



Research Article

Evolution history of north Anarak, Central Iran ophiolitic olistoliths using petrographical and mineral chemistry studies

Elahe Zarei, Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

elahezarei@sci.ui.ac.ir

Morteza Sharifi, Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

m.sharifi@sci.ui.ac.ir

Meisam Tadayon, Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

m.tadayon@sci.ui.ac.ir

Abstract

Anarak ophiolite, belonging to Paleozoic, formed along with the tectonic evolution of the Paleo- Tethys Ocean, consisting of meta- peridotites of mantle and crust, cumulate rocks, massive gabbros, pillow lava, basic and ultrabasic dikes, rodingite and listwanite covered all by schist and marble units. The olistolithic patches of Anarak ophiolite have commonly exposed in Sebarz schist, within the sole of Chah-Gorbeh complex. Olistoliths composed of listwanite, meta- mafic, serpentinite and meta- peridotite olistoliths varying from centimeter to several hundred meters in size. The results of electron microprobe analyses show that the fundamental rock- forming minerals of the listwanitized olistoliths are chromian spinel and pyroxene, secondary minerals including calcite, garnet, tremolite, chlorite, magnetite and opaque minerals. Meta- mafic olistoliths composed of chromian spinel, sphene, epidote, chlorite and opaque minerals. Serpentinized olistoliths consist of chromian spinel, magnetite, tremolite, talc and chlorite. It also shows that the meta- peridotite olistoliths composed of chromian spinel, chrome-bearing magnetite, chlorite, calcite, garnet and antigorite. Based on the geochemical analyses, Cr# in the listwanite patches, meta- mafic, serpentinite and meta- peridotite olistoliths are 87.40- 97.92, 49.38- 51.89, 49.22- 60.05 and 29.76- 55.97 respectively with very low amount of TiO₂. The different in chemical composition of minerals in the North Anarak complex shows different petrogenesis for ophiolitic olistoliths suggests characteristic of the MORB and/or supra- subduction zone.

Key words: accretionary complex, mineral chemistry, ophiolite, olistolith, Paleo-Tethys, Anarak, Central Iran

* Corresponding author

2322-2182/© 2021 The Authors. Published by University of Isfahan

This is an open access article under the CC-BY-NC-ND4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)



[10.22108/ijp.2021.127663.1225](https://doi.org/10.22108/ijp.2021.127663.1225)



[20.1001.1.22285210.1400.12.2.3.6](https://doi.org/10.22108/ijp.2021.127663.1225)

تاریخچه تکامل آلیستولیت‌های افیولیتی شمال انارک، ایران مرکزی با به کارگیری بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

الهه زارعی، دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

elahezarei@sci.ui.ac.ir

مرتضی شریفی*، دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

m.sharifi@sci.ui.ac.ir

میثم تدین، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

m.tadayon@sci.ui.ac.ir

چکیده

افیولیت انارک در ارتباط با تکامل پالئوتتیس و به سن پالئوزویک است. این افیولیت از پریدوتیت‌های سرپانتینی شده گوشته و پوسته، سنگ‌های کومولایی، گابروهای توده‌ای، گدازه‌های بالشی، دایک‌های مافیک و الترامافیک، رودینگیت و لیستونیت تشکیل شده و با مجموعه دگرگونی شامل شیست و مرمر همراه شده است. در همبری این مجموعه افیولیتی با پایین‌ترین بخش دگرگونه‌های انارک که کمپلکس چاه‌گره نامیده می‌شود و درون شیست‌های سبز، آلیستولیت‌هایی از افیولیت انارک دیده می‌شود که شامل آلیستولیت‌های لیستونیتی، متامافیک، سرپانتینیتی و متاپریدوتیتی هستند. ابعاد این آلیستولیت‌ها از چند سانتیمتر تا چند صد متر تغییر می‌کند. اسپینل کروم‌دار، پیروکسن، کانی‌های ثانویه کلسیت، گارنت، ترمولیت، کلریت، مگنتیت و کانی‌های کدر از کانی‌های اصلی آلیستولیت‌های لیستونیتی هستند. اسپینل کروم‌دار، اسفن، اپیدوت، کلریت و کانی‌های کدر از کانی‌های سازنده آلیستولیت متامافیک، اسپینل کروم‌دار، مگنتیت، ترمولیت، تالک، کلریت از کانی‌های سازنده آلیستولیت سرپانتینیتی و همچنین، اسپینل کروم‌دار، مگنتیت، کلریت، کلسیت، گارنت و آنتی‌گوریت از کانی‌های سازنده آلیستولیت متاپریدوتیتی به شمار می‌روند. برپایه داده‌های به دست آمده از تجزیه زمین‌شیمیایی، $\text{Cr}\#$ اسپینل‌ها در اسلایدهای آلیستولیت لیستونیتی، متامافیک، سرپانتینیت و متاپریدوتیت به ترتیب برابر با 87/40 - 97/92، 49/38 - 51/89، 49/22 - 60/05 و 29/76 - 55/97 با مقدارهای TiO_2 آنها نیز بسیار کم هستند. متفاوت بودن شیمی کانی‌ها که گویای پیدایش آنها در محیط‌های زمین‌ساختی متنوعی است، ویژگی محیط‌های پشته میان‌اقیانوسی و یا مناطق فرافروانش (سوپراسابداکشن) را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: کمپلکس برافزایشی، شیمی کانی، افیولیت، آلیستولیت، پالئوتتیس، انارک، ایران مرکزی

مقدمه

قاره‌ای به شکل قطعاتی بریده بریده شده و در محیط

گوه برافزایشی به لبه پوسته قاره‌ای بالایی افزوده

پوسته اقیانوسی هنگام فرورانش به زیر سنگ‌کره

* نویسنده مسئول



زیرین. Stampfli و Bagheri (2008) کمپلکس‌های انارک - جندق و پشت‌بادام در بخش خاوری - مرکزی ایران را کمپلکس برافزایشی واریسکان دانسته‌اند. در بخش‌های درونی خردقاره ایران مرکزی، رخنمون‌های محدودی از سنگ‌های افیولیتی پالئوزویک وجود دارد که گواهی بر وجود اقیانوس پالئوتتیس در ایران دانسته شده‌اند (Zanchi et al., 2009; Bagheri and Stampfli, 2008). برپایه بررسی‌های صحرایی، سنگ‌زایی و تکامل زمین‌ساختی ایران مرکزی، Ahmadi و همکاران (2020) پیدایش ماگمای اولیه گابروهای افیولیت انارک را پیامد ذوب‌بخشی صفحه فرورونده پالئوتتیس و گابروهای افیولیت انارک را مرتبط با محیط کمان ماگمایی دانسته‌اند. Torabi و Bayat (2011) قلمرو لامپروفیرهای آلکان پالئوزویک از خاور انارک تا بیاضه را از دیدگاه سنگ‌شناسی بررسی کرده و آنها را گواهی بر فرورانش پالئوتتیس و متاسوماتیسم گوشته سست‌کره‌ای در نظر گرفته‌اند. Torabi (2004) با به‌کارگیری داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی پیشنهاد کرده است پدیدتیت انارک و اسپینل‌های آن پیامد نخستین فعالیت کافت اقیانوسی هستند. Bagheri (1993) ساختمان درونی افیولیت انارک را متفاوت از افیولیت‌هایی دانسته که در محیط پشته میان‌اقیانوسی پدید آمده‌اند و محیط زمین‌ساختی جزیره‌های کمائی را برای آن پیشنهاد کرده است. Stern و همکاران (2021) افیولیت‌های پالئوزویک ایران را توالی از پیدایش پوسته اقیانوسی در بالای پهنه فرورانش (افیولیت‌های نوع فرافروانش¹) در زمان دونین تا افیولیت‌های نوع برخوردی - برافزایشی در زمان پرمین دانسته‌اند و پنج نمونه آشکار از بجامانده‌های افیولیتی پالئوزویک میانی تا پایانی که شامل

می‌شود (Avraham et al., 1981; Pluijm and Marshak, 2004). این گوه‌ها شامل رسوب‌های دگرریخت‌شده با خاستگاه‌های گوناگون و سنگ‌های ماگمایی متعلق به پوسته اقیانوسی هستند. همچنین، بلوک‌های سرگردانی مانند اُلیستولیت‌ها نیز درون آنها پراکنده هستند (Pluijm and Marshak, 2004). به گفته دیگر اُلیستولیت‌ها، قطعات بیگانه و نامنظم با خاستگاه‌های گوناگون آذرین، دگرگونی و یا رسوبی در ابعاد متفاوت و با سن‌های مختلف هستند که در پی فعالیت‌های زمین‌ساختی در میان واحدهای رسوبی در حال پیدایش جای گرفته‌اند. مجموعه واحد رسوبی و قطعه‌های بیگانه را اُلیستوستروم می‌نامند. ترکیب سنگ‌شناختی اُلیستولیت‌ها منبع اصلی دانش ما درباره ساختمان زمین‌شناسی منطقه خاستگاه آنها، تاریخچه پشته‌های میان‌اقیانوسی و حوضه‌های مرتبط با توپوگرافی‌های شیب‌داری است که امروزه دیگر نشانه‌ای از آنها به جا نمانده است. محیط پیدایش اُلیستوستروم‌ها برپایه جایگاه زمین‌ساختی و الگوهای مفهومی پیشنهادی Festa و همکاران (2016) در ادامه آورده شده است:

- 1- حاشیه‌های غیرفعال در مناطقی با زمین‌ساخت کشتی؛
 - 2- حاشیه‌های فعال در محل صفحه‌های همگرا؛
 - 3- جایگیری اُلیستوستروم‌ها در پی فرارانش در پهنه‌های فرورانشی و یا کمپلکس‌های برافزایشی - فرورانشی؛
 - 4- مناطق کوهزایی.
- بررسی واحدهای اُلیستوسترومی و آمیزه‌ها، مراحل پایانی فرورانش و فرایند برخورد بلوک‌ها را نشان می‌دهد. برپایه یافته‌های نوین (Bagheri, 2007)، پیدایش منطقه انارک پیامد مستقیم تحولات زمین‌ساختی اقیانوس پالئوتتیس دانسته شده است؛ نه رخدادهای کوهزایی پرکامبرین - پالئوزویک

¹ suprasubduction

اصفهان، شمال باختری خردقاره ایران مرکزی و گوشه شمال باختری بلوک یزد، در فاصله گسل‌های درونه و بیابانک جای گرفته است. بسته شدن حوضه پشت کمان خردقاره ایران مرکزی در زمان ائوسن پسین - الیگوسن چرخش خردقاره ایران مرکزی و جای گرفتن آن در جایگاه امروزی خود را به دنبال داشته است (Bagheri, 2007). این خردقاره با گسل‌های پی سنگی اصلی و افیولیت‌های پالئوزویک تا مزوزویک که بقایای پوسته‌های اقیانوسی پالئوتتیس و نئوتتیس دانسته شده‌اند، فراگرفته شده است (Torabi, 2010) و شامل چندین واحد زمین‌ساختی و چینه‌نگاری است که عبارتند از بلوک‌های لوت، طبس، یزد و سرزمین‌های ساغند، پشت‌بادام و انارک - جندق (Bagheri, 2007; Aghanabati, 2014) (شکل 1 - A). منطقه بررسی شده در این پژوهش در 20 کیلومتری شمال شهر انارک جای دارد (شکل 1 - B) و Buchs همکاران (2013) دگرگونه‌های انارک را کمپلکس برافزایشی ساخته شده از سرزمین‌های برافزایشی کربونيفر (واحد مرغاب)، پرمو - تریاس (چاه‌گره)، پتیار، مرمر لاک، واحدهای الترامافیک و تریاس (واحد دوشاخ) دانسته‌اند. سنگ‌های این منطقه عبارتند از: افیولیت پالئوزویک، کمپلکس دگرگونی چاه‌گره، سنگ‌های دگرگونه کربونيفر - پرمین، سنگ‌های آهکی کرتاسه و رسوب‌های ترشیری (شکل 2). افیولیت انارک کهن‌ترین واحد سنگی در این منطقه است و در زیر مجموعه دگرگونی انارک جای گرفته است (Torabi, 2013). مجموعه‌های سنگی این افیولیت شامل پریدوتیت‌های سرپانتینی شده گوشته و پوسته، سنگ‌های کومولایی، گابروهای توده‌ای، گدازه‌های بالشی، دایک‌های مافیک و الترامافیک، رودینگیست و لیستونیت هستند (Torabi, 2004). ارتباط

آق‌دربند، مشهد، رشت در شمال و افیولیت‌های انارک - جندق در جنوب است را معرفی کرده‌اند. Shafaii Moghadam و همکاران (2015) با سن سنجی U-Pb زیرکن‌های افیولیت پالئوزویک سن 380-383 میلیون سال پیش را پیشنهاد کرده‌اند. داده‌های تجزیه شیمیایی نیز نشان‌دهنده ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی بازالت‌های پهنه سنندج - سیرجان و نوع پشته میان اقیانوسی هستند و از این رو، احتمالاً پیدایش آنها با حوضه‌های حاشیه‌ای در ارتباط بوده است. Bagheri (2007) با به‌کارگیری روش ^{39}Ar - ^{40}Ar کانی کروزیست متابازالت‌های واحد چاه‌گره سن‌های 320 و 333 میلیون سال پیش را برای سنگ‌های دگرگونی انارک پیشنهاد کرده است. همچنین، با سن سنجی شیبست‌های آبی انارک به روش ^{39}Ar - ^{40}Ar سن $1/6 \pm 285/4$ میلیون سال پیش (پرمین زیرین) و با سن سنجی زیرکن‌های ترونجمیت انارک به روش U-Pb، سن $1/0 \pm 262/3$ میلیون سال پیش را پیشنهاد کرده و منطقه انارک را بجامانده کمپلکس برافزایشی پرموتریاس دانسته است. هدف این پژوهش بررسی ویژگی‌های صحرایی، سرشت افیولیتی بودن آلیستولیت‌ها بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی و داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه زمین‌شیمیایی، همچنین، شناخت خاستگاه و پهنه زمین‌ساختی پیدایش این قطعات بیگانه است. بررسی خاستگاه بیشتر برای بررسی ترکیب و تکامل زمین‌شناسی منطقه خاستگاه و همچنین، بازسازی جایگاه زمین‌ساختی اولیه به‌کار برده می‌شود که در این راستا بررسی سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی سنگ‌های بررسی شده نقش مهمی دارد.

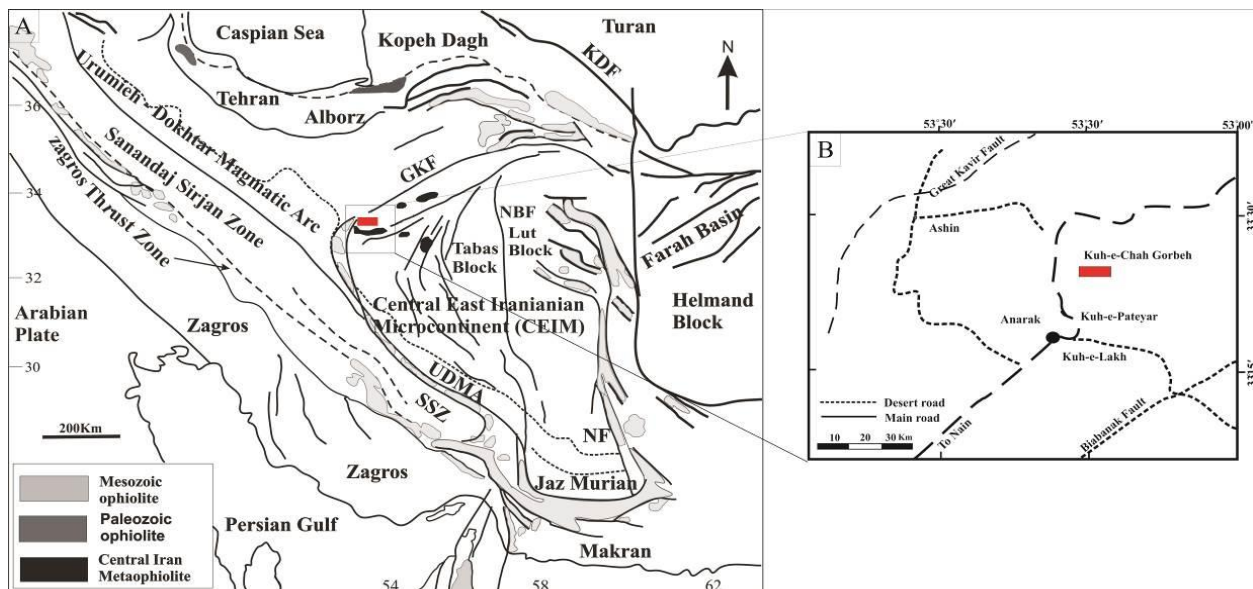
زمین‌شناسی عمومی منطقه انارک

منطقه انارک در بخش شمال خاوری استان

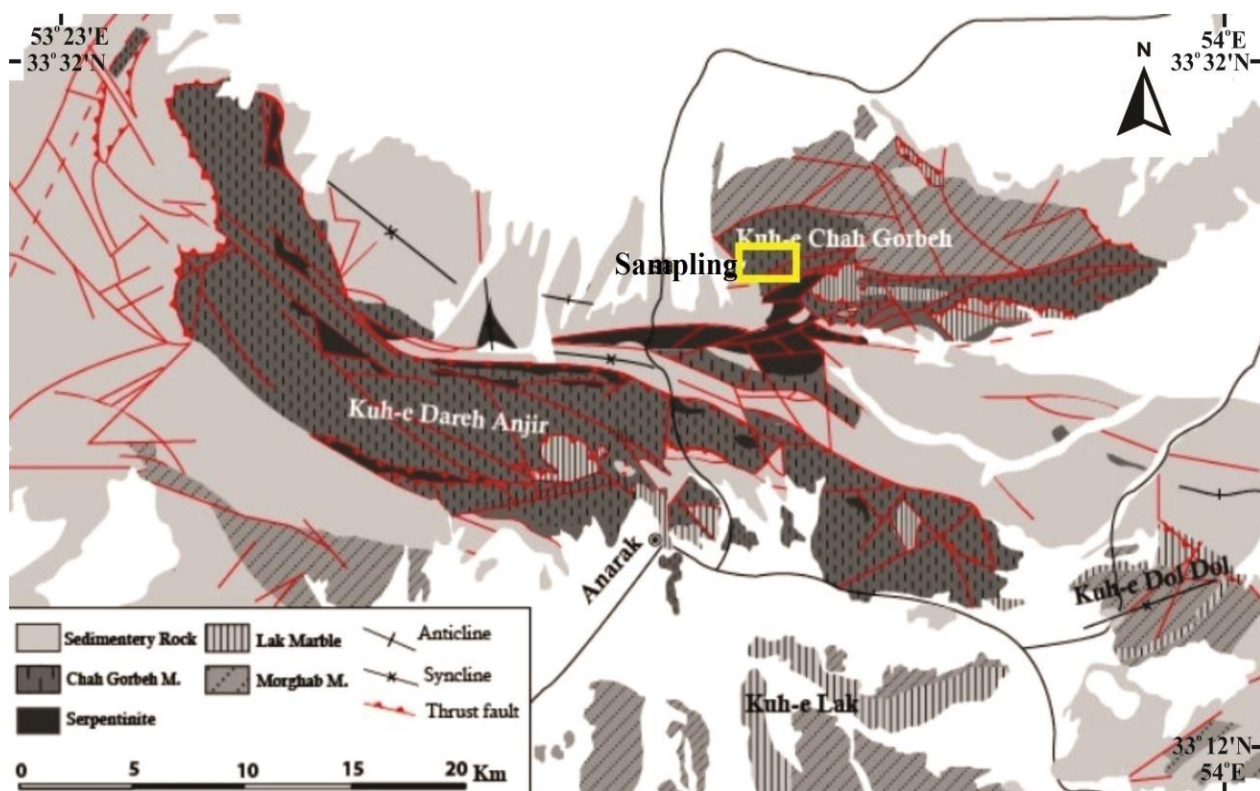
دوکی شکل و بودینه بودن آلیستولیت‌ها، توزیع نامنظم و تصادفی آلیستولیت‌ها درون رسوب‌های دگرگون شده، نبود پیوستگی در محل همبری آنها، وجود قطعات با سنگ‌شناسی متفاوت، در اندازه‌های مختلف و به صورت نابر جا درون ماتریکسی از رسوب‌های دگرگون شده آقیانوسی، موازی بودن برگراری آلیستولیت‌های افیولیتی و برگراری شیب‌های سبز، شواهدی بر آلیستوستروم بودن این واحد هستند. برپایه بررسی‌های صحرایی، گسل‌های معکوس با روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری بیشتر به‌عنوان مرز جداکننده و کنترل کننده واحدهای آلیستولیت‌های لیستونیتی هستند که به صورت لنزی شکل آرایش یافته‌اند و بلوک‌های متاپریدوتیتی لنزی شکل نیز در محدوده میان گسل‌ها هستند. این گسل‌ها در ارتباط با فرورانش پالتوتیس به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا هستند. سنگ‌شناسی آلیستولیت‌های منطقه انارک شامل لیستونیت، متامافیک، سرپانتینیت و متاپریدوتیت است.

دگرگونه‌ها و الترامافیک‌های انارک را نخستین بار Sabzehei و همکاران (2004) بررسی کردند. به باور آنها آلیستولیت‌های افیولیتی انارک در پایین‌ترین بخش کمپلکس چاه‌گربه و درون شیب‌های سبز (Sebarz schist) جای گرفته‌اند که ضخامت چشمگیری از تالک شیب‌ها و شیب‌های غنی از تالک دارند. Bagheri (2007) برای نخستین بار کمپلکس چاه‌گربه را تجمعی از رسوب‌های آقیانوسی آمیخته با رسوب‌های توریدایتی درازگودال آقیانوسی دانسته است که هنگام رویداد فرایندهای فرورانش احتمالاً در پایان پرمین پدید آمده‌اند. Bagheri (2007) برای کمپلکس چاه‌گربه را به دو بخش تقسیم کرده است:

- 1- زیر واحد آلیستوستروم که قدیمی‌تر از واحد برافزایشی زیرین خود است و به گونه برافزایشی مرغاب افزوده شده و به نام آمیزه دانسته می‌شود؛
- 2- زیر واحد با قطعات جدا شده که به صورت تدریجی به افیولیت انارک افزوده شده است.



شکل 1- A) واحدهای ساختاری اصلی ایران و جایگاه منطقه انارک با تغییر پس از Bagheri (2007) و Sharkovski (2007) و همکاران (1984)، Torabi (2011)؛ GFK: گسل کویر بزرگ؛ NBF: گسل نایبند؛ NF: گسل نه‌بندان؛ SSZ: پهنه سنندج - سیرجان؛ PTSZ: زمین‌درز پهنه پالتوتیس؛ KDF: گسل کپه‌داغ؛ UDMA: کمان ماگمایی ارومیه - دختر (افیولیت‌ها شامل: Ash: عشین؛ An: انارک؛ Jn: جندق؛ By: بیاضه؛ Pb: پشت‌بادام)؛ B) راه‌های دسترسی به منطقه انارک



شکل 2- نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه چاه گربه برگرفته از Sharkovski و همکاران (1984) (محل نمونه برداری با چهار گوش زرد رنگ نمایش داده شده است)

روش انجام پژوهش

برپایه بررسی های صحرایی انجام شده، برای بررسی سنگ شناسی آلیستولیت های افیولیتی انارک، نمونه برداری از قطعات آلیستولیتی که با رسوب های دگرگون شده انارک همراه شده اند، با ثبت موقعیت مکانی (GPS) انجام شد. پس از تهیه مقطع های نازک و انجام بررسی های سنگ نگاری، ترکیب شیمیایی و سرشت کانی های موجود در مقاطع نازک (5 مقطع) در دانشگاه کانازاواوی ژاپن (دستگاه ریزکاو الکترونی مدل JEOL JXA-8800R با ولتاژ شتاب دهنده 15 کیلووات و جریان 15 نانوآمپر و قطر 3 میکرومتر) بررسی شد. داده های به دست آمده از تجزیه کانی ها در جدول های 1

تا 5 آورده شده است. فرمول ساختاری کانی ها و سازنده های پایانی آنها برپایه داده های به دست آمده از تجزیه های ریزکاو الکترونی و برپایه شمار اکسیژن های موجود در فرمول ایده آل کانی های مورد نظر در نرم افزار Minpet و برخی از صفحه های گسترده به دست آورده شد. در به دست آوردن مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} و فرمول ساختاری کانی ها از استوکیومتری کانی ها بهره گرفته شد (Droop, 1987). همچنین، تعیین نوع کانی سرپانتین در آلیستولیت های پریدوتیتی با دستگاه پراش پرتوی ایکس یا XRD (مدل Bruker Advance D8) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان انجام شد.

جدول 1- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی (برپایه درصدوزنی) اسپینل‌های آلیستولیت‌های متاپریدوتیت، سرپانتینیت متامافیک برپایه 6 اتم اکسیژن در واحد فرمول ساختاری (a.p.f.u.) ($Cr\# = 100 \times Cr / (Cr + Al)$; $Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})$)

Rock Type	Meta-peridotite (sample No. 80-352)									
Mineral Type	Spinel									
Point No.	330	332	248	250	251	253	253	254	255	256
Cr ₂ O ₃	39.79	39.59	41.08	41.22	42.03	42.36	42.36	42.77	43.42	38.87
Al ₂ O ₃	29.17	28.76	28.73	28.96	22.16	28.65	28.65	28.25	27.72	16.67
TiO ₂	0.03	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.02	0.01	0.23
FeO	15.82	15.72	14.95	14.44	23.89	14.65	14.65	14.59	14.75	31.80
MgO	15.06	15.48	15.09	15.31	12.14	16.51	16.51	16.52	16.73	7.36
MnO	0.30	0.26	0.23	0.21	2.31	0.28	0.28	0.29	0.26	3.99
NiO	0.10	0.09	0.06	0.04	0.09	0.12	0.12	0.11	0.10	0.06
Total	100.00	99.96	100.17	100.21	102.72	102.59	102.59	102.56	103.00	99.01
Cr	7.41	7.39	7.68	7.68	8.02	7.70	7.70	7.79	7.88	8.06
Al	8.11	8.00	8.01	8.05	6.31	7.77	7.77	7.67	7.50	5.15
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Fe ³⁺	0.45	0.58	0.30	0.25	1.59	0.52	0.52	0.52	0.59	2.57
Fe ²⁺	2.67	2.52	2.65	2.59	3.26	2.30	2.30	2.29	2.24	4.518
Mg	2.29	5.44	5.32	5.38	4.37	5.66	5.66	5.67	5.73	2.880
Mn	0.02	0.02	0.01	0.01	0.44	0.02	0.02	0.02	0.01	0.853
Ni	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.014
Total	24.08	23.96	23.98	23.99	23.99	24.01	23.96	23.98	23.96	20.97
Mg#	66.47	68.29	66.70	67.46	57.21	71.09	71.09	71.21	71.83	74.89
Cr#	49.10	51.70	48.94	48.82	55.97	49.78	49.78	50.38	51.22	29.76

جدول 1- ادامه

Rock Type	Serpentinite (Sample No. 80-346)							List waenite (Sample No. 81-353)		
Mineral Type	Spinel							Magnetite		
Point No.	234	235	236	237	238	239	240	207	208	215
Cr ₂ O ₃	41.49	41.52	40.89	41.44	41.54	41.07	41.20	0.77	0.33	0.67
Al ₂ O ₃	28.23	28.27	28.56	27.08	26.75	29.47	28.51	0.01	0.03	0.02
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.05
FeO	14.81	14.78	14.96	16.12	16.31	14.51	14.22	93.15	92.27	93.67
MgO	15.16	15.28	15.09	14.43	14.27	17.53	17.14	0.04	0.09	0.09
MnO	0.21	0.18	0.24	0.41	0.43	0.27	0.26	0.01	0.03	0.03
NiO	0.11	0.16	0.11	0.08	0.05	0.12	0.12	0.23	0.28	0.02
Total	100.00	100.23	99.87	99.60	99.38	103	101.47	94.25	93.05	94.58
Cr	7.77	7.76	7.66	7.86	7.91	7.37	7.52	0.18	0.08	0.16
Al	7.89	7.88	7.98	7.66	7.60	7.89	7.77	0.00	0.01	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ³⁺	0.32	0.34	0.34	0.45	0.47	0.72	0.69	11.90	11.95	11.90
Fe ²⁺	2.61	2.58	2.62	2.78	2.81	2.04	2.06	14.76	14.80	14.79
Mg	5.35	5.38	5.33	5.16	5.12	5.93	5.90	0.02	0.04	0.04
Mn	0.01	0.00	0.01	0.05	0.05	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Ni	0.02	0.03	0.02	0.016	0.01	0.02	0.02	0.05	0.07	0.00
Total	26.90	26.95	26.91	23.97	23.99	23.97	23.97	23.96	23.97	23.97
Mg#	67.22	67.58	66.99	64.99	64.56	74.39	74.08	0.14	0.30	0.28
Cr#	51.00	51.46	50.25	49.42	49.22	59.73	60.05	97.54	87.40	95.57

جدول 1- ادامه

Rock Type	Listwaenite (Sample No. 81- 353)		Meta-Mafic (Sample No. 416)								
	Magnetite		Spinel								
Point No.	226	228	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cr ₂ O ₃	14.51	16.25	41.88	41.3	41.57	42.34	41.88	41.73	41.72	42.06	40.56
Al ₂ O ₃	0.20	0.38	26.9	27.5	27.01	26.32	26.72	27.01	27.09	27.36	27.88
TiO ₂	0.03	0.05	0.08	0.06	0.11	0.10	0.06	0.09	0.08	0.10	0.09
FeO	78.63	73.88	16.31	16.07	16.49	16.27	16.1	16.32	16.23	16.15	16.05
MgO	0.08	0.31	14.75	14.51	14.62	14.62	14.74	14.76	14.58	14.76	14.86
MnO	0.30	0.47	0.29	0.26	0.3	0.23	0.28	0.31	0.25	0.27	0.27
NiO	0.00	0.07	0.07	0.11	0.09	0.10	0.10	0.10	0.07	0.08	0.09
Total	93.78	91.44	100.3	99.83	100.21	100.01	99.89	100.34	100.05	100.8	99.82
Cr	3.53	4.05	7.89	7.8	7.84	8.02	7.92	7.85	7.88	7.88	7.63
Al	0.07	0.14	7.56	7.75	7.6	7.43	7.53	7.58	7.63	7.64	7.82
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ³⁺	9.98	9.6	0.51	0.41	0.51	0.49	0.51	0.51	0.45	0.43	0.49
Fe ²⁺	12.22	11.67	2.74	2.8	2.78	2.76	2.71	2.73	2.79	2.77	2.70
Mg	0.03	0.14	5.24	5.17	5.20	5.22	5.25	5.24	5.19	5.21	5.27
Mn	0.06	0.1	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Ni	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Total	25.89	25.72	23.98	23.98	23.98	23.96	23.96	23.96	23.97	23.97	23.95
Mg#	0.31	1.24	65.63	64.84	65.14	65.35	65.92	65.7	64.98	65.28	66.11
Cr#	97.92	96.61	51.07	50.18	50.78	51.89	51.24	50.88	50.81	50.76	49.38

جدول 2- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه ریزکلو الکترونی (بر پایه درصدوزنی) و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده برای کلینوپیروکسن‌ها در آلیستولیت‌های لیستونیتی و متامافیک بر پایه 6 اتم اکسیژن در واحد فرمول ساختاری (a.p.f.u.)؛ (Wo): ولستونیت؛ En: انستاتیت؛ Fs: فورستریت

Rock Type	Listwaenite (Sample No. 81- 353)				Meta-Mafic (Sample No. 370)
	Point No.	201	202	222	223
SiO ₂	55.37	55.48	52.90	53.45	53.77
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.00	0.52
Al ₂ O ₃	0.00	0.01	0.11	0.02	2.83
Cr ₂ O ₃	0.08	0.00	0.00	0.00	1.06
FeO*	3.76	3.36	5.93	6.28	2.94
MnO	0.21	0.18	0.22	0.22	0.10
MgO	16.84	17.14	15.69	14.95	17.00
CaO	23.66	23.65	23.65	24.30	20.79
Na ₂ O	0.04	0.02	0.16	0.12	0.60
K ₂ O	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01
NiO	0.01	0.06	0.70	0.36	0.03
Total	100.0	99.95	99.44	99.75	99.71
Si	2.02	2.02	1.96	1.98	1.95
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.08	0.04	0.00

جدول 4- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی (برپایه درصدوزنی) و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده برای گارنت‌ها در آلیستولیت‌های لیستونیتی (نمونه 81-353) بر پایه 12 اتم اکسیژن در واحد فرمول ساختاری (a.p.f.u.): Alm: آلماندن؛ And: آندرادیت؛ Grs: گروسولار؛ Prp: پیروپ؛ Sps: اسپسارتین؛ Uva: اواروویت

Point No.	356	357	358	217	219	220	221	225	231
SiO ₂	36.99	36.71	36.96	35.70	36.66	36.86	36.51	36.57	35.80
TiO ₂	0.01	0.07	0.07	1.08	0.03	0.03	0.02	0.02	0.60
Al ₂ O ₃	1.68	1.77	1.53	1.98	3.02	2.88	2.11	2.01	3.89
Cr ₂ O ₃	0.16	0.17	0.30	2.90	1.61	1.61	0.06	0.56	5.48
FeO*	25.66	25.38	25.74	21.79	23.25	23.53	25.72	25.26	19.63
MnO	0.30	0.24	0.31	0.34	0.29	0.30	0.27	0.29	0.46
MgO	0.00	0.00	0.00	0.52	0.43	0.03	0.12	0.02	1.81
CaO	31.65	31.85	31.40	33.24	33.49	34.29	34.20	34.22	30.64
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
Total	96.33	96.05	96.05	94.68	97.22	97.98	99.01	98.43	92.86
Si	3.12	3.10	3.12	2.97	3.00	2.99	2.99	3.00	2.93
Al	0.16	0.17	0.15	0.19	0.29	0.27	0.20	0.19	0.37
Fe ³⁺	1.57	1.59	1.55	1.51	1.59	1.60	1.76	1.73	1.31
Ti	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Cr	0.01	0.01	0.02	0.19	0.10	0.10	0.00	0.03	0.35
Fe ²⁺	0.23	0.20	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Mg	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.00	0.01	0.00	0.22
Mn	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03
Ca	2.86	2.88	2.84	2.96	2.93	2.98	3.00	3.00	2.69
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Alm	7.54	6.61	8.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.98
And	89.80	89.17	89.74	78.05	79.98	80.76	89.81	88.16	65.12
Grs	1.26	2.99	0.00	9.21	12.30	13.04	8.67	9.23	7.81
Prp	0.00	0.00	0.00	2.11	1.77	0.12	0.51	0.08	7.43
Sps	0.70	0.57	0.71	0.79	0.68	0.68	0.63	0.67	1.09
Uva	0.61	0.64	1.16	9.82	5.25	5.22	0.22	1.85	17.55

جدول 5- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی (برپایه درصدوزنی) و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده برای کلریت‌ها در آلیستولیت‌های متامافیک و آلیستولیت سرپانتینی بر پایه 28 اتم اکسیژن در واحد فرمول ساختاری (a.p.f.u.)

Rock Type	Meta-Mafic (Sample No. 344)	Serpentinite (Sample No. 346)			Serpentinite (Sample No. 81- 353)			
Point No.	13	239	240	241	232	233	209	216
SiO ₂	28.40	31.73	31.25	32.05	28.91	28.82	35.03	32.52
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.43	13.24	13.06	13.70	15.50	14.76	11.49	14.45
Cr ₂ O ₃	0.00	3.11	4.38	2.83	2.48	2.04	1.68	0.27
FeO*	26.82	8.15	8.32	8.27	20.17	21.50	9.31	9.02
MnO	0.32	0.12	0.09	0.14	0.25	0.02	0.18	0.21
MgO	13.88	28.97	28.40	29.34	20.34	19.53	28.35	29.22
CaO	0.46	0.01	0.02	0.01	0.01	0.06	0.92	0.04
Na ₂ O	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	0.10	0.00
K ₂ O	0.01	0.002	0.00	0.00	0.02	0.01	0.04	0.02
Total	88.40	85.37	85.55	86.40	87.76	86.79	87.14	85.79

جدول 5- ادامه

Rock Type Point No.	Meta-Mafic (Sample No. 344)	Serpentinite (Sample No. 346)			Serpentinite (Sample No. 81- 353)			
	13	239	240	241	232	233	209	216
Si	5.96	6.31	6.24	6.29	5.96	6.04	6.82	6.40
Al ^{IV}	2.03	1.68	1.75	1.70	2.03	1.95	1.17	1.59
Al ^{VI}	2.52	1.41	1.31	1.46	1.73	1.69	1.46	1.75
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	4.71	1.35	1.39	1.35	3.48	3.77	1.51	1.48
Cr	0.00	0.48	0.69	0.43	0.40	0.33	0.26	0.04
Mn	0.05	0.02	0.01	0.024	0.04	0.00	0.03	0.03
Mg	4.34	8.59	8.45	8.59	6.26	6.11	8.23	8.57
Ca	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.19	0.01
Na	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	19.76	19.88	19.87	19.90	19.95	19.95	19.74	19.90
Mg#	5.71	2.35	2.39	2.35	4.48	4.77	2.51	2.48

سنگ‌نگاری واحدهای سنگی

الیستولیت‌های لیستونیتی

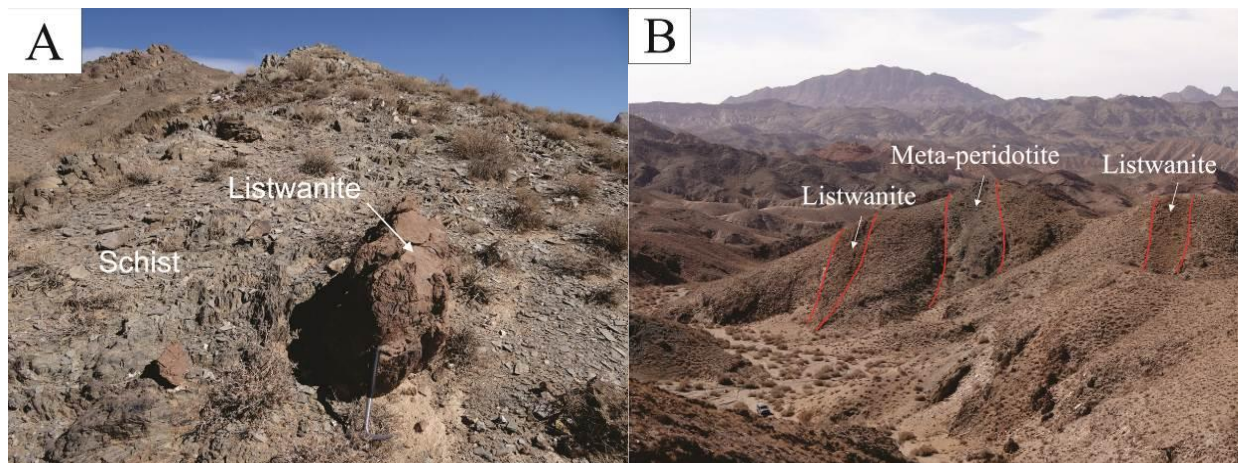
کربناته‌شدن سنگ‌های الترامافیک افیولیتی در پی نفوذ سیال‌های غنی از CO₂ باعث می‌شود کانی‌های اولیه بی‌آب مانند الیون یا پیروکسن و کانی‌های ثانویه آبدار مانند سرپانتین با کربناته‌های Ca-Mg و سیلیکاته‌هایی مانند کوارتز و تالک با نسبت کمتری از MgO/SiO₂ در سنگ‌های الترامافیک جایگزین شوند (O'Hanley, 1996). الیستولیت‌های لیستونیتی با طیفی از کانی‌های سیلیسی-کربناته، محصول دگرسانی سنگ‌های الترامافیک و حضور کروم‌اسپینل‌های بجامانده هستند. در بررسی‌های صحرایی الیستولیت‌های لیستونیتی به رنگ قهوه‌ای کم‌رنگ تا پررنگ و به‌صورت توده‌های بودین‌شده رخمون دارند. این الیستولیت‌های لیستونیتی گردشده، فاصله بسیاری را از خاستگاه اصلی خود طی کرده‌اند؛ همچنین، به‌صورت بودین‌شده (شکل 3-A) و یا لنزی‌شکل همراه با الیستولیت‌های متاپریدوتیتی دیده می‌شوند (شکل 3-B). مرز این لنزها با شیب‌های سبزه‌به‌صورت گسل‌های راست‌الغز با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری است. این گسل‌ها سنگ‌های رسوبی و آذرینی که در پی فرورانش به اعماق رفته‌اند را به‌صورت

الیستولیت‌های دگرگونی در سطح زمین پدیدار کرده‌اند. درجه دگرریختی الیستولیت‌های لیستونیتی از مرکز توده سنگی به‌سوی حاشیه آن، جایی‌که معمولاً موازی گسل‌ها دگرریخت یا برگواره شده‌اند، افزایش یافته است (Boskabadi *et al.*, 2020).

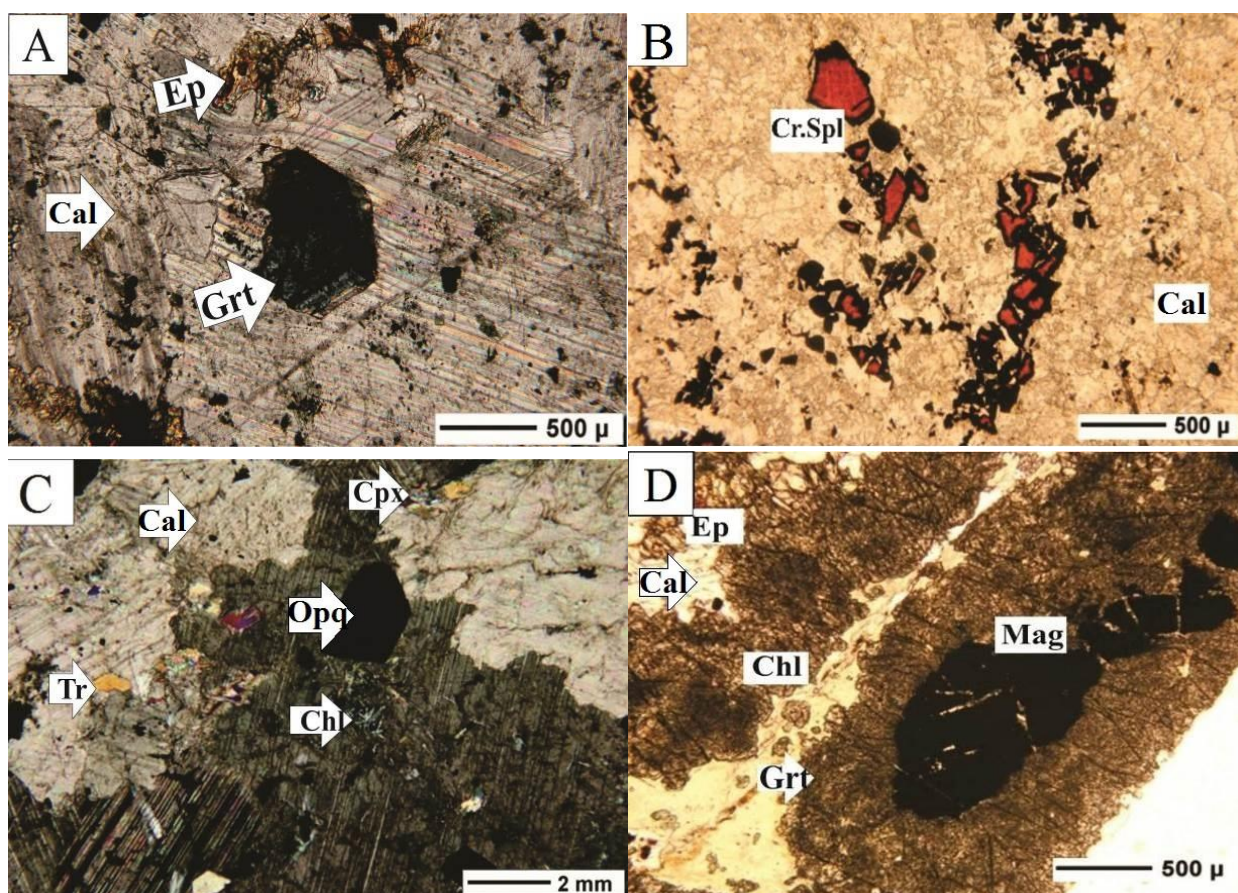
الیستولیت‌های لیستونیتی بیشتر در بردارنده کلسیت، کلینوپیروکسن، ترمولیت، اسپینل کروم‌دار، مگنتیت کروم‌دار، کانی‌های کدر، گارنت و بقایایی از شبکه‌های سرپانتین اولیه با بافت گرانوبلاستیک هستند. برپایه داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی، گارنت‌ها از نوع آندرادیت و ایزوتروپ هستند و رنگ آنها در نور پلاریزه متقاطع (XPL) سیاه و در نور پلاریزه عادی (PPL) روشن است (شکل 4-A). بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند کروم‌اسپینل‌ها شکستگی فراوان و رنگ قهوه‌ای دارند (شکل 4-B). آمفیبول‌های ترمولیت از راه رخداد دگرگونی پسرونده در لیستونیت‌ها که از دگرگونی پریدوتیت‌های گوشته روی داده است، پدید آمده‌اند. همچنین، بافت نماتوبلاستیک را به‌نمایش گذاشته‌اند و در همراهی با کلینوپیروکسن، کانی‌های کدر، کلریت و در زمینه‌ای از کلسیت دیده می‌شوند (شکل 4-C).

اطراف با گارنت جایگزین شده‌اند، گواه این ادعاست (شکل 4 - D).

وجود سرپانتین، کانی‌های کدر و مگنتیت‌های کروم‌دار حاصل از دگرگونی اسپینل‌های کروم‌دار اولیه که از



شکل 3- A) تصویر صحرایی از آلیستولیت لیستونیتی بودین شده درون شیست‌های سبز (دید رو به شمال باختری)؛ B) آلیستولیت‌های لیستونیتی لنزی شکل در پی عملکرد گسل‌های راستالغز با روند شمال باختری - جنوب‌خاوری در کنار واحد پریدوتیتی آرایش یافته‌اند (دید رو به شمال باختری)

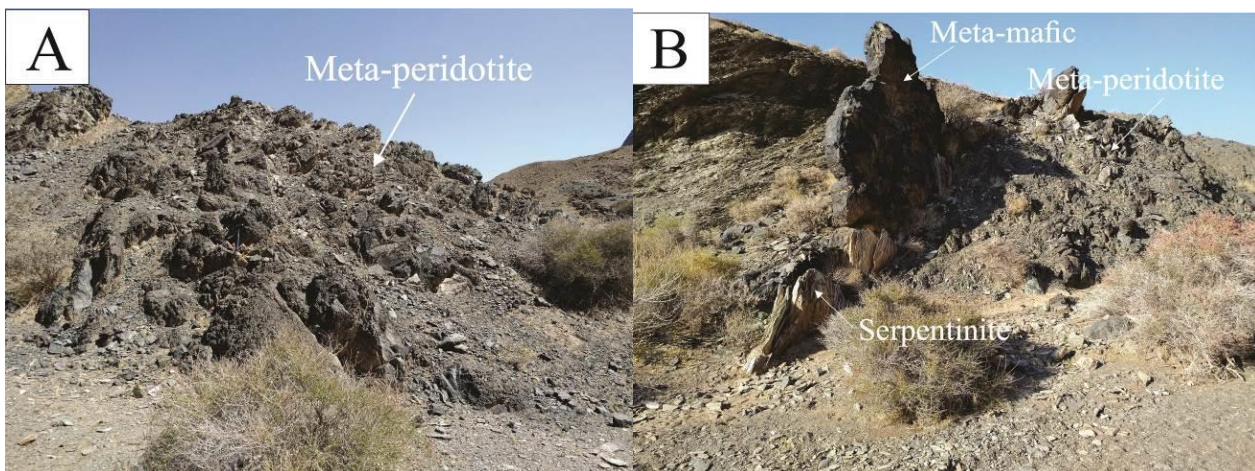


شکل 4- A) گارنت آندرادایت به همراه اپیدوت در زمینه‌ای از کلسیت (در XPL)؛ B) اسپینل کروم‌دار در آلیستولیت لیستونیتی به رنگ قهوه‌ای و با اندازه کوچک (در PPL)؛ C) ترمولیت، کلریت، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر در آلیستولیت لیستونیتی؛ D) مجموعه کانی‌های کلریت کروم‌دار، مگنتیت، گارنت و اپیدوت در آلیستولیت لیستونیتی (در PPL) (نام اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010))

تنوع آلیستولیت‌های انارک

آلیستولیت متنوع انارک که مجموعه آلیستولیت‌های متاپریدوتیتی، متامافیک و سرپانتینیتی را دربر می‌گیرد، در محیط خاص خود پدید آمده است. سپس در پی تغییر شرایط زمین‌ساختی-رسوبی (گسل‌های فلسی درون گوهٔ برافزایشی) این پیکره واحد درون رسوب‌های گوهٔ برافزایشی فرو افتاده است. سنگ‌های الترامافیک

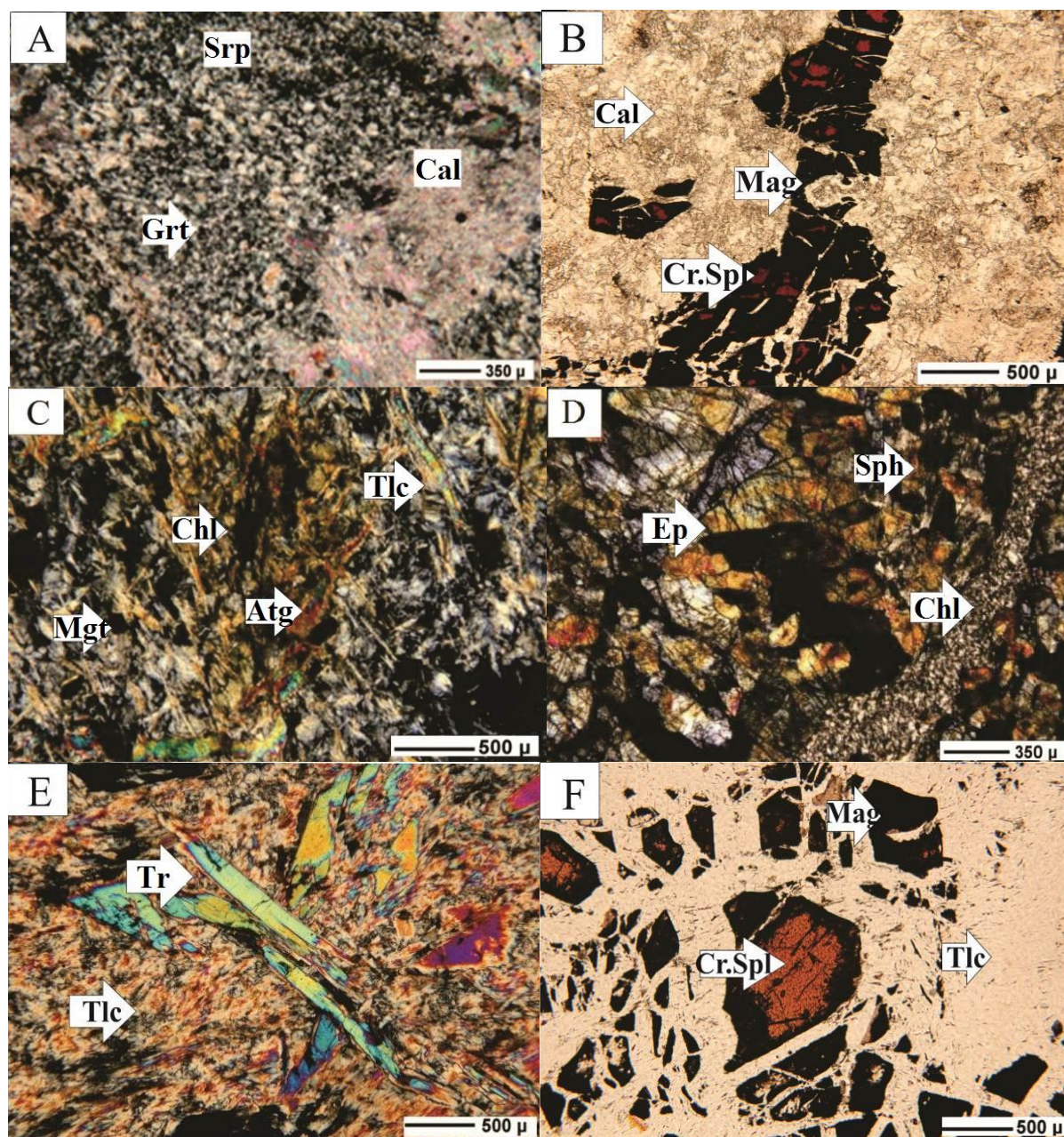
به‌صورت ترمودینامیکی در دماهای کم در محیط‌های نزدیک سطح و در پی واکنش‌های آگیری و سرپانتینیتی ناپایدار می‌شوند و با سیال‌های آبدار واکنش می‌دهند (McCullom and Bach, 2009). در بررسی‌های صحرایی آلیستولیت‌های متاپریدوتیتی به‌صورت لنزی‌شکل (شکل 5-A) و آلیستولیت متاپریدوتیتی، متامافیک و سرپانتینیتی (شکل 5-B) درون شیست‌های سبز یافت شدند.



شکل 5- A) آلیستولیت پریدوتیتی که درون شیست‌های سبز جای گرفته است (دید رو به باختری)؛ B) مجموعهٔ متنوع آلیستولیت پریدوتیت، متامافیک و آلیستولیت سرپانتینیت (دید رو به شمال باختری)

سودومورف غربالی این سنگ‌ها ویژهٔ واکنش‌های آگیری است. در هنگام فرورانش، پریدوتیت‌ها دچار دگرگونی پسرونده می‌شوند و در پی فرایند آگیری کریزوتیل و لیزاردیت آنتی‌گوریت پدید می‌آید (شکل 6-C). در آلیستولیت متامافیک، مجموعه کانی‌های اسپینل کروم‌دار، مگنتیت، اسفن، اپیدوت و کلریت رگه‌ای دیده می‌شوند (شکل 6-D). در آلیستولیت سرپانتینیتی بلورهای ترمولیت که پس از زمین‌ساخت هستند در زمینه‌ای از تالک می‌دیده می‌شوند (شکل 6-E). همچنین، شکستگی کروم‌اسپینل‌ها در آلیستولیت سرپانتینیتی نسبت به آلیستولیت‌های لیستونیتی بیشتر است.

کانی‌شناسی آلیستولیت‌های متاپریدوتیتی نشان می‌دهد این سنگ‌ها بیشتر از آنتی‌گوریت همراه با مگنتیت، اسپینل‌های کروم‌دار، کلسیت، کلریت و دانه‌های ریز گارنت پدیدآمده از افزایش فشار ساخته شده‌اند (شکل 6-A). در روند آزادسازی آهن، مگنتیتی شدن کروم‌اسپینل‌ها در حاشیه کانی و در مرز شکستگی‌ها روی داده است (شکل 6-B). هنگام سرپانتینیتی شدن الیوین، آهن آزاد وارد محیط می‌شود و با اسپینل کروم‌دار، کانی‌های مگنتیت، کلریت کروم‌دار و آب را پدید می‌آورد. سرپانتین‌ها نیز از نوع آنتی‌گوریت هستند. در بررسی‌های میکروسکوپی، سرپانتین‌ها بافت غربالی دارند و بافت



شکل 6- A) مجموعه کانی‌های گارنت، کلسیت و سرپانتین در آلیستولیت متاپریدوتیت؛ B) اسپینل‌های کروم‌دار شکسته شده در آلیستولیت متاپریدوتیت که از حاشیه با مگنتیت جایگزین شده‌اند (در PPL)؛ C) آلیستولیت متاپریدوتیت با سرپانتین آنتی‌گوریت و کانی‌های تالک، کلریت و مگنتیت؛ D) مجموعه کانی‌های اسفن اپیدوت و رگه کلریتی در آلیستولیت متامافیک (در XPL)؛ E) بلورهای آمفیبول کلسیک از نوع ترمولیت با بافت نامتوبلاستی در زمینه‌ای از تالک در آلیستولیت سرپانتینیت (در XPL)؛ F) اسپینل‌های کروم‌دار شکسته شده در زمینه‌ای از تالک در آلیستولیت سرپانتینیت که از حاشیه با مگنتیت جایگزین شده‌اند (در PPL) (نام اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010))

زمین شیمی

شیمی اسپینل‌های کروم‌دار در آلیستولیت‌ها

عدد کروم # Cr اسپینل‌ها در آلیستولیت‌های

لیستونیتی (87/40 - 97/92)، متامافیک (89/38 -

51/49)، سرپانتینیتی (49/22 - 60/05) و

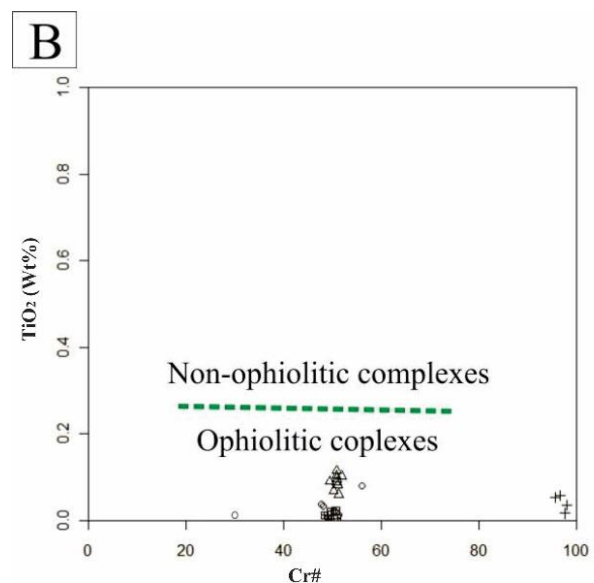
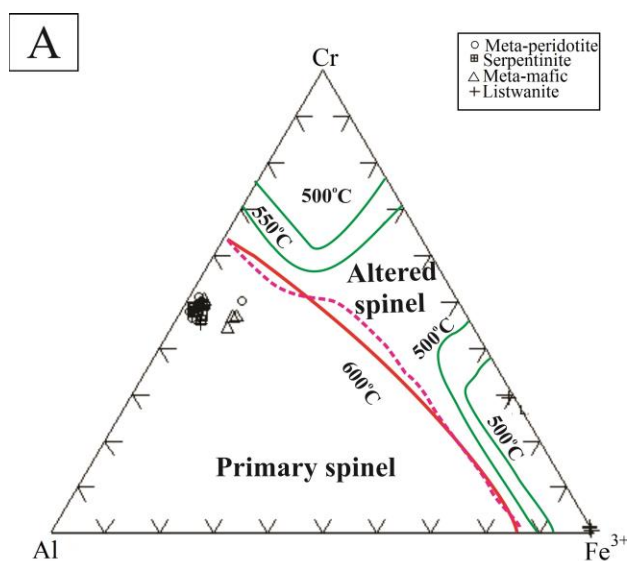
متاپریدوتیتی (29/76 - 55/97) است و عدد

منیزیم Mg# آنها به ترتیب در آلیستولیت‌های

لیستونیتی (0/14 - 1/24)، متامافیک (64/84 -

چشمگیر است. کاهش میزان مؤلفه‌های Al_2O_3 ، MgO ، $Mg\#$ و به‌ویژه افزایش مؤلفه‌های $Cr\#$ و Cr_2O_3 هنگام فرایندهای سرپانتینیتی شدن و لیستونیتی شدن نشان می‌دهد فشار یا ژرفای جایگیری اسپینل‌ها در این فرایندها کاهش یافته است (Ballhaus *et al.*, 1991; Zhou and Robinson, 1994). این ویژگی با جای گرفتن این واحدهای عمقی توسط گسل‌های راستالغز به سطح زمین مرتبط دانسته می‌شود. نمودار عدد کروم $Cr\#$ در برابر درصدوزنی TiO_2 (شکل 7-B) برای کروم‌اسپینل‌های آلیستولیت‌ها سرشت افیولیتی را نشان می‌دهد. به باور Farahat (2008)، هسته‌های کروم‌اسپینل با مقدار TiO_2 کمتر از 0/2 درصدوزنی از ویژگی سنگ‌های افیولیتی هستند؛ زیرا هنگام ذوب‌بخشی گوشته بالایی، Ti به شدت وارد گدازه می‌شود (Jan and Windley, 1990). غنی‌شدگی کروم‌اسپینل‌ها از Cr و Mg و کم‌بودن Fe^{3+} و Ti در آنها بازتابی از سرشت اولیه این کانی‌ها به‌شمار می‌رود (Farahat, 2008; Falah *et al.*, 2020).

66/11)، سرپانتینیتی (64/56 - 74/39) و متاپریدوتیتی (57/21 - 74/89) به‌دست آورده شده است (جدول 1). علت مقدار کم عدد منیزیم در آلیستولیت‌های لیستونیتی پیدایش کانی مگنتیت است. نمودار سه‌تایی $Al-Cr-Fe^{3+}$ (Sack and Ghiorso, 1991) محدوده پایداری اسپینل‌ها با بیون‌های با فورس‌تریت 90 را نشان می‌دهد (شکل 7-A)، در این نمودار برخی اسپینل‌ها بیرون از محدوده دمایی $600^\circ C$ جای می‌گیرند که نشان می‌دهد دچار دگرسانی نشده‌اند؛ اما برخی اسپینل‌های آلیستولیت‌های لیستونیتی دچار دگرسانی شده و در گوشه راست نمودار تمرکز پیدا کرده‌اند. حاشیه‌های مگنتیتی و پیدایش کلریت و گارنت در اطراف آنها نیز گواه این ادعا هستند. کم‌بودن درصدوزنی Al_2O_3 در اسپینل‌های کروم‌دار موجود در آلیستولیت‌های لیستونیتی (0/01 - 0/38 درصدوزنی) و افزایش آن در آلیستولیت‌های متامافیک، سرپانتینیتی و پریدوتیتی (به‌ترتیب برابر با 26-27، 22-26 و 22/16 - 28/96 درصدوزنی)

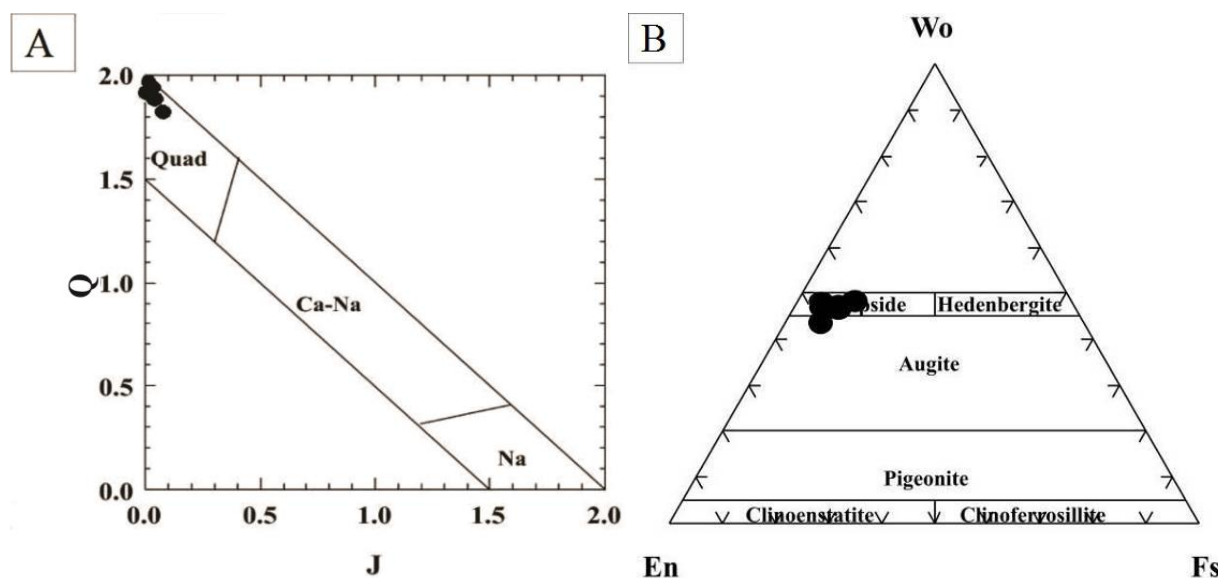


شکل 7- ترکیب کروم‌اسپینل‌های آلیستولیت‌های افیولیتی شمال انارک در: (A) نمودار سه‌تایی کاتیون‌های سه‌ظرفیتی $Cr-Al-Fe^{3+}$ (Bonavia *et al.*, 1993)؛ (B) نمودار $Cr\#$ در برابر درصدوزنی TiO_2 (Sack and Ghiorso, 1991)

کلینوپیروکسن در آلیستولیت‌های لیستونیتی و متامافیک داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه 5 نقطه کلینوپیروکسن در آلیستولیت‌های لیستونیتی و متامافیک در جدول 2 آورده شده‌اند. برپایه داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی، کلینوپیروکسن‌ها ترکیب دیوپسید نشان می‌دهند (جدول 2). فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌ها برپایه 6 اتم اکسیژن و 4 کاتیون به‌دست آورده شده است (Zhou et al., 1994).

کلینوپیروکسن در آلیستولیت‌های لیستونیتی و متامافیک

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه 5 نقطه کلینوپیروکسن در آلیستولیت‌های لیستونیتی و متامافیک در جدول 2 آورده شده‌اند. برپایه داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی، کلینوپیروکسن‌ها ترکیب دیوپسید نشان می‌دهند (جدول 2). فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌ها برپایه 6 اتم اکسیژن و 4 کاتیون به‌دست آورده شده است

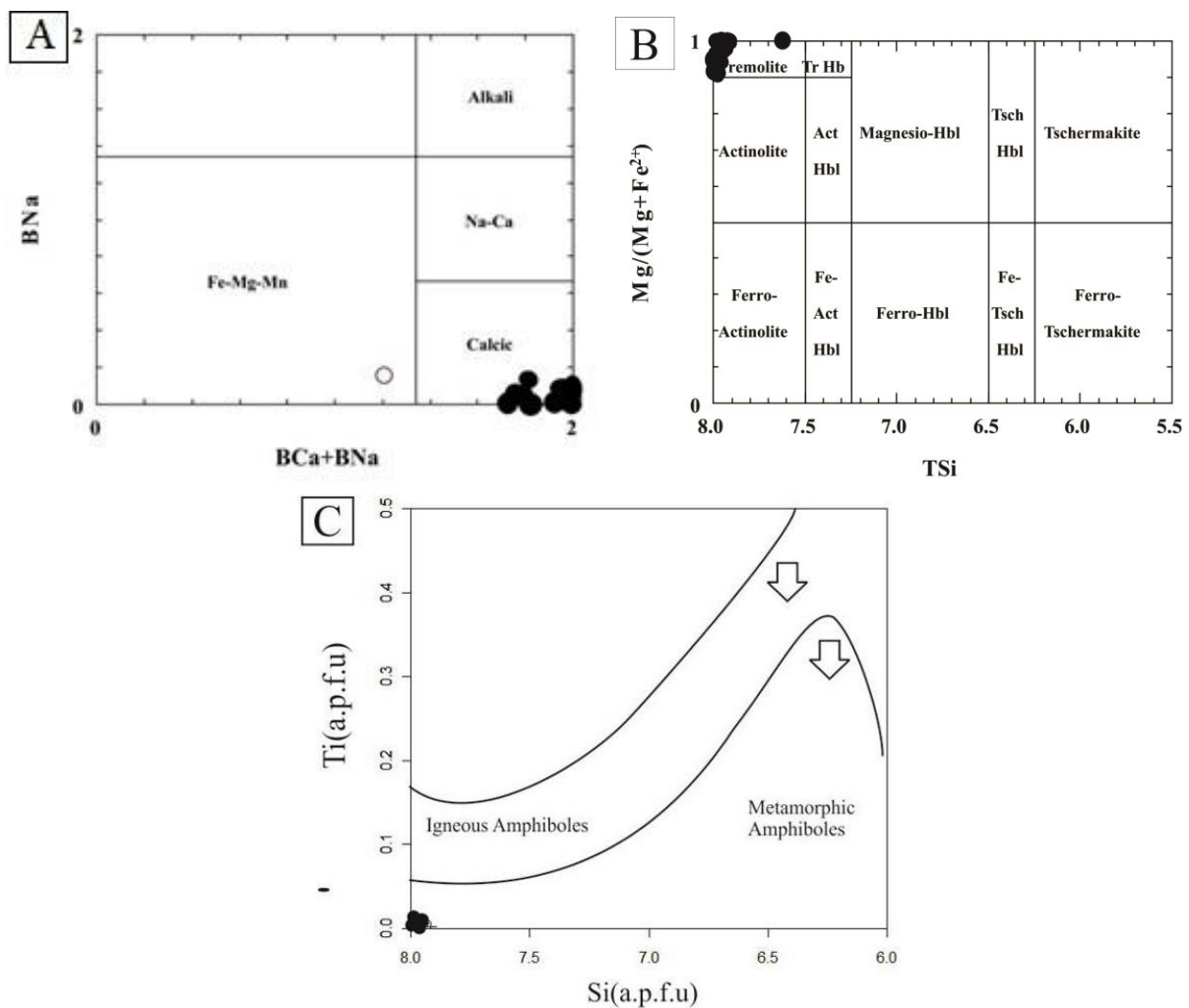


شکل 8- بررسی ترکیب کلینوپیروکسن‌های آلیستولیت‌های لیستونیتی و متامافیک شمال انارک در: (A) نمودار برپایه مؤلفه‌های Q در برابر J؛ (B) نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988)

مقدار $Mg\#$ ترمولیت برابر با 87 است. مقدار Na_2O و Al_2O_3 کم و به ترتیب برابر با 0/12-0/51 و 0/01-0/12 درصد وزنی است (جدول 3). همچنین، میزان CaO در این سنگ‌ها برابر با 11/33-13/71 درصد وزنی به‌دست آمده است. برپایه نمودار پیشنهادی Veblen و Ribe (1982)، آمفیبول‌های آلیستولیت‌های لیستونیتی از نوع دگرگونی به‌شمار می‌روند (شکل 9-C).

آمفیبول در آلیستولیت‌های لیستونیتی

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی و محاسبه ساختاری کانی آمفیبول در نمونه‌ها در جدول 3 آورده شده‌اند. در رده‌بندی آمفیبول‌ها برپایه نمودار پیشنهادی Deer و همکاران (1992)، همه آمفیبول‌ها در آلیستولیت‌های لیستونیتی از نوع آمفیبول‌های کلسیک هستند و در زیر گروه ترمولیت جای می‌گیرند (جدول 3؛ شکل‌های 9-A و 9-B).



شکل 9- ترکیب آمفیبول‌های آلیستولیت‌های لیستونیتی شمال انارک در: (A، B) نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها (Deer *et al.*, 1992)؛ (C) نمودار بررسی ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها (Velben and Ribe, 1982)

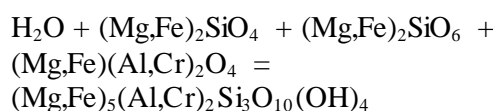
آندرادایت کروم‌دار هستند (جدول 4) و در نمودار سه‌تایی Alm-Grs-And در گوشه نمودار و در محدوده آندرادایت جای می‌گیرند (شکل 10-A). واکنش‌هایی که در پیدایش گارنت در شرایط دگرگونی نقش دارند شامل سرپانتینی شدن در پی آگیری سنگ آذرین اولیه (پریدوتیت‌ها) و هجوم سیال‌هایی با فوگاسیته بالای CO_2 و یون Ca^{2+} در امتداد پهنه‌های گسلی هستند. در پی واکنش اسپینل کروم‌دار و سرپانتین، مجموعه کانی‌های گارنت، مگنتیت، کلریت و کلسیت پدید می‌آیند.

گارنت

گارنت‌ها از مهم‌ترین کانی‌های سیلیکاتی هستند که در محدوده گسترده‌ای از محیط‌های زمین‌شناسی یافت می‌شوند (Deer *et al.*, 1997). کانی‌های گروه گارنت ویژگی سنگ‌های دگرگونی هستند؛ اما در برخی سنگ‌های آذرین و همچنین، به صورت دانه‌های آواری در رسوب‌ها نیز یافت می‌شوند. فرمول گارنت بر پایه 8 کاتیون و 12 اکسیژن به‌دست آورده شد. بر پایه داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی، گارنت‌های آلیستولیت‌های لیستونیتی از نوع

کلریت

بر پایه داده‌های به دست آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌های کلریت و فرمول ساختاری آنها بر پایه 28 اکسیژن (جدول 5)، کلریت‌ها در آلستولیت متامافیک از نوع پیکنوکلریت و در آلستولیت‌های سرپانتینیتی از نوع پینیت هستند (شکل 10-B). بر پایه داده‌های به دست آمده، کلریت‌های درون آلستولیت‌های سرپانتینیتی از نوع کروم‌دار هستند؛ اما در آلستولیت متامافیک مقدار Cr_2O_3 برابر صفر است. کلریت‌ها از نوع منیزیم‌دار هستند و در پریدوتیت‌های گوشته، اسپینل‌های فراگرفته شده با کلریت پیامد واکنش کانی‌های الیوین، پیروکسن، اسپینل و سیال در شرایط ساب‌سالیدوس بر پایه واکنش زیر هستند (Torabi, 2012; Shirdashtzadeh *et al.*, 2016):



سرپانتین

آلستولیت‌های متا‌پریدوتیتی منطقه از کانی‌های گروه سرپانتین ساخته شده‌اند. در درجه‌های کم دگرگونی، کانی غالب سرپانتین لیزاردیت به صورت بافت مشبک است که به جای الیوین‌های اولیه پدید می‌آید. همچنین، کریزوتیل بیشتر به جای ارتوپروکسن و در پایان، آنتی‌گوریت پدید می‌آیند. فرایند سرپانتین شدن منجر به آزاد شدن یون کلسیم از ساختار فازهای اولیه مانند الیوین می‌شود، در نتیجه یون کلسیم آزاد شده در فرایندهای پیدایش کانی‌های کلسیم‌دار مانند ترمولیت و تشکیل سنگ‌هایی مانند لیستونیت و رودینگیت شرکت کند (Shirdashtzadeh *et al.*, 2020). بر پایه بررسی‌های سنگ‌شناسی و داده‌های به دست آمده از تجزیه XRD نمونه‌ها کانی سرپانتین این سنگ‌ها از نوع آنتی‌گوریت است (شکل 10-C).

سنگ‌زایی و پهنه زمین‌ساختی پیدایش

آلستوستروم‌های منطقه شمال انارک

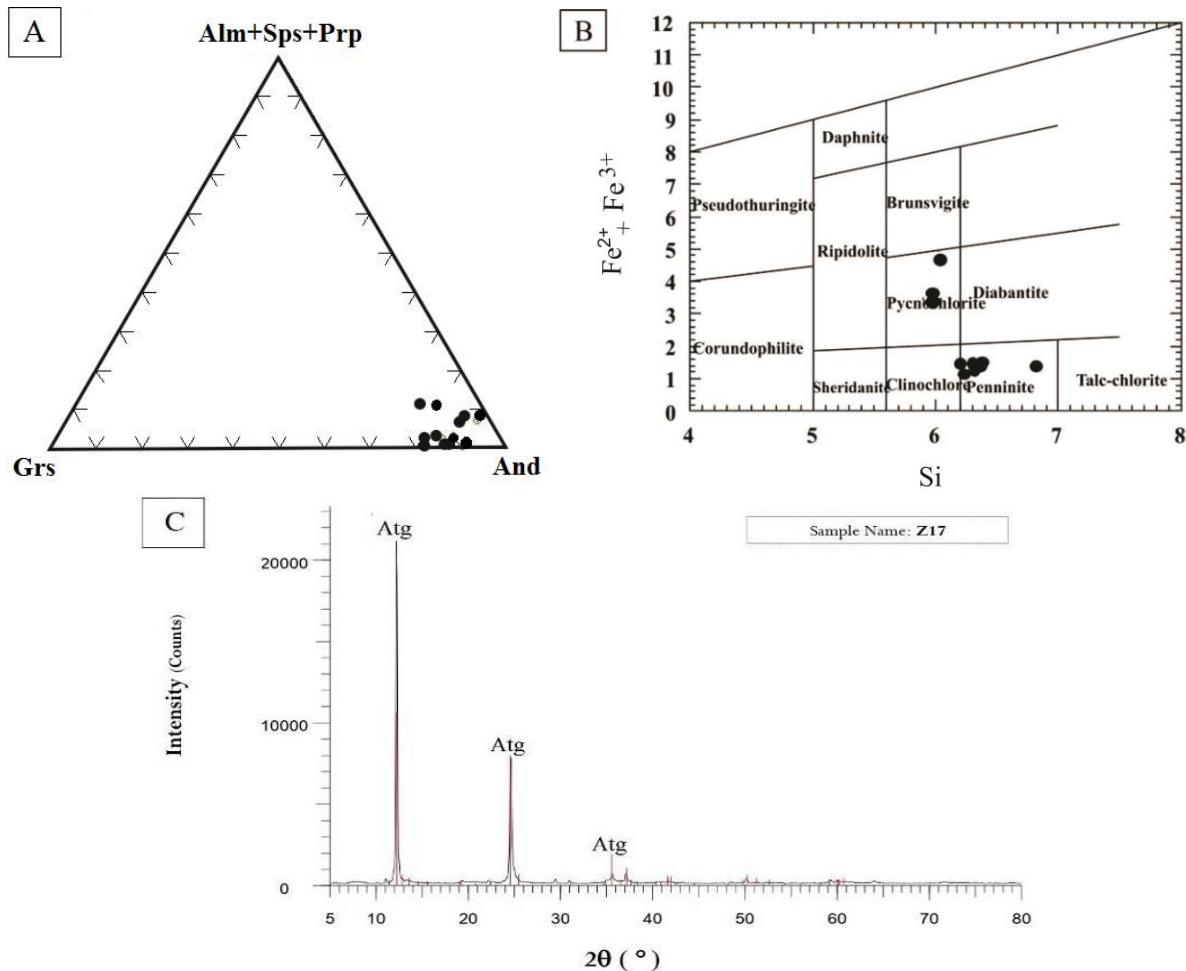
از آنجایی که قطعات آلستولیتی متعلق به افیولیت انارک هستند و سنگ‌مادر آنها به پریدوتیت‌ها و دایک‌های مافیک و الترامافیک دگرسان شده تعلق دارد، بیشتر ترکیب شیمی کانی‌های بجامانده سنگ به عنوان کانی‌های ردیاب برای بررسی خاستگاه و شرایط پیدایش پریدوتیت‌های گوشته به کار برده می‌شود (Dick and Bullen, 1984). در نمودار سه‌تایی $Al-Cr-Fe^{3+}$ (Proenza *et al.*, 2007) اسپینل‌های بررسی شده در محدوده پریدوتیت‌های تفاله‌ای افیولیتی جای می‌گیرند. نمودار TiO_2 در برابر Cr_2O_3 برای اسپینل‌های بررسی شده محدوده پریدوتیت‌های تهی شده اقیانوسی (تکتونایت‌های اقیانوسی) را نشان می‌دهد (شکل 11-B). مقدار کم TiO_2 اسپینل‌ها تهی‌شدگی و خاستگاه افیولیتی این قطعات را نشان می‌دهد (Jan and Windley, 1990; Arai and Yurimoto, 1994; Ahmed *et al.*, 2005). آلستولیت‌های بررسی شده در نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ در محدوده محیط‌های پشته میان‌اقیانوسی و پشت کمانی وابسته به پهنه فرافروانش جای می‌گیرند (شکل 11-C). Dick و Bullen (1984) بر پایه عدد کروم در اسپینل‌ها، پریدوتیت‌ها را به سه گروه دسته‌بندی کرده‌اند:

- 1- پریدوتیت‌هایی که عدد کروم کمتر از 0/6 دارند و از سنگ‌کره اقیانوسی در محیط زمین‌ساختی پشته میان‌اقیانوسی پدید آمده‌اند؛
- 2- پریدوتیت‌هایی با عدد کروم بیشتر از 0/6 که بیشتر در جزیره‌های کمانی پدید می‌آیند؛
- 3- پریدوتیت‌هایی با عدد کروم برابر با 0/6 که نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌ها در ارتباط با فروانش پوسته اقیانوسی است.

اسپینل‌های بررسی شده در آلستولیت‌های سرپانتینیت و متا‌پریدوتیت عدد کروم کمتر از 0/6

دارند که نشان‌دهندهٔ پیدایش آنها در محیط کم‌انی است.

دارند که پیوستگی آنها را با الترامافیک‌های اقیانوسی پهنه‌های پشتهٔ میان‌اقیانوسی نشان می‌دهند و آلیستولیت‌های لیستونیتی عدد کروم بیشتر از 0/6



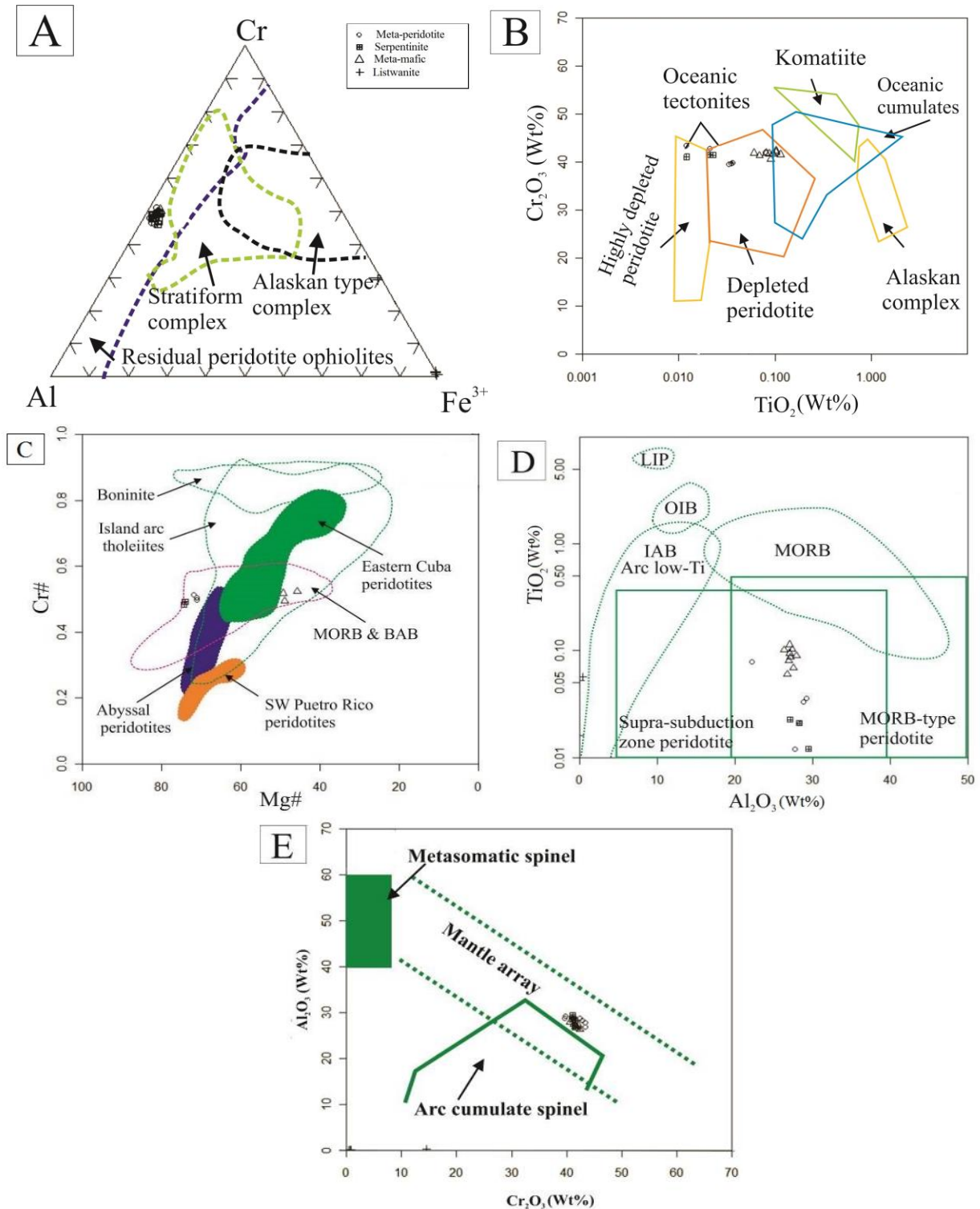
شکل 10 - (A) ترکیب گارنت‌های آلیستولیت‌های لیستونیتی شمال انارک در نمودار سه‌تایی گارنت‌ها؛ (B) ترکیب کلریت‌های آلیستولیت‌های لیستونیتی در نمودار Si در برابر $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ (Hey, 1954)؛ (C) نمودار تجزیهٔ XRD برای بررسی نوع سرپانتین در آلیستولیت متاپریدوتیتی (Atg: آنتی‌گوریت)

Al_2O_3 (شکل E-11)، کروم‌اسپینل‌های آلیستولیت‌های متامافیک، سرپانتینیت و متاپریدوتیت سرشت گوشته‌ای دارند و در محدودهٔ آرایهٔ گوشته‌ای جای گرفته‌اند. مقدار Al بالا و Ti کم در اسپینل‌ها از ویژگی‌های اسپینل‌های پهنه‌های مورب است (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1992). این ویژگی در اسپینل‌های آلیستولیت‌های متامافیک، سرپانتینیت و متامافیک دیده می‌شود. نمونه‌های آلیستولیت لیستونیتی به علت تأثیر دگرسانی

نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 در اسپینل‌های ماگمایی برای جدایش ماگماهای گوناگون، جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه گوشته‌ای آنها به کار برده می‌شود (Kamenetsky *et al.*, 2001). برپایهٔ مقدار TiO_2 و Al_2O_3 کروم‌اسپینل‌ها، بیشتر نمونه‌های آلیستولیت در محدوده‌ای که پریدوتیت‌های بالای پهنهٔ فرورانش و پشتهٔ میان‌اقیانوسی با هم همپوشانی دارند جای گرفته‌اند (شکل D-11). برپایهٔ نمودار Cr_2O_3 در برابر

نظر جای نگرفته‌اند.

و تغییر در مقدار عنصرهای اصلی در محدوده‌های مورد



شکل 11- ترکیب کروم اسپینل قطعات آلیستولیت‌های افیولیتی شمال انارک در: (A) نمودار سه‌تایی Cr-Al-Fe³⁺ (Proenza *et al.*, 2007)؛ (B) نمودار درصدوزنی TiO₂ در برابر Cr₂O₃ (محدوده‌های الترامافیک‌ها برگرفته از Zhou و Kerrich (1992)، Jan و Windley (1990) و Arai و Yurimoto (1994) هستند)؛ (C) نمودار Mg# در برابر Cr# (محدوده پشته میان‌اقیانوسی برگرفته از Arai (1992)؛ (D) نمودار TiO₂ (Wt%) در برابر Al₂O₃ (Wt%)؛ (E) نمودار Al₂O₃ (Wt%) در برابر Cr₂O₃ (Wt%)

است)؛ (D) نمودار درصدوزنی Al_2O_3 در برابر TiO_2 (Dick and Bullen, 1984)؛ (E) نمودار درصدوزنی Cr_2O_3 در برابر Al_2O_3 (Kepezhinskias *et al.*, 1995)

ماسه سنگ دانه متوسط تا دانه درشت و قطعاتی از آلیستولیت‌های افیولیتی است. الگوی مفهومی دیگری که برای آلیستولیت‌های افیولیتی پیشنهاد شده است، محیط فرافروانش است. در این الگو به علت فرورانش درون اقیانوسی و پیدایش جزیره‌های اقیانوسی نابالغ درون اقیانوسی، قطعات آلیستولیتی پدید می‌آیند و در پی فرایندهای زمین‌ساختی درون حوضه رسوبی فرو افتاده و با فرورانش ورقه اقیانوسی و عملکرد گسل‌های راست‌الغز، این قطعات آلیستولیتی به رسوب‌های گوه برافزایشی افزوده شده‌اند (شکل B-12).

برداشت

در شمال منطقه انارک، بخش پایینی کمپلکس چاه‌گره و درون شیب‌های سبرز، آلیستولیت‌های افیولیتی با سنگ‌شناسی مختلف در کنار یکدیگر جای گرفته‌اند که نشان‌دهنده فعالیت‌های زمین‌ساختی در آن زمان است؛ برای نمونه، شواهد این فعالیت‌ها گوه‌های برافزایشی گودال اقیانوسی و زمین‌درز قدیمی پالتوتتیس در جنوب‌خاوری انارک است. در کمپلکس‌های برافزایشی همه بلوک‌های زمین‌ساختی و قطعات آلیستولیتی معمولاً پس از افزوده شدن به حاشیه برافزایشی در حال رشد، همگی به گونه‌ای موازی می‌چرخند و آرایش می‌گیرند تا در نهایت همه قطعه‌های سنگی افزوده شده موازی یکدیگر باشند. از این‌رو، همه قطعات درون دگرگونه‌های چاه‌گره در یک راستا دیده می‌شوند. دوکی شکل و بودینه بودن آلیستولیت‌ها، پراکندگی نامنظم و تصادفی، نبود پیوستگی در محل همبری آنها، وجود قطعات با سنگ‌شناسی متفاوت، در اندازه‌های مختلف و به صورت نابر جا درون ماتریکسی از رسوب‌های خردشده و

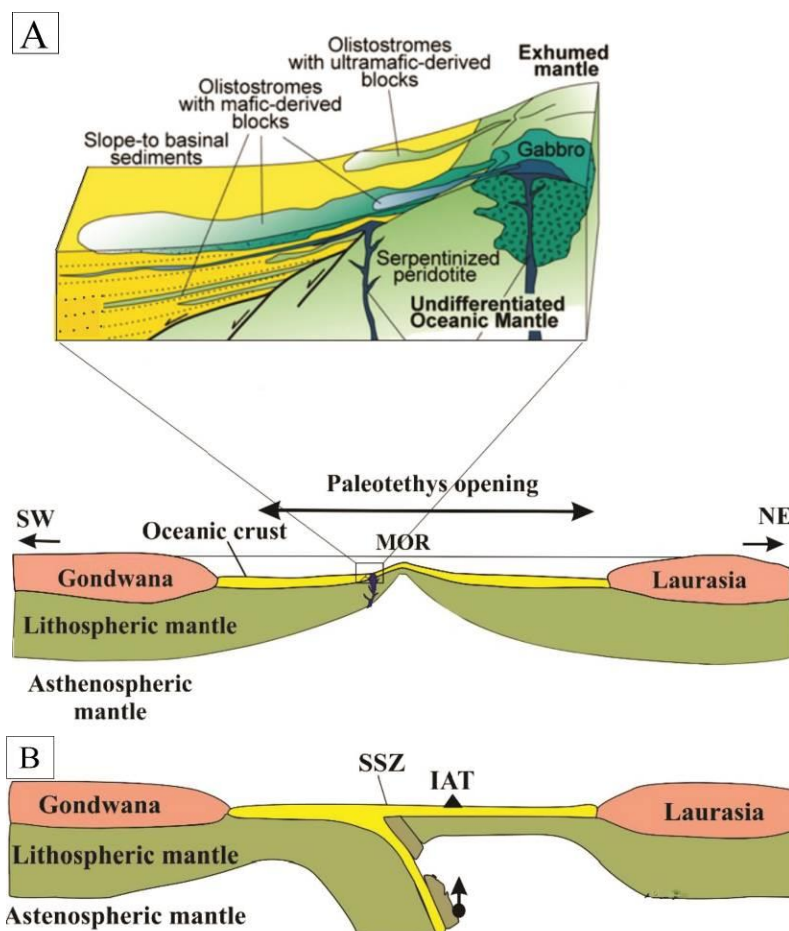
Torabi (2004) جایگاه زمین‌ساختی پیدایش افیولیت انارک را به محیط زمین‌ساختی پشته میان اقیانوسی مربوط می‌داند. خاستگاه آلیستولیت‌ها نیز علت‌های گوناگونی دارد که آنها را باید در حرکت‌های بزرگ مقیاس صفحه‌های زمین‌ساختی جستجو کرد. از آنجایی که در این پژوهش به بررسی پهنه زمین‌ساختی قطعات آلیستولیت مربوط به افیولیت انارک پرداخته شده است، بر پایه بررسی‌های صحرائی و داده‌های به دست آمده از تجزیه‌های زمین‌شیمیایی، محیط‌های جداگانه‌ای را برای این قطعات پیشنهاد می‌شود. در آغاز تکامل اقیانوس پالتوتتیس در زمان اردوویسین و گسترش آن، محیط‌های زمین‌ساختی دیگری مانند مجموعه هسته اقیانوسی² در پی فعالیت گسل‌های کششی، در حال پیدایش بوده‌اند (شکل A-12). در محل پیدایش گسل‌های کششی با هندسه قاشقی³ که در دو سوی شکاف میان اقیانوسی وجود دارند، در پی فعالیت این نوع گسل‌ها، بخشی گوه‌مانند سست کره به بالا آمدن گرایش دارد (uplift) و بخش‌های قاعده‌ای سنگ‌کره مانند پربدوتیت و گابرو را با خود به بالا می‌آورد. در چنین حالتی، هنگامی که در بستر پوسته اقیانوسی در امتداد عمود بر شکاف میان اقیانوسی حرکت شود، سنگ‌هایی دیده می‌شوند که در تعادل با سنگ‌های دو سوی خود نیستند. به چنین حالتی مجموعه هسته اقیانوسی یا OCC گفته می‌شود (Whitney *et al.*, 2013) که در آن، سنگ‌های الترامافیک و مافیک در زمینه‌ای از همان جنس جای گرفته‌اند و در حوضه رسوبی جریان یافته‌اند که بیشتر از سنگ آهک پلاژیک یا

² Oceanic Core Complex

³ Listric

است. سنگ‌شناسی آلیستولیت‌ها شامل اسلایدهای متامافیک، لیستونیت، سرپانتینیت و متاپریدوتیت است. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند این قطعات به پریدوتیت‌های گوشته و دایک‌های افیولیت انارک متعلق هستند و خاستگاه افیولیتی دارند.

دگرگون‌شده اقیانوسی (ماتریکس گلی و ماسه‌ای)، موازی بودن برگوارگی آلیستولیت‌های افیولیتی و برگوارگی شیست‌های سبرز، شواهدی از آلیستولیت‌بودن این قطعات بیگانه هستند که نشان می‌دهد افیولیت انارک از دگرگونه‌های انارک قدیمی‌تر



شکل 12- الگوی مفهومی چگونگی پیدایش و جایگیری آلیستوستروم‌های افیولیتی در: (A) حاشیه‌های غیرفعال (اصلاح‌شده پس از Balestro و همکاران (2015)، Festa و همکاران (2015))؛ (B) الگوی مفهومی پیدایش آلیستوستروم‌های حاشیه‌های فعال

آنچه که در پریدوتیت‌های پشت‌های میان‌اقیانوسی دیده می‌شود، از یکدیگر شناخته می‌شوند. از آنجایی که این آلیستولیت‌ها خاستگاه‌های متفاوتی دارند، پس بیشتر این قطعات با خاستگاه‌های مختلف، در محیط زمین‌ساختی گوّه برافزایشی، در هنگام فرورانش

برپایه نتایج به‌دست‌آمده از نمودارهای پیشنهادشده، دو محیط پشت‌های میان‌اقیانوسی و پشت‌کمان مربوط به پهنه فرافروانش برای قطعات آلیستولیتی پیشنهاد شده است. قطعات افیولیتی وابسته به محیط فرافروانش با داشتن کروم‌اسپینل‌هایی با عدد کروم بسیار بالاتر از

سپاس‌گزاری

نویسندگان مقاله قدردان جناب آقای دکتر ترابی برای راهنمایی‌های ارزشمندشان، بررسی‌های صحرایی و نیز انجام آنالیزهای ریزکاو الکترونی نمونه‌ها در دانشگاه کانزاواوی ژاپن هستند؛ به گونه‌ای که این پژوهش مدیون حمایت‌های ایشان است. همچنین، نگارندگان از پشتیبانی مالی معاونت پژوهشی دانشگاه اصفهان و پیشنهادهای ارزشمند داوران گرامی مجله پتروولوژی بسیار سپاس‌گزارند.

پوسته اقیانوسی پالتوتتیس به زیر اوراسیا، در کنار یکدیگر جای گرفته‌اند. برپایه این اطلاعات مهم، تغییر رژیم زمین‌ساختی از محیط مجموعه هسته اقیانوسی (Oceanic Core Complex) در نزدیکی پشته‌های میان‌اقیانوسی به محیط فرافروانش برای پیدایش این قطعات بیگانه هنگام تکامل اقیانوس پالتوتتیس برای منطقه شمال انارک پیشنهاد می‌شود.

منابع

- Aghanabati, S. A. (2014) Geology of Iran. Geological survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Ahmadi, M., Sharifi, M. and Torabi, G. (2020) Petrography and mineral chemistry of metasomatized gabbros from the Anarak Ophiolite. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 26(2): 437-454.
- Ahmed, A. H., Arai, S., Abdel-Aziz, Y. M. and Rahimi, A. (2005) Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, AntiAtlas, Morocco. *Precambrian Research* 138(3-4): 225-234.
- Arai, S. (1992) Petrology of peridotites as a tool of insight into mantle processes: a review. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology* 87(9): 351- 363, DOI: 10.2465/ganko.87.351.
- Arai, S. and Yurimoto, H. (1994) Podiform chromites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle- melt interaction products. *Economic Geology* 89: 1279- 1288.
- Avraham, B., Jones, Z. D. and Cox, A. (1981) Continental accretion: from oceanic plateaus to allochthonous terranes. *Science* 213: 47- 54.
- Bagheri, S. (1993) Geology and petrology of Anarak ophiolite (Central Iran). M. Sc. Thesis, University of Isfahan, Iran (in Persian).
- Bagheri, S. (2007) Exotic Paleo-Tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas. Ph.D. thesis, Lausanne: University of Lausanne, Switzerland.
- Bagheri, S. and Stampfli, M. G. (2008) The Anarak, Jandaq and Posht- e- Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451: 123-155.
- Balestro, G., Festa, A., Dilek, Y. and Tartarotti, P. (2015) Pre- Alpine extensional tectonics of a peridotite-localized oceanic core complex in the late Jurassic, high- pressure Monviso ophiolite (Western Alps). *Episodes* 38(4): 266–282.
- Ballhaus, C., Berry, R. F. and Green D. (1991) High-pressure experimental calibration of the olivine orthopyroxene- spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107(1): 27- 40.
- Bayat, F. and Torabi, G. (2011) Alkaline lamprophyric province of Central Iran. *Island Arc* 20: 386- 400.
- Bonavia, F. F., Diella, V. and Ferrario, A. (1993) Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia. *Economic Geology* 88: 198- 202.
- Boskabadi, A., Pitcairn, K. I., Leybourne, M. I., Teagle, D. A. H., Cooper, M. J., Hadizadeh, H., Nasiri Bezenjani, Monazzami, H. and Bagherzadeh, R. (2020) Carbonation of ophiolitic ultramafic rocks: Listvenite formation in the Late Cretaceous ophiolites of eastern Iran. *Lithos* 352–353: 105307.

- Buchs, D. M., Bagheri, S., Martin, L., Hermann, J. and Arculus, R. (2013) Paleozoic to Triassic ocean opening and closure preserved in Central Iran. Constraints from the geochemistry of meta- igneous rocks of the Anarak area. *Lithos* 172–173: 267–287.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) *An Introduction to the rock forming minerals*. 2nd edition, Longman, London, UK.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1997) *Rock Forming Minerals, Single- chain Silicates*. The Geological Society, London, UK.
- Dick H. J. and Bullen T. (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86: 54- 76.
- Droop, G. T. R. (1987) A general eruption for estimating Fe³⁺ Concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51(361): 431-435.
- Falah, S., Ahmadi Khalaji, A., Veisia, A., Tahmasbi, Z. and Rahmzadeh, B. (2020) The study of mineral chemistry of the harzburgite in the Noorabad- Harsin ophiolite complex: An evidence from the evolution of partial melting of mantle peridotite from the deep ocean to the subduction zone. *Iranian Journal of Petrology* 11(41): 1-28.
- Farahat, E. S. (2008) Chrome- spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid- El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications. *Chemie der Erde* 68: 193- 205.
- Festa, A., Balestro, G., Dilek, Y. and Tartarotti, P. (2015) A Jurassic oceanic core complex in the high-pressure Monviso ophiolite (western Alps, NW Italy). *Lithosphere* 7: 646–652. DOI: 10.1130/L458.1
- Festa, A., Ogata, K., Pini, G. A., Dilek, Y. and Alonso, J. L. (2016) Origin and significance of olistostromes in the evolution of orogenic belts: a global synthesis. *Gondwana Research* 39: 180–203.
- Hey, M. H. (1954) A new review of the chlorites. *The Mineralogy Magazine and Journal of the Mineralogical Society* 30(224): 278- 292.
- Jan, M. Q. and Windley, B. F. (1990) Chromian spinel- silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal Complex, northwest Pakistan. *Journal of Petrology* 31: 67- 71.
- Kamenetskyv, 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.
- Kepezhinskas P. K., Defant, M. J. and Drummond M. S. (1995) Na Metasomatism in the Island- Arc Mantle by Slab Melt- Peridotite Interaction: Evidence from Mantle Xenoliths in the North Kamchatka Arc. *Journal of Petrology* 36: 1505- 1527.
- McCullom, T. M. and Bach, W. (2009) Thermodynamic constraints on hydrogen generation during serpentinization of ultramafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73(3): 856–875.
- 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. *Mineralogical Magazine* 52: 535-555.
- O’Hanley, D. S. (1996) *Serpentinites: Records of Tectonic and Petrological History*. Oxford University Press, New York. *Mineralogical Magazine* 61(408): 742, DOI: 10.1180/minmag.1997.061.408.22.
- Pluijm, B. A. V. and Marshak, S. (2004) *Earth structure an introduction to structural geology and tectonics*. Norton & Company, New York.
- Proenza, J. A., Zaccarini, F., Lewis, J. F., Longo, F. and Garuti, G. (2007) Chromian spinel composition and the platinum- group minerals of the PGE- rich Loma Peguera chromitites, Loma Caribe peridotite, The Canadian Mineralogist 45: 631- 648.
- Sabzehei, M., Mohajjel, M., Emami, M. H. and Torabi, G. (2004) new feature of ultramafic masses and metamorphites in Anarak area (NE of Isfahan Province): very old olistostromes. *Research*

- Journal of University of Isfahan "Science" 20(2) (in Persian), <https://www.sid.ir/En/Journal/ViewPaper.aspx?ID=32772>
- Sack, R. O. and Ghiorso, M. S. (1991) Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamic and petrological applications. *American Mineralogist* 76(5-6): 827–847.
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R. J. (2015) Ophiolites of Iran: keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia. *Mesozoic ophiolites. Journal of Asian Earth Science* 100: 3159.
- Sharkovski, M., Susov, M. and Krivyakin, B. (1984) Geology of the Anarak Area (Central Iran). Explanatory Text of the Anarak Quadrangle Map 1:250000. Geological Survey of Iran, V/O "Technoexport" USSR Ministry of Geology Reports 19.
- Shirdashtzadeh, N. and Torabi, G. (2020) Serpentinization and chloritization of metamorphosed lherzolites in Darreh-Deh (east of Nain Ophiolite, Central Iran): Calcium source for rodingitization and tremolitization. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen* 196(3): 179 – 191.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Samadi, R., Meisel, T. C. and Hussain Bokhari, S. N. (2016) Petrology, thermobarometry and geochemistry of Darreh Deh picrites (East of Naein ophiolitic mélange). *Scientific Quarterly Journal, Geosciences* 25: 98, 43-54 (In Persian).
- Stern, R. J., Shafaii Moghadam, H., Pirooz, M. and Mooney, W. (2021) The geodynamic evolution of Iran. *The Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 49: 9- 39.
- Torabi, G. (2004) Petrology of Anarak area ophiolites (NE of Isfahan province), with special reference to ultramafic- mafic rocks of north of Anarak ophiolite, and ultramafic mafic associations in Ashin- Zavar ophiolitic mélange. Ph.D. Thesis, Tarbiat Modarres Tehran, Iran (in Persian).
- Torabi, G. (2010) Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central-East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction. *Island Arc* 19: 277-291.
- Torabi, G. (2011) Late Permian blueschist from Anarak ophiolite (Central Iran, Isfahan province), a mark of multisuture closure of the Paleo-Tethys Ocean. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28: 544-554.
- Torabi, G. (2012) Central Iran Ophiolites, Naein, Ashin and Surk (Mesozoic) Anarak, Jandaq, Bayazeh and Posht-e-Badam (Paleozoic). *Jahad-e-Daneshgahi, University of Isfahan, Isfahan, Iran* (in Persian).
- Torabi, G. (2013) Chromitite absence, presence and chemical variety in ophiolites of the Central Iran (Naein, Ashin, Anarak and Jandaq). *Neues Jahrbuch Für Geologie Und Paläontologie-Abhandlungen* 267: 171–192.
- Veblen, D. R. and Ribbe, P. H. (1982) Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. *Amphiboles: petrology and experimental phase relations, Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D.C.*
- Vieten, K. and Hamm, H. M. (1978) Additional notes on the calculation of the crystal chemical formula of clinopyroxenes and their contents of Fe³⁺ from microprobe analyses. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte* 2: 71- 83.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock- forming minerals, *American Mineralogist* 95(1): 185-187, DOI: 10.2138/am.2010.3371.
- Whitney, D. L., Teyssier, C., Rey, P. and Buck, W. R. (2013) Continental and oceanic core complexes. *Bulletin*, 125(3- 4): 273- 298.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M. and Muttoni, G. (2009) The Cimmerian evolution of the Naxos–Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. *Geological Society of London, Special Publications* 312: 261- 286.
- Zhou, M. F. and Kerrich, R. (1992) Morphology and composition of chromite in komatiites from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. *The Canadian Mineralogist* 30: 303- 317.
- Zhou, M. F. and Robinson, P. T. (1994) High-Cr and high-Al podiform chromitites, western China, Relationship to partial melting and melt/rock reaction in the upper mantle. *International Geology Review*

678-686.

Zhou, M. F., Robinson, P. T. and Bai, W. J. (1994) Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineralium Deposita* 29: 98-101.