

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

محسن مباحثی^{۱*}، حبیب‌الله قاسمی^۱، بهنام رحیمی^۲ و مجتبی رستمی^۱ حضوری^۱

(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، میکرواسپینفکس و هاریسیت به‌عنوان نخستین شواهد بارز از وجود گدازه‌ها و سیل‌های کم‌عمق کماتهای در هم‌تافت مشهد- ویرانی گزارش شده‌اند. این هم‌تافت که تاکنون به‌عنوان توالی افیولیتی منظور شده است، از نظر سنگ‌شناسی شامل سیل‌های ورلیتی- گابرویی و پیروکستیتی، سیل‌ها و دایک‌های آمفیبول گابرویی و روانه‌های تفریق‌یافته کمات‌های بازالیتی با بافت‌های میکرواسپینفکس است که در تناوب با لایه‌های رسوبی دگرگون‌شده پالئوزوئیک بالایی قرار دارند. برای نخستین بار، بافت‌های ناتعادلی اسپینفکس و هاریسیت در این سیل‌های کم‌عمق ورلیتی- گابرویی و سنگ‌های خروجی یافت و گزارش شده‌اند. نرخ سردشدگی و گرادیان 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، اسپینفکس، هاریسیت، کمات‌های، 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 سرپانتینی و دگرگون‌شده، گابروها و میان‌لایه‌های نازک چرتی و سنگ‌های دگرگونی درجه پایین (اسلیت، مرمر و کوارتزیت) در این

سطح زمین جریان یابد و گاهی نیز سنگ‌های دیواره و کف را در خود هضم کنند. گران‌روی پایین، سبب ته‌نشست درشت‌بلورهای الیوین در بخش زیرین روانه‌های آنها می‌شود. این فرایند، به تشکیل ساختار لایه‌ای به‌عنوان ویژگی بارز بسیاری از روانه‌های کماتهایتی منجر می‌شود (Arndt et al., 2008). بافت اسپینیفکس یکی دیگر از ویژگی‌های شاخص گدازه‌های کماتهایتی است. این بافت، کماتهایت‌ها را از سایر سنگ‌های منیزیم بالا نظیر پیکریت‌ها و میمیکیت‌ها متمایز می‌کند (Arndt and Lesher, 2004). به‌همین دلیل بروکس و هارت (Brooks and Hart, 1974) پیشنهاد کردند که کماتهایت‌ها را باید به‌عنوان سنگ‌های فرامافیک در نظر گرفت که یا دارای بافت اسپینیفکس هستند و یا با سنگ‌هایی با بافت اسپینیفکس همبستگی فضایی دارند. بافت اسپینیفکس یا بوت‌ه‌خاری، نوعی بافت آذرین است که با دانه‌های بزرگ، اسکلتی یا دندردی، ورقه‌ای، تیغه‌ای یا سوزنی الیوین و پیروکسن شناخته می‌شود (Arndt and Fowler, 2004). این بافت در بخش بالایی روانه‌های کماتهایتی یا با رواج کمتر در حاشیه سیل‌ها و دایک‌های کماتهایتی یافت می‌شود (Arndt et al., 2008). اندازه بلورها در بافت اسپینیفکس متفاوت است و از میلی‌متری تا دسی‌متری تغییر می‌کند. گاهی طول دسته بلورهای الیوین به بیش از یک متر نیز می‌رسد (Shore and Fowler, 1999).

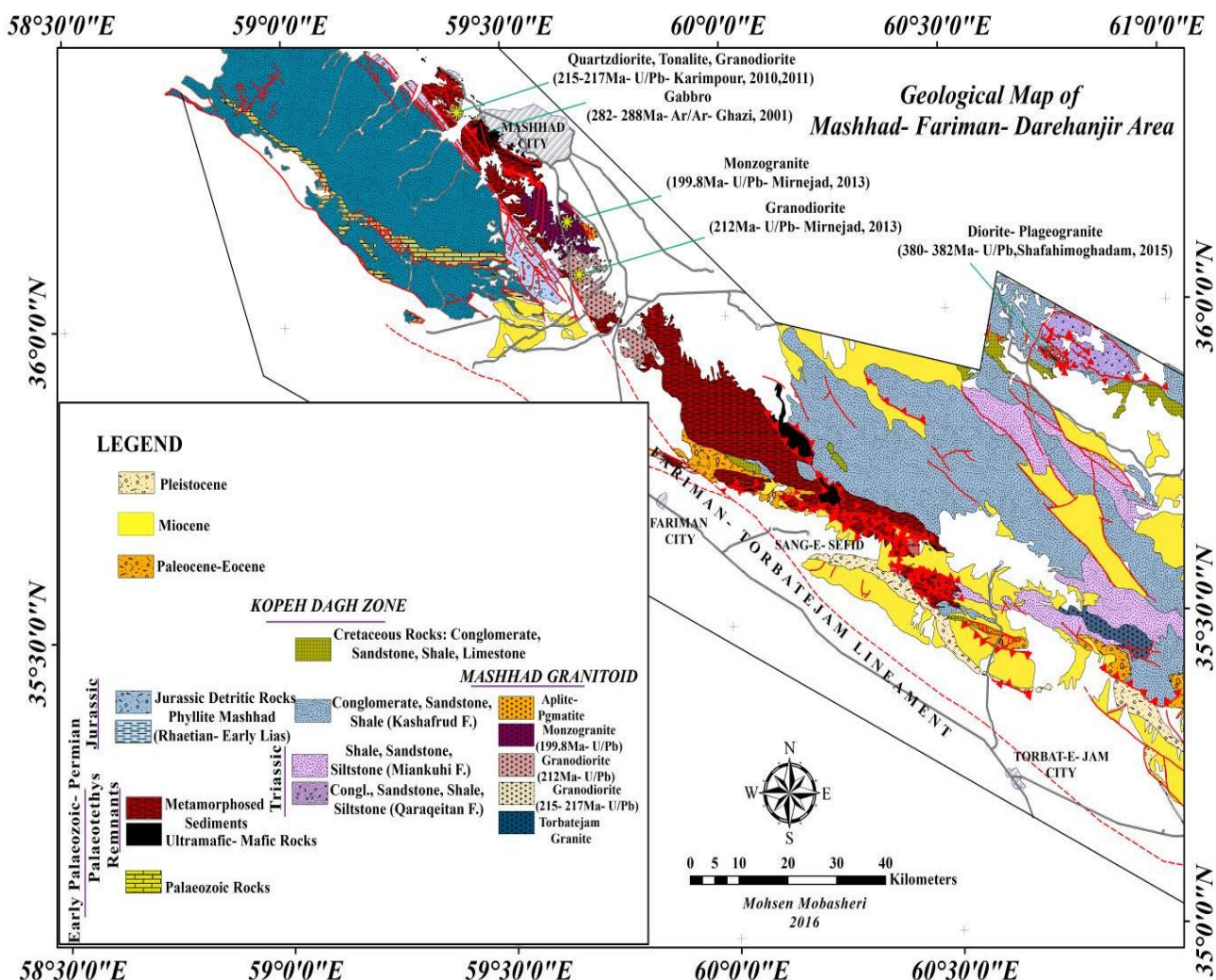
بافت هاریسیت نیز به‌طور شاخص در بخش‌های درونی نفوذی‌های کم‌عمق تشکیل می‌شود. یکی از مشهورترین نمونه‌های این بافت در توده نفوذی رُم^۱ در اسکاتلند است. این بافت شامل بلورهای شاخه‌ای بسیار بزرگ و درشت الیوین به همراه مجموعه‌ای از بلورهای اسکلتی است که به‌طور معمول ده‌ها سانتی‌متر طول دارند (Arndt et al., 2008). بافت هاریسیت شباهت‌های قابل توجهی با بافت اسپینیفکس دارد. این بافت تحت عنوان بافت الیوین هاریسیت در سیل‌های کم‌عمق و گدازه‌های کماتهایتی نوارهای سنگ‌های سبز آرکئن نیز دیده می‌شود. یکی از جایگاه‌های ویژه نمود این بافت در سنگ‌های

هم‌ارز با رخنمون‌های فریمان- تربت‌جام و دره‌انجیر است (شکل ۱) (Alavi, 1979; Ruttner, 1991). بسیاری از پژوهشگران، این هم‌تافت را جزئی از سنگ‌های افیولیتی به‌شمار آورده و به‌عنوان آثار زمین‌درز تئیس کهن دانسته‌اند (Alavi, 1979; Karimi-Moghadam, 1997; Fazel-Valipour, 2002)؛ اما برخی دیگر به ماهیت کماتهایتی سنگ‌های این هم‌تافت باور داشته‌اند (Majidi, 1981; Sabzehei, 1994; Sabzehei and Pourlatifi, 1995; Sabzehei, 2016). به‌دلیل وجود این دو دیدگاه بسیار متفاوت، تصمیم بر آن شد که بدون تعصب و وابستگی به هر کدام از این دیدگاه‌ها و با انجام بررسی‌های دقیق صحرایی و آزمایشگاهی، این باورهای متفاوت به چالش کشیده شوند و ماهیت واقعی این هم‌تافت روشن شود. کاملاً روشن است که ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌شناختی مجموعه‌های افیولیتی و کماتهایتی بسیار متفاوتند و در صورت بررسی و برداشت دقیق آنها می‌توان به‌راحتی به این تناقض‌ها پایان داد. با توجه به ویژگی‌های بارز رخنمون‌های صحرایی هم‌تافت‌های فرامافیک- مافیک و افیولیتی (Ghasemi et al., 2004, 2001, 1998) و تجربه کارهای زمین‌شناسی صحرایی نویسنده‌گان، خیلی زود ماهیت افیولیتی این هم‌تافت مورد سؤال جدی قرار گرفت. درحقیقت، هیچ‌کدام از رخنمون‌هایی که به‌عنوان توالی افیولیتی معرفی شده بودند، ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌شناختی افیولیتی ندارند و برعکس، ماهیت خروجی و گدازه‌ای بخش فرامافیک بسیار روشن و آشکار است.

در این پژوهش با بررسی دقیق روابط صحرایی، چینه‌نگاری داخلی و سنگ‌نگاری تحلیلی سنگ‌های فرامافیک- مافیک هم‌تافت مشهد- ویرانی، برای نخستین‌بار حضور مستند ساخت و بافت‌های اسکلتی، میکرواسپینیفکس و هاریسیت گزارش شده است. آرن‌ت و همکاران (Arndt et al., 2008) کماتهایت‌ها را جریان‌های گدازه‌ای فرامافیک دمای بالا، منیزیم بالا و با گران‌روی پایین معرفی کرده‌اند. این ویژگی‌ها سبب می‌شوند که روانه‌های یادشده با سرعت بالا فوران کنند و به آسانی در

فرامافیک در صحرا و تناوب آنها با سنگ‌های رسوبی (بخش زمین‌شناسی) و نمود ساخت‌ها و بافت‌های منحصربه‌فرد میکرواسپینیفکس و شکل‌های دندردیتی و اسکلتی بلورهای الیوین و کلینوپیروکسن و همچنین بافت‌های بسیار جالب هاریسیت (بخش سنگ‌نگاری تحلیلی)، ماهیت گدازه‌ای و نیمه‌عمیق سنگ‌های فرامافیک همتافت مشهد- ویرانی را به خوبی به اثبات می‌رساند.

کوماتهای، زون‌های گذار بین بخش‌هایی با بافت ارتوکومولایی و بافت اسپینیفکس است (Hill et al., 1988). البته این بافت در کوماته‌های والتر و یلیامز^۱ در سیری، درست در بخش بالایی زون ادکومولایی و در زیر بخش ارتوکومولایی قرار دارد (Hill et al., 1988, 1995). بافت الیوین هاریسیت در گابرو-ورلیت‌های همتافت مشهد- ویرانی در بخش بالایی لایه ورلیتی و در زیر لایه گابرویی واقع شده است و به صورت یک زون گذار بین این دو لایه نمود دارد. حالت روانه‌ای سنگ‌های



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی مشهد- فریمان- دره‌انجیر بر اساس تلفیق تصاویر ماهواره‌ای Aster، نقشه‌های زمین‌شناسی موجود (برگه‌های ۱:۱۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰) و برداشت‌های دقیق صحرایی در این بررسی

Fig. 1. Geological Map of the Mashhad- Fariman- Dareh Anjir, Based on compiling of aster satellite images, available geological maps (Sheets of 1/100000 and 1/250000) and detailed field geology of this research.

روش مطالعه

برای بررسی رخنمون‌های سنگی همتافت مشهد- ویرانی، در مرحله نخست تمامی پژوهش‌های پیشین مورد بررسی و ارزیابی دقیق قرار گرفت. نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل این پژوهش‌ها و همچنین نظریه‌های موجود پیرامون این همتافت، به‌عنوان پایه و اساس انتخاب روش مطالعه‌ای مناسب، در این پژوهش مورد توجه قرار گرفت. بررسی‌های کتابخانه‌ای نشانگر وجود دو نظریه غالب افیولیتی و کماته‌ایتی است. نظر به تفاوت بارز رخنمون‌های صحرایی و روابط فضایی این دو مجموعه متفاوت (افیولیتی و کماته‌ایتی) و در جهت روشن ساختن مسئله و پایان دادن به تناقض‌ها، انجام بررسی‌های دقیق صحرایی محور اصلی پژوهش قرار گرفت. بدین منظور، تصاویر ماهواره‌ای استر^۱ منطقه تهیه شد و واحدهای سنگی و ساختارهای زمین‌ساختی بزرگ مقیاس نظیر گسل‌ها و چین‌ها بر روی این تصاویر جانمایی و بارزسازی شدند. در ادامه، با توجه به هندسه واحدهای سنگی، مسیرهای پیمایش عرضی بر روی این تصاویر تعیین و جانمایی شدند. بررسی‌های صحرایی این همتافت، در بیش از ۲۰ برش عرضی در جنوب‌باختر - شمال‌باختر مشهد انجام شده است. در هر کدام از این برش‌های عرضی، رخنمون‌های سنگی از دیدگاه چینه‌نگاری، روابط صحرایی و فضایی و سنگ‌نگاری مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفت و از نمونه‌های سنگی برداشت شده، بیش از ۴۰۰ مقطع نازک و صیقلی تهیه و در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود مورد بررسی قرار گرفت. همچنین پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری، ۵ نمونه با کمترین دگرسانی انتخاب شد و پس از تهیه مقطع نازک صیقلی با استفاده از دستگاه میکروپروب مدل JEOL EPMA JXA-8900R با قطر باریکه الکترونی ۲μm، با ولتاژ شتاب‌دهنده جریان ۱۵ kV و شدت جریان ۱۲nA در آکادمی سینیکا^۲ در کشور تایوان مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت.

زمین‌شناسی

علوی (Alavi, 1979) همتافت مشهد- ویرانی را مشتمل بر پریدوتیت‌های سرپانتینی و دگرگون‌شده، گابروها و میان‌لایه‌های نازک چرتی همراه با سنگ‌هایی با دگرگونی ضعیف از جمله اسلیت‌ها، مرمرها و کوارتزیت دانسته است. به باور ایشان، این همتافت دارای ماهیت افیولیتی بوده و جزئی برجای مانده از زمین‌درز تیس کهن است؛ اما پژوهشگرانی مثل مجیدی، سبزه‌ای و پورلطیفی (Majidi, 1981; Sabzehei, 1994; Sabzehei and Pournalatifi, 1995; Sabzehei, 2016) بر ماهیت کماته‌ایتی این سنگ‌ها تأکید داشته‌اند. یافتن ساختارها و بافت‌های میکرواسپینیفکس، اسکلتی و هاریسیت در بررسی‌های دقیق صحرایی این پژوهش برای نخستین بار، دلیلی محکم بر ماهیت کماته‌ایتی این مجموعه سنگی است. به‌طور کلی، روانه‌های فرامافیک این همتافت دارای طیف گسترده‌ای از رخساره‌های آتشفشانی نظیر گدازه‌های بالشی (شکل ۲-A و B) و ستون‌های منشوری (شکل ۲-C) هستند. در این همتافت، روانه‌های کماته‌ایتی تفریق‌یافته‌ای برون‌زد دارند که دارای بخش‌های انباشتی، گابرویی، لایه میکرواسپینیفکس، برش ولکانیکی بالایی و درزه‌های چندوجهی (شکل ۲-D) هستند. این ساختار با رخساره‌های تعریف‌شده توسط آرنت و همکاران (Arndt et al., 2008) برای کماته‌ایت‌ها، کاملاً سازگاری دارد. به‌طور کلی، در توالی ماگمایی مشهد- ویرانی از لحاظ مسائل سنگ‌شناختی، نوع رخنمون‌ها و روابط صحرایی، بافت و چینه‌نگاری داخلی، دو افق ماگمایی زیرین و بالایی قابل تفکیک است.

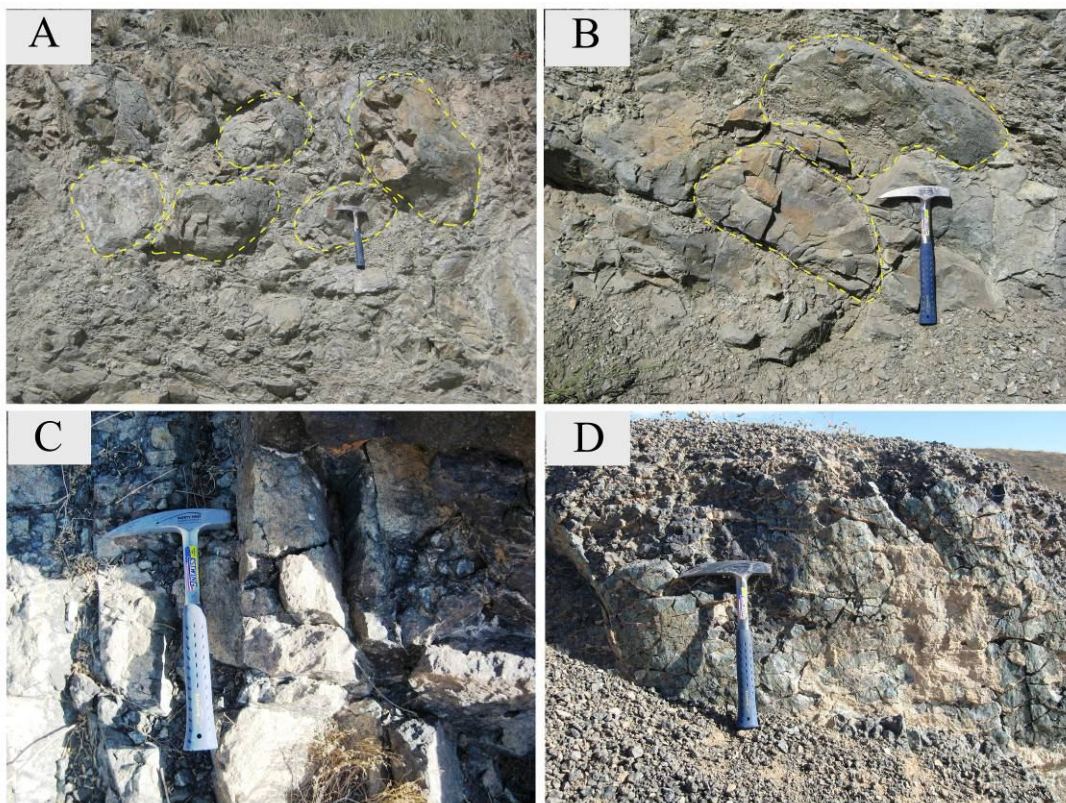
افق زیرین شامل سنگ‌های کماته‌ایتی نفوذی است که مشتمل بر سیل‌های کم‌عمق تفریق‌یافته گابرو- وریلیتی و پیروکسنیتی و سیل‌ها و دایک‌های آمفیبول- پیروکسن گابرویی است. افق بالایی نیز شامل سنگ‌های کماته‌ایتی خروجی تفریق‌یافته است که مشتمل بر کماته‌ایت‌ها و کماته‌ایت بازالت‌های با بافت

1. Aster

2. Academia Sinica

در دره‌های عمیق باختر مشهد، منتهی به قله زو، به صورت پختگی رسوبات مجاور به وضوح قابل مشاهده است (شکل ۳-۳-۳). آمفیبول گابروها نیز دارای حاشیه‌های سرد شده بوده و در رسوبات مجاور آنها، کانی‌های دگرگونی مجاورتی (کیاستولیت و فیبرولیت) گسترش یافته‌اند که بیانگر رخساره پیروکسن هورنفلس است (شکل ۳-۳-۴).

میکرواسپینیفکس هستند. مرز روانه‌های کماتهایتی با رسوبات مجاور در بیشتر موارد به دلیل پوشش رسوبات عهد حاضر و یا عملکرد زمین ساخت، قابل مشاهده و قابل درک نیست؛ اما در پارک خورشید و همچنین در حوالی خلج، شواهدی از گدازه‌های کماتهایتی فوران یافته بر روی آهک‌ها به طور واضح دیده می‌شود (شکل ۳-۳-۱ و ۳-۳-۲). مرز سیل‌های گابرو-ورلیتی نیز



شکل ۲. A و B: گدازه‌های بالشی در یک روانه کماتهایتی، C: ستون‌های منشوری در یک روانه کماتهایتی و D: برش ولکانیکی در بالای یک گدازه کماتهایتی در همتافت مشهد- ویرانی

Fig. 2. A and B: Pillow lavas in a komatiite flow, C: Columnar jointing in a komatiite flow, and D: volcanic breccia at the top of a komatiite flow in Mashhad- Virani complex

باقی مانده است.

سنگ‌نگاری

بررسی کماتهایت‌های همتافت مشهد- ویرانی نشانگر وجود ویژگی‌های متفاوت بافتی و کانی‌شناسی در هر دو افق ماگمایی زیرین و بالایی آنهاست. کانی‌های اولیه در بیشتر موارد در اثر دگرگونی، دگرسانی و هوازدگی از بین رفته‌اند و تنها در برخی از نمونه‌ها، آثاری از بلورهای الیوین و یا پیروکسن‌های اولیه

افق ماگمایی زیرین

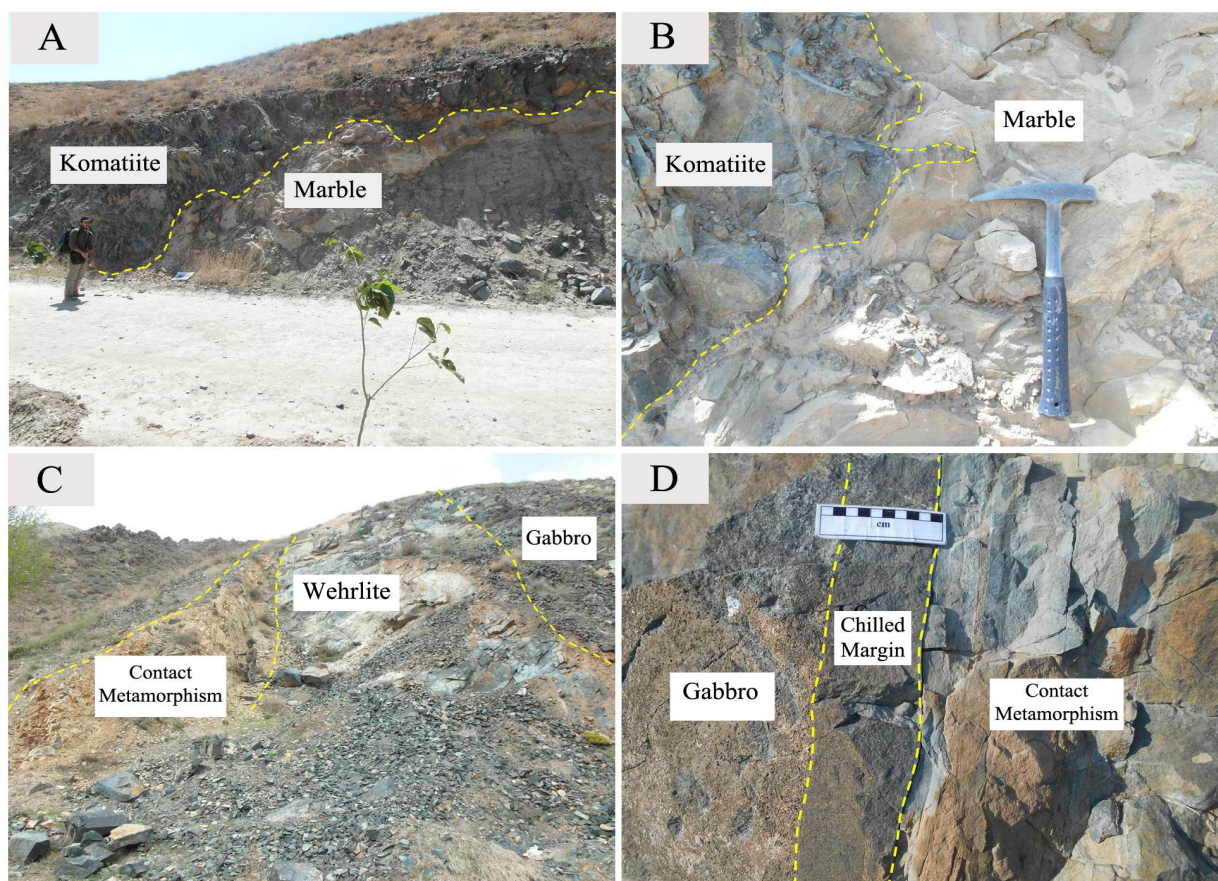
این افق شامل دونیت، ارتو-مزو-کرس کومولا (هاریسیت) ورلیت (شکل ۳-۳-۴، A، B، C و D)، کلینوپیروکسنیت و آمفیبول گابروهای تأخیری با بافت کومولایی و غیر کومولایی

و فاز اینترکومولوس با حجم کمتر از ۱۰ درصد به صورت شیشه است (شکل ۵-A). این سنگ‌ها به‌طور کامل به سرپانتین تبدیل شده‌اند، تنها در برخی نقاط، آثاری جزئی از کانی الیوین اولیه با حاشیه‌های سرپانتینی قابل مشاهده است (شکل ۵-B). این دونیت‌های توده‌ای به‌صورت جانبی به ورلیت‌های توده‌ای و گابرو-ورلیت‌های تفریق‌یافته تبدیل می‌شوند. به‌طور کلی، مجموعه کانیایی مشاهده شده در این واحد مشتمل بر الیوین سرپانتینی شده است که با فازهای ثانویه کربنات \pm کلریت \pm تالک \pm کانی اوپک همراهی می‌شود.

است. سیل‌های دونیتی در بخش‌هایی از افق زیرین مشهود است. این سیل‌های دونیتی به‌صورت جانبی به ورلیت‌های توده‌ای و سیل‌های تفریق‌یافته ورلیتی (در زیر)-کلینوپیروکسنیت-گابرویی (در بالا) تبدیل می‌شوند. سیل‌های آمفیبول-گابرویی که در برخی قسمت‌ها به‌صورت دایک نیز نمود دارند، در سنگ‌های میزبان نفوذ کرده و دارای حاشیه‌های سرد شده هستند.

دونیت

سیل‌های دونیتی در طول توالی ماگمایی مشهد-ویرانی به‌صورت محلی برون‌زد دارند، بافت آنها از نوع ادکومولا بوده



شکل ۳. تصاویر صحرایی از رخنمون سنگ‌های فرامافیک و مافیک در باختر مشهد، A و B: مرز روانه کماتهایتی با تناوبی از رسوبات دگرگون شده، این مرز نشان‌دهنده گدازه‌های کماتهایتی فوران‌یافته بر روی رسوبات است، C: دگرگونی مجاورتی در حاشیه سیل‌های گابرو-ورلیتی و D: حاشیه سرد شده گابروها و دگرگونی مجاورتی در حاشیه آنها

Fig. 3. Field photos of the outcrops of the ultramafic-mafic rocks in west of Mashhad, A and B: The boundary of komatiitic flow with an alternative of metamorphosed sediments, this boundary represents eruption of komatiitic lava flow on the sediments, C: Contact metamorphism at the margin of gabbro-whelite sills, and D: Chilled margin of gabbros and contact metamorphism in their margins

ورلیت-گابرو

سیل‌های ورلیتی توده‌ای، بافت‌های مزو تا ارتوکومولایی نشان می‌دهند که گاهی در مقیاس میکروسکوپی و به صورت دوره‌ای به بافت ادکومولا نیز تبدیل می‌شوند (شکل ۵-C). در واحدهای تفریق‌یافته گابرو-ورلیتی در بخش زیرین، سنگ‌های ورلیتی با بافت ارتو تا مزوکومولا نمود دارند، سپس در بخش بالایی لایه ورلیتی و زون گذار بین لایه ورلیتی به لایه کلینوپیروکسنیتی و گابرویی، بافت بسیار جالب و منحصر به فرد هاریسیت دیده می‌شود (شکل ۴-A، B، C و D). این بافت شامل بلورهای کشیده، تیغه‌ای، شاخه‌ای و اسکلتی الیوین است (شکل ۵-D) که در سیل بزرگ گابرو ورلیتی انتهای دره سرهنگ علی، بسیار درشت‌بلور شده و در اندازه‌های نیم متری قابل مشاهده هستند. در نهایت نیز در بالای لایه هاریسیت و ورلیتی، لایه‌ای کلینوپیروکسنیتی کم ضخامت و سپس لایه‌ای گابرویی تشکیل شده است. گاهی، در بخش زیرین لایه گابرویی، بلورهای تشکیل‌دهنده (نظیر کلینوپیروکسن و فلدسپات) درشت‌دانه شده و به صورت بخش‌های پگماتیتی در صحرا نمود دارند. بلورهای کادو کریست الیوین مهم‌ترین کانی تشکیل‌دهنده بخش ورلیتی هستند (شکل ۵-E). این کانی در بیشتر موارد به‌طور کامل به سرپانتین تبدیل شده است. کلینوپیروکسن اوپیکریستی دومین کانی مهم این سنگ‌هاست (شکل ۵-F)، این کانی نیز گاهی به ترمولیت، اکتینولیت و کلریت تبدیل شده است. کلینوپیروکسن به سمت بالای لایه ورلیتی درشت‌دانه‌تر شده و بر عکس آن، الیوین تحلیل می‌رود و در نهایت، سنگ ورلیتی به‌طور کامل به کلینوپیروکسنیت تبدیل می‌شود. در ادامه، با افزوده شدن پلاژیوکلاز به این مجموعه کانیایی، گابروهای حاشیه ورلیت‌ها تشکیل می‌شوند (شکل ۵-G و H). در برخی از سیل‌های افق ماگمایی زیرین، آمفیبول‌های اولیه ماگمایی به جای کلینوپیروکسن، فاز اینترکومولوس را تشکیل می‌دهند (شکل ۵-I) که تداعی‌کننده سنگ‌های آمفیبول کماتهایتی است.

کلینوپیروکسنیت

در هم‌تافت مشهد-ویرانی علاوه بر کلینوپیروکسنیت‌های تشکیل شده در بخش بالایی سیل‌های گابرو-ورلیتی، یک سیل بزرگ کلینوپیروکسنیتی نیز وجود دارد. رخنمون‌هایی از این سیل کلینوپیروکسنیتی در پارک خورشید، نودره و قله زو، قابل مشاهده هستند. این سیل، در بردارنده بلورهای اوپیکریستی به خوبی توسعه یافته است. بلورهای کلینوپیروکسن در هر دو شکل هم‌بعد و اسکلتی و در طیفی از ۱ تا ۸ میلی‌متر نمود دارند. در بخش زیرین این لایه، دانه‌های کوچک الیوین نیز وجود دارد، این بلورهای الیوین دارای نموده‌های زنجیری، گرد شده، موزائیکی و سلسله‌مراتبی^۱ هستند که به خوبی نشانگر بافت‌های یک سنگ به سرعت سرد شده هستند.

آمفیبول گابرو - پیروکسن گابروی تأخیری

پیروکسن گابرو و آمفیبول گابروهای با بافت کومولایی و غیر کومولایی از دیگر رخنمون‌های سنگی هم‌تافت ماگمایی-رسوبی مشهد-ویرانی هستند. این گابروها به صورت سیل و دایک، واحدهای رسوبی دگرگون شده باختر مشهد را تحت تأثیر قرار داده‌اند. این سنگ‌ها دارای حاشیه‌های سرد شده هستند. همبری گابروها با رسوبات موجب توسعه دگرگونی همبری و پختگی رسوبات مجاور در حد رخساره پیروکسن-هورنفلس شده است. کیناستولیت‌ها و فیبرولیت‌های تشکیل شده در این رسوبات حاصل چنین رخدادی هستند. گابروها دارای بافت‌های گرانولار تا افیتییک و گاهی پوئی کیلیتییک هستند. پیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول، کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند. گاهی بقایایی از الیوین‌های دگرسان شده نیز در این واحد قابل مشاهده است. پدیده اورالیتی شدن پیروکسن‌ها در این سنگ‌ها شایع است؛ به طوری که پیروکسن‌ها در حال تبدیل شدن به هورنبلند و ترمولیت است.

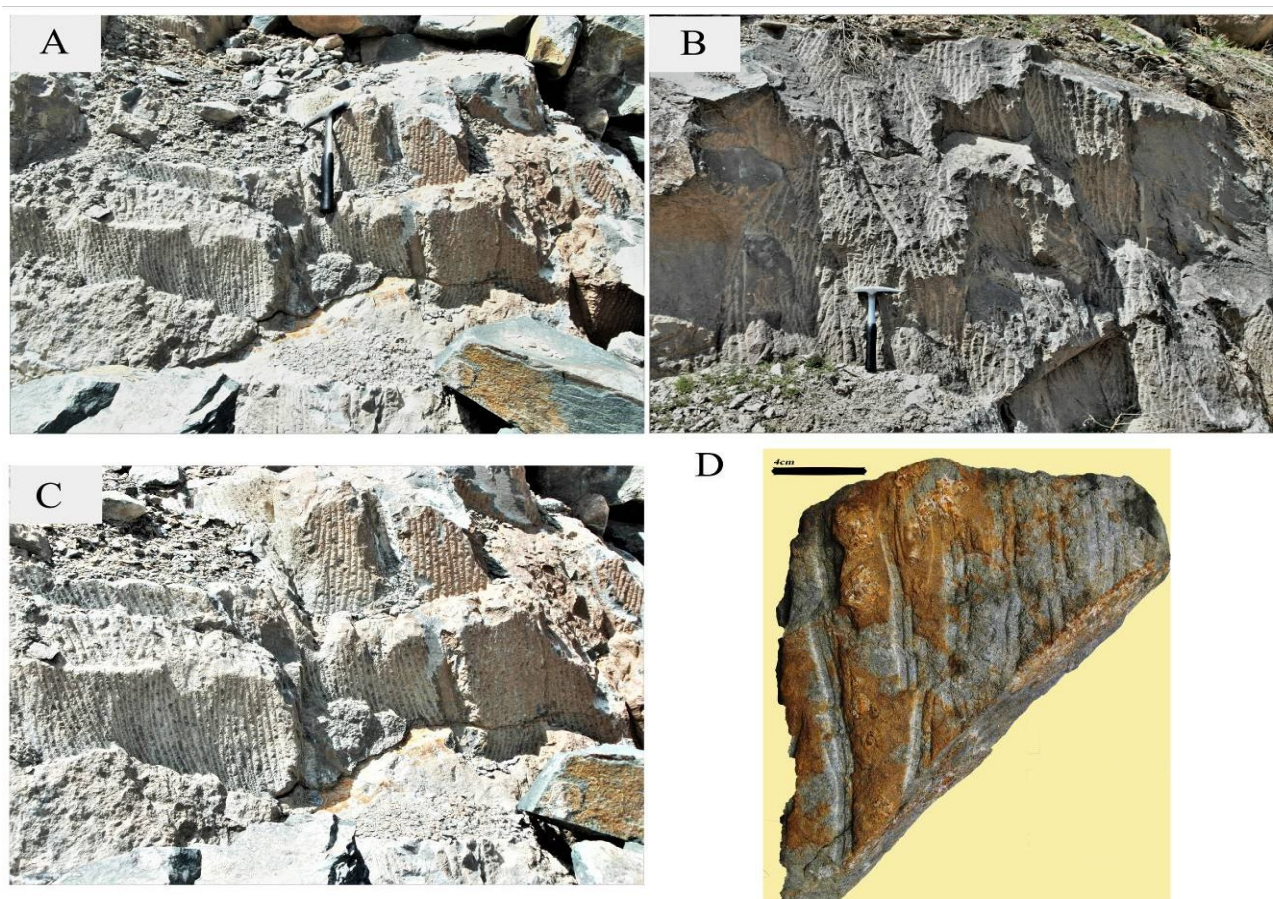
افق ماگمایی بالایی

روانه‌های تفریق‌یافته و تفریق‌نیافته کماتهایتی و کماتهایت-

پروکسن میکرو اسپینیفکس تصادفی یا غیرموازی^۱

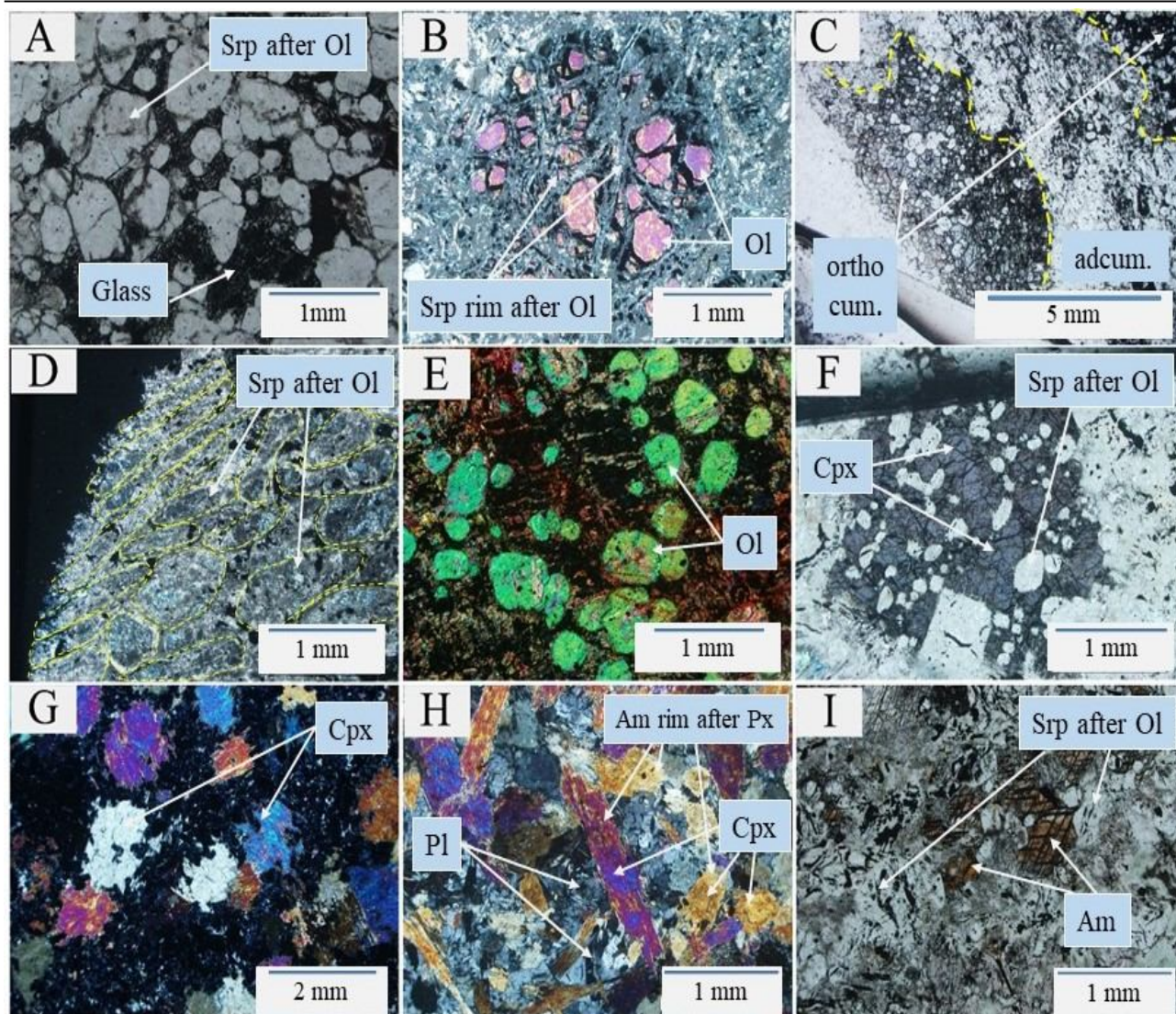
بافت میکرو اسپینیفکس غیرموازی یا تصادفی در کماته‌ایت-بازالت‌های همتافت مشهد-ویرانی مشتمل بر تیغه‌ها و سوزن‌های پروکسن با جهت‌یافتگی تصادفی است. در این لایه، تیغه‌های توخالی و ناودانی پروکسن در اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر به همراه کانی‌های دیگر نظیر پلاژیوکلازهای کلسیک و سودومورف‌های الیون سرپانتینی شده نمود دارند (شکل ۶-A، B و C). این بافت در بخش بالای روانه‌های با ترکیب کماته‌ایت-بازالت همتافت مشهد-ویرانی قابل مشاهده است، این بافت همیشه و همه‌جا دیده نمی‌شود.

بازالتی، رخنمون‌های سنگی این افق ماگمایی را شکل می‌دهند. این روانه‌ها به صورت میان‌لایه و در تناوب با رسوبات دگرگون‌شده پالئوزوئیک بالایی دیده می‌شوند. بررسی‌های بافتی و سنگ‌نگاری در سنگ‌های خروجی کماته‌ایتی، وجود دو لایه متفاوت را در آنها آشکار کرده است. روانه‌های تفریق‌یافته این همتافت، در بخش بالایی دارای لایه پروکسن میکرو اسپینیفکس و لایه گابرویی و در بخش زیرین حاوی انواع پریدوتیت‌های انباشتی هستند. کانی‌های آذرین اولیه کماته‌ایت‌ها، تقریباً به‌طور کامل توسط کانی‌های ثانویه حاصل از فرایندهای دگرسانی و دگرگونی در رخساره شیست‌سبز، جایگزین شده‌اند.



شکل ۴. A، B، C و D: تصاویر صحرایی از بافت‌های منحصر به فرد و جالب هاریسیت در سیل و رلیت گابرویی همتافت مشهد-ویرانی، این بافت به صورت بلورهای کشیده و اسکلتی الیون نمود دارد.

Fig. 4. A, B, C and D: Field photos of the unique and interesting harrisitic textures in wherlite-gabbro sills of the Mashhad-Virani complex, this texture includes elongate and skeletal crystals of olivine.



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های نیمه‌عمیق افق ماگمایی زیرین همتافت مشهد- ویرانی، A: زمینه شیشه‌ای دگرسان‌شده در لایه انباشتی (PPL)، B: سرپانتینی شدن بخشی کماتیت‌های انباشتی، نمایی از هسته‌های الیوین سالم با شکستگی‌ها و حاشیه‌های سرپانتینی (XPL)، C: تصویر میکروسکوپی از تناوب بافت‌های ادکومولا، مزوکومولا و ارتوکومولا (PPL)، D: نمایی میکروسکوپی از بافت الیوین هاریسیت در سیل‌های گابرو-ورلیتی مشهد (PPL)، E: بلورهای کومولوس الیوین در سیل‌های گابرو ورلیتی (XPL)، F: بلور اینترکومولوس کلینوپیروکسن در سیل‌های گابرو ورلیتی (PPL)، G: تصویر میکروسکوپی کلینوپیروکسنیت‌ها در همتافت مشهد- ویرانی (XPL)، H: بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های درحال تبدیل به آمفیبول در بخش گابرویی (XPL) و I: بلورهای قهوه‌ای رنگ آمفیبول به‌صورت فاز اینترکومولوس در واحد ورلیتی (PPL). علایم اختصاری از سیولا و اشمیت (Siivola and Schmid, 2007) اقتباس شده است. Ol: الیوین، Srp: سرپانتین، Px: پیروکسن، Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Am: آمفیبول

Fig. 5. Photomicrographs of sub-volcanic rocks from lower magmatic horizon of the Mashhad-Virani complex, A: altered glass groundmass in the cumulative layer (PPL), B: Partially serpentinized cumulate komatiite; this view shows fresh olivine cores with cracks and rims of serpentine (XPL), C: Photomicrograph of the alternative of adcumulate, mesocumulate and orthocumulate textures (PPL), D: Photomicrograph of olivine with harrisite texture in the gabbro-wherlites sills (PPL), E: Olivine cumulus crystals in the wherlites- gabbro sills (XPL), F: Clinopyroxene intercumulus crystals in the wherlites- gabbro sills (PPL), G: Photomicrograph of clinopyroxenites at Mashhad-Virani complex (XPL), H: Plagioclase and converting pyroxene crystals to amphibole in gabbroic part (XPL), and I: Brown amphibole crystals as intercumulus phase in wherlitic unit (PPL). Abbreviation from Siivola and Schmid, 2007. (Ol: Olivine, Srp: Serpentine, Px: Pyroxene, Cpx: Clinopyroxene, Pl: Plagioclase, Am: Amphibole)

گابرو- دلریت

در بخش بالایی برخی از روانه‌های کماتهایت‌ی تفریق‌یافته در هم‌تافت مشهد- ویرانی، سنگ‌هایی با ترکیب گابرو نمود دارند. در این سنگ‌ها، کانی‌های اولیه و اصلی شامل کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است. بررسی‌های سنگ‌نگاری این لایه نشانگر آن است که در بخش زیرین لایه، تنها کانی تشکیل‌دهنده سنگ، کلینوپیروکسن است و به سمت بخش‌های بالایی روانه، پلاژیوکلاز نیز به آن اضافه می‌شود. مرز این لایه با زون الیون انباشتی، به صورت کاملاً تدریجی است و در این محل، یک زون گذار نیز قابل تفکیک است. در این سنگ‌ها، گاهی بافت‌های اینترسرتال، اینترگرانولار و همچنین درهم‌رشدی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (شکل ۶- E)، قابل مشاهده بوده و نشانگر حالت دلریتی یا دیابازی سنگ است. اندازه بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها از کمتر از ۱ تا ۵ میلی‌متر متغیر است. بلورهای کلینوپیروکسن موجود در این لایه، به صورت هم‌بعد و به خوبی رشد یافته، کشیده و در بخش‌های سطحی، به صورت اسکلتی و گاهی شاخه‌ای یا درختی دیده می‌شوند. بلورهای کلینوپیروکسن، به طور بخشی و گاهی به طور کامل با آمفیبول جایگزین شده‌اند. پلاژیوکلازها هم به صورت شکل‌دار و هم به صورت کشیده، نمود دارند.

لایه انباشتی اسکلتی^۱

در هم‌تافت مشهد- ویرانی، لایه انباشتی اسکلتی شامل سودومورف‌هایی از بلورهای اسکلتی الیون و پیروکسن است. الیون شامل طیفی از بلورهای خودشکل، اسکلتی (حفره‌دار)، انشعابی و چندوجهی (حفره‌دار) است (شکل ۶- D، F و G). طول این بلورها گاهی به ۴ تا ۵ میلی‌متر می‌رسد. در ویرانی، این لایه در بخش بالایی زون انباشتی دیده می‌شود. مر و همکاران (Moore et al., 2000) معتقدند که در کماتهایت‌ها این زون تنها به سطح مشترک زون اسپینیفکس و لایه ارتوکومولایی محدود شده است. این لایه می‌تواند در بخش زیرین و یا در داخل

زون ارتوکومولایی و در برخی موارد، در زون‌های اسپینیفکس ورقه‌ای که به وسیله لایه انباشتی اسکلتی جدا شده‌اند نیز دیده شود. در روانه‌های کماتهایتی فریمان، لایه انباشتی اسکلتی به خوبی در داخل زون ارتوکومولایی توسعه یافته است. در این محل، لایه انباشتی اسکلتی شامل بلورهای شگفت‌انگیزی از الیون‌ها و پیروکسن‌های اسکلتی است (شکل ۶- H و I).

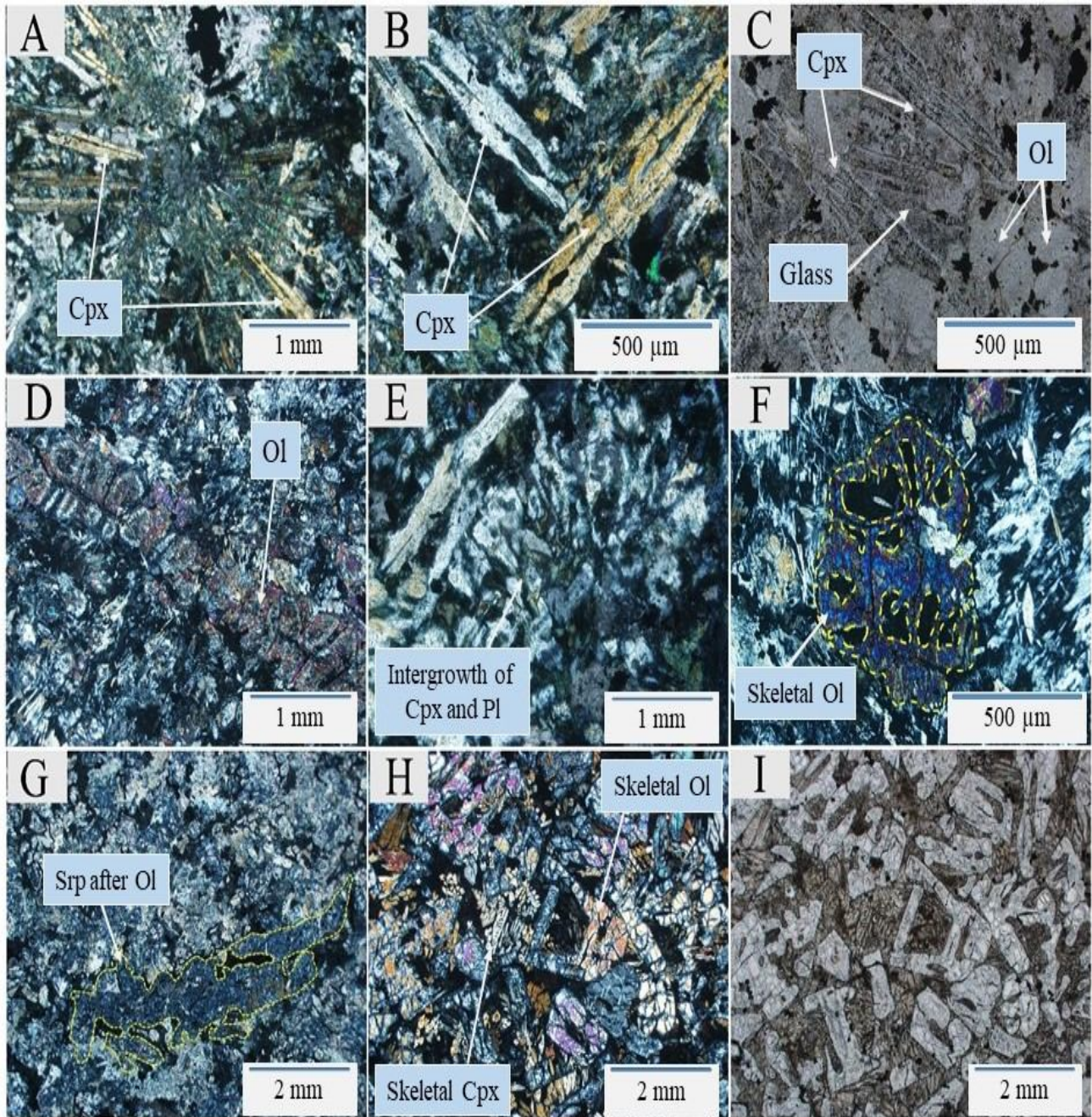
لایه انباشتی^۲

در روانه‌های تفریق‌یافته ویرانی و باختر مشهد، لایه انباشتی در پایین زون میکرواسپینیفکس و گابرویی واقع شده است. این لایه شامل بلورهای کومولوس چندوجهی، گردشده و به ندرت اسکلتی و کشیده الیون و بلورهای بزرگ پسانباشتی کلینوپیروکسن است. در این لایه، بر اساس نسبت بین بلورهای انباشتی و پسانباشتی^۳ می‌توان انواع بافت‌های مزوکومولا، ادکومولا و ارتوکومولا را از هم تفکیک کرد. این بافت به صورت دوره‌ای (در مقیاس میکروسکوپی) به بافت ادکومولا (دونیتی) نیز تبدیل می‌شود.

شیمی کانی و دما- فشارسنجی

سیل‌های آمفیبول گابرویی و پیروکسن گابرویی، از واحدهای سنگ‌شناختی هم‌تافت ماگمایی رسوبی مشهد- ویرانی هستند که در افق ماگمایی زیرین برون‌زد دارند. پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری این مجموعه سنگی، ۵ نمونه با کمترین دگرسانی از این سیل‌های گابرویی انتخاب شد و پس از تهیه مقاطع نازک- صیقلی، با استفاده از ریزپردازنده‌های الکترونی در آکادمی سینیکا در کشور تایوان مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. از آنجا که تأثیر دگرسانی بر روی الیون و پلاژیوکلاز این سنگ‌ها به نسبت شدید بوده است؛ لذا نتایج تجزیه شیمیایی آنها به دلیل پراکندگی، از اعتبار کافی برخوردار نبوده و قابلیت تفسیر مناسب ندارند. از این‌رو، در این پژوهش تنها از ترکیب کلینوپیروکسن‌های سالم برای بررسی‌های دما- فشارسنجی استفاده شده است (جدول ۱).

1. Skeletal Cumulate
2. Cumulate
3. Post-Cumulus



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی از گدازه‌های کماتهایتی هم‌تافت مشهد- ویرانی، A و B: بلورهای ناودانی پیروکسن در کماتهایت-بازالت‌های دارای بافت میکرواسپینیفکس (XPL)، C: بلورهای کشیده و ناودانی پیروکسن در گدازه‌های بالشی کماتهایتی (PPL)، D: دانه‌های الیوین انشعابی و شاخه‌ای دگرسان‌شده (XPL)، E: هم‌رشدی کلینوپیروکسن و فلدسپات در بخش دلریتی گدازه‌های کماتهایت-بازالتی (XPL)، F و G: بلورهای اسکلتی الیوین (XPL)، H و I: بلورهای اسکلتی الیوین و کلینوپیروکسن در لایه اسکلتی انباشتی هم‌تافت فریمان (XPL, PPL) علایم اختصاری از سیولا و اشمیت (Siivola and Schmid, 2007) اقتباس شده است. (Ol: الیوین، Srp: سرپانتین، Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز)

Fig. 6. Photomicrographs of komatiitic flows from the Mashhad- Virani complex: A and B: Hopper pyroxene crystals in the spinifex-textured komatiitic-basalt (XPL), C: Elongate and hopper pyroxene crystals in the komatiitic pillows (PPL), D: Branching altered olivine grains (XPL), E: Clinopyroxene-plagioclase intergrowth in the doleritic part of komatiitic-basalts (XPL), F and G: Skeletal olivine crystals (XPL), H and I: Skeletal olivine and clinopyroxene crystals in the skeletal cumulate layer from Fariman complex (XPL, PPL). Abbreviation from Siivola and Schmid, 2007. (Ol: Olivine, Srp: Serpentine, Cpx: Clinopyroxene, Pl: Plagioclase)

جدول ۱. منتخبی از نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپروکسن‌های سالم از گابروهای هم‌تافت مشهد-ویرانی

Table 1. Representative microprobe analyses of fresh clinopyroxenes from gabbros of the Mashhad-Virani complex

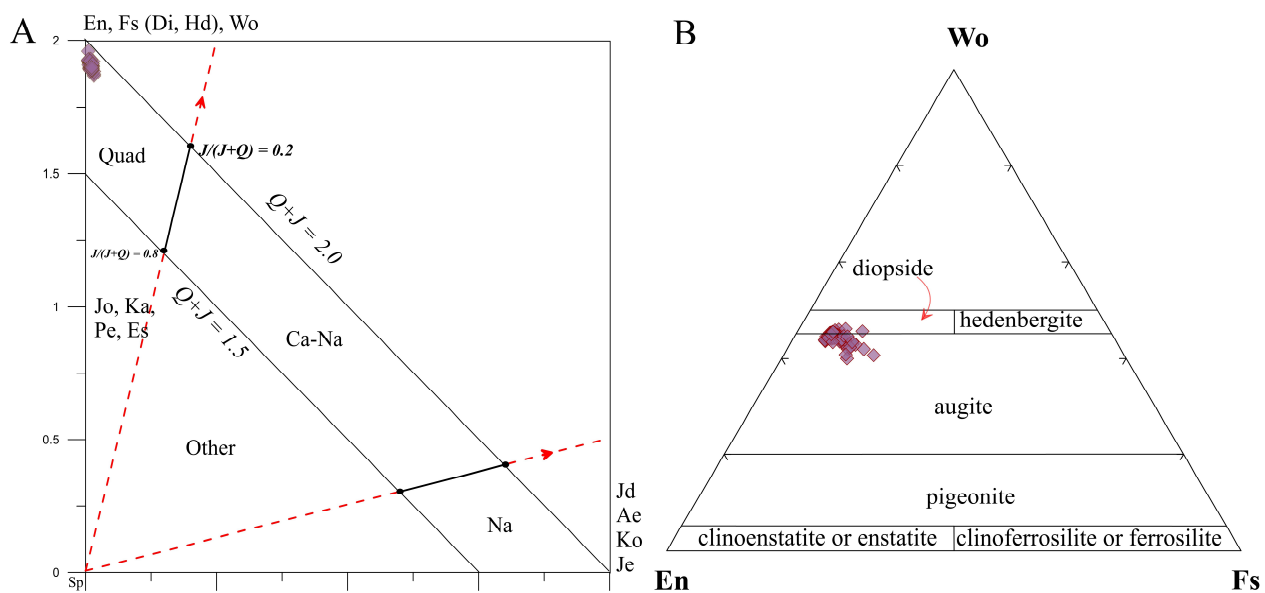
Point	PUN21 -1	PUN21 -4	PUN21 -15	PUN21 -26	PUN21 H-86	PUN21 H-98	ZKR3- 10	ZKR3- 20	ZKR3- 22	ZKR3- 31
SiO ₂	52.35	53.11	51.80	53.28	52.48	51.31	52.03	50.81	51.76	51.52
TiO ₂	0.22	0.28	0.43	0.16	0.25	0.45	0.34	0.29	0.376	0.35
Al ₂ O ₃	2.39	2.19	2.50	1.96	2.17	2.45	2.10	2.45	2.12	2.27
Fe ₂ O ₃	1.75	2	2.42	1.81	2.10	3.02	2.14	3.92	1.58	1.61
FeO	2.10	1.93	3.45	1.99	1.93	4.04	4.64	2.34	4.14	5.55
MnO	0.07	0.09	0.10	0.08	0.05	0.22	0.15	0.14	0.11	0.13
MgO	17.63	17.84	17.09	18.40	17.82	16.48	16.96	16.75	16.67	16.82
CaO	22.37	22.89	21.46	22.12	22.34	21.31	20.85	21.53	21.52	21.18
Na ₂ O	0.11	0.13	0.16	0.14	0.13	0.18	0.16	0.22	0.14	0.15
K ₂ O	0	0	0.01	0	0	0	0	0.02	0	0
Cr ₂ O ₃	0.24	0.17	0.05	0.21	0.20	0	0.06	0.20	0.12	0.06
Total	99.24	100.6	99.52	100.14	99.46	99.46	99.47	98.70	98.57	98.27
Si	1.927	1.929	1.916	1.939	1.929	1.912	1.929	1.906	1.931	1.976
Ti	0.006	0.008	0.012	0.004	0.007	0.013	0.010	0.008	0.011	0.002
Al ^{IV}	0.073	0.071	0.084	0.061	0.071	0.088	0.071	0.094	0.069	0.016
Al ^{VI}	0.030	0.023	0.025	0.023	0.023	0.019	0.022	0.015	0.025	0
Fe*	0.113	0.113	0.173	0.110	0.117	0.209	0.203	0.182	0.173	0.220
Mg	0.967	0.966	0.942	0.998	0.976	0.915	0.938	0.937	0.927	0.868
Ca	0.882	0.891	0.851	0.862	0.880	0.851	0.829	0.865	0.861	0.917
Na	0.008	0.009	0.012	0.010	0.009	0.013	0.012	0.032	0.011	0.005
Wo	44.92	45.15	43.19	43.72	44.56	42.93	41.98	43.50	43.81	45.58
En	49.24	48.97	47.85	50.60	49.44	46.18	47.51	47.11	47.20	43.12
Fs	5.85	5.88	8.96	5.68	6.00	10.90	10.51	9.39	8.99	11.30
Mg#	89.57	89.53	84.47	90.11	89.31	81.42	82.24	83.72	84.29	79.75

آنها $[Mg\# = 100Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})]$ در محدوده ۷۴ تا ۹۰ درصد است. بر اساس نتایج حاصل، کلینوپروکسن‌های مورد بررسی در نمودار Q-J (Morimoto et al., 1988) در محدوده Ca-Mg-Fe قرار می‌گیرند (شکل ۷-۱). در نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988) نیز در

بلورهای کلینوپروکسن موجود در این سنگ‌ها، به‌طور معمول دارای SiO₂ بالا (۵۳/۲۸-۵۰/۱۲ wt.%)، Al₂O₃ متغیر (۰/۱۶-۰/۶۴ wt.%) و Na₂O پایین (۰/۱۶-۰/۶۴ wt.%) و TiO₂ پایین (۱/۶۸-۲/۸۴ wt.%). در این کلینوپروکسن‌ها، مقدار MgO بالاست (۱۵/۱۱-۱۸/۳۹ wt.%) و مقدار عدد منیزیم

مذاب طراحی شده است و به‌طور معمول بر پایه تعادل Ca-Mg استوار است (Yavuz, 2013). در این پژوهش از برنامه Winpyrox (Yavuz, 2013) برای تخمین شرایط فشار و دما به‌روش تک کلینوپیروکسن استفاده شد. طبق این روش، میانگین دما و فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌ها به‌ترتیب حدود ۱۲۲۲ درجه سانتی‌گراد و ۲/۴ کیلوبار برآورد شده است (شکل ۸).

محدوده ترکیبی اوژیت تا دیوپسید واقع می‌شوند (شکل ۷-B). ترکیب اعضای نهایی این کانی نیز بین $En_{44.72}-Wo_{40.01-46.12}$ در نوسان است. برای تعیین شرایط دما-فشار تبلور کانی کلینوپیروکسن از روش دما-فشارسنجی بر اساس ترکیب تک کلینوپیروکسن پاتیرکا (Putirka, 2008) استفاده شده است. این مدل، دارای بالاترین دقت و کمترین خطاست. روش تک کلینوپیروکسن بر اساس محاسبات میزان فعالیت انستاتیت در کلینوپیروکسن و بدون دخالت ترکیب



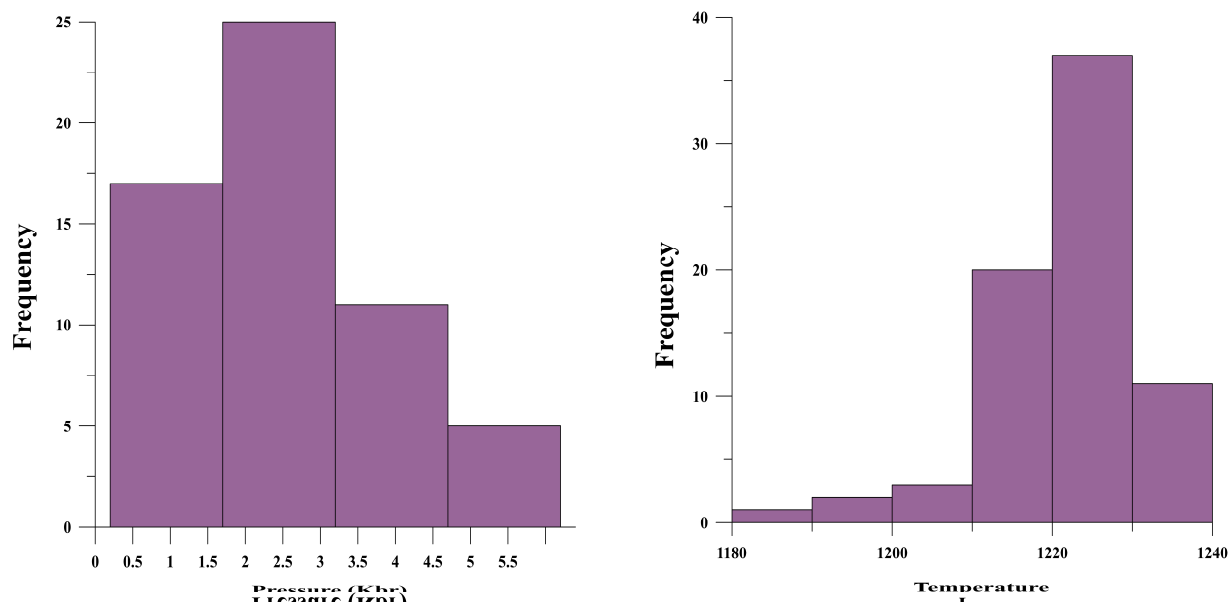
شکل ۷. تقسیم‌بندی کلینوپیروکسن‌ها در گابروهای همتافت مشهد- ویرانی، A: نمودار Q-J (Morimoto et al., 1988) و B: نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988)

Fig. 7. Classification of clinopyroxenes from gabbros of Mashhad-Virani complex, A: The Q-J diagram (Morimoto et al., 1988), and B: The Wo-En-Fs triangular diagram (Morimoto et al., 1988)

به‌طور کلی، نتایج حاصل از دما-فشارسنجی بر روی بلورهای کلینوپیروکسن سیل‌های گابرویی به‌روش تک کلینوپیروکسن (Putirka, 2008) در بردارنده نتایج بسیار قابل قبول و سازگار با شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری است. این سنگ‌ها در رخنمون صحرایی به‌صورت سیل‌ها و دایک‌های تأخیری و در بخش بالایی افق ماگمایی زیرین همتافت مشهد- ویرانی نمود دارند. با این تفاسیر می‌توان فشار میانگین ۲/۴ کیلوبار و دمای میانگین ۱۲۲۲ درجه سانتی‌گراد حاصل از بررسی‌های دما-فشارسنجی را در حدود ۵ کیلومتر تخمین زد (شکل ۹).

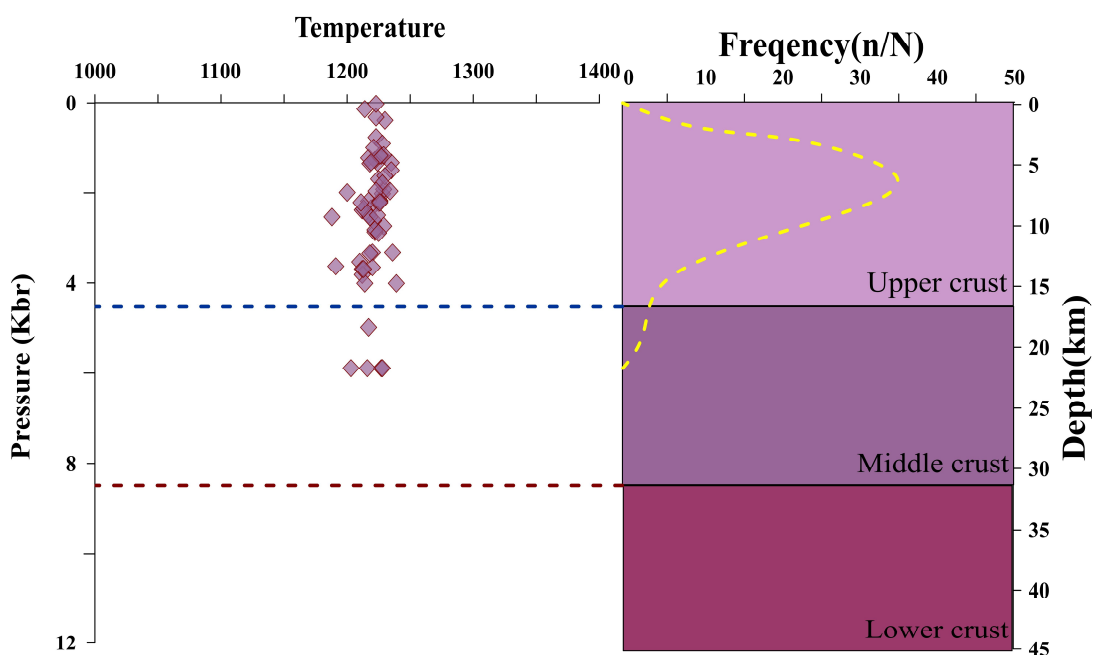
فشارسنجی را برای تبلور این سنگ‌ها صحیح دانست. اگر در این سنگ‌ها، فشار حاکم در زمان تبلور کلینوپیروکسن را فشار همه‌جانبه لیتواستاتیک ناشی از وزن سنگ‌های بالایی در نظر بگیریم، می‌توان با استفاده از رابطه $P=p.g.h$ عمق تشکیل این سنگ‌ها را نیز محاسبه کرد. با فرض چگالی ۲/۶۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب برای سنگ‌های پوسته قاره‌ای، می‌توان عمق تبلور ماگما را در حدود ۵ کیلومتر تخمین زد (شکل ۹).

Clinopyroxene-Only Putirka-2008



شکل ۸. هیستوگرام فراوانی دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها در گابروهای همتافت مشهد-ویرانی با استفاده از روش پاتیرکا (Putirka, 2008)

Fig. 8. Frequency Histograms of temperatures and pressures of clinopyroxene crystallization from gabbros of the Mashhad-Virani complex using the Putirka method (Putirka, 2008)



شکل ۹. مدل نمادین برای عمق استقرار ماگما و تبلور کلینوپیروکسن در سیل‌های گابرویی همتافت مشهد-ویرانی بر پایه محاسبات فشارسنجی

Fig. 9. A schematic model for magma emplacement and clinopyroxene crystallization in gabbroic sills of the Mashhad-Virani complex based on barometric calculations

سازوکار تشکیل بافت‌های اسکلتی و اسپینفکس

در روانه‌های کماتهایتی همتافت مشهد- ویرانی، دو لایه با بافت متفاوت قابل تشخیص است. در بخش‌های بالایی برخی از روانه‌ها، بافت میکرواسپینفکس و در بخش‌های زیرین، انواع بافت‌های انباشتی دیده می‌شود. عقیده بر این است که بافت اسپینفکس در اثر سردشدگی بسیار سریع و حتی انجماد یک‌باره^۱ ماگمای اولیه ایجاد می‌شود. بافت اسپینفکس به‌طور معمول در بخش درونی روانه‌های کماتهایتی، درست در زیر پوسته یا حاشیه به‌سرعت سردشده بالایی یافت می‌شود. نخستین تلاش‌ها برای بررسی تجربی سازوکار تشکیل بافت‌های اسکلتی و اسپینفکس توسط دونالدسون (Donaldson, 1976) انجام شد. وی، برای الیوین، ده شکل مبنا مشخص کرد و ثابت کرد که شکل بلورها تابع نرخ انجماد و درجه حرارت در زیر نقطه انجماد یا فروتافت^۲ است. بر اساس کارهای تجربی فار و همکاران (Faure et al., 2007) نمودهای بلوری چندوجهی (پلی‌هدرال) در درجه‌های فروتافت پایین ($\Delta T < 20^\circ\text{C}$)، نمودهای بلوری اسکلتی در درجه‌های فروتافت متوسط ($\Delta T = 20-60^\circ\text{C}$) و نمودهای بلوری دندردی به‌دلیل رشد سریع در درجه‌های بسیار بالای فروتافت ($\Delta T > 60^\circ\text{C}$) ایجاد می‌شوند. به باور فار و همکاران (Faure et al., 2006) توضیح خاستگاه بافت اسپینفکس را باید در شرایط فیزیکی غالب در خلال تبلوربخش بالایی یک روانه کماتهایتی جستجو کرد. در هر واحد ماگمایی در حال تبلور، یک گرادیان حرارتی در داخل پوسته بیرونی آن ایجاد می‌شود که جداکننده مایع داغ داخلی از حاشیه سردتر آن است. تفاوت حرارتی بین لیکیدوس و سالدوس در کماتهایت‌ها به بیش از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. در نتیجه، بلورهای الیوین در یک زون ضخیم در مایع سیلیکاته غوطه‌ور می‌شوند (Arndt, 1994). فار و همکاران (Faure et al., 2006) فرضیه تشکیل بافت اسپینفکس به‌دلیل تبلور ماگما در گرادیان حرارتی را مورد بررسی قرار دادند. آنها نشان دادند که بافت اسپینفکس، پیامد طبیعی تبلور در گرادیان

حرارتی پوسته بیرونی جریان‌های گدازه کماتهایتی خشک و داغ است. یکی از نتایج مهم پژوهش آنها رشد بلورهای بزرگ الیوین و پیروکسن با جهت‌یابی عمودی در نرخ‌های سردشدگی پایین است. این بلورها، جهت‌یابی موازی با گرادیان حرارتی داشته و نمود بلوری آنها درست مشابه با درشت بلورهای موجود در بافت‌های اسپینفکس طبیعی درون کماتهایت‌هاست. این پژوهشگران، حضور گرادیان حرارتی را عنصری کلیدی در تشکیل بافت اسپینفکس دانسته‌اند. در حضور گرادیان حرارتی، نمونه‌های آزمایشگاهی نیز همانند گدازه‌های طبیعی، بافت اسپینفکس الیوین و پیروکسن با جهت‌یابی عمودی به‌سمت جبهه در حال سردشدن، تشکیل دادند. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که جهت‌یابی ترجیحی در نرخ‌های سردشدگی کم، به‌طور مستقیم ناشی از گرادیان حرارتی است. فار و همکاران (Faure et al., 2006) نشان دادند که گرادیان حرارتی در نرخ‌های سردشدگی بالا، تأثیر اندکی بر نمودهای بلوری خواهد داشت. بلورهای الیوینی که در نرخ‌های سردشدگی متوسط در نبود گرادیان حرارتی رشد می‌کنند، نمودهای هم‌بعد و چندوجهی دارند. این بلورها، در بخش زیرین روانه تهنشست می‌شوند و زون انباشتی پایینی را تشکیل می‌دهند. سردشدگی سریع اولیه سبب تبلور سریع و ایجاد بافت اسپینفکس با جهت‌یابی تصادفی در بخش بالایی روانه می‌شود. در بخش داخلی روانه که نرخ سردشدگی به‌طور فزاینده‌ای کاهش می‌یابد (Donaldson, 1982)، گرادیان حرارتی هم ریخت‌شناسی و هم جهت‌یابی ترجیحی بلورهای اسپینفکس را کنترل می‌کند. بنابراین، در لایه اسپینفکس، فرایند تبلور دو مرحله‌ای ثبت می‌شود. بالاترین لایه‌ها که در آنها بلورهای الیوین، کوچک و جهت‌یابی تصادفی دارند، نرخ سردشدگی، کنترل‌کننده اصلی تبلور است؛ در حالی که در لایه زیرین که در آن، بلورها بزرگ‌تر و جهت‌یابی عمودی دارند، گرادیان حرارتی کنترل‌کننده تبلور است.

1. Quenching
2. Undercooling

سازوکار تشکیل بافت هاریسیت

بافت‌های اسکلتی الیون و پیروکسن در زون‌های اسکلتی انباشتی و بافت‌های هاریسیت در سیل‌های کم‌عمق ورلیت گابرویی از دیگر بافت‌های شاخص همتافت ماگمایی رسوبی مشهد- ویرانی است. بافت هاریسیت مشتمل بر الیون‌های کشیده، تیغه‌ای، شاخه‌ای و اسکلتی است که بسیار مشابه با بافت اسپینفکس است. واگر و همکاران (Wager et al., 1960) هاریسیت را نوعی بافت کومولایی (کرس کومولا) در نظر گرفته‌اند، لوفگرن و دونالدسون (Lofgren and Donaldson, 1975) نیز با توجه به رشد بلورهای اسکلتی کشیده و بلورهای دندریتی ردیف‌شده و با زاویه زیاد نسبت به صفحه لایه‌بندی، برای توصیف این بافت از واژه لایه‌های شانه‌ای یا شانه مانند استفاده کردند. البته، بافت کرس کومولا می‌تواند حاصل رشد انواع مختلفی از کانی‌ها نظیر الیون، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و هورنبلند باشد. چنین بافت‌هایی در توده‌های اولترامافیک- مافیک نظیر Willow Lake (Poldervaart and Taubeneck, 1960) و اسکارگارد (Wager and Brown, 1968) گزارش شده‌اند. حضور بافت‌های اسکلتی، شاخه‌ای، شعاعی و غیره، در سنگ‌های آتشفشانی به‌خوبی قابل درک است؛ اما حضور آنها در سنگ‌های نفوذی نظیر توده رُم و یا اسکارگارد چالش برانگیز است. همان‌گونه که در بخش‌های قبلی اشاره شد، فرایندهایی نظیر نرخ سردشدگی، فروتافت، گرادیان حرارتی و رشد سریع بلورها به‌عنوان مؤلفه‌های تشکیل شکل‌های بافتی ناتعادلی مختلف (نظیر اسکلتی، دندریتی و شاخه‌ای) در سنگ‌های خروجی در نظر گرفته شده‌اند. تری‌آلت و فالر (Thériault and Fowler, 1995) معتقدند که بررسی بافت‌های ناتعادلی در سنگ‌های نیمه نفوذی و نفوذی مستلزم حضور عامل‌های دیگری است که باید مورد توجه قرار گیرند. بر این اساس، عواملی مثل ابرسیرشدگی ناگهانی مذاب (Donaldson, 1974)، نرخ‌های هسته‌بندی پایین (که توسط فراتافت مذاب ایجاد می‌شود) (Donaldson, 1976)، نسبت پایین آهنک انتشار به نرخ رشد در مجاورت فصل مشترک بلور

در حال رشد (Lofgren, 1974) و 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 شده‌اند. به باور هورت (Hort, 1998) هاریسیت به‌عنوان بافتی ناتعادلی در طی دوره‌های رشد بلوری سریع ایجاد می‌شود. این دوره‌های رشد، در نتیجه آشفستگی‌های دوره‌ای در دمای لیکیدوس پدید می‌آیند. به باور دونالدسون (Donaldson, 1982)، ابرسیرشدگی ناگهانی مذاب در طول فرایند تبلور، بافت‌های هاریسیت موجود در توده رُم اسکاتلند را ایجاد کرده است. برای ایجاد ابرسیرشدگی، دلایل مختلفی مطرح شده است که دو فرایند اختلاط ماگمایی (اختلاط ماگمای داغ اولیه با ماگمای بازالتی تحول یافته‌تر) (Huppert and Sparks, 1980) و یا گریز مواد فرار (گاززدایی) (Donaldson, 1974) از مهم‌ترین آنها هستند. این فرایندها سبب افزایش ناگهانی فروتافت و همچنین آشفستگی دمای لیکیدوس می‌شوند (Hort, 1998). چنان‌که اشاره شد، بروز آشفستگی در دمای لیکیدوس، دوره‌های رشد بلوری سریع را به‌دنبال دارد، این دوره‌ها احتمالاً رشد بلورهای الیون دندریتی و اسکلتی در بافت هاریسیت را توجیه و تشریح می‌کنند (Hort, 1998).

نتیجه‌گیری

سنگ‌های فرامافیک- مافیک همتافت مشهد- ویرانی در گستره‌ای وسیع از ویرانی تا باختر مشهد به طول تقریبی ۳۰ کیلومتر گسترش دارند. برخی از پژوهشگران این همتافت را روانه‌های فرامافیک می‌دانستند؛ ولی بسیاری دیگر آنها را به‌عنوان اجزای یک همتافت افیولیتی آرمانی در نظر می‌گرفتند. به‌طور کلی، در توالی ماگمایی مشهد- ویرانی، دو افق ماگمایی قابل تفکیک است. افق زیرین شامل سنگ‌های کماتهایتی نفوذی است که مشتمل بر سیل‌های کم‌عمق تفریق یافته گابرو- ورلیتی، پیروکسنیتی و سیل‌ها و دایک‌های آمفیبول - پیروکسن گابرویی است. افق بالایی نیز شامل سنگ‌های کماتهایتی خروجی

بافت‌های اسکلتی و میکرواسپینیفکس در سنگ‌های کماتهایتی می‌توان به فرایندهایی نظیر نرخ سردشدگی و گرادیان حرارتی اشاره کرد. فرایندهایی نظیر ابرسیرشدگی، گاززدایی و اختلاط ماگمایی نیز از جمله مهم‌ترین عوامل ایجاد بافت‌های ناتعادلی نظیر هاریسیت در سنگ‌های نفوذی کم‌عمق است.

قدردانی

نویسندگان مقاله از معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود برای حمایت مالی و معنوی از انجام این پژوهش سپاسگزارند.

تفریق‌یافته است که مشتمل بر کماتهایت‌ها و کماتهایت بازالت‌های دارای بافت میکرواسپینیفکس هستند. وجود بافت‌های اسکلتی و میکرواسپینیفکس به‌عنوان شاخص سنگ‌های کماتهایتی در این همتافت، دلیلی محکم بر کماتهایت بودن سنگ‌های فرامافیک مشهد- ویرانی است. نتایج حاصل از دما- فشارسنجی بر روی بلورهای کلینوپیروکسن موجود در سیل‌های آمفیبول گابرویی و پیروکسن گابرویی این همتافت (فشار میانگین ۲/۴ کیلوبار و دمای میانگین ۱۲۲۲ درجه سانتی‌گراد) در بردارنده نتایج بسیار قابل قبول و سازگار با شواهد صحرائی و سنگ‌نگاری است. از مهم‌ترین عوامل تشکیل

References

- Alavi, M., 1979. The Virani ophiolite complex and surrounding rocks. *Geologisch Rundschau*, 68(1): 334–341.
- 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 Leshner C.M., 2004. Komatiite. In: D. Selle, R. Cocks and I. Plimer (Editors), *Encyclopedia of geology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 260–268.
- Arndt, N.T., Leshner, C.M. and Barnes, S.J., 2008. *Komatiite*. Cambridge University Press, London, 467 pp.
- Brooks, C. and Hart, S.R., 1974. On the significance of komatiite. *Geology*, 2(2): 107–110.
- 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.
- 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.
- Fazel-valipour, M.E., 2002. *Petrography, petrology of mafic-ultramafic rocks of Mashhad*. Ph.D. Thesis, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran, 174 pp. (in Persian)
- Ghasemi, H., Juteau, T., Bellon, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H. and Ricou, L.E., 2002. The mafic-ultramafic complex of Sikhoran (Central Iran): A polygenetic ophiolite complex. *Comptes Rendus Geoscience*, 334(6):431–438.
- Ghasemi, H., Sabzehei, M. and Juteau, T., 1998. Geological character of Sikhoran mafic-ultramafic complex, southeast Iran. *Geosciences*, 7(29–30): 32–45. (in Persian)

- Ghasemi, H., Sabzehei, M., Juteau, T., Bellon, H. and Emami, M.H., 2004. Radiometric age of the mafic parts and metamorphic hosts of Sikhoran ultramafic-mafic complex, southeastern Iran. *Geosciences*, 12(51–52): 58–67. (in Persian)
- Ghasemi, H., Sabzehei, M., Juteau, T., Bellon, H., Rastad, E. and Emami, M.H., 2001. Petrogenesis of Sikhoran ultramafic-mafic complex, southeast Iran. *Geosciences*, 10(39–40): 46–69. (in Persian)
- Hill, R.E.T., Barnes, S.J., Gole, M.J. and Dowling, S.E., 1995. The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman-Wiluna greenstone belt, western Australia. *Lithos*, 34(1–3): 159–188.
- 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.
- 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.
- Huppert, H.E. and Sparks, R.S.J., 1980. The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense ultrabasic magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75(3): 279–289.
- Karimi-Moghadam, A., 1997. Petrology of basic and ultrabasic rocks, southwest to northwest of Mashhad. M.Sc. Thesis, Tarbiat Moalem University, Tehran, Iran, 143 pp. (in Persian)
- Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, C.R., 2011. Rb–Sr and Sm–Nd Isotopic Compositions, U–Pb Age and Petrogenesis of Khajeh Mourad Paleo-Tethys Leucogranite, Mashhad, Iran. *Scientific Quarterly Journal Geosciences*, 20(80): 171–182. (in Persian)
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Saadat, S., 2014. Mineralogy, geochemistry, genesis, and industrial application of silica in Arefi area, south of Mashhad. *Journal of Economic Geology*, 6(2): 259–276. (in Persian with English abstract)
- Lofgren, G., 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. *American Journal of Science*, 274(3): 243–273.
- Lofgren, G.E. and Donaldson, C.H., 1975. Curved branching crystals and differentiation in comb-layered rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 49(4): 309–319.
- Majidi, B., 1981. The ultrabasic lava flows of Mashhad, NE Iran. *Geological Magazine*, 118(1): 49–58.
- 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.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Akoi, K. and Gottardi G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73(9–10): 1123–1133.
- Poldervaart, A.R.I.E. and Taubeneck, W.H., 1960. Layered intrusions. 21th International Geological Congress, University of Copenhagen, Copenhagen, Denmark.
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1): 61–120.
- Ruttner, A.W., 1991. Geology of the Aghdarband area (Kopet Dag, NE-Iran). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 38: 7–79.
- Sabzehei, M., 1994. Differentiation of ultramafic magmas: constraint from layered ultramafic-mafic lava of Iranian aulacogeosynclines. 13th Annual Meeting, Geological Survey and Mineral Explorations, 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, Geological Survey and Mineral Explorations, 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 and Mineral Explorations, Tehran, Iran.
- 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>
- 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.
- 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.
- Yavuz, F., 2013. WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry. *American Mineralogist*, 98(7): 1338–1359.



Skeletal, microspinfex and harrisite textures in the Upper Paleozoic komatiitic sills and lavas from the Mashhad-Virani Complex, NE Iran

Mohsen Mobasheri^{1*}, Habibollah Ghasemi¹, Behnam Rahimi² and Mojtaba Rostami Hussory¹

1) Department Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

2) Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Submitted: July 27, 2017

Accepted: Apr. 08, 2018

Keywords: *Skeletal, Spinifex, Harrisite, Komatiite, Mashhad-Virani, Upper Paleozoic*

Introduction

The Mashhad- Virani complex has been sandwiched between the collided Lut block and Turan plate. This complex is composed of the following four units: 1) ultramafic-mafic rocks, 2) metamorphosed sedimentary rocks, 3) pyroclastic rocks and 4) Mashhad's granitoids including quartz-diorite, tonalite, granodiorite and monzogranite (interpreted as granitoids formed in an arc regime during the subduction of the Paleo-Tethys Ocean under the Turan Plate by Karimpour et. al., 2011). The association rocks in the Mashhad-Virani complex have experienced varying degrees of hydrothermal alteration and regional metamorphism. These rocks are typically metamorphosed in lower to upper green-schist facies, but rarely to pyroxene hornfels facies along the contacts with the Mashhad granitoids.

Researchers have challenging ideas on the nature of these rocks. Firstly, Majidi (1981) reported the komatiitic nature of these rocks. However, most of the geologists believed that these rocks are a part of an ideal ophiolitic sequence (Alavi, 1979; Fazel-Valipour, 2002). However, some geological studies have provided strong evidence that contradicts the ophiolite nature of these ultramafic-mafic rocks. Detailed studies of this research show that according to the petrological issues, field relationships, textures and internal stratigraphy, these rocks are not only an ophiolitic sequence but are also an ultramafic-mafic volcanics precisely named komatiite. In this complex, although the contact of the ultramafic

rocks with the adjacent sediments is not visible in the majority of cases due to the coverage of Quaternary sediments and tectonic processes. However, this contact is partly preserved in the Khurshid Park and Zuh peak where there is some evidence of ultramafic lava eruption on the sediments. In these places, sediments in the border with komatiitic rocks has been clearly baked. They also have very interesting skeletal, microspinfex, and harrisite textures. These observations suggest that the ultramafic rocks in the Mashhad-Virani complex are ultramafic volcanic flows.

Materials and Methods

Field studies have been carried out in more than twenty cross sections in the southwest-northwest of Mashhad. More than 400 thin and polished sections were made from rock samples and studied in the petrography laboratory of the Faculty of Earth Sciences at the Shahrood University of Technology. Moreover, after detailed petrography studies, five samples with the least alteration were selected for preparing polished thin sections. Major element analyses on selected minerals (amphibole, plagioclase, pyroxene and olivine) were performed on a JEOL EPMA JXA-8900R electron microprobe at the Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taiwan. Analytical conditions included an accelerating voltage of 15 kV, a beam current with 2 μ m diameter of 12nA and counting times of 10s on peaks and 5s on the background. For

*Corresponding authors Email: mobasheri.mohsen@yahoo.com

calibration of all elements, a set of mineral and synthetic standards has been used.

Discussion

The Mashhad-Virani complex includes an assemblage of ultramafic-mafic rocks with approximate length of 32km along the western side of the city of Mashhad. This complex consists of dunite, ortho- meso and crescumulate (harrisite) wherlite, clinopyroxenite, cumulative and noncumulative amphibole gabbro and differentiated- undifferentiated komatiitic flows. These komatiites have been shown with a wide range of textures such as random acicular pyroxene, 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. The rate of cooling and thermal gradient in the volcanic rocks along with super-saturation, exsolution of volatiles and magma mixing in the sub-volcanic rocks are the most important controlling factors in creation of these disequilibrium textures.

Amphibole gabbro sills are one of the main magmatic units of the upper parts of the lower horizons in the Mashhad-Virani complex. After detailed petrographical studies, five samples were analyzed for mineral chemistry measurements. In this study, only the composition of clinopyroxenes has been used for thermobarometry studies. Based on the obtained results, the clinopyroxenes are in the range of Ca-Mg-Fe sub-types in the Q-J diagram and in the diopside to augite fields on the Wo-En-Fs ternary diagram (Morimoto et. al., 1988). The results of the thermo-barometric calculations by single clinopyroxene method indicate mean temperature of 1222°C and pressure of 2.4 kb that are in concord with the dyke and sill forms of gabbroic outcrops and also are very close to the crystallization temperatures of these magma types.

Results

Skeletal, spinifex and harrisite textures are the first unequivocal evidences reported from

komatiitic sills and lava flows in the Mashhad-Virani Complex. These rocks are a part of the upper Paleozoic volcano-sedimentary sequence with approximately 32km length with NW-SE trend in the South and Southwest of Mashhad. This complex consists of dunite, ortho- meso and crescumulate (harrisite) wherlite, clinopyroxenite, cumulative and noncumulative amphibole gabbro and differentiated- undifferentiated komatiite flows. Application of the thermobarometry calculations on the single clinopyroxene from the amphibole gabbros (average pressure of 2.4 kb and average temperature of 1222 °C) are highly acceptable and consistent with the field and petrographic evidences.

Acknowledgments

The authors are most grateful to the vice chancellor of research at the Shahrood University of Technology for their financial and spiritual supports of this research.

References

- Alavi, M., 1979. The Virani ophiolite complex and surrounding rocks. *Geologisch Rundschau*, 68(1): 334–341.
- Fazel-valipour, M.E., 2002. Petrography, petrology of mafic-ultramafic rocks of Mashhad. Ph.D. Thesis, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran, 174 pp. (in Persian)
- Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, C.R., 2011. Rb–Sr and Sm–Nd Isotopic Compositions, U–Pb Age and Petrogenesis of Khajeh Mourad Paleo-Tethys Leucogranite, Mashhad, Iran. *Scientific Quarterly Journal Geosciences*, 20(80): 171–182. (in Persian)
- Majidi, B., 1981. The ultrabasic lava flows of Mashhad, NE Iran. *Geological Magazine*, 118(1): 49–58.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Akoi, K. and Gottardi G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 173(9–10): 1123–1133.