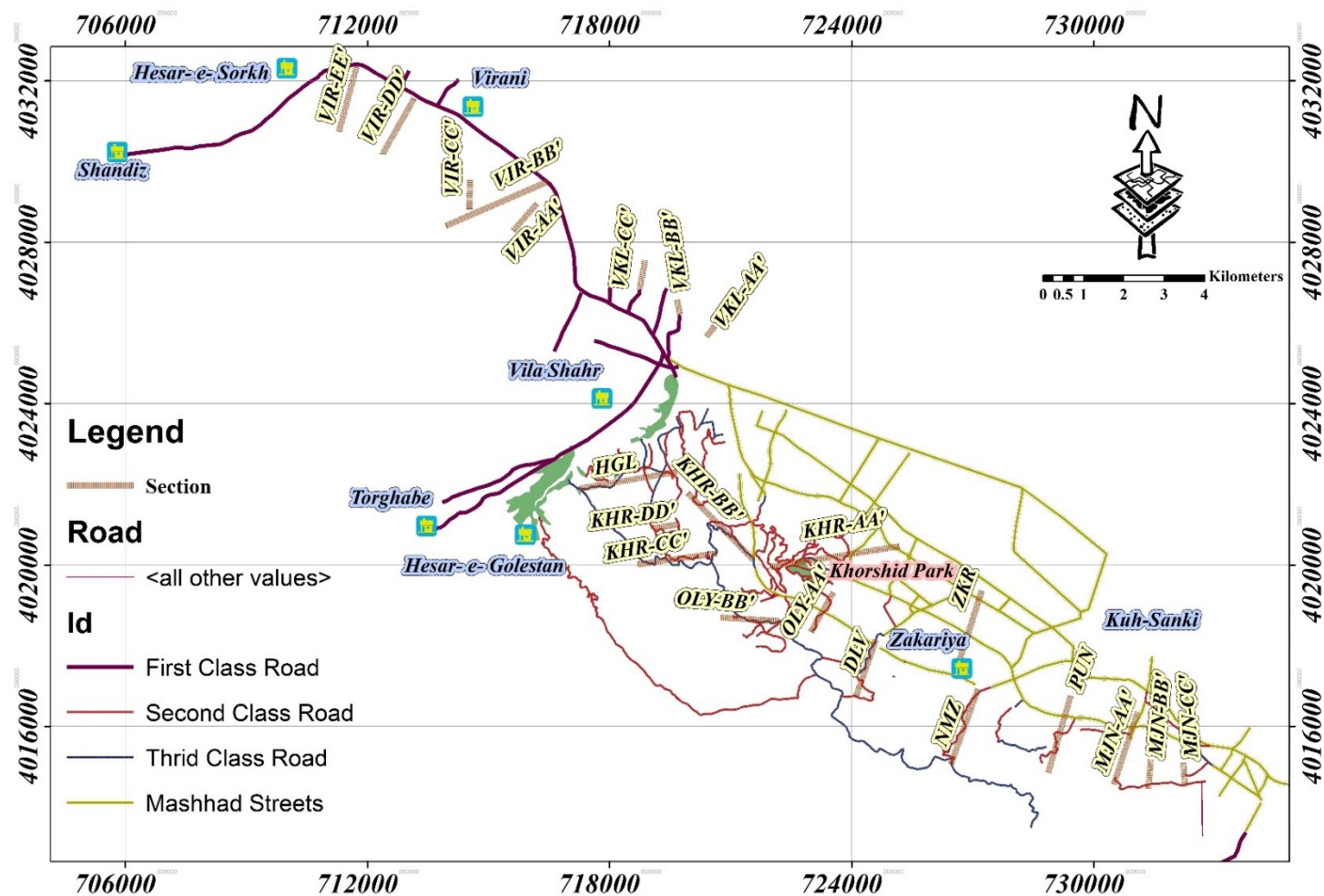
محدوده مورد مطالعه در استان خراسان رضوی و در شمال‌باختر تا جنوب‌باختر شهر مشهد قرار دارد (شکل ۱-۱۰)، این ناحیه همچنین در چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ مشهد، ۱:۱۰۰۰۰۰ طُرقبه، مشهد و ۱:۵۰۰۰۰ مشهد، طُرقبه به شماره 7862 I ، 7962 IV و مختصات ۲۰° ۵۹' تا ۳۶° ۵۹' طول شرقی و ۱۲° ۳۶' تا ۲۵° ۳۶' عرض شمالی در زون ۴۰ جغرافیایی واقع شده است. بر مبنای تقسیم بندی زمین شناسی- ساختاری ایران (نبوی، ۱۳۵۵) این محدوده بخشی از زون بینالود بشمار می‌آید. از آنجا که رخنمون سنگ‌های مورد مطالعه در حاشیه باختری شهر مشهد و چسبیده به آن برونزد دارند، راه‌های ارتباطی زیادی برای دستیابی به منطقه مورد بررسی وجود دارد، از آن جمله می‌توان به حاشیه و انتهای کمربندی‌ها و بزرگراه‌های باختری مشهد، جاده مشهد- شاندیز، جاده مشهد- نیشابور، جاده مشهد- فریمان اشاره کرد (شکل ۱-۱۱).

۵-۲ ریخت‌شناسی

پیکرشناسی زمین درباره تفسیر و تشریح ناهمواری‌های زمین شامل خشکی‌ها و کف دریاها بحث و گفتگو می‌کند. در واقع پیکرشناسی زمین معرف علم ترکیبی است که هدف آن بررسی اجزا اصلی تشکیل دهنده محیط طبیعی است (محمودی، ۱۳۷۹). پیکرشناسی ساختمانی، ناهمواری را در رابطه با ساختمان زمین‌شناسی بررسی می‌کند و اشکال ساختمانی را طبقه‌بندی و مشخص می‌نماید. به عبارت دیگر خطوط اساسی پیکرشناسی ساختمانی زمین، از طریق طبیعت سنگ‌ها (ساختمان سنگ‌شناسی) و نظم و ترتیب آنها (ساختمان زمین‌ساخت) معین می‌شود. از این نظر پیکرشناسی زمین قبل از هر چیز، الزاماً داده‌های ساختمان زمین‌شناسی را مورد استفاده قرار می‌دهد. بنابراین لازم است قبل از مطالعه فهرست اشکال ساختمانی و مجموعه بزرگ پیکر ساختمانی ناشی از آن، بررسی ساختمان زمین‌شناختی مورد مطالعه قرار گیرد.



شکل ۱۰-۱- موقعیت برش‌های عرضی و روانه‌های کماتهای هم‌تافت شاندیز- ویرانی- مشهد (پلی‌گون صورتی با خال‌های آبی) بر روی تصویر ماهواره‌ای آستر.



شکل ۱۱-۱ - شبکه‌ای پیچیده از راه‌های دسترسی به همراه جانمایی بُرش‌های عرضی در هم‌تافت شاندیز- ویرانی- مشهد.

سرانجام اهمیت این عامل در ترکیب کلی زهکشی، ما را به نقش ساختمان زمین‌شناسی در رابطه با شبکه آب‌ها آشنا می‌سازد (محمودی، ۱۳۷۹). رشته ارتفاعات شمال باختر تا جنوب باختر مشهد شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی است که حرکات پوسته‌ی ناشی از دینامیک داخلی زمین موجب ایجاد ساختمان‌های متنوع زمین‌ساختی در آنها شده است. چین‌ها، گسل‌ها و خمیدگی‌ها از جمله عوارض زمین‌ساختی قابل مشاهده در این سنگ‌ها می‌باشند. در سنگ‌های رسوبی ناحیه اشکال ساختمانی مشتمل بر ساختمان‌های تک‌شیب، چین‌خورده و همچنین سنگ‌های آهکی و مرمری که نقش برتر سنگ‌شناسی در تشکیل ناهمواری‌ها دارند، می‌باشد (شکل ۱-۱۲ الف). شبکه آب‌ها مسئول ایجاد اشکال حاصل در این سنگ‌ها است. بر حسب جهت شبکه آب و در ارتباط با ساختمان زمین‌ساختی در سنگ‌های رسوبی ناحیه دو نمونه متفاوت از شبکه‌های آبی قابل تشخیص است. نخست شامل شبکه‌هائی است که شیب عمومی طبقات را دنبال می‌کنند و شبکه‌های موافق یا نزولی نامیده می‌شوند و دوم مشتمل بر شبکه‌هائی است که بر عکس جهت شیب طبقاتی جریان دارند که تحت عنوان شبکه‌های ناموافق یا معکوس نام‌گذاری می‌شوند.

مشخص‌ترین اشکال ساختمانی سکوه‌های بلورین از اختلاف سنگ‌شناسی ناشی از حضور سنگ‌های نفوذی و اثر فرسایش تفریقی در آنها حاصل می‌شود. بر حسب میزان تحمل نسبی سنگ‌های اصلی و نفوذی، ناهمواری‌ها به صورت پستی و بلندی‌هائی شکل می‌گیرند (محمودی، ۱۳۷۹). در باختر مشهد وجود توده‌های گرانیتوئیدی و به ویژه روانه‌های فرامافیک- مافیک و سیل‌های گابرویی عوارض شگفت‌آوری در ناهمواری‌های منطقه بوجود آوردند. روانه‌های فرامافیک- مافیک به صورت طولی در امتداد رسوبات به طول چندین کیلومتر قابل مشاهده می‌باشند. اختلاف سنگ‌شناسی این روانه‌ها با سنگ‌های رسوبی همراه موجب تشکیل اشکال ساختمانی خاص حاصل از تناوب سنگ‌های مقاوم و سست شده است. به طوری که برجستگی‌ها بر سنگ‌های مقاوم (روانه‌های فرامافیک- مافیک) و شیارها یا گودی‌ها بر سنگ‌های سست رسوبی منطبق هستند، این اشکال به صورت موازی در طول چندین کیلومتر در باختر مشهد کشیده شده‌اند.

نظیر چنین اشکالی در سنگ‌های رسوبی ناحیه نیز مشهود است، در مکان‌های که تناوب رخنمون‌های طولی سنگ‌های مقاوم (کوارتزیت، مرمر، ماسه‌سنگ) و سست (شیست، آرژیلیت) تشکیل شده‌اند.

گسترش شبکه آب‌ها، همانند اشکال ساختمانی، با پراکندگی توده سنگ‌های سخت و سست و تغییر شکل‌های آن رابطه نزدیک دارد (محمودی، ۱۳۷۹). در باختر مشهد مسیر شبکه آب‌ها منطبق بر رخنمون سنگ‌های کم مقاومت در برابر فرسایش و یا منطبق بر تغییر شکل ساختمانی عوارض زمین است. سنگ‌شناسی با ویژگی مشخص، در آرایش و میزان انشعاب شبکه آب‌ها دخالت داشته به طوری که در گستره‌های شیستی حالت دندریتی دارند در حالی که در محل سازندهای سخت مانند آهک‌ها و توده‌های گرانیتوئیدی به شدت تابع تکتونیک‌اند. به طور کلی در باختر مشهد روند عمومی رشته کوه‌ها و ساختارهای تکتونیکی نظیر گسل‌ها و چین‌ها، شمال‌باختری- جنوب‌خاوری است، در این رشته‌کوه‌ها مناطق با پوشش سنگ‌های نرم فرسا بویژه فیلیت و شیست دارای ریخت‌های پشته‌ای و دره‌های V شکل ژرف می‌باشند، ولی در قسمت‌های که سنگ‌های کربناته حاکمیت دارند بلندی‌های پرتگاهی، صخره‌ای با دره‌های تنگ و باریک U شکل وجود دارد.

۳-۵-۱ سیستم‌های شکل‌زایی ناشی از فرسایش

فرسایش از طریق دخالت مشترک عوامل مکانیکی، فیزیکی- شیمیایی و بیوشیمیایی رخنمون‌های سنگی را مورد حمله قرار می‌دهد. در باختر مشهد هوازدگی سنگ‌ها را در برابر متلاشی شدن و خرد شدن حساس نموده است. ایجاد پدیده ورقه ورقه شدن در رخنمون‌های سنگی نمودی از تاثیر فرآیند هوازدگی در آنها است، به طوری که لایه‌های هوازده به صورت لایه لایه از سنگ جدا شده و ریخت‌های پوست پیازی را در رخنمون‌های سنگی ایجاد می‌کند. متلاشی شدن دانه‌های بلورین از پدیده‌های مشابهی نتیجه می‌شود، بر حسب کیفیت اعمال فیزیکی- شیمیایی و بیوشیمیایی، متلاشی شدن بر اثر سرما و متلاشی شدن بر اثر گرما

یا متلاشی شدن بر اثر شوری ایجاد می‌شوند (محمودی، ۱۳۷۹). حفره‌های گودی شکل تحت عنوان تافونی^۱ در سنگ‌های گرانیتوئیدی و گابرویی ناحیه به همین ترتیب ایجاد شده‌اند.

۴-۵-۱ آب و هوا و پوشش گیاهی

استان خراسان رضوی دارای وسعتی بیش از ۱۲۷ هزار کیلومتر مربع می‌باشد، که بین مدار جغرافیایی ۳۳ درجه و ۵۲ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۴۲ دقیقه عرض شمالی از خط استوا و ۵۶ درجه و ۱۹ دقیقه تا ۶۱ درجه و ۱۶ دقیقه طول شرقی از نصف النهار گرینویچ قرار گرفته است.

استان خراسان رضوی از تنوع اقلیمی برخوردار است، اما به طور کلی جزو مناطق نیمه خشک کشور به شمار می‌رود. از خصوصیات بارندگی در استان خراسان رضوی، بارش در فصل سرد سال با توزیع غیر نرمال است. بارش‌های سیل آسا، کوتاه مدت و رگباری قسمت عمده بارندگی‌های سالیانه را تشکیل می‌دهد. متوسط بارش استان طی دوره آماری (۱۳۹۱-۱۳۶۸) ۲۰۹,۸ میلی‌متر محاسبه شده است. این در حالی است که متوسط بارندگی ایران ۲۴۳ میلی‌متر و متوسط بارش جهان ۷۸۰ میلی‌متر برآورد شده است. بنابراین بارندگی استان خراسان رضوی، حدود یک چهارم متوسط بارش جهانی بوده و جزء مناطق کم باران جهان محسوب می‌گردد. توزیع بارش استان یکنواخت نبوده و بطور کلی مقدار آن از شمال به جنوب استان کاهش می‌یابد. کمترین بارش متوسط سالانه خراسان رضوی در شهرستان خواف به مقدار ۱۱۶,۲ میلی‌متر بوده و بیشترین مقدار در قوچان به مقدار ۳۱۲,۸ میلی‌متر محاسبه گردیده است. بارش متوسط سالانه دوره آماری در مشهد ۲۵۴,۳ میلی‌متر می‌باشد. از نظر دمایی، استان خراسان رضوی دارای تابستان‌های گرم و زمستان‌های سرد است و میانگین درجه حرارت سالانه از شمال به جنوب افزایش می‌یابد، به گونه‌ای که میانگین سالانه دمای شهرستان فریمان ۱۲,۲ درجه سانتی‌گراد بوده و سردترین منطقه خراسان رضوی محسوب می‌شود. این در حالی است که شهرستان سبزوار با دمای میانگین سالانه ۱۸,۲ درجه سانتی‌گراد گرمترین نقطه استان می‌باشد. میانگین بیشینه دمای استان ۲۲,۴ درجه و میانگین کمینه دمای استان طی

^۱Tafoni

دوره آماری ۸,۸ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. کمینه مطلق استان خراسان رضوی مربوط به شهرستان قوچان با ۲۵,۴- درجه سانتی‌گراد و بیشینه مطلق مربوط به سرخس با ۴۷,۶ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. در استان خراسان رضوی، میانگین سالانه رطوبت نسبی ۴۶ درصد محاسبه گردیده است. و بطور کلی مقدار آن از شمال به جنوب استان کاهش می‌یابد. بیشترین سرعت وزش باد در استان خراسان رضوی طی دوره آماری بلند مدت، ۲۸ متر بر ثانیه در شهرستان‌های تربت جام و تربت حیدریه و خواف ثبت گردیده است. توده‌های هوای موثر بر استان خراسان رضوی طی فصل گرم سال که از اوایل بهار تا اوایل پاییز ادامه دارد عبارتند از: توده هوای مونسون که تأثیراتش بر روی استان به صورت بارش‌های رگباری در نوار جنوبی، توده هوای گرم شاخ آفریقا که تأثیراتش به صورت افزایش دما و وزش باد نسبتاً شدید در نیمه جنوبی استان و توده هوای سرد شمالی که بصورت بارش‌های رگباری بر روی استان تأثیر گذار می‌باشد. توده‌های هوای موثر بر استان خراسان رضوی طی فصل سرد سال که از اوایل پاییز تا اوایل بهار ادامه دارد عبارتند از: توده هوای مدیترانه‌ای که تأثیراتش بر روی استان بصورت بارش‌هایی به صورت رگبار، توده هوای دریای سیاه، و توده هوای سرد قطبی که بوسیله بارش‌هایی بصورت برف بر استان تأثیر می‌کنند. باد محلی دیزباد یا تیزباد از جمله بادهای مهم در استان است، که در قسمت‌هایی از شهرستان‌های نیشابور و مشهد می‌وزد و با توجه به شرایط مناسبی که دارا می‌باشد، یک باد اقتصادی محسوب می‌گردد. منطقه وزش باد، در جنوب و جنوب شرقی شهرستان نیشابور در جنوب ارتفاعات بینالود واقع شده است. این باد محلی با جهت شرقی- غربی می‌وزد و اثرات فرسایشی آن در جنوب دشت نیشابور و تمایل درختان کوچک و بزرگ به سمت غرب، نشان از قدمت این باد دارد. سرعت باد در حوالی نیمه شب کم شده و تا اوایل صبح ادامه دارد و در نیم روز سرعت باد به بیشترین مقدار خود می‌رسد. این باد در طول سال تغییر جهت ناچیزی دارد (بر گرفته از سایت هواشناسی استان خراسان رضوی <http://www.razavimet.ir>).

۵-۵-۱ پیشینه مطالعات

زمین‌شناسی مشهد از دیرباز مورد توجه محققین علوم زمین و به خصوص علاقمندان به زمین‌شناسی تیتیس بوده است. قدیمی‌ترین مطالعات صورت گرفته درباره زمین‌شناسی مشهد احتمالاً به کارهای Houtum (1883, 1884, 1886) و Schindlre (1885, 1886, 1887) بر می‌گردد. Griesbach در این ناحیه به جمع‌آوری سنگواره‌های پرداخت که بعدها در سال (1911) توسط Reed مورد مطالعه قرار گرفت.

Raymond Furon طی سال‌های (1923-1937) فلات ایران، افغانستان و پاکستان را مورد مطالعه قرار داده است، ایشان در سال (1941) کتابی را تحت عنوان زمین‌شناسی فلات ایران (ایران، افغانستان و بلوچستان) منتشر نمود، که در بخش‌های از کتاب یاد شده به چینه‌شناسی ناحیه مشهد پرداخته است.

Bonnard چینه‌شناسی و زمین‌شناسی ساختمانی مشهد را مورد مطالعه قرار داده، نامبرده نتایج حاصل از مطالعاتش را در قالب یک مقاله در سال (1944) به چاپ رسانده است. Holzer & Momenzadeh (1969) گرانیت‌ها و دگرگونی‌های اطراف مشهد را توصیف نموده‌اند.

سازمان زمین‌شناسی کشور در سال (۱۹۷۰) ناحیه مشهد را مورد بررسی قرار داده است، که حاصل آن در گزارشی تحت عنوان بازدید مقدماتی ناحیه‌ای کانی‌های کوه بینالود در مناطق فریمان- مشهد- نیشابور (شمال خراسان، شرق ایران) منتشر شد، شایان ذکر است که نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ مشهد نیز توسط افشارحرب، آقانباتی، مجیدی، علوی تهرانی، شهرابی، داودزاده و نوائی (۱۳۶۵) با توجه به این مشاهدات ترسیم شده است.

علوی نائینی و مجیدی در سال (۱۹۷۲) در قالب گزارشی، سنگ‌های نفوذی و دگرگونی ناحیه‌ای مشهد را مطالعه نمودند. گرانیت‌های مشهد نیز توسط Alberti et al. (1973) مطالعه شد، نامبردگان سنگ‌های گرانیتی مشهد را به روش پتاسیم- آرگن تعیین سن نموده و سن ۳۰۰ میلیون سال (پرمین) را برای این

سنگ‌ها پیشنهاد کردند. (Alberti & Moazez (1974) مقاله‌ای به عنوان سنگ‌های نفوذی و دگرگونی ناحیه مشهد، خراسان، شمال شرق ایران را منتشر نمودند.

Aghanabati et al. (1975) مقاله‌ای به عنوان فاز کوهزایی ژوراسیک میانی در شمال شرق ایران (ارتفاعات بینالود) در سمپوزیوم ژئودینامیک جنوب غرب آسیا ارائه کردند.

Majidi (1978) از پایان‌نامه خود تحت عنوان "مطالعه سنگ‌ساختاری منطقه مشهد، دگرگونی‌ها، سرپانتین‌ها و گرانیتوئیدهای هرسی‌نین" دفاع نموده است، ایشان بخش‌های از پایان‌نامه خود را در سال (1981) در مقاله‌ای با عنوان جریان‌ات گدازه‌ای الترابازیک مشهد، شمال خاور ایران به چاپ رسانده است. نامبرده در باختر مشهد حداقل ۱۵ روانه فرامافیکی تشخیص داده که دارای ماهیت تولدایت آبیسال غنی از منیزیم و معادل با سنگ‌های گماته‌ایتی می‌باشند. مجیدی این سنگ‌ها را یک مجموعه اُفیولیتی تشکیل شده در ریفت‌های عمیق پوسته‌ای درون پلاتفرم‌ها و نه یک اُفیولیت ایده‌آل بعنوان قطعاتی از پوسته اقیانوسی می‌داند. ایشان در سال‌های (1981 & 1983) نیز در قالب گزارشاتی ژئوشیمی، منشاء و محیط زمین دینامیکی گدازه‌های مافیک-فرامافیک مشهد را مورد بحث قرار داده است.

Alavi (1979) در مقاله‌ای با عنوان "همتافت اُفیولیتی ویرانی و سنگ‌های اطراف" سنگ‌های مافیک-فرامافیک و دگرگونی‌های شمال‌باختر مشهد را مورد مطالعه قرار داده است. نامبرده در سال (1991) در مقاله دیگری تحت عنوان "ویژگی‌های رسوبی-ساختاری بقایای تَتیس‌کهن در شمال‌خاور ایران" جایگاه رسوبی-ساختاری سنگ‌های ناحیه را بررسی و یک مدل رسوبی-ساختاری ارائه می‌کند. در این مدل اسلیت‌ها، فیلیت‌ها و شیست‌ها بقایای تَتیس‌کهن در نظر گرفته شده که به عنوان توربیدیت‌های پرکننده ژرفنا با ارتباط میان انگشتی با گلسنگ‌های همی‌پلاژیک آبیسال و کربناته‌ها و چرت‌های پلاژیک تفسیر شده‌اند.

Alavi (1992) همچنین تکتونیک تراستی منطقه بینالود را مطالعه نموده و در نهایت کوه‌های بینالود را یک کمر بند چین خورده و گسلیده دارای دوپلکس‌های^۱ متعدد معرفی می‌نماید.

Plimer & Moazez (1981) مطالعه‌ای بر روی زون‌بندی گارنت‌ها در ناحیه پلی‌متامورفیک درخت بید مشهد انجام دادند، این مطالعه در رابطه با منطقه بندی نرمال و معکوس گارنت‌ها و عدم منطقه‌بندی در این کانیها بوده است.

Lammerer و همکاران منطقه مشهد را در قالب پروژه ژئوتراورس^۲ مورد بررسی قرار داده و نتایج حاصله را در مقاله‌ای با عنوان "تکامل تکتونیکی کوه‌های بینالود (شمال خاور ایران)" در سال (1984) منتشر نمودند. در مقاله یاد شده سن اُفیولیت‌های مشهد دونین و سن گرانیات آن پرمین اعلام شده است.

میرزاد (۱۳۷۰) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد گرانیات‌های مشهد را مورد مطالعه قرار داد، ایشان تونالیت‌ها و گرانودیوریت‌ها را از نوع I و منزوگرانیات‌ها را از نوع S می‌داند.

سبزه‌ای (۱۳۷۳) فرامافیک‌های مشهد را از نوع کُماتهایت دانسته که در یک محیط اولاکوژن فوران نموده‌اند. نامبرده در سال (۱۳۷۴) به بحث درباره نحوه تشکیل این سنگ‌ها پرداخت. سبزه‌ای همچنین در سال (۱۳۹۴) در مقاله‌ای با عنوان "ماگما کُماتهایت: نقش آن در تکوین سکانس ماگمایی اُفیولیت‌ها: محدود به اُفیولیت‌های ایران" نحوه تشکیل کُماتهایت‌های ایران را تشریح کرده است.

محمد تقی دخیلی (۱۳۷۴) رساله خود را با عنوان پترولوژی سنگ‌های ماگمایی و دگرگونی شمال‌شرق فریمان بر روی سنگ‌های فرامافیک فریمان گذارند. ایشان معتقد است که سنگ‌های فرامافیک فریمان از نوع گدازه‌های کماهایتی می‌باشند.

^۱Duplex

^۲Geotravers

ولی‌زاده و کریم‌پور (۱۳۷۴) مقاله‌ای با عنوان "منشا، و موقعیت تکتونیکی گرانیت‌های جنوب مشهد" منتشر کردند، که بر این اساس کلیه توده‌های گرانیتی منطقه را از نوع S و منشا آنها را پوسته قاره‌ای توصیف نمودند.

کریمی مقدم (۱۳۷۶) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد تحت عنوان "پetroloژی سنگ‌های بازیک و الترابازیک جنوب غرب تا شمال غرب مشهد" این سری از سنگ‌ها را مورد مطالعه قرار داد. ایشان تعداد ۳۰ نمونه از این سنگ‌ها را مورد آنالیز عناصر اصلی و کمیاب قرار داد و بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی سری توله‌ایتی و ساب‌آلکالن را برای سنگ‌های بازیک و الترابازیک مشهد پیشنهاد نمود. کریمی مقدم با توجه به شواهد سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی، تکتونیکی و مقایسه این مجموعه با آفیولیت‌های مشهور جهان نظیر اسمعیل در عمان این مجموعه را یک هم‌تافت آفیولیتی از نوع HOT توصیف می‌کند.

داور پناه (۱۳۷۶) پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود را با عنوان "پetroloژی سنگ‌های دگرگونی منطقه خَلج و توده نفوذی اطراف آن" به پایان رسانید. نامبرده دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای و یک مرحله دگرگونی مجاورتی حاصل از هم‌بری با توده نفوذی گرانیتی را برای این سری از سنگ‌ها پیشنهاد می‌کند.

فاضل ولی‌پور (۱۳۸۱) رساله دکتری خود را با عنوان "پetroگرافی، پetroloژی سنگ‌های مافیک-فرامافیک مشهد" به سرانجام رسانید. ایشان این مجموعه سنگی را یک هم‌تافت آفیولیتی از نوع HOT می‌داند.

هاتفی (۱۳۸۲) نیز در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد با عنوان "مطالعه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و توده‌های نفوذی منطقه دهنو (شمال غرب مشهد)" دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای و یک مرحله دگرگونی مجاورتی در طول یک فاز کوهزایی را برای سنگ‌های منطقه متذکر می‌شود.

Ghazi et al. (2001) مقاله‌ای تحت عنوان "ژئوشیمی و سن‌های $Ar^{40}-Ar^{39}$ آفیولیت‌های مشهد، شمال خاور ایران" را منتشر نموده‌اند، که تعیین سن $Ar^{40}-Ar^{39}$ انجام شده در این پژوهش بر روی هورنبلندگابروهای آفیولیت‌های مشهد سن‌های $281.7 \pm 4.56 Ma$ و $277.1 \pm 4.55 Ma$ را نشان می‌دهد.

Wilmsen et al. (2009) در مقاله‌ای تحت عنوان "گروه شمشک (ژوراسیک پایینی - میانی) کوه‌های بینالود، شمال خاور ایران: چینه‌شناسی، محیط ته‌نشینی و مفاهیم زمین دینامیکی" واحدهای آواری ژوراسیک باختر مشهد را مورد بررسی قرار دادند.

Sheikholeslami & Kouhpeyma (2012) در قالب مقاله‌ای به تحلیل ساختاری و تکامل تکتونیکی رشته-کوه‌های شرقی بینالود پرداختند.

Mirnejad et al. (2013) مقاله‌ای را با عنوان "ژئوشیمی و پتروژنز گرانیتوئیدهای مشهد: بینشی به سوی تاریخچه زمین دینامیکی تئیس کهن در شمال خاوری ایران" منتشر نمودند. در این پژوهش گرانیت‌های مشهد به سه گروه ۱- کوارتز دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت متآلومین تا پرآلومین، کالک‌آلکالن با K متوسط ۲- گرانودیوریت متآلومین، کالک‌آلکالن با K متوسط تا بالا ۳- مونزوگرانیت متوسط تا شدت پرآلومین، کالک‌آلکالن با K بالا تقسیم‌بندی شده‌اند. این گرانیتوئیدها از نوع S و I بوده که در طول فروانش تئیس-کهن و خاتمه تصادم خرده قاره ایران با اوراسیا تشکیل شده‌اند.

Samadi et al. (2014) مقاله‌ای با عنوان "فروانش تریاس تئیس کهن در مرکز کوهزاد آلپ- هیمالیا: شواهدی از گرانیتوئیدهای نوع I دهنو (شمال خاور ایران)" را منتشر نمودند. ایشان بر اساس داده‌های عناصر اصلی و کمیاب به همراه نسبت‌های ایزوتوپی ماهیت گرانیتوئیدهای دهنو را متآلومین، کالک‌آلکالن نوع I تعیین کرده‌اند. نامبردگان این سنگ‌ها را حاصل فروانش ورقه اقیانوس تئیس کهن به زیر بلوک توران می‌دانند.

Vaez-Javadi & Allameh (2015) به مطالعه بیواستراتیگرافی آواری‌های ژوراسیک باختر مشهد پرداختند، ایشان یافته‌های خود را در قالب مقاله‌ای تحت عنوان "بیواستراتیگرافی سازند بازحوض در مقطع الگو، جنوب باختر مشهد بر پایه میکروفسیل‌های گیاهی" به چاپ رساندند.

Shafaiimoghadam et al. (2015) مقاله‌ای تحت عنوان "تکامل دونین تا پرمین اقیانوس تتیس‌کهن: شواهدی جدید از سن‌سنجی U-Pb زیرکن و ایزوتوپ‌های Sr- Nd- Pb اُفیولیت‌های دره‌انجیر- مشهد، شمال‌خاوری ایران" منتشر نمودند. ایشان تعداد ۳۲ نمونه از اُفیولیت‌های دره‌انجیر- مشهد را به منظور تعیین عناصر اصلی، جزئی، REE و آنالیزهای ایزوتوپی Sr-Nd-Pb، سن‌سنجی زیرکن به روش U-Pb و ایزوتوپ‌های O-Hf زیرکن مورد آنالیز قرار داده‌اند. بر اساس نتایج حاصل از این پژوهش، نامبردگان معتقدند که هم‌تافت مافیک- فرامافیک و همراهان رسوبی مشهد- دره‌انجیر در بالای یک زون فروورانش، در دونین تا پرمین تشکیل شده‌اند.

محمدیها و همکاران (۱۳۹۵) در قالب مقاله‌ای تحت عنوان "ویژگی‌های کانی‌شناسی آمفیبول در آمفیبول- پریدوتیت‌های مشهد" به مطالعه سنگ‌های فرامافیک مشهد پرداخته‌اند. همانطور که از عنوان مقاله قابل برداشت است، نامبردگان این سنگ‌ها را بخش پریدوتیتی یک سکانس اُفیولیتی در نظر گرفته‌اند.

Li et al. (2018) نیز بدون توجه به روابط صحرایی و با تکیه بر یکسری شواهد شک برانگیز سنگ‌های فرامافیک - مافیک حوالی مشهد را به روانه‌های کماتهایتی و پیکروبازالتی تقسیم‌بندی کرده‌اند. آنها همچنین پیشنهاد می‌کنند که این مجموعه سنگها از یک تنوره گوشته‌ای منشا گرفته و متعلق به زمان باز شدن تتیس کهن می‌باشند.

فصل ۲ (CHAPTER II)

جایگاه زمین‌شناسی و روابط صحرایی

GEOLOGY SETTING AND FIELD RELATIONS

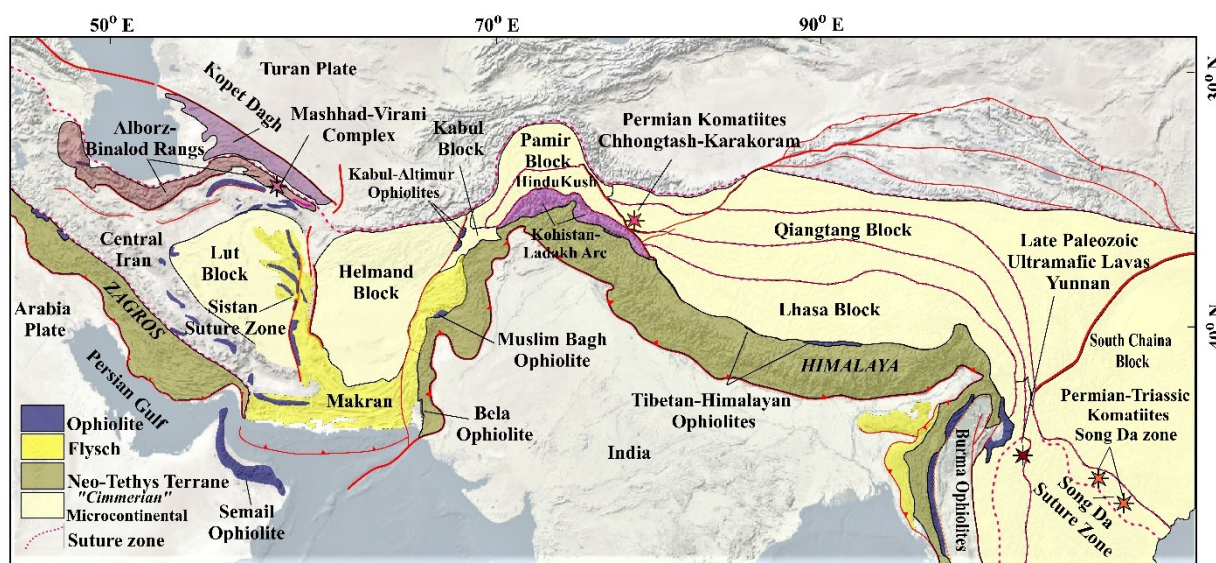
۲ جایگاه زمین‌شناسی و روابط صحرایی (Geology setting and field relations)

۲-۱ جایگاه زمین‌شناسی (Geology setting)

به باور بسیاری از زمین شناسان همتافت شاندیز- ویرانی- مشهد (SVMC) یک توالی افیولیتی آرمانی است، که در اواخر پالئوزوئیک و در اثر بسته شدن تتیس کهن تشکیل شده (Stocklin, 1979; Alavi, 1991; 1977; 1968; Berberian & King, 1981; Stocklin & Nabavi, 1973; Şengör, 1984, 1990; Diefenbach et al., 1986; Boulin, 1988; Eftekhar-Nezhd & Behroozi, 1991; Ruttner, 1993; Taheri & Ghaemi, 1994; Pourlatifi et al., 2001; Ghazi et al., 2001; Karimpour et al., 2006; کریمی مقدم، ۱۳۷۶؛ فاضل‌ولی پور، ۱۳۸۷، محمدیها و همکاران، ۱۳۹۵؛ ۱۳۹۶; Razavi et al., 2008; Sheikholeslami & Kouhpeyma, 2012; Mirnejad et al., 2013). این کمپلکس شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های فرامافیک - مافیک به طول تقریبی ۳۲ کیلومتر از حاشیه غربی مشهد تا ویرانی و خاور شاندیز و با ستبرا بیشینه ۵ کیلومتر می‌باشد.

به طور کلی شمال‌خاوری ایران به لحاظ ریخت‌شناسی با دو سری رشته ارتفاعات مجزا با روند NW-SE مشخص است. رشته ارتفاعات نخست که در NE زمین درز تتیس کهن قرار دارد، موسوم به زون کپه‌داغ است و جزئی از صفحه اوراسیا (توران) به شمار می‌آید. رشته ارتفاعات دوم موسوم به زون بینالود، جزئی از دنباله SE رشته کوه‌های البرز و صفحه گندوانا محسوب می‌شود (Lammerer et al., 1984; Eftekhar-Nezhd & Behroozi, 1991; Alavi, 1992; Wilmsen et al., 2009). بر اساس اغلب مدل‌های زمین دینامیکی در اواخر پالئوزوئیک و اوایل مزوزوئیک شاخه‌ای از اقیانوس تتیس کهن در شمال خاوری ایران بین صفحه اوراسیا (توران) در شمال و خرده قاره ایران مرکزی (سیمیرین) در جنوب وجود داشته است (Stocklin, 1977; 1968; Berberian & King, 1981; Stocklin & Nabavi, 1973; Diefenbach et al., 1986; Boulin, 1988; Şengör, 1984, 1990; (شکل ۱-۲). تصور می‌شود که توالی سنگ‌های فرامافیک- مافیک در SVMC، فریمان و پنجره تکتونیک آق دربند (دره انجیر) در شمال خاوری ایران بقایایی فسیل شده این

اقیانوس باشند (Alavi, 1991; Ruttner, 1993; Sheikholeslami & Kouhpeyma, 2012). در خارج از مرزهای ایران نیز می‌توان در نواحی نظیر تیان‌شان - شمال پامیر و تبت در امتداد کمان شمال پامیر - مشهد بقایایی فسیل شده این اقیانوس را دنبال کرد (Berberian & King, 1981; Boulin, 1988; Xu et al., 2015). در این نواحی نیز برخورد خرده قاره های سیمیرین نظیر بلوک هیلمند، بلوک کابل و بلوک جنوب پامیر به حاشیه جنوبی اوراسیا موجب بسته شدن شاخه‌های اقیانوس تتیس کهن و تشکیل سکانس‌های افیولیتی مشابه با شمال خاوری ایران شده است (Xu et al., 2015; Shangyou et al., 1990; Lottes & Rowley, 1990) (شکل ۱-۲). شناخته شده ترین رخنمون زمین درز تتیس کهن در ایران SVMC در حوالی شهر مشهد است. این مجموعه سنگی در بین دو ورقه تکتونیکی اوراسیا (توران) در شمال و خرده قاره ایران مرکزی در جنوب ساندویچ شده است (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲ - موقعیت همتافت شاندیز-ویرانی - مشهد و سایر رخنمون‌های سنگ‌های فرامافیک در جنوب آسیا، این همتافت ما بین بلوک لوت در جنوب و صفحه تکتونیکی توران در شمال ساندویچ شده است.

SVMC از چهار مجموعه سنگی متفاوت به شرح زیر تشکیل شده است: (۱) سنگ‌های فرامافیک - مافیک (به عنوان سنگ‌های گوشته‌ای سکانس افیولیتی تفسیر شده‌اند) (Alavi, 1991; 1979; Ghazi et al., 2001; Şengör, 1984, 1990)، (۲) واحدهای رسوبی دگرگون شده شامل اسلیت، فیلیت، شیست، مرمر، متاچرت، متاسندستون و متاشیل (به عنوان رسوبات فیلیشی تشکیل شده در گودال زون فروانش تفسیر شده

اند)(Alavi, 1991;1979; Mirnejad et al., 2013)، ۳) سنگ‌های آذرآواری (به عنوان پیروکلاستیک‌های تشکیل شده در کمان آتشفشانی زون فرورانش تفسیر شده‌اند) (Alavi, 1991, 1979)، ۴) گرانیتوئیدهای مشهود شامل دیوریت، گرانودیوریت، تونالیت و مونزوگرانیت (به عنوان گرانیتوئیدهای تشکیل شده در یک رژیم قوسی در طول زون فرورانش اقیانوس تیتیس کهن به زیر صفحه توران تفسیر شده‌اند) (Karimpour et al., 2010b, 2011; Mirnejad et al., 2013).

از دیدگاه بسیاری از محققین شکل‌گیری اقیانوس تیتیس کهن در پالئوزوئیک و بسته شدن تمامی شاخه‌های آن از جمله شاخه ایرانی آن در اوایل مزوزوئیک بوده است (Xu et al., 2015). بر همین اساس Majidi (1978) ضمن مقایسه توالی رسوبی- ماگمایی SVMC با نواحی هندوکش، تیان شان و پامیر این سنگها را متعلق به دونین تا کربنیفر می‌داند. اما (Taheri & Ghaemi 1994) بر اساس فوزولین‌های بدست آمده از سنگ آهک‌های بخش بالایی این توالی سن اوایل پرمین را برای این مجموعه بدست آورده‌اند.

(Sheikholeslami & Kouhpeyma 2012) نیز مطالعات بیواستراتیگرافی را بر روی نمونه‌های چرت رادیولار دار این مجموعه انجام دادند و سن کربنیفر تا پرمین را برای این توالی پیشنهاد می‌نمایند. همچنین (Ghazi et al. 2001) با تعیین سن دو نمونه هورنبلند گابرویی به روش Ar^{40}/Ar^{39} سن‌های 281.7 ± 4.56 Ma و 277.1 ± 4.55 Ma را بدست آورده‌اند، بر این اساس نامبردگان مجموعه سنگ‌های SVMC را یک سکانس افیولیتی متعلق به اوایل پرمین (Artinskian) می‌دانند.

۲-۲ کلیاتی درباره سرگذشت رشته کوه‌های بینالود

مجموعه سنگ‌های فرامافیک- مافیک SVMC جزئی از زون بینالود بشمار می‌آیند. از همین این رو، در ادامه به شرح مختصری از سرگذشت زمین‌شناختی زون بینالود خواهیم پرداخت. این زون رشته کوه‌های بینالود را با روند تقریباً شمال‌باختری- جنوب‌خاوری در بر می‌گیرد. مرز جنوبی آن گسل میامی یا شاهرود و حد شمال غربی آن گسل سمنان است. گسترش واقعی این زون بین نواحی شمالی سبزوار و نیشابور تا تربت جام است ولی در آن سوی مرز (افغانستان) نیز قابل تعقیب می‌باشد (درویش‌زاده، ۱۳۸۵). مجموعه سنگ‌های

فرامافیک- مافیک باختر مشهد در خاور زون بینالود واقع می‌باشند. در این ناحیه، حد زون بینالود در شمال با زون کپه‌داغ منطبق بر گسل کشف‌رود است، حد جنوبی نیز با سیستم گسله نیشابور و خطواره فریمان- تربت‌جام مشخص است (Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012). نبوی (۱۳۵۵) واحد زمین‌شناسی بینالود را زون تدریجی بین ایران مرکزی و البرز می‌داند. زیرا به نظر وی، رسوبات و رخساره‌های پالئوزوئیک آن کم و بیش با البرز و ایران مرکزی مشابه است. آقانباتی (۱۳۸۹) نیز معتقد است که زون بینالود خویشاوندی زمین‌شناختی بیشتری با ایران مرکزی تا البرز دارد. افتخارنژاد (۱۳۵۹)، کوه‌های بینالود را جزئی از ایران مرکزی به حساب می‌آورد و معتقد است زون مزبور طی دونین پسین- کربنیفر با البرز غربی و مرکزی و در پرمین با سایر قسمت‌های ایران از نظر حوضه رسوبی وضع تقریباً مشابهی داشته و در ارتباط بوده است. این زون حاوی مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین و دگرگونی می‌باشد. در باختر و جنوب باختر مشهد رخنمون‌های از این سنگ‌ها به صورت سه فاز دگرگونی، سه فاز گرانیته‌زایی (ولی‌زاده و کریم‌پور، ۱۳۷۴) و مجموعه سنگ‌های فرامافیک- مافیک قابل مشاهده است. (Majidi (1989 سنگ‌های دگرگونی این ناحیه را با سنگ‌های مشابه در هندوکش و تیان‌شان قابل قیاس می‌داند و این پدیده را وابسته به فاز کوهزائی هرسینین معرفی می‌نماید (علوی نائینی، ۱۳۷۲).

در این زون رسوبات کامبرین فسیل‌دار وجود دارد (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). در بینالود رسوبات سیلورین تا کربنیفر زیرین با ایران مرکزی مشابهت داشته، در حالی که البرز سرگذشتی متفاوت دارد. رسوبات کربنیفر فوقانی در بینالود، شامل مجموعه‌ای از ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی سیاه رنگ و شیل است که تا اندازه‌ای شبیه تشکیلات سردر در ایران مرکزی است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

بر خلاف دیگر نقاط ایران که سنگ‌های پرمین خاستگاه قاره‌ای- سکویی دارند، در جنوب باختر مشهد تا شمال خاوری فریمان مجموعه‌ای از سنگ‌های فرامافیک- مافیک و رسوبات پلاژیک، به سن پرمین وجود دارد. این مجموعه سنگ‌های مافیک، فرامافیک و همراهان رسوبی آنها سیمای منشورهای برافزاینده دارند و بیشتر زمین‌شناسان بر این باورند که مجموعه یاد شده، ضمن داشتن خاستگاه اقیانوسی، نشانگر زمین‌درز

تتیس کهن است که دو صفحه توران و ایران را از یکدیگر جدا می‌سازد. رسوبات متعلق به پرمین در ناحیه فریمان در بخش زیرین شامل سنگ‌های آتشفشانی زیر دریایی است که در بخش بالائی بتدریج به شیست‌های فیلیتی همراه با میان لایه‌هایی از آهک تبدیل می‌شود، این سنگ‌ها همگی دستخوش دگرگونی قرار گرفته‌اند. در بخش‌های آهکی این مجموعه فسیل‌های متعلق به پرمین گزارش شده است (علوی‌نائینی، ۱۳۷۲). در ۱۰۰ کیلومتری جنوب خاوری مشهد در پنجره فرسایشی آق‌دربند رخساره‌های استثنایی از تریاس وجود دارد. در این ناحیه رخساره‌های سنگی و زیستی ویژه به صورت نواری به درازای ۲۰ و پهنای ۲ تا ۴ کیلومتر با روند باختر- شمال‌باختری در یک زون فلسی وجود دارد. سنگ‌های تریاس ناحیه آق‌دربند شامل سازند آهکی سفیدکوه، سازند نظرکرده، سازند آتشفشانی سینا و سازند شیلی میانکوهی می‌باشد (آق‌نابتی، ۱۳۸۹). در زون بینالود، رسوبات ژوراسیک شامل دو گروه می‌باشد، گروه نخست شامل رسوبات مشابه با رسوبات سازند شمشک البرز به سن لیاس است. این رسوبات به طور هم‌شیب رسوبات پالئوزوئیک و مجموعه‌های دگرگونی را پوشانده است. گروه دوم شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های غیر دریایی و غیر دگرگون شده ژوراسیک می‌باشد. همبری این سنگ‌ها از نوع ناپیوستگی زاویه‌دار^۱ و بدون حضور هیچ گسلی توصیف می‌کنند (Wilmsen et al., 2009). میکروفسیل‌های گیاهی بدست آمده از توالی غیر دریایی مشهد نشانگر سن ژوراسیک آغازین تا میانی این سنگ‌ها است (Khatonie, 2000).

سنگ آهک‌های کرتاسه این زون نیز مشابه با زون البرز می‌باشد. رسوبات پالئوژن در زون بینالود گسترش نداشته و همچنین فعالیت شدید آتشفشانی ائوسن در این ناحیه به چشم نمی‌خورد. رسوبات نئوژن آن نیز به رسوبات مشابه با ایران مرکزی است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

^۱Angular Unconformity

۲-۳ چینه‌نگاری

چینه‌نگاری^۱ بخشی از مطالعات زمین‌شناسی است که مبتنی بر شناخت توالی واحدهای سنگی در زمان‌های مختلف زمین‌شناسی است. به طور کلی در مطالعات چینه‌نگاری حوادث مختلف زمین‌شناسی از قبیل تکامل موجودات جانوری و گیاهی و تحول سنگ‌های مختلف زمین همانند پدیده‌های ولکانیسم، گرانیته‌زایی، رسوبگذاری، دگرگونی و غیره مورد بررسی قرار می‌گیرد. چینه‌نگاری صحیح می‌تواند به درک بهتر حوادث مختلف زمین‌شناسی کمک کند.

در ناحیه مشهد، در بخش شمالی کمر بند بینالود، گستره‌ای از سنگ‌های رسوبی دگرگون شده و سنگ‌های آذرین با سن پالئوزوئیک وجود دارد. این مجموعه سنگی در امتداد گسل شان‌دیز - سنگ بست بر روی سنگ - های آواری ژوراسیک متشکل از ماسه‌سنگ، شیل و گنگلومرا رانده شده است. آواری‌های ژوراسیک نیز خود بر روی فیلیت‌های مشهد رانده شده‌اند (شکل ۲-۳). در درون فیلیت‌های مشهد رخنمون‌هایی از سنگ‌های پالئوزوئیک به صورت بُرش‌های تکتونیکی وجود دارد، که شامل سازندهای لالون و میلا، سنگ‌های ولکانیک به سن آردوویسین - سیلورین و سنگ‌های کربناته و آواری (معادل سازندهای سیبزار و بهرام) می‌باشند.

Sheikholeslami & Kouhpeyma, 2012 بر پایه مشاهدات صحرایی ۵ واحد سنگ‌چینه‌ای مجزا را در ناحیه مشهد توصیف می‌کنند (شکل ۲-۳): قدیمی‌ترین واحد در این توالی شامل سنگ‌های دگرگون نشده یا با درجه دگرگونی ضعیف اواخر پرکامبرین تا پالئوزوئیک میانی است. این سنگ‌ها قابل مقایسه با سازندهای سنگ‌چینه‌شناختی^۲ مشابه با رخنمون‌های البرز و ایران مرکزی می‌باشند. از آنجا که این سنگ‌ها به صورت بُرش‌های تکتونیکی درون سنگ‌های با دگرگونی ضعیف جدیدتر برونزد دارند، توالی چینه‌شناسی آغازین آنها کامل نیست. واحد دوم موسوم به همتافت دگرگونی مشهد است، که از رسوبات و سنگ‌های مافیک و فرامافیک دگرگون شده به سن اواخر پالئوزوئیک تشکیل شده است (شکل ۲-۲ الف و ب). رخنمون‌های این

^۱Stratigraphy

^۲Lithostratigraphically

واحد در امتداد NE-SW از ویرانی، باختر مشهد تا شمال باختر جهان‌آباد، نزدیک تربت‌جام امتداد دارند. سنگ‌های رسوبی دگرگون شده در این واحد شامل یک توالی توربیدیتی متشکل از اسلیت، فیلیت، مرمر، کوارتزیت، انواع شیست‌ها، برش‌های کربناته دگرگون‌شده، چرت‌های رادیولاردار و اولیستولیت‌ها می‌باشند. سنگ آهک‌های تبلور مجدد یافته در این واحد، حاوی گونه‌های فسیلی *Stafella* sp., *Parafusulina* sp., *Schubertella* sp., *Tentularia* sp. بوده، که گواه بر سن اواخر پرمین این مجموعه می‌باشند (Taheri & Ghaemi, 1994) (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۲- الف) نمایی از رسوبات دگرگون شده در هم‌تافت دگرگونی مشهد، ب) نمایی از روانه‌های فرامافیک رخنمون یافته در پارک خورشید مشهد.

Sheikholeslami & Kouhpeyma, 2012 در چرت‌های رادیولاردار و سنگ آهک‌های دگرگون‌شده این مجموعه گونه فسیلی *Entactinia* sp. را گزارش نموده‌اند، که نشانگر سن دونین تا پرمین این سنگ‌ها است. ولی‌زاده و کریم‌پور (۱۳۷۴) معتقدند که سنگ‌های دگرگونی این واحد تحت تاثیر سه فاز گرانیته‌زایی قرار گرفته است. Mirnejad et al. (2013) سنگ‌های گرانیته‌ی برونزد یافته اطراف مشهد را به سه گروه تقسیم بندی کرده است: ۱- کوارتزیدیوریت، تونالیت و گرانودیوریت متاآلومین تا پراآلومین، کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط (DTG). ۲- گرانودیوریت متاآلومین، کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا (GD). ۳- مونزوگرانیته متوسط تا بشدت پراآلومین، کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا (MG).

بر اساس خصوصیات پترولوژیکی و ژئوشیمیایی گروه‌های DTG و GD نمونه‌ای بارز از گرانیتهای نوع I محسوب می‌شوند، که در یک رژیم قوسی در طول زون فرورائش اقیانوس تیتیس‌کهن به زیر صفحه توران، تشکیل شده‌اند، از تعیین سن صورت گرفته بر روی کانی زیرکن به روش U/Pb سن $212 \pm 5/0.2$ میلیون سال برای گروه GD (Mirnejad et al., 2013) و $217 \pm 4 - 215 \pm 4$ میلیون سال برای گروه DTG بدست آمده است (Karimpour et al., 2010b, 2011). گروه MG یک گرانیته دو میکادار است، که می‌تواند به عنوان یک گرانیته لوکوکراتیک پرآلومین طبقه‌بندی شود. سن بدست آمده از سن سنجی U/Pb برای این گروه (MG) سن $199/8 \pm 3/7$ میلیون سال را نشان می‌دهد (Mirnejad et al., 2013) (شکل ۲-۳).

واحد ۳ ترکیبی از سنگ‌های دگرگونی به سن Rhaetian-Lias موسوم به فیلیتهای مشهد است، که از NE نیشابور تا SW مشهد امتداد دارند. این واحد شامل فیلیته، اسلیت، متاگریوک، کوارتزیت و ماسه‌سنگ می‌باشد. این سنگ‌ها حاوی فسیلهای گیاهی شامل Clathropteris, Platyphylla, Clathropteris SP., Thaumatopteris SP., Otozomites SP. بوده که نشانگر یک سن Rhaetian تا اوایل لیا س می‌باشد (Vaez Javadi & Pourlatifi, 2002). این واحد به طور ناپیوسته بر روی هم‌تافت دگرگونی مشهد قرار گرفته است (Alavi, 1991; Alavi et al., 1997). (Mafi (2012) در این واحد فسیلهای گیاهی Nilssonina brongniart, Dictyophllum SP., Clathropteris cf. meniscoides, Phelebopteris cf. Polypodioides, Podozamites SP. بدست آورده است که گواه بر طیف سنی از اواخر تریاس تا کرتاسه؟ فیلیتهای مشهد می‌باشد، که می‌تواند به عنوان معادل‌های پایین گروه شمشک (Fürsich et al., 2009) در البرز و ایران مرکزی به حساب آیند (شکل ۲-۳).

واحد ۴ شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های غیر دریایی و غیر دگرگون شده ژوراسیک می‌باشد (Wilmsen et al., 2009b). همبری این سنگ‌ها با مجموعه دگرگونی مشهد در اکثر نقشه‌های زمین‌شناسی به صورت راندگی ترسیم شده، که در امتداد یک زون گسله با روند NW-SE می‌باشد (گسل شان‌دیز - سنگ‌بست)، اما

Wilmsen et al. (2009b) همبری یاد شده را از نوع ناپیوستگی زاویه‌دار^۱ و بدون حضور هیچ گسلی توصیف می‌کنند. میکروفسیل‌های گیاهی بدست آمده از توالی غیر دریایی مشهد نشانگر سن ژوراسیک آغازین تا میانی این سنگ‌ها است (Khatonie, 2000). Wilmsen et al. (2009b) معتقدند که این طبقات پس از تریاس پایانی (دگرشکلی Eo- Cimmerian) و قبل از پیش‌روی دریای اواسط باژوسین (رخداد سیمیرین میانی) ته‌نشست یافتند (شکل ۲-۳). در نتیجه برای این سنگ‌ها می‌توان سن لیا س تا اوایل باژوسین را متصور شد، این سن معادل با بخشی از گروه شمشک در شمال البرز است (Fürsich et al., 2009a). Wilmsen et al. (2009b) بر پایه ویژگی‌های سنگ‌شناختی، رسوبی و چینه‌شناختی در توالی غیر دریایی ژوراسیک سه سازند متفاوت را معرفی نمودند. این سازندها از قاعده به بالا عبارتند از: ۱- سازند عارفی^۲ - ۲- سازند بازحوض^۳ - ۳- سازند آغونج^۴. سازند عارفی دارای دو عضو درخت‌توت و گورتین می‌باشد. این سازند حاوی قله‌سنگ‌ها، تخته سنگ‌ها، مگا برش‌ها و گنگلومرا با جورشدگی ضعیف با یک ماتریکس رسی و با قله‌سنگ‌های از جنس سنگ‌های گرانیتوئیدی، دگرگونی‌های پرموتریاس، ماسه‌سنگ، کوارتزیت و سنگ‌آهک می‌باشند. سازند بازحوض شامل کنگلومرا، شیل، ماسه‌سنگ و رگه‌های زغال است (Wilmsen et al., 2009b). Vaez Javadi & Allame (2015) در این سازند دو زون زیستی مختلف تشخیص داده‌اند. زون زیستی I حاوی گونه‌های فسیلی *N. feriziensis* و *Nilssonina rigida*, *Nilssonina* sp. Cf. *N. bozorga* بوده که گواه بر سن توآرسین^۵ آن می‌باشد. زون زیستی II شامل یک زون بینابینی^۶ است، این زون حاوی گونه‌های فسیلی *Klukia exilis* و *Ptilophyllum* در مرز پایینی و گونه‌های فسیلی *Ctenizamites* و *cycadea* و *Hymenophylloides* در مرز بالای است. حضور گونه فسیلی *Klukia exilis* نشانگر سن پایین‌ترین بخش ژوراسیک میانی (Schweitzer et al., 2009) برای مرز پایینی زون زیستی II می‌باشد.

^۱Angular Unconformity

^۲Arefi

^۳Bazehowz

^۴Aghonj

^۵Toarcian

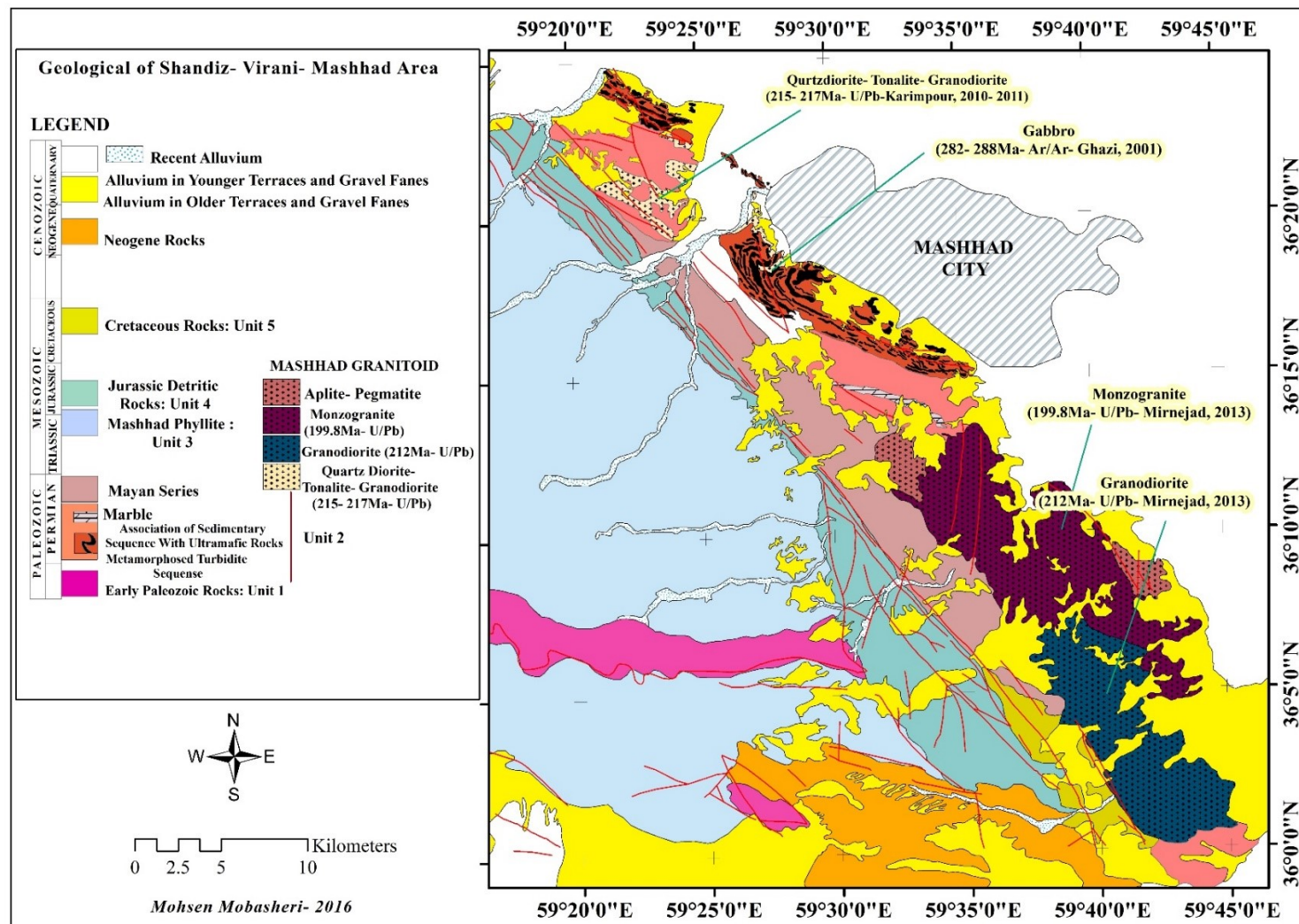
^۶Interval Zone

نامبردگان برای مرز بالای زون زیستی II بر اساس مشاهده گونه فسیلی *Conipoteris hymenophylloides* سن Aalenian را پیشنهاد می‌کنند. بخش سوم این واحد موسوم به سازند آغونج شامل کنگلومراهای کوارتزار می‌باشد (Wilmsen et al., 2009b). قطعات تشکیل دهنده این کنگلومرا احتمالاً از گرانیتهای مشهد تامین شده است (Sheikholeslami & Kouhpeyma, 2012). Wilmsen et al. (2009b) سه سازند عارفی، بازحوض و آغونج را معادل‌های بخش میانی و بالای گروه شمشک در کوه‌های البرز در نظر می‌گیرند. واحد ۵ با یک کنگلومرا قاعده‌ای محتوی قلوهای گرانیتهای مشهد شروع می‌شود، که به وسیله سنگ‌آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه تحتانی پوشانده شده است. این سنگ‌ها به طور ناپیوسته بر روی هم‌تافت دگرگونی مشهد، واحد فیلیت مشهد و سنگ‌های آواری ژوراسیک قرار گرفته‌اند (Sheikholeslami & Kouhpeyma, 2012). به سمت خاور، در شمال سنگ سفید، توالی کرتاسه به طور ناپیوسته بر روی سازند کشف‌رود واقع شده است. بیشتر بخش پایینی توالی کرتاسه شامل سازند شوريجه، متشکل از کنگلومرا قرمز، ماسه‌سنگ، کوارتز، چرت و قلوهای شیستی است، این سنگ‌ها به وسیله سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای، شیل و مارن سازند تیرگان پوشیده شده‌اند (Sheikholeslami & Kouhpeyma, 2012) (شکل ۲-۳).

۲-۴ مطالعات و روابط صحرایی

همانطور که پیش از این نیز اشاره شد در ارتباط با مجموعه سنگ‌های فرامافیک-مافیک SVMC دو نظریه غالب وجود دارد، (۱) به باور بسیاری از زمین‌شناسان SVMC یک توالی آفیولیتی آرمانی است، که در اواخر پالئوزوئیک و در اثر بسته شدن تئیس کهن تشکیل شده است (Alavi, 1991; 1979; Şengör, 1984, 1990)، در مقابل این نظریه (۲) گروهی نیز این سنگ‌ها را گدازه‌های فرامافیک با ماهیت کماتهایتی می‌دانند (Majidi, 1981; Sabzehei, 1994).

به دلیل وجود این دیدگاه‌های بسیار متفاوت، تصمیم گرفته شده است تا در قالب این رساله دکتری و همچنین بدون تعصب و وابستگی به هر کدام از این نظریات و با انجام مطالعات دقیق صحرایی و آزمایشگاهی، دیدگاه‌های مطرح پیرامون این سنگ‌ها به چالش کشیده شوند و ماهیت واقعی این هم‌تافت روشن شود.

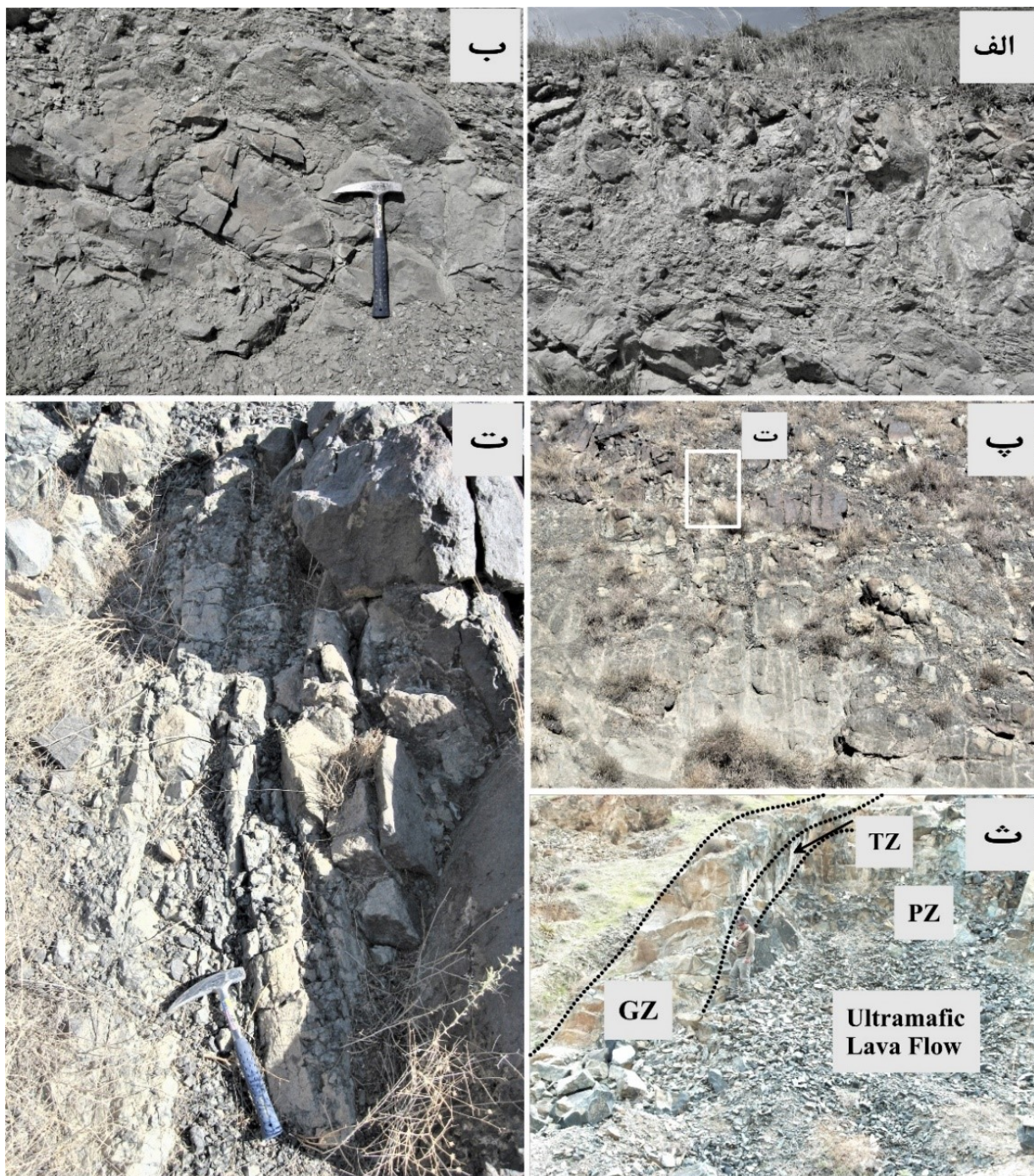


شکل ۲-۳- نقشه زمین شناسی هم تافت شاندیز- ویرانی- مشهد.

ما معتقدیم که ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌شناختی همتافت‌های فرامافیک- مافیک و افیولیتی بسیار متفاوت است و در صورت مطالعه و برداشت دقیق آن‌ها می‌توان به راحتی به این تناقض‌ها پایان داد. از این رو، ما این مجموعه از سنگ‌ها را از دیدگاه روابط صحرایی و چینه‌نگاری داخلی به عنوان یک اصل مهم در درک صحیح ماهیت زمین‌شناختی، مورد بررسی دقیق و کنکاش قرار داده‌ایم. در طی بررسی‌های طولانی مدت و دقیق صحرایی (با توجه به ویژگی‌های بارز رخنمون‌های صحرایی همتافت‌های فرامافیک- مافیک و افیولیتی) خیلی زود ماهیت افیولیتی این همتافت مورد سؤال جدی قرار گرفت. مطالعات صحرایی به روشنی نشان می‌دهد که هیچکدام از رخنمون‌هایی که به عنوان توالی افیولیتی معرفی شده بودند، ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌شناختی افیولیتی ندارند و برعکس، ماهیت خروجی و گدازه‌ای بخش فرامافیک بسیار روشن و آشکار است. این سنگ‌ها دارای طیف گسترده‌ای از رخساره‌های آتشفشانی نظیر روانه‌های کانالی، روانه‌های صفحه‌ای، لب‌های گدازه‌ای، گدازه‌های بالشی (شکل ۲-۴ الف و ب) و ستون‌های منشوری هستند (شکل ۲-۴ پ و ت).

آنها همچنین دارای بافت‌های بسیار جالب اسکلتی، میکرواسپینیفکس و هاریسیت بوده و از لحاظ ویژگی‌های سنگ رخساره‌ای، مشتمل بر روانه‌های تفریق یافته و تفریق نیافته می‌باشند. چینه نگاری داخلی روانه‌های تفریق یافته SVMC حاکی از آن است که این روانه‌ها دارای لایه بندی می‌باشند. به طوری که از سمت قاعده به سمت بالا، می‌توان سه لایه متفاوت پدیدوتیتی، کلینوپروکسنیتی (زون گذار) و لایه گابرویی- دلریتی را تفکیک نمود (شکل ۲-۴ ث). به لحاظ ویژگی‌های یاد شده به استثنایی عدم مشاهده بافت شاخص اسپینیفکس در صحرا این سنگ‌ها بسیار به گدازه‌های کماتهای تفریق یافته در کمرندهای گرین استون آرکئن شباهت دارند، البته در SVMC گاهی برخی از روانه‌های فرامافیک تفریق یافته به صورت جانبی به روانه‌های توده‌ای تفریق نیافته حاوی انواع بافت‌های کومولایی تبدیل می‌شوند.

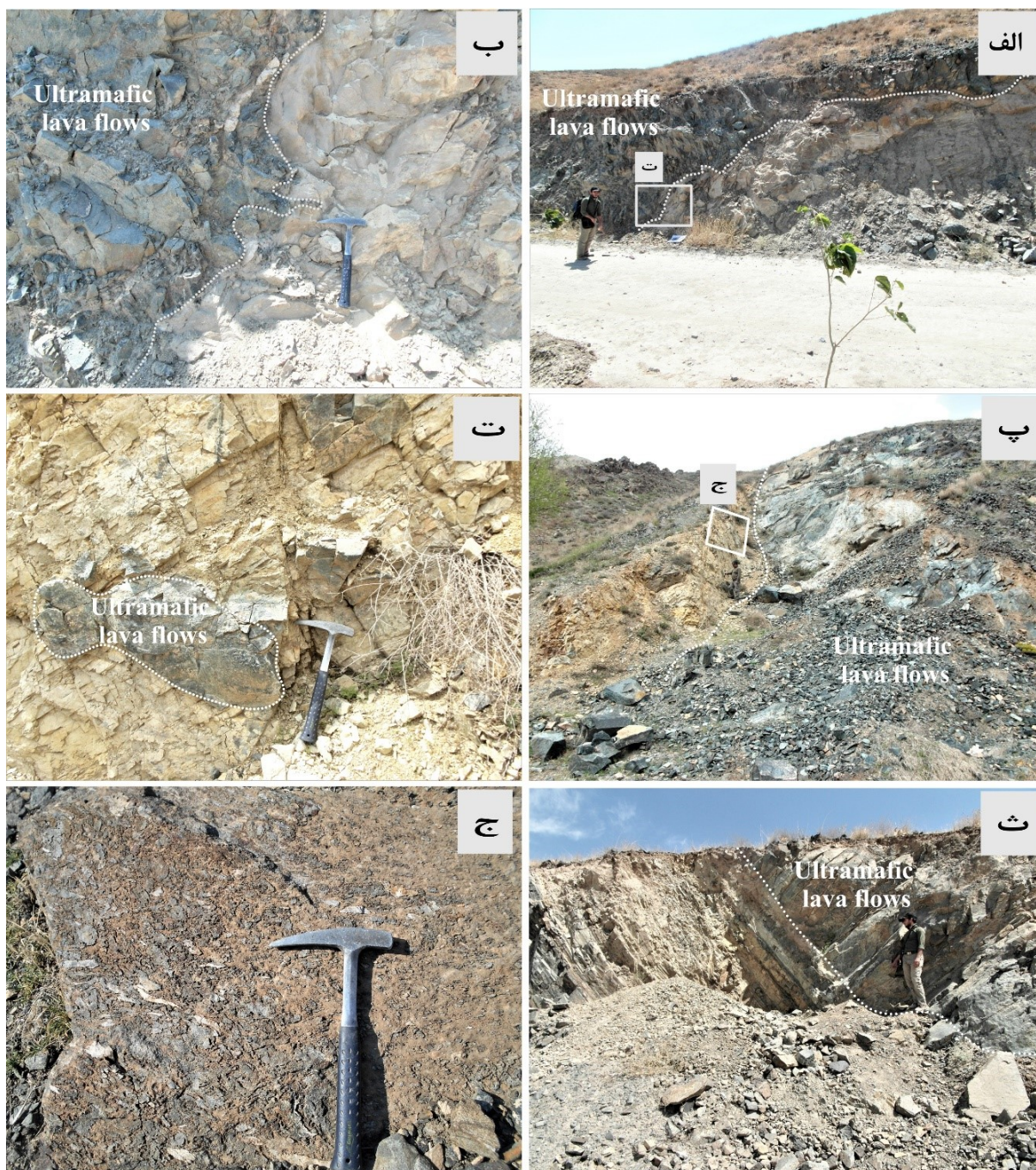
در برخی از افق‌های رسوبی -آتشفشانی این همتافت نیز پیلولاواهای فرامافیک قابل مشاهده هستند، که بهترین رخنمون آن در نودره است.



شکل ۲-۴- تصاویر صحرایی رخنمون‌های کماتهایتی، الف، ب) نمایی از گدازه‌های بالشی در رخنمون کمر بند سبز باختر مشهد (دید به سمت خاور)، پ) نمایی کلی از پیشانی یک روانه فرامافیک در ناحیه ویرانی، در این محل ستون‌های منشوری به خوبی توسعه پیدا کرده‌اند (دید به سمت شمال خاوری)، ت) نمایی نزدیک از ستون‌های منشوری در ویرانی، ث) نمایی از بخش فوقانی یک روانه فرامافیک تفریق یافته، در این عکس در مقیاس صحرایی سه لایه قابل تفکیک است، ۱- PZ: لایه پریدوتیتی، ۲- TZ: لایه گذار یا پیروکسنینی، ۳- GZ: لایه گابرویی.

مجموعه سنگهای SVMC متحمل درجات مختلفی از دگرسانی‌های هیدروترمال و دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند. سنگهای فرامافیک و مافیک به طور معمول در رخساره‌های پایینی و بالایی شیست سبز دگرگون شده‌اند. اما در نواحی جنوبی به ویژه در اطراف خلیج این سنگ‌ها در امتداد توده‌های گرانیتوئیدی مشهود متحمل دگرگونی‌های با درجات بالاتر در رخساره آمفیبولیت شده‌اند. در SVMC مرز روانه‌های فرامافیک با رسوبات مجاور در بیشتر مواقع به دلیل پوشش رسوبات عهدحاضر و یا عملکرد تکتونیکی قابل مشاهده و درک نیست، اما در پارک خورشید و قله زو شواهدی از گدازه‌های فرامافیک فوران یافته بر روی رسوبات، به روشنی دیده می‌شود (شکل ۵-۲ الف، ب، پ، ت و ث). در این محل‌ها در بخش قاعده روانه‌ها رسوبات به وضوح دچار پختگی شده‌اند. در حوالی خلیج نیز شواهدی بسیار جالب و روشن از مرز بالایی روانه‌های کماته‌ای وجود دارد. در این محل در مرز بالایی یک روانه فرامافیک دگرگون شده توالی از رسوبات آهکی حاوی لخته‌های گدازه مشاهده می‌شود که گویایی حالتی تدریجی در مرز بالایی گدازه‌ها است (شکل ۵-۲ ج). بدین ترتیب ماهیت گدازه‌ای سنگ‌های فرامافیک با منیزیم بالای SVMC به خوبی به اثبات می‌رسد.

سیل‌ها و دایک‌های گابرویی از دیگر رخنمون‌های SVMC می‌باشند. هرچند که این گابروها به طور عموم به صورت سیل مشاهده می‌شوند (شکل ۶-۲ الف)، اما در برخی رخنمون‌ها، توالی رسوبی - آتشفشانی چین خورده SVMC را به صورت دایک قطع نموده‌اند. در چین پارک خورشید نیز این گابروها به وضوح در محور چین خوردگی جایگیری کرده‌اند. بررسی مرز گابروها با رسوبات نشاندهنده آن است که این سنگ‌ها دارای حاشیه‌های سرد شده بوده (شکل ۶-۲ ب، پ و ت) و در رسوبات مجاور آن‌ها، کانی‌های شاخص دگرگونی مجاورتی گسترش یافته‌اند. پارک خورشید، دره سرهنگ علی و دره باختر روستای چشمه پونه بهترین محل‌ها برای مشاهده مرز گابروها با سنگ‌های رسوبی مجاور می‌باشند.



شکل ۲-۵- تصاویری از مرز روانه‌های فرامافیک با واحدهای رسوبی مجاور، الف) مرز روانه‌های فرامافیک با سنگ‌های رسوبی دگرگون شده در پارک خورشید (دید به سمت شمال باختری)، ب) نمایی نزدیک از مرز یاد شده در تصویر الف، پ) نمایی دیگر از مرز قاعده روانه‌های فرامافیک با رسوبات در باختر مشهد (دید به سمت شمال باختری)، ت) لخته‌های از گدازه‌های فرامافیک بر روی رسوبات قاعده، ث) مرز پایینی روانه‌های فرامافیک در پارک خورشید (دید به سمت شمال باختری)، ج) ملقمه-ای از آهک و گدازه‌های دگرگون شده در بخش فوقانی یک روانه فرامافیک در حوالی خلیج (دید به سمت شمال).



شکل ۲-۶- تصاویر صحرایی سیل‌های گابرویی هم‌تافت SVMC، الف) نمایی از یک سیل گابرویی در روستای سرهنگ علی در باختر مشهد (دید به سمت جنوب باختر)، ب) مرز یک سیل گابرویی در پارک خورشید، پ) رخنمونی از یک سیل گابرویی در شمال باختر روستای چشمه پونه (دید به سمت شمال)، ت) نمایی نزدیک از سیل گابرویی نشان داده شده در تصویر پ، این سیل گابرویی دارای حاشیه سرد شده می‌باشد.

۵-۲ کمات‌ایت و مسئله بافت اسپینیفکس

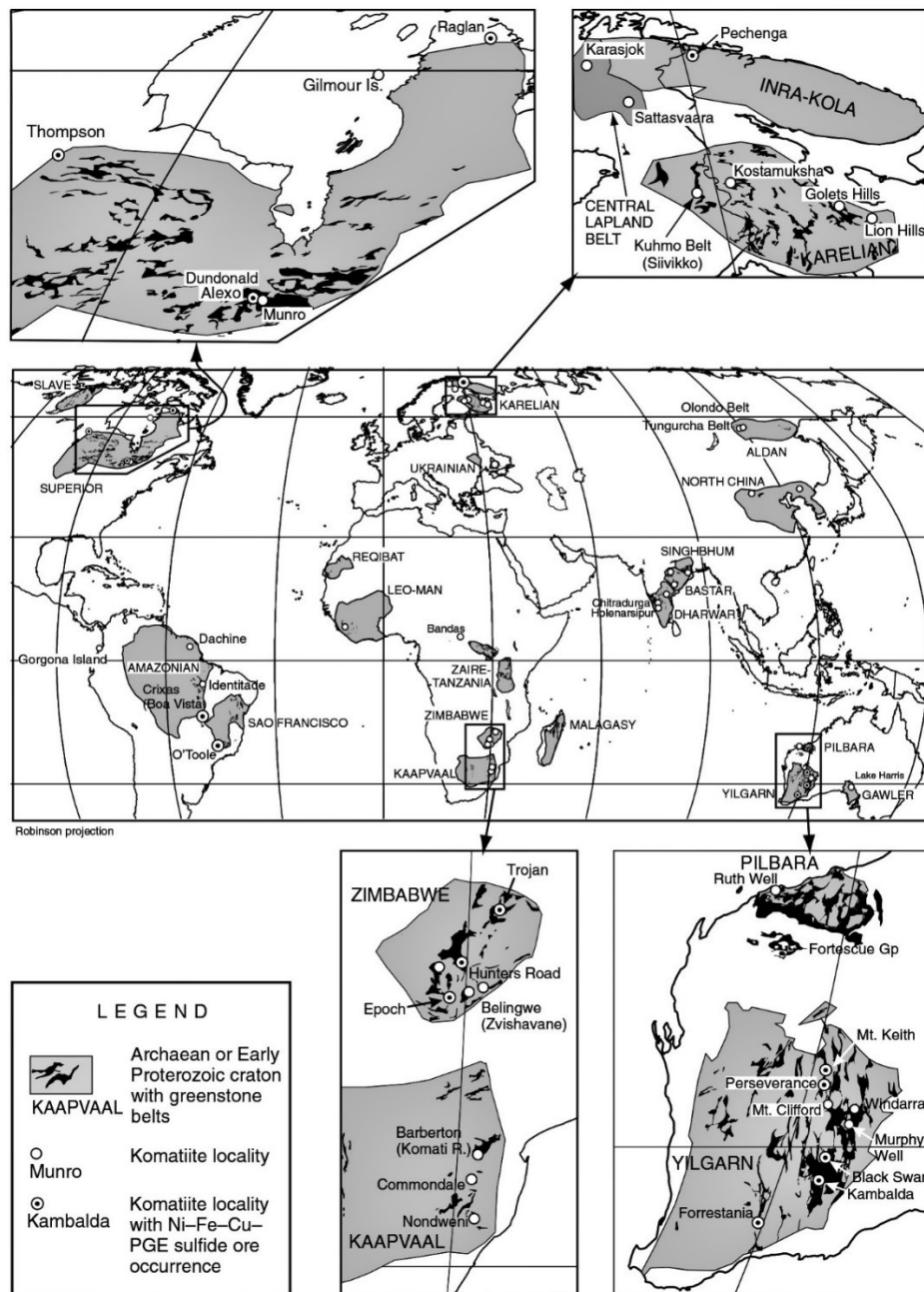
به لحاظ تعریف و واژه‌شناسی، کمات‌ایت یک سنگ آتشفشانی الترامافیک است (Arndt & Nisbet, 1982). از دیدگاه ژئوشیمیایی نیز یک محتوی حداقلی ۱۸٪ MgO کمات‌ایت را از سایر گدازه‌های با منیزیم پایین‌تر نظیر پیکریت‌ها، آنکارامیت‌ها یا بازالت‌های با منیزیم بالا تفکیک می‌کند. کمات‌ایت‌ها تقریباً در تمامی سرزمین‌های سنگ سبز آرکئن گزارش شده‌اند، از این میان می‌توان به مونروتون شیب^۱ در کانادا، پچنگاه^۲ در روسیه، کمات‌ایت‌های زیمباوه و یا سازند کماتی در کمر بند سبز باربرتون در آفریقای جنوبی اشاره نمود (شکل ۲-۷). کمات‌ایت‌ها در دوران فانروزوئیک بسیار نادر هستند. یکی از مشهورترین آنها کمات‌ایت‌های کرتاسه جزیره گُرونا^۳ در کلمبیا است (Echeverria, 1980). در سال‌ها اخیر نیز در جنوب و جنوب شرق

^۱ Munro Township

^۲ Pechenga

^۳ Gorgona

آسیا، گدازه‌های اولترامافیک منیزیم بالای مرتبط با حوضه اقیانوسی پالئوتتیس نظیر کماته‌ایتهای سونگ‌دا در ویتنام (Hanski, et al., 2004)؛ پیکریت‌ها و کماته‌ایتهای اواخر پالئوزوئیک استان یونان در جنوب‌غربی چین (Fang and Niu, 2002) و کماته‌ایتهای سازند چوهونگتاش (Chhongtash) در هند (Rao and Rai, 2007) گزارش شده است.



شکل ۷-۲- نقشه جهان که کراتون‌های آرکئن و قدیمی‌تر از پروتروزوئیک، کمربندهای سبز آرکئن و موقعیت توالی‌های کماته‌ایتهای مشهور بر روی آن نشان داده است (Arndt et al., 2008).

اثبات خروجی بودن سنگهای فرامافیک SVMC و شباهت آنها با گدازه‌های کماته‌ایتی سبب شد تا ما با دقت و حساسیت زیاد شباهت‌ها و تفاوت‌های روانه‌های فرامافیک SVMC را با سکانس‌های کماته‌ایتی کلاسیک در سایر نقاط جهان مورد بررسی قرار دهیم. وجود مقادیر قابل توجهی الیوین و به طبع آن مقادیر بالای MgO، وجود زون‌بندی در هر دو نوع روانه‌های تفریق یافته و تفریق نیافته، گسترش بسیار زیاد بافت‌های اولیه ماگمایی و مسائل مربوط به آتشفشان‌شناسی فیزیکی شاخص‌ترین شباهت‌های این گدازه‌ها با روانه‌های کماته‌ایتی است، در کنار این شباهت‌ها عدم حضور بافت شاخص اسپینیفکس در رخنمون‌های صحرا و در مقیاس صحرایی بزرگترین چالش برای فرضیه کماته‌ایت بودن این گدازه‌ها است.

Arndt et al. (2008) گُماته‌ایت‌ها را جریان‌های گدازه‌ای فرامافیک دمای بالا، منیزیم بالا و با گرانروی پایین معرفی کرده‌اند. گرانروی پایین، موجب ته‌نشست درشت بلورهای الیوین در بخش زیرین روانه‌ها می‌شود. این فرآیند به تشکیل ساختار لایه‌ای که ویژگی بارز بسیاری از روانه‌های گُماته‌ایتی است، منجر می‌شود (Arndt et al., 2008). Brooks & Hart (1974) و Kerr & Arndt (2001) پیشنهاد کردند که گُماته‌ایت‌ها باید به عنوان سنگ‌های فرامافیکی تلقی شوند که یا حاوی بافت اسپینیفکس هستند و یا دارای همبستگی فضایی با سنگ‌های با بافت اسپینیفکس باشند. اسپینیفکس یا بافت بوته خاری نوعی بافت آذرین است که به واسطه دانه‌های بزرگ، اسکلتی یا دندریتی، ورقه‌ای، تیغه‌ای یا سوزنی الیوین و پیروکسن شناخته می‌شود (Arndt, 1994; Arndt & Fowler, 2004). این بافت در بخش بالایی روانه‌های گُماته‌ایتی یا با عمومیت کمتر در حاشیه سیل‌ها و دایک‌های گُماته‌ایتی یافت می‌شود (Arndt et al., 2008). اندازه بلورها در بافت اسپینیفکس متفاوت بوده و از میلیمتری تا دسی‌متری متغیر است، گاهی طول دسته‌های الیوین به بیش از ۱ متر نیز می‌رسد (Shore & Fowler, 1999). در روانه‌های فرامافیک با منیزیم بالای SVMC علیرغم وجود حالت لایه‌ای روانه‌ها، بافت شاخص اسپینیفکس در صحرا مشاهده نشده است. البته می‌توان بلورهای سوزنی، کشیده و تیغه‌ای پیروکسن به همراه بلورهای اسکلتی الیوین که در مقیاس میکروسکوپی در بخش بالایی لایه دلریتی و بخش فوقانی کماته‌ایت‌های تفریق‌نیافته قابل مشاهده هستند، را بافت میکرواسپینیفکس

بشمار آورد. گفتنی است که بلورهای کشیده کلینوپیروکسن در اندازه‌های سانتی‌متری در بالاترین بخش کماته‌ایتهای تفریق‌یافته در همتافت فریمان در جنوب و جنوب‌باختر SVMC توسط نگارنده مشاهده شده است، که بافت اسپینیفکس را تداعی می‌کند. البته لازم به ذکر است که مطالعات دقیق روابط صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی روانه‌های کماته‌ایتهی در سایر مناطق نظیر کراتون آرکئن Yilgarn حاکی از آن است که تنها بخش کوچکی از کماته‌ایتهای دارای بافت اسپینیفکس هستند، و بخش بزرگی از آنها دارای بافت‌های کومولایی می‌باشند (Hill et al. 1995; Hill & Gole 1990; Hill, 2001). (Arndt et al. 2008). نیز معتقدند که بافت اسپینیفکس در همه روانه‌های کماته‌ایتهی قابل مشاهده نیست، به طوری که کماته‌ایتهای بدون بافت اسپینیفکس بسیار شایع تر از کماته‌ایتهای دارای بافت اسپینیفکس می‌باشند (Arndt et al., 2008)، و حدود ۶۰ تا ۸۰ درصد از اغلب سکانس‌های کماته‌ایتهی را تشکیل می‌دهند (Arndt et al., 2008). پس می‌توان نتیجه گرفت که هر چند وجود بافت اسپینیفکس اثبات کننده ماهیت کماته‌ایتهی روانه‌های فرامافیک است، اما عدم حضور آن در سنگ‌های آتشفشانی فرامافیک با منیزیم بالا در SVMC نمی‌تواند دلیل رد ماهیت کماته‌ایتهی این سنگ‌ها باشد. از این رو ما در این رساله علیرغم عدم مشاهده بافت اسپینیفکس در صحرا و با توجه به حالت لایه‌ای روانه‌های فرامافیک با منیزیم بالای SVMC و همچنین وجود بلورهای سوزنی، کشیده و تیغه‌ای پیروکسن به همراه بلورهای اسکلتی الیوین که در مقیاس میکروسکوپی در بخش بالایی کماته‌ایتهای تفریق‌یافته و تفریق‌نیافته قابل مشاهده هستند (بافت میکرواسپینیفکس) و همچنین وجود همبستگی فضایی و شباهت رخنمون‌های سنگی SVMC و همتافت فریمان با توجه به مشاهده بلورهای کشیده کلینوپیروکسن در اندازه‌های سانتی‌متری در بالاترین بخش کماته‌ایتهای تفریق‌یافته همتافت فریمان و حضور بافت الیوین میکرواسپینیفکس صفحه‌ای یا کتابی، این سنگ‌ها را به عنوان روانه‌های کماته‌ایتهی معرفی می‌کنیم.

فصل ۳ (CHAPTER III)

چینه‌نگاری داخلی و سنگ‌نگاری

INTERNAL STRATIGRAPHY AND PETROGRAPHY

۳ سنگ‌نگاری و چینه‌نگاری داخلی (Petrography and internal stratigraphy)

۳-۱ مقدمه (Introduction)

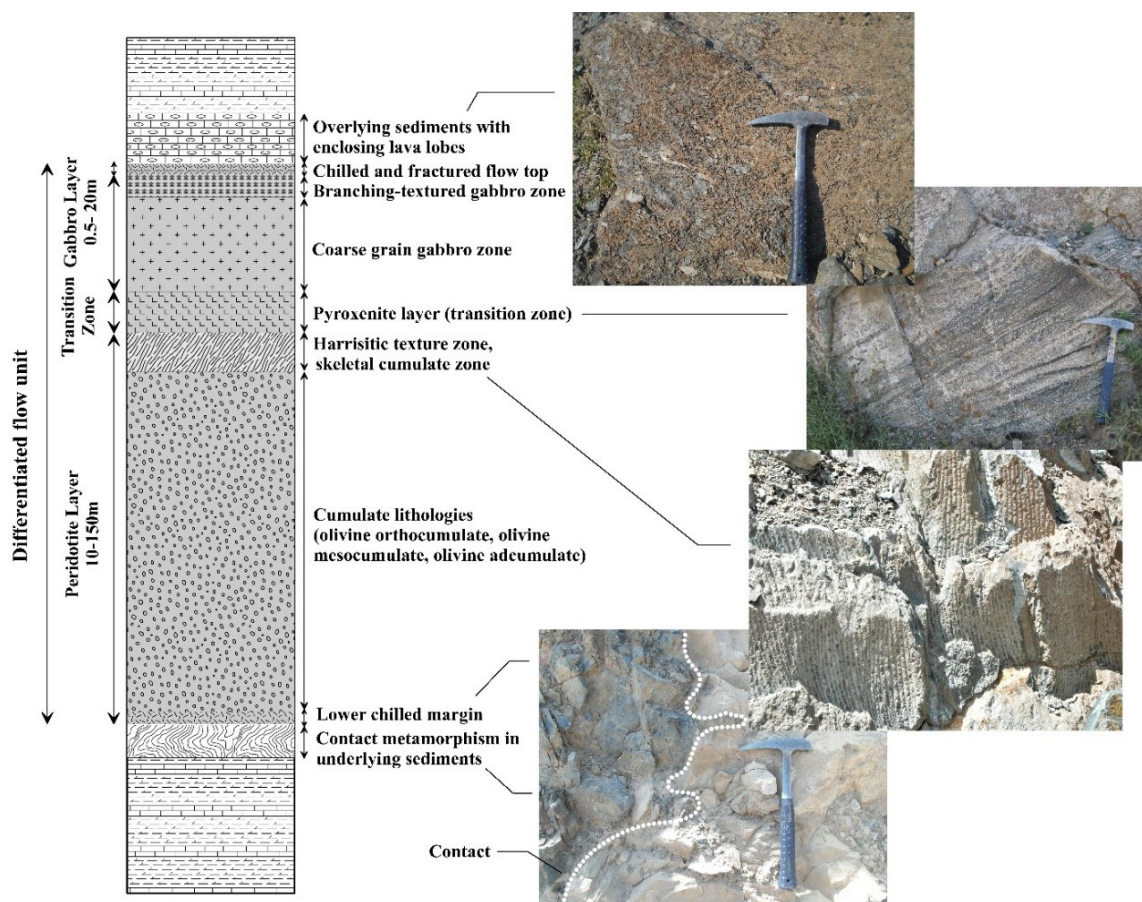
در این فصل به مطالعه میکروسکوپی مجموعه‌های سنگی برونزد یافته در محدوده مورد مطالعه، بر پایه تجزیه و تحلیل بافت‌ها، روابط بین کانی‌ها، چینه‌نگاری داخلی و همچنین استنتاج فرآیندهای پترولوژی از مقاطع نازک میکروسکوپی، پرداخته شده است. شایان ذکر است از آنجا که نام‌گذاری IUGS برای واحدهای فرامافیک و مافیک صرفاً برای سنگ‌های کومولایی درشت دانه به عنوان سنگ‌های درونی (نظیر گابرو، پیروکسنیت، پریدوتیت، دونیت و ...) و معادل‌های ریزدانه آنها به عنوان سنگ‌های آتشفشانی (نظیر بازالت، کماته‌ایت، پیکریت و ...) بوده و در این نامگذاری برای سنگ‌های ریزدانه درونی و یا درشت دانه خروجی هیچ نامی پیشنهاد نشده است. از این رو در این نوشتار برای توصیف بخش‌های مختلف روانه‌های فرامافیک از اصطلاحاتی نظیر دلریت، ورلیت، پیروکسنیت، پریدوتیت و دونیت استفاده شده است. باید توجه داشت که این اسامی به کانی شناسی و ویژگی‌های بافتی این روانه‌ها اشاره دارد و به مفاهیم ژنتیکی این سنگ‌ها مرتبط نیست. به منظور انجام مطالعات کانی‌شناختی و بافتی تعداد ۴۰۰ مقطع نازک از سنگ‌های فرامافیک-مافیک و برخی از همراهان رسوبی آنها به روش‌های سیستماتیک و انتخابی اخذ و تهیه شده است. در نگاه اول این مجموعه از سنگ‌ها به طور عموم تحت تاثیر دگرسانی‌های هیدروترمالی و دگرگونی‌های گرمایی، دینامیکی و ناحیه‌ای با شدت و ضعف متفاوت قرار گرفته‌اند. از این رو بررسی‌های سنگ‌نگاری این مجموعه با دشواری فراوانی همراه است. با این وجود اخذ نمونه‌های بسیار زیاد و سیستماتیک از قاعده به سمت بالای هر واحد آذرین منجر به شناسایی بافت‌های آذرین و حتی کانی‌های اولیه تشکیل دهنده این سنگ‌ها در بخش‌های با دگرگونی و دگرسانی کمتر شده است. به طور کلی بر اساس مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری مشخص گردیده است که سنگ‌های فرامافیک-مافیک SVMC از نوع روانه‌های کماته‌ایتی، گدازه‌های بالشی فرامافیک و سیل‌های گابرویی می‌باشند. در مقیاس میکروسکوپی کماته‌ایت‌های SVMC همانند همتایان آرکئن شان حاوی گستره وسیعی از بافت‌ها و ساختارهای بسیار جالب، شگفت انگیز و منحصر به فرد

(Donaldson, 1982; Arndt, 1986; Shore & Fowler, 1999) نظیر پیروکسن های سوزنی تصادفی و موازی (میکرواسپینیفکس؟)، الیوین های ناودونی و انشعابی، پیروکسن های ناودنی، الیوین اسکلتی، پیروکسن اسکلتی، پیروکسن های شاخه ای، هم رشدی پیروکسن و پلاژیوکلاز، الیوین هاریسیت (کرس کومولا)، الیوین ارتو کومولا، الیوین مزوکومولا و بافت های ادکومولایی الیوین می باشند. این سنگها دارای طیفی از نمونه های بسیار شیشه ای تا سنگهای بلوری نسبتاً درشت دانه و فاقد شیشه بوده و لایه بندی کانی شناسی و بافتی آشکار از ویژگیهای این گدازه ها محسوب می شود. حضور بلورهای اسکلتی الیوین و پیروکسن نیز در بخش فوقانی این سنگها بافت های موسوم به میکرواسپینیفکس را تشکیل می دهد، که شاخصه مهم دیگر گدازه های کماته ایتی بشمار می رود. در SVMC کماته ایت ها به لحاظ ویژگی های سنگ-رخساره ای، مشتمل بر روانه های تفریق یافته و تفریق نیافته می باشند. هر دو نوع این کماته ایت ها در مقیاس میکروسکوپی دارای زون بندی می باشند. به لحاظ کانی شناسی نیز این سنگها به طور عمده از مجموعه کانی های الیوین + کلینوپیروکسن + کرومیت + کروم اسپینل + آمفیبول + تیتانیت + روتیل + موناژیت + کانی های سولفیدی تشکیل شده است. البته در کماته ایت های تفریق یافته پلاژیوکلاز را نیز باید به این پارائز اضافه کرد. مجموعه کانی های ثانویه نیز شامل سرپانتین، مگنتیت، کلریت و ترمولیت می باشند. رخداد سرپانتین نیز در این کماته ایت ها به طور عموم به صورت سودومورف های بعد از الیوین و گاهی به صورت ملقمه ای ریز از سرپانتین و کلریت در زمینه است. این ملقمه حاصل دگرسانی زمینه شیشه ای این سنگها است. مگنتیت نیز در طول فرآیند سرپانتینی شدن تشکیل شده است. این کانی معمولاً به صورت شکل دار و بی شکل در حاشیه بلورهای الیوین دگرسان شده به سرپانتین دیده می شود.

۲-۳ روانه های کماته ایتی تفریق یافته (Differentiated komatiite lava flows)

به طور کلی روانه های تفریق یافته در رخنمون صحرا دارای یک بخش پریدوتیتی (در زیر)، لایه پیروکسنیتی (زون گذار) و یک بخش دلریتی- گابرویی در نیمه بالای گدازه می باشند. اما ما بر اساس مشاهدات میکروسکوپی و چینه نگاری داخلی در این دسته از کماته ایت ها ۸ زون مختلف را شناسایی و

تفکیک می‌نمایم (شکل ۱-۳). این زون‌ها از قاعده به سمت بالادست گدازه‌ها عبارتند از: a- زون حاشیه‌ای زیرین، b- زون پریدوتیتی شامل انواع بافت‌های الیوین کومولایی (نظیر الیوین ارتوکومولا، الیوین مزوکومولا و الیوین اد کومولا)، c- زون اسکلتی انباشتی، d- زون میانی یا زون گذار پیروکسنیتی، e- زون گابرو- پیروکسنیتی درشت دانه، f- زون گابرویی با بافت شاخه‌ای و دندریتی ریز دانه، g- زون پیروکسن اسپینیفکس، h- زون حاشیه‌ای بالایی. لازم به ذکر است که مرزهای بین این زون‌ها اغلب تدریجی است و بندرت به صورت مرزهای شارپ دیده می‌شوند.

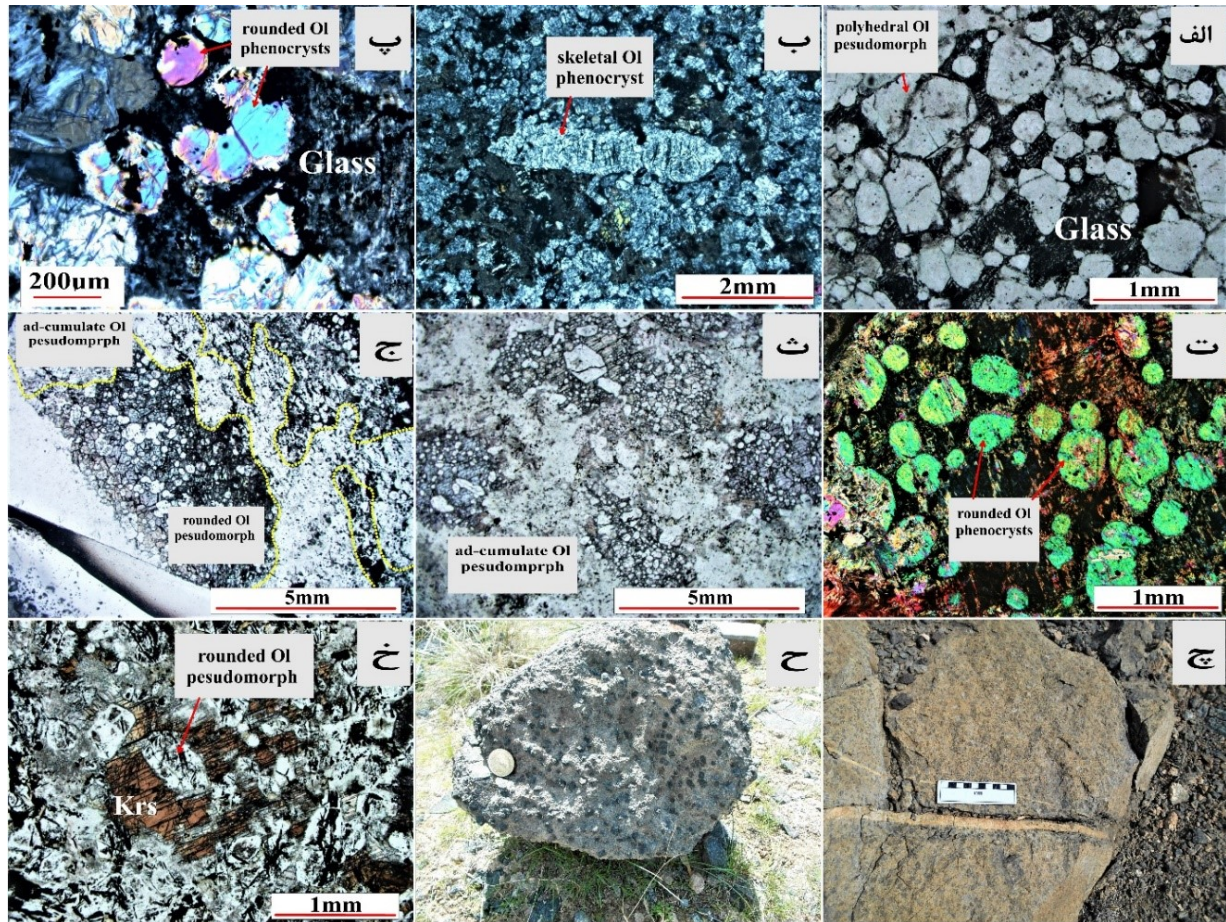


شکل ۱-۳- ستونی شماتیک از بخش‌های مختلف روانه‌های کماته‌ایتی تفریق یافته در SVMC.

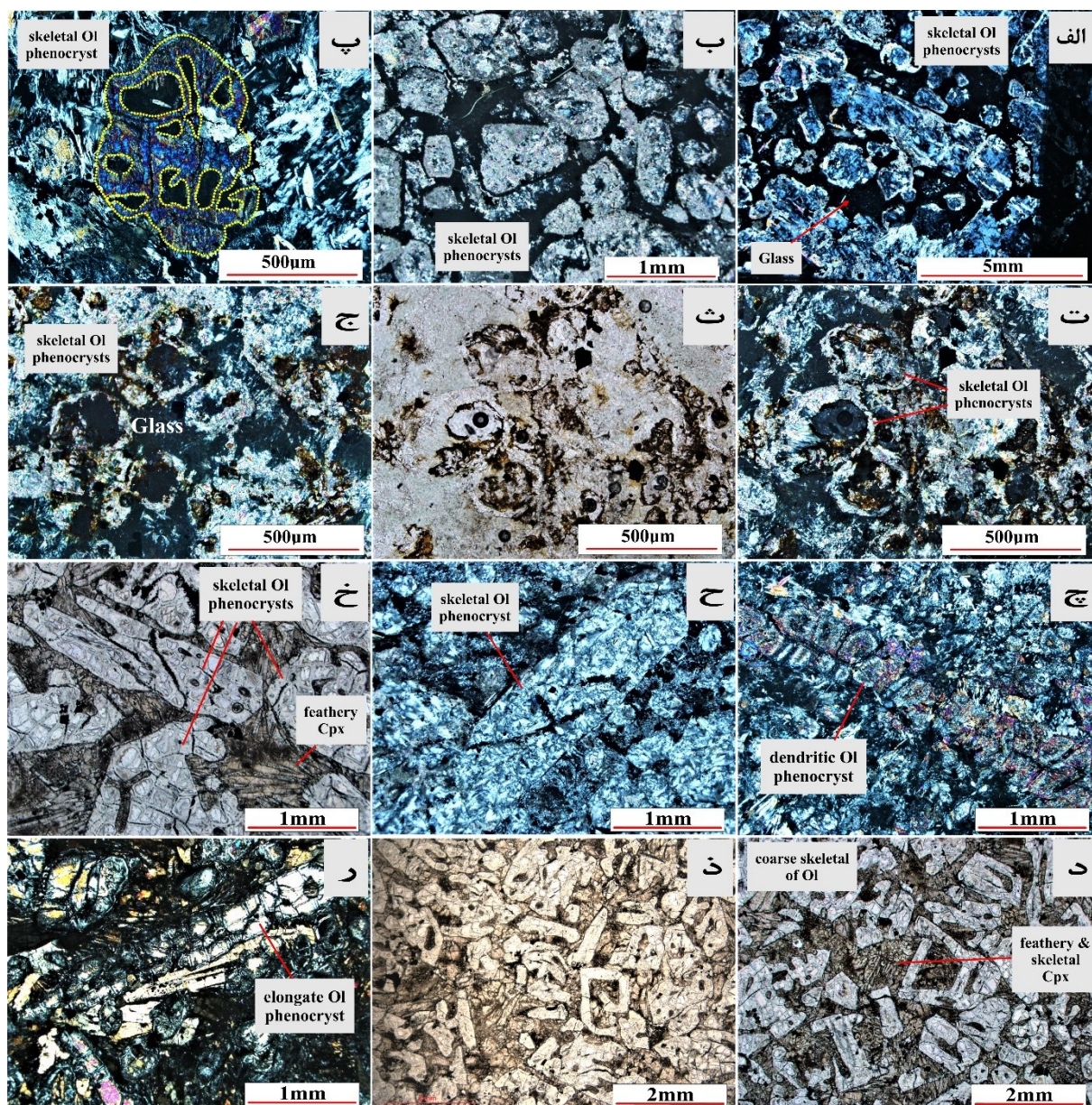
زون حاشیه‌ای زیرین (a) در برخی از کماته‌ایت‌ها که کمتر تحت تاثیر حرکات تکتونیکی قرار گرفته‌اند به خوبی مشخص است. در این محل‌ها این زون به طور معمول ضخامتی کمتر از یک متر داشته و حاوی دانه‌های ریز الیوین شکل دار و ساب هدرال در زمینه‌ای از شیشه و پیروکسن‌های رشته‌ای و تار مانند است.

از قاعده این زون به سمت بالا بتدریج دانه‌های الیوین درشت دانه‌تر و پیروکسن‌ها به صورت بلورهای صفحه‌ای اوپیکریستی تبدیل می‌شوند. تا آنجا که به طور کامل به زون پریدوتیتی تبدیل می‌شود. زون پریدوتیتی (b) در این دسته از کماته‌ایت‌ها دارای ضخامتی متغیر از حدود ۱۰ متر تا بیش از ۱۰۰ متر می‌باشد. در این زون، دو نمود الیوین کومولایی (۱) بلورهای شکل دار و گاهی اسکلتی درشت دانه (2-4mm) الیوین (شکل ۲-۳ الف، ب) و (۲) بلورهای ساب هدرال، گردشده و ریزدانه ($<1\text{mm}$) الیوین، قابل تفکیک است (شکل ۲-۳ پ، ت). در مجموع بلورهای الیوین با حجم 60-90% همراه بلورهای شکل دار کروم اسپینل با فراوانی 0.5% فاز کومولوس لایه پریدوتیتی را تشکیل داده و به طور کامل توسط اوپیکریست‌های کلینوپیروکسن فاز اینترکومولوس و گاهی شیشه با حجم کمتر از 10% در بر گرفته شده‌اند (شکل ۲-۳ پ، ت، ث). در این لایه در مقیاس میکروسکوپی و به صورت ریتمیک یا متناوب می‌توان انواع بافت‌های کومولایی الیوین ارتوکومولا، الیوین مزوکومولا و الیوین ادکومولا را نیز مشاهده نمود (شکل ۲-۳ ج). بلورهای اوپیکریستی کلینوپیروکسن (با حجم 10-20%) گاهی ممکن است به بیش از ۴cm نیز برسند، در این حالت بلورهای کوچکتر و به طور معمول گردشده الیوین را در بر گرفته و تداعی کننده بافت پوئی‌کیللیتیک می‌باشند (شکل ۲-۳ ث). کلینوپیروکسن‌های اوپیکریستی در روانه‌های کماته‌ایتی شرق روستای چشمه پونه و در ویرانی به خوبی حفظ شده و در زمینه‌ای از سرپانتین به صورت برجستگی‌های گرد بر روی سطح سنگ در صحرا به وضوح مشخص اند (شکل ۲-۳ چ، ح)، به این لحاظ این سنگ‌ها بسیار مشابه با نوبی پریدوتیت-های مشاهده شده در برخی از کماته‌ایت‌های آرکئن می‌باشند (Pyke et al., 1973). این کانی نیز در اکثر مواقع به ترمولیت، اکتینولیت و کلریت تبدیل شده است. جالب توجه است که در برخی مواقع در این زون، آمفیبول‌های اولیه ماگمایی به جای کلینوپیروکسن، فاز اینترکومولوس را تشکیل می‌دهند (شکل ۲-۳ خ)، این مسئله می‌تواند تداعی کننده سنگ‌های آمفیبول کماته‌ایتی باشد. زون اسکلتی انباشتی و هاریسیت (c) در بالاترین بخش لایه پریدوتیتی قرار دارد. این زون حاوی بلورهای اسکلتی الیوین با اندازه 2-4mm بوده (شکل ۳-۳ الف تا ح) که توسط بلورهای ریزدانه‌تر و اسکلتی پیروکسن و شیشه احاطه شده‌اند (شکل ۳-۴

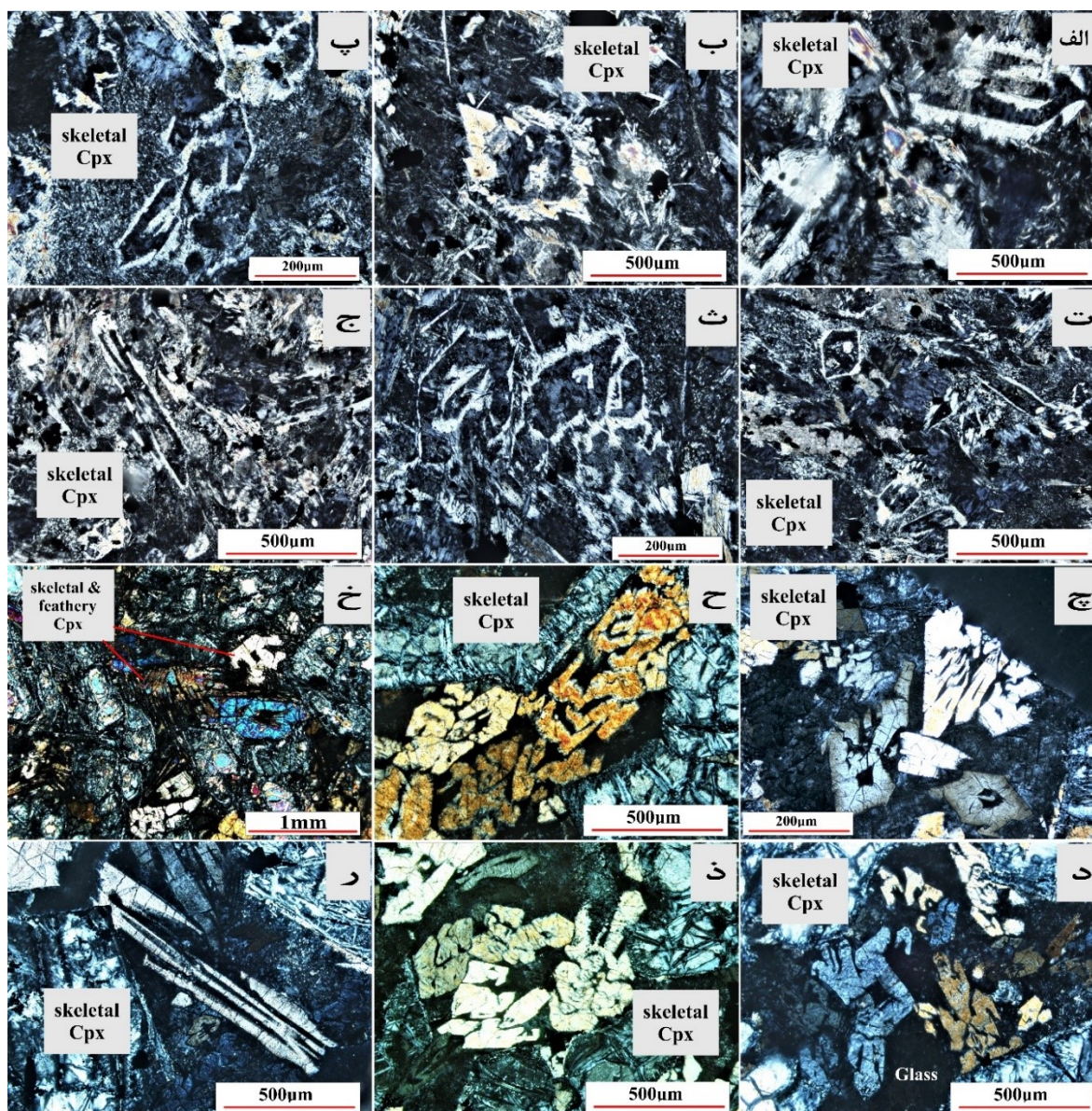
الف تا ج). در این زون الیوین‌ها دارای اشکال شکل دار توخالی، کشیده و ناودونی بوده که با حجم 60-90% به همراه کروم اسپینل با حجم حدود 1% کانی‌های کومولوس سنگ را تشکیل داده‌اند.



شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی و صحرای از زون پریدوتیتی گدازه‌های کماته‌ایتی SVMC: (الف) بلورهای شکل دار الیوین در زمینه‌ای از شیشه؛ (ب) درشت بلور اسکلتی الیوین در زون پریدوتیتی (در نور PPL؛ پ) بلورهای کوچک و گرد شده الیوین در زمینه‌ای از شیشه (در نور XPL؛ ت) بلورهای کوچک و گرد شده الیوین که توسط کانی اینترکومولوس کلینوپیروکسن در بر گرفته شده‌اند، در این تصویر تجمعاتی از الیوین به صورت بافت اد کومولا و فاز اینترکومولوس کلینوپیروکسن قابل مشاهده می‌باشد (در نور PPL؛ ج) وجود بافت‌های ارتوکومولا، مزوکومولا و ادکومولا به صورت متناوب در برخی از بخش‌های زون پریدوتیتی (در نور PPL؛ چ، ح) بلورهای درشت دانه و مقاوم کلینوپیروکسن در اندازه‌های سانتی‌متری در زمینه‌ای از سرپانتین نرم موجب تشکیل برجستگی‌های گرد مانند یا گره‌های بر روی زون پریدوتیتی گدازه‌های کماته‌ایتی SVMC شده است؛ (خ) حضور کانی آمفیبول نوع کرسوتیت به عنوان فاز اینترکومولوس به جای کلینوپیروکسن در زون پریدوتیتی برخی از گدازه‌های کماته‌ایتی (در نور XPL؛ اختصارات (برگرفته از Siivola & Schmid, 2007): Ol: الیوین، Krs: آمفیبول نوع کرسوتیت.



شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی از زون اسکلتی انباشتی و میکرواسپینیفکس: الف تا ج) تصاویری از درشت بلورهای اسکلتی الیوین که به طور کامل به سرپانتین دگرسان شده‌اند (در نور XPL و PPL؛ چ) بلور دندریتی و کشیده الیوین در بخش فوقانی یک روانه کماته‌ایتی (در نور XPL)، ح) بلور کشیده و اسکلتی الیوین در زون اسکلتی انباشتی SVMC (در نور XPL)؛ خ) تصویری از بلوهای اسکلتی و کشیده الیوین مشابه با عکس ح در زون اسکلتی انباشتی کماته‌ایتهای هم‌تافت فریمان (در نور PPL)، د، ذ) تصاویری کلی از زون اسکلتی انباشتی کماته‌ایتهای هم‌تافت فریمان، در این تصاویر بلورهای درشت و اسکلتی الیوین به عنوان فاز کومولوس در زمینه‌ای از بلورهای اسکلتی و پرماند کلینوپیروکسن و شیشه به عنوان فاز اینترکومولوس قابل مشاهده می‌باشد (در نور PPL؛ ر) نمایی نزدیک از بلور کشیده و اسکلتی الیوین در زمینه‌ای از شیشه و کلینوپیروکسن‌های پرماند و اسکلتی (در نور XPL)؛ اختصارات (برگرفته از Siivola & Schmid, 2007): Cpx: الیوین، Ol: الیوین.



شکل ۳-۴- تصاویری از بلورهای اسکلتی کلینوپیروکسن که به صورت فاز اینترکومولوس در بین بلورهای درشت‌دانه اسکلتی الیوین تشکیل شده‌اند: تصاویر الف تا ج مربوط به SVMC و تصاویر چ تا ر مربوط به هم‌تافت فریمان می‌باشد (در نور XPL)؛ اختصارات (برگرفته از Siivola & Schmid, 2007): Cpx: کلینوپیروکسن.

کلینوپیروکسن به عنوان مهمترین کانی اینترکومولوس دارای اشکال بسیار جالب و متنوع نظیر اشکال خنجری، کشیده، توخالی، ناودانی، رشته‌ای و نردبانی بوده و 10-15% از حجم سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۴ الف تا ج). اسپینل با حجم 10% و شیشه نیز با حجم 15% متشکله‌های دیگر زمینه در این زون می‌باشند. این زون در SVMC مشابه با لایه اسکلتی گزارش شده در روانه‌های کماتهای ایتی در سایر نقاط جهان است. Moore et al. (2000) معتقدند که این زون در روانه‌های کماتهای ایتی در بخش زیرین و یا در

داخل لایه ورلیتی ارتوکومولایی و در برخی موارد، در زون‌های اسپینیفکس ورقه‌ای که به وسیله لایه انباشتی اسکلتی جدا شده‌اند، نیز دیده می‌شود. در روانه‌های کماته‌ایتی همتافت فریمان، زون انباشتی اسکلتی به خوبی در داخل لایه ورلیتی ارتوکومولایی توسعه یافته است. در این محل، زون انباشتی اسکلتی شامل بلورهای شگفت‌انگیزی از الیوین‌ها و پیروکسن‌های اسکلتی کاملاً سالم می‌باشد (شکل ۳-۳ تا ۳-۴). در بالاترین بخش لایه پریدوتیتی بافت‌های منحصر به فرد هاریسیت و یا کرس کومولا وجود دارند. این بافت‌ها شامل بلورهای کشیده، تیغه‌ای، شاخه‌ای و اسکلتی الیوین و گاهی پیروکسن است، که در رخنمون صحرا به کلونی‌های مرجانی شباهت دارند. این بافت در بهترین رخنمون با ده‌ها سانتی متر طول در روانه تفریق‌یافته انتهای دره سرهنگ علی برونزد دارد (شکل ۳-۵ الف تا چ، ۳-۶ الف تا ج). Wager et al. (1960) هاریسیت را نوعی بافت کومولایی (کرس کومولا) در نظر می‌گیرند. این بافت به طور شاخص در بخش‌های درونی نفوذی‌های کم ژرفا تشکیل می‌شود. یکی از مشهورترین نمونه‌های این بافت در توده نفوذی رُم^۱ در اسکاتلند است (Wager & Brown, 1968; Wadsworth, 1966; Donaldson, 1982). این بافت شامل بلورهای شاخه‌ای بسیار بزرگ و درشت الیوین به همراه مجموعه‌ای از بلورهای اسکلتی است (Arndt et al., 2008). بافت هاریسیت شباهت‌های قابل توجهی با بافت اسپینیفکس دارد (Arndt et al., 2008). این بافت تحت عنوان بافت الیوین هاریسیت در گدازه‌های کماته‌ایتی نوارهای گرین‌استون آرکن نیز قابل مشاهده است (Hill et al., 1988). یکی از جایگاه‌های ویژه نمود این بافت در این سنگ‌ها زون‌های گذار ما بین لایه ارتوکومولایی و لایه اسپینیفکس است (Hill et al., 1988). البته این بافت در کماته‌ایت‌های والتر ویلیامز^۲ در سبیری، درست در بخش بالایی زون ادکومولایی و در زیر بخش ارتوکومولایی قرار دارد (Hill et al., 1988). بافت الیوین هاریسیت در روانه‌های کماته‌ایتی SVMC در بالاترین زون لایه پریدوتیتی نمود دارد. زون میانی (d) نیز از یک لایه گذار مابین زون پریدوتیتی و بخش مافیک تشکیل شده است. ضخامت این لایه متغیر بوده و از کمتر از ۱ متر تا بیش از ۵ متر در تغییر است. در این زون می‌توان ۲ زیر-زون

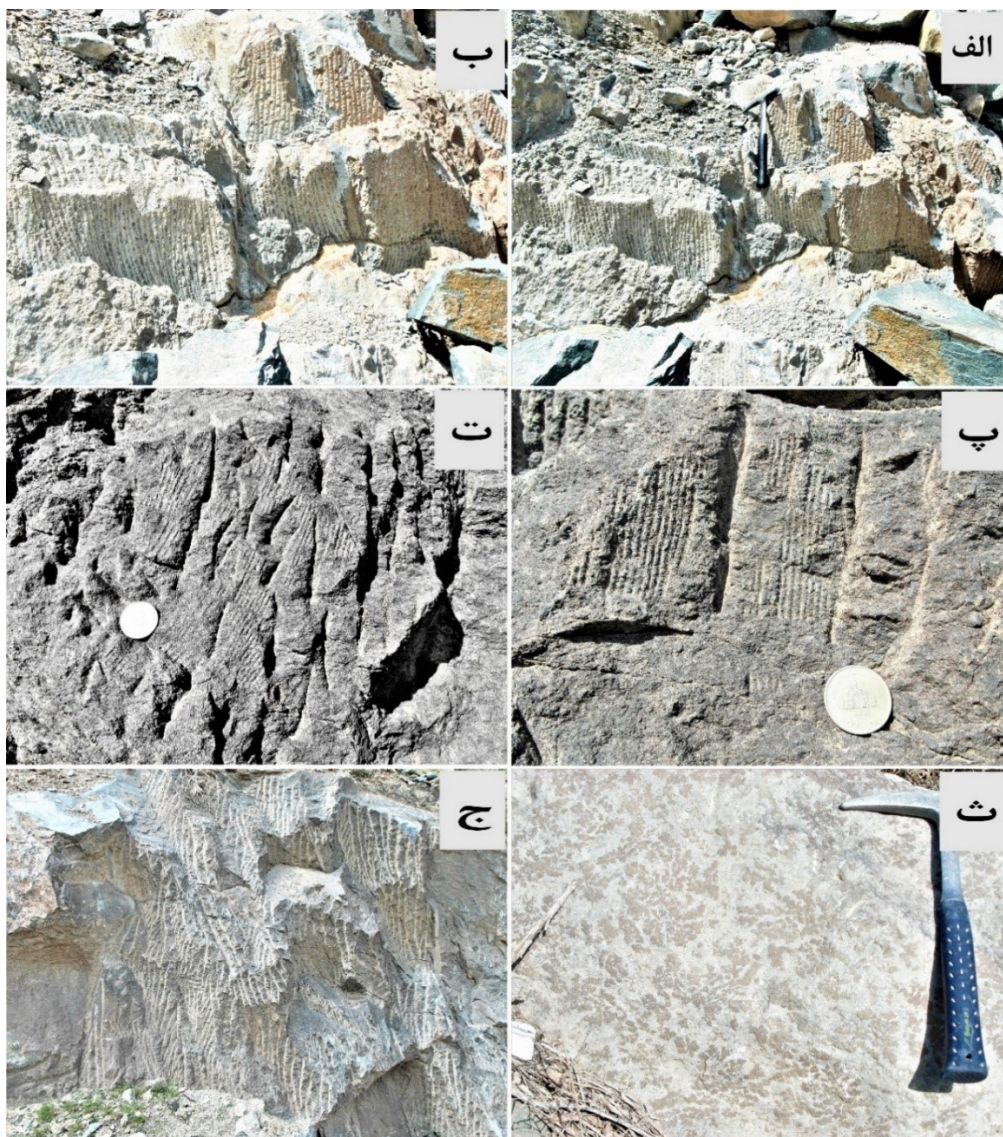
^۱Rhum

Walter Williams

الیوین پیروکسنیتی، پیروکسنیت گابرویی را تفکیک کرد. کانی‌شناسی زیر-زون کلینوپروکسنیتی شامل بلورهای درشت کلینوپروکسن است که بلورهای گرد شده ریز الیوین را در بر گرفته‌اند (شکل ۳-۷ الف تا ت). این بلورهای الیوین دارای نمودهای زنجیری (شکل ۳-۷ ج)، گرد شده، موزائیکی و سلسله‌مراتبی (شکل ۳-۷ ث) می‌باشند. از سمت قاعده این زون به سمت بالا به تدریج دانه‌های ریز الیوین ناپدید شده و تمامی سنگ از اوپکست‌های کلینوپروکسن تشکیل می‌شود. در زیر-زون پیروکسنیت گابرویی نیز پاراژنز کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ می‌باشند (شکل ۳-۷ خ، د). در روانه‌های با ضخامت بیشتر نظیر روانه انتهای دره سرهنگ علی زون گذار در قاعده حالتی لایه ای دارد و از نوارهای تیره و روشنی تشکیل شده است (شکل ۳-۷ چ، ح، ذ، ر).



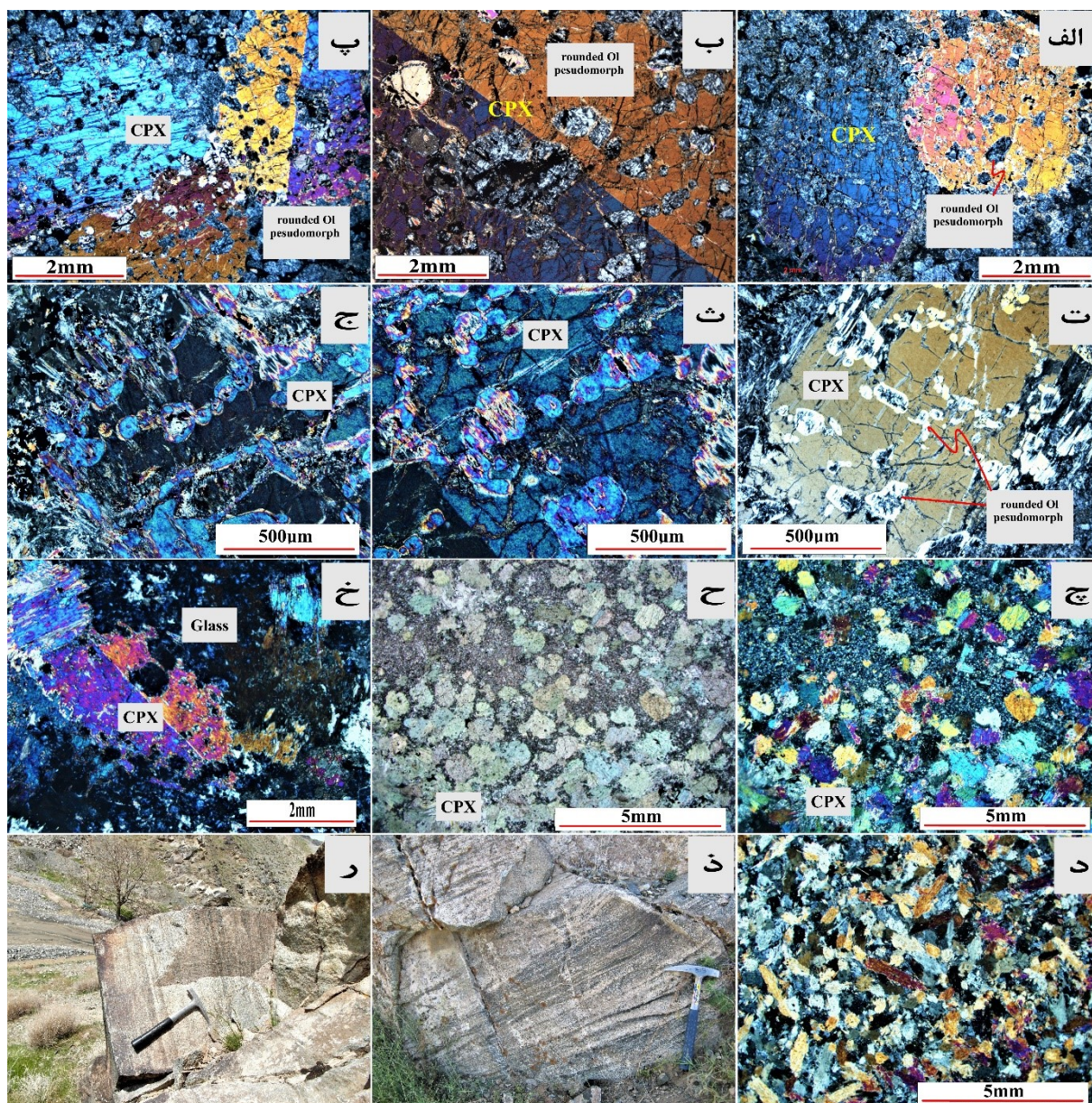
شکل ۳-۵- الف) تصویری از بافت هاریسیت یا کرس کومولا در کماتهای SVMC؛ تصاویر ب تا چ مربوط به بافت هاریسیت در مقیاس نمونه دستی است، این نمونه‌های به کلونی‌های مرجانی شباهت دارند.



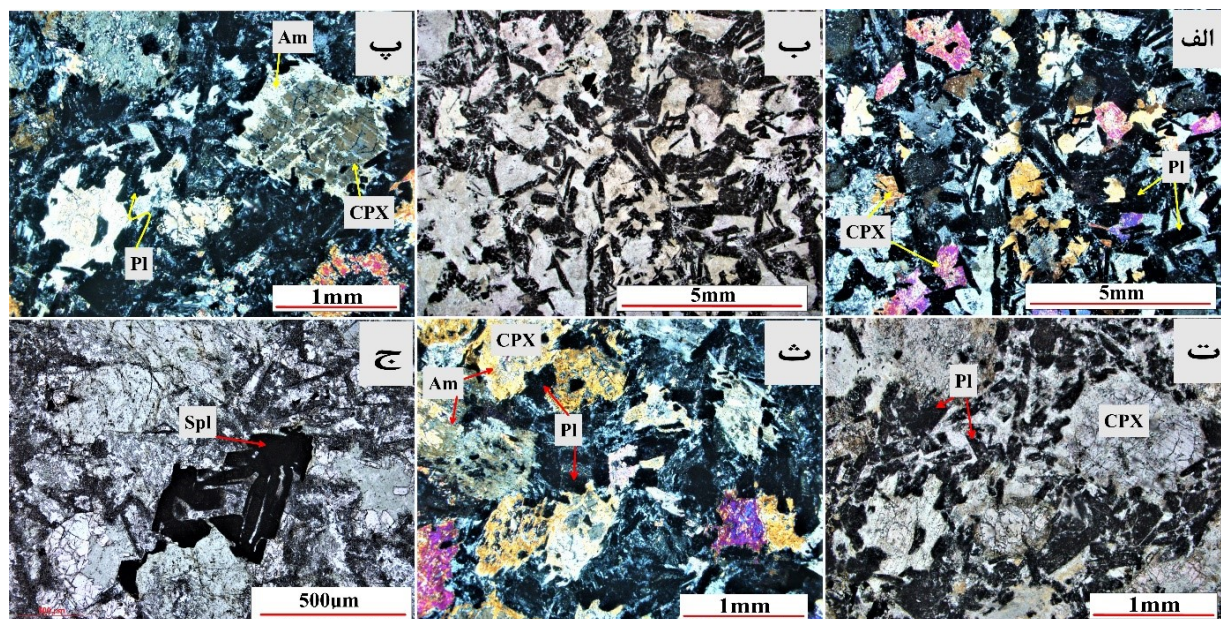
شکل ۳-۶- تصاویری از انواع بافت هاریست در مقیاس صحرایی، تصاویر الف تا ت به کلونی‌های مرجانی شباهت دارند، تصاویر ث تا ج دارای شکل شاخه مانند یا شاخه درختی می‌باشند.

بررسی‌های میکروسکوپی حاکی از آن است که نوارهای تیره حاصل تجمع بلورهای کلینوپیروکسن و نوارهای روشن مجموعه‌ای از کانی‌های سوسوریتی شده و شیشه است (شکل ۳-۷ چ، ج). از این زیر-زون به سمت زون گابرویی- پیروکسنیتی (e) مقدار پلاژیوکلازها بیشتر شده و برعکس آن کلینوپیروکسن‌ها کمتر می‌شود. به طوری که در زون گابرویی- پیروکسنیتی، کلینوپیروکسن (با اندازه $500\mu\text{m}-2\text{mm}$) و با اشکال شکل دار تا اسکلتی ۴۰ تا ۶۰ درصد از حجم سنگ و پلاژیوکلازهای با اندازه $(1\text{mm}-2\text{mm})$ و با اشکال تخته‌ای تا کشیده ۳۰٪ از حجم سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-۸ الف تا ث). بلورهای شکل دار تا

اسکلتی کروم اسپینل نیز مهمترین کانی فرعی این سنگها است (شکل ۳-۸ ج). قابل توجه است که این سنگها حاوی حدود ۱۰٪ زمینه شیشه‌ای نیز می‌باشند. زون گابرویی با بافت شاخه‌ای و دندریتی ریز دانه (f) در بخش بالای گدازه‌های کماتهای قرار دارد. مهمترین ویژگی این لایه اشکال شاخه‌ای، درختی و دندریتی کلینوپروکسن است (شکل ۳-۹ الف، ب)، که گاهی به صورت درهم رشدی با پلاژیوکلازها بافت‌های بسیار زیبا و جالبی را تشکیل داده‌اند (شکل ۳-۹ پ، ت). بافت‌های حاصل درهم رشدی با اندازه حدود 2mm در بخش پایینی این زون از عمومیت بیشتری برخوردارند. در همتافت فریمان این بافت‌ها بسیار سالم‌تر از SVMC و در اشکال بسیار منحصربه‌فرد قابل ملاحظه می‌باشند (شکل ۳-۹ ث تا چ). در این زون کلینوپروکسن 40-70٪ و پلاژیوکلاز 25-35٪ از حجم این سنگها را تشکیل می‌دهند. در هم رشدی بلورهای کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز در روانه‌های کمات‌ه ایت -بازالتی مونترو تاون شیب در کمربند گرین استون آرکئن آبتیبی کانادا نیز گزارش شده است (Arndt et al., 1976). بلورهای پلاژیوکلاز علاوه بر اشکال درهم رشدی به صورت بلورهای کشیده با انداز 1mm-2mm نیز قابل مشاهده می‌باشند. در اینجا شیشه نیز کمتر از 10٪ از حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. در برخی از روانه‌های کمات‌های تفریق یافته در SVMC و هم در شرق روستای سفیدسنگ در همتافت فریمان در بالاترین بخش زون گابرویی شاخه‌ای بافت‌های اسپینیفکس به صورت بلورهای کشیده و سوزنی کلینوپروکسن با اندازه 10-15cm قابل مشاهده است، که می‌تواند معرف زون پروکسن اسپینیفکس (g) در این سنگ‌ها باشد. تجمع بلورهای سوزنی کلینوپروکسن گاهی اشکال شعاعی و زیبایی را بر روی سنگ در رخنمون صحرا ایجاد کرده است. در مقیاس میکروسکوپی نیز کلینوپروکسن با اشکال کشیده، سوزنی، ناودونی، نردبانی و زنجیره‌ای به همراه پلاژیوکلازهای کشیده متشکله‌های اصلی سنگ بشمار می‌آیند (شکل ۳-۹ ح تا د). در بالاترین بخش گدازه‌ها بلورهای دندریتی کلینوپروکسن در زمینه‌ای از شیشه جایگزین بافت‌های درهم رشدی شده و زون حاشیه‌ای بالایی (h) را تشکیل می‌دهند، این زیر لایه در بهترین رخنمون در برخی از کمات‌های تفریق یافته فریمان مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۹ ذ، ر).



شکل ۳-۷- تصاویر میکروسکوپی و صحرایی از زون گذار گدازه‌های کماته‌ایتی SVMC: الف تا ت) دانه‌های ریز و گرد الیوین سرپانتینی شده که توسط بلور درشت کلینوپیروکسن فاز اینترکومولوس در بر گرفته شده‌اند، این تصاویر متعلق به بخش قاعده زیر زون الیوین-پیروکسنیتی است (در نور XPL؛ ث) بافت سلسله مراتبی الیوین (در نور XPL؛ ج) بافت زنجیره‌ای الیوین در روانه‌های کماته‌ایتی SVMC (در نور XPL؛ چ، ح) حالت لایه‌ای در زون گذار در مقیاس میکروسکوپی، در قسمت پایین عکس تجمعی از بلورهای پیروکسن اورالیتی شده قابل مشاهده است، در قسمت بالا نیز تعداد به مراتب کمتری از پیروکسن-های اورالیتی شده در زمینه‌ای از شیشه و کانی‌های سوسوریتی شده وجود دارد (در نور XPL و PPL؛ خ) نمایی نزدیک از بلور پیروکسن تشکیل شده در زون گذار (در نور XPL؛ د) نمایی کلی از تجمع بلورهای پیروکسن اورالیتی شده به همراه پلاژیوکلاز که زیرزون گابروپیروکسنیتی زون گذار را تشکیل می‌دهند (در نور XPL؛ ذ، ر) حالت لایه‌ای شکل زون گذار در رخنمون صحرا، بخش‌های تیره شامل تجمع بلورهای کلینوپیروکسن بوده و بخش‌های روشنتر شامل مواد سوسوریتی شده می‌باشند؛ اختصارات (برگرفته از Siivola & Schmid, 2007): Cpx: کلینوپیروکسن، Ol: الیوین.



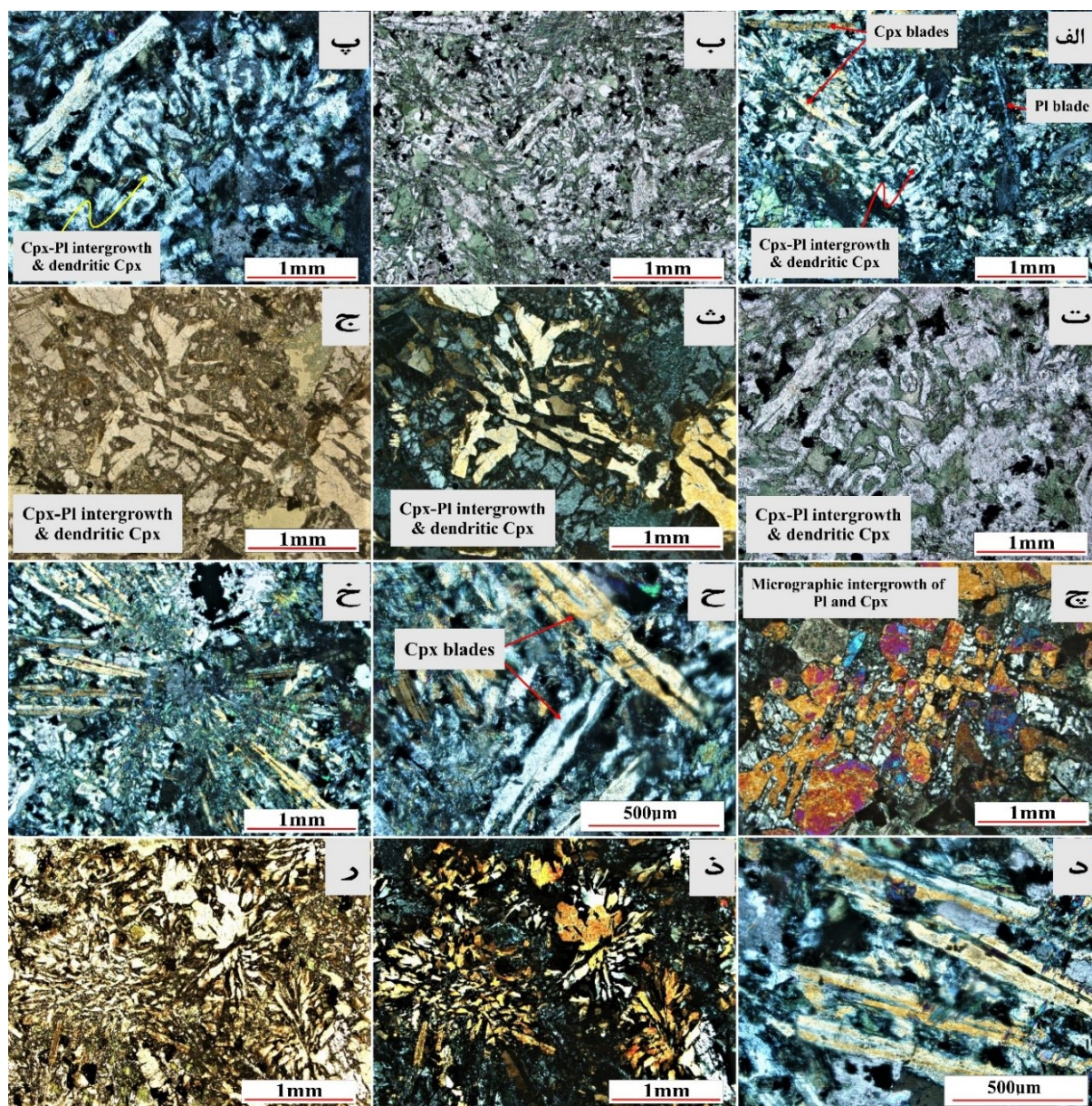
شکل ۳-۸- تصاویر میکروسکوپی زون گابرویی درشت دانه در کماته‌ایتهای SVMC: الف، ب) نمایی کلی از زون گابرویی درشت دانه حاوی بلورهای کلینوپیروکسن و دانه‌ها پلاژیوکلاز کاملاً دگرسان شده (در نور XPL و PPL؛ پ، ت، ث) نمایی نزدیک بلورهای کلینوپیروکسن که از حاشیه درحال تبدیل شدن به آمفیبول‌های ثانویه می‌باشند، در این تصاویر تمامی بلورهای پلاژیوکلاز دچار دگرسانی شدید سرسیتی و رسی شده‌اند (در نور XPL و PPL؛ ج) نمایی نزدیک از کروم اسپینل-های اسکلتی در زون گابرویی درشت دانه (در نور PPL؛ اختصارات (برگرفته از Siivola & Schmid, 2007): Cpx: کلینوپیروکسن، Am: آمفیبول، Pl: پلاژیوکلاز، Spl: اسپینل.

در این زون سنگ دانه ریزتر شده، به طوری که بلورهای دندریتی کلینوپیروکسن با اندازه $500\mu\text{m}$ با حجم 40-60% و بلورهای کشیده پلاژیوکلاز با اندازه $500\mu\text{m}$ -1mm و با حجم 15-25% تشکیل دهنده‌ای اصلی سنگ بشمار می‌آیند (شکل ۳-۹ ذ، ر). میزان شیشه نیز در اینجا تا بیش از 20% افزایش می‌یابد. شایان ذکر است که در بالاترین بخش برخی از روانه‌های کماته‌ایتهای SVMC، یک زون خرد شده و برشی قابل مشاهده می‌باشد. لایه برشی در چند روانه در باختر جاده ویرانی- شاندیز به خوبی قابل مشاهده است. در کماته‌ایتهای این هم‌تافت لایه برشی دارای ضخامت‌های متغیری از حدود ۱۰ سانتی متری تا اندازه‌های تقریبی ۸ متر می‌باشد. این لایه شامل قطعات سنگی است که از یکسری درزها و شکستگی‌های چندوجهی تشکیل شده است (۳-۱۰ الف، ب). اندازه قطعات سنگی از ۱ سانتی متر تا ۱۰ سانتی متر متغیر است.

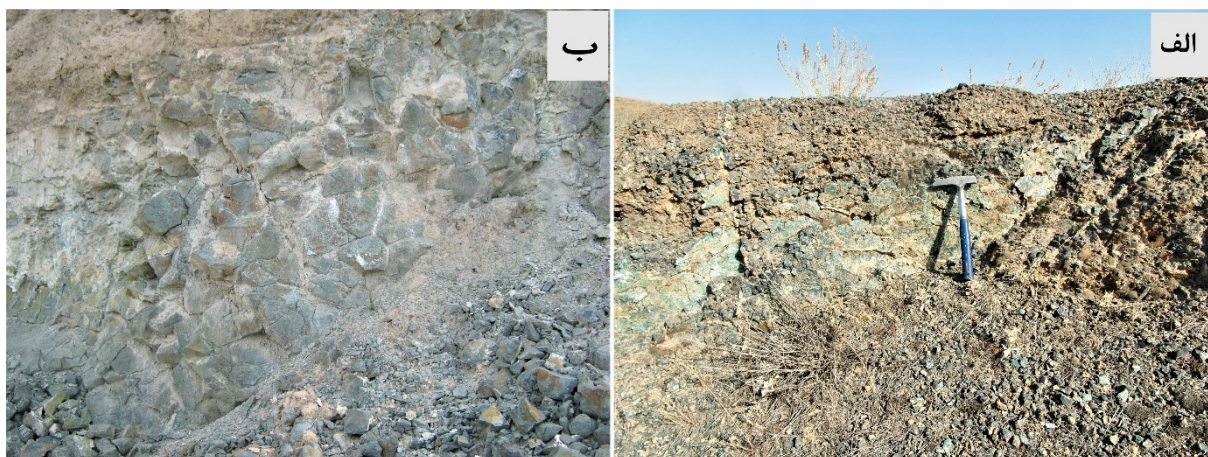
Pyke et al. (1973) این لایه را در کماته‌ایتهای با ستون‌های منشوری در روانه‌های بازالتی مقایسه کرده است. در SVMC در باختر جاده ویرانی- شاندیز روانه کماته‌ایتهای برونزد دارد، که دارای یک لایه‌ای از ستون

های منشوری و شکستگی‌های چند وجهی به ضخامت حدود ۸ متر است. بافت سنگ در این لایه بسیار دانه ریز است. این لایه شامل دانه‌های اسکلتی الیوین به طور کامل سرپانتینی شده در زمینه‌ای از شیشه دگرسان شده است.

روانه‌های کماته‌ایتی تفریق یافته در SVMC گاهی به صورت جانبی به سنگ‌های دونیتی، ورلیتی و کلینوپیروکسنیتی تبدیل می‌شوند. واحدهای دونیتی سیل مانند در SVMC به صورت محلی برونزد دارند، بافت آن‌ها از نوع ادکومولا بوده و فاز اینترکومولوس با حجم کمتر از ۱۰ درصد به صورت شیشه است. این سنگ‌ها به طور کامل به سرپانتین تبدیل شده‌اند، تنها در برخی نقاط، آثاری جزئی از کانی الیوین اولیه با حاشیه‌های سرپانتینی قابل مشاهده است. این دونیت‌های توده‌ای به صورت جانبی به ورلیت‌های توده‌ای و گابرو-ورلیت‌های تفریق یافته تبدیل می‌شوند. شبه سیل‌های ورلیتی توده‌ای، بافت‌های مزو تا ارتوکومولایی نشان می‌دهند که گاهی در مقیاس میکروسکوپی و به صورت دوره‌ای به بافت ادکومولا نیز تبدیل می‌شوند. واحدهای کلینوپیروکسنیتی نیز دربردارنده بلورهای اویکریستی به خوبی توسعه یافته است. بلورهای کلینوپیروکسن در هر دو شکل هم بعد و اسکلتی و در طیفی از ۱ تا ۸ میلیمتر نمود دارند. در بخش زیرین این لایه، دانه‌های کوچک الیوین نیز وجود دارند، این بلورهای الیوین دارای نمودهای زنجیری، گردشده، موزائیکی و سلسله‌مراتبی می‌باشند که بخوبی نشانگر بافت‌های یک سنگ به سرعت سردشده هستند. این تغییرات می‌تواند نشان دهنده گذار از بخش‌های کانالی دینامیک محیط پروکسیمال به بخش‌های پایدارتر و ایستا نظیر دریاچه‌های گدازه‌ای تشکیل شده در ناهمواریهای توپوگرافی باشد (Stone & Stone, 2000; Hill, 2001; Arndt et al., 2008; Lesher, 1989). Arndt et al. (2008) معتقد است که کماته‌ایت‌ها می‌توانند دارای تنوع مورفولوژیکی باشند، این تنوع به تاثیر توپوگرافی محیط فوران، نرخ فوران و سایر فاکتورهای محیطی وابسته است. (Lesher 1989) نیز معتقد است که رخساره‌های گدازه ای در امتداد روانه‌های کماته‌ایتی می‌توانند از رخساره‌های آتشفشانی مرکز و پروکسیمال به سمت رخساره های دیستال (دور مرکز) میانه و دیستال در تغییر باشند.



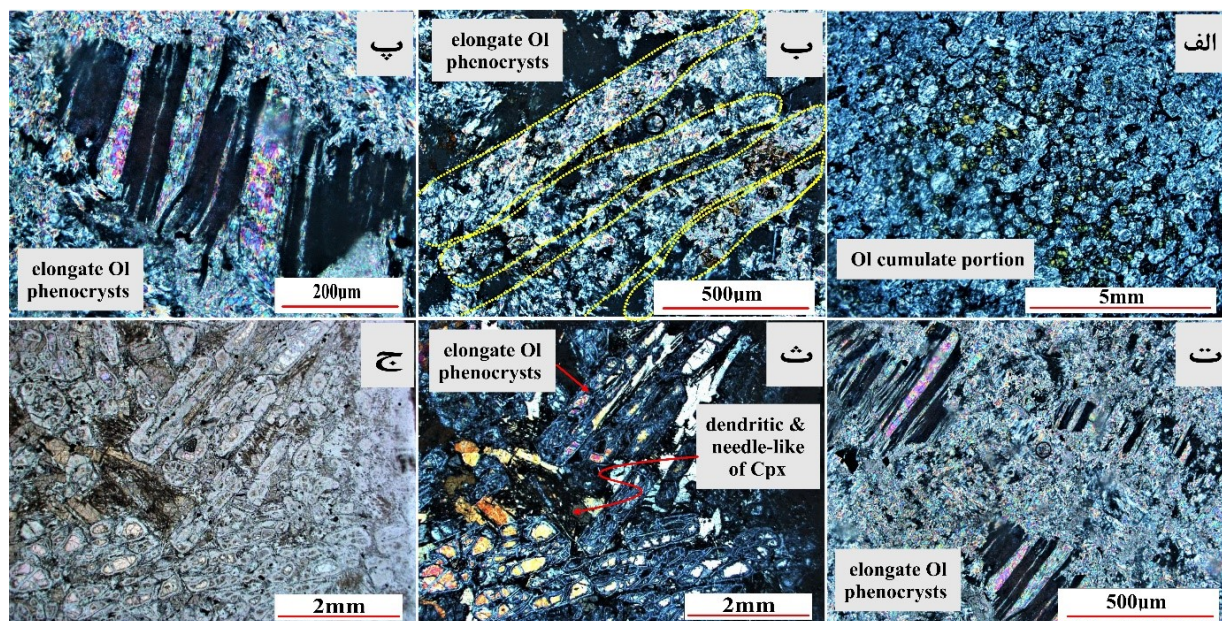
شکل ۳-۹- تصاویر میکروسکوپی از زون گابرویی شاخه‌ای در گدازه‌های کماته‌ایتی SVMC (تصاویر ث، ج، چ، ذ و ر مربوط به همتافت فریمان می‌باشند): الف، ب) نمایی کلی از زون گابرویی شاخه‌ای، در این تصویر درهم رشدی بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و بافت دندریتی و شاخه‌ای کلینوپیروکسن قابل توجه است (در نور XPL و PPL؛ پ، ت) نمایی نزدیک از درهم رشدی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در هر دو نور XPL و PPL؛ ث تا چ) تصاویر میکروسکوپی بسیار زیبا از درهم رشدی بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در همتافت فریمان در هر دو نور XPL و PPL؛ ح تا د) تصاویری از بلورهای کشیده و ناودنی کلینوپیروکسن در نور XPL که بافت‌های میکرواسپینیفکس را تداعی می‌کنند؛ ذ، ر) بلورهای شاخه درختی کلینوپیروکسن با ابعاد بسیار ریزتر از بافت‌های درهم رشدی در زمینه‌ای از شیشه، این بلورها زون گابرویی با بافت شاخه‌ای و دندریتی ریز دانه را در گدازه‌های کماته‌ایتی تشکیل می‌دهند (در نور XPL و PPL؛ اختصارات (برگرفته از Siivola & Schmid, 2007): Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز.



شکل ۳-۱۰- الف، ب) نمایی از زون‌های خردشده و درزه‌های پلی‌هدرال در بالاترین بخش تعدادی گدازه کماته‌ایتی در SVMC.

۳-۳ کماته‌ایت‌های تفریق نیافته

کماته‌ایت‌های تفریق نیافته SVMC نیز دارای زون بندی می‌باشند. بخش قاعده گدازه‌ها شامل انواع رخساره های الیوین کومولایی (اد کومولا، مزوکومولا و ارتوکومولا) است (شکل ۳-۱۱ الف). سپس زون کومولایی به زون کومولایی اسکلتی و بعد به زون خردشده همراه با بافت الیوین میکرواسپینیفکس تبدیل می‌شود. زون کومولایی و کومولایی اسکلتی در این سنگ‌ها بترتیب مشابه با زون های b و c کماته‌ایت‌های تفریق یافته می‌باشند. زون خردشده با بافت الیوین میکرواسپینیفکس نیز که در بالاترین بخش زون کومولایی اسکلتی قرار دارد شامل بلورهای کشیده و ناودونی الیوین می‌باشند که همانند کتاب‌های یک قفسه کتابخانه در کنار هم قرار گرفته و بافت موسوم به اسپینیفکس ورقه‌ای یا کتابی را تشکیل داده‌اند (شکل ۳-۱۱ ب تا ت). در کماته‌ایت‌های همتافت فریمان این بافت در برخی از روانه‌های کماته‌ایتی به خوبی حفظ شده است (شکل ۳-۱۱ ث، ج). در این زون این دسته از گدازه‌ها حاوی درزه‌های پلی‌هدرال می‌باشند. ضخامت این زون گاهی به ۲ متر نیز می‌رسد و عموماً از قطعات گرد شده تا زاویه‌دار با اندازه‌های متغیر (تا حدود ۴۰ سانتی متر) تشکیل شده‌اند. این قطعات دارای بلورهای اسکلتی الیوین و کلینوپیروکسن و میکرواسپینیفکس الیوین می‌باشند.



شکل ۳-۱۱- تصاویر میکروسکوپی از گدازه‌های کماته‌ایتی تفریق نیافته در SVMC و فریمان: الف) بخش الیوین کومولایی یا زون پریدوتیتی، در این لایه بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار الیوین‌های سرپانتینی شده فاز کومولوس و بلورهای اویکریستی کلینوپیروکسن فاز اینترکومولوس را تشکیل داده‌اند (نور XPL؛ ب تا ت) تعدادی از قالب‌های کشیده الیوین‌های تماماً سرپانتینی شده که به دسته‌ای کتاب در قفسه کتابخانه شباهت دارد، بافت میکرواسپینفکس صفحه‌ای را در روانه‌های کماته‌ایتی SVMC تشکیل داده‌اند (نور XPL؛ ث، ج) بافت میکرواسپینفکس کتابی یا صفحه‌ای در گدازه‌های کماته‌ایتی تفریق نیافته همتافت فریمان، این بلورهای کشیده الیوین در زمینه‌ای از شیشه و کلینوپیروکسن‌های سوزنی، تارمانند و اسکلتی قرار دارند (نور XPL و PPL؛ اختصارات (برگرفته از Siivola & Schmid, 2007): Cpx: کلینوپیروکسن، Ol: الیوین.

۳-۴ گدازه‌های بالشی فرامافیک

در نودره در باختر مشهد نیز چند روانه کماته‌ایتی با رخساره‌های بالشی وجود دارد (شکل ۳-۱۲ الف، ب). گدازه‌های بالشی کماته‌ایتی در چندین کمر بند گرین استون آرکتن نظیر Pyke Hill و آبیتیبی در کانادا گزارش شده است (Arndt et al., 1977; Imreh, 1978; Jensen and Langford, 1985; Pyke et al., 1973; Shore, 1996). در SVMC این گدازه‌ها دارای اشکال زبانه‌ای و گرد شده می‌باشند (شکل ۳-۱۲ الف، ب)، و حاوی بلورهای کشیده، ناودونی، اسکلتی و تارمانند کلینوپیروکسن و بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار الیوین هستند (شکل ۳-۱۲ ث، ج). در همتافت فریمان نیز پیلولاواهای فرامافیک نیز با اشکال روده‌ای در ارتفاعات شمال شرق روستای سفید سنگ در سکانسی کم نظیر و در تناوب با گدازه‌های کماته‌ایتی تفریق یافته و رسوبات پلاژیک و چرت‌های قرمز رنگ حفظ شده‌اند (شکل ۳-۱۲ پ، ت). این گدازه‌ها به وفور

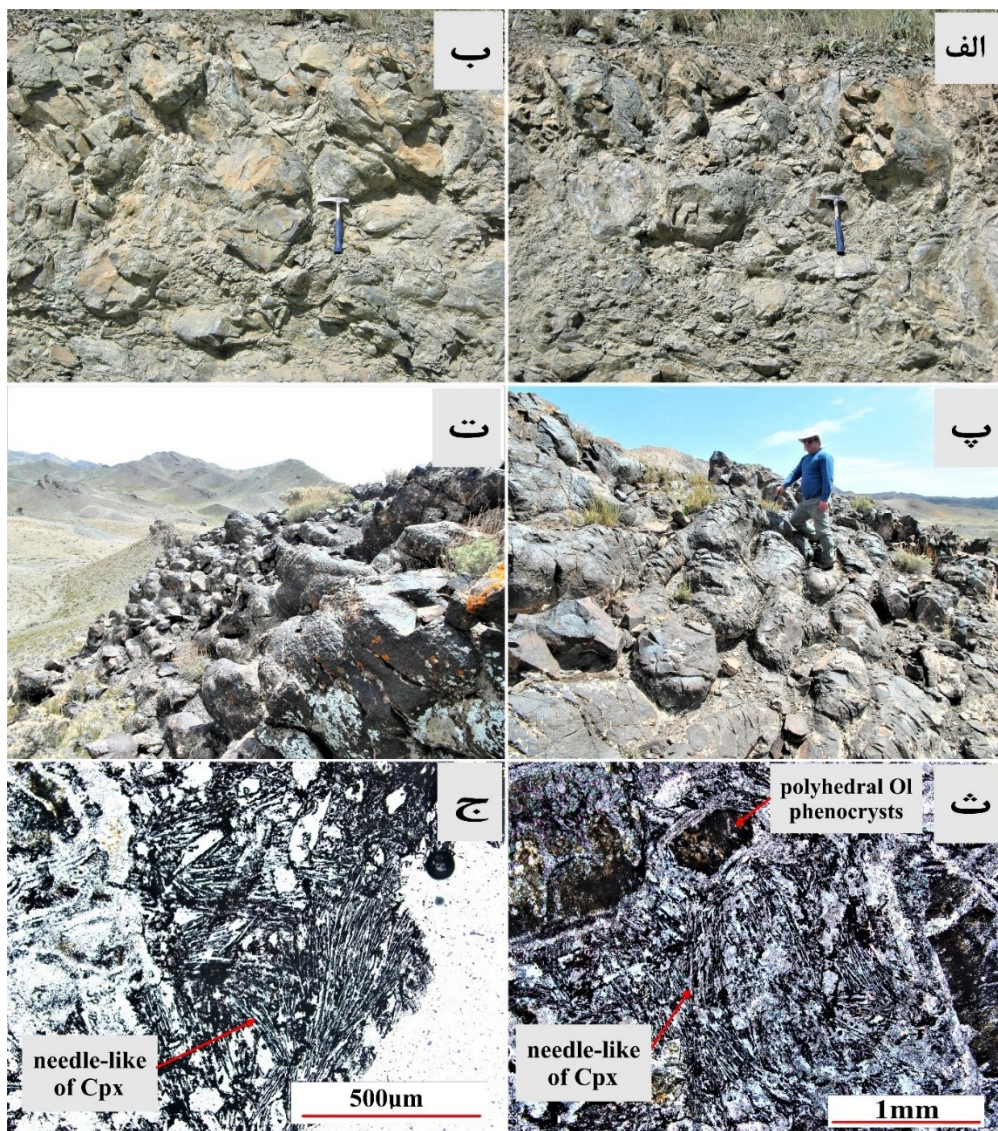
حاوی الیوین‌های سرپانتینی شده خود شکل و اسکلتی با اندازه‌های 500 μ m-4mm در زمینه ای از پیروکسن های تار مانند، اسکلتی و شیشه می‌باشند (شکل ۳-۱۲، ج).

۳-۵ بازالت‌ها

در کیلومتر ۲۵ جاده سفید سنگ به شاهین گرماب نیز سکانسی از روانه های با ترکیب بازالتی وجود دارد که به لحاظ ویژگی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی تقریباً مشابه با بخش های گابرویی روانه‌های کماته‌ایتی تفریق یافته بوده و تنها از نظر ویژگیهای بافتی با آنها تفاوت دارند. این سنگ‌ها دارای بافت ریزدانه و آفنتیک بوده و از مجموعه کانیایی کلینوپیروکسن با اندازه 150 μ m-200 μ m و حجم 30-35%، پلاژیوکلاز با اندازه 100 μ m-200 μ m و حجم 20-25% و الیوین های ایدنگزیتی شده با اندازه 50-100 μ m و حجم >10% تشکیل شده‌اند. شیشه نیز با حجم حدود 25% از دیگر متشکله‌های این سنگ‌ها بشمار می‌رود. در این گدازه‌ها کلینوپیروکسن ها دارای اشکال یوهدارل تا اسکلتی بوده که توسط بلورهای سوزنی پلاژیوکلاز احاطه و بافت‌های اینترسرتال را تشکیل داده‌اند. این سنگها برخلاف بخش‌های گابرویی کماته‌ایت‌ها حاوی بلورهای ایدنگزیتی شده الیوین با اشکال شکل‌دار و گرد شده می‌باشند. در بخش فوقانی روانه‌ها نیز بافت‌های آمیگدال به خوبی توسعه یافته‌اند، بر اساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی به نظر می‌رسد این سنگ‌ها همان ماگمایی تفریق یافته تشکیل دهنده بخش‌های گابرویی کماته‌ایت‌های تفریق‌یافته است که از بخش‌های کومولایی گریخته و در محلی دیگر تشکیل این دسته از بازالت‌ها را داده است.

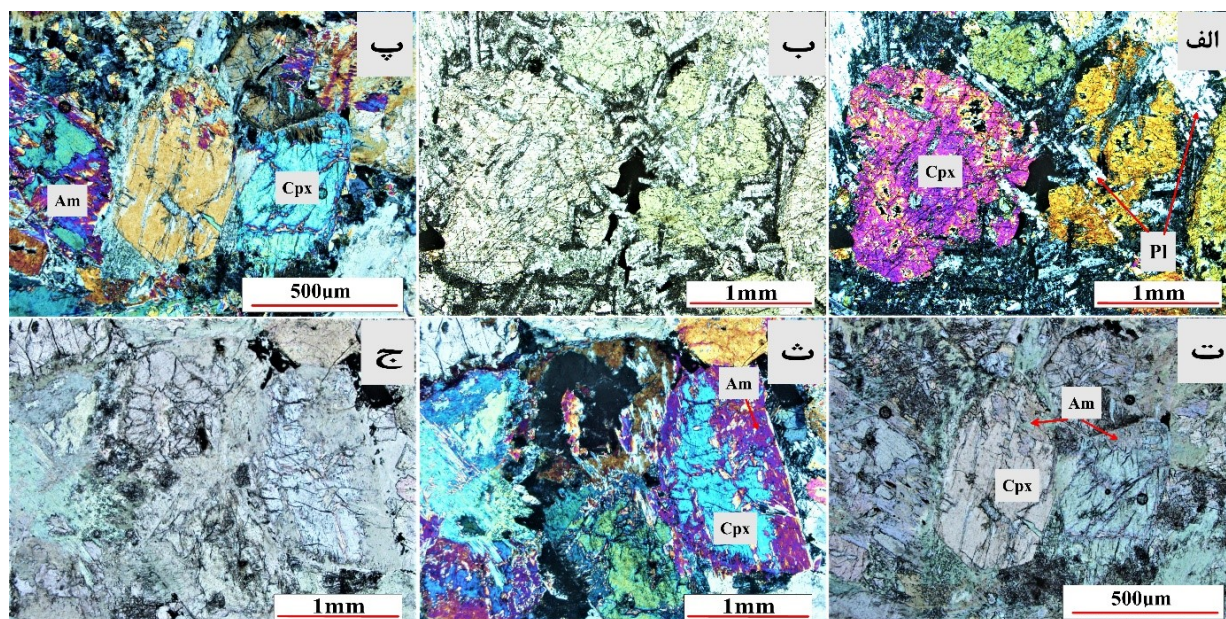
۳-۶ سیل و دایک‌های گابرویی

سیل‌های آمفیبول‌گابروهای تأخیری با بافت کومولایی و غیرکومولایی به طور عموم به صورت سیل و دایک در داخل رسوبات دگرگون شده باختر مشهد- ویرانی نفوذ کرده‌اند. آنها دارای حاشیه‌های سرد شده انجماد سریع و دگرگونی همبری در حد رخساره پیروکسن- هورنفلس در سنگ‌های میزبان می‌باشند. بافت‌های غیرکومولایی گابروها شامل بافت گرانولار تا آفیتیک و گاهی پوئی‌کلیتیک می‌باشند. پیروکسن و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند (شکل ۳-۱۳ الف تا ج).



شکل ۳-۱۲- الف، ب) تصاویری از گدازه‌های بالشی فرامافیک در SVMC؛ پ، ت) تصاویری از گدازه‌های بالشی با اشکال روده‌ای در همتافت فریمان؛ ث، ج) تصاویر میکروسکوپی از گدازه‌های فرامافیک بلورهای تماماً دگرسان شده الیون در زمینه-ای از بلورهای پیروکسن تار مانند (نور XPL و PPL).

بقایایی از الیون‌های دگرسان شده نیز گاهی در این واحد قابل مشاهده است. پدیده اورالیتی شدن پیروکسن‌ها در این سنگ‌ها شایع است، به طوری که آنها در حال تبدیل شدن به هورنبلند و ترمولیت می‌باشند (شکل ۳-۱۳ پ تا ج)، در برخی از نمونه‌ها تمامی پیروکسن‌ها با آمفیبول جایگزین شده و با توجه به دگرگون بودن توالی سنگی منطقه، این گابروها را می‌توان ارتوآمفیبولیت نامید. از محصولات دیگر دگرسانی پیروکسن‌ها می‌توان به کلسیت و کلریت نیز اشاره نمود. پلاژیوکلازها نیز در گابروها دچار پدیده دگرسانی شده‌اند، سِریسیت و کلسیت محصولات اصلی این رخداد می‌باشند.



شکل ۳-۱۳- تصاویر میکروسکوپی از سیل‌های گابرویی در SVMC: الف، ب) بلورهای درشت دانه کلینوپیروکسن به همراه بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز در نور XPL و PPL؛ پ تا ج) درشت بلورهای کلینوپیروکسن که بر اثر پدیده اورالیتی شدن از حاشیه در حال تبدیل شدن به آمفیبول‌های ثانویه را دارند (در نور XPL و PPL)؛ اختصارات (برگرفته از Siivola and Schmid, 2007): Cpx: کلینوپیروکسن، Am: آمفیبول، Pl: پلاژیوکلاز.

۳-۷ ساز و کار تشکیل بافت‌های اسکلتی و اسپینیفکس

اسپینیفکس نوعی بافت است که به واسطه دانه‌های بزرگ، اسکلتی یا دندریتی، ورقه‌ای، تیغه‌ای^۲ یا سوزنی^۳ الیوین و پیروکسن شناخته می‌شود (Arndt, 1994; Arndt & Fowler, 2004). این بافت در بخش بالایی روانه‌های کماته‌ایتی یا با عمومیت کمتر در حاشیه سیل‌ها و دایک‌های کماته‌ایتی یافت می‌شود (Arndt et al., 2008). عقیده بر این است که بافت اسپینیفکس و اسکلتی در اثر سردشدگی بسیار سریع و حتی انجماد یک‌باره‌ی^۴ ماگمای اولیه ایجاد می‌شود (Blatt et al., 2006). به طوری که حتی یکی از نخستین نام‌های بافت‌های اسپینیفکس و اسکلتی در روانه‌های کماته‌ایتی عبارت بوده است از "بافت بلوری یک‌باره سرد شده"^۵. این اصطلاح توسط Viljoen & Viljoen (1969 a,b) زمانی که برای نخستین بار جریان گدازه‌ی

^۱Platy

^۲Bladed

^۳Acicular

^۴Quenching

^۵Crystalline Quench Texture

آرکتن را در نوار گرین استون باربرتون مونتاین لند در آفریقای جنوبی در نزدیکی رودخانه کوماتی گزارش کردند، استفاده شده است. بافت اسپینیفکس به طور معمول در بخش درونی روانه‌های کُماته‌ایتی، درست در زیر پوسته سرد شده یا حاشیه سرد شده^۱ بالای یافت می‌شود. قابل توجه است که از دست دادن حرارت از بخش درونی روانه به واسطه رسانش^۲ از طریق پوسته انجماد یافته بالای کنترل می‌شود. به عنوان مثال در یک نمونه روانه کُماته‌ایتی با ضخامت ۲ متر نرخ سرد شدن در طول تبلور بخش پایین‌تر از لایه اسپینیفکس تنها $1-3^{\circ}\text{C/h}$ می‌باشد. این نرخ سرد شدگی در روانه‌های ضخیم‌تر بسیار پایین‌تر است. این در حالی است که ریخت‌شناسی بلورهای الیوین و پیروکسن در بخش با بافت اسپینیفکس و زون اسکلتی روانه‌ها، مشابه با محصولات یا بلورهای تولید شده در آزمایش‌های تجربی درون آزمایشگاه‌ها است (Arndt & Fowler, 2004).

این محصولات در نرخ سرد شدگی کمتر از 30°C/h هرگز تشکیل نمی‌شوند (Donaldson, 1976; 1982).

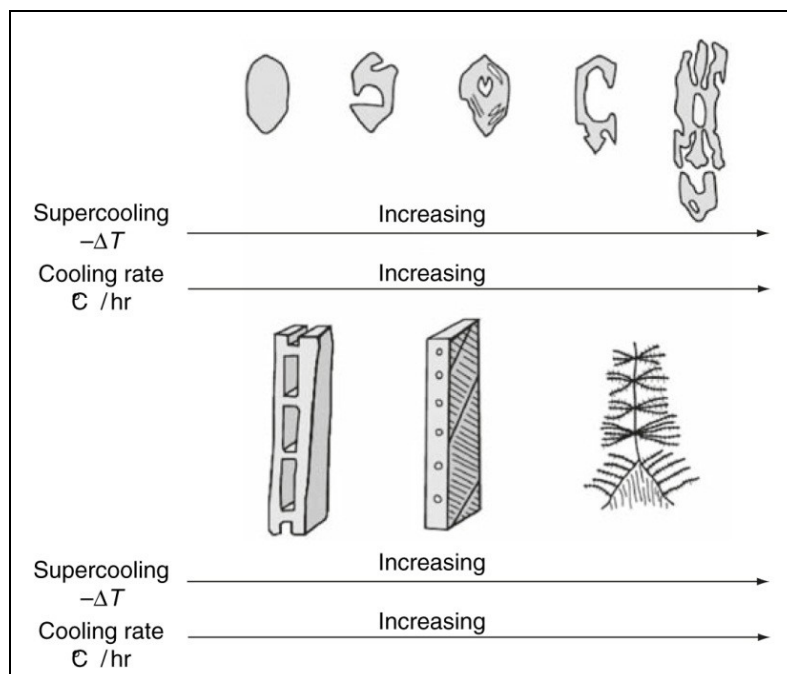
نخستین تلاش‌ها برای مطالعه تجربی سازوکار تشکیل بافت‌های اسکلتی و اسپینیفکس توسط Donaldson (1976) صورت گرفت. نامبرده برای الیوین ده شکل مبنا مشخص کرد و ثابت کرد که شکل بلورها تابع نرخ انجماد و درجه حرارت زیر نقطه انجماد یا فروتافت^۳ است. در شکل ۳-۱۴ اشکال دانه‌های الیوین متبلور شده از مذاب‌های مافیک در طول آزمایشات تجربی (Donaldson 1976) ترسیم شده است. بر این اساس، الیوین ابتدا شکل‌دار و دانه‌ای است، بتدریج در امتداد محور c طویل شده و اشکالی را به وجود می‌آورند که حدود خارجی شکل‌دار داشته ولی در داخل، حفرات تو خالی زیادی دارند، در ادامه این بلورهای تو خالی و طویل شاخه شاخه شده، سپس به صورت زنجیر در می‌آیند و بعد شبیه نرده‌های مشبک صفحه‌ای و سرانجام به اشکال پر مرغی و دم چلچله‌ای متحول می‌شوند (ژوتو و موری، ۱۳۸۱). (Faure et al. 2003a). اثبات می‌کنند که اشکال میله‌ای، الیوین‌های مشبک، الیوین‌های زنجیره‌ای و الیوین‌های انشعابی در واقع

^۱Chilled Margin

^۲Conduction

^۳Undercooling

تظاهراتی متفاوت از بُرش‌های عرضی بلورهای شاخه‌ای یا دندریتی می‌باشند، که Faure et al. (2003a; 2007) و همچنین Welsch et al. (2013) به آن ریخت‌های دُم چلچله‌ای^۱ می‌گویند.



شکل ۳-۱۴- شکلی شماتیک از تغییرات مرفولوژیکی در بلورهای الیوین یک بازالت کاملاً بی‌آب که آن را در آزمایشگاه با نرخ انجماد و درجه سورتفویون یا فروتافت تدریجاً متبلور کرده‌اند، ترسیم شده توسط Donaldson (1976).

بر این اساس از میان ۱۰ فرم پایه پیشنهاد شده توسط Donaldson (1976) تنها اشکال پلی‌هدرال یا چندوجهی، تیغه‌ای، ناودونی و دندریتی (شامل اشکال دم چلچلک^۲، دم چلچله‌ای و میله‌ای) باقی می‌ماند (Faure et al., 2003a). تاثیرات نرخ سردشدگی و درجات فروتافت بر ریخت‌های ایجاد شده در بلور الیوین توسط مولفین متعددی مورد تأیید قرار گرفته است (به عنوان مثال: Donaldson et al., 1976; Coish & Taylor, 1979; Lofgren, 1980, 1996; Faure et al., 2003a, 2007; Welsch et al., 2013).

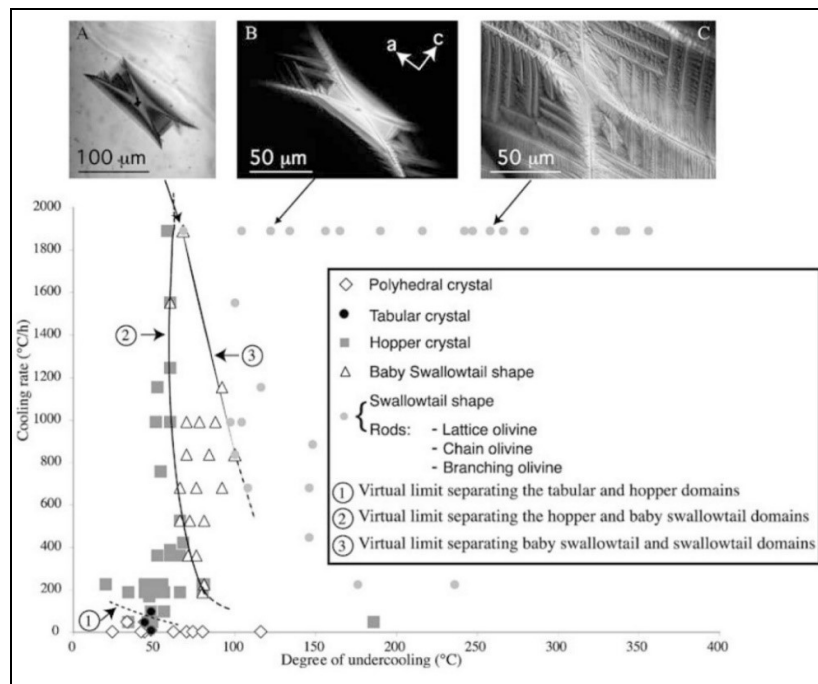
(Faure et al. (2003a) برای درک بهتر تاثیرات این دو پارامتر، ریخت بلورهای الیوین را در نمودار نرخ سردشدگی در تقابل با درجات فروتافت مورد بررسی قرار داده‌اند (شکل ۳-۱۵). این نمودار تعدادی از

^۱Swallowtail

^۲Baby Swallowtail

ویژگی‌های حائز اهمیت و مرتبط با این دو پارامتر را آشکار می‌سازد. بر این اساس، ۱- اگر نرخ سردشدگی پایین باشد (2°C/h)، صرف نظر از درجات فروتافت (بالا تا 116°C) بلورهای پلی‌هدرال یا چندوجهی همیشه تنها ریخت‌های تولید شده می‌باشند. ۲- اگر نرخ سردشدگی تا 47°C/h افزایش یابد، بلورهای پلی‌هدرال همزمان با افزایش نرخ سردشدگی ناپدید می‌شوند و بلورهای تیغه‌ای یا ناودونی ریخت‌های غالب خواهند شد. بر روی این نمودار ما بین دو نمود بلوری پلی‌هدرال و تیغه‌ای می‌توان مرزی مجازی متصور شد، این مرز جداکننده حالت پایدار رشد ریخت‌های پلی‌هدرال و شروع بافت‌های رشد سریع (بلورهای تیغه‌ای) می‌باشد. شایان ذکر است که "آنسوی این مرز ریخت بلورهای الیوین تنها وابسته به درجات فروتافت می‌باشد و نه نرخ سردشدگی". ۳- وقتی که درجات فروتافت ما بین طیف 60°C - 90°C باشد، آنگاه گسترش رورشدی بر روی بلورهای ناودونی وابسته به نرخ سردشدگی رخ می‌دهد. پیامد این فرآیند ایجاد شکل‌های دم چلچلک خواهد بود. ۴- برای درجات فروتافت بالاتر ($70-90^{\circ}\text{C}$) به عنوان تابعی از نرخ سردشدگی، تنها بلورهای دم چلچله‌ای (دندریتی) وجود دارند. به طور خلاصه و بر اساس کارهای تجربی (Faure et al. 2003a; 2007) (شکل ۳-۱۵ و ۳-۱۶) نمودهای بلوری چندوجهی (پلی‌هدرال) در درجات پایین فروتافت ($20^{\circ}\text{C} < \Delta T$)، نمودهای بلوری اسکلتی در درجات متوسط فروتافت ($20-60^{\circ}\text{C} = \Delta T$) و نمودهای بلوری دندریتی به واسطه رشد سریع در درجات فروتافت شدید ($60^{\circ}\text{C} > \Delta T$) ایجاد می‌شوند. گاهی در اعماق روانه‌های کماتهایتی، که در آن نرخ سردشدگی پایین می‌باشد، بلورهای اسکلتی کشیده‌ی قابل مشاهده است که ریخت‌شناسی آنها مشابه با بلورهای است که به صورت تجربی در نرخ‌های سردشدگی بسیار بالاتری تشکیل شده‌اند. (Donaldson 1982) نرخ سردشدگی در قاعده لایه اسپینیفکس یک روانه کماتهایتی به ضخامت ۵ تا ۱۰ متر را 1°C/h برآورد می‌کند. این در حالی است که برای باز آفرینی ریخت‌های دندریتی بلورهای الیوین اسپینیفکس در آزمایشات تجربی نرخ‌های سردشدگی 50°C/h مورد نیاز است (Donaldson, 1982). این مسئله حاکی از اختلاف آشکار ما بین نرخ سردشدگی مورد نیاز برای رشد بلورهای اسکلتی یا دندریتی در آزمایشات تجربی و نرخ سردشدگی غالب در طول انجماد ماگماهای کماتهایتی طبیعی است (Faure et al., ۲۰۰۸).

2006). Nesbitt (1971) از این حالت با عنوان "پارادوکس یا تناقض اسپینیفکس" یاد می‌کند. تلاش‌های زیادی برای حل معمای تناقض اسپینیفکس توسط پژوهشگران متعددی نظیر Turner, Donaldson (1982) et al. (1986) و Shore & Fowler (1998) صورت گرفته و راه‌حل‌های گوناگونی پیشنهاد شده است.



شکل ۳-۱۵- تغییرات ریخت الیوین به عنوان تابعی از نرخ سردشدگی و فروتافت. A-B-C تکامل ریخت در برش موازی با (۰۱۰) برای نرخ سرد شدگی 1890°C ، برگرفته شده از Faure et al. (2003a).

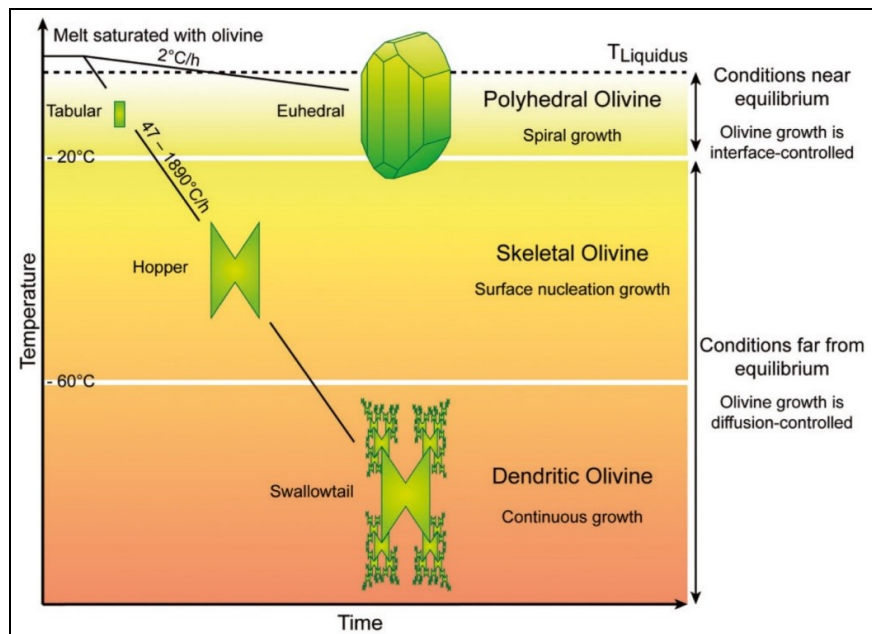
(Donaldson 1982) تفاوت‌های ریخت‌شناسی مابین بلورهای متبلور شده الیوین‌های طبیعی و تجربی را به تفاوت میان محتوای MgO بارهای تجربی^۲ و گدازه‌های کماتهای نسبت می‌دهد. نامبرده معتقد است که بافت اسپینیفکس تنها در سیالات غنی از منیزیم تشکیل می‌شود. اما (Lofgren 1989) با مطالعه تبلور دینامیک مذاب‌های کُندریول الیوین پورفیریتی نشان داد که مغایرت یاد شده حتی برای ترکیبات با منیزیم بیشتر نظیر کُندریول در شهاب سنگ‌های اولیه همچنان پایدار است. علاوه بر این، بلورهای ترجیحاً جهت یافته بافت اسپینیفکس ورقه‌ای‌گرگز در تجربیات آزمایشگاهی تکرار نشده‌اند.

^۱Spinifex Paradox

^۲Experimental Charges

^۳Platy

Turner et al. (1986) پیشنهاد نمودند که بافت‌های اسپینیفکس را می‌توان به واسطه سردشدگی سریع بر اثر رسانش داخلی شدید روانه کماته‌ایتی تفسیر نمود. هر چند که Renner (1989) فراهم شدن چنین شرایطی را در مذاب‌های کماته‌ایتی عادی غیر محتمل می‌داند.



شکل ۳-۱۶- تکامل نموده‌های الیوین با توجه به نرخ سردشدگی و درجات فروتافت بر گرفته از Faure et al. (2003a, 2007) با تغییرات از Welsch et al. (2013).

Aitken & Echeverria (1984) و Arndt (1994) پیشنهاد می‌کنند که بافت اسپینیفکس از تبلور ماگمای کماته‌ایتی، که در طول صعود سریع از منبع گوشته‌ی فَرَاتافته^۱ شده است، تشکیل می‌شود. این فرضیه نیز در آزمایشات تجربی Ginibre et al. (1997) تأیید نشد و نامبردگان نشان دادند که فَرَاتافتن، ظرفیت مایعات کماته‌ایتی را برای تشکیل بلورهای اسکلتی در نرخ‌های سرد شدگی پایین افزایش نمی‌دهد. Shore & Fowler (1999) استدلال نمودند که چرخش گرمایی در پوسته بالای یک روانه و انتقال گرمای ایجاد شده در طول تبلور الیوین می‌تواند نرخ سرد شدگی در زون اسپینیفکس ورقه‌ای را افزایش دهد. اما Faure et al. (2006) بر این باورند که، این عوامل احتمالاً تقلیل دهنده این مغایرت خواهند بود، اما راه حل کاملی برای حل مسئله تناقض اسپینیفکس نمی‌باشند. در دهه‌های گذشته برخی از پژوهشگران نظیر

^۱Superheated

de wit & Stern, 1980; de wit et al., 1983, 1987; Grove et al., 1994, 1996; Parman et al., 1996;)
 Grove et al., 1997; Parman et al., 1997; Grove et al., 1999; Parman et al., 2001; Grove et al.,
 2002; Parman et al., 2003; Grove & Parman, 2004; Parman et al., 2004
 مقالات برای ماهیت و منشأ کماتهای مدلی متفاوت را مطرح نمودند. بیشتر زمین‌شناسان و ژئوشیمیست-
 هایی که بر روی کماتهای تحقیق می‌کنند بر این باورند که ماگماهای در پلوم‌های گوشته‌ایی به طور غیر
 معمول داغ تشکیل شده‌اند. اما این گروه از محققین پیشنهاد نمودند که کماتهای ماگماهایی آبداری
 هستند که در محیط گوشته فوقانی تشکیل می‌شوند. در مقالات آغازین طرح این مدل، پیشنهاد شد که مواد
 فرار ممکن است، در منبع، از عدم گاززدایی گوشته آغازین حاصل شده باشد. اما در مقالات بعدی آنها از
 آبدایی پوسته اقیانوسی در یک زون فرورانش آرکن برای کماتهای باربرتون سخن می‌گویند. بر طبق
 این مدل بافت‌های اسپینیفکس در کماتهای کمر بند گرین‌استون باربرتون در طول تبلور آبدار این
 کماتهای تشکیل شده‌اند. این فرضیه که تحت عنوان "فرضیه کماتهای تر" شناخته می‌شود، کماتهای-
 های کمر بند باربرتون را نفوذی می‌داند. بر طبق این فرضیه ماگمایی آبدار در سطح زمین فوراً نمی‌کنند،
 اما می‌توانند به صورت دایک‌ها و سیل‌هایی در بخش بالایی توده‌های آتشفشانی بازیک نفوذ کنند. تحت
 چنین شرایطی وجود آب یا رهایی‌اش در طول گاززدایی تاثیر مهمی بر روی بافت و کانی‌شناسی کماتهای
 می‌گذارد. آب ماگمایی باقی‌مانده تنها تحت فشار به صورت یک بافت نفوذی^۲ در ماگما محلول است، حضور
 این آب می‌تواند برای تشکیل بافت اسپینیفکس حیاتی باشد. بر اساس مدل کماتهای تر، حضور آب بر روی
 هر دو توالی تبلور کانی‌های ماگمایی و ترکیب این کانی‌ها تاثیر می‌گذارد (Arndt et al., 2008).

Arndt et al. (2008) ضمن آنکه معتقد است برخی کماتهای به صورت سیل‌هایی در سطوح بالا نفوذ
 می‌کنند، و هم‌اینکه چند نوع کماتهای غیر معمول که محتوی مقادیر اندکی آب هستند نیز وجود دارد، بر
 این باور است که بسیاری از کماتهای اساساً بی آب بوده و به صورت گدازه فوران می‌کنند. وی معتقد است

^۱Wet Komatiite Hypothesis

^۲As in an Intrusive Context

که در طی دهه‌های که مدل کماته‌ایت تر مطرح و فورموله شد، تقریباً در هر خط از شواهد بکار گرفته شده در حمایت از آن سوالاتی مطرح است.

استدلال‌های اصلی علیه این مدل عبارت است از:

- کماته‌ایت‌های باربرتون همانند دایک‌ها یا سیل‌ها نفوذ نکرده بلکه به صورت جریان‌های گدازه زیر دریایی فوراً آن نموده‌اند.

- بافت اسپینیفکس نیازمند حضور آب نیست، این بافت در گرادیان حرارتی در حاشیه روانه‌های کماته‌ایتی تشکیل می‌شود.

- ویژگی‌های ژئوشیمیایی کماته‌ایت‌های سرتاسر جهان به ذوب شدن در یک محیط فرورانش کم‌عمق دلالت نمی‌کند، بلکه ذوب شدن در یک محیط عمیق از منابع اساساً بی آب داغ را تداعی می‌کند.

(Faure et al. 2006) معتقدند که اگر تشکیل بافت اسپینیفکس را نمی‌توان به تنهایی به طبیعت و ترکیب مایع کماته‌ایتی نسبت داد، توضیح خاستگاه این بافت را باید در شرایط فیزیکی غالب در طول تبلور بخش بالایی یک روانه کماته‌ایتی جستجو کرد. در هر واحد ماگمایی در حال تبلور، یک گرادیان حرارتی درون پوسته بیرونی وجود دارد که جدا کننده مایع داغ داخلی از حاشیه سردتر می‌باشد. در یک روانه بازالتی، تفاوت حرارتی ما بین لیکیدوس و سالدوس کوچکتر ($\sim 100^{\circ}\text{C}$) و تنها یک لایه بسیار نازک، به صورت جزئی ذوب شده، ماگما را از پوسته کاملاً جامد جدا می‌کند. در کماته‌ایت‌ها، تفاوت حرارتی مابین لیکیدوس و سالدوس به بیش از 500°C می‌رسد. نتیجه آنکه در یک زون ضخیم بلورهای الیوین در مایع سیلیکاته غوطه‌ور می‌شوند^۱ (Arndt, 1976; 1994). (Faure et al. 2006) فرضیه تشکیل بافت اسپینیفکس به واسطه "تبلور ماگما در گرادیان حرارتی" را مورد بررسی قرار دادند. نامبردگان نشان دادند که بافت اسپینیفکس پیامد طبیعی تبلور در گرادیان حرارتی پوسته از یک جریان گدازه کماته‌ایتی خشک و داغ است. یکی از

^۱Olivine crystals are bathed in silicate liquid

نتایج مهم مطالعات تجربی (Faure et al. 2006) "رشد بلورهای بزرگ و با جهت یافتگی عمودی^۱ الیوین و پیروکسن در نرخ‌های سرد شدگی پایین" است. این بلورها جهت یافتگی موازی با گرادیان حرارتی داشته، و نمود بلوریشان درست مشابه با درشت بلورهایی قابل مشاهده در بافت‌های اسپینیفکس طبیعی در کمات‌های می‌باشد. پیش از این در تجربیات آزمایشگاهی سنتی، در نرخ‌های سردشدگی پایین تنها بلورهای هم بعد تشکیل شده بود. اما این محققین توانستند برای نخستین بار در این نرخ سردشدگی بلورهای کشیده با ریخت‌شناسی دندریتی مشابه با بافت اسپینیفکس روانه‌های طبیعی تولید کنند. تفاوت کلیدی ما بین تجربیات آزمایشگاهی این گروه و مطالعات آزمایشگاهی پیشین در وجود گرادیان حرارتی در تجربیات آنها است. از همین رو (Faure et al. 2006) حضور گرادیان حرارتی را عنصری کلیدی در تشکیل بافت اسپینیفکس می‌دانند. در حضور گرادیان حرارتی، بارهای آزمایشگاهی همانند گدازه‌های طبیعی گرایش به تشکیل بافت اسپینیفکس الیوین و پیروکسن با جهت یافتگی عمودی به سمت جبهه در حال سرد شدن دارند. این اشکال هندسی از آنجا ناشی می‌شود که تنها بلورهای با جهت یافتگی عمودی می‌توانند به سمت پایین در درون مایع غنی از مواد مغذی رشد کنند. زیرا سایر بلورها با ریخت‌های مورب پس از برخورد با بلورهای با جهت یافتگی عمودی رشدشان متوقف می‌شود. شایان ذکر است که تیغه‌های الیوین دندریتی بزرگ، جهت یافتگی عمودی به سمت جبهه در حال سرد شدن دارند، حال زمانیکه یک بلور جهت یافتگی کمی مایل‌تر نسبت به این راستا داشته باشد، رشد بلور متوقف می‌شود و سپس مجدداً با یک جهت یافتگی موازی در جهت گرادیان حرارتی رشد بلور از سر گرفته می‌شود. فرآیند رشد در بلورهای مورب‌تر (نسبت به حالت قبل)، زمانیکه بلور مورب به بلورهای با جهت یافتگی عمودی می‌رسد متوقف خواهد شد. این پدیده احتمالاً دلیل جهت یافتگی ترجیحی بلورهای بافت اسپینیفکس در روانه‌های کمات‌های (Faure et al., 2006). بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که جهت یافتگی ترجیحی در نرخ‌های سرد شدگی کم به طور مستقیم ناشی از گرادیان حرارتی است. (Faure et al. 2006) نشان دادند که گرادیان حرارتی در نرخ‌های سردشدگی بالا تاثیر اندکی بر نموده‌های بلوری خواهد داشت. بلورهای الیوینی که در نرخ‌های سردشدگی

^۱ Oriented perpendicular

حدواسط در غیاب گرادیان حرارتی رشد می‌کنند، نموده‌ای هم بعد و پلی‌هدرال دارند. این بلورها به سمت قاعده روانه تهنشست یافته و زون کومولایی پایینی را تشکیل می‌دهند. سردشدگی سریع اولیه موجب تبلور سریع و ایجاد بافت اسپینیفکس با جهت‌یابی تصادفی^۱ در بخش بالایی روانه می‌شود. در بخش داخلی روانه که نرخ سردشدگی به طور فزاینده‌ی تقلیل می‌یابد (Donaldson, 1982)، گرادیان حرارتی، هم ریخت-شناسی بلورها و هم جهت‌یابی ترجیحی بلورهای اسپینیفکس را کنترل می‌کند. بنابراین بر طبق شکل ۳-۱۵ لایه اسپینیفکس یک فرآیند تبلور دو مرحله‌ای را ثبت می‌کند. بالاترین لایه‌ها که در آنها بلورهای الیوین کوچک و جهت‌یافتگی تصادفی دارند، نرخ سردشدگی کنترل کننده اصلی بلورش می‌باشد. در حالیکه در قاعده لایه اسپینیفکس که در آن بلورها بزرگتر و جهت‌یافتگی عمودی دارند گرادیان حرارتی کنترل کننده تبلور می‌باشد.

۸-۳ ساز و کار تشکیل بافت هاریسیت

بافت‌های اسکلتی الیوین و پیروکسن در زون‌های اسکلتی انباشتی و بافت‌های هاریسیت در روانه‌های کماتهاییتی SVMC از دیگر بافت‌های شاخص همتافت ماگمایی رسوبی مشهد- ویرانی می‌باشند. بافت هاریسیت مشتمل بر الیوین‌های کشیده، تیغه‌ای، شاخه‌ای و اسکلتی می‌باشد، که بسیار مشابه با بافت اسپینیفکس است. (Wager et al. (1960 هاریسیت را نوعی بافت کومولایی (کرس کومولا) در نظر گرفته‌اند، Lofgren & Donaldson (1975) نیز با توجه به رشد بلورهای اسکلتی کشیده و بلورهای دندریتی ردیف شده و با زاویه زیاد نسبت به صفحه لایه بندی، برای توصیف این بافت از واژه لایه‌های شانه‌ای یا شانه مانند استفاده نمودند. البته، بافت کرس کومولا می‌تواند حاصل رشد انواع مختلفی از کانی‌ها نظیر الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و هورنبلند باشد. چنین بافت‌هایی در توده‌های فرامافیک- مافیک نظیر Willow Lake (Poldervaart & Taubeneck, 1960) و اسکارگارد (Wager & Brown, 1968) گزارش شده‌اند. اگر چه حضور بافت‌های اسکلتی، شاخه‌ای، شعاعی و غیره، در سنگ‌های آتشفشانی به خوبی قابل درک است. اما

^۱Random Spinifex

حضور آنها در سنگ‌های نفوذی نظیر توده رُم و یا اسکارگارد چالش برانگیز است. همانگونه که در بخش‌های قبلی اشاره شد، فرآیندهایی نظیر نرخ سردشدگی، فروتافت، گرادیان حرارتی و رشد سریع بلورها به عنوان پارامترهای تشکیل اشکال بافتی ناتعادلی مختلف (نظیر اسکلتی، دندریتی و شاخه‌ای) در سنگ‌های خروجی در نظر گرفته شده‌اند. (Theriault & Fowler, 1995) معتقدند که بررسی بافت‌های ناتعادلی در سنگ‌های نیمه نفوذی و نفوذی مستلزم حضور فاکتورهای دیگری است، که باید مورد توجه قرار گیرند. بر این اساس، عواملی نظیر: ۱- آبرسیرشدگی ناگهانی مذاب (Donaldson, 1974)، ۲- نرخ‌های هسته‌بندی پایین (که توسط فراتافت مذاب ایجاد می‌شود) (Donaldson, 1976)، ۳- نسبت پایین آهنگ انتشار به نرخ رشد در مجاورت فصل مشترک بلور در حال رشد (Lofgren, 1974) و ۴- گریز فاز بخار غنی از مواد فرار (گاززدایی) در مراحل تأخیری تفریق (Donaldson, 1974)، برای توضیح نحوه تشکیل بافت‌های ناتعادلی در سنگ‌های نفوذی و نیمه نفوذی مطرح شده است. (Hort 1998) معتقد است که هاریسیت به عنوان یک بافت ناتعادلی در طی دوره‌های رشد بلوری سریع ایجاد می‌شود. این دوره‌های رشد، در نتیجه آشفستگی‌های دوره‌ای در دمای لیکیدوس پدید می‌آیند. به باور Donaldson (1982) آبرسیرشدگی ناگهانی مذاب در طول فرآیند تبلور، بافت‌های هاریسیت موجود در توده رُم اسکاتلند را ایجاد کرده است. برای ایجاد آبرسیرشدگی، دلایل مختلفی مطرح شده است که دو فرآیند اختلاط ماگمایی (اختلاط ماگمای داغ اولیه با ماگمای بازالتی تحول یافته‌تر) (Huppert & Sparks, 1980) و یا گریز مواد فرار (گاززدایی) (Donaldson, 1974) از مهم‌ترین آنها هستند. این فرآیندها سبب افزایش ناگهانی فروتافت و همچنین آشفستگی دمای لیکیدوس می‌شوند (Hort, 1998). همانگونه که اشاره شد، بروز آشفستگی در دمای لیکیدوس، دوره‌های رشد بلوری سریع را به دنبال دارد، این دوره‌ها احتمالاً رشد بلورهای البوین دندریتی و اسکلتی در بافت هاریسیت را توجیه و تشریح می‌کنند (Hort, 1998).

فصل ۴ (CHAPTER IV)

شیمی کانی

MINERAL CHEMISTRY

۴- شیمی کانی (Mineral chemistry)

۴-۱ شیمی کانی‌های تشکیل‌دهنده روانه‌های کماته‌ایتی SVMC

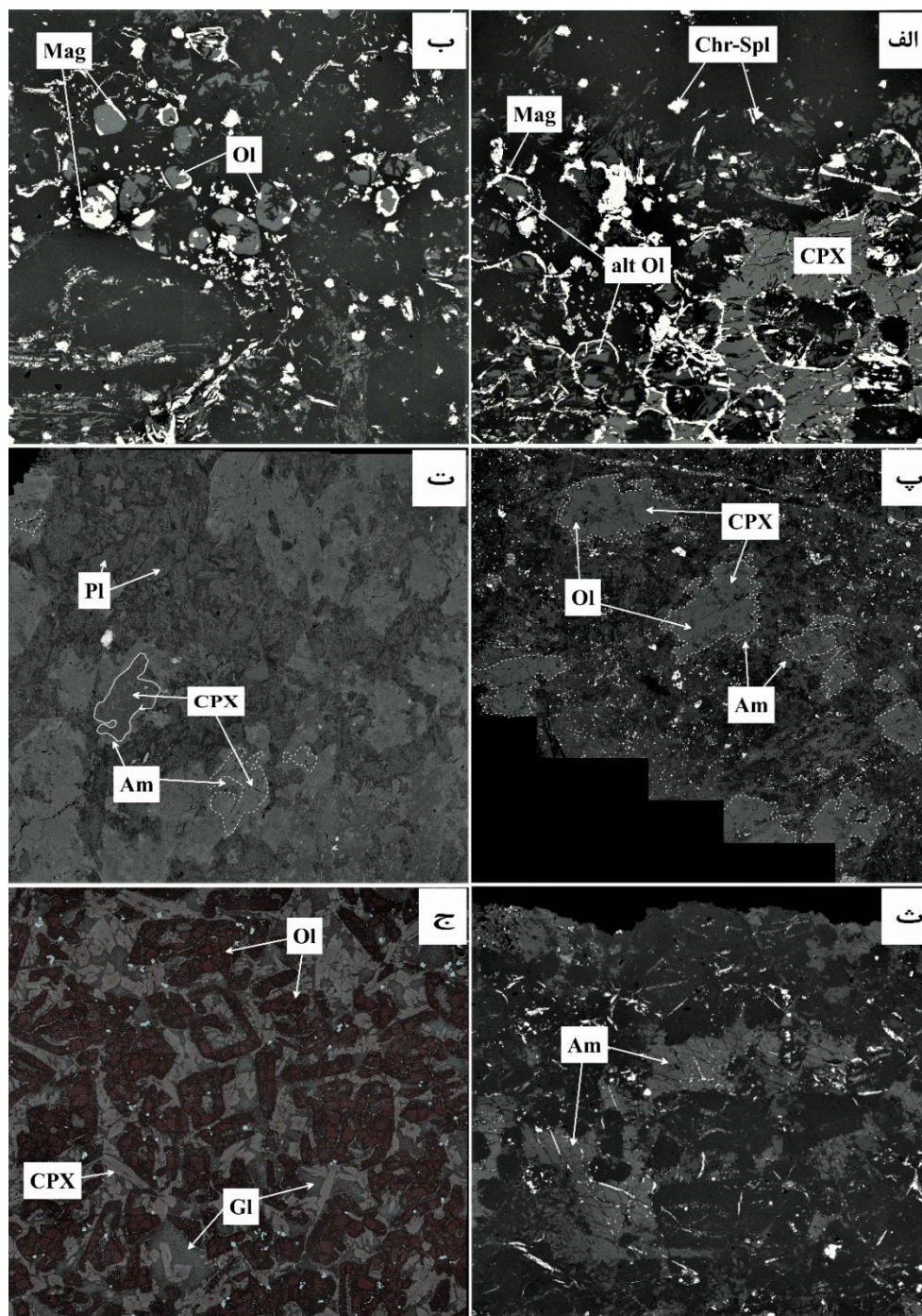
به منظور تعیین نوع کانی‌ها بر اساس شیمی آنها، تعدادی از کانی‌های مورد نظر در روانه‌های کماته‌ایتی SVMC به روش آنالیز نقطه‌ای توسط ریزپردازنده الکترونی، در دانشگاه گرانا اسپانیا آنالیز گردید. نتایج حاصل از این آنالیزها در جدول ۴-۱ (بخش پیوست) و تصاویر الکترونی پس پراکنشی (Backscatter Electron Image) آنها در شکل ۴-۱ ارائه شده است.

۴-۱-۱ الیوین

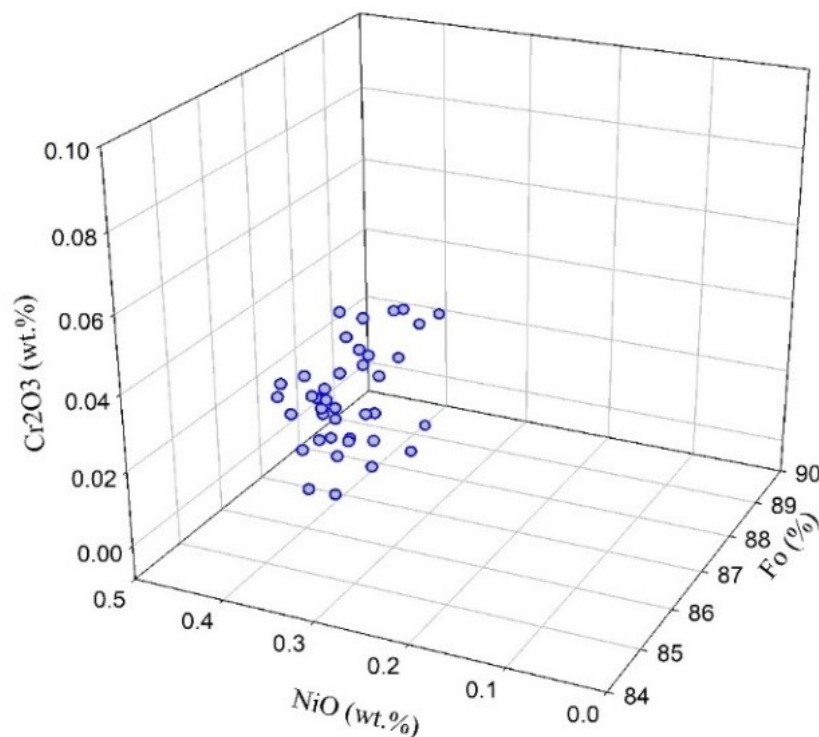
الیوین در گدازه‌های کماته‌ایتی SVMC در بیشتر مواقع به طور کامل به سودومورف‌های سرپانتین تبدیل شده است. تنها در بخش‌های کمتر دگرگون شده لایه پریدوتیتی می‌توان بقایای حفظ شده‌ای از الیوین‌های کاملاً سالم را مشاهده کرد. بر اساس نتایج آنالیز در این کانی زون بندی واضحی قابل مشاهده نیست. محتوی فرستريت دانه‌های الیوین طیفی ما بین ۸۴٪ تا ۸۹٪ را دارا می‌باشند. مقادیر NiO نیز در این کانی به طور غیر معمول بالا بوده و طیفی از ۳۱٪ تا ۳۹٪ را شامل می‌شود (شکل ۴-۲). به این لحاظ لایه پریدوتیتی کماته‌ایت‌های کمپلکس مشهد بسیار شبیه به کماته‌ایت پریدوتیت‌های کمر بند گرین‌استون آبتیتی در کانادا با طیف محتوی فرستريت ۸۵٪ تا ۹۴٪ و محتوی نیکل ۳۲٪ تا ۵۵٪ درصد وزنی (Arndt et al. 1977) است. اما محتوی Cr_2O_3 در الیوین‌ها بسیار ناچیز است و در بیشترین مقدار به ۰/۰۵ درصد وزنی می‌رسد (شکل ۴-۲).

۴-۱-۲ کلینوپیروکسن

کلینوپیروکسن هم در روانه‌های کماته‌ایتی (در لایه پریدوتیتی، زون پیروکسنیتی یا زون گذار و لایه گابرویی) و هم در سیل‌های گابرویی SVMC یکی از تشکیل‌دهنده‌های اصلی سنگ بشمار می‌آید. این کانی در روانه‌های کماته‌ایتی و هم در سیل‌های گابروی هموزن است و زون آسیون واضحی نشان نمی‌دهد.



شکل ۴-۱- تصاویر الکترونی پس پراکنشی کانی‌های بارز سازنده کمات‌ها: الف) کلینوپیروکسن، الیوین‌های دگرسان شده به سرپانتین، مگنتیت‌های که در حاشیه بلورهای الیوین و بر اثر دگرسانی آن تشکیل شده است، کروم اسپینل (ب) الیوین، دانه‌های مگنتیت تشکیل شده در حاشیه الیوین‌ها (پ) بلورهای ایکریستی کلینوپیروکسن که از حاشیه به آمفیبول تبدیل شده‌اند، این بلورهای دانه‌های ریز و گرد شده الیوین را در بر گرفته‌اند (ت) کلینوپیروکسن، آمفیبول‌های که در حاشیه کلینوپیروکسن‌ها تشکیل شده‌اند، پلاژیوکلاز (ث) بلورهای اویکریستی آمفیبول (ج) بلورهای اسکلتی الیوین و کلینوپیروکسن در زمینه شیشه آتشفشانی مربوط به روانه‌های فریمان. اختصارات (برگرفته از Siivola & Schmid, 2007): Cpx: کلینوپیروکسن، Am: آمفیبول، Pl: پلاژیوکلاز، Spl: اسپینل، Chr: کروم.



شکل ۴-۲- نمودار درصد وزنی NiO و Cr_2O_3 در تقابل با Fo، همانطور که ملاحظه می‌شود الیوین‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه دارای مقادیر نسبتاً بالای از نیکل و مقادیر اندکی از کروم می‌باشند.

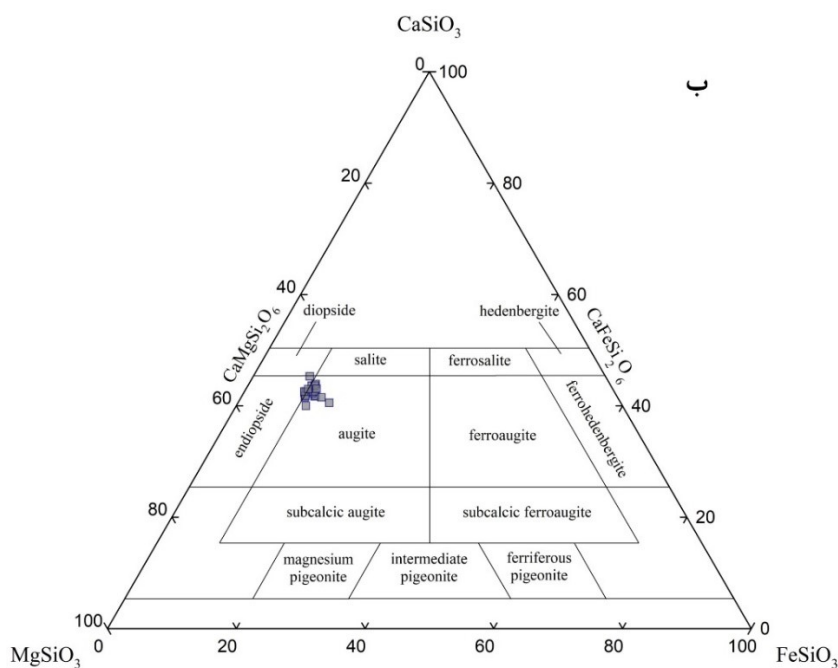
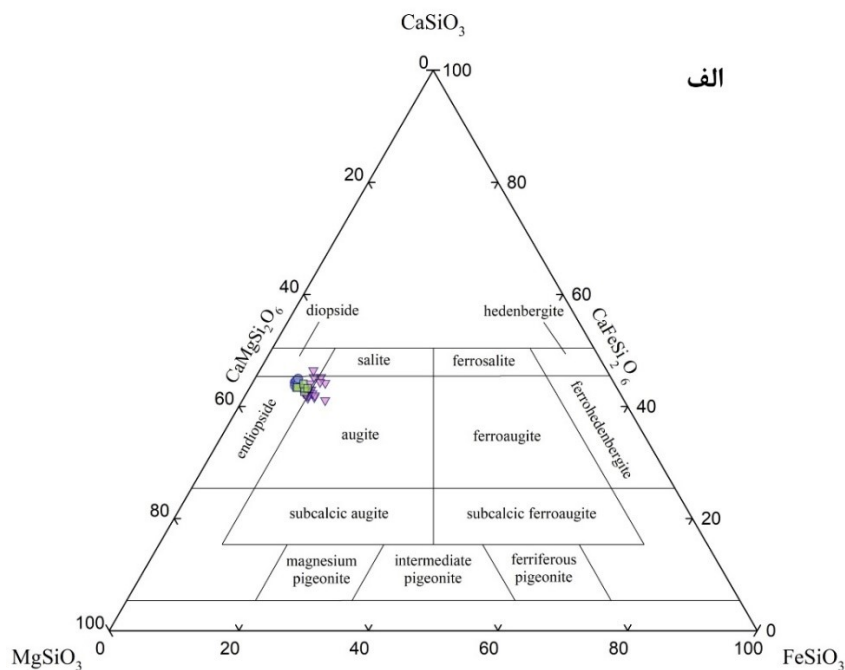
در کماتهایت‌ها مقدار میانگین $\text{mg\#}$ در هسته و در حاشیه کلینوپیروکسن حدود ۸۴ درصد است. این عدد در سیل‌های گابرویی در مرکز و حاشیه کانی حدود ۸۲ درصد می‌باشد. با این وجود، در برخی از موارد، به نظر می‌رسد در مرکز کلینوپیروکسن، کلسیم به مقدار بسیار جزئی بیشتر از حاشیه و بر عکس آن آهن کمتر از حاشیه باشد. به طور کلی کلینوپیروکسن در بخش‌های مختلف روانه‌های تفریق یافته کماتهایتی تغییرات ترکیبی بسیار جزئی نشان می‌دهد. در لایه پریدوتیتی کلینوپیروکسن دارای تغییرات ترکیبی $\text{Wo}_{44-45} \text{En}_{48}$ Fs_{6-7} می باشد و در دیاگرام نامگذاری کلینوپیروکسن (Poldervaart & Hess (1955) در محدوده اندیوپسید قرار می‌گیرد. این کانی در زون گذار یا لایه پیروکسنیتی دارای تغییرات ترکیبی $\text{Wo}_{43-45} \text{En}_{48-49}$ Fs_{7-9} است و در محدوده اندیوپسید واقع می شود. در لایه گابرویی نیز تغییرات ترکیبی $\text{Wo}_{41-47} \text{En}_{46-49} \text{Fs}_8$ را نشان داده و عموماً در محدوده اوژیت تا اوایل اندیوپسید قرار می‌گیرد. همانطور که در دیاگرام شکل ۱۳ (۴-۳) الف) نیز قابل مشاهده است، تغییرات ترکیب کلینوپیروکسن از لایه پریدوتیتی تا بخش‌های تفریق

یافته‌تر زون گذار و لایه گابروی با غنی شدگی ضعیفی از Fe همراه است. در سیل‌های گابرویی نیز تغییرات ترکیب کلینوپیروکسن ($Wo_{40-45} En_{45-50} Fs_{9-12}$) تقریباً مشابه با لایه گابرویی روانه‌های کماتهایتی است. همانطور که در دیاگرام شکل (۳-۴) ب) مشهود است کلینوپیروکسن در سیل‌های گابروی در محدوده اوژیت تا ابتدای اندیوپسید قرار می‌گیرد.

ترکیب شیمیایی این بلورها در کماتهایتی‌های SVMC دارای مقادیر Al_2O_3 (۳/۶۶ - ۰/۷۴ wt.%) و Al_2O_3 (۰/۵۶ wt.%) TiO_2 (۰/۱۱) می‌باشند. نسبت Al_2O_3/TiO_2 آنها نیز حدود ۶/۵ است، که به این لحاظ بسیار مشابه با کماتهایتی‌های تهی شده از Al باربرتون در کمرند گرین استون آبتیپی هستند. (Byerly 1999) معتقد است که بین نسبت Al_2O_3/TiO_2 در کانی کلینوپیروکسن و نسبت مشابه در سنگ کل ارتباط مستقیم وجود دارد. به طوری که در سنگ‌های کماتهایتی با نسبت Al_2O_3/TiO_2 حدود ۱۰، کلینوپیروکسن داری نسبت Al_2O_3/TiO_2 نزدیک ۵ است، در سنگ‌های کماتهایتی با نسبت Al_2O_3/TiO_2 حدود ۲۵، کلینوپیروکسن دارای نسبت Al_2O_3/TiO_2 حدود ۱۵ می‌باشد و در کماتهایتی‌های با نسبت Al_2O_3/TiO_2 غیرمعمول بیشتر از ۵۰ کلینوپیروکسن دارای نسبت Al_2O_3/TiO_2 بیشتر از ۲۵ خواهد بود.

۳-۱-۴ آمفیبول

آمفیبول در سنگ‌های کماتهایتی SVMC هم به صورت ماگمایی اولیه و هم به صورت ثانویه قابل مشاهده می‌باشد. آمفیبول‌های ماگمایی بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار با رنگ قهوه‌ای تا سرخ-قهوه‌ای به همراه کلینوپیروکسن (به عنوان فاز اینترکومولوس) کانی‌های الیوین فاز کومولوس را در بر گرفته و در تعادل شیمیایی با این کانی‌ها می‌باشند. آمفیبول‌های ثانویه نیز با رنگ‌های سبز تا سبز کمرنگ و با اشکال کشیده و سوزنی محصول دگرگونی درجات پایین در حد رخساره شست سبز کانی‌های فرومنیزین اولیه نظیر کلینوپیروکسن و آمفیبول‌های ماگمایی اولیه می‌باشند. بر اساس نتایج میکروپروب این کانی‌ها هر دو نوع آمفیبول ماگمایی و ثانویه دارای مقادیر $Ca_B > 1.5$ می‌باشند، که براساس تقسیم بندی (Leake et al. 1997) در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند.

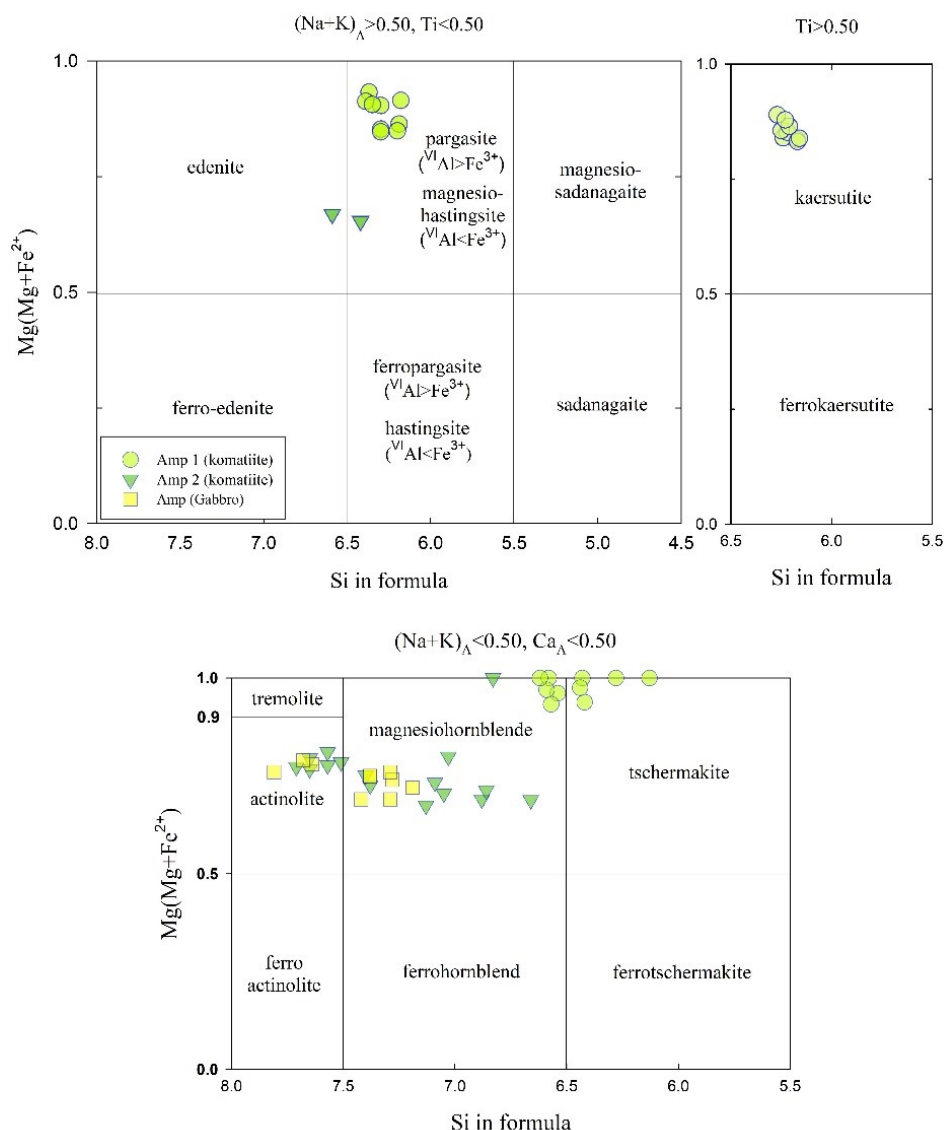


شکل ۳-۴- الف) موقعیت ترکیبی کلینوپیروکسن‌های روانه‌های کماتهای SVMC بر روی نمودار Poldervaart & Hess (1955) علائم: دایره آبی رنگ: لایه پریدوتیتی، مربع سبز رنگ: لایه پیروکسنیتی یا گذار، مثلث برگشته صورتی رنگ: لایه گابرویی؛ ب) موقعیت ترکیبی کلینوپیروکسن‌های سیل‌های گابرویی SVMC بر روی نمودار Poldervaart & Hess (1955).

آمفیبول‌های اولیه که دانه‌های اویکریستی لایه پریدوتیتی را تشکیل داده‌اند، دارای مقادیر $mg\#$ بسیار بالا ($> 80\%$) می‌باشند، در آمفیبول‌های ثانویه نیز مقدار $mg\#$ بالا و بین $60/67-75/79$ در تغییر است. مقادیر

TiO₂ در آمفیبول‌های اولیه بین ۴/۸۹-۰/۸۳ و با میانگین ۳/۹۲ درصد می‌باشد. مقدار تیتانیوم بالا مربوط به آمفیبول‌های با رنگ قهوه‌ای تیره در لایه پریدوتیت کماتهایتی است، همانطور که در شکل ۴-۴ نیز قابل مشاهده است، این دسته از آمفیبول‌ها از نوع کرسوتیت می‌باشند. تغییرات TiO₂ در آمفیبول‌های ثانویه به مراتب محدودتر و کمتر از آمفیبول‌های ماگمایی است. این نوع از آمفیبول‌ها دارای مقادیر TiO₂ بین ۰/۵۸-۰/۰۲ درصد و میانگین ۰/۲۶ می‌باشند. مقادیر Al₂O₃ آمفیبول‌های ماگمایی نیز نسبتاً پایین بوده و دارای طیفی از ۷/۴۰-۱۰/۸۸ و با میانگین ۹/۸۷ درصد می‌باشد. در آمفیبول‌های حاصل از دگرسانی مقدار Al₂O₃ دارای طیفی از ۱۲/۶۷-۲/۵۶ درصد و با میانگین ۶/۴۵ درصد است، که کمتر از مقادیر آمفیبول‌های ماگمایی می‌باشد. میانگین مقادیر Na₂O و K₂O در آمفیبول‌های ماگمایی نسبت به آمفیبول‌های ثانویه بالاتر است. به طوری که مقدار میانگین Na₂O در آمفیبول‌های ماگمایی ۲/۰۶ و در نوع ثانویه ۱/۰۴ و مقادیر میانگین K₂O آنها به ترتیب ۰/۵۰ و ۰/۱۸ می‌باشد. همچنین آمفیبول‌های ماگمایی دارای مقادیر بالاتری از Cr₂O₃ و NiO نسبت به آمفیبول‌های ثانویه می‌باشند. متوسط مقدار کروم در آمفیبول‌های ارتوماگمایی ۱/۱۹ و مقدار نیکل ۰/۱۰ درصد است، که در آمفیبول‌های نوع دوم به ترتیب ۰/۰۹ و ۰/۰۲ درصد می‌باشد. همانطور که در دیاگرام شکل ۴-۴ قابل ملاحظه است، آمفیبول‌های اولیه بر طبق تقسیم بندی (Leake et al. 1997) به دو گروه آمفیبول‌های با مقادیر (Na+K)_A>0.50 و (Na+K)_A<0.50 تقسیم بندی می‌شوند. در آمفیبول‌های با مقدار (Na+K)_A>0.50 خود بر اساس میزان تیتانیوم به دو گروه قابل تقسیم بندی می‌باشند. بر طبق این تقسیم بندی آمفیبول‌های با مقادیر Ti>0.50 از نوع کرسوتیت بوده و آمفیبول‌های با نسبت Ti<0.50 در محدوده پارگاسیت و مگنزیوهایستنگزیت قرار می‌گیرند، که با توجه به مقادیر Fe³⁺ بیشتر از ^{VI}Al در آنها این دسته از آمفیبول‌ها از نوع مگنزیوهایستنگزیت می‌باشند. آمفیبول‌های ماگمایی با نسبت (Na+K)_A<0.05 نیز دارای طیفی از چرماکیت تا مگنزیوهورنبلند هستند. آمفیبول‌های ثانویه در تقسیم بندی Leake et al. (1997) عمدتاً دارای ترکیب مگنزیوهورنبلند تا اکتینولیت می‌باشند. در این دسته از آمفیبول‌ها یک نمونه با ترکیب پارگاسیت و یک نمونه با ترکیب ایدنیتی نیز وجود دارد. آمفیبول‌ها در سیل‌های گابرویی SVMC حاصل دگرسانی کانی‌های کلینوپیروکسن هستند. در بیشتر موارد کلینوپیروکسن‌ها از حاشیه به

آمفیبول‌های ثانویه تبدیل شده‌اند. همانطور که در شکل ۴-۴ قابل ملاحظه است، این آمفیبول‌ها بر اساس تقسیم بندی (Leake et al. 1997) دارای طیفی از مگنزیوهورنبلند تا اکتینولیت می‌باشند. آمفیبول در گابروها دارای مقادیر mg# نسبتاً بالا (۷۴/۱۶ - ۶۴/۱۹) هستند. مقادیر TiO_2 با میانگین ۰/۲۷ درصد نیز در این کانی مشابه با آمفیبول‌های ثانویه در کماتهایت پریدوتیت‌ها است. اما در قیاس با آمفیبول‌های ثانویه در کماتهایت‌ها این آمفیبول‌ها دارای مقادیر پایین‌تری از Na_2O (۰/۶۱ - ۰/۱۸)، K_2O (۱۴/۰ - ۰/۰۳) و NiO با میانگین ۰/۰۱ درصد می‌باشند.



شکل ۴-۴- موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های اولیه (Amp 1) و آمفیبول‌های ثانویه (Amp 2) روانه‌های کماتهایتی و آمفیبول‌های سیل‌های گابرویی SVMC بر روی نمودار (Leake et al. 1997).

۴-۱-۴ پلاژیوکلاز

در لایه گابرویی کماته‌ایت‌های SVMC، پلاژیوکلاز به همراه کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند. این کانی عموماً به صورت تخته‌ای، کشیده، سوزنی تا بی شکل در بین کانی‌های کلینوپیروکسن قابل مشاهده است. همچنین در بخش بالایی لایه گابرویی درهم رشدی‌های بسیار جالبی از کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز مشهود است. این کانی به طور گسترده دچار دگرسانی آلبیتی، سریسیتی و رسی شده است، به طوری که این دگرسانی‌ها اغلب نتایج آنالیز میکروپروب این کانی را تحت تاثیر قرار داده است. بر اساس برخی از نتایج قابل استفاده پلاژیوکلاز در سنگ‌های کماته‌ایتی دارای ترکیب میانگین $An_{70} Ab_{29.8} Or_{0.2}$ است. همچنین بر اساس این نتایج طیف ترکیبی An نیز از An_{42} تا An_{89} در تغییر می باشد.

۴-۱-۵ کروم اسپینل

بلورهای کروم اسپینل از هر دو کمپلکس شان‌دیز-ویرانی- مشهد (کمپلکس مورد مطالعه در این نوشتار) و کمپلکس فریمان (کمپلکس مشابه با SVMC) مورد آنالیز قرار گرفته‌اند. متاسفانه آنالیز کروم اسپینل‌های مجموعه مورد مطالعه از کیفیت مناسبی برخوردار نبود، و در نتیجه از نتایج آن در این نوشتار استفاده نشده است. اما با توجه به شباهت روانه‌های کماته‌ایتی مشهد و فریمان از داده‌های مربوط به کروم اسپینل‌های فریمان (آنالیز شده در این پژوهش) به همراه نتایج آنالیز کروم اسپینل سنگ‌های فرامافیک مشهد که توسط سایر پژوهشگران (Shafaiimoghadam et al., 2015) گزارش شده، جهت تجزیه و تحلیل و شناسایی این کانی استفاده شده است. کروم اسپینل‌های روانه‌های کماته‌ایتی SVMC و کمپلکس فریمان مشابه با روانه‌های کماته‌ایتی سایر نقاط جهان بطور معمول به دو حالت: ۱- بلورهای سوزنی و ظریف، دندریتی و صلیب گونه در زیرلایه اسپینیفکس و زون‌های اسکلتی انباشتی و ۲- بلورهای شکل دار و کوچک در زیر لایه انباشتی و اسکلتی انباشتی قابل مشاهده هستند. در برخی موارد، دانه‌های شکل دار کروم اسپینل در بلورهای الیوین محاط شده‌اند که می‌تواند نشانگر تبلور پیش رس این کانی قبل از الیوین باشد. نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروب این کانی نیز نشان می‌دهد که کروم اسپینل‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه دارای مقادیر نسبتاً بالایی از MgO (بیش از ۱۰ wt.% با میانگین ۱۱/۳۵ wt.%) بوده که اولیه بودن ترکیب کروم اسپینل‌ها را آشکار می‌کند. این کانی دارای مقادیر Cr_2O_3 در طیفی از ۳۷/۰۴ wt.% تا

۴۶/۴wt% با میانگین ۴۲/۸wt%، مقادیر متوسط تا بالایی از Al_2O_3 در طیفی از ۱۵/۱۱ wt% تا ۱۹/۷۱ wt% با میانگین ۱۷/۸۱ wt% و محتوای TiO_2 با طیفی از ۰/۶۹ wt% تا ۱/۶۷ wt% با میانگین ۱/۰۲ wt% می باشد. متوسط مقادیر NiO و V_2O_5 نیز به ترتیب ۰/۲۱wt% و ۰/۲۰wt% هستند. SiO_2 نیز در این کانی دارای مقادیر کمتر از ۰/۱۲wt% است که نشان دهنده عدم تأثیر فرایند سرپانتینی شدن بر مرکز کروم اسپینل ها است. این اسپینل ها همچنین دارای مقادیر نسبتاً بالایی از $Cr\# [100 \times Cr/(Cr+Al)]$ (56-71) و $Mg\# [100 \times Mg/(Mg+Fe)]$ (35- 67) و $Fe\# [100 \times Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})]$ (10-16) می باشند.

۲-۴ مسئله آمفیبول در روانه های کما ته ای تی مورد مطالعه

آمفیبول اولیه ماگمایی کرسوتیت بدون تردید جالبترین کانی در روانه های کما ته ای تی مورد مطالعه می باشد. وجود آن می تواند نشانه با اهمیتی در نقش H_2O در پتروژنز برخی از روانه های کما ته ای تی مورد بحث باشد. این آمفیبول ها به صورت دانه های پوئی کلیتیک قابل مشاهده بوده و ترکیب غنی از Ti آن حاکی از آن است که این کانی ها بدون شک از تبلور درجا از یک ماگمای آبدار تشکیل شده اند. عدم مشاهده زونینگ و مقدار بالایی (>0.81) $mg\#$ آنها نیز تأیید کننده این مسئله است. اشکال گردشده، کوچک و خلیجی الیوین که به صورت ادخال در آمفیبول های پوئی کلیتیک قابل مشاهده است، نشانگر پدیده جذب شدگی الیوین بوده که در تشکیل آمفیبول ها بسیار حائز اهمیت بوده است. به طوری که با کاهش حرارت واکنش مذاب پسماند آبدار با بلورهای الیوین و پیروکسن تسهیل پیدا کرده و منجر به تشکیل آمفیبول در مراحل آخر ماگماتیسم^۱ می شود (Sisson et al., 1996).

مطالعات Stone et al. (2003) نشان داده است که آمفیبول های ماگمایی از تبلور سریع مذاب های دارای H_2O تشکیل می شوند. آنها همچنین پیشنهاد می کنند که حضور این مذاب های متفاوت بدان معنی است که طرفداران مدل مذاب های بی آب برای ماگماتیسم کما ته ای تی، بهتر است در ارتباط با نقش آب در پتروژنز این سنگ ها تجدید نظر کنند. بر پایه مطالعه فازهای تعادلی تجربی^۲ در سیستم های الترابازیک (Johnson et al.)

^۱The late magmatic stage

^۲Experimental phase equilibria

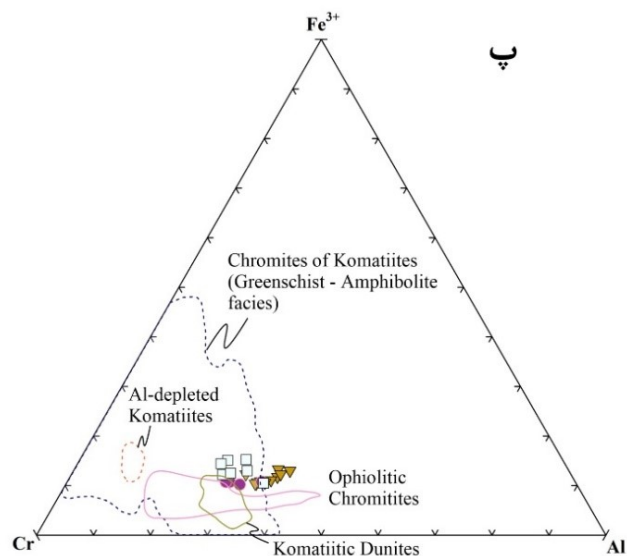
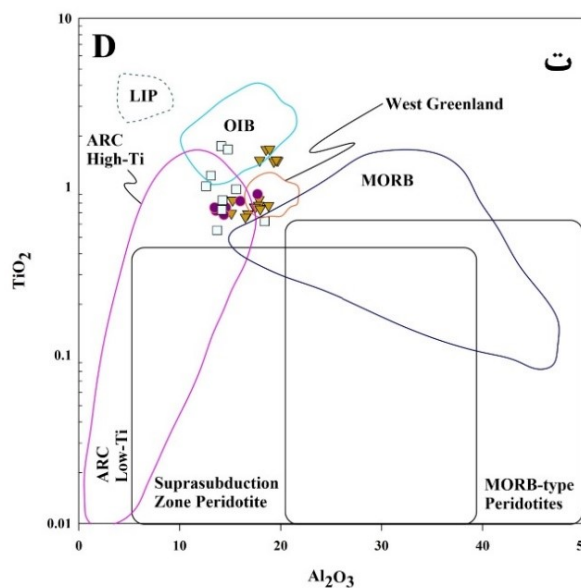
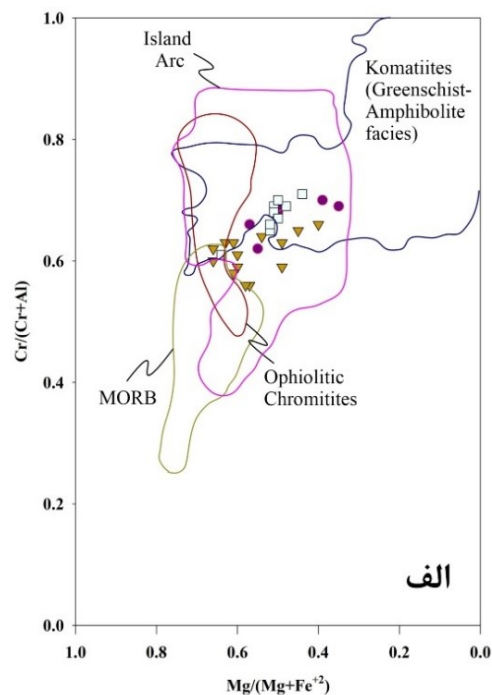
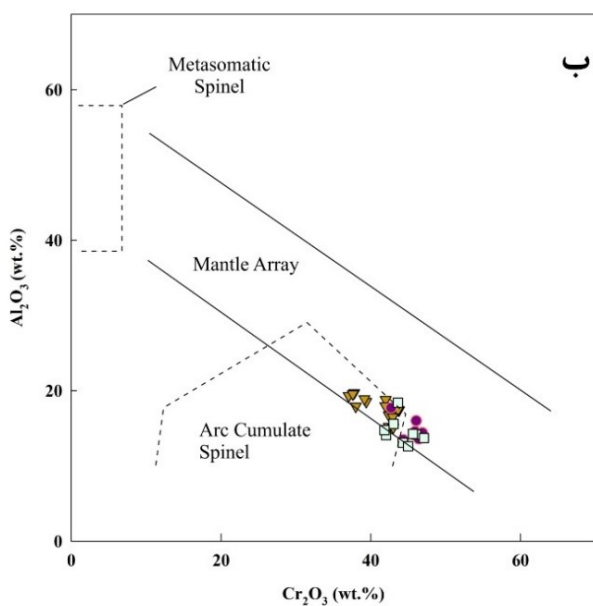
(1991) برای تشکیل آمفیبول‌های هیدروکسی کلسیک به مقادیر $\text{H}_2\text{O} \sim 3\%-4\%$ و یک فشار حداقلی 500-800 bar برای محلول باقی‌ماندن H_2O مورد نیاز است. هر چند که مشاهده آمفیبول‌های مشابه در برخی از بازالت‌ها نشانگر آن است که آمفیبول در سنگ‌های آتشفشانی نیز می‌تواند تشکیل شود (Dick, 1982). (1997) Stone et al. بر اساس بررسی فازهای تعادلی تجربی مقدار H_2O مذاب‌های اولیه کماتهای را حدود 1.2% تخمین زده‌اند و اشاره می‌کنند که وجود H_2O در مذاب اولیه می‌تواند معرف (۱) هضم مواد پوسته‌ای (Huppert and Sparks, 1985) و/یا (۲) ذوب بخشی گوشته تحت شرایط آبدار (Inoue, 1994) باشد. در کماتهای مشهود و فریمان نیز (Shafaiimoghadam et al. 2015) با توجه به نسبت بالای $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ و $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ درگیری رسوبات نابرجا فرورانده شده در محل منبع را محتمل دانسته‌اند. مضافاً همراهی سنگهای کماتهای مورد مطالعه با رسوبات تشکیل شده در کمان‌های آتشفشانی و بازالت‌ها، آندزیت‌ها و توده‌های گرانیتوئیدی مرتبط با زون‌های فرورانش این مسئله را تأیید می‌کند. در نتیجه ما معتقدیم که در ارتباط با پتروژنز برخی از کماتهای مورد بحث می‌توان تاثیر سیالات مشتق شده از گوه گوشته‌ای و یا اسلب فرورانده شده را متصور بود. البته قابل توجه است که اکثر کماتهای در این نواحی فاقد کانی‌های هیدروماگماتیک می‌باشند. در نتیجه نسبت دادن تمام مذاب‌های کماتهای به ذوب گوشته آبدار بسیار دشوار خواهد بود. (2003) Stone et al. گزارشات مشابهی از حضور همزمان کماتهای حاوی کانی‌های هیدروماگماتیک و کماتهای فاقد آن را در کمر بند سبز آرکئن آبتیبی ارائه نمودند. آنها معتقدند که درست همانند حضور همزمان کماتهای تهی‌شده از Al و تهی‌نشده از Al که در یک سکانس‌ها کماتهای قابل مشاهده می‌باشند، برخی از روانه‌های کماتهای از مذاب‌های بدون آب و برخی دیگر از مذاب‌های آبدار تشکیل شده‌اند.

۳-۴ تمایز محیط زمین‌ساختی بر اساس شیمی کانی

ترکیب کروم اسپینل $[(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{O}_4]$ به طور عموم به عنوان یک شاخص سنگ‌زادی و یک شاخص مهم در تمایز جایگاه زمین‌ساختی مطرح است (Arai, 1987). در سیستم‌های بازالتی، نسبت Cr/Al

کروم اسپینل به طور غالب توسط نسبت Cr/Al مذاب کنترل می‌شود که انعکاس دهنده ترکیب محل منبع (Cr/Al گوشته)، درجه ذوب بخشی و درجه تبلور تفریقی است (e.g. Roeder and Reynolds, 1991). میزان بالای $Cr\# [100 \times Cr/(Cr+Al)]$ معمولاً در اسپینل‌های بونینیت‌ها و کمات‌ها مشاهده می‌شود و آن را نشانه درجات ذوب بخشی بالا و نقش یک خاستگاه گوشته‌ای دیرگداز در تشکیل مذاب سازنده این سنگ‌ها می‌دانند. بر این اساس، مقادیر نسبتاً بالای $Cr\#$ در کروم اسپینل کمات‌ها (SVMC و FC) را می‌توان به درجات ذوب بخشی بالا در یک خاستگاه گوشته‌ای نسبت داد. در نمودار $Cr\#$ در برابر $Mg\#$ نیز هر چند که ترکیبات کروم اسپینل دارای مقادیر کمتری از $Cr\#$ در مقایسه با بونینیت‌ها می‌باشند، اما بیشتر ترکیبات کروم اسپینل‌ها در مرز و درون قلمرو کمات‌ها (های دگرگون شده در حد رخساره شلیست سبز و آمفیبولیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۵ الف). کروم اسپینل‌های مورد مطالعه در نمودار Al_2O_3 در مقابل Cr_2O_3 (Franz and Wirth, 2000) در قلمرو روند گوشته‌ای و فصل مشترک روند گوشته‌ای و ماگماهای مرتبط با زون‌های فروران‌ش قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۵ ب). در نمودار سه تایی $Cr-Al-Fe^{3+}$ نیز می‌توان تشابه ترکیبی اسپینل‌های کمات‌ها (مورد بحث را در مقایسه با ترکیب اسپینل‌ها مشاهده شده در دونیت‌های کمات‌ها) و کمات‌ها (های دگرگون شده در رخساره‌های شلیست سبز و آمفیبولیت از یکسو و ترکیب متفاوت آنها را در مقایسه با اسپینل‌های وابسته به محیط‌های دیگر مشاهده نمود (شکل ۴-۵ پ). Kamenetsky et al. (2001) معتقدند که مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 در بلورهای اسپینل به میزان این اکسیدها در ماگمای میزبان وابسته بوده و لذا به این دلیل می‌توان به بررسی جایگاه زمین ساختی و نوع مذاب میزبان این بلورها پرداخت. به این ترتیب در نمودار تغییرات میزان TiO_2 نسبت به میزان Al_2O_3 اسپینل‌های وابسته به جایگاه‌های مختلف قوسی، ایالت‌های آذرین گسترده، MORBs و جزیره اقیانوسی از یکدیگر تفکیک شده‌اند.

نامبردگان نشان دادند که بر روی این نمودار ترکیبات اسپینل در LIP، OIB تا MORB‌ها یک روند خاص را نشان می‌دهند، این روند از گوشه Ti بالا-Al پایین (LIP) شروع شده و تا گوشه Ti پایین-Al بالا در MORB‌ها ادامه دارد.

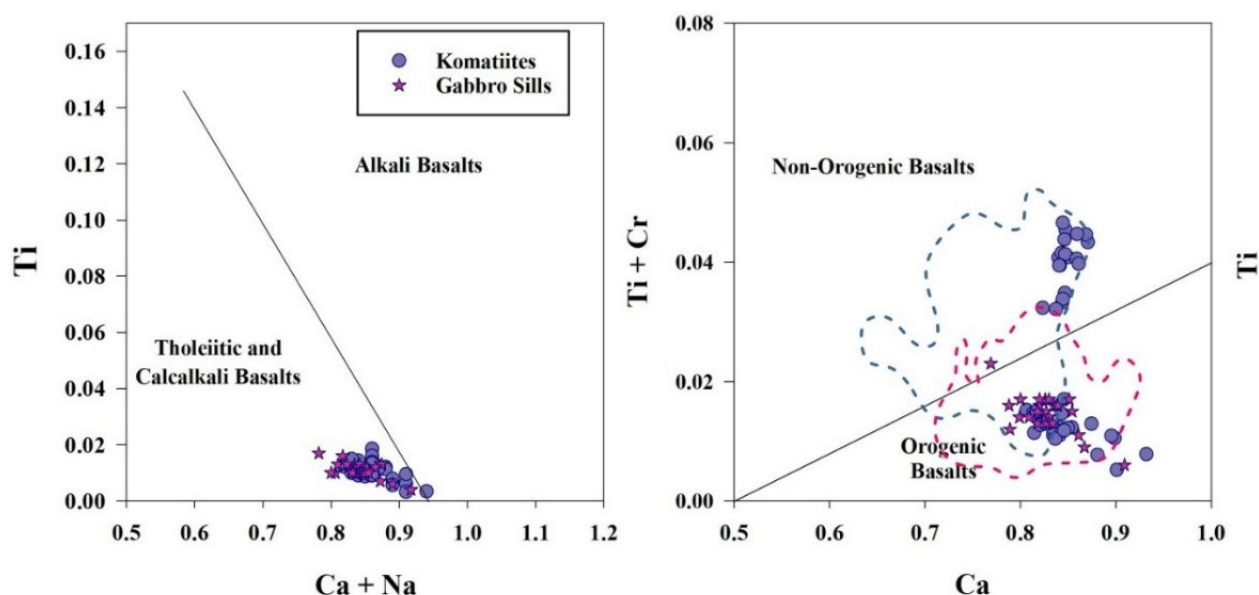


شکل ۴-۵- نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی بر مبنای ترکیب کروم اسپینل، الف) نمودار تغییرات Cr به Mg در کروم اسپینل‌های اولیه کماتیت‌های مشهد و فریمان و مقایسه آن با ترکیب کروم اسپینل‌های انواع مختلف ماگماها، ب) ترسیم کروم اسپینل‌ها بر روی نمودار دو متغیره Al_2O_3 در مقابل Cr_2O_3 (Franz and Wirth, 2000)، پ) ترسیم کروم-اسپینل‌ها در نمودار سه تایی Fe^{3+} ، Al و Cr، ت) ترسیم کروم اسپینل‌ها در نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 ، علامت مثلث نارنجی نمونه‌های فریمان، علامت مربع سفید مربوط به نمونه‌های فریمان و مشهد از Shafaiimoghadam et al. (2015) و دایره‌های تیره مربوط به نمونه‌های فریمان از معاف‌پوریان و همکاران (۱۳۸۸) می‌باشند.

نامبردگان معتقدند که این روند بر ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی گوشته (غنی شده- تهی شده) و شرایط (فشار- حرارت) ذوب گوشته‌ای منطبق است. در این دیگرام ترکیبات کروم اسپینل مورد بحث به طور غالب در انتهای محدوده اسپینل‌های محیط‌های قوسی با تیتانیم بالا (ARC High Ti) و در همپوشی با زمینه غرب گرینلند و همچنین تعدادی از کروم اسپینل‌ها در زمینه غرب گرینلند تا OIB‌ها افتاده‌اند. (شکل ۴-۵ ت). بر اساس این نمودار، ترکیب کروم اسپینل‌های مجموعه‌های فریمان - مشهد نشانگر تشکیل این کانی از یک ماگمای والد با منیزیم بالا، حرارت بالا و فشار بالا است.

Beccaluva et al. (1989) نشان دادند که ترکیب کلینوپیروکسن‌ها با نوع ماگمای میزبان و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل ماگما در ارتباط است. از این رو، از ترکیب کلینوپیروکسن می‌توان به عنوان یک نشانگر مفید تمایز محیط زمین‌ساختی استفاده کرد. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های کماته‌ایت‌ها و سیل‌های گابرویی SVMC در نمودار Ti در برابر Ca+Na (Le Terrier et al., 1982) در محدوده کلینوپیروکسن‌های توله‌ایتی - کالک آلکالن قرار گرفته‌اند. در نمودار Cr+Ti در برابر Ca (Le Terrier et al., 1982) کلینوپیروکسن‌های روانه‌های کماته‌ایتی دارای ماهیتی غیرکوهزایی و کلینوپیروکسن‌های سیل‌های گابرویی و بخش‌های تفریق یافته گابرویی روانه‌های کماته‌ایتی در فصل مشترک محدوده غیرکوهزایی و کوهزایی پلات شده‌اند (شکل ۴-۶). در نمودار تمایزی $TiO_2-SiO_2/100-Na_2O$ (Beccaluva et al., 1989) علاوه بر ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های کماته‌ایت‌ها و سیل‌های گابرویی SVMC ترکیب کلینوپیروکسن کماته‌ایت‌های کمپلکس فریمان (FC)^۱ جهت مقایسه نیز پلات شده است. بر اساس این نمودار ترکیب کلینوپیروکسن‌های روانه‌های کماته‌ایتی و سیل‌های گابرویی SVMC در قلمرو سنگ‌های مرتبط با پهنه‌های سوپراسابداکشن یا فرافروانش تا قلمرو مرتبط با تنوره‌های گوشته‌ای ایسلند قرار می‌گیرند، اما ترکیب کلینوپیروکسن‌های FC در قلمرو تنوره گوشته‌ای نوع ایسلند، زمینه MORB و فصل مشترک MORB‌ها و محدوده مرتبط با زون‌های فروانش قرار می‌گیرند (شکل ۴-۷ الف).

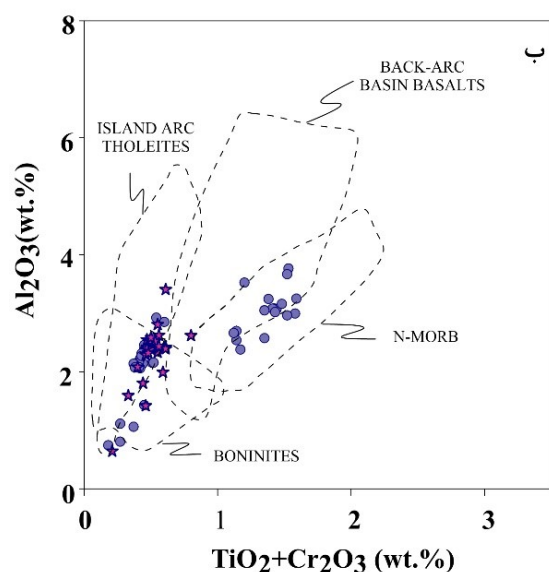
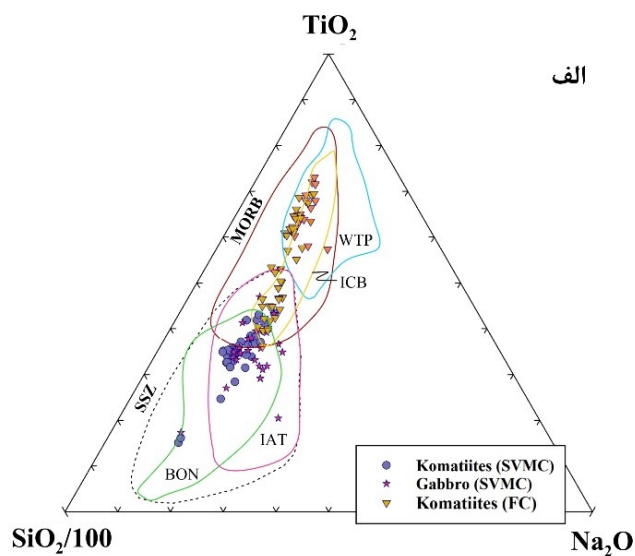
^۱ آنالیز کلینوپیروکسن کماته‌ایت‌های FC مطلق به این پژوهش است.



شکل ۴-۶- نمودارهای $(Ti+Cr)/Ca$ و $Ti/(Ca+Na)$ از Le Terrier et al., 1982 بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن.

Pearce & Norry (1979) اشاره می‌کنند که میزان Ti در کلینوپیروکسن‌ها انعکاس دهنده درجه تهی-شدگی محل منبع گوشته‌ای و همچنین فعالیت Ti در ماگمای والد است. مقدار Ti در کلینوپیروکسن‌های کماته‌ایتهای فریمان پیشنهاد می‌کند که این بلورها توسط ماگماهای اولیه تولید شده از منابع گوشته‌ای تشکیل شده‌اند. در کلینوپیروکسن‌های کماته‌ایتهای SVMC مقدار Ti در قیاس با کماته‌ایتهای FC کمتر شده و مقادیر متوسطی از Ti را دارند. این ویژگی احتمالاً به نقش سیال‌های تولید شده در گوه گوشته‌ای روی زون‌های فروران‌ش در تولید ماگمای والد این بلورها اشاره دارد. در نمودار (Hout et al., 2002) نیز ترکیب کلینوپیروکسن کماته‌ایتهای و سیل‌های گابرویی SVMC در قلمرو تولدایتهای جزایر کمائی پلات شده‌اند، البته کلینوپیروکسن‌های لایه‌های تفریق یافته (زون گابرویی) روانه‌های کماته‌ایتهای در فصل مشترک حوضه‌های پشت کمان و MORB‌ها ترسیم شده‌اند (شکل ۴-۷ ب).

الف



شکل ۴-۷- نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی بر مبنای ترکیب کلینوپیروکسن، الف) نمودار سه‌تایی $\text{TiO}_2\text{--Na}_2\text{O--SiO}_2/100$ و تمایز محیط‌های مختلف زمین‌ساختی (Beccaluva et al., 1989)، علامت دایره آبی رنگ مربوط به ترکیب کلینوپیروکسن‌های روانه‌های فرامافیک، ستاره‌های صورتی رنگ مربوط به سیل‌های گابرویی SVMC و مثلث‌های نارنجی رنگ مربوط به نمونه‌های فریمان می‌باشند، ب) ترسیم کلینوپیروکسن‌های کمات‌آیت‌ها و سیل‌های گابرویی SVMC بر روی نمودار Al_2O_3 در مقابل $\text{TiO}_2+\text{Cr}_2\text{O}_3$ (Hout et al., 2002)، علایم اختصاری MORB: پشته میان‌اقیانوسی، WTP: درون صفحه اقیانوسی، ICB: بازالت‌های جزیره‌ای، SSZ: زون سوپراسابداکشن، IAT: توله‌آیت‌های جزایر کمائی، BON: بونینیت‌ها.

فصل ۵ (CHAPTER V)

زمین شیمی

GEOCHEMISTRY

۵ زمین‌شیمی (Geochemistry)

۵-۱ مقدمه (Introduction)

تعداد ۳۰ نمونه از لایه‌های مختلف روانه‌های کماته‌ایتی (لایه پریدوتیتی، زون گذار یا میانی، لایه گابرو-پیروکسنیتی درشت دانه و لایه گابرویی دانه ریز و شاخه‌ای) و سیل‌های گابرویی کم ژرفای SVMC برای عناصر اصلی، فرعی و برخی از عناصر کمیاب آنالیز شده است (جدول ۵-۱). آنالیز عناصر اصلی سنگ کل بوسیله طیف سنجی فلوئورسانس اشعه ایکس X-Ray در انستیتو علوم زمین آندلوس اسپانیا با استفاده از دستگاه Bruker AXS S4 Pioneer صورت گرفته است. ترکیب عناصر کمیاب سنگ‌کل نیز در موسسه IACT و CIC دانشگاه گرانا اسپانیا بدست آمده‌اند. همه عناصر اصلی نیز با حذف مقادیر LOI تا ۱۰۰٪ به‌نجار شده‌اند. کماته‌ایت‌ها دارای طیفی از مقادیر MgO از ۷/۰۶ تا ۳۷/۹۸ درصد وزنی می‌باشند. در این مجموعه از سنگ‌ها نمونه‌های غنی از MgO (۳۷/۹۸ - ۳۰/۹۴ wt.%) مربوط به لایه الیوین انباشتی یا پریدوتیتی است. مقادیر MgO در زون میانی یا گذار بسیار متغیر بوده و دارای طیفی بین ۶/۲۹-۴۵/۵۰ درصد وزنی است. این طیف وسیع از تغییرات مربوط به روانه‌های با ضخامت زیاد است، در این دسته از روانه‌ها زون گذار ضخیم‌تر شده و حالتی لایه‌ای بخود می‌گیرد، به طوری که در رخنمون صحرا زون گذار از نوارهای تیره و روشن تشکیل می‌شود. نوارهای تیره عمدتاً شامل بلورهای کلینوپیروکسن و بلورهای کوچک و گردشده‌ای از الیوین است، و نوارهای روشن مجموعه‌ای از پلاژیوکلازهای دگرسان شده، کلینوپیروکسن و مواد سوسوریتی شده است. در این زون مقادیر بالای MgO مربوط به زیرزون الیوین-پیروکسنیتی و مقادیر کمتر مربوط به بخش‌های روشن‌تر سنگ است. مقادیر MgO در زیرلایه گابرو-پیروکسنیتی درشت دانه نیز بین ۱۱/۳۱ - ۸/۷۲ درصد وزنی و در زیر لایه گابرویی ریز دانه یا شاخه‌ای بین ۸/۲۳ - ۸/۱۴ متغیر است. این دسته از روانه‌ها همچنین به ترتیب از زون پریدوتیتی تا زون گابرویی حاوی SiO_2 (۵۲/۳۸ - ۴۲/۴۴)، TiO_2 (۲/۰۸ - ۰/۱۶)، Al_2O_3 (۱۶/۹۱ - ۴/۹۹) و FeO (۵/۶۷ - ۱۲/۸۳) هستند.

جدول ۵-۱- نتایج ژئوشیمیایی کوماتییت‌ها و گابروها، عناصر اصلی بر حسب Wt% و عناصر فرعی بر حسب ppm می‌باشند.

Rock type	Komatiites							
Sample	PUN-1	PUN-3	PUN-38	PUN-40	PUN-40 D	NAM-9	NAM-16	NAM-19
SiO ₂	43.65	42.89	42.44	42.47	42.46	43.73	43.52	44.15
TiO ₂	0.50	0.32	0.35	0.34	0.34	0.46	0.47	0.47
Al ₂ O ₃	5.40	3.98	3.82	3.56	3.55	4.82	4.92	5.79
FeO	11.86	11.27	11.40	11.43	11.45	11.10	11.56	12.30
CaO	6.34	3.33	4.02	2.89	2.91	4.25	4.93	5.13
MgO	31.07	36.94	36.70	37.98	37.95	34.43	33.40	30.94
MnO	0.20	0.17	0.18	0.18	0.18	0.19	0.19	0.20
Na ₂ O	0.13	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.13
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04
Cr ₂ O ₃	0.56	0.70	0.70	0.76	0.76	0.66	0.67	0.59
NiO	0.24	0.31	0.31	0.31	0.31	0.27	0.25	0.24
Sc	19.5	13.1	13.9	12.1		17.0	18.7	17.4
Cs	1.0	0.2	0.3	0.2		0.7	0.4	0.8
Rb	1.4	0.9	1.0	0.8		1.2	1.3	1.2
Ba	5.3	7.5	2.3	1.1		5.4	108.6	6.3
Th	0.1	0.3	0.3	0.3		0.2	0.6	0.4
U	2.4	0.0	0.0	0.0		0.1	0.1	0.1
Nb	1.1	1.0	1.1	0.9		1.2	1.5	1.6
Pb	1.7	1.5	0.7	0.4		1.0	0.4	0.7
Sr	48.2	17.2	17.5	13.4		15.7	35.6	23.9
Zr	19.7	21.1	23.3	19.9		12.5	27.0	14.9
Y	6.6	4.4	5.0	4.1		5.6	7.2	6.3
Ta	0.1	0.1	0.1	0.1		0.1	0.1	0.1
La	1.0	1.1	1.2	1.0		1.2	1.9	1.6
Ce	3.3	3.0	3.3	2.7		3.5	5.3	4.3
Pr	0.5	0.4	0.5	0.4		0.5	0.7	0.6
Nd	2.8	2.0	2.2	1.9		2.4	3.4	2.9
Hf	0.6	0.5	0.6	0.5		0.4	0.7	0.5
Sm	0.9	0.6	0.7	0.6		0.8	1.0	0.9
Eu	0.4	0.2	0.3	0.2		0.3	0.4	0.3
Gd	1.3	0.9	1.0	0.8		1.1	1.4	1.3
Tb	0.2	0.1	0.2	0.1		0.2	0.2	0.2
Dy	1.4	0.9	1.0	0.8		1.2	1.4	1.3
Ho	0.3	0.2	0.2	0.2		0.2	0.3	0.3
Er	0.8	0.5	0.6	0.5		0.6	0.8	0.7
Tm	0.1	0.1	0.1	0.1		0.1	0.1	0.1
Yb	0.7	0.5	0.5	0.4		0.6	0.7	0.6
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1		0.1	0.1	0.1

Table 5-1 (continued)

Rock type		Komatiites						
Sample	NAM-196	NDH-23	NDH-27	NDH-63	NDH-77	NDH-82	NAM-15	VIR-29
SiO ₂	44.26	44.90	44.92	45.12	45.16	45.15	50.37	51.74
TiO ₂	0.42	0.57	0.51	0.57	0.57	0.56	0.70	0.82
Al ₂ O ₃	5.84	8.08	6.53	8.07	8.13	7.99	16.91	11.84
FeO	12.20	11.61	11.57	11.44	11.43	11.52	5.67	9.41
CaO	5.04	8.09	5.88	8.19	8.24	8.28	14.00	12.15
MgO	31.03	25.66	29.50	25.50	25.38	25.43	8.72	11.31
MnO	0.20	0.17	0.20	0.17	0.17	0.17	0.11	0.19
Na ₂ O	0.15	0.22	0.11	0.24	0.22	0.21	3.25	1.87
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.06	0.41
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.06	0.07
Cr ₂ O ₃	0.56	0.44	0.50	0.44	0.43	0.44	0.11	0.16
NiO	0.24	0.19	0.22	0.19	0.19	0.19	0.03	0.03
Sc	18.8	27.7	21.4	27.2	28.2	27.5	39.1	55.6
Cs	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.0	0.7
Rb	1.2	0.9	0.9	1.0	0.9	1.0	0.4	9.7
Ba	140.8	4.0	5.0	4.1	4.2	3.3	15.0	122.6
Th	0.6	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	1.3	1.4
U	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2
Nb	1.6	1.3	1.1	1.2	1.3	1.3	3.6	6.8
Pb	0.4	0.5	0.5	0.6	0.6	0.5	3.9	6.8
Sr	42.2	48.0	67.1	43.8	53.9	38.6	257.0	183.9
Zr	26.5	21.6	20.4	21.0	21.3	20.6	38.4	35.8
Y	7.5	9.5	7.5	9.3	9.2	9.5	12.3	17.6
Ta	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	n.d
La	1.9	1.3	1.2	1.3	1.3	1.3	4.4	5.7
Ce	5.1	3.9	3.5	3.9	3.8	4.0	11.3	14.1
Pr	0.7	0.6	0.5	0.6	0.6	0.6	1.3	1.7
Nd	3.3	3.2	2.7	3.3	3.2	3.4	5.8	7.7
Hf	0.7	0.8	0.7	0.8	0.8	0.7	1.2	1.2
Sm	1.0	1.1	0.9	1.1	1.1	1.2	1.7	2.2
Eu	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.6	0.8
Gd	1.4	1.6	1.3	1.5	1.5	1.6	2.0	3.1
Tb	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.5
Dy	1.5	1.7	1.5	1.7	1.7	1.8	2.2	3.3
Ho	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.7
Er	0.9	1.0	0.8	0.9	0.9	1.0	1.2	1.9
Tm	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3
Yb	0.7	0.9	0.7	0.9	0.9	0.9	1.2	1.7
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3

Table 5-1 (continued)

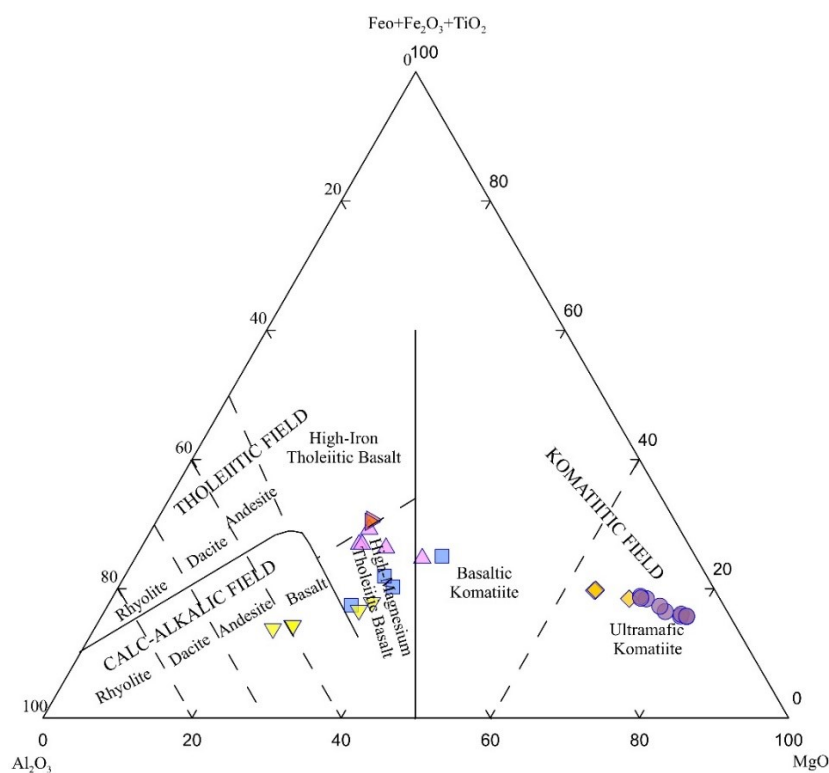
Rock type		Komatiites						
Sample	VIR-19	KHR-49	SAV-265	SAV-266	SAV-266 DUP	SAV-22	SAV-26	NAM-28
SiO ₂	50.21	48.24	49.78	48.71	48.74	48.70	48.67	50.14
TiO ₂	0.59	0.73	0.51	0.36	0.36	0.38	0.37	1.34
Al ₂ O ₃	15.44	15.22	16.12	20.09	20.04	17.27	21.09	14.23
FeO	7.80	8.19	6.10	4.57	4.54	5.91	4.33	11.38
CaO	13.17	16.02	15.93	16.80	16.83	16.77	16.55	10.71
MgO	10.47	9.71	9.56	7.06	7.07	9.44	6.45	8.14
MnO	0.18	0.17	0.14	0.11	0.10	0.14	0.10	0.18
Na ₂ O	1.83	1.42	1.56	2.01	2.03	1.15	2.17	3.72
K ₂ O	0.19	0.18	0.24	0.22	0.22	0.17	0.21	0.06
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.09
Cr ₂ O ₃	0.05	0.06	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02
NiO	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Sc	44.5	47.9	46.3	37.1		44.5	33.9	37.1
Cs	0.7	0.4	1.7	1.5		0.4	1.5	0.0
Rb	5.6	4.5	10.0	10.1		7.5	9.6	0.3
Ba	47.6	61.9	78.5	122.7		36.4	121.8	12.7
Th	1.0	0.1	0.2	0.2		0.1	0.2	0.2
U	0.2	0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.1
Nb	4.2	1.1	0.8	0.6		0.6	0.6	3.2
Pb	5.4	1.7	0.4	0.8		0.8	0.9	1.9
Sr	341.8	122.1	328.3	347.1		585.7	389.6	136.1
Zr	44.8	31.1	20.5	14.6		16.2	13.5	64.1
Y	11.7	12.1	8.9	6.6		7.4	6.1	19.3
Ta	n.d	0.1	0.1	0.0		0.0	0.0	n.d
La	3.8	1.5	1.1	1.0		0.9	0.9	2.6
Ce	9.7	4.3	3.2	2.8		2.6	2.7	7.8
Pr	1.2	0.7	0.5	0.4		0.4	0.4	1.3
Nd	5.7	4.1	2.8	2.4		2.4	2.1	7.4
Hf	1.2	1.1	0.7	0.5		0.6	0.5	1.8
Sm	1.6	1.5	1.0	0.8		0.9	0.8	2.5
Eu	0.6	0.6	0.5	0.4		0.5	0.4	1.0
Gd	2.1	2.1	1.5	1.0		1.3	1.0	3.4
Tb	0.3	0.4	0.2	0.2		0.2	0.2	0.6
Dy	2.1	2.3	1.6	1.2		1.4	1.1	3.6
Ho	0.4	0.5	0.3	0.2		0.3	0.2	0.7
Er	1.2	1.2	0.8	0.6		0.7	0.6	2.0
Tm	0.2	0.2	0.1	0.1		0.1	0.1	0.3
Yb	1.1	1.1	0.7	0.5		0.6	0.5	1.6
Lu	0.2	0.2	0.1	0.1		0.1	0.1	0.2

Rock type	Komatiite			Gabbros		
Sample	NAM-208	SAV-10	SAV-13	SAV-102	SAV-8	ZKR-3
SiO ₂	49.82	49.87	49.94	49.88	49.99	51.97
TiO ₂	1.32	1.12	1.28	1.12	1.05	0.77
Al ₂ O ₃	14.53	15.64	14.97	15.68	14.37	12.16
FeO	11.44	10.20	11.31	10.38	10.00	8.96
CaO	10.59	12.00	10.70	10.87	12.55	13.33
MgO	8.23	8.09	8.28	8.31	9.12	10.07
MnO	0.18	0.17	0.17	0.16	0.17	0.20
Na ₂ O	3.73	2.64	2.97	2.99	2.47	2.30
K ₂ O	0.04	0.14	0.22	0.48	0.11	0.13
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.11	0.09	0.08	0.05
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.03	0.03	0.07	0.05
NiO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Sc	36.6	40.7	40.6	42.2	44.6	49.4
Cs	0.0	0.0	0.3	0.2	0.1	0.6
Rb	0.3	2.8	7.5	12.0	1.7	6.2
Ba	11.6	43.4	127.7	154.6	25.7	69.0
Th	0.2	0.7	0.9	0.7	0.7	0.5
U	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
Nb	3.2	3.9	4.8	4.0	3.8	1.6
Pb	1.9	2.1	4.0	2.5	1.8	1.5
Sr	138.1	252.6	306.5	268.9	249.5	246.0
Zr	58.9	56.0	61.5	55.5	54.8	35.9
Y	19.1	17.0	19.3	17.3	17.2	13.7
Ta	n.d	0.3	0.4	0.3	0.3	0.1
La	2.6	3.6	4.4	3.8	3.6	2.1
Ce	7.7	9.9	11.9	10.1	10.0	6.2
Pr	1.3	1.4	1.6	1.4	1.4	1.0
Nd	7.1	6.9	7.9	6.8	6.9	5.1
Hf	1.6	1.7	1.8	1.6	1.7	1.2
Sm	2.5	2.2	2.6	2.3	2.3	1.8
Eu	1.0	0.8	1.0	0.9	0.8	0.7
Gd	3.4	2.9	3.3	2.8	2.9	2.2
Tb	0.6	0.5	0.6	0.5	0.5	0.4
Dy	3.7	3.2	3.6	3.1	3.2	2.5
Ho	0.7	0.6	0.7	0.6	0.6	0.5
Er	2.0	1.7	1.9	1.7	1.7	1.4
Tm	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2
Yb	1.7	1.6	1.7	1.5	1.6	1.2
Lu	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2

* All analyses are recalculated to 100% on water-free basis

۵-۲ رده‌بندی زمین‌شیمیایی (Geochemical Classification)

به منظور طبقه بندی و نامگذاری مجموعه سنگهای فرامافیک و مافیک SVMC از نمودار (Jensen 1976) استفاده شده است. این نمودار بر پایه نسبت‌های کاتیونی $(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Ti)$ ، Al و Mg قرار دارد که تا ۱۰۰ درصد بازمحاسبه شده است. نمودار (Jensen 1976) برای رده بندی کماته‌ایت‌ها و تفکیکشان از سایر بازالت‌ها بسیار سودمند است. در این نمودار تمامی نمونه‌های مربوط به لایه پریدوتیتی و زیرزون الیوین پیروکسنیتی (قاعده لایه گذار) در زمینه کماته‌ایت پلات شده‌اند.

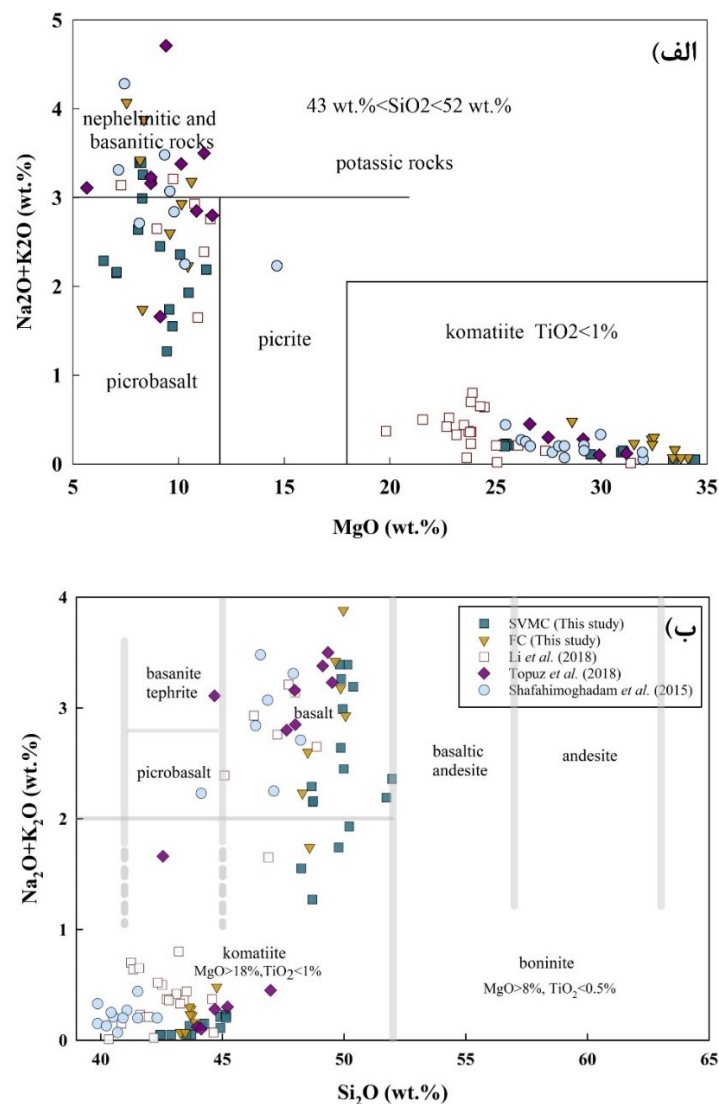


شکل ۵-۱- رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی به همراه نمونه‌های مربوط به سیل‌های گابرویی محدوده مورد مطالعه بر اساس نمودار کاتیونی (Jensen 1976)، دایره آبی: زون پریدوتیتی یا الیوین کومولایی، لوزی نارنجی: زون میانی یا گذار (زیرزون الیوین پیروکسنیتی)، مثلث زرد: زون میانی یا گذار (زیرزون پیروکسنیت گابرویی)، مربع آبی: زون گابرو-پیروکسنیتی درشت دانه، مثلث قرمز: زون گابرویی شاخه‌ای یا دندریتی ریز دانه، مثلث صورتی: سیل‌های گابرویی.

نمونه‌های بخش‌های تفریق یافته روانه‌های کماته‌ایتی (شامل زون گذار و لایه گابرو- پیروکسنیتی درشت دانه) نیز عمدتاً در زمینه بازالت‌های توله‌ایتی غنی از منیزیم قرار می‌گیرند، به استثنای نمونه VIR-29 از لایه گابرویی دانه درشت و دو نمونه SAV-22 و SAV-26 از لایه گذار که به ترتیب در زمینه کماته‌ایت

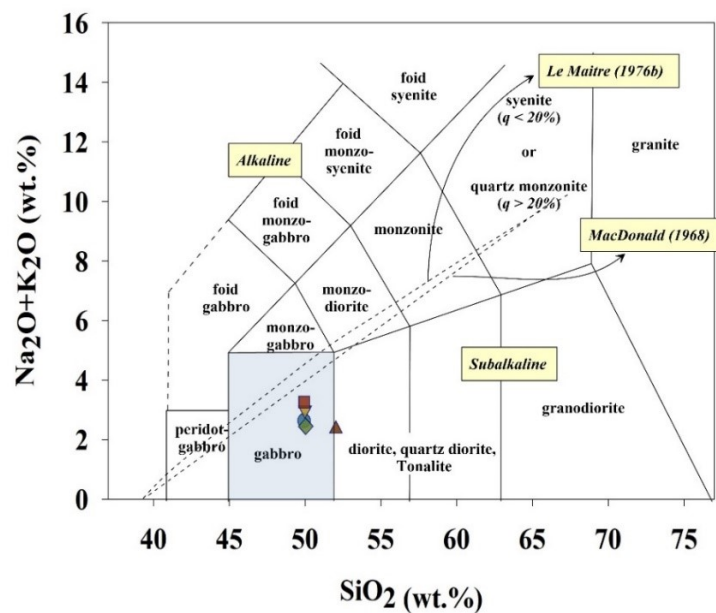
بازالت‌ها و سنگ‌های کالک آلكالن پلات شده‌اند. نمونه‌های مربوط به زیرلایه گابرو دانه ریز و یا شاخه‌ی نیز در مرز بازالت‌های توله‌ایتی غنی از آهن و بازالت‌های توله‌ایتی غنی از منیزیم قرار دارند. همچنین بر روی این نمودار جهت مقایسه نمونه‌های مربوط به سیل‌های گابرویی نیز پلات شده‌اند، که عموماً در محدوده بازالت‌های توله‌ایتی منیزیم بالا افتاده‌اند. پلات نمونه‌های SVMC در نمودارهای $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در تقابل با SiO_2 و MgO ارائه شده توسط IUGS نیز حاکی از آن است که تمامی نمونه‌های مربوط به لایه پریدوتیتی و الیوین پیروکسنیتی (زون گذار) در محدوده مشترک کما‌ت‌ه‌ایت‌ها و ممیکیت‌ها پلات شده، که با توجه به مقدار $\text{TiO}_2 < 1\%$ بر پایه این نمودارها کما‌ت‌ه‌ایت نامگذاری می‌شوند. نمونه‌های مربوط به بخش‌های تفریق یافته کما‌ت‌ه‌ایت‌ها نیز عموماً در زمینه سنگ‌های بازالتی و پیکروبازالتی افتاده‌اند. در این نمودارها داده‌های Li (2018) et al. مربوط به باختر مشهد، (2018) Topuz et al. مربوط به کمپلکس فریمان و (2015) Shafaiimoghadam et al. جهت مقایسه نیز پلات شده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌شود نمونه‌های مربوط به واحد الیوین کومولایی گزارش شده توسط (2018) Topuz et al. و روانه‌های فرامافیک شفاهی مقدم در زمینه کما‌ت‌ه‌ایت‌ها پلات شده و روانه‌های مافیک شفاهی مقدم و پیکروبازالت‌های معرفی شده توسط (2018) Li et al. در زمینه بازالت‌ها و پیکروبازالت‌ها پلات می‌شوند. با استناد به همین دو نمودار است که (2018) Li et al. وجود روانه‌های پیکروبازالتی را در مشهد گزارش می‌کنند. اما همانطور که در بخش روابط صحرائی این رساله نشان داده شد روانه‌های پیکروبازالتی یاد شده در حقیقت بخش‌های تفریق یافته روانه‌های کما‌ت‌ه‌ایتی می‌باشند. که در رخنمون مطالعه شده توسط (2018) Li et al. در پارک خورشید دچار دگرشکلی و دگرسانی شدید می‌باشند. در همان پارک خورشید در ارتفاعات شرقی و غربی آن و در تمامی دره‌های غربی ارتفاعات نودره و قله زو تقابل بخش‌های تفریق یافته و پریدوتیت کومولایی قاعده به خوبی مشخص است. بر این اساس وجود روانه‌های پیکروبازالتی مورد تردید است. به عبارت دیگر ما معتقدیم که، روانه‌های پیکروبازالتی گزارش شده در حقیقت بخش‌های تفریق یافته گدازه‌های کما‌ت‌ه‌ایتی می‌باشند و این واحد سنگی تنها یک نام‌گذاری بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی بدون توجه به شواهد صحرائی است. شایان ذکر است که جهت رده‌بندی شیمیایی نمونه‌های مربوط به سیل‌های گابرویی SVMC نیز از نمودار

قلیایی‌های کل در برابر سیلیس (TAS) از (Le Maitre et al. 1989) استفاده شده است. در این نمودار داده‌های شیمیایی مجموع مقدار Na_2O و K_2O و مقدار SiO_2 که مستقیم از تجزیه سنگ گرفته شده، به صورت درصد وزنی اکسیدها روی نمودار رده‌بندی پیاده می‌شود.



شکل ۵-۲ الف) تقسیم بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل MgO ، ب) نمودار رده‌بندی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 .

همچنین بر روی این نمودار مرزهای تمایز میان سری قلیایی و سری ساب آلكالن پیشنهاد شده توسط Mac Donald (1968) و Le Maitre (1976) نیز نشان داده شده است. بر اساس این نمودار تمامی نمونه‌های مربوط به سیل‌های گابرویی SVMC در محدوده گابرو پلات شده و جزی از سری ساب آلكالن می‌باشند.

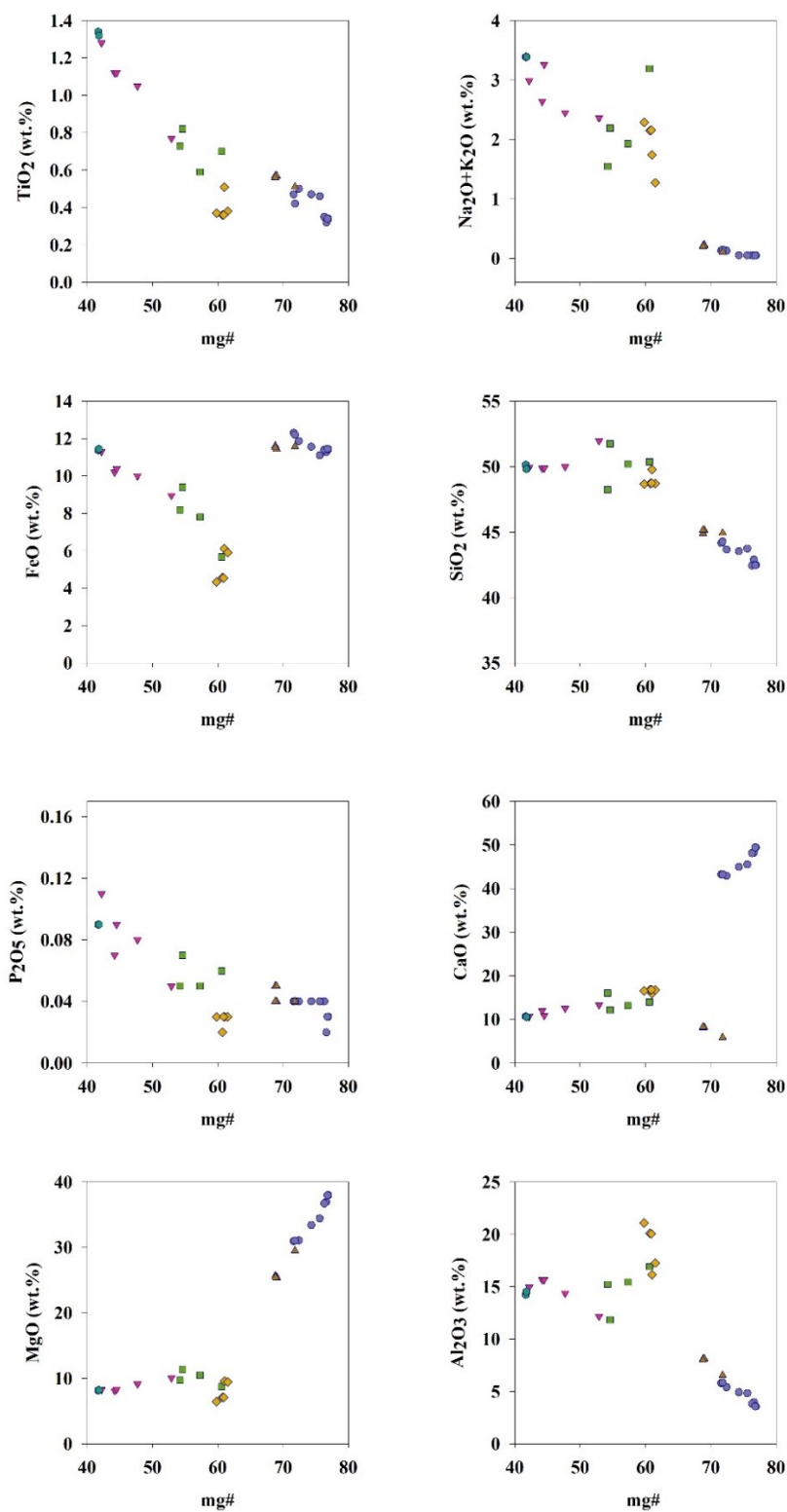


شکل ۵-۳- رده‌بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری نمونه‌های مربوط به سیل‌های گابرویی SVMC.

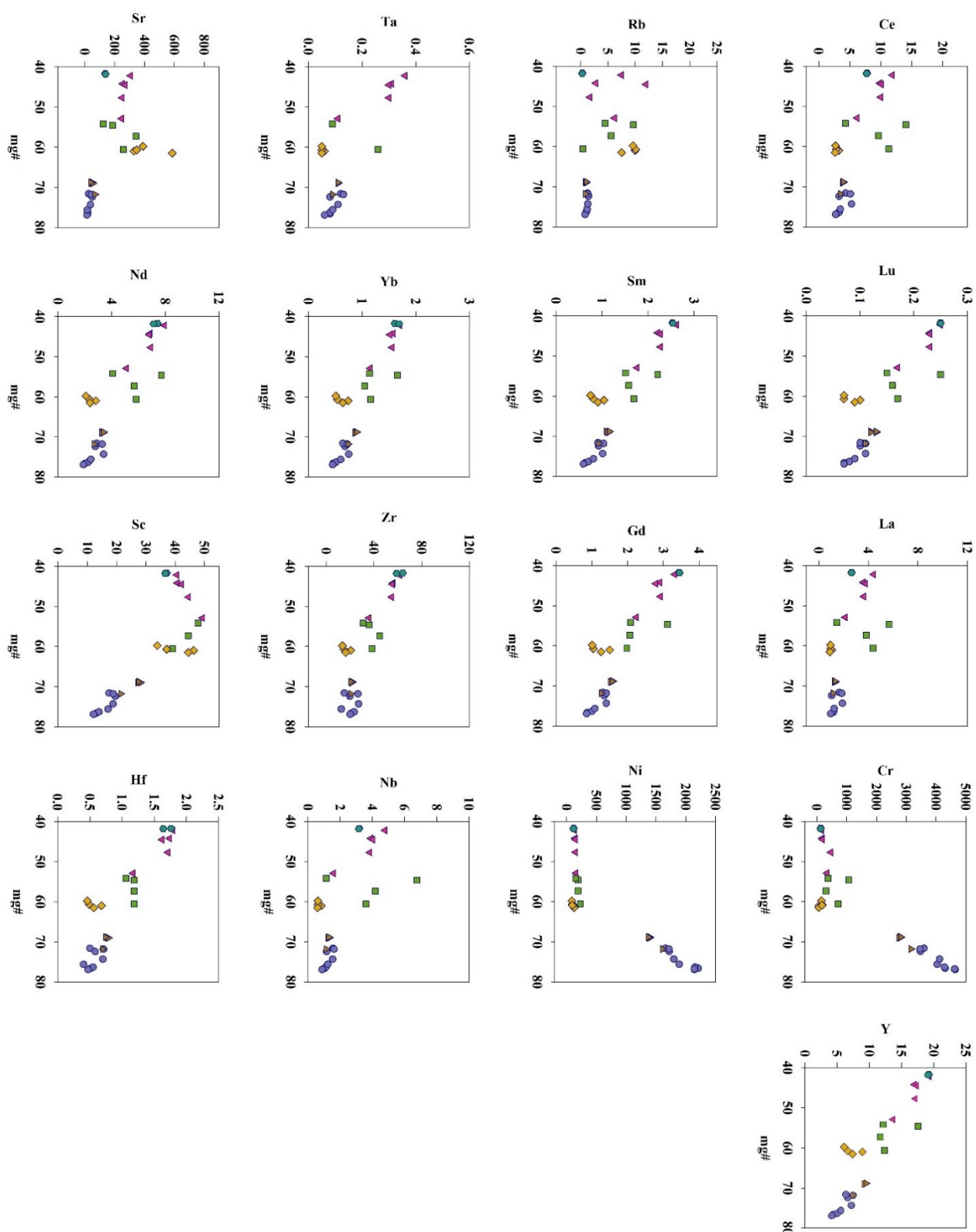
۵-۳ ویژگی‌های زمین‌شیمیایی (Geochemical Features)

بررسی‌های زمین‌شیمیایی روانه‌های کماتهای مورد مطالعه حاکی از آن است که مقادیر *mg*-number در لایه پریدوتیتی این گدازه‌ها بسیار بالا بوده و دارای طیفی از ۷۶/۹ - ۷۱/۶ درصد وزنی می‌باشد. در بخش‌های تفریق یافته‌تر کماتهای (لایه گذار و لایه گابرویی) مقادیر *mg*-number به مراتب پایین‌تر از لایه پریدوتیتی است. این مقدار در لایه گذار بین ۷۱/۸ - ۵۹/۸ درصد وزنی و در لایه گابرویی بین ۶۰/۴ - ۵۴/۲ درصد وزنی در تغییر است. پلات عناصر اصلی و فرعی در نمودار تغییرات *mg*-number یک روند خطی واضح از لایه پریدوتیتی تا لایه گابرویی روانه‌های کماتهای و سیل‌های گابرویی نشان می‌دهد. بر روی این دیاگرام‌ها عناصر Si, Al, Ca, K, Na, Ti, P, Yb, Zr, Sr, Ta, Nd, Y, La, Hf, Ce, Lu, Sm, Gd, Rb, Nb دارای روندی کاهشی از لایه پریدوتیتی به سمت لایه گابرویی کمات-ایته‌ها و سیل‌های گابرویی می‌باشند. این در حالی است که عناصر Cr, Ni, Mg, Mn دارای روندی افزایشی هستند (شکل ۵-۴، ۵-۵). به لحاظ خصوصیات ژئوشیمیایی و پترولوژیکی آلومینیم و تغییرات نسبت‌های Al_2O_3/TiO_2 ، CaO/Al_2O_3 در کماتهای بسیار حائز اهمیت می‌باشند (Arndt et al., 2008). نسبت

$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ در کماته‌ایت‌ها توسط سه فاکتور ۱- نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ در منبع گوشته‌ای، ۲- دمای محل منبع قبل از شروع ذوب و ۳- درجه و سازوکار فرآیند ذوب کنترل می‌شود (Robin-Popieul et al., 2012). از این رو نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ اساس نامگذاری کماته‌ایت‌ها را شکل می‌دهد. کماته‌ایت‌های SVMC به ترتیب دارای مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 بیشتر از ۳/۵۵ و ۰/۳۲ درصد وزنی هستند. نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ این سنگها بین ۲۶-۱۰/۵ درصد وزنی و میانگین ۱۳/۹ درصد وزنی است. اما این نسبت در برخی از نمونه‌های زون گذار به طور قابل توجهی افزایش می‌یابد، به طوری که در این نمونه‌ها، این نسبت بین ۳۱/۹-۵۶/۴ درصد وزنی متغیر است. این دسته از نمونه‌ها مربوط به -نوارهای روشن‌تر زون گذار بوده که بر اساس بررسی‌های پتروگرافی این ویژگی برآمده از ظهور پلاژیوکلازهای اولیه و غالب بودنشان در نوارهای روشن‌تر زون گذار می‌باشد. این مسئله در نمودارهای دو متغیره اکسیدهای اصلی و فرعی در تقابل با *mg-number* نیز به وضوح مشخص است. به طوری که در این نمودارها نمونه‌های مربوط به این زون دارای مقادیر بیشتری از Ca, Al و Sr می‌باشند. نسبت $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ نیز در روانه‌های کماته‌ایتی SVMC تقریباً بالا است. این نسبت در این سنگ‌ها بین ۰/۷-۱/۲ و میانگین ۰/۹ می‌باشد. در شکل ۵-۶ از $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ به عنوان یک شاخص مناسب جهت تشخیص تهی شدگی و یا غنی شدگی HREE‌ها استفاده شده است. در این شکل نمونه‌های SVMC، باربرتون، آبیتی، سونگ‌دا و گُرونا بر روی نمودار دو متغیره $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ و نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ پلات شده‌اند. بر این اساس کماته‌ایت‌های SVMC دارای نسبت $(\text{Gd}/\text{Yb})_N > 1.5$ بوده که نشان دهنده تهی شدگی نسبی این سنگ‌ها از HREE‌ها می‌باشد. همانطور که ملاحظه می‌شود نمونه‌های SVMC به وضوح قابل قیاس با نمونه‌های کماته‌ایتی کمر بند گرین استون باربرتون هستند. به طوری که کماته‌ایت‌های SVMC همانند کماته‌ایت‌های باربرتون دارای مقادیر پایینی از نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ و مقادیر بالا از نسبت $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ می‌باشند.



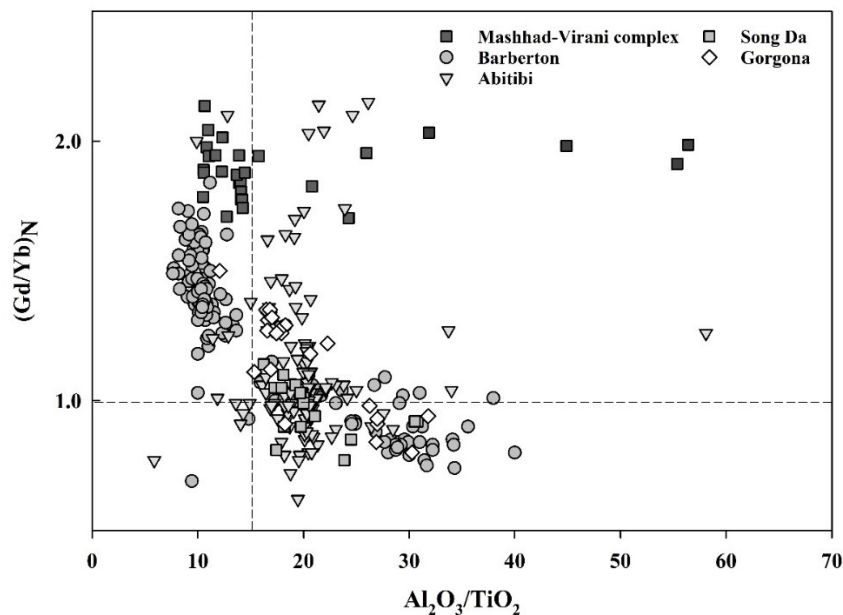
شکل ۵-۴- نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر mg# روانه‌های کمانه‌ای و سیل‌های گابرویی SVMC، علائم: دایره آبی: زون الیوین کومولایی، مثلث قهوه‌ای: زون الیوین پیروکسنیتی (گذار ۱)، لوزی نارنجی: زون پیروکسنیت گابرویی (گذار ۲)، مربع سبز: زون گابرو پیروکسنیتی درشت دانه، مثلث صورتی: زون گابروی شاخه‌ای یا دندریتی، شش ضلعی سبز: سیل‌های گابرویی



شکل ۵-۵- نمودار تغییرات عناصر جزئی در برابر mg# روانه‌های کماتیت‌ای و سیل‌های گابرویی SVMC، علائم همانند شکل

۴-۵.

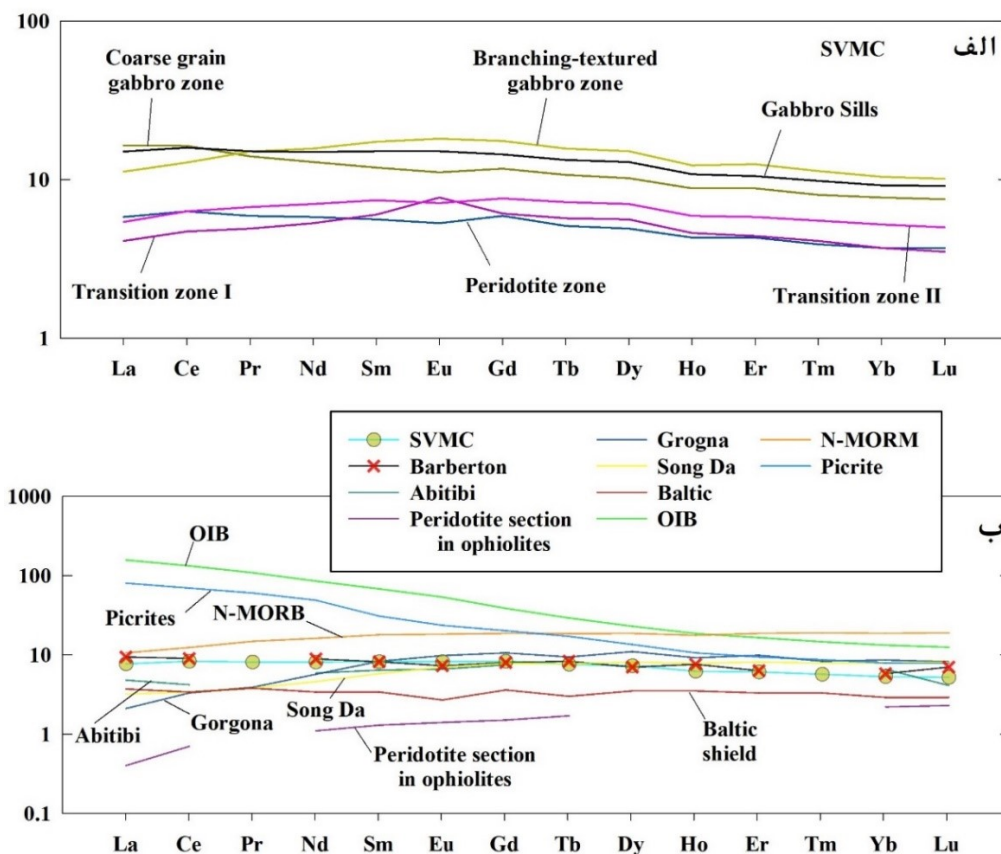
به این لحاظ و بر اساس تقسیم بندی Nesbitt and Sun (1976), Sun and Nesbitt (1978) and Nesbitt et al. (1979) کماتهایت‌های SVMC در دسته کماتهایت‌های تهی‌شده از Al یا ADKs (Aluminium-Depleted Komatiites) و بر اساس تقسیم بندی Arndt et al. (2008) در گروه کماتهایت‌های نوع باربرتونی طبقه بندی می‌شوند.



شکل ۵-۶- پلات نمونه‌های مربوط به روانه‌های کماتهایتی SVMC بر روی نمودار دو متغیره $(Gd/Yb)_N$ در برابر Al_2O_3/TiO_2 ، که نشان دهنده تهی شدگی نسبی این سنگ‌ها از HREE است.

به لحاظ عناصر کمیاب لایه‌های مختلف کماتهایت‌های SVMC حاوی مقادیر اندکی از REE کل می‌باشند. به طوری که میزان REE کل در لایه پریدوتیتی بین ۳۰/۴۴ - ۰/۷۲ (میانگین ۷/۸۱ ppm)، در زون گذار بین ۳۰/۴۷ - ۰/۹۲ (میانگین ۹/۳۳ ppm) و در لایه گابرویی بین ۵۴/۸۴ - ۱/۲۲ (میانگین ۱۴/۸۶ ppm) می‌باشد. در این سنگ‌ها مجموع مقدار LREE ها در لایه پریدوتیتی حدود ۷۵ ppm و HREE ها حدود ۳۴ ppm است. در زون گذار و لایه گابرویی نیز مقدار LREE ها به ترتیب حدود ۸۳ ppm و ۱۳۷ ppm و مقدار HREE ها به ترتیب حدود ۴۷ ppm و ۶۰ ppm می‌باشد. در شکل (۵-۷ الف) الگو میانگین REE نرمالیزه شده به کندریت لایه‌های مختلف کماتهایت‌های SVMC نشان داده شده است. همانطور که در این نمودار قابل مشاهده است، این سنگ‌ها دارای الگو موازی می‌باشند. در لایه پریدوتیتی الگویی عناصر نادر

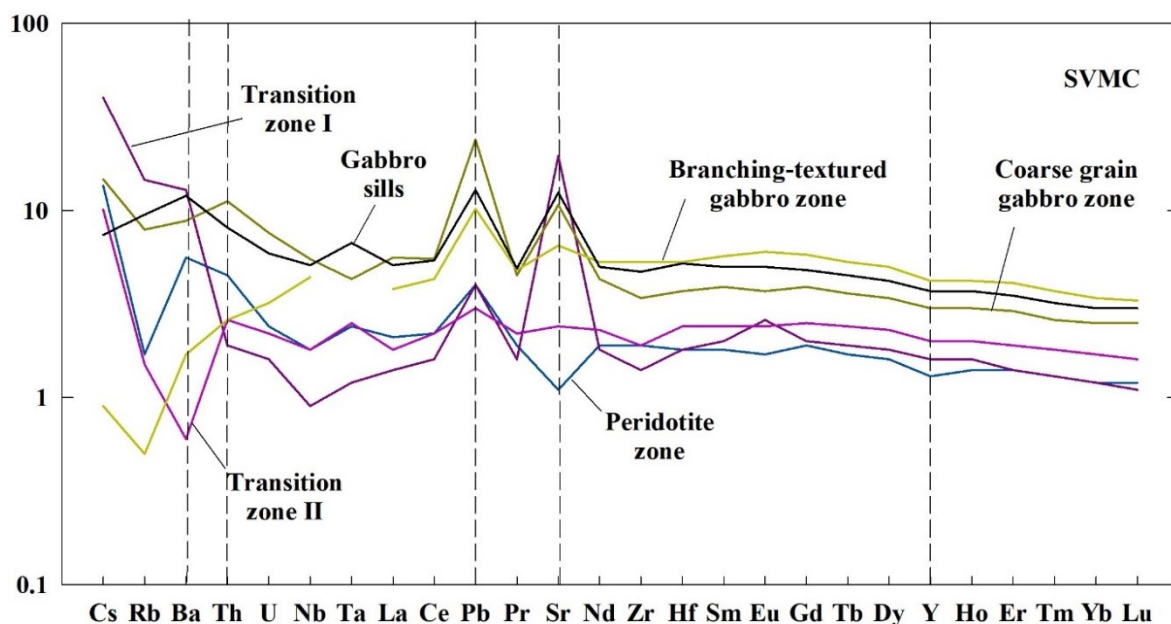
خاکی دارای یک شیب منفی ملایم با فراوانی‌های متغیری از REE ($4.1 \leq La_N \leq 8.1$, $2.8 \leq Yb_N \leq 4.6$) بوده که نتیجه غنی‌شدگی ناچیز LREE‌ها و MREE‌ها در مقایسه با HREE‌ها می‌باشد. این موضوع توسط مقادیر $Gd_N/Yb_N = 1.48-1.66$ (average 1.58), $Ce_N/Yb_N = 1.3-1.9$ (average 1.7) این نمونه‌ها تأیید می‌شود. مقدار La_N/Sm_N نیز در این سنگ‌ها بین $0.7-1.18$ و متوسط $1/0.4$ است، که نشان دهنده الگو تقریباً مسطح LRRE‌ها در آنها است.



شکل ۵-۷- الف) الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به مقادیر کندریت (Sun & McDonough (1989) برای نمونه‌های SVMC، ب) میانگین الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به مقادیر کندریت (Sun & McDonough (1989) برای روانه‌های کماته‌ای SVMC و مقایسه آن با مقادیر مشابه در OIB، N-MORB، پیکریت‌ها، بخش پریدوتیتی سکانس-های افیولیتی و سایر سکانس‌های کماته‌ای مشهور دنیا.

این مسئله با ضریب توزیع پایین بلور/ مذاب الیومین و کلینوپیروکسن برای LREE‌ها (به عنوان کانی شناسی اصلی لایه پریدوتیتی) سازگاری دارد. از طرفی همانطور که از نسبت‌های ذکر شده در بالا مشخص است، در لایه پریدوتیتی مقدار MREE‌ها نسبت به LREE‌ها اندکی بیشتر است. این موضوع را می‌توان به آمفیبول موجود در لایه پریدوتیتی (که در برخی مواقع به جای کلینوپیروکسن فاز اینترکومولوس این سنگ‌ها را

تشکیل داده است) و یا حتی تا حدودی به کلینوپیروکسن نسبت داد. زیرا هر دو کانی دارای ضریب توزیع بیشتر بلور/ مذاب نسبت به MREE می‌باشند. این نمونه‌ها همچنین آنومالی ضعیف منفی از یورپیم $[Eu^* = 0.91; Eu^* = 2 * Eu_N / (Sm_N + Gd_N)]$ نشان می‌دهند، که با توجه به عدم حضور پلاژیوکلاز در لایه پریدوتیتی قابل تفسیر است. بر روی نمودار بهنجار شده به گوشته بالایی اولیه (شکل ۵-۸) برگرفته از Sun & McDonough (1989) نمونه‌های این لایه به طور غالب از عناصر متحرک تر نظیر Rb, Sr و Ba تهی شدگی نشان می‌دهند. البته به استثنای نمونه NAM-196 که از Ba غنی شدگی نشان داده و به همراه نمونه PUN-1 فاقد آنومالی Sr می‌باشد. این نمونه‌ها دارای بی‌هنجاری مثبت اندک تا متوسط Pb و Th بوده و به غیر از نمونه PUN-1 غالباً حاوی بی‌هنجاری منفی و یا فاقد بی‌هنجاری U می‌باشند. به لحاظ عناصر فلزی واسطه نیز این سنگ‌ها دارای تمرکزهای بالایی از کروم و نیکل می‌باشند. در این لایه مقدار نیکل (Ni 1656-2207ppm) و کروم (Cr 3457-4618ppm) است.

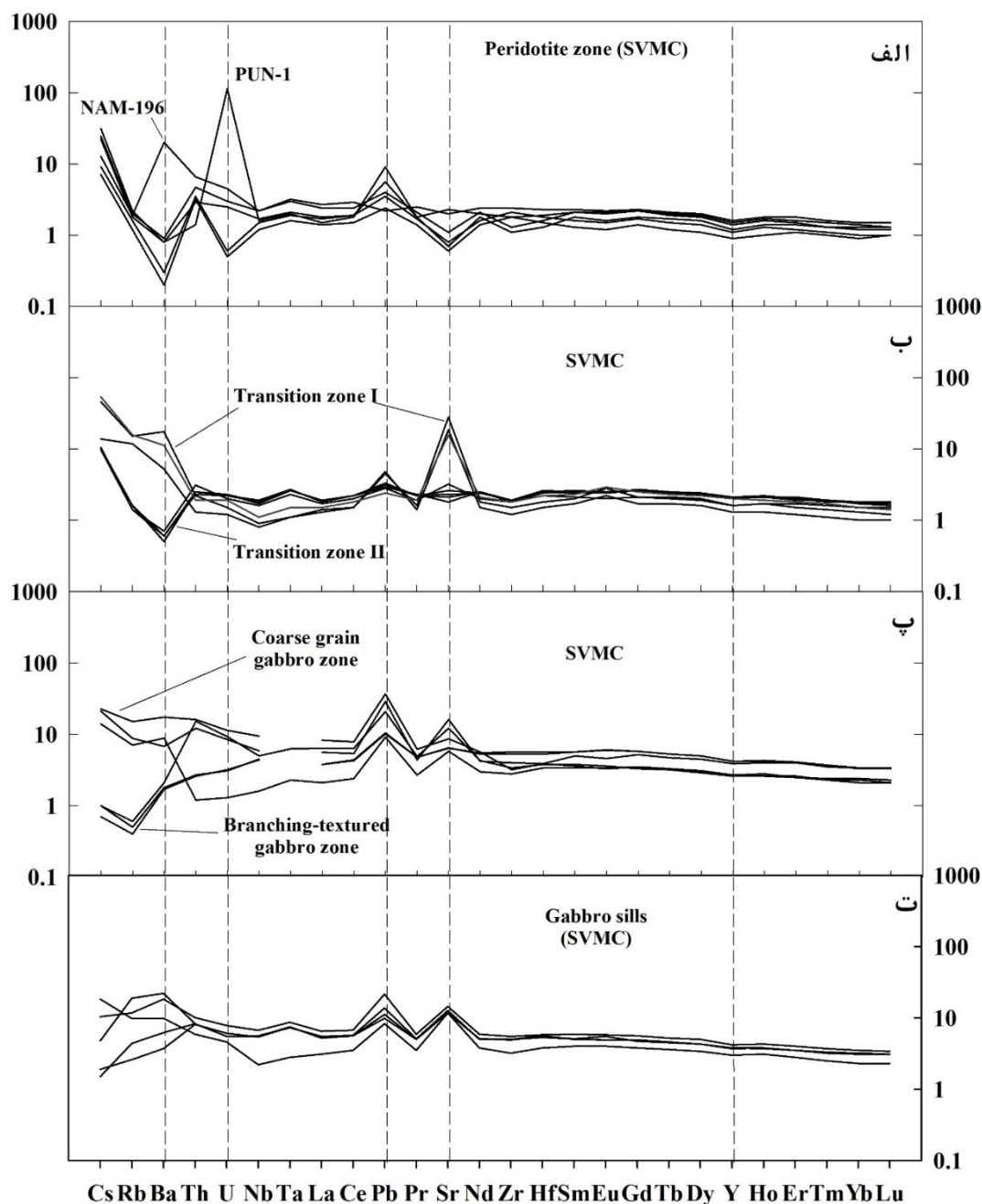


شکل ۵-۸- میانگین عناصر کمیاب ناسازگار بخش‌های مختلف روانه‌های کماتایتی و سیل‌های گابرویی SVMC که نسبت به مقادیر گوشته اولیه از Sun & McDonough (1989) بهنجار شده‌اند.

ما در زون گذار کماتایت‌های SVMC دو الگویی متفاوت از REE را تشخیص داده‌ایم. الگوی اول گوژمانند و با یک شیب ناچیز منفی است، این الگو در نتیجه غنی شدگی LREE و MREE نسبت به HREE ایجاد شده است. لازم به ذکر است که در این لایه غنی شدگی MREE نسبت به HREE

مقدار ناچیز بیشتر از LREE ها است، و همچنین مقدار LREE ها نیز نسبت به لایه پریدوتیتی تهی شدگی ناچیزی نشان می‌دهد. این ویژگی‌ها سبب شکل گوژ مانند این الگو شده است. در این نمونه‌ها مقادیر $\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 1.18-1.28$ (average 1.21)، $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1.41-1.49$ (average 1.46) و $\text{La}_N/\text{Sm}_N \approx 0.9$ که به خوبی تائید کننده این موضوع می‌باشند. در این لایه الگو مورد بحث مشابه با الگو لایه پریدوتیتی دارای آنومالی ناچیز منفی یورپیم ($\text{Eu}^* = 0.94$) است.

بر روی نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه نیز این نمونه‌ها همانند لایه پریدوتیتی از عناصر LIL نظیر Rb و Ba تهی شدگی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها همچنین از برخی از عناصر HFS نظیر Zr و Nd نیز بی‌هنجاری ضعیف منفی نشان داده و در مقابل از عناصری مانند Pb و Ta بی‌هنجاری ضعیف مثبت نشان می‌دهند. الگو دوم همانند الگو اول دارای شکلی گوژمانند و با یک شیب ناچیز منفی می‌باشد. این الگو دارای مقادیر $\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 1.11-1.44$ (average 1.28) و $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1.58-1.68$ (average 1.64) است. که به این لحاظ نسبت به الگو اول حاوی میانگین بالاتری از این نسبت‌ها می‌باشد. این مسئله بدلیل مقادیر پایین‌تر LREE ها ($\text{La}_N/\text{Sm}_N \approx 0.8$) در این نمونه‌ها است. به طوری که در این نمونه‌ها میانگین مقدار La_N حدود ۴ است، این در حالی است که این مقدار در الگو اول حدود ۵/۵ بوده است. اما تفاوت بارزتر این الگو با الگو اول در آنومالی مثبت Eu است. که با توجه به مقادیر بزرگتر از واحد ($\text{Eu}^* = 1.28$) این موضوع به خوبی قابل درک است. در نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته این نمونه‌ها در تضاد با الگو اول از عناصر متحرک تر نظیر Rb، Ba، Sr و در مقادیر جزئی‌تر از عناصر Pb و Eu غنی شدگی نشان می‌دهند. این در حالی است که این نمونه دارای تهی شدگی ضعیفی از Nd و Zr می‌باشند. داده‌های پتروگرافی و چینه نگاری داخلی روانه‌ها کماتهای SVMC حاکی از آن است که تمامی نمونه‌های مربوط به الگو اول متعلق به قاعده زون گذار و واحدهای غنی از کلینوپیروکسن می‌باشند، کانی‌شناسی این بخش‌ها عمدتاً شامل کلینوپیروکسن، دانه‌های کوچک گردشده الیون و در برخی مواقع آمفیبول است.



شکل ۵-۹- الگوی عناصر کمیاب ناسازگار بخش‌های مختلف روانه‌های کماته‌ایتی و سیل‌های گابرویی SVMC که نسبت به مقادیر گوشته اولیه (Sun & McDonough (1989) به‌نچار شده‌اند.

و در مقابل تمامی نمونه‌های مربوط به الگو دوم متعلق به نوارهای روشن‌تر زون گذار می‌باشند، که به لحاظ کانی‌شناسی شامل پلاژیوکلازهای دگرسان شده، کلینوپیروکسن، آمفیبول، اپیدوت و سایر مواد سوسوریتی است. غالب شدن کلینوپیروکسن در زیر لایه‌های کلینوپیروکسنیتی زون گذار به عنوان کانی اصلی و عدم حضور فلدسپات در آن به خوبی غنی‌شدگی نسبی عناصر نادر خاکی متوسط و سنگین را نسبت به لایه

پریدوتیتی و همچنین آنومالی منفی Eu را تفسیر می‌کند. ویژگیهای پتروگرافی زیر لایه دوم شامل افزودن شدن فلدسپات به پارائنز کانیاپی زون گذار و حذف الیوین از آن است. ظهور فلدسپات می‌تواند آنومالی مثبت Eu در این انگاره را تفسیر کند.

در زیرزون گابرو پیروکسنیتی دانه درشت از لایه گابرویی، الگو REEها مشابه با لایه پریدوتیتی دارای شیب منفی و آنومالی ضعیف منفی یورپیم ($Eu^*=0.95$) است. در این نمونه‌ها LREEها دارای غنی شدگی بیشتری در قیاس با HREEها می‌باشند. این موضوع توسط مقادیر $Ce_N/Yb_N = 1.01-2.62$ (average 2.1)، $Gd_N/Yb_N = 1.41-1.62$ (average 1.5) و $La_N/Sm_N \approx 1.3$ در این نمونه‌ها تأیید می‌شود. بر روی نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه نمونه‌های این زیرزون به طور غالب دارای آنومالی ضعیف منفی از عناصر Rb و Nb و حاوی آنومالی مثبت از عناصر Pb و Sr می‌باشند. در نمونه KHR-49 از این زیرزون، آنومالی‌های منفی از Th و U دیده می‌شود. الگوی زیرزون گابروی ریز دانه یا گابروی شاخه‌ای نیز دارای شکل گوژ مانند همراه با یک شیب ضعیف منفی است. همانند الگوهای زون گذار غنی شدگی MREEها و HREEها در قیاس با LREEها و همچنین میزان غنی شدگی بیشتر MREEها نسبت به HREEها سبب شکل گوژ مانند این الگو شده است. نمونه‌های این لایه دارای مقادیر $Ce_N/Yb_N = 1.23-1.30$ (average 1.27) و $Gd_N/Yb_N = 1.69-1.77$ (average 1.73) بوده، و فاقد آنومالی Eu می‌باشند. بر روی نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه نیز این نمونه‌ها دارای تهی شدگی شدید از عناصر متحرک تر نظیر Cs، Rb و Ba بوده و از عناصر Pb و Sr آنومالی ضعیف مثبت نشان می‌دهند.

در نمودار شکل (۷-۵ ب) نیز الگو میانگین کل نرمالیزه شده به کندریت مقادیر REEها کماتهای SVMC در تقابل با میانگین REE در کماتهای سایر نقاط جهان نظیر باربرتون، آبییتی، سونگ دا، بالتیک، گورگونا و همچنین میانگین REE بازالت‌های نرمال، OIBها، بخش‌های پریدوتیتی اُفیولیت‌ها و پیکریت‌ها پلات شده است. همانطور که ملاحظه می‌شود الگوی کلی REEها در کماتهای SVMC دارای شیب منفی بوده و LREEها نسبت به HREEها اندکی غنی شدگی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها دارای آنومالی منفی بسیار ضعیفی از Eu می‌باشند. در مقام قیاس نیز الگوی عناصر خاکی کماتهای

SVMC بسیار مشابه با کماتهایت‌های باربرتون می‌باشند. به طور کلی کماتهایت‌های SVMC حاوی مقادیر $[1.4 < \text{Gd}_N/\text{Yb}_N < 1.8, (\text{average } 1.6)]$ و $[0.6 < \text{La}_N/\text{Sm}_N < 1.6, (\text{average } 0.93)]$ بوده و دارای مقدار $(0.8 \leq \text{Eu}^* \leq 1.3, (\text{average } 1))$ می‌باشند. بر این اساس و بر طبق طبقه بندی کماتهایت‌ها بر اساس ترکیب REE‌ها (پیشنهاد شده توسط (Jane et al.(1982) این کماتهایت‌ها به گروه II و رده های ۴ و ۵ تعلق دارند، که قابل مقایسه با کماتهایت‌های باربرتون و ایالت اونورواخت می‌باشند.

نتایج آنالیز عناصر اصلی، فرعی و کمیاب سیل‌های کم ژرفای آمفیبول-پیروکسن گابرویی SVMC در جدول ۵-۱ ارائه شده است. این گابروها دارای مقادیر $\text{SiO}_2(49.87\text{-}51.97\text{wt.}\%)$, $\text{Al}_2\text{O}_3(12.16\text{-}15.68\text{wt.}\%)$, $\text{TiO}_2(0.77\text{-}1.28\text{wt.}\%)$, $\text{FeO}(8.96\text{-}11.31\text{wt.}\%)$, $\text{CaO}(10.70\text{-}13.33\text{wt.}\%)$, $\text{Na}_2\text{O}(2.30\text{-}2.99\text{wt.}\%)$, $\text{K}_2\text{O}(0.11\text{-}0.48\text{wt.}\%)$ و $\text{P}_2\text{O}_5(0.05\text{-}0.11\text{wt.}\%)$ می‌باشند. مقادیر MgO نیز در این سنگ‌ها بین ۷/۱۰-۹/۸ و مقادیر $mg\text{-number} (\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}) \times 100)$ بین ۴۴/۲ تا ۵۲/۹ درصد متغیر است. به این لحاظ این نمونه‌ها قابل مقایسه با لایه گابرویی کماتهایت‌ها می‌باشند. در نمودار (Jensen (1976 نیز گابروهای کم ژرفای SVMC به همراه نمونه‌های بخش‌های تفریق یافته کماتهایت‌ها در زمینه بازالت‌های توله‌ایتی غنی از منیزیم پلات می‌شوند. این سنگ‌ها همچنین در نمودارهای دومتغیره عناصر اصلی و فرعی در مقابل $mg\#$ همراه با کماتهایت‌ها پلات شده‌اند. همانطور که در این نمودارها قابل مشاهده است، نمونه‌های مربوط به سیل‌های گابروی با کماتهایت‌ها دارای روندی خطی می‌باشند، این نمونه‌ها دارای ویژگی‌های مشابه با نمونه های مربوط به لایه گابرویی کماتهایت‌ها هستند. در نمودار REE بهنجار شده به کندریت، این گابروها از LREE‌ها در مقایسه با HREE‌ها و MREE‌ها غنی شدگی نشان می‌دهند. مقادیر $1.4 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 1.9$ و $(\text{average } 1.71)$ و $1.5 \leq \text{Gd}_N/\text{Yb}_N \leq 1.6$ (average 1.56) نیز به خوبی گویایی این مسئله می‌باشند. این نمونه‌ها دارای مقدار $(\text{Eu}^* \approx 1)$ بوده، که نشان دهنده عدم بی‌هنجاری یورپیم است. در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته بالایی این سنگ‌ها دارای پیک‌های مثبت ضعیف تا متوسط از Sr، Pb و Ta بوده و همچنین دارای آشفستگی در الگوی عناصر متحرک نظیر Cs، Rb و Ba می‌باشند.

فصل ۶ (CHAPTER VI)

تعیین سن ایزوتوپی

ISOTOPIC AGE DATING

۶ تعیین سن ایزوتوپی (Isotopic Age Dating)

۶-۱ مقدمه (Introduction)

ایزوتوپ‌های پرتوزاد در زمین‌شیمی دو کاربرد اساسی دارند. نخستین کاربرد این ایزوتوپ‌ها برای تعیین سن سنگ‌ها و کانی‌ها است، در وهله دوم نیز مطالعات سنگ‌زادی و تشخیص فرایندهای زمین‌شناختی و منشأ سنگ‌ها را شامل می‌شود. در دهه‌های گذشته با افزایش دقت و ابداع روش‌های جدید نظیر امکان آنالیز درجای ایزوتوپ‌های پرتوزاد با توسعه روش‌های لیزر پراورژی و پرتیونی، انقلابی بزرگ در تعیین سن عناصر سنگین، کانی‌ها و سنگ‌های تشکیل دهنده زمین مادری‌مان ایجاد شده است. ظهور ابزارهایی چون طیف-سنج جرمی یون ثانویه (SIMS)، طیف‌سنج جرمی تخریب لیزری-پلاسمای زوج القایی (LA-ICPMS) و ریز کاونده یونی با وضوح بالا (SHRIMP) امکان آنالیز مناطقی به کوچکی ۱۰ میکرون را در یک بلور مجزا فراهم آورده‌اند (Blatt et al., 2006). این مسئله بسیار حائز اهمیت است زیرا منجر به تعیین سن کانی‌ها و قطعات بلوری بسیار کوچک متعلق به واحدهای سنگی مربوط به میلیاردها سال قبل شده است.

در این پژوهش تلاش شده است که از این ابزارهای قدرتمند و روش‌های مطالعاتی پیشرفته در تعیین سن و شناخت تاریخچه زمین‌دینامیکی یکی از جالبترین و مرموزترین رخنمون‌های فرامافیک و مافیک برونزد یافته در جنوب غربی آسیا و شمال خاوری ایران استفاده شود.

۶-۲ پیشینه از مطالعات بیواستراتیگرافی و برخی از تعیین سن‌های ایزوتوپی در SVMC

روانه‌های کماتهای مورد مطالعه در SVMC که تا به امروز توسط اکثر پژوهشگران زمین‌شناسی به عنوان یک توالی افیولیتی مطرح بوده‌اند (Alavi, 1991; 1979; Stocklin, 1977; 1968; Berberian & King, 1981; Stocklin & Nabavi, 1973; Şengör, 1984, 1990; Diefenbach et al., 1986; Boulín, 1988; Eftekhari-Nezhad & Behroozi, 1991; Ruttner, 1993; Taheri & Ghaemi, 1994; Pourlatifi et al., 2001; Ghazi et al., 2001; Karimpour et al., 2006; ۱۳۸۷، فاضل‌ولی پور، ۱۳۷۶، مقدم، ۲۰۰۱) در مورد مطالعات بیواستراتیگرافی و برخی از تعیین سن‌های ایزوتوپی در SVMC، محمديها و همکاران، ۱۳۹۵; Mirnejad et al., 2008; Sheikholeslami & Kouhpeyma, 2012; Razavi et al., 2008;

(al., 2013)، بر اساس شواهد چینه‌شناختی، بیواستراتیگرافی و برخی سن‌سنجی‌های ایزوتوپی با روش Ar-Ar مورد تعیین سن قرار گرفته‌اند. برای نخستین بار (Majidi 1987) بر اساس مقایسه توالی SVMC با سکانس‌های مشابه در نواحی شمال پامیر و هندوکش سن توالی سنگی مورد بحث در SVMC و همچنین توالی‌های مشابه در همتافت فریمان را دنین تا کربنیفر تعیین کرد. اما مطالعات بیواستراتیگرافی^۱ بر روی میکروفوناها^۲ مربوط به نمونه‌های آهکی در خاور و جنوب‌خاور همتافت فریمان سن‌های Asselian تا Sakmarian را نشان می‌دهند (Bozorgnia, 1973). وجود سنگواره فوزولین در ناحیه سفید سنگ در همتافت فریمان نیز بر پرمین بودن این سنگ‌ها تاکید می‌کند (Majidi, 1980). (Kozur & Mostler 1991) نیز بر اساس کنودونت‌های^۳ مشاهده شده در یک نمونه چرت قرمز رنگ، زمان تشکیل این سنگ‌ها را به بخش بالایی پرمین زیرین نسبت داده‌اند. همچنین (Zanchetta et al. 2013) با مطالعه کنودونت‌ها و رادیولرهای چندین نمونه سنگ‌های آهکی و چرتی در همتافت فریمان این سری از سنگ‌ها را متعلق به اواخر پرمین آغازین تا پرمین میانی دانسته‌اند. در ارتباط با سکانس SVMC، مطالعات بیواستراتیگرافی، سن‌های کربونیفر تا پرمین (Sheikholeslami & Kouhpeyma, 2012) را بدست داده‌اند. سن‌های رادیومتری نیز با روش Ar-Ar در مشهد بر روی دو نمونه هورنبلند گابروی، سن 281.7 ± 4.56 Ma و 277.1 ± 4.55 Ma (Ghazi et al., 2001) و در فریمان، سن 276 ± 4 Ma (Toupe et al., 2018) را بر روی آمفیبول‌های لایه پریدوتیتی روانه‌های کماتهایتی نشان داده‌اند.

۳-۶- سن سنجی U-Pb بر روی SVMC

از زمان کشف پدیده رادیواکتیو و توسعه فنون مرتبط با آن از ابتدای قرن بیستم تا کنون در اغلب شاخه‌های علوم زمین به ویژه پترولوژی سنگ‌های آذرین، دگرگونی و زمین‌شناسی اقتصادی شاهد پیشرفت‌های بسیار شگرفی بوده‌ایم. امکان تعیین سن سنگ‌ها بر اساس تلاشی عناصر رادیواکتیو بدون شک هیجان‌انگیزترین

^۱Biostratigraphy

^۲Microfaunas

^۳Conodonts

بخش از کاربردهای گوناگون ایزوتوپ‌ها و عناصر رادیواکتیو می‌باشد. سازوکار تلاشی عناصر رادیواکتیو این امکان را برای بشر فراهم نموده است تا بتواند به سمت پاسخ به سوال کلیشه‌ای سن زمین خیز بردارد. محاسبه نسبت‌های ایزوتوپی و تعیین سن رادیومتری سنگ‌های قدیمی‌تر از پرکامبرین یکی از گام‌های اساسی در این راستا می‌باشد. به طور کلی تعیین سن‌های رادیومتری بر پایه روش‌های فیزیکی مبتنی بر اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی استوار هستند. استفاده از واپاشی عناصر رادیواکتیو از اصول اولیه در این علم است. سن‌سنجی‌ها و اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی غالباً با استفاده از روش‌های طیف‌سنجی صورت می‌گیرد. ژئوکرونولوژی U-Pb به عنوان یکی از قدیمی‌ترین و دقیق‌ترین روش‌های سن‌سنجی رادیومتری مطرح است. این روش می‌تواند برای سنگ‌های تشکیل شده در حدود ۱ میلیون سال قبل تا بیش از ۴/۵ میلیارد سال قبل مورد استفاده قرار گیرد. این روش سن‌سنجی به طور عموم بر روی کانی زیرکن انجام می‌شود. کانی زیرکن متداول‌ترین کانی حاوی عناصر رادیواکتیو است و با ساختار بلوری مستحکم و متبلور در مراحل اولیه سرد شدن ماگما، برای انجام مطالعات سن‌سنجی مناسب است. زیرکن یک کانی فرعی رایج با پراکندگی زیاد در انواع سنگ‌های آذرین است. این کانی به ویژه در سنگ‌های سیلیسی‌تر مانند گرانیت، گرانودیوریت، سینیت و مونزونیت رایج بوده و در سینیت‌های نفلین‌دار بسیار رایج‌تر است (Klein & Hurlbut, 1999). زیرکن گاهی در سنگ آهک‌های بلورین، گنایس‌ها و شیست‌ها نیز یافت می‌شود. به طور کلی این کانی به علت پیدایش آن در سنگ‌های پوسته تا زینولیت‌های گوشته‌ای به عنوان یک کانی شاخص محسوب می‌شود. زیرکن یک ترکیب شیمیایی پایدار بوده و بسیار دیرگداز است. از این رو می‌تواند علاوه بر شرایط دگرگونی درجه بالا و آناکسی، در طی هوازدگی و حمل و نقل نیز مقاوم و پایدار باشد (Belousova et al, 2002). زیرکن میزبان مهمی برای عناصر رادیواکتیو اورانیوم و توریوم است (Bea, 1996). این کانی از گروه نزوسیلیکات‌هاست که دارای ترکیب شیمیایی سیلیکات زیرکونیوم به فرمول $ZrSiO_4$ می‌باشد. فرمول شیمیایی آن $(Zr_{1-y}, REE_y)(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x-y}$ نشان می‌دهد، که این کانی می‌تواند عناصر REE را در خود جذب کند. این کانی از نظر ساختار بلوری و ترکیب، دارای یک موقعیت Si تتراهدری و یک موقعیت اکتاهدري Zr است. امکان جانشینی Ti, Th, U, Hf و عناصر خاکی نادر Y و Sc در موقعیت اکتاهدري Zr

وجود دارد. ولی تنها مقادیر بسیار کمی Pb در این جایگاه پذیرفته می‌شود. در نتیجه، ساختار بلوری زیرکن با U سازگار و با Pb ناسازگار است. بنابراین، زیرکن غالباً در مذاب‌های سیلیکاته غنی از عناصر ناسازگار با شدت میدان بالا (نسبت بار به شعاع یونی بالا) تشکیل می‌شود. برای مثال تقریباً همیشه به مقدار ۱ تا ۴ درصد هافنیوم در زیرکن وجود دارد. لذا زیرکن در مطالعات ایزوتوپ‌های Hf و تعیین منشأ سنگ‌های حاوی خود بسیار حائز اهمیت می‌باشد. Pb معمول (یا متداول) به دلیل ناسازگاری با ساختار زیرکن به طور ترجیحی در زمان تشکیل زیرکن حذف شده، در حالی که ^{206}Pb و ^{207}Pb به دنبال واپاشی رادیواکتیو ایزوتوپ‌های U والد در زیرکن باقی می‌مانند (Crowley et al, 2014). به بیان دیگر می‌توان فرض نمود که تمامی سرب موجود در زیرکن رادیوژنیک است. این مسئله در ژئوکرونولوژی بسیار حائز اهمیت بوده و زیرکن را به یک کانی ویژه و کاملاً خاص تبدیل کرده است. امروزه تک بلورهای زیرکن به دلیل دمای انسداد بالا (900°C) بهترین ژئوکرونومترها هستند و می‌توانند سن‌هایی از حوادث چندگانه زمین‌شناسی را ارائه دهند (Harley & Kelly, 2007). شایان ذکر است که برخی از کانی‌های دیگر نظیر مونازیت، اسفن، زنونیم، بادلئیت و چند کانی دیگر نیز می‌توانند در این روش مورد استفاده قرار گیرند ولی جایگاه زیرکن همیشه یگانه و بی‌همتا است.

به طور کلی ژئوکرونولوژی U-Pb براساس دو زنجیره تلاشی زیر استوار است (Blatt et al., 2006):

۱- سری‌های اورانیوم از ^{238}U به ^{206}Pb ، با نیمه عمر ۴/۴۷ میلیارد سال

۲- سری‌های اکتینیوم از ^{235}U به ^{207}Pb ، با نیمه عمر ۷۱۰ میلیون سال

ایزوتوپ‌های پرتوزای سنگین نظیر ^{235}U و ^{238}U به طور معمول با خارج کردن ذرات آلفا از هسته دچار واپاشی می‌شوند. ذرات آلفا، هسته هلیوم می‌باشند که حاوی دو پروتون و دو نوترون هستند و ذرات سنگینی با وزن اتمی چهار به حساب می‌آیند. این ایزوتوپ‌ها در یک فرآیند طولانی تا تبدیل به یک ایزوتوپ پایدار نهایی چندین عنصر دختر ایجاد می‌کنند. این نسبت ایزوتوپی در آنها می‌تواند به عنوان یک زمان سنج و یا

یک ردیاب ژئوشیمیایی مورد استفاده قرار گیرد (Blatt et al., 2006). به منظور تعیین سن سنگ‌های کماته‌ایتی SVMC از روش سن سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از این سنگ‌ها استفاده گردید. در مجموع تعداد ۱۶ نمونه از بخش‌های تفریق یافته سنگ‌های کماته‌ایتی و سیل‌های گابرویی در دو مرحله جهت تعیین سن اخذ شده است. نخست تعداد ۱ نمونه از روانه‌های کماته‌ایتی برونزد یافته در پارک خورشید اخذ و به موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم زمین پکن در چین (IGGCAS) ارسال شد. پس از آماده‌سازی این نمونه‌ها زیرکن‌های جدایش یافته با روش SIMS مورد تعیین سن قرار گرفته‌اند. در مرحله دوم تعداد ۱۵ نمونه از بخش‌های تفریق یافته سنگ‌های کماته‌ایتی و سیل‌های گابرویی در نواحی مختلف SVMC نظیر چشمه‌پونه، ویرانی، شان‌دیز، زکریا و نو دره و تعداد ۸ نمونه نیز از روانه‌های هم‌تافت فریمان انتخاب شد. کلیه مراحل جدایش زیرکن این دسته از نمونه‌ها نیز در موسسه علوم زمین آندلوس دانشگاه گرانادا اسپانیا (IACT) صورت گرفته است. ابتدا نمونه‌ها با دستگاه خردایش فکی فولادی تا اندازه مناسب خرد شده‌اند. سپس نمونه‌های خردایش شده توسط یک آسیاب چرخشی^۱ با استفاده از رینگ‌های تنگستن و فولادی آسیاب^۲ در زمان معین و به دفعات آسیاب شده، تا نمونه‌ها به پودری با اندازه استاندارد بین ۱۵۰ تا ۲۵۰ میکرون تبدیل شوند. در ادامه، نمونه‌های با اندازه استاندارد $150\mu m < S < 250\mu m$ به میز لرزان Holman-Wilfley^۳ منتقل شده تا کانی‌های سنگین از کانی‌های سبک تفکیک شوند. سپس به کمک دستگاه جداساز فرانتز^۴ (Frantz Isodynamic Magnetic) کانی‌های مغناطیسی نیز جداسازی شد. در نهایت نیز عمل جدایش کانی‌های سنگین با چگالی بالا نظیر زیرکن با صافی نمونه‌ها توسط دو مایع چگال (۱) برم‌وفُرم^۵ ۹۷٪ همرا با اتانول (CHBr₃) با چگالی ۲/۸۱ و ۲ دی‌یُدومِ اتان^۶ (CH₂I₂) ۹۹٪ با چگالی ۳/۳۲۲ صورت گرفته است. پس از بررسی و جدایش کانی‌های مشکوک با استفاده از میکروسکوپ بیناکولار^۷

^۱ Rotor Mill

^۲ Grinding

^۳ Holman-Wilfley Shaking Table

^۴ Separator Frantz

^۵ Bromoform

^۶ Diiodomethane

^۷ Binocular Microscope

کانی‌ها درون قالب مونت^۱ چیده شده و گاهی پاشیده شده سپس جهت تهیه مونت از دو محلول اِپُفیکس رزین^۲ و اِپُفیکس سفت‌کننده^۳ استفاده شده است. در نهایت نیز پس از تهیه مونت، جهت آشکار شدن ساختار داخلی زیرکن‌ها تا عمقی معادل با نصف ضخامت آنها صیقل داده شد و در نهایت توسط پوشش نازکی از کربن پوشیده شدند و جهت آنالیز دستگاهی آماده گردید. قبل از آنالیز، تصاویر کاتدولومینسانس (CL) زیرکن‌ها تهیه شد. با استفاده از این تصاویر، مکان‌های مناسب برای آنالیز نقطه‌ای در قسمت‌های مختلف بلور انتخاب می‌شوند. علاوه بر تهیه تصاویر کاتدولومینسانس، تصاویر میکروسکوپی زیرکن‌ها در نورهای عبوری (Transmitted) و انعکاسی (Reflected) برای انتخاب بهترین زیرکن‌ها که فاقد شکستگی و بدون ادخال باشند، نیز تهیه شد. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپ‌های U و Pb نیز جهت سن‌سنجی به روش LA-ICP-MS (Laser Ablation Coupled with Inductively Coupled Source- Mass Spectrometry) در آزمایشگاه ژئوکرونولوژی موسسه علوم زمین آندلوس و دپارتمان پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی دانشگاه گرانادا در کشور اسپانیا انجام شد.

۴-۶- نتایج سن‌سنجی ایزوتوپی U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های SVMC

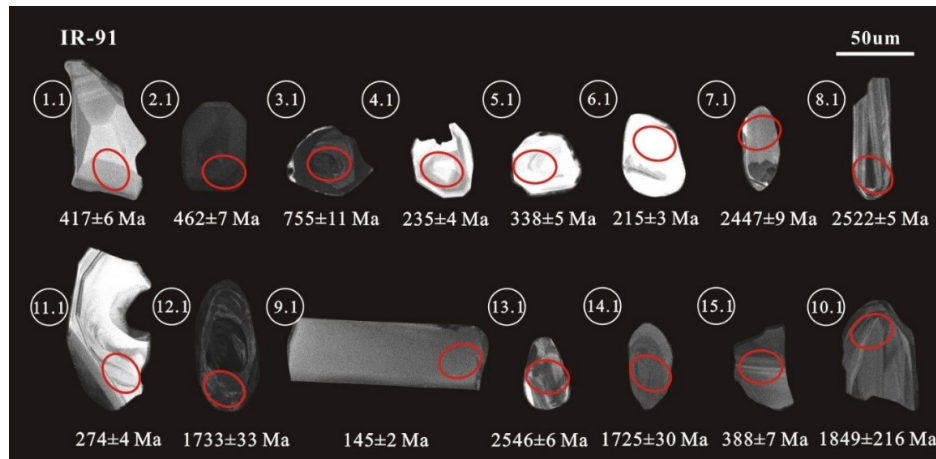
یک نمونه با کد IR-91 از روانه‌های فرامافیک رخنمون یافته در پارک خورشید جهت انجام تعیین سن U-Pb بر روی کانی زیرکن با روش SIMS انتخاب شده است. کلیه مراحل آماده‌سازی، جدایش و سن‌سنجی در موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم زمین چین در شهر پکن (IGGCAS) انجام شده است. از این نمونه تنها حدود ۲۰ زیرکن بدست آمد، که بیشتر دانه‌های آن دارای ریخت‌شناسی نامنظم و اندازه کوچک حدود ۵۰ میکرون و بدون زون‌آسیون واضح در تصویر CL می‌باشند. همچنین ویژگی‌های کاتدولومینسانس زیرکن‌ها به طور قابل توجهی باهم متفاوت است. به طور کلی ۱۵ آنالیز بر روی ۱۵ زیرکن این نمونه انجام شد و طیف گسترده‌ای از مجموعه سن‌ها بدست آمد. به طوری که ۷ آنالیز سن پراکامبرین

¹ Mount

² EpoFix Resin

³ EpoFix Hardener

(0.75-2.5 Ga)، ۵ آنالیز سن پالئوزوئیک (462-274Ma) و ۳ نمونه باقی مانده سن مزوزوئیک (-235 148Ma) را نشان می‌دهند.



شکل ۱-۶- تصویر CL از زیرک‌های جدا شده از نمونه کماته‌ایتی IR-91 که به صورت زاویه دار و منشوری و در اندازه کوچک تا متوسط وجود دارند.

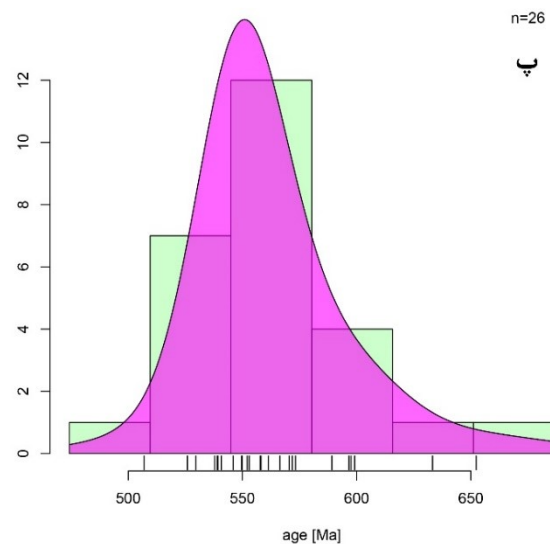
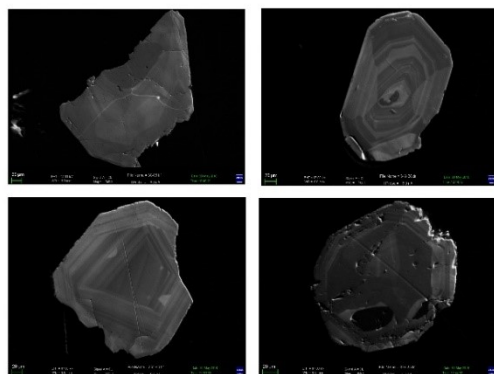
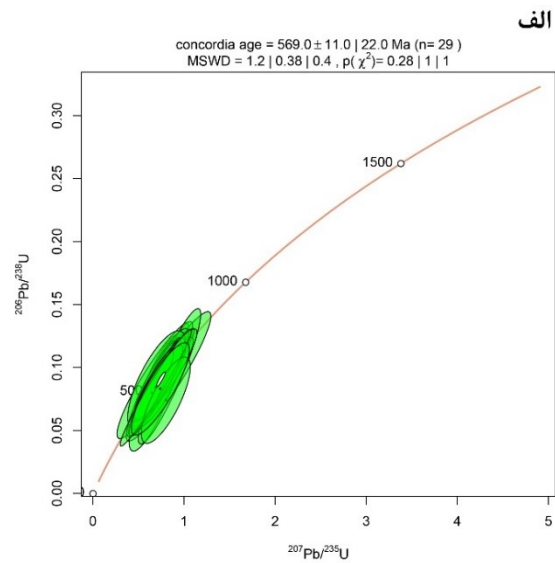
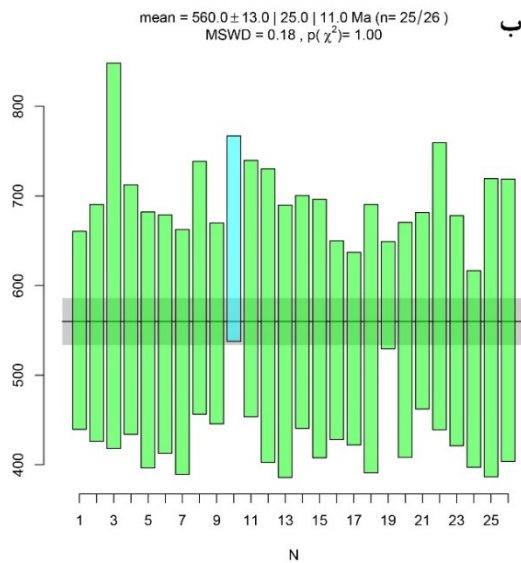
در تلاش دوم جهت تعیین سن این مجموعه از سنگ‌ها تعداد ۱۵ نمونه از زون گابرویی روانه‌های کماته‌ایتی و سیل‌های گابرویی SVMC و تعداد ۸ نمونه از زون گابرویی روانه‌های کماته‌ایتی تفریق یافته همتافت فریمان (FC) انتخاب شد. این نمونه‌ها به آزمایشگاه ژئوکرونولوژی موسسه علوم زمین آندلوس و گروه پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی دانشگاه گرانا اسپانیا منتقل و فرآیند آماده‌سازی و جداسازی زیرک‌های آنها انجام شد. متأسفانه اکثر نمونه‌ها فاقد زیرک بوده و تنها نمونه‌های ZKR-11 و ZKR-12 از مجموعه SVMC حاوی زیرک بوده‌اند. در ارتباط با نمونه‌های FC و نمونه ZKR-11 از SVMC به دلیل ناکافی بودن زیرک‌ها امکان سن‌سنجی این نمونه‌ها میسر نشد. لازم به ذکر است که نمونه‌های انتخاب شده و آماده‌سازی شده در جدول ۱-۶ نشان داده شده است.

به طور کلی نتایج سن‌سنجی بسیار خوب است. به طوری که همه داده‌ها سازگار (Concordant) بوده و زیرک‌ها فاقد زون‌بندی می‌باشند. سن استاندارد‌های ثانویه نیز با دقت $\pm 10 \text{ Ma}$ است. این زیرک‌ها شکل دار تا نیمه شکل دار بوده و اندازه آنها حدود ۵۰ تا ۲۰۰ میکرون می‌باشد. به طور کلی سن‌های $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ بدست آمده از این نمونه نیز سه گروه سنی زیر را نشان می‌دهند:

جدول ۶-۱- نمونه‌های اخذ شده از SVMC جهت تعیین سن، کلیه مراحل آماده سازی در کشور اسپانیا صورت گرفته است.

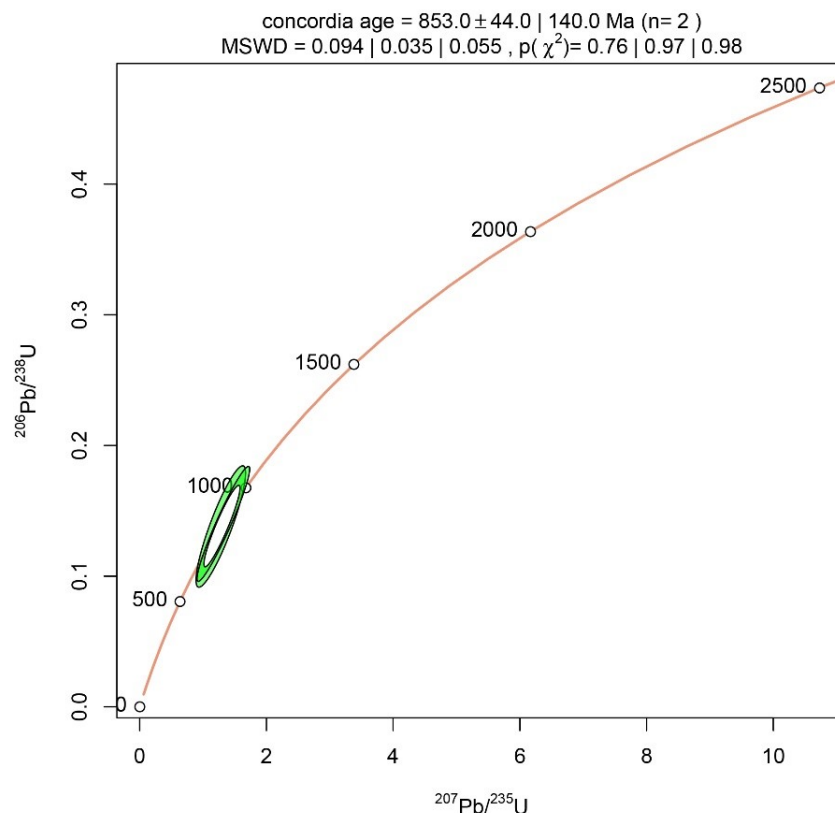
NO.	SAMPLE	Locality	Rocktype	TYPE
1	NAM-28	728408 4016550	Komatiite"Gabbro"	TS
2	SAV-2321	727609 4015849	Komatiite"Gabbro"	MOUNT
3	SAV-25	727692 4015774	Komatiite"Gabbro"	MOUNT
4	SAV-26	727692 4015774	Komatiite"Gabbro"	TS
5	SAV-26	727692 4015774	Komatiite"Gabbro"	MOUNT
6	SAV-9	727943 4016529	Gabbro	MOUNT
7	SFS-1	FC	Komatiite	TS
8	SFS-18	249252 3955664	Komatiite"Gabbro"	TS
9	SFS-2526	769835 3960127	Komatiite"Gabbro"	MOUNT
10	SFS-31	FC	Komatiite"Gabbro"	MOUNT
11	SFS-33	250444 3951058	Komatiite"Gabbro"	TS
12	SFS-33.38	250444 3951058	Komatiite"Gabbro"	MOUNT
13	SFS-38	251261 3950874	Komatiite"Gabbro"	TS
14	SFS-42	FC	Komatiite"Gabbro"	MOUNT
15	VIR-17	712153 4031523	Komatiite"Gabbro"	MOUNT
16	VIR-19	712153 4031523	Komatiite"Gabbro"	TS
17	VIR-43	SVMC	Komatiite"Gabbro"	MOUNT
18	ZKR-11	SVMC	Gabbro	MOUNT
19	ZKR-12	SVMC	Komatiite"Gabbro"	MOUNT
20	ZKR-12/2	SVMC	Gabbro	MOUNT
21	ZKR-12/3	SVMC	Gabbro	MOUNT
22	ZKR-3	726131 4016741	Gabbro	MOUNT
23	ZOO-4	SVMC	Komatiite"Gabbro"	MOUNT

۱- گروه سنی اول شامل نئوپروتروزوئیک پسین (Ediacaran) یا حدود ۵۶۰ میلیون سال است. سن‌های بدست آمده به خوبی به این دوره زمانی محدود می‌باشند. جالب توجه است که در بیشتر زیرکن‌ها این سن هم در هسته و هم در حاشیه مشاهده می‌شود. این سن احتمالاً مربوط به ابر قاره گندوانا می‌باشد. نمودارهای سازگاری سن به دست آمده از روش U-Pb، نمودارهای میانگین سنی و چگالی احتمالی و تصاویر CL زیرکن‌ها در شکل‌های (۶-۲) آورده شده است.



شکل ۶-۲ الف) نمودار سازگاری سن به دست آمده بر اساس روش U-Pb ب) نمودار میانگین سنی نشان‌دهنده تغییرات مقادیر سنی به دست آمده از تعیین سن زیرکن‌های نمونه گابرویی، پ) نمودار چگالی احتمالی، ت) تصویر CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گابرویی ZKR-12 از SVMC.

۲- گروه سنی دوم شامل نئوپروتریوزوئیک پیشین (Tonian) است. فقط یک زیرکن با این دوره سنی وجود دارد. این سن هم در هسته و هم در حاشیه مشاهده می‌شود. در شکل ۶-۳ نیز نمودار سازگاری این سن نشان داده شده است.

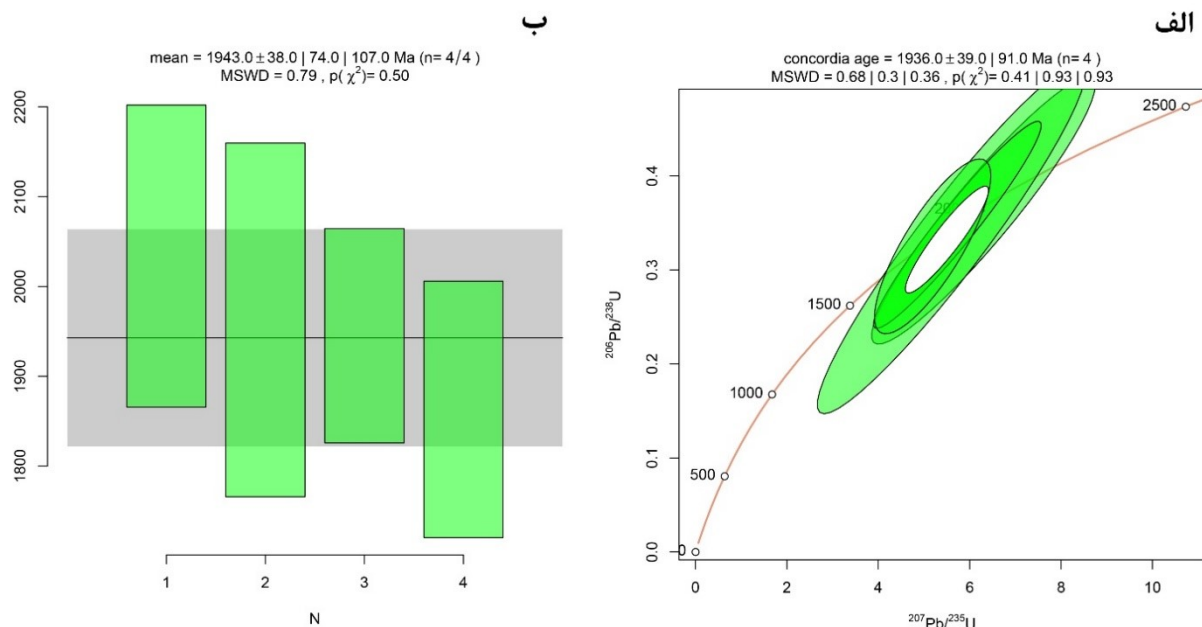


شکل ۳-۶- نمودار سازگاری سن به دست آمده بر اساس روش U-Pb برای نمونه ZKR-12 از SVMC.

۳- گروه سنی سوم مربوط به پالئوپروتروزوئیک می‌باشند. به طور کلی سه زیرکن با این اِراتم زمانی وجود دارد. لازم به ذکر است که سن‌های بدست آمده دارای سازگاری بالایی می‌باشند. این سن احتمالاً در ارتباط با ابر قاره کلمبیا (Columbian supercontinent) است. در شکل ۴-۶ نیز نمودارهای سازگاری سن به دست آمده از روش U-Pb و نمودارهای میانگین سنی ارائه شده است.

بررسی این سن‌ها حاکی از آن است که سن تبلور مجموعه فرامافیک و مافیک SVMC را می‌توان نئوپروتروزوئیک پسین (Ediacaran) در نظر گرفت. زیرکن‌های با سن پالئوپروتروزوئیک نیز احتمالاً مربوط به زیرکن‌های موروثی پی‌سنگ می‌باشند. شایان ذکر است که تعیین سن‌های انجام شده بر روی انواع سنگ‌های سازنده مجموعه دگرگونی پی‌سنگی ایران (به غیر از سن‌های مربوط به زیرکن‌های موروثی) از

۶۰۰ میلیون سال قدیمی تر نیستند. لذا باید برای شناخت تحولات سنگ‌شناسی، بازه‌های زمانی بیش از ۶۰۰ میلیون سال پیش، پاسخ را در مقیاسی جهانی و بزرگتر جستجو کرد.



شکل ۴-۶- الف) نمودار سازگاری سن به دست آمده بر اساس روش U-Pb (ب) نمودار میانگین سنی زیرکن‌های نمونه گابرویی برای نمونه ZKR-12 از SVMC.

۵-۶- تفسیر و تلفیق نتایج سن سنجی ایزوتوپی U-Pb با شواهد صحرایی

همانطور که قبلاً اشاره شد تا به امروز جایگاه سنی سنگ‌های فرامافیک و مافیک SVMC براساس شواهد چین‌شناختی یا روش سن‌سنجی ایزوتوپی Ar-Ar، تعبیر و تفسیر شده است. بر این اساس نیز سن‌های متفاوتی از دونین- کربنیفر، اردوویسین، دونین- پرمین و اواخر پرمین برای مرموزترین رخنمون‌های فرامافیک ایران در SVMC پیشنهاد شده است. نتایج سن‌سنجی بدست آمده از این سنگ‌ها در این پژوهش با روش قابل اطمینان U-Pb و بر روی کانی مقاوم و مناسب زیرکن بسیار جالب، چالش‌برانگیز و حتی گیج‌کننده است. این نتایج با سن‌های گذشته بسیار متفاوت هستند. نتایج نشان می‌دهند که این سنگ‌ها می‌توانند بسیار قدیمی‌تر از آنچه که بنظر می‌رسد، باشند. اما با اهمیت‌ترین نکته در قبول این سن‌ها تطابق آن با شواهد صحرایی است. که البته باید اعتراف کرد، بررسی آن در SVMC با توجه به دگرشکلی، دگرگونی و دگرسانی‌های گسترده و نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی بعدی کاری بسیار دشوار و سخت است. در سن‌سنجی-

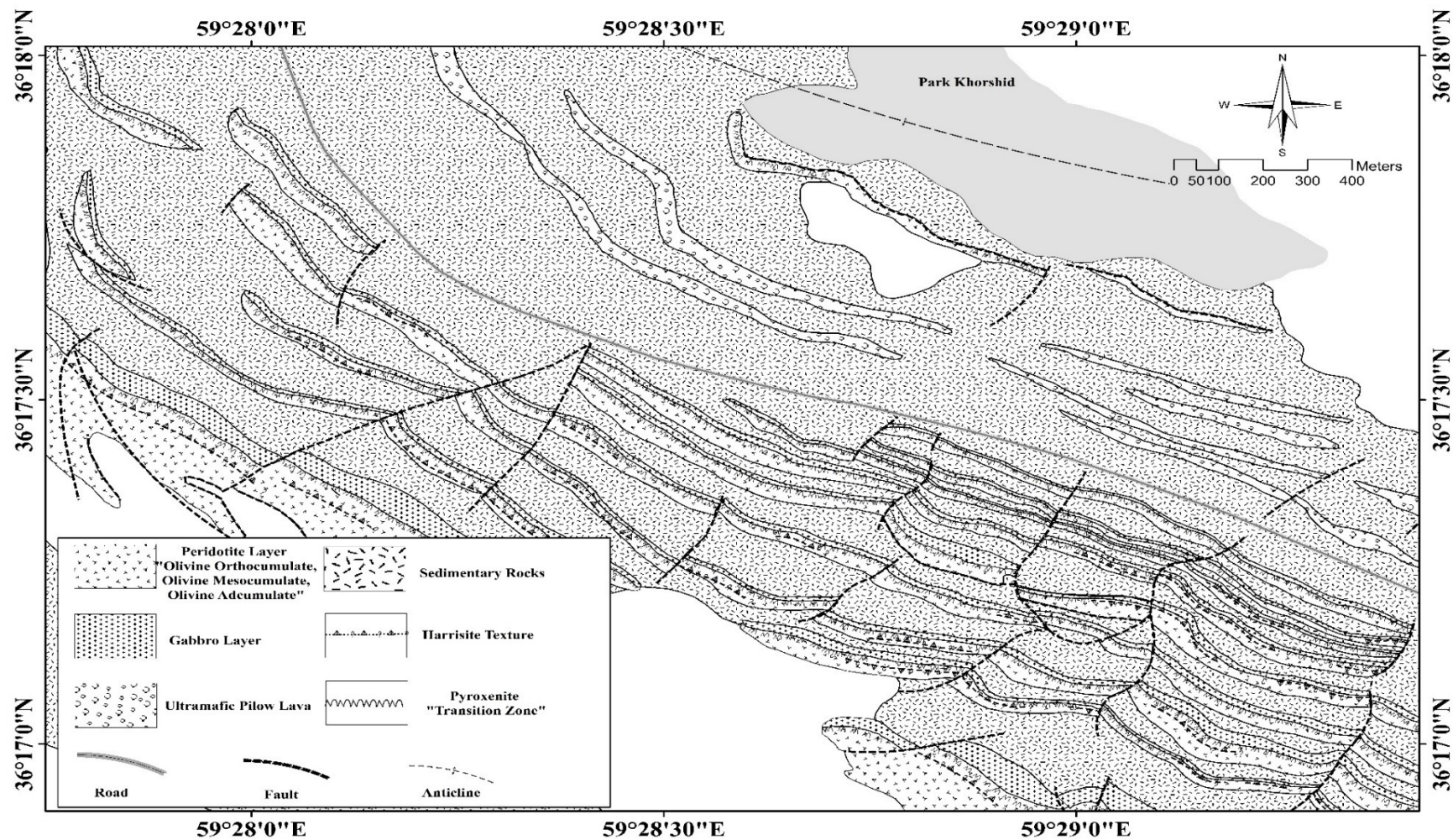
های U-Pb انجام شده به روش LA-ICP-MS در اسپانیا بر روی نمونه ZKR-12 تمامی سن‌های بدست آمده متعلق به ائون پرکامبرین می‌باشند. سن‌های بدست آمده از سن‌سنجی U-Pb نمونه IR-91 نیز که به روش SIMS در چین انجام شده است، به استثنای ۵ زیرکن متعلق به پالئوزویک و ۳ زیرکن متعلق به مزوزویک، به طور غالب در محدوده سنی پرکامبرین می‌باشند. اما در مقابل در رخنمون‌های صحرایی هر چند که در بیشتر مواقع مرز روانه‌های کماتهای با رسوبات دربرگیرنده‌شان تکتونیکی است. اما در برخی از نقاط نظیر باختر پارک خورشید و در بررسی یک روانه فرامافیک این مرز بسیار مشکوک است و احتمالاً تکتونیکی نمی‌باشد (شکل ۲-۵). سیل‌های گابرویی نیز در برخی از نقاط نظیر چشمه‌پونه، زکریا و به ویژه در باختر پارک خورشید شواهد غیر قابل انکاری از نفوذ و تزریق‌شان در رسوبات در برگیرنده‌شان نشان می‌دهند (شکل‌های ۲-۶، ۶-۶). شایان ذکر است که سن رسوبات دربرگیرنده سنگهای فرامافیک و مافیک بر اساس مطالعات بیواستراتیگرافی به دونین تا پرمین نسبت داده شده است. البته تمامی مطالعات بیواستراتیگرافی در مناطقی دورتر از رخنمون‌های فرامافیک و مافیک SVMC صورت گرفته است. حال برای تفسیر این تناقض سه فرضیه می‌تواند مطرح باشد.

I- نخستین فرض پذیرش فرضیه متعلق بودن رخنمون‌های اولترامافیک- مافیک به ائون پرکامبرین است. بر اساس این فرضیه مجموعه سنگی SVMC به عنوان یک مجموعه تکتونیک ملانژ و نه یک توالی چینه‌نگاری واقعی در نظر گرفته می‌شود. در زون‌های فرورانش تعامل بین ملانژها و آبرتراست‌ها می‌تواند سنگ‌های قدیمی فرامافیک و مافیک را با رسوبات جوانتر درهم آمیزد. در نگاه اول به نظر می‌رسد که این فرضیه می‌تواند توجیح و تفسیر کننده سن‌های بدست آمده U-Pb بر روی کانی زیرکن این سنگ‌ها باشد. اما شواهد صحرایی سرگذشتی دیگر برای سنگ‌های این هم‌تافت بازگو می‌کند. مرزهای واحدهای فرامافیک در برخی از روانه‌ها به طور بسیار مشکوک غیر تکتونیکی است (شکل ۲-۵، ۶-۵ و ۶-۶). بعلاوه در هم آمیختگی روانه‌های بالشی فرامافیک با رسوبات همراه در SVMC و به ویژه در هم‌تافت فریمان (شکل ۷-۶) در کنار

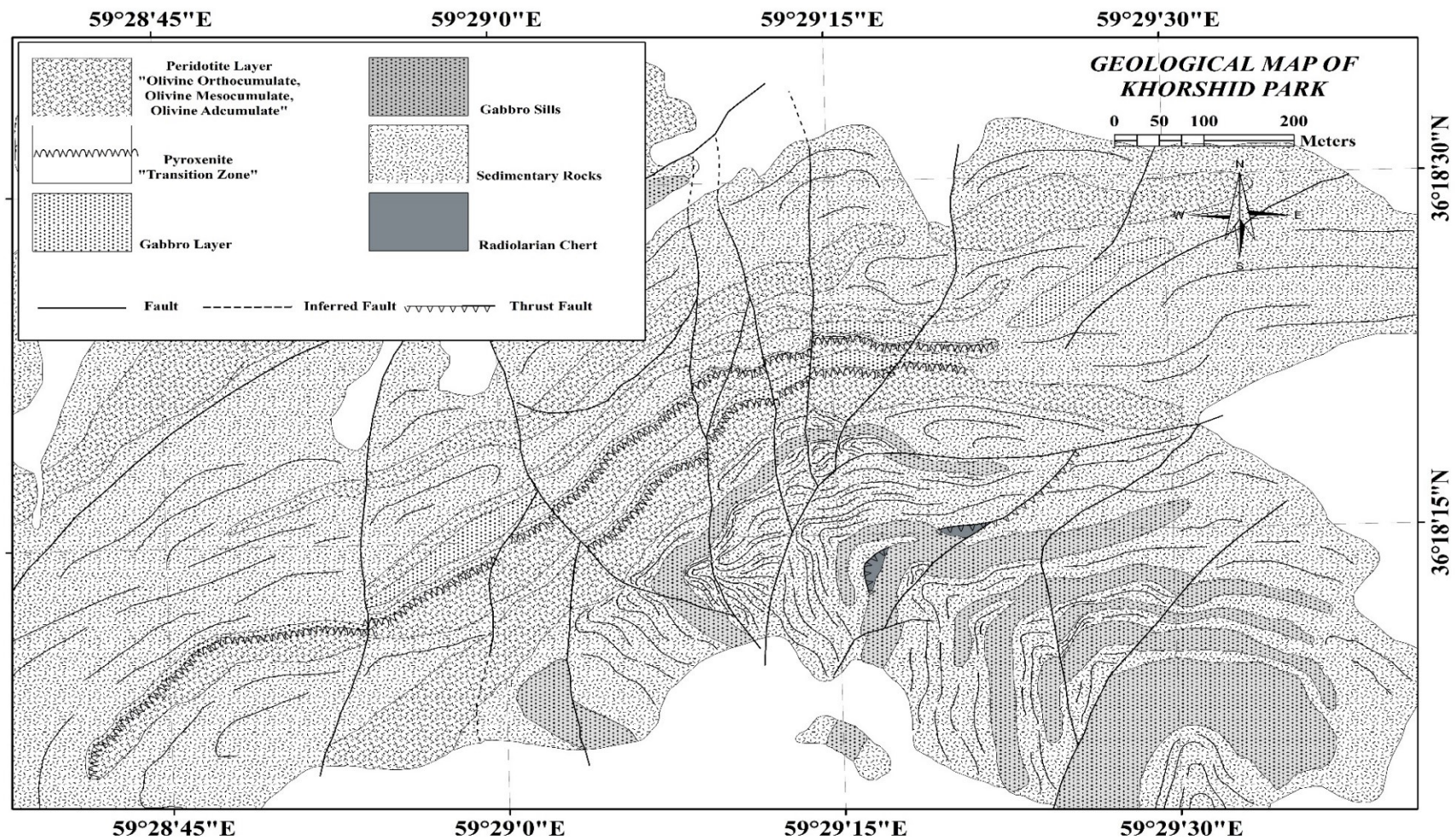
سیل‌های آمفیبول گابرویی پارک خورشید که به طور قطع در این مجموعه سنگی نفوذ کرده‌اند (شکل ۶-۲، ۶-۶)، شواهدی غیر قابل انکارند که می‌توانند به صورت بسیار جدی بنیان این فرضیه را سست نمایند.

II- دومین فرض آنست که سن‌های پرکامبرین بدست آمده از طریق سن سنجی U-Pb همگی موروثی و متعلق به پی‌سنگ قدیمی و نادیده ایران باشند. این فرضیه بنظر قابل قبول‌تر از فرضیه نخست بوده و می‌تواند شواهد مستدل صحرایی و درهم آمیختگی روانه‌های کماته‌ایتی با رسوبات همراهشان را که در برخی از سکانس‌ها کاملاً هویداست را توجیه کند. اما اگر بخواهیم در بررسی این فرضیه نیز جانب عدالت را رعایت کرده و منصفانه قضاوت نماییم باید اعتراف کرد که پذیرش این فرضیه نیز با چالش‌ها و تضادهای روبرو است. به طوری که: ۱- بیش از ۸۰ درصد زیرکن‌ها- سن ائون پرکامبرین را نشان می‌دهند، ۲- تمام نمونه‌ها کاملاً سازگار بوده و ویژگیهای موروثی نشان نمی‌دهند، ۳- سن‌های حاشیه و مرکز زیرکن‌ها به طور کامل بر هم منطبق می‌باشند. با توجه به شواهد ذکر شده پذیرش این فرضیه نیز چندان آسان نیست.

III- فرضیه سوم آنست که روانه‌های کماته‌ایتی و سیل‌های گابرویی با توجه به شواهد صحرایی و زمین-شناختی همگی متعلق به اواخر پالئوزوئیک بوده و زیرکن‌های با سن پرکامبرین نیز از منابع لیتوسفری عمیق‌تر به ارث رسیده باشند. به بیان دیگر بر اساس این فرضیه زیرکن‌های پرکامبرین را می‌توان به عنوان زینوکریست‌های در نظر گرفت که از دایک‌ها و رگه‌های قدیمی‌تر (پرکامبرین) در سطوح عمیق‌تر گوشته ابرقاره گندوانا وارد ماگمایی تشکیل دهنده کماته‌ایت‌های SVMC شده است. در صورت پذیرش این فرض به نظر می‌رسد که این فرضیه بتواند حضور زیرکن‌های با سن پرکامبرین در روانه‌های کماته‌ایتی اواخر پالئوزوئیک SVMC را تفسیر نماید. در سایر نقاط دنیا نیز زیرکن‌های از سنگ‌های گوشته بالایی به ندرت تعیین سن شده‌اند. بیشتر دانه‌های تعیین سن شده از کیمبرلیت‌ها بازیابی شده‌اند، جایی که زیرکن‌ها به صورت مگا کریست‌هایی در اندازه‌های سانتی‌متری وجود دارند (Davis et al., 1976; Kinny et al., 1989; Griffin et al., 2000).



شکل ۶-۵- نقشه زمین‌شناسی-ساختاری باختر مشهد محدوده نو دره تا چشمه پونه.



شکل ۶-۶- نقشه زمین‌شناسی-ساختاری چین خوردگی پارک خورشید.



شکل ۶-۷- مخلوطی از گدازه‌های بالشی و رسوبات متعلق به اواخر پالئوزوئیک در همتافت فریمان.

در بیشتر موارد زیرکن‌های کیمبرلیتی تقریباً سن جایگیری میزبان کیمبرلیتی را نشان می‌دهد، این بدان معنی است که منشا مگاکریست‌های زیرکن به ماگمایی کیمبرلیتی وابسته است و یا به طور پیوسته ساعت ایزوتوپی زیرکن در دماهای پیرامون گوشته باز تنظیم شده است. Kinny et al. (1989) پیشنهاد می‌کند که این زیرکن‌ها یک اپیزود^۱ یا دوره از ماگماتیسم کیمبرلیتی آرکن در گوشته را ثبت کرده‌اند. تعیین سن‌های انجام شده در چنین نواحی بر روی زیرکن‌های گوشته‌ای سن ائون پرکامبرین را نشان می‌دهند. به عنوان مثال کیمبرلیت‌های پرمین بوتسوانا^۲ که دارای زیرکن‌های با سن ۲۸۰۵ Ma تا ۲۱۲۵ Ma می‌باشند. و یا زینوکریست‌های زیرکن در دایک‌های ژورموآ^۳ که با سن ۳/۱ Ga قدیمی‌ترین زیرکن‌های پیدا شده از گوشته زمین را شامل می‌شوند (Peltonen et al., 2015).

^۱ Episode

^۲ Botswana

^۳ Jormua

با این توصیفات و بر اساس این فرضیه سن‌های جوان به دست آمده از برخی زیرکن‌ها نیز، که همگی در نمونه IR-91 می‌باشند، به احتمال زیاد بیانگر از دست رفتن سرب یا حوادث بعدی تحمیل شده بر این سنگ‌ها است و نباید آنها را سن تبلور یا سن تشکیل سنگ به حساب آورد. در ضمن فراوانی آماری آنها بسیار کم است. پدیده دگرریختی از جمله حوادثی است که می‌تواند سن سنگ را تحت تاثیر قرار دهد. پدیده‌ای که در پارک خورشید محل نمونه برداری نمونه IR-91 به خوبی مشخص است. برخی از فرآیندهای مهم دیگر برای از دست رفتن سرب عبارتند از :

۱- انتشار مداوم (continuous diffusion) و یا شستشو (leaching) (Ahrens, 1955): هسته‌های نوزاد با نیمه عمر کوتاه حاصل از واپاشی سری اورانیوم به داخل ترک‌های ریز شبکه کانی وارد شده و به دلیل انرژی ساطع شده در طی واپاشی باعث خارج شدن سرب رادیوژن توسط انتشار یا شستشو می‌شود.

۲- مدل اتساع پذیری: این مدل توسط Goldrich & Mudery, (1972) ارائه شده است. بر اساس این مدل، کانی بر اثر واپاشی آلفای حاصل از اورانیوم، توریوم و هسته‌های نوزاد آنها، در معرض صدمات تشعشی قرار گرفته و شبکه‌های موئین میکروسکوپی در کانی تشکیل می‌شود که آب از طریق آنها به داخل بلور نفوذ می‌کند. دامنه صدمات تشعشی با افزایش سن کانی و غلظت بالای اورانیوم و توریوم در کانی افزایش می‌یابد (Silver & Deutsch, 1963). مقدار سربی که به داخل این سیال انتشار می‌یابد در داخل بلور به طور محکم نگه داشته می‌شود تا فرآیند بالآمَدگی یا فرسایش، باعث آزاد شدن فشار از روی کانی شود. اتساع بلور زیرکن باعث خروج آب همراه با سرب رادیوژن محلول در آن می‌شود. از دست دادن سرب رادیوژن در کمپلکس‌های متبلور پی‌سنگی سپرهای پرکامبرین به دلیل بالآمَدگی و فرسایش به طور مهم به این مدل نسبت داده شده است (Goldrich & Mudery, 1972).

۳- هوازدگی شیمیایی (weathering): هوازدگی شیمیایی ممکن است در مواردی باعث ناهمبستگی الگوهای زمانی به دلیل به هم ریختگی نسبت به هسته‌های رادیوژن در سیستم U-Pb شود (Stern et al, 1961).

۴- اندازه کانی: کانی‌های زیرکن کوچکتر به دلیل دارا بودن نسبت بالای سطح به حجم در مقایسه با زیرکن‌های بزرگتر، بیشتر در معرض از دست دادن سرب قرار دارند.

۵- غلظت اورانیوم: زیرکن‌های دارای مقادیر کم اورانیوم، نسبت به زیرکن‌های غنی از اورانیوم، سرب رادیوژن کمتری از دست می‌دهند. صدمات تشعشعی در کانی‌های غنی از اورانیوم بیشتر است.

با توجه به شواهد موجود بنظر می‌رسد که فرضیه سوم با واقعیت زمین‌شناختی این سنگ‌ها سازگار تر باشد. به طور خلاصه و بر اساس این فرضیه سنگ‌های کماته‌ایتی SVMC با سن اواخر پالئوزوئیک حاوی زیرکن‌های از منشا گوشته‌ای این روانه‌ها است که سن ائون پرکامبرین را نشان می‌دهند. در روانه‌های کماته‌ایتی زیرکن به ندرت تشکیل می‌شود و تا کنون نیز گزارشی از تعیین سن زیرکن در روانه‌های کماته‌ایتی در سایر نقاط دنیا نیز نشده است (به طور معمول تعیین سن‌های U-Pb انجام شده بر روی کانی زیرکن در سکانس‌های کماته‌ایتی مربوط به بخش‌های داسیتی تفریق یافته این مجموعه‌ها است) این مسئله پذیرش این فرضیه را قوت می‌بخشد.

فصل ۷ (CHAPTER VII)

پتروژنز و تحولات زمین دینامیکی

PETROGENESIS & GEODYNAMIC EVOLUTION

۷ پتروژنز و تحولات زمین‌دینامیکی (Petrogenesis and Geodynamic Evolution)

۷-۱ مقدمه

پتروژنز شامل آن بخش از علم سنگ‌شناسی است که بر اساس گستره‌ای از داده‌های زمین‌شناختی، ساختاری، تجربی، ترمودینامیکی و ژئوشیمیایی به بررسی خاستگاه و تحولات مجموعه‌های سنگی یک ناحیه می‌پردازد. مجموعه سنگ‌های رسوبی و ماگمایی دگرگون شده SVMC با نشانه‌های گسترده‌ای از رخداد‌های دگرگونی، دگرسانی، فعالیت‌های ماگمایی و ساختاری تاریخچه پیچیده‌ای از تحولات زمین‌شناختی را به نمایش گذاشته است. این تاریخچه پیچیده زمین‌دینامیکی، روانه‌های اولترامافیک این ناحیه را به مرموزترین رخنمون‌ها اولترامافیک ایران بدل کرده است. رخنمون‌هایی که سال‌های متوالی به عنوان بخش‌های پریدوتیتی یک توالی افیولیتی پنداشته می‌شد. حتی امروز نیز برخی پژوهشگران با تمامی شواهد مبنی بر رد نظریه افیولیتی همچنان این سنگ‌ها را بخشی از این توالی می‌دانند. در این فصل ابتدا تمامی داده‌های موجود از این گدازه‌ها نظیر روابط صحرایی، پتروگرافی، چینه‌نگاری داخلی، ژئوشیمیایی و زمین‌شناسی ایزوتوپی را تلفیق نموده و در نهایت یک مدل معقول از تحولات ژئودینامیکی و زمین‌شناختی SVMC ارائه خواهیم داد.

۷-۲ نقش تبلور تفریقی

بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی کماتهای SVMC حاکی از آن است که این سنگ‌ها احتمالاً بر اثر فرایند تبلور بخشی اسپینل، الوین، کلینوپیروکسن و در نهایت پلاژیوکلاز از یک ماگمای فرامافیک کوماتی‌ای تشکیل شده‌اند. گرانی‌های بسیار پایین، حرارت بسیار بالا در زمان فوران و ترکیب فرامافیک سبب سقوط و ته‌نشست آسان بلورهای الوین، اسپینل و کلینوپیروکسن و شناوری پلاژیوکلاز در یک مذاب کمات‌ای می‌شود. این پدیده منجر به تشکیل تجمع‌های بلوری

بخش زیرین این توالی سنگی خواهد شد. در فشارهای سطحی، الیوین به همراه مقادیر اندکی کروم اسپینل، تنها کانی لیکیدوس در طیف گسترده‌ای از فرآیند تبلور است (Kareem, 2005). در نمودارهای هارکر یا دو متغیره عناصر اصلی و فرعی در برابر *mg-number* نمونه های SVMC به طور معمول دو روند خطی مثبت یا منفی نشان می‌دهند، که بخوبی اثبات کننده نقش تبلور تفریقی الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در آنها می‌باشد (شکل ۵-۴، ۵-۵). در این نمودارها، دو روند خطی در لایه پریدوتیتی-کلینوپیروکسنیتی کماتهایت‌ها و لایه گابرویی کماتهایت‌ها-سیل‌های گابرویی دیده می‌شود. نمونه‌های لایه پریدوتیتی و کلینوپیروکسنیتی کماتهایت‌ها دارای روندی مثبت با شیب نسبتاً زیاد و نمونه‌های مربوط به لایه گابرویی کماتهایت‌ها و سیل‌های گابرویی دارای روند مثبت با شیب ملایم می‌باشند. روند اول (پریدوتیت و کلینوپیروکسنیت) حاوی مقادیر بالاتری از MgO می‌باشد. بر اساس بررسی‌های پتروگرافی، لایه پریدوتیتی دارای بافت انباشتی بوده که الیوین به عنوان فاز انباشتی (کومولوس) و کلینوپیروکسن به عنوان فاز بین‌انباشتی (اینترکومولوس) کانی‌شناسی آن را تشکیل داده است. از این لایه به سمت لایه کلینوپیروکسنیتی، به صورت تدریجی کانی کلینوپیروکسن بیشتر و بزرگ‌تر و الیوین‌ها کمتر و کوچک‌تر می‌شوند. به طوری که کانی‌های درشت کلینوپیروکسن و بلورهای ریز گردشده الیوین، کانی‌شناسی اصلی این لایه را تشکیل می‌دهند. بر روی نمودارهای دو متغیره هم CaO و هم FeOT دارای روندی کاهشی با افزایش *mg-number* می‌باشند (شکل ۵-۴)، این روند به همراه روند مثبت با شیب زیاد MgO و ویژگی‌های کانی‌شناسی این سنگها به طور آشکار اثبات کننده تبلور تفریقی الیوین در آنها است. روند دوم (زون گابرویی کماتهایت‌ها و سیل‌های گابرویی) نسبت به روند اول دارای مقادیر پایین‌تری از MgO می‌باشد. بر اساس بررسی‌های پتروگرافی، کانی‌شناسی اصلی این دسته از سنگ‌ها شامل کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است. کلینوپیروکسن در زیر زون حاوی پلاژیوکلاز زون گذار یا میانی، در کمترین مقدار است و به سمت لایه گابرویی کماتهایت‌ها و سیل‌های گابرویی، افزایش می‌یابد. پلاژیوکلاز دارای روند عکس است. میزان

پلاژیوکلاز در زیر لایه حاوی این کانی در زون گذار، در بیشترین مقدار است و به سمت لایه گابرویی کماتهایت‌ها و سیل‌های گابرویی، کاهش می‌یابد. در نمودارهای دو متغیره این دسته نمونه‌ها، FeO_T با افزایش mg-number دارای روندی کاهشی است و بر عکس آن CaO و Al_2O_3 روندی افزایشی نشان می‌دهند (شکل ۴-۵). این روندها نیز به همراه ویژگی‌های پتروگرافی و چینه نگاری داخلی اثبات کننده تبلور تفریقی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در ادامه تبلور تفریقی الیوین است. روند مثبت Sc با mg-number و همچنین روند مشابه Sc با CaO در این دسته از سنگ‌ها تأیید کننده نقش تبلور تفریقی کلینوپیروکسن در آنها است. روند مشابه Sr با Al_2O_3 و CaO و همچنین میزان پایین‌تر Sc در نمونه‌های زیر لایه غنی از پلاژیوکلاز زون گذار (شکل ۴-۵ و ۵-۵)، و آنومالی منفی Eu در این زیر لایه (شکل ۷-۵)، به روشنی به نقش تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در این مرحله اشاره می‌کنند. در این نمونه‌ها Ni در برابر mg-number دارای روندی‌های مثبت کاملاً مشابه با روند MgO است (زیرا نیکل جانشین منیزیم در الیوین می‌شود، شکل ۵-۵). از این رو می‌توان نتیجه گرفت که تبلور تفریقی الیوین تمرکز نیکل را در کماتهایت‌های SVMC کنترل کرده است. Cr نیز روندی مشابه با Ni و MgO نشان می‌دهد. (Arndt et al. (2008) روند مشابه کروم با MgO را نشان دهنده تبلور تفریقی همزمان کرومیت با الیوین می‌دانند. در مطالعات پتروگرافی نیز حضور کروم اسپینل به صورت ادخال در داخل الیوین و در بین دانه‌های الیوین، نشانگر این همزمانی تبلور است.

الگوی عناصر نادر خاکی این کماتهایت‌ها نیز با مدل تبلور تفریقی کاملاً سازگار است. در شکل ۷-۵ الف، الگوی میانگین لایه‌های مختلف روانه‌های کماتهایتی نمایش داده شده است. همانطور که در این شکل ملاحظه می‌شود این نمونه‌ها دارای روندهای تقریباً موازی بوده و فراوانی REE‌ها با پیشرفت تفریق افزایش یافته است. این شواهد به خوبی با شواهد صحرایی و ویژگی‌های پتروگرافی لایه‌های مختلف و با مدل تبلور تفریقی هم‌خوانی دارد.

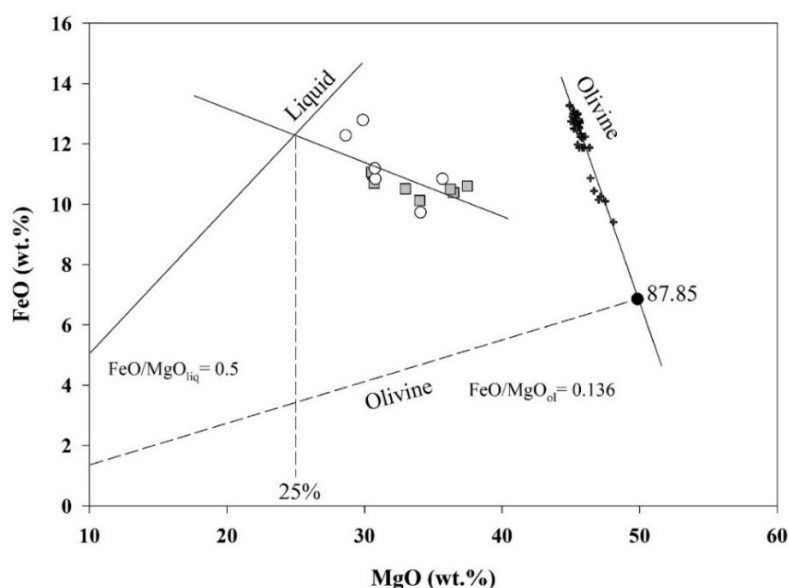
۷-۳ ترکیب و دمای فوران ماگمای کماته‌ایتی

در این مطالعه، مقدار MgO و کمترین دمای فوران ماگمای والد کماته‌ایت‌های SVMC با استفاده از روش تلفیق ترکیب الیوین و آنالیز سنگ کل محاسبه شده است. این روش به تفصیل توسط (Robin-popieul et al. (2012 و Arndt et al. (2008 توضیح داده شده است. بر طبق این روش، به منظور تعیین ترکیب میانگین الیوین در لایه پریدوتیتی و یا الیوین کومولایی در روانه‌های کماته‌ایتی مورد مطالعه، از نقطه برخورد خط کنترل الیوین استفاده شده است. محتوی MgO این میانگین الیوین به عنوان مقدار کمینه برای نخستین الیوین متبلور شده در ماگما در نظر گرفته شده است. البته این موضوع زمانی امکان پذیر است که این ترکیب با الیوین‌های سالم آنالیز شده به وسیله روش الکترون میکروپروب قابل مقایسه باشد. سپس خط تقریبی تفريق الیوین در نمودار FeO در برابر MgO ترسیم شده است. در نهایت نیز از یک خط مستقیم و ضریب توزیع به شرح زیر استفاده شده است:

$$\frac{\text{FeO/MgO}_{\text{Olivine}}}{\text{FeO/MgO}_{\text{Liquid}}} = 0.38 \quad \text{Matzen et al's (2010)}$$

به صورت تقریبی، محتوای MgO ماگمای والد محاسبه شده است. از آنجا که بلور الیوین حاوی FeO است و نه Fe₂O₃ و با توجه به اینکه نتایج XRF به صورت Fe₂O₃ ارائه شده است، با استفاده از روش (Robin-popieul et al. (2012 که در واقع همان روش تغیر یافته بارنز می‌باشد محتوی FeO از طریق معادله $\text{FeO} = \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}} * (0.8 + 0.004 * \text{MgO}) / (-0.004 * \text{MgO} + 0.2) * (-0.11) + 0.11$ باز محاسبه شده است. در آخر نیز همانطور که در نمودار شکل ۷-۱ قابل مشاهده است، مقادیر mg-number برابر با ۸۸٪ برای الیوین بدست آمده است که با بیشترین مقدار mg-number (۸۸/۲٪) که بر اساس آنالیز الیوین‌های سالم کماته‌ایت‌های SVMC با استفاده از الکترون میکروپروب بدست آمده، سازگاری خوبی دارد. در این نمودار نقطه برخورد بین خط نشانگر نسبت FeO/MgO ماگما و ترکیب سنگ کل، محتوای MgO ماگمای والد را نشان می‌دهد. محتوای MgO بدست آمده از این طریق، به عنوان مقدار کمینه برای نخستین الیوین متبلور شده در ماگما در نظر گرفته

می‌شود. بر این اساس، ماگمای والد این کمتاهیت‌ها دارای MgO حدود ۲۵٪ و FeO حدود ۱۲٪/۵۰ بوده است.



شکل ۷-۱- تخمین ترکیب ماگمای والد کمتاهیت‌های SVMC با استفاده از نمودار دو متغیره MgO در برابر FeO (Robin-popieul et al., 2012)، خط ممتد روند تقریبی تفريق اليوين و خط ممتد با عنوان اليوين تركيب اليوين را نشان می‌دهد. خط منقطع با عنوان اليوين نشانگر نسبت FeO/MgO تركيب اليوين آنالیز شده با بالاترین میزان منیزیم می‌باشد. خط ممتد با عنوان (Liquid) یا مایع نیز نشانگر نسبت FeO/MgO مذاب در تعادل با این اليوين‌ها است.

در ادامه نیز با استفاده از مقدار MgO_{Liquid} محاسبه شده و معادلات (Equ.1) و (Equ.2) دمای لیکیدوس ماگمای والد به شرح زیر محاسبه شده است:

$$(Equ.1): T_{liquidus} (^{\circ}C) = MgO_{liquid} * 20 + 1000 \text{ (Nisbet, 1982)}$$

$$(Equ.2): T_{liquidus} (^{\circ}C) = 54 * P / 10000 - 2 * (P / 10000)^2 + 935 + 33 * MgO_{liquid} - 0.37 * MgO_{liquid}^2$$

(Herzberg & Azimow, 2008)

Robin-popieul et al. (2012) با توجه به برخی ویژگی‌های فیزیکی ماگماهای با ترکیب کمتاهیتی، نظیر بی آب بودن و گرانروی پایین (تجمع‌های اليوين در بخش زیرین روانه‌های کمتاهیتی نشان دهنده ویسکوزیته پایین این سنگها می‌باشد) معتقدند که این ماگماها نمی‌توانند به صورت ماگماهایی غنی از درشت بلور و گرانو فورآن کنند. در نتیجه، در هنگام فورآن، این ماگماها یا فاقد درشت بلور اليوين و یا حاوی دانه‌های کوچک و ریز اليوين می‌باشند. بر این اساس،

این پژوهشگران نتیجه گرفتند که دمای فوران بالاتر و یا نزدیک به $T_{liquidus}$ ماگماهای در حال فوران است. نامبردگان معتقدند $T_{liquidus}$ بدست آمده بر اساس این روش $T_{liquidus}$ واقعی یک گدازه قبل از تفریق یافتگی است. این بدین معنی است که $T_{liquidus}$ ماگمای والد، بالاتر یا مساوی این $T_{liquidus}$ محاسبه شده است و دمای فوران واقعی حتی بالاتر و یا مساوی با این $T_{liquidus}$ ماگمای والد است.

بنابراین $T_{liquidus}$ محاسبه شده برای کماتهایت‌های SVMC مقدار کمینه برای دمای فوران واقعی است. حداقل دمای فوران بدست آمده برای کماتهایت‌های SVMC بر اساس معادلات (Equ.1) و (Equ.2) حدود 1529 ± 30 درجه سانتی‌گراد می‌باشد. استفاده از زمین دماسنج الیوین با استفاده از روش (Putirka (2008) (Equ.3) نیز برای کماتهایت‌های SVMC دمای $1515^{\circ}C$ را بدست داده است که این نتایج را تأیید می‌کند.

$$(Equ.3): T(^{\circ}C) = 815.3 + 265.5 [mg\#^{Liq}] + 15.37 [MgO^{Liq}] + 8.16 [FeO^{Liq}] + 6.646 [(Na_2O + K_2O)^{Liq}] + 39.16 [P(GPa)] - 12.83 [H_2O^{Liq}]$$

دماهای بدست آمده در بالا در شرایط فشار ۱ اتمسفر و بدون حضور H_2O می‌باشند، اما وجود آمفیبول ماگمایی نوع کرسوتیت در برخی از کماتهایت‌های SVMC حاکی از وجود یک ماگمای والد آبدار، دست کم برای برخی از روانه‌های کماتهایتی این نواحی است. (Stone et al. (1997 بر اساس بررسی فازهای تعادلی تجربی مقدار H_2O مذاب‌های اولیه کماتهایتی را حدود ۱/۲٪ تخمین زده‌اند. بر این اساس، محاسبه دمای تبلور الیوین‌ها در شرایط حضور H_2O با استفاده از روش (Putirka (2008) (Equ.3) برای ماگمای والد این گدازه‌ها دمای $1500^{\circ}C$ را نشان می‌دهد.

۷-۴ زمین دما و فشارسنجی سیل‌های گابرویی

مطالعات زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی درشت بلورهای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق یک روش مناسب برای تعیین عمق و دمای محل ذخیره سازی و تبلور ماگما است. اصول این روش‌ها بر این فرض استوارند که مجموعه کانی‌های سنگ در شرایط تعادلی تشکیل شده‌اند. قابل توجه است که بیشتر آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند،

در نتیجه قابلیت استفاده در دما- فشارسنجی را نداشته‌اند. لذا در این پژوهش، تنها از ترکیب کلینوپیروکسن برای دما-فشارسنجی سیل‌های گابرویی SVMC استفاده شده است. به طور کلی (Putirka (2008) بر اساس مدل Nimis & Taylor (2000) دو نوع دما-فشارسنج بر اساس ترکیب تک کلینوپیروکسن (به عنوان مثال معادله 32a در (Putirka (2008) و کلینوپیروکسن- مذاب ارائه داد (به عنوان مثال معادله 32b و 32c در (Putirka (2008). این مدل‌ها دارای بالاترین دقت و کمترین خطا هستند. روش تک کلینوپیروکسن بر اساس محاسبه میزان فعالیت انستاتیت در کلینوپیروکسن و بدون دخالت ترکیب مذاب طراحی شده است و عموماً برپایه تعادل Ca-Mg می‌باشد (Brey & Köhler, 1990). شایان ذکر است که در این پژوهش از برنامه Winpyrox (Yavuz, 2013) برای تخمین شرایط فشار و دما و به روش تک کلینوپیروکسن استفاده شد که بر اساس رابطه زیر نسبت به تخمین شرایط دما و فشار تبلور بلور پیروکسن اقدام نموده است:

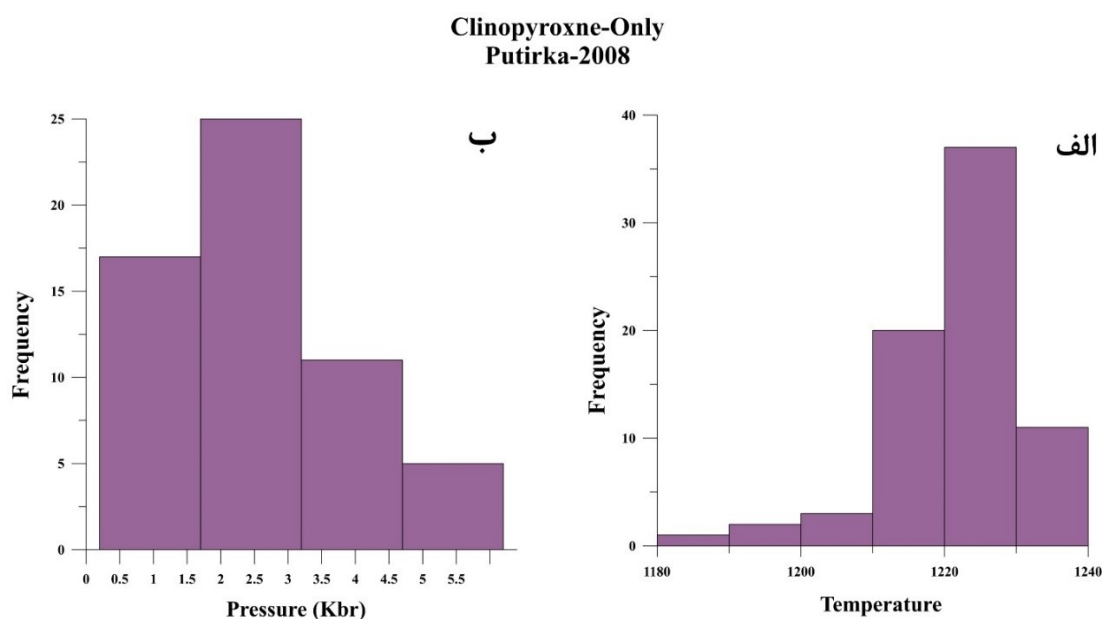
$$T(K) = 93100 + 544P(\text{kbar})/61.1 + 36.6(X_{\text{Ti}}^{\text{cpx}}) + 10.9(X_{\text{Fe}}^{\text{cpx}}) - 0.95(X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Cr}}^{\text{cpx}} - X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} - X_{\text{K}}^{\text{cpx}}) + 0.395[\ln(a_{\text{En}}^{\text{cpx}})]^2$$

در این معادله:

$$\begin{aligned} X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} &= X_{\text{Al(IV)}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Al(VI)}}^{\text{cpx}} \\ a_{\text{En}}^{\text{cpx}} &= (1 - X_{\text{Ca}}^{\text{cpx}} - X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} - X_{\text{K}}^{\text{cpx}}) * (1 - 0.5(X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Cr}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} + X_{\text{K}}^{\text{cpx}})) \\ P(\text{kbar}) &= 3205 + 0.384 * T(^{\circ}\text{K}) - 518 * \ln[T(^{\circ}\text{K})] - 5.62 * (X_{\text{Mg}}^{\text{Cpx}}) + 83.2 * (X_{\text{Na}}^{\text{Cpx}}) + \\ & 68.2 * (X_{\text{DiHd}}^{\text{Cpx}}) + 2.52 * \ln(X_{\text{Al VI}}^{\text{Cpx}}) - 51.1 * (X_{\text{DiHd}}^{\text{Cpx}})^2 + 34.8 * (X_{\text{En Fs}}^{\text{Cpx}})^2 \\ X_{\text{DiHd}}^{\text{Cpx}} &= \text{Ca-CaTs-CaTi-CrCaTs} \\ X_{\text{En Fs}}^{\text{Cpx}} &= [(\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{Mg}) - (\text{Ca-CaTi-CaTs-CrCaTs})]/2 \end{aligned}$$

طبق این روش، دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها به طور غالب بین ۱۲۱۰ تا ۱۲۴۰ با حداکثر فراوانی بین ۱۲۲۰ تا ۱۲۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۰/۰۲ تا ۶ کیلوبار با حداکثر فراوانی بین ۱/۷ تا ۳/۲ کیلوبار برآورد شده است (شکل ۷-۲ الف، ب). میانگین دما و فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌ها به ترتیب حدود ۱۲۲۲ درجه سانتی‌گراد و ۲/۴ کیلوبار برآورد شده است. به طور کلی، نتایج حاصل از دما - فشارسنجی بر روی بلورهای کلینوپیروکسن سیل‌های گابرویی به روش تک کلینوپیروکسن (Putirka, 2008) در بردارنده‌ی نتایج بسیار قابل قبول و سازگار با

شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری است. این سنگ‌ها در رخنمون صحرایی به صورت سیل‌ها و دایک‌های تأخیری و در بخش بالایی افق ماگمایی SVMC نمود دارند. با این تفاسیر می‌توان فشار میانگین ۲/۴ کیلوبار و دمای میانگین ۱۲۲۲°C حاصل از مطالعات دما-فشارسنجی را برای تبلور کلینوپیروکسن صحیح دانست.

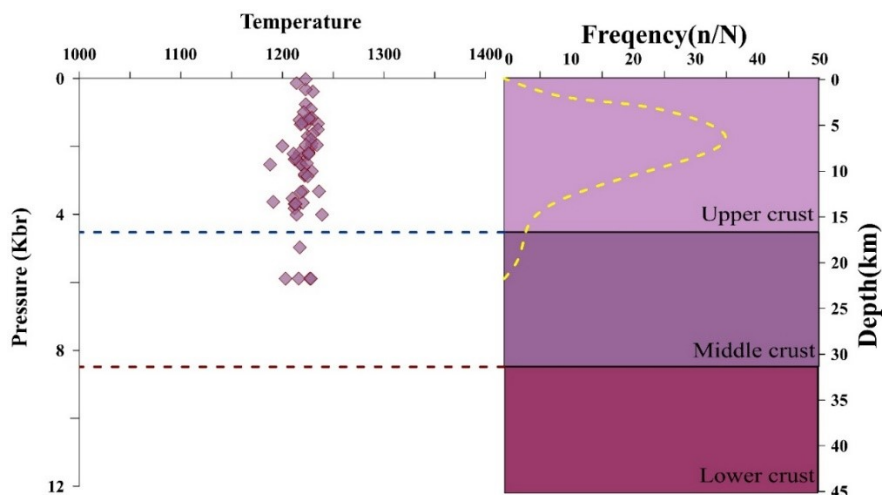


شکل ۷-۲ الف) هیستوگرام تعیین دما کلینوپیروکسن سیل‌های گابرویی SVMC با استفاده از روش Putirka, 2008 ب) هیستوگرام تعیین فشار کلینوپیروکسن سیل‌های گابرویی SVMC با استفاده از روش Putirka, 2008.

اگر در این سنگ‌ها، فشار حاکم در زمان تبلور کلینوپیروکسن را فشار همه جانبه لیتواستاتیک، ناشی از وزن سنگ‌های بالایی در نظر بگیریم، می‌توان با استفاده از رابطه $P=p.g.h$ عمق تشکیل این سنگ‌ها را نیز محاسبه کرد. با فرض چگالی ۲/۶۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب برای سنگ‌های پوسته قاره‌ای، می‌توان عمق تبلور کلینوپیروکسن‌ها را در حدود ۵ کیلومتر تخمین زد (شکل ۷-۳).

۷-۵ منشأ ماگما

به طور کلی دو مدل برای منشأ ماگمای کماتهایتی در نظر گرفته می‌شود. مدل اول یک منشأ مرتبط با پهنه فرورانش است. بر طبق این مدل، کماتهایت‌ها از ذوب بخشی درجات بالا و عمق کم در پهنه‌های فرورانش تشکیل می‌شوند (Allegre, 1982; de wit & stern, 1980, Grove et al., 1994, 1996; Parman et al., 2001, 2003).



شکل ۷-۳- مدل نمادین برای نمایش عمق استقرار ماگما و تبلور کلینوپیروکسن در سیل‌های گابرویی SVMC بر پایه محاسبات فشارسنجی.

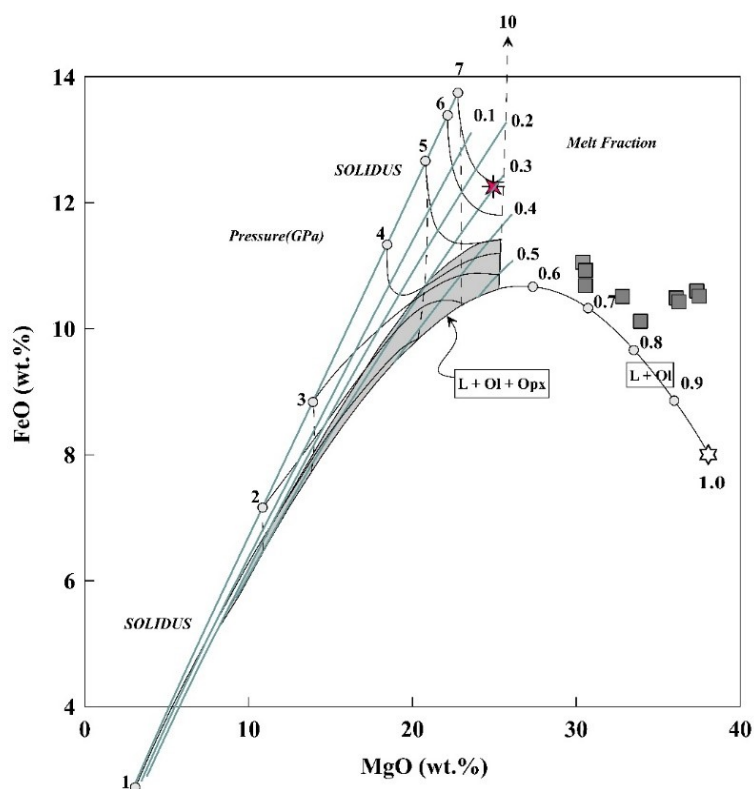
اما (Dostal & Mueller, 1997) معتقدند که نبود تهی‌شدگی Nb و غیرکوهزایی بودن ترکیب کلینوپیروکسن در کمات‌هایها در تضاد با این فرضیه است. همچنین (Arndt et al., 2008) به تفصیل روند تکاملی این فرضیه و استدلال‌های گوناگون علیه فرضیه کمات‌هایها را شرح داده‌اند. نامبردگان عواملی نظیر ماهیت آتشفشانی کمات‌هایها، تشکیل بافت اسپینیفکس در محیط بدون آب و داده‌های ژئوشیمیایی کمات‌هایها از سراسر دنیا (که در تضاد با تشکیل این سنگ‌ها در اعماق کم می‌باشند) را به عنوان مهم‌ترین استدلال‌ها علیه این نظریه مطرح کرده‌اند. در مقابل این فرضیه، نظریه دیگری مطرح است که کمات‌هایها را حاصل ذوب‌های بخشی درجات بالای تنوره‌های گوشته‌ای می‌دانند. برخلاف نظریه قبلی، ترکیب و ژئوشیمی کمات‌هایها، الگوهای بهنجار شده به گوشته و ایزوتوپ Nd کمات‌هایها کاملاً با این مدل سازگاری دارد. بر خلاف مدل قبل، این فرضیه به خوبی همراهی کمات‌هایها با بازالت‌های توله‌ای و همچنین تشکیل انواع مختلف کمات‌هایهای تهی شده از Al، تهی نشده از Al و غنی شده از Al را در یک محیط تکتونیکی مشترک و همزمان باهم توجیه و تفسیر می‌کند (Dostal & Mueller, 1997). ویژگی‌های ژئوشیمیایی کمات‌هایهای SVMC نیز به خوبی به نقش یک تنوره گوشته‌ای در تولید این سنگ‌ها اشاره دارد. این سنگ‌ها دارای محتوای پایین Al_2O_3 و تهی‌شدگی از HREE‌ها

می‌باشند. این ویژگیها مکرراً توسط پژوهشگران مختلف به حضور گارنت پسمانده در محل منبع گوشته‌ای نسبت داده شده است (Herzberg and Ohtani, 1988; Herzberg, 1992; Herzberg and O'Hara, 1998; Arndt et al., 2008; Robin-popieul et al., 2012). زیرا این کانی با توجه به ضریب توزیع بالا برای پذیرش HREE می‌تواند بر فراوانی نسبی عناصر نادر خاکی در مذاب تولید شده تأثیر شدیدی داشته باشد. (Fitton et al. (1997; 2003 معتقدند که از یک دی‌اگرم لگاریتمی متشکل از نسبت‌های عناصر ناسازگار Nb/Y و Zr/Y می‌توان جهت تمایز محل منبع مرتبط با تنوره گوشته‌ای از محل منبع غیر مرتبط با تنوره گوشته‌ای استفاده نمود. بر این اساس، نمونه‌های کماتهای و سیل‌های گابرویی SVMC نزدیک به خط ΔNb در محدوده روند تنوره و در نزدیک گوشته اولیه تصویر شده‌اند (شکل ۷-۴).

شکل ۷-۴ تغییرات Nb/Y در برابر Zr/Y برای روانه‌های کماته‌ایتی و سیل‌های گابرویی SVMC، بر روی این نمودار روند تنوره گوشته‌ای ایسلند، محدوده OIBها، NMORBها و کماته‌ایت‌های نوع باربرتون و آبیتیسی نشان داده شده است. بر گرفته شده از (Fitton et al. 1997, 2003). علامت ستاره قرمز رنگ ترکیب گوشته اولیه PM را بر روی این نمودار نشان می‌دهد.

کماته‌ایتهای باربرتون می‌باشند. کلینوپیروکسن کماته‌ایتهای نیز در نمودارهای تمایزی Le Terrier, et al., (1982) در قلمرو کلینوپیروکسن‌های غیرکوهزادی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶). تمامی این شواهد به وضوح نشان دهنده نقش تنوره گوشته‌ای در تشکیل سنگهای برونزد یافته در SVMC است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی حاکی از آن است که کماته‌ایتهای SVMC مشابه با کماته‌ایتهای تهی از آلومینیم یا کماته‌ایتهای نوع باربرتونی (Arndt et al., 1977; 2008) می‌باشند که باور بر این است بر اثر ذوب بخشی گوشته در عمق‌های پایداری گارنت تشکیل می‌شوند. (Herzberg (1995 بر اساس مطالعات تجربی نشان داد که کماته‌ایتهای تهی از آلومینیم بر اثر ذوب بخشی منطقه پیرامونی یک تنوره گوشته‌ای در فشارهای 5-7 GPa و در اعماق ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتری تشکیل می‌شوند. در حالی که کماته‌ایتهای تهی‌نشده از آلومینیم در نتیجه درجات ذوب بخشی بالا در مرکز تنوره تشکیل می‌شوند. (Arndt, et al. (2008 نیز با فرضیه تولید مذاب کماته‌ایتی به واسطه ذوب بخشی یک تنوره گوشته‌ای در فشارهای بالای ۸ گیگا پاسکال و اعماق بیشتر از ۲۴۰ کیلومتر موافق بوده و معتقدند که در چنین شرایطی مذاب بخشی تولید شده چگالی مشابه با جامد پسماند خواهد داشت. این بدان معنی است که مذاب در محل منبع باقی مانده و در تعادل با جامد پسمانده خواهد بود. (Robin-popieul et al. (2012 بر پایه مطالعات تجربی پیشنهاد کرده‌اند که چگالی مشابه بین مذاب بخشی تولید شده و جامد پسمانده در فشارهای بالای ۱۳ گیگا پاسکال حاکم است. در ادامه و بر طبق مدل Robin-popieul et al. (2012 بر اثر کاهش فشار در منبع گوشته‌ای در حال صعود، وقتی که تنوره گوشته‌ای به اعماق کمتر با فشارهای کمتر از (13GP) برسد، مذاب بخشی تولید شده شروع به جدا شدن از محل منبع (تنوره) خواهد نمود. در چنین شرایطی، محل منبع حاوی افروشه‌ای از بلورهای الیوین و گارنت و یک جزء بزرگ (۳۰٪-۵۰٪) از یک مذاب سیلیکاته است. جدایش مذاب‌های سیلیکاته از محل منبع در چنین شرایطی می‌تواند کماته‌ایتهای تهی از آلومینیم را تولید کند. به منظور تخمین فشار و درجات ذوب بخشی کماته‌ایتهای SVMC از مدل Herzberg & O'Hara,

(2002) و Herzberg et al. (2007) استفاده شده است (شکل ۶-۵). بر روی این نمودار، نمونه‌های بخش پریدوتیتی کماته‌ایتهای SVMC و همچنین ترکیب ماگمای والد محاسبه شده با استفاده از روش تلفیق ترکیب الیوین و آنالیز سنگ کل، تصویر شده است. همانطور که در شکل ۷-۵ مشخص است، کماته‌ایتهای SVMC محصول مذاب‌های بخشی تولید شده در فشارهای بالا می‌باشند. به طوری که این نمودار برای ماگمای والد کماته‌ایتهای SVMC فشار آغاز بروز ذوب را حدود ۱۰ گیگاپاسکال و فشار نهایی ذوب را حدود ۷ گیگاپاسکال نشان می‌دهد. محتوی پایین Al_2O_3 و تهی شدگی HREE در کماته‌ایتهای SVMC نیز تائید کننده این فشارهای بالا در هنگام ذوب می‌باشد. بر طبق این مدل، اگر محل منبع یک پریدوتیت گویشته‌ای بارور با ترکیب مشابه KR-4003 (Herzberg et al., 2007) بوده باشد، درجات ذوب بخشی حدود ۳۰٪ را برای ایجاد ترکیب ماگمای والد کماته‌ایتهای SVMC می‌توان متصور شد.



شکل ۷-۵- نمودار تعیین درجه ذوب بخشی و فشار محل منبع FeO در برابر MgO (Herzberg et al., 2007) نمونه‌های کماته‌ایتهای SVMC. خطوط سبز ممتد درجات ذوب بخشی و خطوط منقطع مقدار فشار را نشان می‌دهند.

Green (1975, 1981) برای کماتهایت‌های باربرتون دماهای فراتر از ۱۶۵۰ درجه سانتی‌گراد را پیش بینی کرده است. همچنین Herzberg et al. (2007) برای کماتهایت‌های Al-undepleted آرکن با محتوی MgO بین ۲۷٪ تا ۳۰٪ به دماهای فوران ۱۵۵۰ تا ۱۶۰۰ درجه سانتی‌گراد اشاره می‌کند. این در حالی است که کماتهایت‌های زمان مزوزوئیک در دماهای پایین‌تر حدود ۱۳۰۰ تا ۱۵۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند (Arndt and Lesher, 1992; Herzberg, 1992, 1995). البته Herzberg et al. (2007) برای تولید کماتهایت‌های با ۱۸ تا ۱۹٪ MgO و پیکریت‌های با ۲۳٪ MgO مزوزوئیک گروگنا به ترتیب دماهای بالقوه گوشته‌ای ۱۵۵۰ و بیش از ۱۶۰۰ درجه سانتی‌گراد را محاسبه نموده است. در این مطالعه نیز برای ماگمای والد کماتهایت‌های اواخر پالئوزوئیک SVMC محتوی MgO حدود ۲۵٪ و دمای فوران حدود ۱۵۰۰ تا ۱۵۳۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است. البته لازم به ذکر است که دمای محاسبه شده برای کماتهایت‌های SVMC مقدار کمینه برای دمای فوران واقعی است. دمای بالقوه آنها نیز باید به طور قابل توجهی فراتر از این مقدار بوده باشد. زیرا همیشه دمای بالقوه بیشتر از دماهای فوران مذاب‌های در حال تشکیل بر اثر کاهش فشار آدیاباتیک می‌باشند (McKenzi and Bickle, 1988). به علاوه ویژگیهای ژئوشیمیایی این سنگها نظیر مقدار بالای MgO و FeO و همچنین تمرکزهای پایین Al_2O_3 و SiO_2 تائید کننده تولید کماتهایت‌های SVMC از مذاب‌های با دمای بالا است. این ویژگیهای ژئوشیمیایی به همراه فشار و دمای ذوب بالا، همگی به نقش یک تنوره گوشته‌ای فعال در اواخر پالئوزوئیک در تولید این سنگ‌ها اشاره دارد.

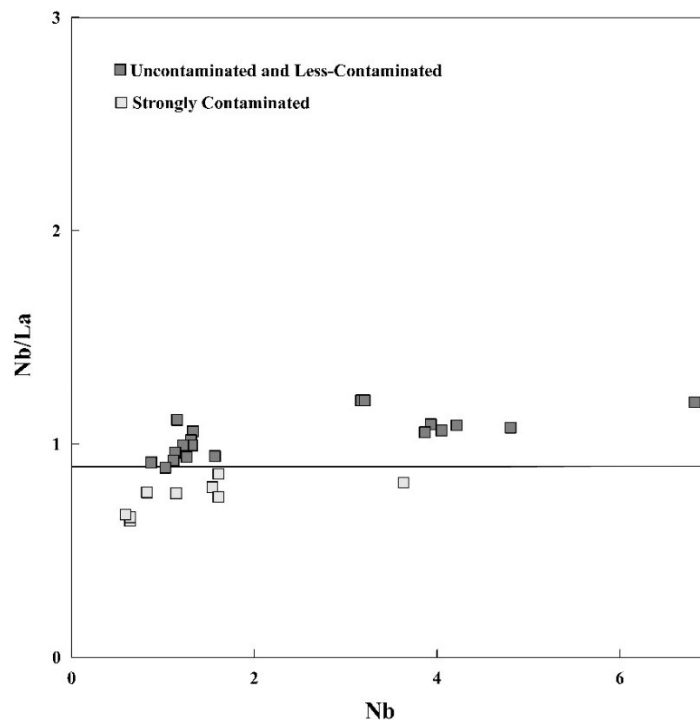
۶-۷ آرایش پوسته ای ماگمای والد SVMC

کमत‌هایت‌های SVMC توسط یکسری از رسوبات توریدایتی و دریایی با سن کربنیفر تا پرمین همراهی می‌شوند. این سنگها در صحرا به صورت میان‌لایه‌ای با این رسوبات دیده می‌شوند، به طوری که در برخی مکان‌ها شواهدی از دگرگونی مجاورتی در رسوبات همراه کمات‌هایت‌ها به وضوح مشخص است. از این رو قابلیت آرایش کمات‌هایت‌ها SVMC به وسیله سنگ‌های مسیر عبور مذاب

و رسوبات همراه نیاز به ارزیابی دارد. به طور کلی ویژگیهای منحصر به فرد کماتهایت‌ها نظیر حرارت‌های بسیار بالا و گرانشی پایین، این سنگها را مستعد آلايش با سنگهای پوسته‌ای در طول مراحل بالا آمدگی و فوران می‌کند. برخی از ویژگیهای ژئوشیمیایی کماتهایت‌های SVMC حاکی از تاثیر آلايش پوسته‌ای بر روی ماگمای سازنده این سنگها است. Jochum et al., 1991 معتقدند که آلايش پوسته‌ای سبب افزایش فراوانی عناصر ناسازگاری نظیر LREE ها و Th شده و در مقابل تاثیر اندکی بر روی مقادیر Nb, Ta و Ti دارد. از این رو ماگما نسبتاً از LREE ها و Th غنی شده و از Nb, Ta و Ti تهی شدگی نشان خواهد داد (Jochum et al., 1991). برخی از کماتهایت‌های SVMC نیز دارای آنومالی منفی ناچیز Nb و Zr می‌باشند و در مقابل از Th غنی شدگی ضعیفی نشان می‌دهند. هر چند که در هیچ نمونه‌ای تمام شاخصه‌های آلايش پوسته‌ای مشاهده نمی‌شود، اما ویژگیهای یادشده می‌توانند به عنوان نشانه‌های آلايش خفیف برخی از کماتهایت‌های SVMC با سنگهای پوسته‌ای تلقی شود. (Xia et al., 2012) معتقدند که استفاده از نمودار Nb/La-Nb می‌تواند سنگهای آلايش یافته با پوسته قاره‌ای را از سنگهای آلايش نیافته تفکیک کند. به طوری که بر روی این نمودار نمونه‌های با مقادیر $Nb/La < 0.9$ نشان دهنده سنگهای آلايش یافته با پوسته می‌باشند. همانطور که در شکل ۷-۶ نیز مشخص است برخی از کماتهایت‌های SVMC بر روی این نمودار در قلمرو سنگهای آلايش یافته تصویر شده‌اند، که حاکی از نقش آلايش پوسته‌ای در این دسته از نمونه‌ها است.

۷-۷ تحولات زمین دینامیکی

تا به امروز بیشتر مدل‌های زمین دینامیکی، مجموعه سنگ‌های SVMC را جزئی از یک توالی افیولیتی تصور کرده‌اند که بیانگر بقایای برجامانده از اقیانوس پالئوتتیس می‌باشند. کنکاش در برخی مقالات اخیراً منتشر شده نیز حاکی از ارائه مدل‌های زمین دینامیکی جدید و متفاوتی برای این مجموعه سنگها است.



شکل ۶-۷- موقعیت نمونه‌های روانه‌های کماتهایتی SVMC در نمودار Nb/La-Nb از (Jochum et al., 1991) برای بررسی میزان آلودگی آنها.

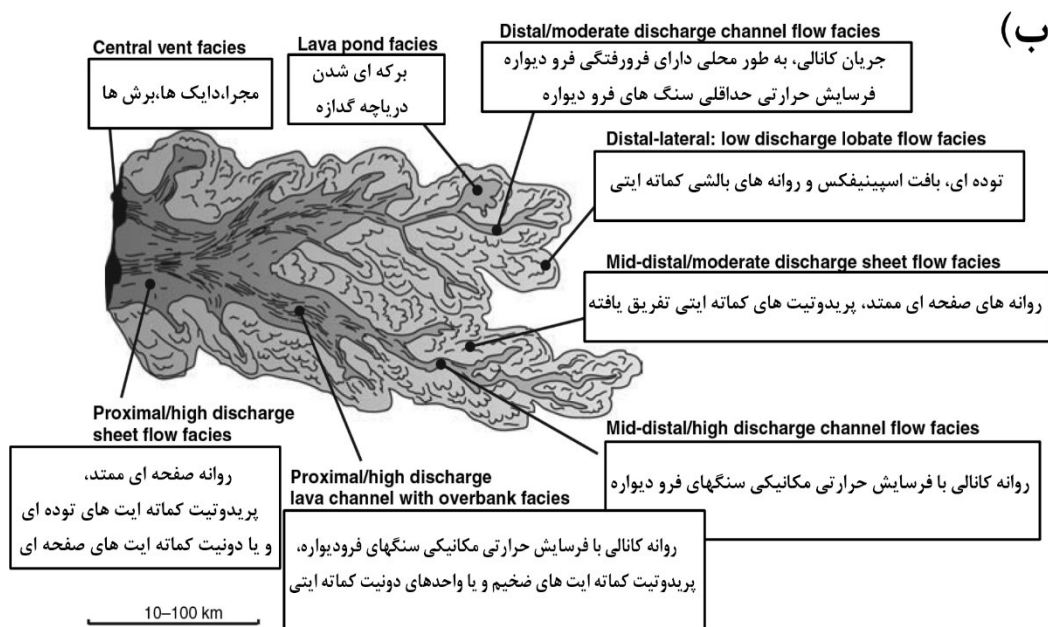
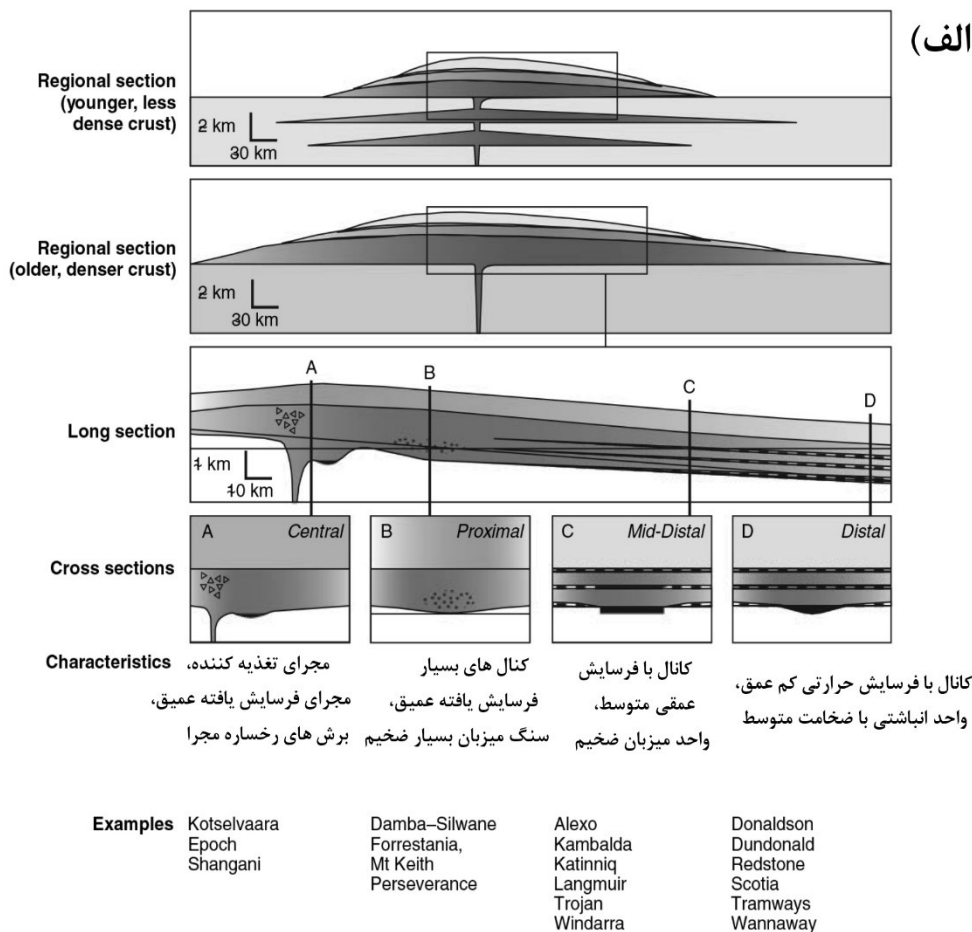
به باور Shafaiimoghadam et al. (2015) سنگهای افیولیتی مجموعه دره‌انجیر در آق‌دربند، ویژگیهای مناطق فرافروانش را داشته و حاصل ذوب گوشته تعدیل شده در زون‌های فرورانش هستند. نامبردگان همچنین، سنگهای فرامافیک (با ماهیت کماتهایتی) و بازالت‌های مجموعه‌های مشهد و فریمان را به سن پرمین و انعکاس دهنده نقش یک تنوره گوشته‌ای دانسته‌اند. این مسئله با مطالعات (Zanchetta et al. 2013) که نشان دادند مجموعه‌های آتشفشانی-رسوبی فریمان و دره‌انجیر در یک حوضه درون کمان و پشت کمان تشکیل شده‌اند، سازگاری دارد. (Li et al. 2018) نیز مجموعه سنگهای فرامافیک-مافیک مشهد را سرچشمه گرفته از یک تنوره گوشته‌ای و متعلق به زمان بازشدن پالئوتتیس می‌دانند. بر این اساس و با توجه به آنکه سن بازشدن پالئوتتیس در شمال شرقی ایران، اردوویسین-سیلورین بوده است (Derakhshi et al., 2017)، نامبردگان متعلق بودن سن این سنگ‌ها به اواخر پالئوزوئیک را رد می‌کنند. اما این روانه‌های فرامافیک-مافیک با رسوبات دوره پرمین مخلوط بوده و در برخی روانه‌ها نیز مرزهای بسیار مشخصی دارند.

Topuz et al. (2018) معتقدند که مجموعه سنگ‌های فرامافیک- مافیک فریمان از منابعی مشابه با منابع OIB-MORBs و بدون تاثیرپذیری از زون فروران‌ش و مواد پوسته‌ای فلسیک، سرچشمه گرفتند. ولی ما در این رساله با تکیه بر مطالعات دقیق صحرایی، چینه نگاری داخلی، سنگ‌نگاری، کانی‌شیمی، ژئوشیمی و زمین‌شناسی ایزوتوپی این دسته از سنگ‌ها، بر این باوریم که (۱) این سنگ‌ها شامل روانه‌های کماتهایتی تفریق یافته و تفریق نیافته هستند. (۲) سیل‌ها و دایک‌های دیابازی معرفی شده توسط Topuz et al. (2018) در فریمان و یا پیکروبازالت‌های معرفی شده توسط Li et al. (2018) در مشهد، در حقیقت بخش‌های تفریق یافته گابروبی-دلریتی این کماتهایت‌ها می‌باشند، که در تمام رخنمون‌های بررسی شده در بخش بالایی روانه‌های کماتهایتی قرار داشته و با لایه پریدوتیت زیرین دارای مرز تدریجی و زون گذار می‌باشند. (۳) تشکیل ماگماهای والد کماتهایتی در تنوره‌های داغ گوشته‌ای دارای پذیرش همگانی است، محتوای بالای Mg در کماتهایت‌ها (MgO بیش از ۳۰ wt.%) و دمای فوران بسیار بالا و مطالعات پترولوژی تجربی نیز این امر را تأیید کرده‌اند (Green, 1975; Campbell et al., 1989; Ohtani et al., 1989; Nisbet et al., 1993; Arndt, 2003; Arndt et al., 2008; Sun & Nesbitt, 1978; Herzberg et al., 2007; Herzberg & O'Hara, 1998; Herzberg & Gazel, 2009; Sossi et al., 2016). بر طبق این نظریه مذاب‌های کماتهایتی در بخش‌های مرکزی و داغ‌تر تنوره گوشته‌ای و بازالت‌های تولهایتی در بخش بالایی و سردتر تنوره تولید می‌شوند. این نظریه همچنین قادر است حضور همزمان کماتهایت‌های تهی‌شده از Al یا ADKs (Aluminium-Depleted Komatiites) و کماتهایت‌های تهی‌نشده از Al یا AUKs (Aluminium-Undepleted Komatiites) در باربرتون (Barberton) که به عنوان یک چالش سنگ‌زادی در پتروژنز کماتهایت‌ها مطرح بوده است، را نیز توضیح دهد. این حضور همزمان نشان می‌دهد که هر دو نوع ADKs و AUKs از یک تنوره گوشته‌ای مشابه سرچشمه گرفته‌اند. در مقابل مدل تنوره گوشته‌ای، برخی دیگر از پژوهشگران (Parman et al., 2001; Grove et al., 1994) یک مدل ذوب مرطوب (wet-melting) را برای تشکیل ماگمای کماتهایتی مطرح کرده‌اند. بر اساس مدل ذوب مرطوب، کماتهایت‌ها ماگماهای

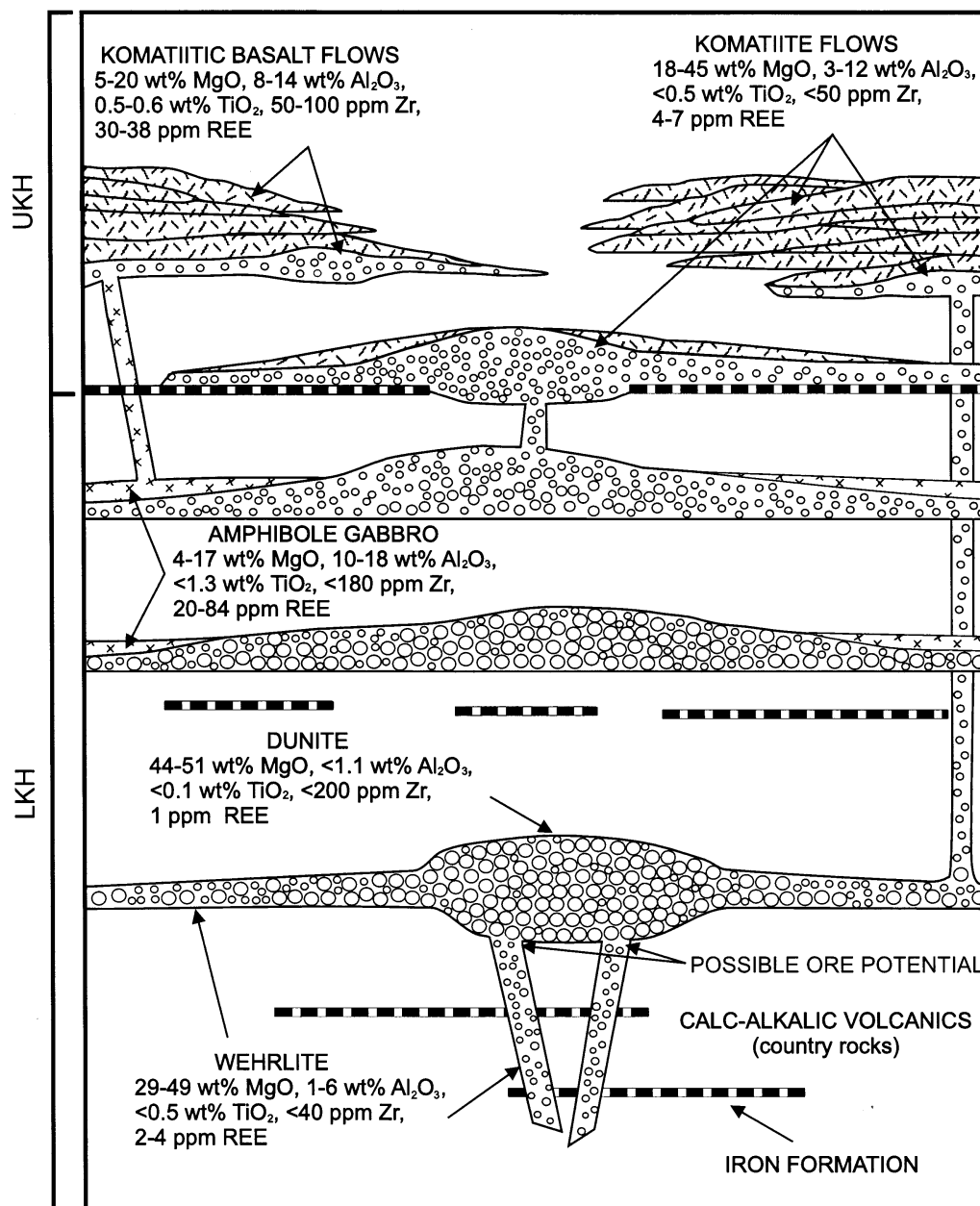
آبداری هستند که در حرارت‌های نه چندان بالاتر از حرارت گوشته بالایی میزبان تشکیل شده‌اند (Arndt et al., 2008). این نظریه، تولید کمات‌های را از طریق ذوب آبدار (hydrous melting) و کم عمق (shallow-level) گوه گوشته‌ای روی یک زون فروزش توضیح می‌دهد. اما به باور (Arndt et al., 2008) در شواهدی که برای ارائه این مدل به آن‌ها استناد شده است، تناقض‌ها و تضادهای بسیاری وجود دارد. به عنوان مثال، این مدل بر اساس تفسیرهای شک برانگیزی از رخنمون‌های کمات‌های باربرتون ارائه شده که طبق آن، کمات‌های باربرتون به عنوان سنگ‌های نفوذی معرفی شده‌اند. بر اساس این نظریه، ماگماهای فرامافیک آبدار نمی‌توانند بر روی سطح زمین فوران کنند و رخنمون آنها تنها به صورت دایک‌ها و سیل‌های کم ژرفا می‌باشد. اما (Dann 2000) با تشریح کمات‌های حفره‌ای (یا وجود حفره‌های ناشی از خروج گاز در بخش فوقانی این سنگ‌ها) و همچنین نقش پدیده تورم در جایگیری کمات‌ها ثابت نمود که کمات‌های باربرتون به صورت گدازه در یک محیط زیردریایی فوران کرده‌اند. از سوی دیگر، ویژگی‌های ژئوشیمیایی کمات‌ها به طور آشکار با یک ذوب کم ژرفا در محیط فروزش در تضاد است (Arndt et al., 2008). همانطور که در بخش‌های پیشین اشاره شد ویژگی‌های ژئوشیمیایی به همراه فشار و دمای ذوب بالا روانه‌های کمات‌های SVMC همگی به نقش یک تنوره گوشته‌ای در تولید این گدازه‌ها اشاره دارد. بررسی‌ها حاکی از آن است که ویژگی‌های ژئوشیمیایی آمفیبول گابروها نیز با روانه‌های کمات‌های بسیار مشابه می‌باشد. در شکل‌های ۷-۷ و ۷-۸ دو مدل نمادین از رخساره‌های کمات‌های توسط (Leshner 1989) و (Hill 1995) و یک مدل نمادین نیز برای توالی کمات‌های Show Dome از (Stone & Stone 2000) ارائه شده است. بررسی این مدل‌ها حاکی از آن است که آنها با واقعیت‌های زمین‌شناختی روانه‌های کمات‌های SVMC همخوان می‌باشند. در این مدل واحدهای دونیتی آدکومولایی نشانگر بافت تفریقی در روانه‌ها است که بر اثر انباشت جزء به جزء الیوین در کانال‌های جریان فعال تشکیل می‌شوند. برکه‌ای شدن^۱ ماگمای

¹Ponding

کماته‌ای‌تی که بیشتر در آشیانه‌های ماگمایی محیط دیستال رخ می‌دهد، درست جایکه ماگما تحت شرایط با پایداری بیشتر قرار دارد، از طریق فرآیند تبلور جزء به جزء الیوین منجر به تشکیل واحدهای همزاد ورلیتی این مجموعه شده است. همچنین پدیده فرسایش حرارتی و فرآیند هضم‌شدگی در مجراهای ماگمای محیط پروکسیمال می‌تواند ماگماهای کماته‌ای‌تی آلوده شده را تولید کند (شکل ۷-۹). بر اساس این مدل واحدهای دونیتی نشانگر رخساره‌های کانالی محیط پروکسیمال بوده و واحدهای سیل گونه ورلیتی و روانه‌های تفریق یافته نشانگر محیط رخساره‌های جریان صفحه‌ای محیط دیستال است. در این مدل کماته‌ای‌ت‌های دارای بافت اسپینیفکس و پیلولواهای کماته‌ای‌تی در رخساره لوب جریانی حاشیه محیط دیستال تشکیل می‌شوند. در ارتباط با ماهیت زمین‌شناختی سیل‌های آمفیبول گابرویی SVMC یک سناریو مطرح آنست که این سنگ‌ها به لحاظ پترولوژیکی هیچ رابطه‌ای با ورلیت‌ها و سنگ‌های پیروکسنیتی همراهشان نداشته باشند. به طوری که واحدهای آمفیبول گابرویی می‌توانند نشانگر ذوب و تبلور دوباره سنگ‌های دیواره و یا حتی توده‌های نفوذی غیر مرتبط با سنگ‌های کماته‌ای‌تی باشند. اما با توجه به ویژگیهای ژئوشیمیایی مشابه سیل‌های آمفیبول گابرویی با روانه‌های کماته‌ای‌تی به ویژه بخش گابرویی این گدازه‌ها و همچنین ویژگیهای و روابط صحرایی پذیرش این فرضیه چندان آسان نیست. در تقابل با این نظریه ما معتقدیم که مدل تبلور جزء به جزء بهترین مدل پیشنهادی برای نحوه تشکیل این سنگ‌ها است. در حقیقت بر اساس این مدل تبلور جزء به جزء الیوین $\pm$ کلینوپیروکسن می‌تواند به تشکیل واحدهای آمفیبول گابرویی منجر شود. در واقع سیال باقی مانده و تفریق یافته می‌تواند آمفیبول-گابروهای تاخیری SVMC را تشکیل دهد. این مدل با ویژگیهای ژئوشیمیایی این مجموعه سنگی نیز هم خوانی دارد. همانطور که در شکل ۷-۸ نیز قابل مشاهده است (Stone & Stone (2000) مدلی مشابه برای آمفیبول گابروهای همراه با کماته‌ای‌ت‌های Shaw Dome در کانادا ارائه نموده‌اند.

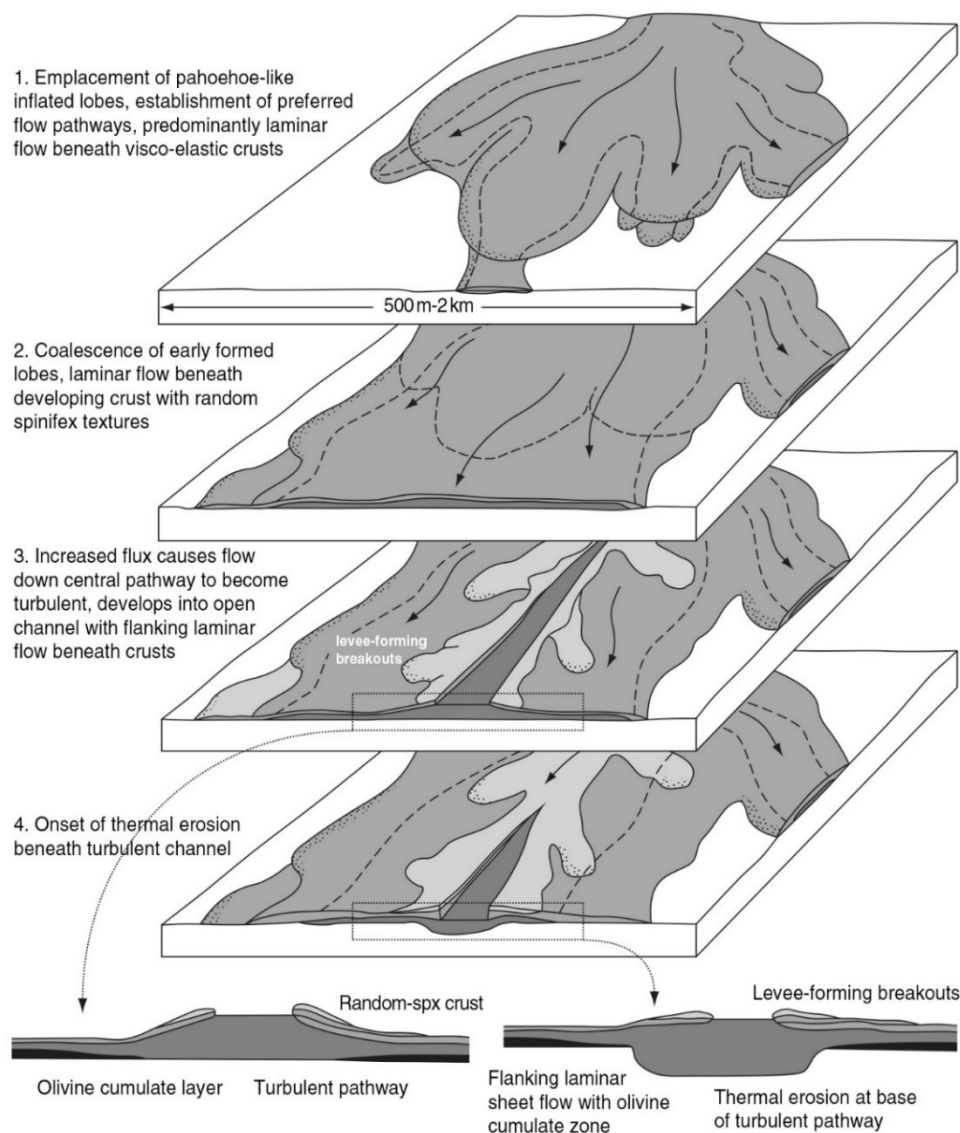


شکل ۷-۷- نسخه های اصلاح شده توسط (Arndt et al., 2008) از (الف) رخساره های کماته ایتی و (ب) مدل های جریان روانه در صحرا از (Leshner 1989) و (Hill et al., 1995).



شکل ۷-۸- مدلی شماتیک برای یک سکانس کماته‌ای که توسط Stone & Stone (2000) برای کماته‌ایتهای Shaw Dome ارائه شده است.

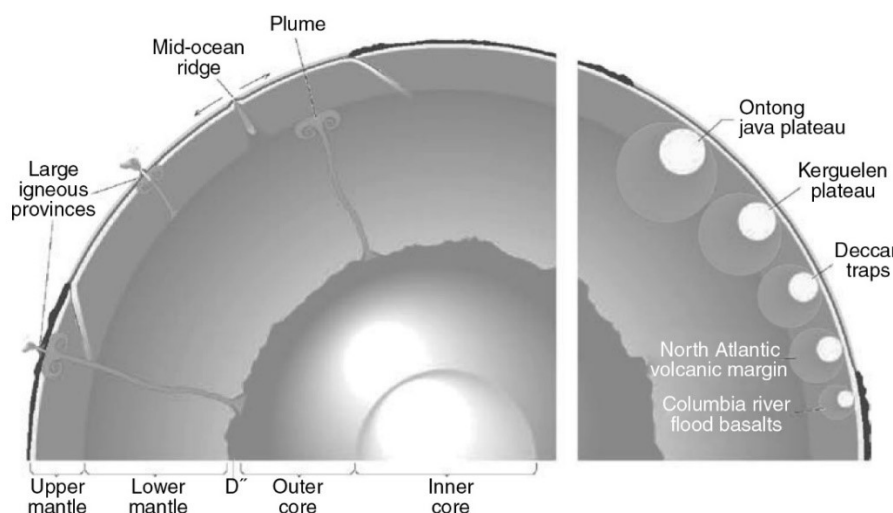
اما در شمال شرقی ایران همراهی سنگهای کماته‌ای سرچشمه گرفته از تنوره گوشته‌ای داغ با رسوبات تشکیل شده در کمان‌های آتشفشانی، بازالت‌ها، آندزیت‌ها و توده‌های گرانیتوئیدی مرتبط با زون‌های فرورانس (گرانیتوئیدهای مشهد)، چالش برانگیز است. برای توضیح این دوگانگی، برخورد یک تنوره گوشته‌ای با زون فرورانس مشهد- فریمان را پیشنهاد می‌کنیم.



شکل ۷-۹- بلوک دیاگرام نمادین برای نشان دادن جایگیری یک جریان ماگمایی صفحه‌ای ضخیم دارای زون انباشتی و نحوه ایجاد فرسایش حرارتی (Arndt et al., 2008).

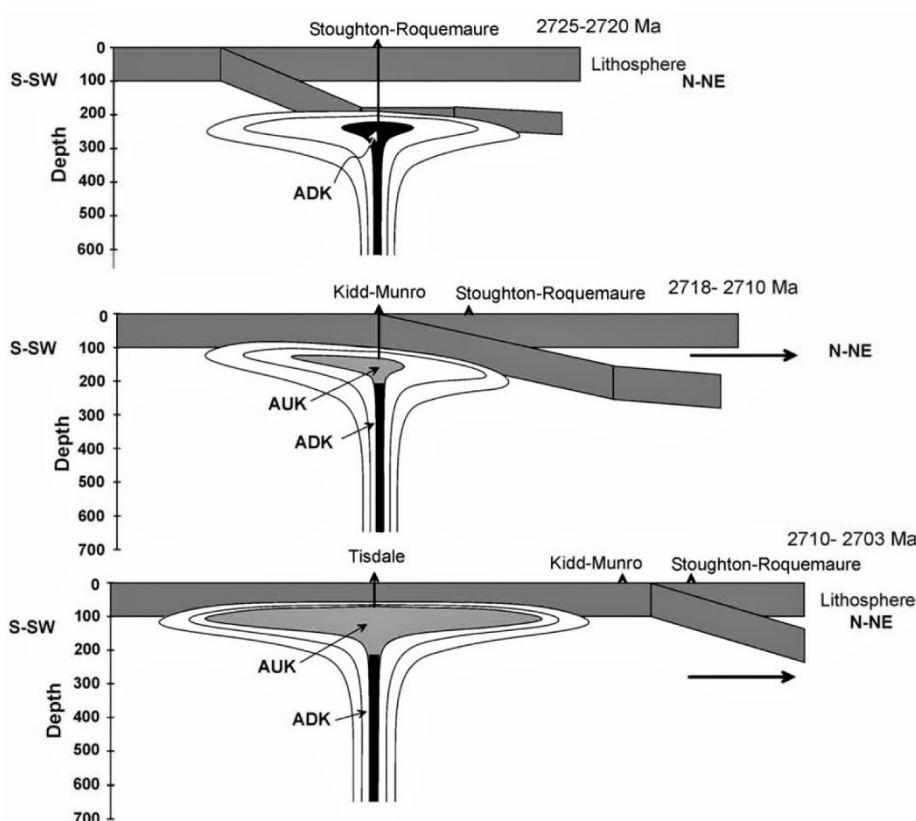
تعامل تنوره-کمان می‌تواند بهترین مدل زمین‌دینامیکی برای همراهی سنگ‌های تشکیل شده در تنوره گوشته‌ای و سنگهای مرتبط با زون‌های فرورانش در شمال شرقی ایران باشد (شکل ۷-۱۰، ۷-۱۲). قابل توجه است که کماتهایت‌ها در طیف وسیعی از محیط‌های مختلف تکتونیکی مشاهده شده‌اند. (Arndt et al. (2008 اشاره می‌کند که مشاهده کماتهایت‌ها در محیط‌های مختلف تکتونیکی خود می‌تواند اثبات کننده تشکیل این سنگ‌ها در پلوم‌های گوشته‌ای باشد. در شکل ۷-۱۰ می‌توان چرایی تشکیل و مشاهده کماتهایت‌ها در طیف گسترده‌ای از محیط‌های تکتونیکی را کاملاً درک کرد. تصور عمومی این است که رز پلوم‌ها از اعماق گوشته احتمالاً از مرز گوشته و

هسته سرچشمه می‌گیرند، در نتیجه ما می‌توانیم فرض کنیم که این پلوم‌ها در هنگام تشکیل و صعود هیچ تصور و ایده‌ای از محیط تکتونیکی محل برخوردشان در سطح را ندارند (Arndt et al., 2008). در حقیقت پلوم‌ها تشکیل می‌شوند، صعود می‌کنند و بدون توجه به محیط تکتونیکی محل برخورد خود، با هر آنچه که در سطح وجود دارد، برخورد می‌کنند.



شکل ۷-۱۰- تصویری نمادین برای نشان دادن تقابل تنوره‌های گوشته‌ای با زون‌های فرورانش (Coffin & Eldholm, 1993).

(2002) Sproule et al. مدلی نمادین از نحوه و جایگاه متفاوت محل برخورد یک پلوم گوشته‌ای با صفحه فرورانده شده ارائه نموده‌اند (شکل ۷-۱۱). در این شکل موقعیت تشکیل ADK و AUK نیز نشان داده شده است. بر اساس این مدل هر دو نوع کماته‌ایته‌های یاد شده می‌توانند از یک تنوره گوشته‌ای مشترک تشکیل شوند. با توجه به توضیحات داده شده، می‌توان نتیجه گرفت که فرضیه برخورد پلوم گوشته‌ای با زون فرورانش مشهود- فریمان و تشکیل کماته‌ایته‌ها و بازالت‌های با منیزیم بالا مرتبط با پلوم گوشته‌ای و سنگ‌های آندزیتی مرتبط با زون سابداکشن دور از انتظار نخواهد بود. بر طبق این نظریه در SVMC مذاب والد ماگمای کماته‌ایته‌ای از یک پلوم گوشته‌ای سرچشمه گرفته است، که با زون فرورانش مشهود- فریمان برخورد داشته است. به عبارت دیگر در اینجا تقابل پدیده‌ای نظیر پلوم با این محیط تکتونیکی منجر به ایجاد ویژگی‌های از هر دو شده است.

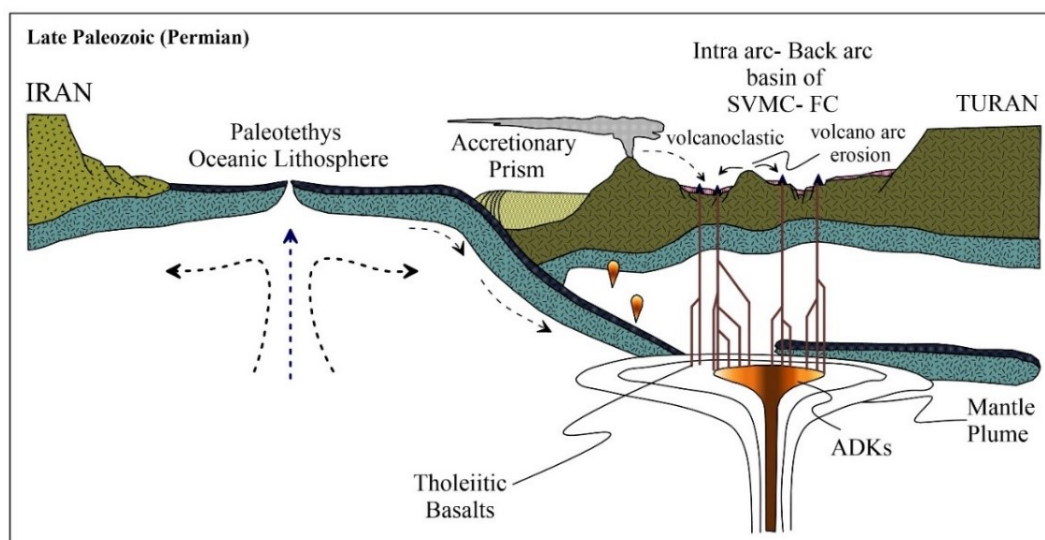


شکل ۷-۱۱- توقف تنوره گوشته‌ای در حال صعود بر اثر تعامل با اسلب فروزانده شده (Sproule et al., 2002).

(2013) Zanchetta et al. با بررسی چینه نگاری مجموعه فریمان، رخساره‌های همراه و تکامل چینه‌ای مجموعه فریمان را انعکاس دهنده یک محیط دریایی در محلی نزدیک به یک کمان آتشفشانی دانسته‌اند. (2009) Wilmsen et al. نیز بر اساس داده‌های چینه‌نگاری و زمین‌ساختی، مجموعه SVMC را به یک محیط فروزان نسبت داده‌اند. در مجموعه‌های SVMC و فریمان، درهم آمیختن روانه‌های بالشی فرامافیک- مافیک با رسوبات توریدایتی دریایی و تأثیرپذیری حرارتی رسوبات زیر روانه‌ها، اثبات کننده فوران این روانه‌ها در یک محیط مرتبط با زون فروزان است. بررسی‌های ژئوشیمیایی نیز حاکی از آنست که برخی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی روانه‌های کمتاهایتی حاکی از تاثیر آرایش پوسته‌ای بر روی این سنگها است. بطوری که برخی از کمتاهایت- های SVMC دارای آنومالی منفی ناچیز Nb و Zr می‌باشند و در مقابل از Th غنی شدگی ضعیفی نشان می‌دهند. ویژگی‌های یاد شده می‌توانند به عنوان نشانه‌های آرایش ضعیف برخی از

کماته‌ایتهای SVMC با سنگهای پوسته‌ای تلقی شوند. در نمودار Nb/La-Nb (شکل ۶-۷) نیز برخی از این سنگ‌ها در زمینه سنگهای آلاش یافته پلات شده‌اند، که حاکی از نقش آلاش پوسته‌ای در این دسته از نمونه‌ها است. داده‌های شیمی کانی کروم اسپینل‌های این گدازه‌ها نیز در نمودارهای مختلف در قلمرو مشترک سنگ‌های مرتبط با تنوره گوشته‌ای و زون‌های فروران‌ش، تصویر شده‌اند. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها نیز همچون کروم اسپینل‌ها ویژگی‌های دوگانه و مشترک هر دو محیط را نشان می‌دهد. در درجه اول، آنها دارای ماهیت غیرکوهزایی بوده که با محل منبع تنوره گوشته‌ای سازگار است. در نمودار $TiO_2+Cr_2O_3$ در مقابل Al_2O_3 (شکل ۷-۴ب) نیز تمامی کلینوپیروکسن‌ها در قلمرو مشترک حوضه‌های پشت کمان و N-MORB‌ها تصویر شده‌اند که می‌تواند تأیید کننده منشا گوشته‌ای آنها باشد. البته به استثنای کلینوپیروکسن‌های زون گابرویی کماته‌ایتهای SVMC که در قلمرو توله‌ایتهای جزایر کمانی تصویر شده‌اند (این امر به دلیل میزان پایین‌تر Cr_2O_3 در این زون است زیرا Cr_2O_3 به شکل کروم اسپینل پیش‌تر به همراه الیوین در زون‌های پریدوتیتی انباشتی روانه‌ها انباشته شده است). کلینوپیروکسن، در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی سه تایی $TiO_2-SiO_2/100-Na_2O$ (شکل ۷-۴الف) ویژگی‌های ژئوشیمیایی جالبتری نشان می‌دهد. در این نمودار، کماته‌ایتهای تفریق یافته مجموعه‌های SVMC و فریمان در قلمرو ترکیبات مرتبط با تنوره‌های گوشته‌ای تا قلمروهای مرتبط با SSZ قرار گرفته‌اند. نکته جالب در ارتباط با کلینوپیروکسن‌های کماته‌ایتهای تفریق نیافته فریمان است که با میزان TiO_2 بالاتر، تماماً در قلمرو ترکیبات مرتبط با تنوره‌های گوشته‌ای قرار گرفته‌اند. این دسته از کلینوپیروکسن‌ها دارای مقادیر بسیار بالاتری از Al_2O_3 نیز هستند. این مسأله احتمالاً نشان دهنده عدم دخالت زون فروران‌ش در محل منبع آنهاست. اما بدون تردید، جالبترین کانی در کماته‌ایتهای مورد مطالعه آمفیبول است. وجود آمفیبول اولیه ماگمایی در برخی از روانه‌های کماته‌ایتهای مشهد و فریمان می‌تواند نشانه با اهمیت دیگری در تأیید ارتباط این سنگ‌ها با زون‌های فروران‌ش باشد. بر پایه مطالعه فازهای تعادلی تجربی (Experimental phase equilibria) در

سیستم‌های الترابازیک (Johnson et al., 1991) برای تشکیل آمفیبول‌های هیدروکسی کلسیک به مقادیر $H_2O \sim 3\%-4\%$ و یک فشار حداقلی ۵۰۰-۸۰۰ bar برای محلول باقی‌ماندن H_2O در مذاب نیاز است. هر چند که مشاهده آمفیبول‌های مشابه در برخی از بازالت‌ها نشان می‌دهد که آمفیبول می‌تواند در سنگ‌های آتشفشانی نیز تشکیل شود (Dick, 1982). (Stone et al. (1997) بر اساس بررسی فازهای تعادلی تجربی، مقدار H_2O مذاب‌های اولیه کماتهایتی را حدود ۱/۲٪ تخمین زده‌اند و اشاره می‌کنند که وجود H_2O در مذاب اولیه می‌تواند بیانگر (۱) جذب و هضم مواد پوسته‌ای (Huppert & Sparks, 1985) و/یا (۲) ذوب بخشی گوشته تحت شرایط آبدار (Inoue, 1994) باشد. البته باید توجه داشت که بیشتر کماتهایت‌ها در نواحی مشهد و فریمان، فاقد کانی‌های هیدروماگمایی نظیر آمفیبول می‌باشند. در نتیجه، نسبت دادن تمام مذاب‌های کماتهایتی این نواحی به ذوب گوشته آبدار بسیار دشوار است. از این رو، به نظر می‌رسد که در سنگ‌های مورد مطالعه آلایش مذاب با مواد پوسته‌ای، نقش به مراتب پررنگ‌تری داشته باشد. جذب و هضم مواد پوسته‌ای می‌تواند به صورت محلی رخ دهد، به طوری که در یک توالی کماتهایتی می‌توان سنگ‌های آلایش یافته و آلایش نیافته با مواد پوسته‌ای را با هم مشاهده کرد. این فرضیه در مورد توالی کماتهایتی مورد مطالعه صادق است، زیرا مطالعات ایزوتوپی که به صورت جسته و گریخته بر روی این سنگ‌ها انجام شده است، وجود هر دو گروه از سنگ‌های آلایش یافته و آلایش نیافته را نشان می‌دهد (Shafaiimoghadam et al., 2015, Topuz et al., 2018). مطالعات صورت گرفته بر روی دیگر توالی‌های کماتهایتی جهان نیز نشان داده است که برخی از مذاب‌های کماتهایتی در یک توالی ماگمایی می‌توانند بدون آب و برخی دیگر آبدار باشند، درست همانند حضور همزمان کماتهایت‌های تهی‌شده از Al و تهی‌نشده از Al که در یک توالی کماتهایتی قابل مشاهده می‌باشند. بنابراین، بر اساس شواهد و مدارک یاد شده، مدل برخورد یک تنوره گوشته‌ای با زون فروانش مشهد- فریمان در اواخر پالئوزوئیک (پرمین) می‌تواند به خوبی تنوع سنگی با ویژگیهای ژئوشیمیایی متفاوت را در این منطقه توضیح دهد.



شکل ۷-۱۲- مدل نمادین زمین دینامیکی و پتروژنتیکی برای نشان دادن نحوه تشکیل روانه‌های کماتهای SVMC.

شایان ذکر است که وجود این تنوره گوشته‌ای کاملاً با زمین دینامیک اواخر پالئوزوئیک آسیا به ویژه بخش‌های جنوبی آسیا و حوضه‌های تتیس کهن سازگاری دارد. در این دوران تنوره‌های گوشته‌ای متعددی با آسیا برخورد کرده است که در برخی موارد منجر به تشکیل مذاب‌های کماتهای و پیکریتی شده است. نظیر تنوره گوشته‌ای Emeishan (He et al., 2007) در استان یونان در جنوب غربی چین که علاوه بر بازالت‌های طغیانی ایالت Emeishan، کماتهای زمین درز سونگ‌دا در ویتنام با سن پرمین-تریاس نیز به آن نسبت داده می‌شود (Hanski et al., 2004). کماتهای سازند چپونگ‌تاش در ناحیه قره قروم هند نیز در ارتباط با یک تنوره گوشته‌ای در پرمین تشکیل شده‌اند (Rao & Rai, 2007). در شمال ایران در رشته کوه‌های البرز نیز روانه‌های بازالتی دوران پرمین گسترش دارند که دلاوری و همکاران (۱۳۹۶)، رستمی و همکاران (۱۳۹۶) و کاظمی و همکاران (۱۳۹۷) بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی این سنگها را به یک خاستگاه گوشته‌ای ژرف و گارنت‌دار نسبت داده‌اند. ما نیز بر پایه مطالعات انجام گرفته در این پژوهش قویاً معتقدیم که کماتهای SVMC نیز در ارتباط با این آشفته‌گی‌های گوشته‌ای اواخر پالئوزوئیک شکل گرفته‌اند.

فصل ۸ (CHAPTER VIII)

متالوژنی

Metallogenesis

۸ متالوژنی (Metallogenesis)

۸-۱- مقدمه (Introduction)

کماته‌ای‌ها سنگ‌های آتشفشانی فرامافیک هستند، که بطور غالب در نوارهای سنگ سبز آرکتن رخنمون دارند. این سنگ‌ها دارای رخساره‌های آتشفشانی بسیار گسترده‌ای نظیر گدازه‌های کانالی، جریان‌ات صفحه‌ای، دریاچه گدازه، لوب‌های گدازه‌ای و گدازه‌های بالشی می‌باشند. یکی از جذاب‌ترین ویژگی‌های کماته‌ای‌ها وجود ذخایر قابل توجه سولفیدی ماگمایی (Ni-Cu-PGE) نظیر کانسار کامبالدا^۱ و آلكسو^۲ است (Leshner, 1989; Barnes et al., 1999). این کانسارها حدود ۲۵٪ از منابع شناخته شده نیکل دنیا را تشکیل می‌دهند. تصور بر این است که این گدازه‌ها از درجات ذوب بخش بالای تنوره‌های گوشته‌ای تشکیل شده (Campbell and Griffiths, 1990)، گدازه‌های کماته‌ای‌تی در حجم‌های بسیار زیاد و به صورت روانه‌های بسیار متحرک فوران کرده‌اند و کیلومترها از مجرای خروج گدازه فاصله گرفته‌اند (Leshner et al., 1984; Leshner, 1989; Hill et al., 1990, 1995). کماته‌ای‌ها ویژگی‌های حرارتی و فیزیکی بسیار ویژه و خاصی را نشان می‌دهند، که بسیار حائز اهمیت است. این ویژگی‌ها شامل ۱- درجات ذوب بخشی بسیار بالا گاهی تا ۵۰ درصد، ۲- حرارت لیکیدوس بسیار بالا ($1640-1360^{\circ}\text{C}$)، ۳- فاصله حرارتی بسیار بالای بین لیکیدوس و سالدوس ($460-180^{\circ}\text{C}$)، ۴- گرانروی بسیار پایین ($0.1-2 \text{ Pa s}$)، ۵- حرارت‌های بسیار بالا ($1800-1700 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$) و ۶- چگالی بالا ($2800-2700 \text{ g m}^{-3}$). مهمترین اهمیت این ویژگی‌ها کنترل فرایندهای مهمی نظیر جایگیری و تبلور در این گدازه‌ها است (Nisbet, 1982; Huppert et al., 1984; Leshner et al., 1984). کماته‌ای‌ها دارای تغییرات بافتی و ترکیبی گسترده‌ای می‌باشند. این تغییرات در نتیجه تغییر در درجات تجمع الیوین (در سرتاسر روانه) و تفریق درجا (توقف در گودال‌های توپوگرافی و ایجاد دریاچه‌های گدازه‌ای) ایجاد می‌شود (شکل ۷-۷). به لحاظ

¹ Kambalda

² Alexo

اقتصادی با اهمیت‌ترین بخش این روانه‌ها، کانال‌های گدازه^۱ و جریان‌های کانالی شده (لوله‌ای)^۲ می‌باشند. در حقیقت این بخش‌ها نواحی با انرژی بالا و با فرساینده‌گی بیشتر بوده که به عنوان بخش‌های ترجیحی میزبان ذخایر سولفیدی ماگمایی (Ni-Cu-(PGE) تلقی می‌شوند (Leshner, 1989; Barnes et al., 1999; Lesher and Keays, 2002). به بیان دیگر کانسارهای سولفیدی کماتهای معمولاً در درون فرورفتگی‌های موجود در سنگ‌های کمر پایین قرار دارند. اما این وضعیت در کانسارهای به شدت تغییر شکل یافته قابل مشاهده نیست. برخی از این فرورفتگی‌ها بسیار طویل می‌باشند و موازی توده‌های معدنی قرار دارند، برخی دیگر از این فرورفتگی‌ها نامنظم می‌باشند و برخی دیگر بیضوی شکل هستند (Leshner, 1989). فرم کانی‌سازی در کماتهای یا به صورت لایه‌ای شکل و یا به صورت لایه‌کران است. کانسارهای لایه‌ای شکل دارای کانی‌شناسی اولیه ساده‌ای می‌باشند شامل پیروتیت، پنتلاندیت، پیریت و گاهی پنتلاندیت، پیریت و به ندرت پنتلاندیت، پیریت، میلریت می‌باشند. کالکوپیریت، مگنتیت و فروکرومیت جز کانه‌های فرعی هستند (Leshner, 1989). این دسته از ذخایر در کانادا (کمر بند نیکل تامپسون در مانیتوبا) و زیمبابوه (معادن تروجان و شانگانی) یافت می‌شوند، اما بزرگترین و غنی‌ترین رخدادها در ناحیه کامبالدا در غرب استرالیا وجود دارند (Robb, 2005).

به طور کلی اشباع شدگی از گوگرد و ناهم‌آمیزی یک جز سولفیدی در مراحل اولیه تبلور ماگما، فرایند اصلی مسئول کانی‌زایی در جریان‌های گدازه‌ای کماتهای است. فلزهای گوگرد دوست به ویژه نیکل و تا حد کمتری مس، توسط گویچه‌های سولفیدی ناهم‌آمیز از ماگمای کماتهای آشفته در حال جریان گردآوری شده و در نهایت یک کان‌توده سولفید توده‌ای در امتداد بستر مسیرهای کانالی انباشته می‌شود. کانسنگ افشانی که روی کانسنگ سولفید توده‌ای قرار می‌گیرد، بازتابنده اختلاف شناوری ایستای موجود بین افروشه بلوری کماتهای و سولفید توده‌ای می‌باشد.

¹ Lava channels

² Channelized lava flows

ذخایر کماتهایتی حاوی Ni-Cu-(PGE) بر اساس توزیع و جایگاه در سنگ میزبان به چندین نوع تقسیم بندی می شوند (Leshner & Keays, 2002):

۱- تیپ I کانی زایی Ni-Cu-(PGE) قاعده ای^۱: این تیپ از کانی زایی شامل دو زیر مجموعه می باشد: (Ia) این تیپ به صورت استراتی فرم بوده و به صورت لایه هایی در و یا نزدیک قاعده میزبان کماتهایتی تشکیل می شود. در این تیپ از کانی زایی نیم رخ کانسنگ شامل یک لایه نازک و گاهی ممتد سولفید توده ای ($20\% < \text{gangue}$) است، گاهی اوقات نیز توسط یک لایه ضخیم تر و بیشتر ممتد از سولفید با بافت شبکه ای^۲ ($60\% - 20\% \text{ gangue}$) و بافت انتشاری ($60\% - 90\% \text{ gangue}$) و سنگ میزبان فاقد کانی زایی پوشیده شده است. برخی از نیم رخ ها بسیار ساده بوده، اما برخی دیگر تکرارهای پیچیده ای از جایگیری کانسنگ را نشان می دهند. برخی از ذخایر نوع I دارای زون های بسیار ضخیمی از کانی زایی انتشاری کم عیار می باشند. (Ib) این نوع شامل کانی زایی رگه-ای است که به صورت رگه-رگچه ای و با ماهیت ماگمایی در سنگ های توده ای فرودپواره تشکیل می شوند. از آنجایی که بیشتر ذخایر Ni-Cu(PGE) مرتبط با کماتهایت ها همانند خود میزبان کماتهایتی با سرعت سرد می شوند، مذاب های سولفیدی به طور تفریق یافته متبلور نمی شوند و همچنین جدایش محلول جامد منوسولفیدهای فقیر از Cu از مذاب سولفیدی غنی از Cu-PPGE به طور موثر از ذخایر به آرامی سرد شده صورت نمی گیرد. با این وجود، اغلب ذخایر نوع I حاوی استرینگر فرودپواره غنی از Cu-PPGE می باشند.

۲- تیپ II کانی زایی Ni-Cu-(PGE) استراتی باند داخلی^۳: این نوع از کانی زایی استراتی باند بوده و بطور معمول در بخش مرکزی یک واحد منحصر به فرد در حال سرد شدن تشکیل می شود. اگر چه برخی اوقات در حاشیه های سرد شده قاعده و به ندرت و در مقادیر بسیار اندک در حاشیه های سرد شده بالای قابل مشاهده می باشند. این تیپ از کانی زایی به سه شکل قابل مشاهده می باشد.

¹ Type I Basal Ni-Cu-(PGE) Mineralization

² net-textured

³ Type II Strata-Bound Internal Ni-Cu-(PGE) Mineralization

Type IIa که به صورت تیکه‌های اسفروئیدی درشت‌دانه با بافت انتشاری مشاهده می‌شود، Type IIb به صورت بین دانه‌ای ریز تا لوب‌های انتشاری ما بین بلورهای الیوین انباشتی تشکیل می‌شوند، Type IIc این رخداد بشدت دانه‌ریز (تقریباً غیر قابل دیدن) و شامل زون‌های بین‌دانه‌ای با بافت انتشاری است.

۳- تیپ III کانی‌زایی PGE-(Cu)-(Ni) استراتی‌فرم (سبک ریف)^۱: این نوع از کانی‌زایی به طور خاص در زون‌های پگماتوئیدی و ارتوکومولایی در بالایی زون انباشتی در روانه‌ها و یا سیل‌های ضخیم و به شدت تفریق‌یافته تشکیل می‌شود. واحد میزبان کانی‌زایی در این تیپ بطور خاص در بخش پایینی شامل سنگ‌های انباشتی حاوی الیوین و پیروکسن و در بخش فوقانی سنگ‌های گابرویی می‌باشند. کانی‌زایی PGE نیز در و یا نزدیک نقطه‌ای که پلاژیوکلاز به عنوان یک فاز انباشتی ظهور می‌یابد تشکیل می‌شود.

۴- تیپ IV کانی‌زایی گرمابی، دگرگونی و متاسوماتیکی^۲ Ni-Cu-(PGE): این رخداد کانی‌زایی شامل رسوبات دگرگون شده غنی از Ni است، که همراه با تیپ I کانی‌زایی شرح داده شده مشاهده می‌شود. در حقیقت این تیپ از کانی‌زایی تنها در مجاورت کانی‌زایی تیپ I و تیپ V تشکیل شده و ممکن است در گستره وسیعی از محیط‌های دگرگونی شامل طیفی از شلیست سبز میانی تا سراسر آمفیبولیت پایین تا آمفیبولیت بالایی رخ دهد.

۵- تیپ V کانی‌زایی Ni-Cu-(PGE) به طور تکتونیکی و متحرک^۳: این تیپ شامل رخداد کانی‌زایی با جابه‌جایی‌های تکنونیک درون گسل‌ها و پهنه‌های برشی است که همراه کانی‌زایی تیپ I یافت می‌شود. دلیل تشکیل این تیپ از کانی‌زایی به این صورت است که سولفیدهای توده‌ای به مراتب شکل‌پذیرتر از سولفیدهای انتشاری بوده، از این رو آنها به آسانی درون گسل‌ها و پهنه‌های برشی متحرک و جابجا می‌شوند.

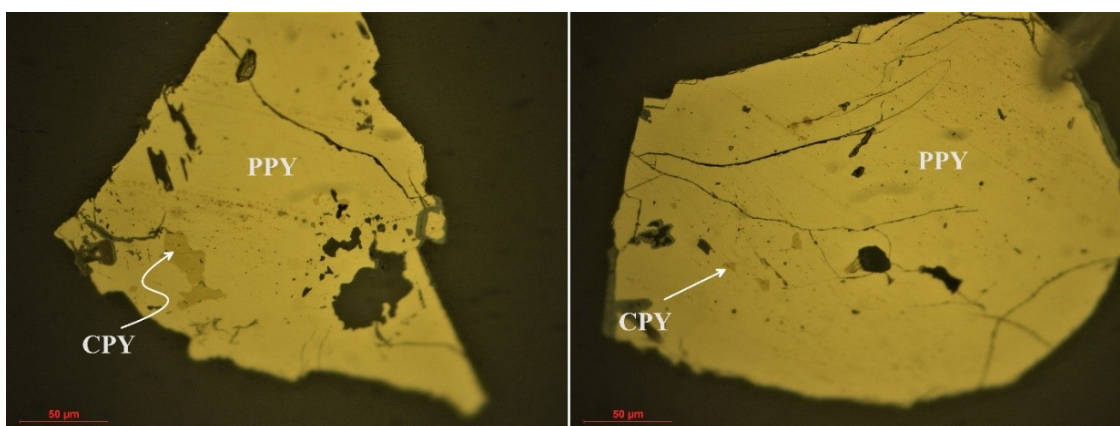
¹ Type III Stratiform "Reef-Style" PGE-(Cu)-(Ni) Mineralization

² Type IV Hydrothermal-Metamorphic-Metasomatic Ni-Cu- (PEG) Mineralization

³ Type V Tectonically-Mobilized Ni-Cu-(PGE) Mineralization

۲-۸- کانی‌زایی در روانه‌های کماته‌ایتی در FC و SVMC

بررسی روانه‌های کماته‌ایتی در همتافت مشهد و فریمان و وجود کانی‌های سولفیدی نظیر پیروتیت، کالکوپیریت، پیریت، کرومیت و مگنتیت در برخی از افق‌های روانه‌های کماته‌ایتی تفریق یافته ضخیم نشانه عملکرد فرایندهای کانه‌ساز و ایجاد کانی‌زایی در این روانه‌ها است. کانی‌زایی در این روانه‌ها به صورت افشان و در قاعده بخش الیوین کومولایی و در مرز این لایه با زون گابرویی و خود لایه گابرویی وجود دارد. درصد سولفید در کانسنگ افشان بین ۲۰ تا ۴۰ درصد است. گاهی میزان سولفید قابل توجه می‌شود بطوری که ما در هنگام جدایش کانی‌های سنگین بر روی میز لرزان (جهت جدایش زیرکن) از برخی نمونه موفق به جدایش کانی‌های سولفیدی شده‌ایم. این کانی‌ها به طور عموم شامل پیریت بوده که دارای ادخالهای از کالکوپیریت نیز می‌باشند (شکل ۸-۱).



شکل ۸-۱- تصویر میکروسکوپی از حضور کانی‌های سولفیدی جدا شده به وسیله میز لرزان از روانه‌های کماته‌ایتی در همتافت مشهد و فریمان، در این تصاویر کانی پیریت به همراه ادخالهای از کالکوپیریت قابل مشاهده می‌باشند اختصارات: PPY: پیریت، CPY: کالکوپیریت..

نتایج مطالعات ژئوشیمیایی هر چند که با هدف ژئوشیمی سنگ‌کل و از بخش‌های تازه و فرش جریان‌های کماته‌ایتی اخذ شده است، اما نتایج قابل تاملی را بدست داده است. در این نمونه‌ها میزان کروم تا ۴۶۳۵ppm، نیکل تا ۲۲۰۷ppm و مس تا ۰/۲۲٪ رسیده است.

پتانسیل کانی‌زایی کمات‌های شمال خاوری ایران ناشناخته است. اما مطالعات اولیه بر روی متالوژنی این سنگ‌ها حضور برخی از کانی‌های سولفیدی را در افق‌های خاصی از توالی ماگمایی-رسوبی مورد مطالعه به اثبات می‌رساند. هر چند که تا کنون کانی‌زایی‌های عناصر گروه پلاتین (PGE) و سولفیدهای Ni-Cu و یا کرومیت‌های ماگمایی در سنگ‌های کمات‌ایتی ایران به خصوص در نواحی مورد مطالعه به طور دقیق و جامع مطالعه و بررسی نشده است. بدیهی است که در پی‌جویی کانسارهای Ni-Cu (PGE) و کرومیت‌های مرتبط با سنگ‌های فرامافیک خروجی با اهمیت‌ترین مسئله انتخاب یک پهنه و یا یک ناحیه مناسب و مستعد می‌باشد. SVMC و FC که شامل مجموعه‌ای از روانه‌های کمات‌ایتی تفریق‌یافته و تفریق‌نیافته و بازالت‌های با منیزیم بالا به همراه رسوبات چرتی و شیلی می‌باشند، جزی از مناطق بسیار مستعد هستند.

شناسایی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و زمین‌شناسی کلیدی و همچنین مطالعه روانه‌های فرامافیک به لحاظ مسائل مربوط به آتشفشان‌شناسی فیزیکی (به عنوان با اهمیت‌ترین عامل کنترل کننده کانی‌زایی Ni-Cu) به همراه بررسی و شناسایی لیتولوژی مناسب در قاعده روانه‌های ضخیم کمات‌-ایتی مهم‌ترین پارامترهای اکتشافی در مقیاس ناحیه‌ای محسوب می‌شوند. کمات‌های حاوی کانی‌زایی در سرتاسر جهان به طور تیپیک با گدازه‌های کانالی و channelized sheet flows و در بخش‌های که کمات‌های سنگ‌های دیواره غنی از سولفور را ذوب می‌کنند در ارتباطند. بنابراین لازم است تا در طی فازهای مقدماتی اکتشافی روانه‌های کمات‌ایتی با دقت از جنبه آتشفشان-شناسی فیزیکی و ژئوشیمیایی مورد مطالعه و بررسی دقیق قرار گیرند.

۳-۸- پهنه پیشنهادی جهت اکتشاف کانی‌زایی Cu-Ni (PGE) و کرومیت‌های مرتبط با

سنگ‌های فرامافیک‌های خروجی

با توجه به توضیحات ارائه شده در سطوح قبل در ارتباط با انتخاب یک پهنه مناسب جهت اکتشاف این دسته از کانسارها، ما ناحیه‌ای با مختصات ارائه شده در جدول ۸-۱ و شکل شماره ۸-۲ که شامل گستره‌ای از شمال شرق فریمان تا جنوب شرقی فریمان می‌باشد را پیشنهاد می‌دهیم. این

ناحیه شامل مجموعه‌ای از روانه‌های فرامافیک کماتهایتی و بازالت‌های با منیزیم بالا است که به واسطه ذوب بخشی گسترده گوشته در اواخر دوران پالئوزویک بر اثر برخورد یک پلوم گوشته‌ای با مجموعه‌ای از کمان‌های ماگمایی حاشیه اقیانوس پالئوتتیس ایجاد شده‌اند. در این همتافت حضور رسوبات چرتی، شیلها و ماسه سنگ‌های سولفیدی در تناوب با روانه‌های فرامافیک با منیزیم بالا این ناحیه را به لحاظ احتمال کانی‌زایی (Cu-Ni (PGE) بسیار مستعد نموده است.

جدول ۸-۱- مختصات چندگوش پیشنهادی پهنه شمال شرق فریمان

Fariman Zone		
	Lat	Lon
A	35.775862	59.831638
B	35.868869	59.893657
C	35.788578	60.105163
D	35.827222	60.121880
E	35.817053	60.169370
F	35.725107	60.245228
G	35.627279	60.508026
H	35.576041	60.483553



شکل ۸-۲- موقعیت منطقه پیشنهادی بر روی تصویر ماهواره‌ای گوگل.

۸-۴- خلاصه‌ای از جنبه‌های اکتشافی

در ادامه به طور خلاصه به برخی از جنبه‌های اکتشافی ذخایر Cu-Ni (PGE) مرتبط با کماتهایت‌ها اقتباس یافته از (Leshner et al. (2001), Leshner and Stone (1996), Leshner (1989) و Leshner and Keays (2002) خواهیم پرداخت:

۸-۵-۱- انتخاب ایالت فلززایی

۱- جایگاه‌های زمین‌ساختی قاره‌ای (از قبیل ریف‌های درون قاره‌ای، ریف‌های حاشیه قاره‌ای، کاف‌های درون کمان‌ها) دارای پی‌سنگ سیالیک، از جایگاه‌های زمین‌ساختی غیر قاره‌ای (نظیر پشته‌های میان اقیانوسی و حوضه‌های پشت کمانی)، مناسب‌تر هستند. ۲- ایالت‌های آذرین بزرگ^۱ متعلق به دوران‌های زمین‌شناسی مختلف که دارای گدازه‌های کانالی^۲ یا مجراهای ماگمایی^۳ و منابع سولفوری بالقوه (سنگ‌های رسوبی سولفیدی^۴، سنگ‌های آتشفشانی سولفیدی^۵، کانی‌زایی VMS) باشند، جز مناطق مستعد و امیدبخش می‌باشند.

¹ Large Igneous Provinces

² Lava channels

³ Magma Conduits

⁴ Sulfidic Sedimentary Rocks

⁵ Sulfidic Volcanic Rocks

۳- ایالت‌هایی که ماگماهای فرامافیک و مافیک (کماته‌ایت‌ها، کماته‌ایت-بازالت‌ها، پیکریت‌ها، فروپیکریت‌ها و گدازه‌های بازالتی با منیزیم بالا) به واسطه درجات ذوب بخشی بالای گوشته تولید شده باشند، از مناطق مهم و امیدبخش هستند.

۲-۵-۸- انتخاب ناحیه^۱ مناسب

- ۱- نواحی که دارای واحدهای ضخیم و با میزان منیزیم بالا می‌باشند.
- ۲- نواحی که اغلب گدازه‌ها و یا نفوذی‌ها آلاش نیافته باشند و یا از PGE ها تهی شده نباشند، این ویژگی‌ها به ماگماهای بارور اشاره دارد.
- ۳- نواحی دارای سنگ‌های رسوبی دگرگون شده غنی از گوگرد (از قبیل چرت‌های سولفیدی^۲ و آرژیلیت‌های سولفیدی^۳) مناطق مناسب‌تری نسبت به سنگ‌های رسوبی فاقد سولفید می‌باشند.

۳-۵-۸- انتخاب واحد^۴ مناسب

- ۱- واحدهای غنی از الیوین با بافت‌های مزوکومولا تا آدکومولا. دونیت-کماته‌ایت‌ها با کانی‌شناسی الیوین $\pm$ کرومیت $\pm$ سولفیدهای اولیه، پریدوتیت-کماته‌ایت با کانی‌شناسی الیوین $\pm$ کرومیت $\pm$ پیروکسن $\pm$ سولفیدهای اولیه، واحدهای سرپانتینی شده با مقادیر بالای مگنتیت و با قابلیت مغناطیسی بالا از مناسب‌ترین واحدها هستند.
- ۲- واحدهایی که فرسایش‌های حرارتی- مکانیکی^۵ سنگ‌های فرودیواره را نشان می‌دهند و یا حاوی اذخالهای سنگی و اذخالهای مذاب می‌باشند، به ویژه واحدهایی که اذخال‌هایی از سنگ‌های رسوبی سولفید دار را نشان می‌دهند.

¹ Area Selection

² Sulfidic Cherts

³ Sulfidic Argillites

⁴ Unit Selection

⁵ Thermomechanically-Eroded

۳- واحدهایی که به طور محلی آرایش یافته‌اند، به طور معمول این واحدها از HILEs نسبت به MILEs غنی شدگی نشان می‌دهند و دارای بیهنجاری منفی از Nb-Ta-(Ti) می‌باشند.

۴- واحدهایی که نسبت به واحدهای مشابه به طور محلی از عناصر کلکوفیل^۱ غنی‌شدگی و تهی‌شدگی نشان می‌دهند.

¹Chalcophile

فصل ۹ (CHAPTER VIII)

نتایج و پیشنهادات

۹ نتایج و پیشنهادات

۹-۱- نتیجه گیری

مهم‌ترین نتایج حاصل از این پژوهش عبارتند از:

۱- مجموعه اولترامافیک- مافیک SVMC که پیش‌تر به عنوان توالی افیولیتی زمین درز تئیس کهن معرفی شده است، دارای شواهد و نشانه‌های بارز صحرایی و سنگ‌نگاری از طبیعت خروجی و آمیخته با رسوبات پالئوزوئیک بالایی (کربونیفر- پرمین) و سرشت کماته‌ایتی است.

۲- به طور کلی بر اساس مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری مشخص گردیده است که سنگ‌های فرامافیک- مافیک SVMC از نوع روانه‌های کماته‌ایتی، گدازه‌های بالشی فرامافیک و سیل‌های گابرویی می‌باشند. در مقیاس میکروسکوپی کماته‌ایت‌های SVMC همانند همتایان آرکئن شان حاوی گستره وسیعی از بافت‌ها و ساختارهای بسیار جالب، شگفت‌انگیز و منحصر به فرد نظیر پیروکسن‌های سوزنی تصادفی و موازی (میکرواسپینیفکس؟)، الیوین‌های ناودونی و انشعابی، پیروکسن‌های ناودنی، الیوین اسکلتی، پیروکسن اسکلتی، پیروکسن‌های شاخه‌ای، هم‌رشدی پیروکسن و پلاژیوکلاز، الیوین هاریسیت (کرس کومولا)، الیوین ارتو کومولا، الیوین مزوکومولا و بافت‌های ادکومولایی الیوین می‌باشند. این سنگها دارای طیفی از نمونه‌های بسیار شیشه‌ای تا سنگهای بلوری نسبتاً درشت دانه و فاقد شیشه بوده و لایه بندی کانی شناسی و بافتی آشکار از ویژگیهای این گدازه‌ها محسوب می‌شود. حضور بلورهای اسکلتی الیوین و پیروکسن نیز در بخش فوقانی این سنگها بافت‌های موسوم به میکرواسپینیفکس را تشکیل می‌دهد، که شاخصه مهم دیگر گدازه‌های کماته‌ایتی بشمار می‌رود.

۳- کماته‌ایت‌های SVMC به لحاظ ویژگی‌های سنگ-رخساره‌ای، مشتمل بر روانه‌های تفریق یافته و تفریق نیافته می‌باشند. هر دو نوع این کماته‌ایت‌ها در مقیاس میکروسکوپی دارای زون بندی

می‌باشند. به لحاظ کانی‌شناسی نیز این سنگ‌ها به طور عمده از مجموعه کانی‌های الیون + کلینوپیروکسن + کرومیت + کروم اسپینل + آمفیبول + تیتانیت + روتیل + مونازیت + کانی‌های سولفیدی تشکیل شده است. البته در کماته‌ایتهای تفریق یافته پلاژیوکلاز را نیز باید به این پاراژنز اضافه کرد. مجموعه کانی‌های ثانویه نیز شامل سرپانتین، مگنتیت، کلریت و ترمولیت می‌باشند. رخداد سرپانتین نیز در این کماته‌ایتهای به طور عموم به صورت سودومورف‌های بعد از الیون و گاهی به صورت مخلوطی ریز از سرپانتین و کلریت در زمینه است. این مخلوطی حاصل دگرسانی زمینه شیشه‌ای این سنگ‌ها است. مگنتیت نیز در طول فرآیند سرپانتینی شدن تشکیل شده است. این کانی معمولاً به صورت شکل دار و بی شکل در حاشیه بلورهای الیون دگرسان شده به سرپانتین دیده می‌شود.

۴- به طور کلی گدازه‌های کماته‌ایتهای تفریق یافته در رخنمون صحرایی دارای یک بخش ورلیتی-پریدوتیتی در بخش زیرین و یک بخش گابرویی-دلریتی در نیمه بالایی می‌باشند. در مجموعه‌های مورد بررسی، براساس چینه نگاری داخلی و مشاهدات میکروسکوپی، در یک گدازه تفریق یافته کماته‌ایتهای هشت زون مختلف شناسایی و تفکیک شده است. این زون‌ها از پایین به بالا عبارتند از: a- زون حاشیه‌ای زیرین، b- زون پریدوتیتی حاوی انواع بافت‌های الیون انباشتی، c- زون اسکلتی انباشتی و هاریسیت، d- زون میانی یا زون گذار پیروکسنیتی، e- زون گابرو-پیروکسنیتی درشت دانه، f- زون گابرویی با بافت شاخه‌ای و دندریتی ریز دانه، g- زون پیروکسن اسپینیفکس، h- زون حاشیه‌ای بالای. لازم به ذکر است که مرزهای بین این زون‌ها، اغلب تدریجی است و به‌ندرت به صورت مرزهای تیز و روشن دیده می‌شوند. روانه‌های کماته‌ایتهای تفریق یافته در نواحی مشهود و فریمان گاهی به صورت جانبی به سنگ‌های انباشتی دونیتی، ورلیتی و کلینوپیروکسنیتی تبدیل می‌شوند. این تغییرات می‌تواند نشان دهنده گذار از بخش‌های پروکسیمال به بخش‌های پایدارتر و ایستا نظیر دریاچه‌های گدازه‌ای تشکیل شده در ناهمواری‌های توپوگرافی باشد.

۵- کماتهای تفریق نیافته، در SVMC و در FC نیز دارای زون بندی می‌باشند. به طوری که در بخش زیرین، گدازه‌ها دارای انواع رخساره‌های الیوین انباشتی (ادکومولا، مزوکومولا و ارتوکومولا) هستند. سپس، زون انباشتی اسکلتی و بعد از آن، زون الیوین میکرواسپینیفکس ظاهر می‌شود. زون پریدوتیت انباشتی و اسکلتی انباشتی در این سنگ‌ها به ترتیب مشابه با زون های b و c در کماتهای تفریق یافته می‌باشند. زون الیوین میکرواسپینیفکس نیز که در بالاترین بخش زون اسکلتی انباشتی قرار دارد حاوی بلورهای کشیده و ناودانی الیوین می‌باشد که همانند کتاب‌های یک قفسه کتابخانه در کنار هم قرار گرفته و بافت موسوم به اسپینیفکس ورقه‌ای یا کتابی را تشکیل داده‌اند. در بالاترین بخش این دسته از گدازه‌ها، لایه خرد شده (برشی) حاوی درزه‌های چندوجهی مشاهده می‌شود. ضخامت این لایه گاهی به ۲ متر نیز می‌رسد و عموماً از قطعات گرد شده تا زاویه‌دار با اندازه‌های متغیر تشکیل شده است. این قطعات دارای بلورهای اسکلتی الیوین و کلینوپیروکسن و میکرواسپینیفکس الیوین می‌باشند.

۶- گدازه‌های بالشی فرامافیک با اشکال روده‌ای تا گردشده در ارتفاعات شمال شرق روستای سفید سنگ در یک توالی کم نظیر و بسیار زیبا در تناوب با گدازه‌های کماتهای تفریق یافته و رسوبات پلاژیک و چرت‌های قرمز رنگ دیده می‌شوند. در مجموعه SVMC نیز گدازه‌های بالشی در نو دره در حاشیه کمر بند سبز غرب مشهد رخمون دارند. این گدازه‌ها به فراوانی حاوی الیوین‌های سرپانتینی شده شکل‌دار و اسکلتی در زمینه‌ای از شیشه و پیروکسن‌های تار مانند (شبکه‌ای) می‌باشند.

۷- آمفیبول گابروهای تاخیری به طور عموم به صورت سیل و دایک در داخل رسوبات دگرگون شده باختر مشهد- ویرانی نفوذ کرده‌اند. آنها دارای حاشیه‌های سرد شده انجماد سریع و دگرگونی همبری در حد رخساره پیروکسن- هورنفلس در سنگ‌های میزبان می‌باشند. گابروها دارای بافت‌های گرانولار تا افیتیک و گاهی پوئی‌کلیتیک هستند. پیروکسن و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشند. بقایایی از الیوین‌های دگرسان شده نیز گاهی در این واحد

قابل مشاهده است. پدیده اورالیتی شدن پیروکسن‌ها در این سنگ‌ها شایع است، به طوری که آنها در حال تبدیل شدن به هورنبلند و ترمولیت می‌باشند. در برخی از نمونه‌ها، تمامی پیروکسن‌ها با آمفیبول جایگزین شده و با توجه به دگرگون بودن توالی سنگی منطقه، این گابروها را می‌توان ارتوآمفیبولیت نامید. از دیگر محصولات دگرسانی پیروکسن‌ها می‌توان به کلسیت و کلریت نیز اشاره نمود. پلاژیوکلازها نیز در گابروها دچار پدیده دگرسانی شده‌اند، سیریسیت و کلسیت محصولات اصلی این رخداد می‌باشند.

۸- برای تعیین دمای تبلور ماگمای کماته‌ایتی SVMC از روابط پترولوژیکی بین مقدار MgO ماگمای والد و دمای مذاب کماته‌ایتی بدون آب استفاده شده است. در ابتدا نیز با استفاده از روش تلفیق ترکیب الیوین و آنالیز سنگ کل، مقدار MgO_{Liquid} محاسبه شد. محتوای MgO بدست آمده از این طریق، به عنوان مقدار کمینه برای نخستین الیوین متبلور شده در ماگما در نظر گرفته می‌شود. بر این اساس، ماگمای والد SVMC دارای MgO حدود ۲۵٪ و FeO حدود ۱۲٪/۵۰ بوده‌اند. در ادامه نیز با استفاده از مقدار MgO_{Liquid} محاسبه شده و معادلات (Nisbet, 1982) و (Herzberg & Azimow, 2008) حداقل دمای فوران بدست آمده برای کماته‌ایت‌های SVMC نیز حدود 1529 ± 30 درجه سانتی گراد می‌باشد. استفاده از زمین دماسنج الیوین با استفاده از روش Putirka (۲۰۰۸) برای کماته‌ایت‌ها SVMC دمای $1515^{\circ}C$ را بدست داده است، دماهای بدست آمده در بالا در شرایط فشار ۱ اتمسفر و بدون حضور H_2O می‌باشند، اما وجود آمفیبول ماگمایی نوع کرسوتیت در برخی از کماته‌ایت‌های SVMC حاکی از وجود یک ماگمای والد آبدار، دست کم برای برخی از روانه‌های کماته‌ایتی این نواحی است. Stone و همکاران (۱۹۹۷) بر اساس بررسی فازهای تعادلی تجربی مقدار H_2O مذاب‌های اولیه کماته‌ایتی را حدود ۱/۲٪ تخمین زده‌اند. بر این اساس، محاسبه دمای تبلور الیوین‌ها در شرایط حضور H_2O با استفاده از روش Putirka (Equ.3) (۲۰۰۸) برای SVMC دمای $1500^{\circ}C$ را نشان می‌دهد.

۹- مطالعات زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی بر روی سیل‌های آمفیبول گابرویی SVMC نیز صورت گرفته است. قابل توجه است که بیشتر آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند، در نتیجه قابلیت استفاده در دما- فشارسنجی را ندارند. لذا در این پژوهش، تنها از ترکیب کلینوپیروکسن برای دما-فشارسنجی سیل‌های گابرویی SVMC استفاده شده است. به طور کلی (Putirka (2008) بر اساس مدل Nimis & Taylor (2000) دو نوع دما- فشارسنج بر اساس ترکیب تک کلینوپیروکسن و کلینوپیروکسن- مذب ارائه داد. این مدل‌ها دارای بالاترین دقت و کمترین خطا هستند. روش تک کلینوپیروکسن بر اساس محاسبه میزان فعالیت انستاتیت در کلینوپیروکسن و بدون دخالت ترکیب مذب طراحی شده است و عموماً برپایه تعادل Ca-Mg می‌باشد. طبق این روش، میانگین دما و فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌ها به ترتیب حدود ۱۲۲۲ درجه سانتیگراد و ۲/۴ کیلو بار برآورد شده است. دما و فشار بدست آمده در بردارنده‌ی نتایج بسیار قابل قبول و سازگار با شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری است. این سنگ‌ها در رخنمون صحرایی به صورت سیل‌ها و و گاهی دایک نمود دارند.

۱۰- مطالعات ژئوشیمیایی بر روی جریان‌ات گدازه‌ای کماتهاییتی مورد مطالعه صورت گرفته است. بر این اساس کماتهایت‌های تفریق یافته دارای طیفی از مقادیر MgO از ۷/۰۶ تا ۳۷/۹۸ درصد وزنی می‌باشند. در این مجموعه از سنگ‌ها نمونه‌های غنی از MgO (۳۷/۹۸ - ۳۰/۹۴ wt.%) مربوط به لایه الیوین انباشتی یا پریدوتیتی است. مقادیر MgO در زون گذار بسیار متغیر بوده و دارای طیفی بین ۲۹/۵۰-۶/۴۵ درصد وزنی است. مقادیر اکسید منیزیم در زیرلایه گابرویی درشت دانه نیز بین ۱۱/۳۱ - ۸/۷۲ درصد وزنی و در زیر لایه گابرویی ریز دانه یا شاخه‌ای بین ۸/۲۳ - ۸/۱۴ متغیر است. این دسته از روانه‌ها همچنین به ترتیب از زون پریدوتیتی تا زون گابرویی حاوی SiO₂ (۵۲/۳۸ - ۴۲/۴۴)، TiO₂ (۲/۰۸ - ۰/۱۶)، Al₂O₃ (۱۶/۹۱ - ۴/۹۹) و FeO (۵۶/۷ - ۱۲/۸۳) هستند. روانه‌های تفریق نیافته نیز دارای مقادیر MgO (۳۴/۱۱ - ۲۸/۶۲)، SiO₂ (۴۳/۷۵ - ۴۳/۶۴)، Al₂O₃ (۵/۵۸ - ۵/۲۹) و FeO (۱۱/۹۱ - ۱۱/۲۵) می‌باشند.

کوماته‌ایتهای مورد مطالعه به ترتیب دارای مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 بیشتر از ۳/۵۵ و ۰/۳۲ درصد وزنی هستند. نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ این سنگها بین ۲۶-۱۰/۵ درصد وزنی و میانگین ۱۳/۹ درصد وزنی است. به طوری که کوماته‌ایتهای مورد بررسی همانند کوماته‌ایتهای باربرتون دارای مقادیر پایینی از نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ می‌باشند. به این لحاظ و بر اساس تقسیم بندی Nesbitt & Sun (1976) و Sun & Nesbitt (1978) این سنگها در دسته کوماته‌ایتهای تهی‌شده از Al یا ADKs (Aluminium-Depleted Komatiites) و بر اساس تقسیم بندی (Arndt et al. 2008) در گروه کوماته‌ایتهای نوع باربرتونی طبقه‌بندی می‌شوند.

۱۱- در نمودارهای تغییرات *mg-number* در برابر عناصر اصلی و کمیاب، یک روند خطی واضح از لایه پریدوتیتی تا لایه گابرویی روانه‌های کوماته‌ایتهای و سیل‌های گابرویی دیده می‌شود. بر روی این دیاگرامها عناصر Si, Al, Ca, K, Na, Ti, P, Yb, Zr, Sr, Ta, Nd, Y, La, Hf, Ce, Lu, Sm, Gd, Rb, Nb دارای روندی کاهشی از لایه پریدوتیتی به سمت لایه گابرویی کوماته‌ایتهای و سیل‌های گابرویی می‌باشند. این در حالی است که عناصر Cr, Ni, Mg, Mn دارای روندی افزایشی هستند. نسبت $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ به عنوان یک شاخص مناسب جهت تشخیص تهی‌شدگی و یا غنی‌شدگی HREEها شناخته می‌شود. بر اساس این نسبت کوماته‌ایتهای SVMC دارای نسبت $(\text{Gd}/\text{Yb})_N > 1.5$ بوده (که نشان دهنده تهی‌شدگی نسبی این سنگها از HREEها می‌باشد) و به وضوح قابل قیاس با نمونه‌های کوماته‌ایتهای کمر بند گرین استون باربرتون هستند. به طوری که کوماته‌ایتهای SVMC همانند کوماته‌ایتهای باربرتون دارای مقادیر پایینی از نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ و مقادیر بالا از نسبت $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ می‌باشند. به لحاظ عناصر کمیاب لایه‌های مختلف کوماته‌ایتهای SVMC حاوی مقادیر اندکی از REE کل می‌باشند. به طوری که میزان REE کل در لایه پریدوتیتی بین ۳۰/۴۴ ppm - ۰/۷۲ (میانگین ۷/۸۱ ppm)، در زون گذار بین ۳۰/۴۷ ppm - ۰/۹۲ (میانگین ۹/۳۳ ppm) و در لایه گابرویی بین ۵۴/۸۴ ppm - ۱/۲۲ (میانگین ۱۴/۸۶ ppm) می‌باشد. در این سنگها مجموع مقدار LREEها در لایه پریدوتیتی حدود ۷۵ ppm و HREEها

حدود ۳۴ppm است. در زون گذار و لایه گابرویی نیز مقدار LREE ها به ترتیب حدود ۸۳ppm و ۱۳۷ppm و مقدار HREE ها به ترتیب حدود ۴۷ppm و ۶۰ppm می باشد. ترسیم و بررسی الگو میانگین کل نرمالیزه شده به کندریت مقادیر REE ها کماتهای SVMC در تقابل با میانگین REE در کماتهای سایر نقاط جهان نظیر باربرتون، آبیتی، سونگدا، بالتیک، گورگونا و همچنین میانگین REE بازالت های نرمال، OIB ها، بخش های پریدوتیتی افیولیت ها و پیکریت ها نتایج زیر را بدست می دهد: الف) الگوی کلی REE ها در کماتهای SVMC دارای شیب منفی بوده و LREE ها نسبت به HREE ها اندکی غنی شدگی نشان می دهند. ب) این سنگ ها دارای آنومالی منفی بسیار ضعیفی از Eu می باشند. پ) در مقام قیاس نیز الگوی عناصر خاکی کماتهای SVMC بسیار مشابه با کماتهای کمر بند گرین استون باربرتون می باشند. ت) به طور کلی کماتهای SVMC حاوی مقادیر $[1.4 < \text{Gd}_N/\text{Yb}_N < 1.8, (\text{average } 1.6)]$ و $[0.6 < \text{La}_N/\text{Sm}_N < 1.6, (\text{average } 0.93)]$ بوده و دارای مقدار $[0.8 \leq \text{Eu}^* \leq 1.3, (\text{average } 1)]$ می باشند. ث) بر این اساس و بر طبق طبقه بندی کماتهای بر اساس ترکیب REE ها این کماتهای به گروه II و رده های ۴ و ۵ تعلق دارند، که قابل مقایسه با کماتهای باربرتون و ایالت اونورواچت می باشند.

۱۲- نتایج آنالیز عناصر اصلی، فرعی و کمیاب سیل های کم ژرفای گابرویی SVMC حاکی از آن است که این گابروها دارای مقادیر $\text{SiO}_2(49.87-51.97\text{wt.}\%)$, $\text{Al}_2\text{O}_3(12.16-15.68\text{wt.}\%)$, $\text{TiO}_2(0.77-1.28\text{wt.}\%)$, $\text{FeO}(8.96-11.31\text{wt.}\%)$, $\text{CaO}(10.70-13.33\text{wt.}\%)$, $\text{Na}_2\text{O}(2.30-2.99\text{wt.}\%)$, $\text{K}_2\text{O}(0.11-0.48\text{wt.}\%)$ و $\text{P}_2\text{O}_5(0.05-0.11\text{wt.}\%)$ می باشند. مقادیر MgO نیز در این سنگها بین ۸/۰۹-۱۰/۷ و مقادیر mg-number $(\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}) \times 100)$ بین ۴۴/۲ تا ۵۲/۹ درصد متغیر است. به این لحاظ این نمونه ها قابل مقایسه با لایه گابرویی کماتهای می باشند. این سنگها همچنین در نمودارهای دومتغیره عناصر اصلی و فرعی در مقابل mg# با کماتهای دارای روندی خطی می باشند، آنها دارای ویژگیهای مشابه با نمونه های مربوط به لایه

گابرویی کماتهایت‌ها هستند. در نمودار REE بهنجار شده به کندریت، این گابروها از LREEها در مقایسه با HREEها و MREEها غنی شدگی نشان می‌دهند. مقادیر $1.4 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 1.9$ (average 1.71) و $1.5 \leq \text{Gd}_N/\text{Yb}_N \leq 1.6$ (average 1.56) نیز به خوبی گویایی این مسئله می‌باشند. این نمونه‌ها دارای مقدار ($\text{Eu}^* \approx 1$) بوده، که نشان دهنده عدم بیهنجاری یورپیم است. در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته بالایی این سنگ‌ها دارای پیک های مثبت ضعیف تا متوسط از Sr، Pb و Ta بوده و همچنین دارای آشفستگی در الگوی عناصر متحرک نظیر Cs، Rb و Ba می‌باشند.

۱۳- در ارتباط با ماهیت زمین‌شناختی سیل‌های آمفیبول گابرویی SVMC یک سناریو مطرح آنست که این سنگ‌ها به لحاظ پترولوژیکی هیچ رابطه‌ای با ورلیت‌ها و سنگ‌های پیروکسنیتی همراهشان نداشته باشند. به طوری که واحدهای آمفیبول گابرویی می‌توانند معرف ذوب و تبلور دوباره سنگ‌های دیواره و یا حتی توده‌های نفوذی غیر مرتبط با سنگ‌های کماتهایتی باشند. اما با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه سیل‌های آمفیبول گابرویی با روانه‌های کماتهایتی به ویژه بخش گابرویی این گدازه‌ها و همچنین ویژگی‌های و روابط صحرایی پذیرش این فرضیه چندان آسان نیست. در تقابل با این نظریه ما معتقدیم که مدل تبلور جزء به جزء بهترین مدل پیشنهادی برای نحوه تشکیل این سنگ‌ها است. در حقیقت بر اساس این مدل تبلور جزء به جزء الیوین $\pm$ کلینوپیروکسن می‌تواند منتج به تشکیل واحدهای آمفیبول گابرویی شود. در واقع سیال باقی مانده و تفریق یافته می‌تواند آمفیبول-گابروهای تاخیری SVMC را تشکیل دهد. این مدل با ویژگی‌های ژئوشیمیایی این مجموعه سنگی نیز هم خوانی دارد.

۱۴- تا به امروز جایگاه سنی سنگ‌های اولترامافیک و مافیک SVMC براساس شواهد چینه‌شناختی یا روش سن‌سنجی ایزوتوپی Ar-Ar، تعبیر و تفسیر شده است. بر این اساس نیز سن‌های متفاوتی از اردوویسین، دونین- کربنیفر، دونین- پرمین و اواخر پرمین برای مرموزترین رخنمون‌های اولترامافیک ایران در SVMC پیشنهاد شده است. نتایج سن‌سنجی بدست آمده از

این سنگ‌ها در این پژوهش با روش قابل اطمینان U-Pb و بر روی کانی مقاوم و مناسب زیرکن بسیار جالب، چالش‌برانگیز و حتی گیج‌کننده است. نتایج با سن‌های گذشته بسیار متفاوت است. این نتایج نشان می‌دهند که این سنگ‌ها می‌توانند بسیار قدیمی‌تر از آنچه که بنظر می‌رسد، باشند. اما با اهمیت‌ترین نکته در قبول این سن‌ها تطابق آن با شواهد صحرایی است. در سن‌سنجی‌های U-Pb انجام شده به روش LA-ICP-MS در اسپانیا بر روی نمونه ZKR-12 تمامی سن‌های بدست آمده متعلق به ائون پرکامبرین می‌باشند. سن‌های بدست آمده از سن‌سنجی U-Pb نمونه IR-91 نیز که به روش SIMS در چین انجام شده است، به استثنای ۵ زیرکن متعلق به پالئوزویک و ۳ زیرکن متعلق به مزوزوئیک، به طور غالب در محدوده سنی پرکامبرین می‌باشند. اما در مقابل در رخنمون‌های صحرایی هر چند که در بیشتر مواقع مرز روانه‌های کماته‌ایتی با رسوبات دربرگیرنده تکتونیکی است، اما در برخی از نقاط نظیر باختر پارک خورشید و در بررسی یک روانه اولترامافیک این مرز بسیار مشکوک است و احتمالاً تکتونیکی نمی‌باشد. سیل‌های گابرویی نیز در برخی از نقاط نظیر چشمه‌پونه، زکریا و به ویژه در باختر پارک خورشید شواهد غیر قابل انکاری از نفوذ و تزریق در رسوبات در برگیرنده نشان می‌دهند. با توجه به شواهد صحرایی و زمین‌شناختی ارائه شده ما براین باوریم که جریانات گدازه‌ای کماته‌ایتی SVMC همگی متعلق به اواخر پالئوزویک بوده و زیرکن‌های با سن پرکامبرین نیز از منابع لیتوسفری عمیق‌تر به ارث رسیده‌اند. به بیان دیگر بر اساس این فرضیه زیرکن‌های پرکامبرین را می‌توان به عنوان زینوکریست‌هایی در نظر گرفت که از دایک‌ها و رگه‌های قدیمی‌تر (پرکامبرین) در سطوح عمیق‌تر گوشته ابرقاره گندوانا وارد ماگمای تشکیل دهنده کماته‌ایت‌های SVMC شده‌اند. در صورت پذیرش این نظریه، به نظر می‌رسد که این فرضیه می‌تواند حضور زیرکن‌های با سن پرکامبرین در روانه‌های کماته‌ایتی اواخر پالئوزویک SVMC را تفسیر نماید. به طور خلاصه و بر اساس این فرضیه سنگ‌های کماته‌ایتی SVMC با سن اواخر پالئوزویک حاوی زیرکن‌هایی از منشأ گوشته‌ای این روانه‌ها است که سن ائون پرکامبرین را نشان می‌دهند. در روانه‌های کماته‌ایتی، زیرکن به ندرت تشکیل می‌شود و تا کنون

نیز گزارشی از تعیین سن زیرکن در روانه‌های کماته‌ایتی در سایر نقاط دنیا نیز نشده است (به طور معمول تعیین سن‌های U-Pb انجام شده بر روی کانی زیرکن در توالی‌های کماته‌ایتی مربوط به بخش‌های داسیتی تفریق یافته این مجموعه‌ها است) این مسئله پذیرش این فرضیه را قوت می‌بخشد.

۱۵- تشکیل ماگماهای والد کماته‌ایتی در تنوره‌های داغ گوشته‌ای دارای پذیرش همگانی است، محتوای بالای Mg در کماته‌ایت‌ها (MgO بیش از ۳۰ wt.% و دمای فوران بسیار بالا و مطالعات پترولوژی تجربی نیز این امر را تأیید کرده‌اند. بر طبق این نظریه مذاب‌های کماته‌ایتی در بخش‌های مرکزی و داغ‌تر تنوره گوشته‌ای و بازالت‌های توله‌ایتی در بخش بالایی و سردتر تنوره تولید می‌شوند. این نظریه همچنین قادر است حضور همزمان کماته‌ایت‌های تهی‌شده از Al یا ADKs (Aluminium-Depleted Komatiites) و کماته‌ایت‌های تهی‌نشده از Al یا AUKs (Aluminium-Undepleted Komatiites) در باربرتون که به عنوان یک چالش سنگ‌زادی در پتروژنز کماته‌ایت‌ها مطرح بوده است، را نیز توضیح دهد. این حضور همزمان نشان می‌دهد که هر دو نوع ADKs و AUKs از یک تنوره گوشته‌ای مشابه سرچشمه گرفته‌اند. اما در شمال شرقی ایران همراهی سنگ‌های کماته‌ایتی سرچشمه گرفته از تنوره گوشته‌ای داغ با رسوبات تشکیل شده در کمان‌های آتش‌فشانی، بازالت‌ها، آندزیت‌ها و توده‌های گرانیتوئیدی مرتبط با زون‌های فروران (گرانیتوئیدهای مشهد)، چالش برانگیز است. ما برای توضیح این دوگانگی، برخورد یک تنوره گوشته‌ای با زون فروران مشهد- فریمان را پیشنهاد می‌کنیم. تعامل تنوره-کمان می‌تواند بهترین مدل زمین‌دینامیکی برای همراهی سنگ‌های تشکیل شده در تنوره گوشته‌ای و سنگ‌های مرتبط با زون‌های فروران در شمال شرقی ایران باشد. قابل توجه است که کماته‌ایت‌ها در طیف وسیعی از محیط‌های مختلف تکتونیکی مشاهده شده‌اند. این مسئله می‌تواند اثبات کننده تشکیل این سنگ‌ها در پلوم‌های گوشته‌ای باشد. تصور عمومی این است که رُز پلوم‌ها از اعماق گوشته احتمالاً از مرز گوشته و هسته سرچشمه می‌گیرند، در نتیجه ما می‌توانیم فرض کنیم که این پلوم‌ها در

هنگام تشکیل و صعود هیچ تصور و ایده‌ای از محیط تکتونیکی محل برخورد در سطح را ندارند. در حقیقت پلوم‌ها تشکیل می‌شوند، صعود می‌کنند و بدون توجه به محیط تکتونیکی محل برخورد، با هر آنچه که در سطح وجود دارد، برخورد می‌کنند. با توجه به توضیحات داده شده، می‌توان نتیجه گرفت که فرضیه برخورد پلوم گوشته‌ای با زون فرورانش مشهد- فریمان و تشکیل کماته‌ایت‌ها و بازالت‌های با منیزیم بالا مرتبط با پلوم گوشته‌ای و سنگ‌های آندزیتی مرتبط با زون سابداکشن دور از انتظار نخواهد بود. بر طبق این نظریه در SVMC مذاب والد ماگمای کماته‌ایتی از یک پلوم گوشته‌ای سرچشمه گرفته است، که با زون فرورانش مشهد- فریمان برخورد داشته است. به عبارت دیگر در اینجا تقابل پدیده‌ای نظیر پلوم با این محیط تکتونیکی منجر به ایجاد ویژگی‌های از هر دو شده است.

۲-۹- پیشنهادها

در این پژوهش تلاش زیادی شد تا حداقل به برخی از پرسش‌های زمین‌شناختی گسترده پیرامون این سنگ‌ها پاسخ داده شود. بررسی‌های صحرایی، مطالعات چینه‌نگاری داخلی، شناخت و معرفی بافت‌های اسکلتی، میکرواسپینیفکس و هاریسیت، انجام مطالعات ژئوشیمیایی با رعایت بالاترین استانداردهای آماده‌سازی و آنالیز در کشور اسپانیا، تلاش برای تعیین سن با روش U-Pb، مطالعات کانی‌شیمی بر روی کانی‌های سازنده این سنگ‌ها به ویژه الیوین مهمترین دستاوردهای این رساله بشمار می‌آید. اما با این وجود همچنان سوالات متعددی پیرامون این سنگ‌ها وجود دارد. از آنجا که ما معتقدیم که یک رساله دکتری نمی‌تواند همه جنبه‌های زمین‌شناختی یک ناحیه وسیع را مورد بررسی قرار دهد و اعتقاد به این حقیقت که "همه چیز را همگان دانند"، امیدواریم که روند مطالعاتی سنگ‌های فرامافیک شمال خاوری ایران در SVMC و FC که به راستی با وجود تعدد اثر پدیده‌های مختلف زمین‌شناسی در طی میلیون‌ها سال به مرموزترین رخنمون‌های فرامافیک ایران بدل شده است، توسط سایر پژوهشگران، اساتید، دانشجویان و علاقه‌مندان علوم زمین ادامه یابد.

در ادامه ما به صورت مختصر برخی از مسائل مهم پیرامون این سنگ‌ها که می‌توانند موضوع مطالعاتی رساله‌های کارشناسی ارشد و دکتری باشد اشاره خواهیم نمود:

۱- پیشنهاد می‌شود که رخنه‌های کماته‌ایتی در اطراف مشهد و فریمان به لحاظ ویژگیهای آتشفشان‌شناسی فیزیکی مورد بررسی بیشتر قرار گیرد، این مسئله علاوه بر دست آوردهای زمین‌شناختی در شناخت پتانسیل‌های کانی‌زایی این سنگ‌ها بسیار حائز اهمیت است.

۲- پیشنهاد می‌شود مطالعات دقیقی در ارتباط با بافت‌های منحصر به فرد این روانه‌های کماته‌ایتی به ویژه بافت‌های اسکلتی و هاریسیت صورت گیرد. بافت‌های هاریسیت کماته‌ایتی‌های مشهد غول آسا بوده و تا آنجا که می‌دانیم کمیاب و منحصر به فرد هستند. مطالعه این بافت‌ها علاوه بر جاذبه‌های کانی‌شناختی و پترولوژیکی می‌تواند این بافت‌های کم نظیر را به جامعه جهانی زمین‌شناسی معرفی کند (از طریق چاپ مقالات ISI در مجلات معتبر دنیا و کنفرانس‌های معتبر). در واقع، کمترین رسالت ما زمین‌شناسان و محققین علوم زمین ایرانی آن است تا ویژگیها و خصوصیات منحصر به فرد زمین‌شناسی سرزمین مادریمان را به جامعه جهانی معرفی نماییم.

۳- پیشنهاد می‌شود مطالعاتی جامع و کامل بر روی کانی‌های کروم اسپینل و الیوین کماته‌ایت‌های SVMC و FC صورت گیرد. این کانی‌ها حاوی اداخل‌های کاملاً فرس و بزرگی از مذاب تشکیل دهنده این سنگ‌ها بوده که می‌تواند از طریق مطالعات مذاب‌های درگیر^۱ موضوع بسیار جالبی برای یک رساله دکتری باشد.

۴- با معرفی این سنگ‌ها به عنوان روانه‌های کماته‌ایتی جذابیت‌های خاصی از کانی‌زایی نظیر مس، نیکل، کرومیت، و عناصر گرو پلاتین مطرح و پررنگ می‌شود. که خود می‌تواند چندین رساله کارشناسی ارشد و دکتری را در مقیاس‌های عمومی و یا تفصیلی در حوضه زمین‌شناسی اقتصادی پوشش دهد.

¹Melt Inclusion

۵- هر چند ما در غالب این پروژه برخی از مطالعات ایزوتوپی را بر روی این سنگ‌ها در بخش پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی دانشگاه گرانا‌دا اسپانیا انجام داده‌ایم اما نتایج آن به این رساله دکتری نرسیده است. ما پیشنهاد می‌کنیم مطالعات ایزوتوپی این سنگ‌ها در هر دو ناحیه SVMC و FC با روش‌های مختلف انجام گیرد.

۶- در این پروژه تلاش‌های بسیاری برای تعیین سن این سنگ‌ها با روش U-Pb صورت گرفته است. اما نتایج حاصل چندان با روابط صحرایی این سنگ‌ها هم خوانی ندارد. پیشنهاد می‌شود این سنگ‌ها با روش‌های مناسب نظیر Sm-Nd و حتی U-Pb بر روی کانی‌های زیرکن - بادلئیت و سایر کانی‌ها مستعد انجام گیرد.

پیوست

- نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) کانی‌های تشکیل دهنده گدازه‌های کماتهایتی SVMC - آمفیبول

Sample Data Point	KHR59 am ₁ -r	KHR59 am ₁ -r ₁	KHR59 am ₁ -c ₁	KHR59 am ₂	KHR59 am ₃	KHR59 am ₄	KHR59 A ₆ -am ₁ - c ₁	KHR59 A ₆ -am ₂ - c ₁	KHR59 A ₆ -am ₂ - r ₁	KHR59 A ₂ -am ₁ - r ₁	KHR59 A ₂ -am ₁ - c ₁	KHR59 A ₁ -am ₁ - r ₁	KHR59 A ₁ -am ₁ - c ₁
SiO ₂	48.5	48.4	48.1	53.2	53.3	52.7	50.6	48.1	52.4	44.6	45.4	50.8	43.2
TiO ₂	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.5	0.6	0.2	0.5
Al ₂ O ₃	6.9	6.9	7.3	2.8	2.6	3.0	4.8	6.9	3.4	11.4	10.7	4.8	12.7
Cr ₂ O ₃	0.1	0.0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.4
Fe ₂ O ₃	3.7	1.4	3.5	1.0	1.9	2.7	3.1	7.1	2.3	2.4	2.7	2.1	2.5
FeO	9.3	11.8	10.2	9.1	7.9	7.2	9.9	6.5	8.4	10.9	10.4	9.2	11.0
MnO	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2
MgO	14.3	13.7	13.7	16.8	17.2	17.3	14.7	14.4	16.4	12.3	12.9	15.5	11.7
CaO	12.3	12.7	12.3	12.8	12.6	12.5	12.3	11.6	12.2	12.0	12.2	12.2	11.9
Na ₂ O	1.0	1.1	1.0	0.4	0.4	0.5	0.6	0.9	0.6	2.0	1.8	0.9	2.3
K ₂ O	0.3	0.2	0.2	0.0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.4	0.4	0.2	0.4
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
F	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1
Cl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	96.9	96.8	97.0	97.0	96.7	96.5	96.9	96.3	96.6	97.0	97.5	96.5	96.9
Si	7.090	7.133	7.051	7.646	7.652	7.573	7.378	7.035	7.569	6.595	6.661	7.395	6.420
Ti	0.017	0.019	0.020	0.029	0.020	0.015	0.010	0.014	0.019	0.054	0.062	0.023	0.058
Al	1.193	1.195	1.260	0.470	0.434	0.511	0.832	1.197	0.582	1.989	1.849	0.816	2.218
Cr	0.011	0.002	0.022	0.022	0.023	0.020	0.011	0.002	0.001	0.004	0.003	0.012	0.042
Fe ⁽ⁱⁱⁱ⁾	0.408	0.152	0.387	0.108	0.205	0.291	0.342	0.784	0.249	0.265	0.298	0.233	0.277
Fe ⁽ⁱⁱ⁾	1.134	1.455	1.246	1.091	0.953	0.861	1.206	0.791	1.013	1.345	1.278	1.119	1.370
Mn	0.032	0.030	0.029	0.034	0.026	0.029	0.030	0.028	0.034	0.032	0.029	0.030	0.030
Mg	3.116	3.013	2.984	3.600	3.686	3.699	3.191	3.149	3.533	2.716	2.820	3.371	2.586
Ca	1.920	2.001	1.925	1.971	1.942	1.931	1.916	1.813	1.895	1.907	1.913	1.905	1.895
Na	0.286	0.300	0.296	0.099	0.098	0.130	0.177	0.254	0.172	0.561	0.512	0.261	0.650
K	0.048	0.043	0.044	0.009	0.012	0.011	0.030	0.039	0.029	0.070	0.067	0.032	0.070
Al ^(iv)	0.91	0.87	0.95	0.35	0.35	0.43	0.62	0.97	0.43	1.41	1.34	0.60	1.58
Al ^(vi)	0.28	0.33	0.31	0.12	0.09	0.08	0.21	0.23	0.15	0.58	0.51	0.21	0.64
	Magnesio- hornblende	Magnesio- hornblende	Magnesio- hornblende	Actinolite	Actinolite	Actinolite	Magnesio- hornblende	Magnesio- hornblende	Actinolite	Edenite	Magnesio- hornblende	Magnesio- hornblende	Pargasite

Sample	VIR19												
Data Point	NDH23 A ₂ -am ₁ - c ₂	VIR19 A ₁ -am ₁ -r ₂	KHR59 A ₄ - am ₁ -r ₁	KHR59 A ₄ -am ₁ -c ₁	A ₉ am-r	KHR37 A ₁ -am ₁ - r ₁	KHR37 A ₁ -am ₁ - c ₁	KHR37 A ₁ -am ₁ - c ₂	KHR37 A ₁ -am ₁ - r ₂	KHR37 A ₁ -am ₂ - l ₁	KHR37- A ₁ -am ₂ -c ₁	KHR37 A ₁ -am ₃ - r ₁	KHR37 A ₁ -am ₃ - c ₁
SiO ₂	48.3	53.7	46.4	46.5	52.1	44.0	43.3	42.4	42.1	44.5	44.1	46.5	45.6
TiO ₂	0.2	0.0	0.6	0.4	0.2	2.0	3.0	4.1	4.9	4.5	4.0	2.5	3.9
Al ₂ O ₃	7.4	2.4	9.0	9.0	4.0	10.4	10.4	10.9	10.7	9.2	8.9	8.4	7.9
Cr ₂ O ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	1.2	1.3	1.5	1.5	0.2	0.4	0.8	1.2
Fe ₂ O ₃	8.2	2.5	1.3	2.5	2.1	4.2	3.3	1.9	0.7	4.0	7.3	6.9	5.4
FeO	0.0	8.7	10.7	9.8	8.0	2.2	3.2	4.6	5.6	3.0	0.0	0.0	1.3
MnO	0.1	0.3	0.3	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	19.0	16.5	13.4	13.6	16.5	17.5	17.0	16.3	16.0	17.4	18.6	18.5	17.9
CaO	11.6	12.4	12.1	12.1	12.6	11.7	11.5	11.4	11.3	11.0	10.3	10.9	10.5
Na ₂ O	1.6	0.2	1.7	1.7	0.3	2.6	2.7	2.8	2.9	2.8	2.3	2.5	2.6
K ₂ O	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.6	0.6	0.6	0.7	0.4	0.4	0.2	0.4
NiO	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
F	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cl	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Total	96.9	96.9	96.1	96.3	96.6	96.9	96.9	96.8	96.8	97.3	96.8	97.8	97.0
Si	6.834	7.711	6.878	6.862	7.510	6.366	6.295	6.187	6.169	6.395	6.282	6.581	6.541
Ti	0.021	0.003	0.065	0.047	0.022	0.219	0.329	0.452	0.539	0.483	0.433	0.270	0.421
Al	1.239	0.410	1.573	1.566	0.686	1.774	1.779	1.869	1.843	1.554	1.495	1.404	1.330
Cr	0.004	0.003	0.003	0.004	0.012	0.141	0.154	0.169	0.172	0.025	0.041	0.092	0.139
Fe ⁽ⁱⁱⁱ⁾	0.874	0.266	0.149	0.282	0.229	0.452	0.357	0.208	0.077	0.433	0.783	0.731	0.587
Fe ⁽ⁱⁱ⁾	0.000	1.040	1.332	1.208	0.969	0.270	0.390	0.556	0.690	0.357	0.000	0.000	0.153
Mn	0.017	0.033	0.032	0.032	0.025	0.007	0.009	0.010	0.009	0.015	0.011	0.014	0.010
Mg	4.011	3.534	2.968	3.000	3.546	3.771	3.687	3.548	3.499	3.739	3.955	3.909	3.818
Ca	1.762	1.908	1.928	1.906	1.947	1.811	1.796	1.783	1.779	1.694	1.574	1.645	1.611
Na	0.432	0.065	0.489	0.480	0.096	0.730	0.758	0.800	0.811	0.772	0.635	0.697	0.729
K	0.021	0.011	0.043	0.038	0.018	0.112	0.110	0.110	0.121	0.074	0.068	0.033	0.069
Al ^(iv)	1.17	0.29	1.12	1.14	0.49	1.63	1.70	1.81	1.83	1.55	1.50	1.40	1.33
Al ^(vi)	0.07	0.12	0.45	0.43	0.20	0.14	0.07	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
	Magnesio- hornblende	Actinolite	Katoph orite	Magnesio- hornblende	Actinolite	Magnesio- hastingsite	Magnesio- hastingsite	Magnesio- hastingsite	Kaersutite	Magnesio- hastingsite	Tschermakite	Magnesio- hornblende	Magnesio- hornblende

Sample	KHR37	KHR37	KHR37	KHR37	KHR37	KHR37	KHR37	KHR37	KHR37	KHR37	KHR37	KHR37	KHR37
Data Point	A ₁ -am ₄ -c ₁	A ₁ -am ₄ -c ₂	A ₂ -am ₁ -r ₁	A ₂ -am ₁ -c ₁	A ₂ -am ₁ -c ₂	A ₂ -am ₁ -c ₃	A ₂ -am ₁ -c ₆	A ₂ -am ₁ -c ₇	A ₂ -am ₁ -r ₃	A ₂ -am ₂ -c ₁	A ₂ -am ₃ -r ₁	A ₂ -am ₃ -c ₁	KHR37 A ₉ -am ₁ - r ₁
SiO ₂	45.9	46.1	42.8	43.4	43.3	42.8	44.7	42.7	45.1	42.9	42.7	42.7	42.1
TiO ₂	4.1	4.0	4.8	4.2	4.3	4.9	3.4	4.4	0.8	4.8	4.6	4.5	4.8
Al ₂ O ₃	7.8	7.4	10.6	10.3	10.4	10.6	10.0	10.9	10.5	10.3	10.4	10.4	10.8
Cr ₂ O ₃	0.7	0.9	1.3	1.1	0.8	1.4	1.1	1.5	1.2	1.5	1.5	1.5	1.6
Fe ₂ O ₃	4.7	6.2	1.0	1.3	1.0	1.4	4.5	1.5	6.5	1.5	7.0	3.8	0.7
FeO	2.3	1.0	5.5	5.1	5.3	5.0	2.0	5.1	0.0	4.8	0.0	2.8	5.7
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	17.8	17.9	16.1	16.5	16.5	16.1	17.0	16.1	18.3	16.2	17.1	16.8	15.8
CaO	10.6	10.1	11.2	11.4	11.5	11.2	11.2	11.3	11.6	10.9	10.8	11.1	11.3
Na ₂ O	2.7	2.7	2.9	2.7	2.7	2.6	2.1	2.9	2.3	3.0	2.2	2.7	2.9
K ₂ O	0.4	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.4	0.5	0.6	0.6	0.6
NiO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
F	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cl	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
Total	97.4	97.1	97.2	97.1	97.0	97.1	96.9	97.2	97.2	97.0	97.4	97.3	96.8
Si	6.574	6.591	6.235	6.304	6.296	6.224	6.424	6.202	6.428	6.248	6.129	6.176	6.169
Ti	0.442	0.433	0.523	0.464	0.473	0.532	0.363	0.481	0.089	0.528	0.500	0.493	0.532
Al	1.315	1.249	1.818	1.769	1.790	1.824	1.696	1.866	1.755	1.767	1.768	1.770	1.870
Cr	0.082	0.105	0.144	0.122	0.096	0.164	0.125	0.169	0.139	0.178	0.169	0.176	0.187
Fe ⁽ⁱⁱⁱ⁾	0.505	0.664	0.109	0.144	0.110	0.158	0.491	0.161	0.700	0.168	0.759	0.409	0.079
Fe ⁽ⁱⁱ⁾	0.271	0.119	0.665	0.616	0.646	0.605	0.240	0.621	0.000	0.590	0.000	0.336	0.697
Mn	0.009	0.012	0.013	0.010	0.012	0.012	0.012	0.011	0.010	0.011	0.014	0.011	0.011
Mg	3.802	3.826	3.492	3.572	3.577	3.481	3.649	3.489	3.879	3.509	3.660	3.628	3.454
Ca	1.621	1.555	1.744	1.772	1.797	1.745	1.723	1.760	1.763	1.703	1.656	1.718	1.767
Na	0.750	0.739	0.811	0.773	0.756	0.735	0.580	0.808	0.642	0.835	0.606	0.757	0.813
K	0.073	0.083	0.113	0.114	0.117	0.118	0.087	0.109	0.078	0.094	0.107	0.113	0.114
Al ^(iv)	1.31	1.25	1.76	1.70	1.70	1.78	1.58	1.80	1.57	1.75	1.77	1.77	1.83
Al ^(vi)	0.00	0.00	0.05	0.07	0.09	0.05	0.12	0.07	0.18	0.01	0.00	0.00	0.04
	Magnesio- hornblende	Magnesio- hornblende	Kaersutite	Magnesio- hastingsite	Magnesio- hastingsite	Kaersutite	Tschermakite	Magnesio- hastingsite	Tschermakite	Kaersutite	Kaersutite	Magnesio- hastingsite	Kaersutite

Sample	KHR37	KHR37	KHR37	KHR37	KHR37	KHR37	KHR37
Data Point	A ₉ -am ₁ -c ₁	A ₉ -am ₁ -c ₂	A ₉ -am ₁ -c ₃	A ₉ -am ₂ -r ₁	A ₉ -am ₂ -c ₂	A ₉ -am ₂ -c ₃	A ₉ -am ₂ -r ₂
SiO ₂	42.1	43.1	42.5	43.6	42.7	44.7	46.5
TiO ₂	4.8	4.6	4.7	2.7	4.7	3.0	2.6
Al ₂ O ₃	10.8	9.8	10.4	10.3	10.2	9.5	8.2
Cr ₂ O ₃	1.5	1.4	1.5	1.3	1.6	1.0	0.6
Fe ₂ O ₃	1.2	2.8	2.0	3.3	2.6	6.1	6.7
FeO	5.4	3.7	4.5	3.2	4.0	0.8	0.0
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	15.8	16.6	16.2	16.9	16.3	17.5	18.5
CaO	11.3	11.0	11.0	11.6	11.2	10.7	10.9
Na ₂ O	2.8	2.7	2.9	2.5	2.6	2.8	1.9
K ₂ O	0.6	0.5	0.6	0.6	0.5	0.2	0.2
NiO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
F	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1
Cl	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
Total	96.7	96.8	96.7	96.5	96.8	96.6	96.5
Si	6.164	6.269	6.209	6.349	6.227	6.436	6.619
Ti	0.530	0.508	0.520	0.293	0.513	0.319	0.274
Al	1.861	1.685	1.791	1.769	1.746	1.605	1.376
Cr	0.179	0.164	0.173	0.155	0.182	0.109	0.072
Fe ⁽ⁱⁱⁱ⁾	0.128	0.309	0.224	0.359	0.280	0.663	0.717
Fe ⁽ⁱⁱ⁾	0.666	0.444	0.548	0.384	0.490	0.097	0.000
Mn	0.010	0.014	0.011	0.013	0.014	0.010	0.012
Mg	3.461	3.607	3.523	3.677	3.549	3.760	3.930
Ca	1.767	1.719	1.716	1.806	1.741	1.653	1.655
Na	0.799	0.756	0.818	0.704	0.737	0.774	0.522
K	0.111	0.094	0.103	0.115	0.093	0.032	0.031
Al ^(iv)	1.84	1.68	1.79	1.65	1.75	1.56	1.38
Al ^(vi)	0.03	0.00	0.00	0.12	0.00	0.04	0.00
	Kaersutite	Kaersutite	Kaersutite	Magnesio-hastingsite	Kaersutite	Tschermakite	Magnesio-hornblende

نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) کانی‌های تشکیل دهنده گدازه‌های کماتهاییتی SVMC- کلینوپیروکسن.

Sample no.	PUN38	PUN38	PUN38	PUN38	PUN38	PUN38	PUN38	PUN38	PUN38	PUN38	PUN38	NDH23	NDH23
Data Point	A ₃ -px ₁ -C	A ₃ -px ₁ -Cc	A ₃ -px ₁ -Ccc	A ₁ -px ₁ -C	A ₁ -px ₁ -Cc	A ₁ -px ₁ -Ccc	A ₁ -px ₁ -R	A ₁ -px ₁ -C2	A ₁ -px ₁ -C3	A ₉ -px ₁ -R	A ₉ -px ₁ -C	A ₅ -px ₁ -C	A ₅ -px ₁ -Cc
SiO ₂	51.84	51.55	51.37	51.71	51.76	51.59	50.75	50.16	50.32	50.10	50.10	50.55	51.17
TiO ₂	0.42	0.41	0.43	0.37	0.37	0.40	0.51	0.43	0.40	0.65	0.42	0.43	0.32
Al ₂ O ₃	3.08	3.07	3.08	3.00	2.96	3.02	2.57	3.24	3.05	3.25	3.16	3.52	2.70
Cr ₂ O ₃	1.00	1.03	0.98	1.21	1.15	1.03	0.84	0.95	0.95	0.94	1.05	0.77	0.82
Fe ₂ O ₃	0.41	0.62	1.12	1.09	0.69	0.43	0.88	1.44	1.76	1.31	2.26	1.83	2.07
FeO	3.61	3.33	2.91	2.89	3.28	3.44	3.20	2.66	2.32	3.01	1.96	3.12	2.61
MnO	0.08	0.11	0.11	0.12	0.10	0.11	0.13	0.10	0.10	0.10	0.10	0.14	0.11
MgO	17.07	17.00	17.06	17.18	17.09	16.96	16.94	16.56	16.73	16.57	16.67	16.57	17.24
CaO	21.27	21.26	21.41	21.47	21.42	21.35	20.81	21.23	21.32	20.88	21.57	21.15	21.13
Na ₂ O	0.19	0.20	0.19	0.20	0.18	0.18	0.19	0.17	0.19	0.22	0.18	0.19	0.19
K ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04	0.06	0.06	0.03	0.04	0.05	0.05
Total	99.18	98.76	98.86	99.42	99.20	98.72	97.02	97.17	97.31	97.21	97.57	98.47	98.54
Si	1.91	1.91	1.90	1.90	1.91	1.91	1.91	1.89	1.90	1.89	1.89	1.89	1.91
Al ^{IV}	0.09	0.09	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.11	0.10	0.11	0.11	0.11	0.09
Al ^{VI}	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03
Fe*	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12	0.13	0.13	0.15	0.14
Fe ⁱⁱⁱ	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06
Fe ⁱⁱ	0.11	0.10	0.09	0.09	0.10	0.11	0.10	0.08	0.07	0.09	0.06	0.10	0.08
Mg	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.95	0.93	0.94	0.93	0.94	0.92	0.96
Ca	0.84	0.84	0.85	0.85	0.85	0.85	0.84	0.86	0.86	0.84	0.87	0.85	0.84
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Wo	44.14	44.26	44.33	44.29	44.33	44.46	43.73	44.77	44.68	44.17	44.99	44.04	43.40
En	49.29	49.24	49.17	49.29	49.22	49.14	49.51	48.58	48.79	48.77	48.38	48.01	49.29
Fs	6.57	6.50	6.50	6.42	6.45	6.40	6.76	6.65	6.53	7.06	6.63	7.95	7.31

Sample no.	NDH23	NDH23	NDH23	NDH23	NDH23	NDH23	KHR59	KHR59	KHR59	KHR59	KHR59	VIR19	VIR19
Data Point	A ₆ -px ₁ -R	A ₆ -px ₁ -C	A ₂ -px ₁ -R	A ₂ -px ₁ -C	A ₁ -px ₁ -R	A ₁ -px ₁ -C	px ₁ -R	px ₁ -C	px ₂ -R	px ₂ -C	px ₂ -C2	A ₁ -px ₂ -R	A ₁ -px ₂ -C
SiO ₂	50.31	51.10	50.18	52.13	51.96	49.56	52.51	52.09	52.85	51.63	52.94	52.03	51.61
TiO ₂	0.57	0.49	0.40	0.52	0.33	0.41	0.22	0.28	0.11	0.35	0.12	0.37	0.43
Al ₂ O ₃	3.05	2.38	3.76	2.54	2.66	3.67	1.06	1.43	0.74	2.39	0.80	2.18	2.92
Cr ₂ O ₃	0.79	0.68	1.13	0.62	0.79	1.11	0.14	0.17	0.07	0.17	0.15	0.03	0.11
Fe ₂ O ₃	2.65	2.25	2.89	1.09	1.26	3.16	1.68	1.76	1.16	2.09	2.15	1.29	1.44
FeO	3.05	3.17	1.80	4.40	3.27	1.79	4.78	5.37	4.47	3.97	3.24	5.45	4.75
MnO	0.14	0.13	0.10	0.13	0.10	0.13	0.14	0.17	0.21	0.16	0.20	0.20	0.16
MgO	16.59	16.89	16.60	17.09	17.33	16.51	15.98	15.81	16.40	16.86	16.46	16.76	17.05
CaO	20.90	21.07	21.76	20.87	21.18	21.28	22.50	21.82	22.53	21.15	23.48	20.43	20.28
Na ₂ O	0.23	0.23	0.19	0.22	0.20	0.21	0.16	0.18	0.10	0.15	0.11	0.17	0.16
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.03	0.05	0.07	0.04	0.08	0.05	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02
Total	98.39	98.53	99.01	99.77	99.27	98.01	99.32	99.21	98.84	99.10	99.82	99.05	99.10
Si	1.89	1.91	1.87	1.92	1.92	1.87	1.96	1.95	1.97	1.92	1.96	1.94	1.92
Al ^{IV}	0.11	0.09	0.13	0.08	0.08	0.13	0.04	0.05	0.03	0.08	0.04	0.06	0.08
Al ^{VI}	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.03	0.04
Fe*	0.17	0.16	0.14	0.17	0.14	0.14	0.20	0.22	0.17	0.18	0.16	0.20	0.19
Fe ⁱⁱⁱ	0.07	0.06	0.08	0.03	0.03	0.09	0.05	0.05	0.03	0.06	0.06	0.04	0.04
Fe ⁱⁱ	0.10	0.10	0.06	0.14	0.10	0.06	0.15	0.17	0.14	0.12	0.10	0.17	0.15
Mg	0.93	0.94	0.92	0.94	0.95	0.93	0.89	0.88	0.91	0.94	0.91	0.93	0.94
Ca	0.84	0.84	0.87	0.82	0.84	0.86	0.90	0.87	0.90	0.84	0.93	0.81	0.81
Na	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Wo	43.26	43.27	45.02	42.65	43.40	44.38	45.24	44.21	45.24	42.91	46.44	41.65	41.53
En	47.78	48.24	47.76	48.58	49.41	47.92	44.71	44.58	45.80	47.60	45.30	47.54	48.59
Fs	8.95	8.49	7.22	8.78	7.19	7.69	10.05	11.21	8.96	9.49	8.26	10.81	9.88

Sample no. Data Point	VIR19 A ₁ -px ₁ -R	VIR19 A ₁ -px ₃ -C	VIR19 A ₉ -px ₁ -R	VIR19 A ₉ -px ₁ -C	VIR19 A ₉ -px ₂ -R	VIR19 A ₆ -px ₂ -R	VIR19 A ₃ -px ₁ -C	VIR19 A ₆ -px ₁ -R	VIR19 A ₆ -px ₁ -C	VIR19 A ₆ -px ₃ -C	VIR19 A ₄ -px ₂ -R	VIR19 A ₄ -px ₂ -C	VIR19 A ₄ -px ₁ -R
SiO ₂	51.83	52.03	51.59	51.48	50.84	51.52	51.26	51.38	51.53	51.80	50.59	51.12	51.26
TiO ₂	0.37	0.34	0.32	0.37	0.48	0.32	0.33	0.35	0.35	0.32	0.50	0.39	0.34
Al ₂ O ₃	2.44	2.14	2.14	2.11	2.85	2.22	2.15	2.13	2.40	2.13	2.15	2.06	2.31
Cr ₂ O ₃	0.13	0.11	0.08	0.03	0.12	0.10	0.08	0.03	0.09	0.07	0.02	0.03	0.09
Fe ₂ O ₃	2.01	1.90	2.29	2.62	2.63	2.43	2.99	2.01	1.46	1.69	2.63	2.95	2.71
FeO	4.16	3.78	3.58	3.95	3.55	3.29	3.18	3.92	4.58	3.90	5.41	3.97	3.02
MnO	0.17	0.15	0.15	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.19	0.15	0.22	0.21	0.14
MgO	17.28	17.29	17.21	16.91	16.67	17.19	17.25	16.95	16.94	17.23	16.14	16.79	17.12
CaO	20.68	21.12	20.99	20.99	21.09	21.17	20.87	20.91	20.49	20.87	20.01	20.73	21.31
Na ₂ O	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15	0.14	0.15	0.14	0.14	0.14	0.18	0.16	0.12
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.02	0.04	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.03
Total	99.32	99.18	98.58	98.92	98.74	98.64	98.58	98.13	98.28	98.47	97.97	98.61	98.56
Si	1.92	1.93	1.93	1.92	1.90	1.92	1.92	1.93	1.93	1.93	1.92	1.92	1.92
Al ^{IV}	0.08	0.07	0.07	0.08	0.10	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08
Al ^{VI}	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02
Fe*	0.18	0.17	0.18	0.20	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.17	0.25	0.21	0.17
Fe ⁱⁱⁱ	0.06	0.05	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.06	0.04	0.05	0.07	0.08	0.08
Fe ⁱⁱ	0.13	0.12	0.11	0.12	0.11	0.10	0.10	0.12	0.14	0.12	0.17	0.12	0.09
Mg	0.95	0.96	0.96	0.94	0.93	0.96	0.96	0.95	0.94	0.96	0.91	0.94	0.95
Ca	0.82	0.84	0.84	0.84	0.85	0.85	0.84	0.84	0.82	0.83	0.81	0.83	0.85
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Wo	41.78	42.62	42.47	42.36	43.04	42.80	42.12	42.62	41.99	42.43	41.12	41.97	43.06
En	48.59	48.54	48.43	47.49	47.32	48.36	48.44	48.06	48.32	48.75	46.13	47.31	48.14
Fs	9.64	8.84	9.10	10.15	9.64	8.85	9.43	9.33	9.69	8.82	12.75	10.73	8.79

Sample no.	VIR19	VIR19	VIR19	VIR19	VIR19	VIR19	VIR19	VIR19
Data Point	A ₄ -px ₁ -C	A ₆ -px ₂ -C	A ₆ -px ₅ -R	A ₆ -px ₅ -C	A ₃ -px ₁ -R	A ₃ -px ₂ -C	A ₉ -px ₂ -C	A ₃ -px ₂ -R
SiO ₂	51.31	51.46	50.95	50.84	51.91	51.23	49.82	50.19
TiO ₂	0.35	0.31	0.34	0.38	0.20	0.32	0.33	0.52
Al ₂ O ₃	2.15	2.14	2.27	2.46	1.11	2.08	2.07	2.16
Cr ₂ O ₃	0.06	0.06	0.09	0.08	0.07	0.09	0.05	0.00
Fe ₂ O ₃	2.53	2.00	2.76	2.45	2.04	2.32	4.42	2.65
FeO	3.23	3.70	2.99	3.57	3.65	3.12	2.42	5.60
MnO	0.18	0.17	0.16	0.15	0.20	0.16	0.19	0.23
MgO	17.22	17.13	17.08	17.06	16.70	17.19	16.02	15.82
CaO	21.00	20.81	21.07	20.48	21.83	20.99	21.84	19.95
Na ₂ O	0.13	0.15	0.12	0.15	0.13	0.14	0.15	0.18
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01
Total	98.32	98.05	98.04	97.79	98.01	97.86	97.46	97.47
Si	1.92	1.93	1.92	1.92	1.95	1.93	1.91	1.92
Al ^{IV}	0.08	0.07	0.08	0.08	0.05	0.07	0.09	0.08
Al ^{VI}	0.02	0.02	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02
Fe*	0.17	0.17	0.17	0.18	0.17	0.16	0.20	0.25
Fe ⁱⁱⁱ	0.07	0.06	0.08	0.07	0.06	0.07	0.13	0.08
Fe ⁱⁱ	0.10	0.12	0.09	0.11	0.11	0.10	0.08	0.18
Mg	0.96	0.96	0.96	0.96	0.94	0.96	0.91	0.90
Ca	0.84	0.84	0.85	0.83	0.88	0.85	0.90	0.82
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Wo	42.54	42.43	42.83	41.95	44.12	42.77	44.37	41.28
En	48.52	48.59	48.30	48.62	46.95	48.73	45.29	45.53
Fs	8.95	8.98	8.88	9.42	8.93	8.50	10.35	13.18

نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) کانی‌های تشکیل دهنده گدازه‌های کماتهایتی SVMC-البوین

Sample Data Point	PUN38 A ₅ -ol ₁ -C ₁	PUN38 A ₅ -ol ₁ -C ₂	PUN38 A ₅ -ol ₂ -C ₁	PUN38 A ₅ -ol ₂ -C ₂	PUN38 A ₅ -ol ₁ -R ₁	PUN38 A ₅ -ol ₃ -C ₁	PUN38 A ₅ -ol ₃ -C ₂	PUN38 A ₅ -ol ₄ -R ₁	PUN38 A ₅ -ol ₄ -C ₁	PUN38 A ₅ -ol ₁₀ -R ₁	PUN38 A ₅ -ol ₁₀ -C ₁	PUN38 A ₅ -ol ₁₁ -R ₁	PUN38 A ₂ -ol ₁ -C ₁	PUN38 A ₄ -ol ₁ -C ₂
SiO ₂	39.26	39.24	39.30	39.33	39.28	39.12	39.22	39.49	39.50	39.74	38.25	39.49	39.10	39.20
TiO ₂	0.03	0.03	0.03	0.02	0.06	0.03	0.04	0.02	0.03	0.05	0.03	0.02	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.04	0.03	0.00	0.02	0.01
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.00	0.05	0.04
Fe ₂ O ₃	1.09	1.13	0.93	0.76	0.92	1.15	0.93	0.61	1.02	0.75	6.09	1.02	1.33	0.67
FeO	13.00	12.77	12.73	13.00	12.71	12.84	12.99	12.24	11.89	10.10	5.73	10.27	11.88	13.10
MnO	0.20	0.22	0.23	0.23	0.27	0.24	0.20	0.30	0.30	0.57	0.53	0.49	0.20	0.25
MgO	45.50	45.59	45.65	45.49	45.66	45.40	45.41	46.05	46.36	47.52	49.29	47.15	45.96	45.22
CaO	0.11	0.12	0.12	0.12	0.09	0.12	0.13	0.10	0.12	0.09	0.13	0.10	0.13	0.10
NiO	0.35	0.39	0.39	0.36	0.36	0.35	0.37	0.37	0.35	0.37	0.35	0.35	0.35	0.33
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
F	0.13	0.16	0.13	0.12	0.14	0.12	0.13	0.11	0.12	0.12	0.08	0.09	0.11	0.12
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	99.72	99.72	99.59	99.48	99.53	99.44	99.46	99.34	99.74	99.39	100.57	99.00	99.18	99.07
Si	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.94	0.99	0.99	0.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.11	0.02	0.03	0.01
Fe ²⁺	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.26	0.25	0.21	0.12	0.22	0.25	0.28
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Mg	1.71	1.71	1.71	1.71	1.71	1.71	1.71	1.73	1.73	1.77	1.81	1.76	1.73	1.71
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	85.11	85.30	85.50	85.35	85.50	85.15	85.23	86.24	86.31	88.18	88.20	87.80	86.05	85.24

Sample Data Point	PUN38 A ₂ -ol ₇ -R ₁	PUN38 A ₄ -ol ₆ -R ₁	PUN38 A ₂ -ol ₅ -R ₁	PUN38 A ₂ -ol ₅ -C ₁	PUN38 A ₂ -ol ₃ - C ₁	PUN38 A ₄ -ol ₄ - R ₁	PUN38 A ₂ -ol ₄ - C ₁	PUN38 A ₂ -ol ₈ - R ₁	PUN38 A ₂ -ol ₈ - C ₁	PUN38 A ₂ -ol ₈ - C ₂	PUN38 A ₁ -ol ₁ - R ₁	PUN38 A ₁ -ol ₁ -C ₁	PUN38 A ₅ -ol ₁₁ - C ₂
SiO ₂	39.02	39.85	39.28	39.14	39.05	38.98	38.79	39.25	39.25	39.35	39.45	39.34	39.24
TiO ₂	0.04	0.03	0.00	0.02	0.03	0.04	0.05	0.03	0.02	0.01	0.03	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	0.01	0.08	0.02	0.03	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03
Fe ₂ O ₃	1.25	0.81	0.58	1.09	1.17	0.44	1.51	0.69	0.43	0.27	0.06	0.19	0.60
FeO	12.68	9.41	12.34	12.25	11.89	12.52	11.88	12.20	12.57	12.76	12.82	12.57	12.53
MnO	0.22	0.60	0.22	0.22	0.23	0.26	0.21	0.21	0.22	0.21	0.20	0.23	0.25
MgO	45.40	48.10	45.72	45.72	45.84	45.24	45.63	45.83	45.56	45.54	45.59	45.63	45.60
CaO	0.10	0.03	0.13	0.14	0.13	0.07	0.12	0.10	0.10	0.10	0.14	0.13	0.12
NiO	0.33	0.36	0.32	0.31	0.35	0.34	0.34	0.32	0.33	0.32	0.33	0.33	0.37
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00
F	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10	0.12	0.15	0.09	0.11	0.13	0.10	0.12	0.10
Cl	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	99.21	99.43	98.74	99.08	98.86	98.05	98.77	98.76	98.66	98.76	98.80	98.67	98.93
Si	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	0.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Fe ²⁺	0.27	0.20	0.26	0.26	0.25	0.27	0.25	0.26	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	1.71	1.78	1.72	1.72	1.73	1.72	1.72	1.73	1.72	1.72	1.72	1.72	1.72
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	85.23	88.86	86.17	85.83	86.12	85.96	85.81	86.24	86.04	86.01	86.14	86.25	85.91

Sample Data Point	PUN38 A4-ol1-R ₁	PUN38 A4-ol3-R ₁	PUN38 A4-ol4-C ₁	PUN38 A4-ol5-R ₁	PUN38 A4-ol6- C ₁	PUN38 A4-ol8- R ₁	PUN38 A4-ol9- R ₁	PUN38 A4-ol11- R ₁	PUN38 A4-ol11- C ₁	PUN38 A4-ol2- R ₁	PUN38 A4-ol2- C ₁	PUN38 A4-ol3-C ₁	PUN38 A6-ol1- R ₁
SiO ₂	39.09	39.11	38.87	39.11	39.21	39.25	39.49	39.33	39.11	39.11	39.15	39.14	38.92
TiO ₂	0.02	0.04	0.03	0.07	0.02	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05
Al ₂ O ₃	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.04	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Fe ₂ O ₃	0.60	0.51	0.94	0.03	0.07	0.79	0.17	0.30	0.35	0.42	0.35	0.11	0.41
FeO	12.70	12.56	11.99	13.28	13.00	10.45	10.16	10.88	12.91	12.76	12.50	13.29	12.76
MnO	0.23	0.21	0.23	0.22	0.22	0.48	0.60	0.51	0.23	0.20	0.21	0.22	0.23
MgO	45.31	45.39	45.51	44.93	45.16	46.69	47.03	46.43	45.13	45.25	45.44	44.91	45.01
CaO	0.10	0.11	0.10	0.09	0.11	0.11	0.00	0.08	0.11	0.13	0.12	0.11	0.11
NiO	0.36	0.35	0.32	0.35	0.31	0.36	0.36	0.36	0.36	0.33	0.36	0.33	0.35
Na ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
F	0.15	0.14	0.12	0.17	0.13	0.12	0.13	0.14	0.14	0.10	0.12	0.11	0.15
Cl	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Total	98.60	98.51	98.18	98.30	98.29	98.33	98.02	98.13	98.41	98.39	98.33	98.29	98.02
Si	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe ²⁺	0.27	0.27	0.26	0.28	0.28	0.22	0.21	0.23	0.28	0.27	0.27	0.28	0.27
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	1.72	1.72	1.73	1.71	1.71	1.76	1.77	1.75	1.71	1.72	1.72	1.71	1.72
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	85.71	85.94	86.13	85.55	85.83	87.73	88.47	87.64	85.67	85.81	86.15	85.47	85.73

مراجع

آقانباتی، ع. (۱۳۸۹) "زمین‌شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۵۸۶ ص.

افتخارنژاد، ج. (۱۳۵۹) "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه‌های رسوبی" نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، ۱۹-۲۸.

افشارحرب، ع.، آقانباتی، ع.، مجیدی، ب.، علوی تهرانی، ن.، شهرابی، م.، داوودزاده، م.، نوائی، ا. (۱۳۶۵) "نقشه زمین‌شناسی مشهد با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی مشهد، تهران، ایران.

داور پناه، ف. (۱۳۷۶) "پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه خلّج و توده نفوذی اطراف آن" پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

دلآوری، م.، رستمی، ف.، دولتی، ا. (۱۳۹۶) "ماگماتیسم بازالتی پرمین البرز مرکزی: شاهدی بر حاشیه قاره‌ای غیرفعال جنوب پالئوتتیس" پترولوژی، ۲۹، ۵۳-۷۴.

دخیلی، ت. (۱۳۷۴) "پترولوژی سنگ‌های ماگمایی و دگرگونی شمال‌شرق فریمان" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

درویش‌زاده، ع. (۱۳۸۵) "زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم" موسسه انتشارات امیرکبیر، تهران، ۴۳۴ ص.

رستمی، ف.، دلآوری، م.، امینی، ص.، دولتی، ا. (۱۳۹۶) "شیمی کانی‌های سنگ‌های بازالتی پرمین شمال بلده (البرز مرکزی): بحث زمین‌دما فشارسنجی و جایگاه زمین‌ساخت-ماگمایی" علوم زمین، ۱۰۶(۲۷)، ۳-۱۴.

ژوتو، ت.، موری، ر. (۱۳۸۱) "زمین‌شناسی پوسته اقیانوسی: پترولوژی و دینامیک داخلی"، ترجمه درویش‌زاده، ع.، انتشارات دانشگاه تهران، تهران، ۵۶۹ ص.

سبزه‌ای، م. (۱۳۷۳) "پدیده تفریق در ماگماهای الترابازیک، برداشت‌های از گدازه‌های لایه‌ای فرامافیک-مافیک اولاکوژن‌های پالئوزوئیک ایران زمین" سیزدهمین گردهمایی علوم زمین.

سبزه‌ای، م. (۱۳۷۴) "ماگمای افیولیتی و نقش آن در تکوین افیولیت‌های ایران، برداشت‌های از گدازه‌های فرامافیک با گرایش کُمتاه‌ایتی" چهاردهمین گردهمایی علوم زمین.

علوی تهرانی، ن. (۱۳۶۳) در: آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

فاضل ولی‌پور، م. (۱۳۸۱) "پتروگرافی، پترولوژی سنگ‌های مافیک-فرامافیک مشهد" رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات.

فورون، ر. (۱۳۵۰) "زمین‌شناسی فلات ایران (ایران، افغانستان و بلوچستان)"، ترجمه: قریب، ا.، انتشارات دانشسرای عالی، تهران، ۲۰۱ ص.

کاظمی، ح.، قاسمی، ح.، طاهری، ع. (۱۳۹۷) "موقعیت سنگ‌چینه‌ای و تنوع رخدادهای سنگ‌های آذرین بازیک آلکالن در واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرمین، پهنه البرز مرکزی"، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۴(۴)، ۲۰-۱.
کک، ر. (۱۳۷۹) "ژئومورفولوژی (دینامیک درونی و دینامیک بیرونی)"، ترجمه: محمودی، ف.، چاپ ششم، انتشارات دانشگاه تهران، ۲۵۵ ص.

کریمی مقدم، ا. (۱۳۷۶) "پترولوژی سنگ‌های بازیک و الترابازیک جنوب غرب تا شمال غرب مشهد" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.

محمدیها، ک.، موزن، م.، آلتنبرگر، ا.، حاجی علی اوغلو، ر. (۱۳۹۵) "ماهیت ژئوشیمیایی سرپانتینیت‌های مجموعه فرامافیک-مافیک مشهد شاهی بر فرورانش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس در شمال خاور ایران" فصلنامه علوم زمین، ۲۶(۱۰۲)، ۱۵-۲۶.

محمدیها، ک.، موزن، م.، آلتنبرگر، ا.، حاجی علی اوغلو، ر. (۱۳۹۶) "ویژگیهای کانی‌شناسی آمفیبول در آمفیبول-پریدوتیت‌های مشهد" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۵(۳)، ۴۷۵-۴۸۶.

معاف پوریان، غ.، پورمعافی، م.، وثوقی عابدینی، م.، امامی، م. ح. (۱۳۸۸) "بررسی بافت‌های نامتعادل و شیمی کانی‌ها در مجموعه سنگ‌های الترامافیک - مافیک خاور فریمان، شمال خاوری ایران" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۷(۱)، ۱۰۹-۱۳۲.

میرنژاد، ج. (۱۳۷۰) "پترولوژی گرانیت‌ها و پگماتیت‌های جنوب مشهد" پایان‌نامه ارشد، دانشگاه تهران.

نبوی، م. ح. (۱۳۵۵) "دیاچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۱۰۹ ص.

ولی‌زاده، م.، کریم‌پور، م. (۱۳۷۴) "منشا، و موقعیت تکتونیکی گرانیت‌های جنوب مشهد" مجله علوم دانشگاه تهران، ۲۱(۱)، ۷۱-۸۲.

هاتفی، ر. (۱۳۸۲) "مطالعه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و توده‌های نفوذی منطقه دهنو (شمال غرب مشهد)" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.

Aitken, B.G. and Echeverria L.M. (1984) "Petrology and geochemistry of komatiites and tholeiites from Gorgona Island, Colombia" *Contrib Mineral Petrol.*, 86, 94-105.

Alavi, M. (1979) "The Virani Ophiolite Complex and Surrounding Rocks" *Geologisch Rundschau*, 68(1), 334-341.

- Alavi, M. (1991) "Sedimentary and Structural Characteristics of the Paleo-Tethys Remnants in Northeastern Iran" **Geological Society of America Bulletin**, 103, 983–992.
- Alavi, M. (1992) "Thrust tectonics of the Binalood region, NE Iran" **Tectonics**, 11(2), 360-370.
- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed Emami, K. and Lasemi, Y. (1997) "The Triassic and Associated Rocks of the Nakhlak and Aghdarband Areas in Central and Northeastern Iran as Remnants of the Southern Turanian Active Continental Margin" **Geological Society of America Bulletin**, 109, 1563–1575.
- Alavi, N. and Majidi, B. (1972) "Petrology and geology of metamorphic and intrusive rocks of the Mashhad area" *Geol. Sur., Iran*, 30p.
- Alberti, A., Nicoletti, M. and Petrucciani, C. (1973) "K/Ar Ages of Micas of Mashhad Area (Khorasan, North- Eastern Iran)" *Period. Miner.* 42: 483- 493.
- Alberti, A. and Moazzez, L. Z. (1974) "Plutonic and Metamorphic Rocks of the Mashhad Area (Khorasan, North-Eastern Iran)" **Bollettino della Società Geologica Italiana**, 93: 1157-1196.
- Allègre, C. J. (1982) "Chemical geodynamics" **Tectonophysics**, 81(3-4), 109-132.
- Arai, S. (1987) "An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array" **Neues Jb Mineral Monat**, 8, 347– 354.
- Arndt, N.T. (1976) "Melting relations of ultramafic lavas (komatiites) at one atmosphere and high pressure" *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, 75, 555-561.
- Arndt, N.T. (1986) "Differentiation of komatiite flows" **Journal of Petrology**, 27, 279-301.
- Arndt, N.T. (1994) "Archean komatiites" In: K.C. Condie (Editor), *Archean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam, pp. 11-44.
- Arndt, N.T. and Fowler, A. (2004) "Textures in komatiites and variolitic basalts" In: P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller and O. Catuneanu (Editors), *The Precambrian earth: tempos and events*. Elsevier, Amsterdam, pp. 298-311.
- Arndt, N. T. and Lesher, C. M. (1992) "Fractionation of REE by olivine and the origin of Kambalda komatiites, Western Australia" **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 56, 4191–4204.

- Arndt, N.T., Leshar, C.M. and Barnes, S.J. (2008) "Komatiite" Cambridge: Cambridge University Press (467p).
- Arndt, N. T., Naldrett, A. J. and Pyke, D. R. (1977) "Komatiitic and ironrich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario" **Journal of Petrology**, 18, 319–369.
- Barnes, Stephen, J., Hill, R. E. T., Perring, C. S. and Dowling, S. E. (1999) "Komatiite flow fields and associated Ni-sulphidemineralisation with examples from the Yilgarn Block, Western Australia" In: R. R. Keays, C.M. Leshar, P.C. Lightfoot and C.E.G. Farrow (eds.) *Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and their Application in Mineral Exploration*, pp. 159–194, Geological Association of Canada, Short Course 13. Ottawa: Geological Association of Canada.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B. and Zeda, O. (1989) "Clinopyroxene compositions of ophiolite basalts as petrogenetic indicator" **Chemical Geology**, 77, 165–182.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L. O., Reilly, S.Y. and Fisher, N.I. (2002) "Igneous zircon: trace element composition and relationship to host rock type" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 143, 602–622.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran" **Canadian Journal of Earth Sciences**, 18, 210–265.
- Blatt, H., Tracy, R., and Owens, B. (2006) "Petrology: igneous, sedimentary, and metamorphic" **Macmillan**.
- Bonnard, E. G. (1944) "Contribution a la Connaissance Geologique du Northeest de l a Iran (Environs de Meched)" **Eclogage Geol**, 37: 331- 354.
- Bozorgnia, F. (1973) "Paleozoic Foraminiferal Biostratigraphy of Central and East Elbruz Mountains, Iran" **National Iranian Oil Company, Geological Laboratories**, Publ. No 4, Tehran.
- Boulin, J. (1988) "Hercynian and Eocimmerian Events in Afghanistan and Adjoining Regions" **Tectonophysics**, 148, 253–278.
- Brey, G. P. and Köhler, T. (1990) "Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers" **Journal of Petrology**, 31(6), 1353-1378.
- Brooks, C. and Hart, S.R. (1974) "On the significance of komatiite" **Geology**, 2(2), 107-110.

- Burtman, V. S. (1975) "Structural geology of Variscan Tien Shan, USSR" **Am. J. Sci.**, 275(A), 157-186.
- Byerly, G.R. (1999) "Komatiites of the Mendon Formation: late-stage ultramafic volcanism in the Barberton greenstone belt" In: D.R. Lowe and G. R. Byerly (eds.) *Geological Evolution of the Barberton Greenstone Belt*, PP. 189–212, Geological Society of America, Special Paper 329. Boulder: Geological Society of America.
- Campbell, I.H., Griffiths, R.W. and Hill, R.I. (1989) "Melting in an Archaean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites" **Nature**, 339(6227), 697-698.
- Campbell, I. H. and Griffiths, R. W. (1990) "Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts" *Earth and Planetary Science Letters*, 99(1-2), 79-93.
- Clark, G. C., Davies, R. G., Hamzpour, G., and Jones, C. R. (1975) "Explanatory text of the Bandare- Pahlavi quadrangle map, Scale 1:250 000" **Geological Survey of Iran**, Tehran.
- Coish, R.A., Taylor, L.A. (1979) "The effects of cooling rate texture and pyroxene chemistry" In: DSDP LEG 34 basalt: a microprobe study. **Earth Planet Sci Lett** 42, 389–398.
- Coffin, M. F. and Eldholm, O. (1993) "Large igneous provinces" *Scientific American*, 269(4), 42-49.
- Crowley. Q., Key. R. and Noble, S. (2014) "High-precision U–Pb dating of complex zircon from the Lewisian Gneiss Complex of Scotland using an incremental CA-ID-TIMS approach" **Gondwana Research**, 27, 4, 1381-1391.
- Dann, J.C. (2000) "The Komati Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa, part I: new map and magmatic architecture" **South African Journal of Earth Sciences**, 6, 681–730.
- Derakhshi, M., Ghasemi, H., and Miao, L. (2017) "Geochemistry and petrogenesis of Soltan Maidan basalts (E Alborz, Iran): Implications for asthenosphere-lithosphere interaction and rifting along the N margin of Gondwana" **Journal of Chemie der Erde**, <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemer.2017.01.002>
- de Wit, M.J., Fripp, R.E.P. and Stannistreet, I.G. (1983) "Tectonic and stratigraphic implications of new field observations along the southern part of the Barberton greenstone belt" **Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.**, 9, 21-29.

- de Wit, M.J., Armstrong, R., Hart, R.J. and Wilson, A.H. (1987) "Felsic igneous rocks within the 3.3-to 3.5-Ga Barberton Greenstone Belt: High crustal level equivalents of the surrounding Tonalite-Trondhjemite Terrain, emplaced during thrusting" **Tectonics**, 6(5), 529-549.
- de Wit, M. J. and Stern, C. R. (1980) "A 3500 Ma ophiolite complex from the Barberton Greenstone Belt, South Africa: Archaean oceanic crust and its geotectonic implications" In: Abstract, **2nd International Archaean Symposium**, Perth, PP. 85–87. Perth: Geological Society of Australia.
- Dick, H. J. B. (1982) "The petrology of two-back-arc basins of the northern Philippine Sea" **American Journal of Science**, 282, 644–700.
- Diefenbach, K. W., Davoudzadeh, M., Alavi-Tehrani, N. and Lensch, G. (1986) "Paleozoic Ophiolites in Iran and Geodynamic Implication" **Ophioliti**, 11(3), 305–338.
- Donaldson, C.H. (1974) "Olivine crystal types in harrisitic rocks of the Rhum pluton and in Archean spinifex rocks" **Geological Society of America Bulletin**, 85(11), 1721-1726.
- Donaldson, C.H. (1976) "An experimental study of olivine morphology" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 57(2), 187-213.
- Donaldson, C.H. (1982) "Spinifex-textured komatiites: a review of textures, compositions and layering" In: N.T. Arndt and E.G. Nisbett (Editors), **Komatiites. Allen and Unwin**, London, pp. 213-244.
- Dostal, J. and Mueller, W. U. (1997) "Komatiite flooding of a rifted Archean rhyolitic arc complex: geochemical signature and tectonic significance of the Stoughton-Roquemaure Group, Abitibi greenstone belt, Canada" **Journal of Geology**, 105, 545–563.
- Eftekharneshad, J. and Behroozi, A. (1991) "Geodynamic Significance of Recent Discoveries of Ophiolites and Late Palaeozoic Rocks in NE-Iran (Including Kopet Dag)" **Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt**, 38, 89–100.
- Faure, F., Arndt, N. and Libourel, G. (2006) "Formation of spinifex texture in komatiites: an experimental study" **Journal of Petrology**, 47(8), 1591-1610.
- Faure, F., Schiano, P., Trolliard, G., Nicollet, C. and Soulestin, B. (2007) "Textural evolution of polyhedral olivine experiencing rapid cooling rates" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 153(4), 405-416.

- Faure, F., Troliard, G., Nicollet, C. and Montel, J.M. (2003) "A developmental model of olivine morphology as a function of the cooling rate and the degree of undercooling" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 145, 251-263.
- 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.
- Fitton, J. G., Saunders, A. D., Kempton, P. D. and Hardarson, B. S. (2003) "Does depleted mantle form an intrinsic part of the Iceland plume?" **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, 4(3).
- Franz, L. and Wirth, R. (2000) "Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago/Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 140(3), 283-295.
- Fursich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M. R. (2009a) "Lithostratigraphy of The Upper Triassic–Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran" In: Brunet, M.-F., Wilmsen, M., Granath, J. W., (eds) South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society, London, Special Publications, 312: 129–160.
- Ginibre, C., Arndt, N. T., Hallot, E., Leshner, C. M. and Cashman, K. V. (1997), "An experimental study of spinifex textures in komatiites from Gorgona, Colombia" **Terra Nova** 9, 203.
- Ghazi, A. M., Hassanipak, A. A., Tucker, P. J., Mobasher, K. and Duncan, R. A. (2001) "Geochemistry and ^{40}Ar – ^{39}Ar Ages of the Mashhad Ophiolite, NE Iran: a Rare Occurrence of a 300 Ma (Paleo-Tethys) Oceanic Crust" **American Geophysical Union, Fall Meeting**, Abstract I/12C-0993.
- Green, D.H. (1975) "Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics" **Geology**, 3(1), 15-18.
- Green, A. H. and Naldrett, A. J. (1981) "The Langmuir volcanic peridotite-associated nickel sulphide deposits: Canadian equivalents of the Western Australian occurrences" **Economic Geology**, 76, 1503–1523.
- Griesbach, C. L. (1885) "Afghan Field Notes" Rec. Geol. Survey of India, Calcutta, v. XVIII, pt. I, 57- 64.
- Griesbach, C. L. (1886) "Afghand and Persian Field Notes" Rec. Geol, 19: 48- 65.

- Griesbach, C. L. (1887) "Field Notes No. 5: To Accompany a Geological Sketch Map of Afghanistan and North-Eastern Khorasan" *Rec. Geol*, 20:93- 103.
- Grove, T.L., Gaetani, G.A. and de Wit, M.J. (1994) "Spinifex textures in 3.49 Ga Barberton Mountain Belt komatiites: evidence for crystallization of water bearing, cool magmas in the Archean" *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 75, 354.
- Grove, T.L., Gaetani, G.A., Parman, S., Dann, J. and deWit, M. J. (1996) "Origin of spinifex textures in 3.49 Ga komatiite magmas from the Barberton Mountainland South Africa" *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 77, 281.
- Grove, T. L., de Wit, M. J. and Dann, J. (1997) "Komatiites from the Komati type section, Barberton, South Africa" In: M. J. de Wit and L. D. Ashwal (eds.) *Greenstone Belts*, PP. 422–437. Oxford: Oxford Science Publications.
- Grove, T. L. and Parman, S. (2004) "Thermal evolution of the Earth as recorded by komatiites" *Earth and Planetary Science Letters*, 219, 173–187.
- Grove, T.L., Parman, S.W. and Dann, J. C. (1999) "Conditions of magma generation for Archean komatiites from the Barberton Mountainland, South Africa" In: Y. Fei, C.M. Bertka and B.O. Mysen (eds.) *Mantle Petrology: Field Observations and High-Pressure Experimentation*, PP. 155–167. Houston: The Geochemical Society.
- Grove, T. L., Parman, S. W., Nuka, P., DeWit, M. and Dann, J. (2002), "Influence of H₂O on the development of spinifex textures in komatiites" *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 294.
- Hanski, E., Walker, R.J., Huhma, H., Polyakov, G.V., Balykin, P.A., Hoa, T.T. and Phuong, N.T. (2004) "Origin of the Permian–Triassic komatiites, northwestern Vietnam" *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147 (4), 453–469.
- Harley, S.L. and Kelly, N. M. (2007) "Zircon Tiny but Timely" *Elements*, 3, PP 13-18.
- He, B., Xu, Y.G., Huang, X.L., Luo, Z.Y., Shi, Y.R., Yang, Q.J. and Yu, S.Y. (2007) "Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section" *Earth and Planetary Science Letters*, 255(3-4), 306–323.
- Herzberg, C. (1992) "Depth and degree of melting of komatiites" *J. Geophys. Res*, 97, 4521–4540.

- Herzberg, C., (1995) "Generation of plume magmas through time: an experimental perspective" **Chemical Geology**, 126(1), 1-16.
- Herzberg, C. and Azimow, P.D. (2008) "Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2. XLS software for primary magma calculation" **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, 9(9), 1-25.
- Herzberg, C., Asimow, P.D., Arndt, N., Niu, Y., Leshner, C.M., Fitton, J.G., Chedle, M.J. and Saunders, A.D. (2007) "Temperatures in ambient mantle and plumes: constraints from basalts, picrites and komatiites" **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, 8(2), 1-34.
- Herzberg, C. and Gazel, E. (2009) "Petrological evidence for secular cooling in mantle plumes" **Nature**, 458(7238), 619–622.
- Herzberg, C. and O'Hara, M.J. (1998) "Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites, and komatiites" **Earth Science Reviews**, 44(1-2), 39–79.
- Herzberg, C. and O'Hara, M.J. (2002) "Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic Age" **Journal of Petrology**, 43, 1857–1883.
- Herzberg, C. and Ohtani, E. (1988) "Origin of komatiite at high pressure" **Earth and Planetary Science Letters**, 88, 321–329.
- Hill, R.E.T., Gole, M.J. and Barnes, S.J. (1988) "Physical volcanology of komatiites: A field guide to the komatiites between Kalgoorlie and Wiluna, Eastern Goldfields Province, Yilgarn Block, Western Australia" **Geological Society of Australia**, Perth, 74 pp.
- Hill, R.E.T. (2001) "Komatiite volcanology, volcanological setting and primary geochemical properties of komatiite associated nickel deposits" **Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis**, 1, 365–381.
- Hill, R.E.T., Barner, S.J., Gole, M.J. and Dowling, S.E. (1995) "The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norman-Wiluna Greenstone Belt, Western Australia" **Lithos**, 34, 159–188.
- Hill, R. E. T. and Gole, M. J. (1990) "Nickel Sulphide Deposits of the Yilgarn Block" In: F. E. Hughes (ed.) Melbourne: Australian Institute of Mining and Metallurgy, PP. 557–559.
- Holzer, H. and Momenzadeh, M. (1969) "Report on Reconnaissance of Granite Magma in the Mashhad Area" Unpublished Report, Geol, Sur. Iran.

- Hort, M. (1998) "Abrupt change in magma liquidus temperature because of volatile loss or magma mixing: effects on nucleation, crystal growth and thermal history of the magma" **Journal of Petrology**, 39(5), 1064-1076.
- Houtumshindler, A. (1883) "Reisen im Nordwestlichen Persien 1880-82. Z. Ges". Erdkunde, Berlin, b. XVIII, 320-344.
- Houtumshindler, A. (1884) "The Turguoise Mine of Nishabour" Rec. Geol, Sur. India, 17, 132- 142.
- Houtumshindler, A. (1886) "Die Gegend Zwischen Sabzewar and Mashhad in Persien" Geol, Bundeasanst, 36: 303- 314.
- Hout, F., Hebert, R., Varfalvy, V., Beaudoin, G., Wang, C.S., Liu, Z.F., Cotten, J. and Dostal, J. (2002) "The Beimarang melange (southern Tibet) brings additional constraints in assessing the origin, metamorphic evolution and obduction processes of the Yarlung Zangbo ophiolite" **Journal of Asian Earth Sciences**, 21, 307–322.
- Huppert, H.E. and Sparks, R.S.J. (1985) "Komatiites: Eruption and flow" **Journal of Petrology**, 26, 694–725.
- Huppert, H.E., Sparks, R. S. J., Turner, J. S. and Arndt, N. T. (1984) "Emplacement and cooling of komatiite lavas" **Nature**, 309, 19–22.
- Imreh, L. (1978) "Album photographique de coule'es meta-ultramafiques sous-marines arche'ennes dans le sillon de La Motte-Vassan [Photographic Album of Submarine Archean Meta-Ultramafic Flows in the LaMotte–Vassan Belt]" Quebec: Ministere des Richesses Naturelles.
- Inoue, T. (1994) "Effect of water on melting phase relations and melt composition in the system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-MgSiO}_3\text{-H}_2\text{O}$ up to 15 GPa" **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, 85, 237–263.
- Jahn, B., Gruau, G. and Glikson, A.Y. (1982) "Komatiites of the Onverwacht group, S. Africa: REE geochemistry, Sm/Nd age and mantle evolution" **Contrib Mineral Petrol**, 80, 25–40.
- Jensen, L.S. (1976) "A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks, Ontario Division of Mines" **Miscellaneous**, 66, 1-22.
- Jensen, L. S. and Langford, F. F. (1985) "Geology and petrogenesis of the Archean Abitibi Belt in the Kirkland Lake area, Ontario" Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 123. Toronto: Ontario Geological Survey.

- Jochum, K. P., Arndt, N. T. and Hofmann, A. W. (1991) "Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution" **Earth and Planetary Science Letters**, 107(2), 272-289.
- Johnson, M.C., Rutherford, M.J. and Hess, P.C. (1991) "Chassigny petrogenesis: Melt compositions, intensive parameters and water contents of Martian (?) magmas" **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 55(1), 349-366.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J. and Meffre, S. (2001) "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks" **Journal of Petrology**, 42, 655-671.
- Kareem, K. (2005) "Komatiites of the Weltevreden Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa: implications for the chemistry and temperature of the Archean mantle" P.h.d. Thesis. Tulane University, New Orleans, USA.
- 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" **Journal of Asian Earth Sciences**, 37, 384-393.
- Karimpour, M. H., Stern, C. R. and Farmer, G. L. (2011) "Rb-Sr and Sm-Nd Isotopic Compositions, U-Pb Age and Petrogenesis of Khajeh Mourad Paleo-Tethys Leucogranite, Mashhad, Iran" **Geosciences: Quaternary Journal of the Geological Survey of Iran**, 20, 171-182 (In Farsi).
- Karimpour, M. H., Farmer, L., Ashouri, C. and Saadat, S. (2006) "Major trace and REE geochemistry of the Paleo-Tethys collision-related granitoids from Mashhad, Iran" **Journal of Islamic Republic of Iran**, 17 (2), 127-145.
- Kerr, A. C. and Arndt, N. T. (2001) "A note on the IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks" **Journal of Petrology**, 42, 2169-2171.
- Khaton M. M. (2000) "The Study of Stratigraphy and Plant Fossils of Shemshak Formation" M.Sc. Thesis, Esfahan University.
- Kozur, H., Mostler, H. (1991) "Pelagic Permian Conodonts From an Oceanic Sequence at Sang-Sefid (Fariman, NE-Iran)" **Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt**, 38, 101-110.
- Lammerer, B., Langheinrich, G. and Manutchehrdani, M. M. (1984) "Geological Investigation in The Binalud Mountain (NE Iran)" **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie**, Abhandlungen, 168: 269-277.

- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G. and Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L. and Youzhi, G. (1997) "Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names" **Mineralogical Magazine**, 61, 295–321.
- Le Maitre, R. W. (1976) "The chemical variability of some common igneous rocks" **Journal of petrology**, 17(4), 589-598.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J. and Woolley, A. R. (1989) "A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous rocks" **London: Blackwell Scientific Publications**.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982) "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series" **Earth and Planetary Science Letters**, 59, 139–154.
- Leshner, C.M. (1989) "Komatiite-associated nickel sulfide deposits" In: Whitney, J.A., Naldrett, A.J. (Eds) Ore Deposition Associated with Magmas. **Reviews in Economic Geology**, 4, 45–101.
- Leshner, C.M., Arndt, N. T. and Groves, D. I. (1984) "Genesis of komatiite-associated nickel sulphide deposits at Kambalda, Western Australia: a distal volcanic model" In: D. L. Buchanan and M. J. Jones (eds.) Sulphide Deposits in Mafic and Ultramafic Rocks. pp. 70–80. London: Institute of Mining and Metallurgy.
- Leshner, C.M., Burnham, O. M., Keays, R. R., Barnes, Stephen J. and Hulbert L. (2001) "Geochemical discrimination of barren and mineralized komatiites associated with magmatic Ni–Cu–(PGE) sulphide deposits" **Canadian Mineralogist**, 39, 673–696.
- Leshner, C.M. and Keays, R.R. (2002) "Komatiite-associated Ni–Cu–(PGE) deposits: Mineralogy, geochemistry, and genesis" In: L. J. Cabri (ed.) The Geology Geochemistry, Mineralogy, and Mineral Beneficiation of the Platinum-Group Elements, PP. 579–617, Special Volume 54. Montreal: Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum.

- Leshner, C.M. and Stone W. E. (1996) "Exploration geochemistry of komatiites" In: D. A. Wyman (ed.) *Igneous Trace Element Geochemistry Applications for Massive Sulphide Exploration*, PP. 153–204, Geological Association of Canada Short Course Notes 12. Ottawa: Geological Association of Canada.
- Li, X., Miao, L., Zhang, F., Ghasemi, H., Zhu, S. and Yang, S. (2018) "Mashhad komatiitic rocks in NE Iran: Origin and implications for the evolution of the Paleo-Tethyan Ocean" **Geological Journal**, 53, 1-21.
- Lofgren, G. (1980) "Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts" In: Hargraves RB (ed) *Physics of magmatic processes*. **Princeton University Press, Princeton**, pp 487–551.
- Lofgren, G. (1989) "Dynamic crystallization of chondrule melts of porphyritic olivine composition: textures experimental and natural" **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 53(2), 461-470.
- Lofgren, G. (1996) "A dynamic crystallization model for chondrule melts" In: Hewins RH et al. (ed) *Chondrules and the protoplanetary disk*. **Cambridge University Press, Cambridge**, pp 187–196.
- Lofgren, G. E., Donaldson, C. H., Williams, R. J., Mullins, O., Jr & Usselman, T. M. (1974) "Experimentally reproduced textures and mineral chemistry of Apollo 15 quartz normative basalts" **Proceedings of the 5th Lunar Science Conference, Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement**, 1, 549-567.
- Lottes, A. L., and Rowley, D. B. (1990) "Reconstruction of the Laurasian and Gondwanan segments of Permian Pangaea" **Geological Society, London, Memoirs**, 12(1), 383-395.
- McKenzie, D. and Bickle, M.J. (1988) "The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere" **Journal of Petrology**, 29, 625–679.
- Macdonald G. A. (1968) "Composition and origin of Hawaiian lavas" **Geol. Soc. Am. Mem.** 116, 477–522.
- Mafi, A. (2012) "Geological Map of Torghabeh, Scale, 1:25,000" Geological Survey of Iran, Mashhad.
- Majidi, B. (1978) "Etude Petrostructurale de la Region de Mashhad (Iran), Les Problemes de Metamorphiques, Serpentinites et Granitoides Hercynians" thèse Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France, 277 p.

- Majidi, B., 1980. The Geochemistry and Origin of The Upper Paleozoic Basic and Ultrabasic Lava of NE Iran; Inter. Rep., 22p.
- Majidi, B. (1981) "The Ultrabasic Lava Flows of Mashhad, NE Iran" **Geological Magazine**, 118, 49–58.
- Majidi, B. (1983) "The Geochemistry of Ultrabasic and Basic Lava Flows Occurrences in Northern Iran. In: Geodynamic Project in Iran" **Geological Survey of Iran**, Report 51, 436–477.
- Matzen, A.K., Baker, M.B., Beckett, J.R. and Stolper, E.M. (2010) "Fe–Mg partitioning between olivine and high-magnesian melts and the nature of Hawaiian parental liquids" **Journal of Petrology**, 52(7-8), 1243-1263.
- Mirnejad, H., Lalonde, A. E., Obeid, M. and Hassanzadeh, J. (2013) "Geochemistry and Petrogenesis of Mashhad Granitoids: An Insight In to The Geodynamic History of The Paleo-Tethys In Northeast of Iran" **Lithos**, 170, 105–116.
- Moore, A.G., Cas, R.A.F., Beresford, S.W. and Stone, M. (2000) "Geology of an Archaean metakomatiite succession, Tramways, Kambalda Ni province, western Australia: assessing the extent to which volcanic facies architecture and flow emplacement mechanisms can be reconstructed" **Australian Journal of Earth Sciences**, 47(4), 659-673.
- Nesbitt, R.W. and Sun, S.-S. (1976) "Geochemistry of Archaean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites" **Earth and Planetary Science Letters**, 31, 433–453.
- Nesbitt, R. W., Sun, S. S. and Purvis, A. C. (1979) "Komatiites: geochemistry and genesis" **Canadian Mineralogist**, 17, 165–186.
- Nesbitt, R.W., Jahn, B.M. and Purvis, A.C. (1982) "Komatiites: An early Precambrian phenomenon" **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 14, 31–45.
- Nisbet, E. G. (1982) "The tectonic setting and petrogenesis of komatiites" In: N. T. Arndt and E. G. Nisbet (eds.) *Komatiites*. PP. 501–520. London: George Allen and Unwin.
- Nisbet, E.G., Cheadle, M.J., Arndt, N.T. and Bickle, M.J. (1993) "Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: A review of the evidence from komatiites" **Lithos**, 30, 291-307.

- Ohtani, E., Kawabe, I., Moriyama, J. and Nagata, Y. (1989) "Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiite" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 103(3), 263-269.
- Parman, S. W., Dann, J. C., Grove, T. L. and de Wit, M. J. (1997), "Emplacement conditions of komatiite magmas from the 3.49 Ga Komati Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa" **Earth and Planetary Science Letters**, 150, 303–323.
- Parman, S., Grove, T. L., Dann, J. and de Wit, M. J. (1996) "Pyroxene compositions in 3.49 Ga komatiite: evidence of variable H₂O content" EOS (Transactions of the American Geophysical Union), 77, 280.
- Parman, S., Grove, T.L. and Dann, J. (2001) "The production of Barberton komatiites in an Archean subduction zone" **Geophysical Research Letters**, 28, 2513-2516.
- Parman, S.W., Grove, T.L., Dann, J.C. and de Wit, M.J. (2004) "A subduction origin for komatiites and cratonic lithospheric mantle" **South African Journal of Geology**, 107, 107–118.
- Parman, S. W., Shimizu, N. and Grove, T. L. (2003) "Constraints on the pre-metamorphic trace element composition of Barberton komatiites from ion probe analyses of preserved clinopyroxene" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 144, 383–396.
- Plimer, I. R. and Moazzez L. Z. (1981) "Polymetamorphic Normal Reverse and Unzoned Garnets from The Drakhtbid Aureole, Mashhad, Iran" **TMPM. Tsch. Min. Petrol. Mitt**, 28: 245- 263.
- Poldervaart, A. and Hess, H.H. (1951) "Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma" **J. Geol.**, 59, 472-489.
- Poldervaart, A. and Taubeneck, W.H. (1960) "Layered intrusions" **21th International Geological Congress**, Copenhagen, Denmark.
- Pourlatifi, A., Alavinaini, M., Shojai, N., Vedige, M., Bahreman, M. and Vaez., F. (2001) "Geological Map of Iran 1:100,000 series, sheet Torghabe" **Geological Survey of Iran**, Teheran.
- Putirka, K.D. (2008) "Thermometers and barometers for volcanic systems" **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, 69(1), 61-120.
- Pyke, D. R., Naldrett, A. J. and Eckstrand, O. R. (1973), "Archean ultramafic flows in Munro Township" **Geological Society of American Bulletin**, 4, 955–978.

- Rao, R. and Rai, H. (2007) "Permian komatiites and associated basalts from the marine sediments of Chhongtash Formation, southeast Karakoram, Ladakh, India" **Mineralogy and Petrology**, 91, 171–189.
- Razavi, M.H., Masoudi, F. and Alaminia, Z. (2008) "Garnet–biotite chemistry for thermometry of staurolite schist from south of Mashhad, NE Iran" **Journal of Sciences**, Islamic Republic of Iran 19, 237–245.
- Reed, F. C. (1911) "Devonian Fossils from Chitral, Persia, Afghanistan" *Rec. Geol. Survey of India*. Calcutta, v. XLI: 86- 114.
- Renner, R. (1989) "Cooling and crystallization of komatiite flows from Zimbabwe" Ph.D. thesis, **Cambridge University**, 162 pp.
- Robb, L. (2005) "Introduction to ore-forming processes" (Vol. 239), **Oxford, Blackwell**.
- Robin-Popieul, C.C., Arndt, N.T., Chauvel, C., Byerly, G.R., Sobolev, A.V. and Wilson, A., (2012) "A new model for Barberton komatiites: deep critical melting with high melt retention" **Journal of Petrology**, 53(11), 2191-2229.
- Roeder, P.L. and Reynolds, I.M. (1991) "Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts" **Journal of Petrology**, 32 (5), 909–934.
- Ruttner, A.W. (1991) "Geology of The Aghdarband Area (Kopet Dag, NE-Iran)" **Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt**, 38, 7–79.
- Ruttner, A.W. (1993) "Southern Borderland of Triassic Laurasia In Northeast Iran" **Geologischen Rundschau**, 82, 110–120.
- Sabzehei, M. (1994) "Differentiation of ultramafic magmas: constraint from layered ultramafic- mafic lava of Iranian aulacogeosynclines" **13th Annual Meeting, Geological Survey**, Tehran, Iran.
- Sabzehei, M. and Pourlatifi, A. (1995) "Ophiolitic magma and its role on petrogenesis of Iranian ophiolites: constraint from ultramafic – mafic differentiated lavas of komatiitic affinity" **14th Annual Meeting, Geological Survey**, Tehran, Iran.
- Sabzehei, M. (2016) "Komatiite Magma: it's Role in the Genesis of Magmatic Sequence of Ophiolites: Constraint from Iranian Ophiolites" **2nd International Geosciences Congress**, Tehran, Iran.
- Samadi, R., Gazel, E., Mirnejad, M., Kawabata, H., Baharifar, A. A. and Sheikh Zakariaee, J., (2014) "Triassic Paleo-Tethys subduction in the center of the Alpine-Himalayan Orogen: Evidence from Dehnow I-type granitoids (NE Iran)" **N. Jb. Geol. Paläont. Abh.** 271(3), 285–306.

- Schweitzer, H. J. U., Schweitzer, M., Kirchner, J. H. A., Van Konijnenburg-Van Cittert, J. and Van Der Burgh, R. A. (2009) "The Rhaeto-Jurassic Flora of Iran and Afghanistan" **Pterophyta, Leptosporangiales. Palaeontographica B**, 279 (1-6), 1-108.
- Sengör, A. M. C. (1990) "Plate Tectonics and Orogenic Research After 25 Years: a Tethyan Perspective" **Earth-Science Reviews**, 27, 1–201.
- Sengör, A. M. C. (1984) "The Cimmeride Orogenic System and The Tectonic of Eurasia" Geological Society of America Special Papers, 195, 82 pp.
- Shafaii Moghadama, H., Li, X. H., Ling, X. X., Stern, R. J., Zaki Khedr, M., Chiaradia M, Ghorbani, G., Arai, S. and Tamura, A. (2015) "Devonian to Permian Evolution of the Paleo-Tethys Ocean: New Evidence from U–Pb Zircon Dating and Sr–Nd–Pb Isotopes of the Darrehanjir–Mashhad "Ophiolites", NE Iran" **Gondwana Research**, 28, 781–799.
- Shangyou, N., Rowley, D. B., and Ziegler, A. M. (1990) "Constraints on the locations of Asian microcontinents in Palaeo-Tethys during the Late Palaeozoic" **Geological Society, London, Memoirs**, 12(1), 397-409.
- Sheikholeslami, M. R. and Kouhpeyma, M. (2012) "Structural Analysis and Tectonic Evolution of the Eastern Binalud Mountains, NE Iran" **Journal of Geodynamics**, 61, 23–46.
- Shore, M. and Fowler, A.D. (1999) "The origin of spinifex texture in komatiites" **Nature**, 397(8), 691-694.
- Siivola, J. and Schmid, R. (2007) "List of Mineral Abbreviations" <http://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html>
- Sisson, T. W., Grove, T. L. and Coleman, D. S. (1996) "Hornblende gabbro sill complex at Onion Valley, California, and a mixing origin for the Sierra Nevada batholith" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 126(1-2), 81-108.
- Sossi, P.A., Eggins, S.M., Nesbitt, R.W., Nebel, O., Hergt, J.M., Campbell, I.H. and Davies, D.R., (2016) "Petrogenesis and geochemistry of Archean komatiites" **Journal of Petrology**, 57(1), 147-184.
- Sproule, R. A., Leshner, C. M., Ayer, J. A. and Thurston, P. C. (2002) "Secular variations in the geochemistry of komatiitic rocks from the Abitibi Greenstone Belt, Canada" **Precambrian Research**, 115, 153–186.
- Stöcklin, J. (1968) "Structural History and Tectonics of Iran: a Review" **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 52(7), 1229-1258.

- Stöcklin, J. and Nabavi, M. H. (1973) "Tectonic Map of Iran 1: 2,500,000" **Geology Survey of Iran**.
- Stöcklin, J. (1974) "Possible Ancient Continental Margins In Iran, In Burk. C. A., and Drake, C. L., eds., The Geology of Continental Margins" Berlin, West Germany, **Springer-Verlag**, 873-887.
- Stöcklin, J. (1977) "Structural Correlation of the Alpine Ranges Between Iran and Central Asia" Livre a[^] la Memoire de Albert F. de Lapparent, v Ser. 8. **Mémoires de la Société Géologique de France**, 333–353.
- Stone, W.E., Deloule, E., Larson, M.S. and Leshner, C.M. (1997) "Evidence for hydrous high-MgO melts in the Precambrian, **Geology**, 25, 143–146.
- Stone, W. R., Deloule, E. and Stone, M. S. (2003) "Hydromagmatic amphibole in komatiitic, tholeiitic and ferropicritic units, Abitibi greenstone belt, Ontario and Quebec: evidence for Archaean wet basic and ultrabasic melt" **Mineralogy and Petrology**, 77, 39–65.
- Stone, M.S. and Stone, W.E. (2000) "A crustally contaminated komatiitic dyke–sill–lava complex, Abitibi greenstone belt, Ontario" **Precambrian Research**, 102(1), 21–46.
- Sun, S., 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. **Boston, Blackwell Scientific**:313–345.
- Sun, S. S. and Nesbitt, R.W. (1978) "Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 65, 301–325.
- Taheri, J. and Ghaemi, F. (1994) "Geological Map of Mashhad, In The Scale 1:100 000" **Geological Survey of Iran**, Tehran.
- Thériault, R.D. and Fowler, A.D. (1995) "Harrisitic textures in the Centre Hill complex, Munro Township, Ontario: product of diffusion limited growth" **Mineralogy and Petrology**, 54(1), 35-44.
- Topuz, G., Hegner, E., Homam, S.M., Ackerman, L., Pfänder, J.A. and Karimi, H. (2018) "Geochemical and geochronological evidence for a Middle Permian oceanic plateau fragment in the Paleo-Tethyan suture zone of NE Iran" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 173(10), 81.

- Turner, S., Huppert, H. E. and Sparks, R. S. J. (1986) "Komatiites II: experimental and theoretical investigations of post-emplacement cooling and crystallization" **Journal of Petrology**, 27, 397–437.
- Vaez-Javadi, F. and Allameh, M. (2015) "Biostratigraphy of The Bazehowoz Formation at its Type Section, South West Mashhad Based on Plant Macrofossils" **Geopersia**, 5(1), 27- 44.
- Vaez-Javadi, F. and Pour-Latifi, A. (2002) "Geology and Age of the Mashad Phyllites In Dizbad Area In the Binalud Mountain" **Geosciences**, 43/44, 80-86.
- Viljoen, M. J. and Viljoen, R. P. (1969a) "Archaean vulcanity and continental evolution in the Barberton region, Transvaal" In: T. N. Clifford and I. Gass (eds.) *African Magmatism and Tectonics*, pp. 27–39. Edinburgh: Oliver and Boyd.
- Viljoen, M. J. and Viljoen, R. P. (1969b) "Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group" Geological Society of South Africa, Special Publication, 21, 87–112.
- Wadsworth, W.J. (1961) "The layered ultrabasic rocks of South-West Rhum, Inner Hebrides" **Philosophical Transactions of the Royal Society**, London, Series B, 244, 21-64.
- Wager, L.R. and Brown, G.M. (1968) "Layered Igneous Rocks" **Edinburgh: Oliver and Boyd**, London, 588 pp.
- Wager, L.R., Brown, G.M. and Wadsworth, W.J. (1960) "Types of igneous cumulates" **Journal of Petrology**, 1(1), 73-85.
- Welsch, B., Faure, F., Famin, V., Baronnet, A. and Bachelery, P. (2013) "Dendritic crystallization: a single process for all the textures of olivine in basalts?" **Journal of Petrology**, 54, 539-574.
- Wilmsen, M., Fürsich, F. T. and Taheri, J. (2009) "The Shemshak Group (Lower-Middle Jurassic) of The Binalud Mountains, NE Iran: stratigraphy, depositional environments and geodynamic implications" Geological Society of London, Special Publications, 312: 175-188.
- Xia, L., Xu, X., Li, X., Ma, Z. and Xia, Z. (2012) "Reassessment of petrogenesis of Carboniferous–Early Permian rift-related volcanic rocks in the Chinese Tianshan and its neighboring areas" *Geoscience Frontiers*, 3(4), 445-471.

- Xu, Z., Dilek, Y., Cao, H., Yang, J., Robinson, P., Ma, C., Li, H., Jolivet, M., Roger, F. and Chen, X. (2015) “Paleo-Tethyan evolution of Tibet as recorded in the East Cimmerides and West Cathaysides” **Journal of Asian Earth Sciences**, 105, 320-337.
- Zanchetta, S., Berra, F., Zanchi, A., Bergomi, M., Caridroit, M., Nicora, A. and Heidarzadeh, G. (2013) “The Record of the Late Palaeozoic Active Margin of the Palaeotethys in NE Iran: Constraints on The Cimmerian Orogeny” **Gondwana Research**, 24, 1237–1266.

+

Abstract

The Shandiz-Virani-Mashhad Complex (SVMC) including assemblage of ultramafic-mafic rocks with approximate length 32 km along from the western margin of Mashhad city out to the Virani and East of Shandiz. These rocks have been interpreted as an ideal ophiolite sequence related to the closure of Paleo-Tethys. But some geological studies have provided evidence that contradicts the ophiolite nature of ultramafic-mafic rocks of this complex. Detailed studies on ultramafic rocks show that, these rocks according to petrological issues, field relationships, petrography and internal stratigraphy can be ultramafic volcanic rocks. These rocks have a wide range of volcanic facies such as sheet flow facies, ponded flow facies, pillow lavas and columnar jointing. The komatiites of this complex, according to the characteristics of lithofacies, are divided into three groups of differentiation, undifferentiated flows and pillow lavas. These rocks have been shown a wide range of textures such as random acicular pyroxene (spinifex texture), hopper and chevron olivine, hopper pyroxene, skeletal olivine, skeletal pyroxene, micrographic intergrowth of plagioclase and clinopyroxene, dendritic pyroxene, olivine harrisitic, olivine orthocumulate, olivine mesocumulate, and olivine adcumulate textures. Internal stratigraphy of differentiated and undifferentiation flows suggests that both of them have a layered structure. Amphibole gabbro rocks is dominated in the forms of sill but sometimes they have been seen in the form of dyke. These gabbros are intruded in volcanic-sedimentary sequence of SVMC.

SVMC komatiites like Barberton komatiites have low values of $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratio and high values of Gd/Yb_N ratio. In this terms, these komatiites are classified in the category of Al-depleted komatiites and according to the classification Arndt et al. (2008) are in the category of komatiites of the Barberton type. The estimated minimum eruption temperatures obtained for the SVMC komatiite is about $1529 \pm 30^\circ \text{C}$.

The results of determining the age of these rocks in this study using U-Pb reliable method on zircon resistant minerals are very interesting, challenging and even confusing. The results are very different from past ages. All U-Pb ages obtained in this study belong to Precambrian Eon. But based on field observation, geological and biostratigraphy age evidences, we believe that the SVMC ultramafic lava flows belong to the Late Paleozoic, and Precambrian-age zircons are also inherited from deeper lithospheric sources.

The high Mg content in komatiites (MgO more than 30% wt.%), Extremely high eruption temperature and empirical petrological studies indicate that komatiitic parent magmas originate from hot mantle plums. But in northeastern Iran the association of komatiitic rocks originating from hot

mantle plum with sediments formed in volcanic arcs, basalts, andesites and granitoid masses associated with subduction zones (Mashhad granites) is challenging. We propose a collision of a mantle plum with the Mashhad-Fariman subduction zone to explain this dichotomy. The plum-arc interaction could be the best geodynamical model to accompany the rocks formed in the mantle plum and rocks associated with subduction zones in northeastern Iran. According to this theory at the SVMC the parent melt komatiitic magma originated from a mantle plume, which collided with the Mashhad-Fariman subduction zone. In other words, a phenomenon such as the plume with this tectonic setting has resulted in features of both.

Key word: Microspinfex, Harrisitic, Komatiite, Gabbro, Geochemistry, Geochronology, Mantle plum, Arc, Mashhad



Shahrood University of Technology
Faculty of earth sciences

Ph.D. Thesis in Petrology

**Petrology, Geochemistry and Tectonic Setting of
Mafic- Ultramafic Rocks of NW to SW of Mashhad**

By: Mohsen Mobasheri

Supervisor:

Dr. Habibollah Ghasemi

Advisor:

Dr. Behnam Rahimi

January 2020