Geology, petrography and geochemistry of ultramafic-mafic rocks and associated mineralization at Dar Gaz anomaly (Kahnuj Ophiolotic Complex)

Majid Ghasemi Siani [1]*, Behzad Mehrabi [1]
Behrouz Karimi Shahraki [2] and Amir Kheirabadi [3]
[1] Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran
[2] Iran Mineral Processing Research Center, Karaj, Iran
[3] Kan Azin C. E. CO., Tehran, Iran

Abstract
The Ti-Fe Dar Gaz anomaly, is located in a part of Kahnuj Ophiolitic Complex, SE Iran, and consists of five major units including ferrogabbro to coarse-grained pyroxene-hornblende gabbro unit, fine-grained pyroxene-hornblende gabbro unit, fine-grained hornblende gabbro unit, feldspathic wehrlite unit and granitoid unit, all are crosscut by diabasic, aplitic and plagiogranite dykes. Mafic rocks are composed of pyroxene, plagioclase, hornblende, magnetite and ilmenite. Olivine and clinopyroxene are present as the main cumulus minerals in the ultramafic unit. Fe-Ti oxides occur as disseminated ores, intercumulus minerals and as inclusions in silicate minerals. On AFM diagram, these rocks are plotted along the MgO-FeO* side and associated with tholeiitic differentiation trend. The major element contents of the mafic rocks show narrow variations, located in the mafic cumulate and display low-K series. REE-chondrite normalized patterns demonstrate that ultramafic rocks are enriched in HREE rather than LREE. Furthermore, as the amount of hornblende modal increase in the rocks studied, the MREE and LREE contents increase. The REE-chondrite and primitive mantle normalized patterns show that ultramafic and mafic rocks have a same parental magma with characteristics of mid-ocean ridge basalts.

Key words: petrography, geochemistry, Titanium-Iron mineralization, Dar Gaz anomaly, Kahnouj Ophiolite Complex

* m.ghasemi@khu.ac.ir

پتـــــرولوژی، سال نهم، شماره سی و چهارم، تابستان ۱۳۹۷، صفحه ۱۳۹-۱۶۲
تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۳/۲۸ تاریخ بازنگری: ۱۳۹۷/۰۸/۱۶ و ۱۳۹۷/۰۹/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۸/۱۹

زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی سنگ‌های الترامافیک- مافیک و کانه‌زایی همراه در آنومالی درگز (کمپلکس افیولیتی کهنوج)

مجید قاسمی سیانی [1] *، بهزاد مهرابی [1]، بهروز کریمی شهرکی [2] و امیر خیرآبادی [3]

[1] گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

[2] مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، کرج، ایران

[3] شرکت مهندسین مشاور کان‌آذین ، تهران، ایران

چکیده

آنومالی تیتانیم- آهن درگز در بخشی از کمپلکس افیولیتی کهنوج در جنوب‌خاوری ایران جای دارد و دربردارندهٔ پنج واحد اصلی فروگابرو تا پیروکسن- هورنبلندگابروی درشت‌بلور، پیروکسن- هورنبلندگابروی ریزبلور، هورنبلند گابروی ریزبلور، فلدسپاتیک‌ورلیت و گرانیتویید است. دایک‌های دیابازی، آپلیتی و پلاژیوگرانیتی، واحدهای اصلی الترامافیک- مافیک در منطقه را قطع کرده است. واحدهای مافیک دربردارندهٔ کانی‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز، هورنبلند، مگنتیت و ایلمنیت هستند. الیوین و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی هستند که در واحد الترامافیک رخ داده‌اند. اکسیدهای آهن- تیتانیم به‌صورت کانسنگ پراکنده، میان‌انباشتی و همچنین، به‌صورت میانبارهایی در کانی‌های سیلیکاتی رخ داده‌اند. در نمودار سه‌تایی AFM، این سنگ‌ها در امتداد خط MgO- FeO* جای گرفته‌اند و با روند تفریق توله‌ایتی همخوانی دارند. محتوای عنصرهای اصلی سنگ‌های مافیک تغییرات کمی را نشان می‌دهد و ازاین‌رو، این سنگ‌ها در کومولاهای مافیک جای گرفته‌اند و از سری‌های کم پتاسیم هستند. الگوی پراکندگی عنصرهای خاکی کمیاب دربرابر ترکیب کندریت نشان می‌دهد سنگ‌های الترامافیک از عنصرهای خاکی کمیاب سنگین دربرابر عنصرهای نادر سبک غنی‌شدگی دارند و با افزایش مودال هورنبلند در سنگ‌ها مقدار عنصرهای خاکی کمیاب متوسط و سبک نیز بیشتر می‌شود. الگوی پراکندگی عنصرهای خاکی کمیاب و ناسازگار نشان می‌دهد سنگ‌های الترامافیک و مافیک سنگ مادر یکسان، ویژگی‌های بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی را دارند.

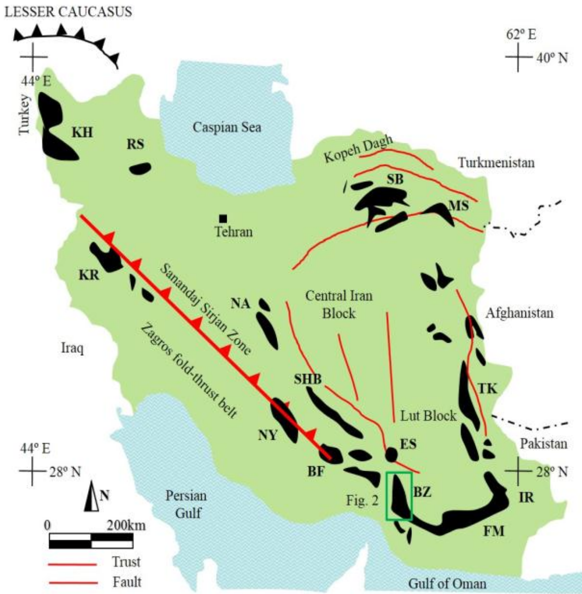
واژه‌های کلیدی: سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی، کانی‌سازی تیتانیم- آهن، آنومالی درگز، کمپلکس افیولیتی کهنوج

مقدمه

ناحیه معدنی آهن- تیتانیم کهنوج، در ۲۵ کیلومتری جنوب شهرستان کهنوج، با پنج آنومالی درگز، دره‌باغ، دربتگان، منوجان و دوشاخ در بخشی

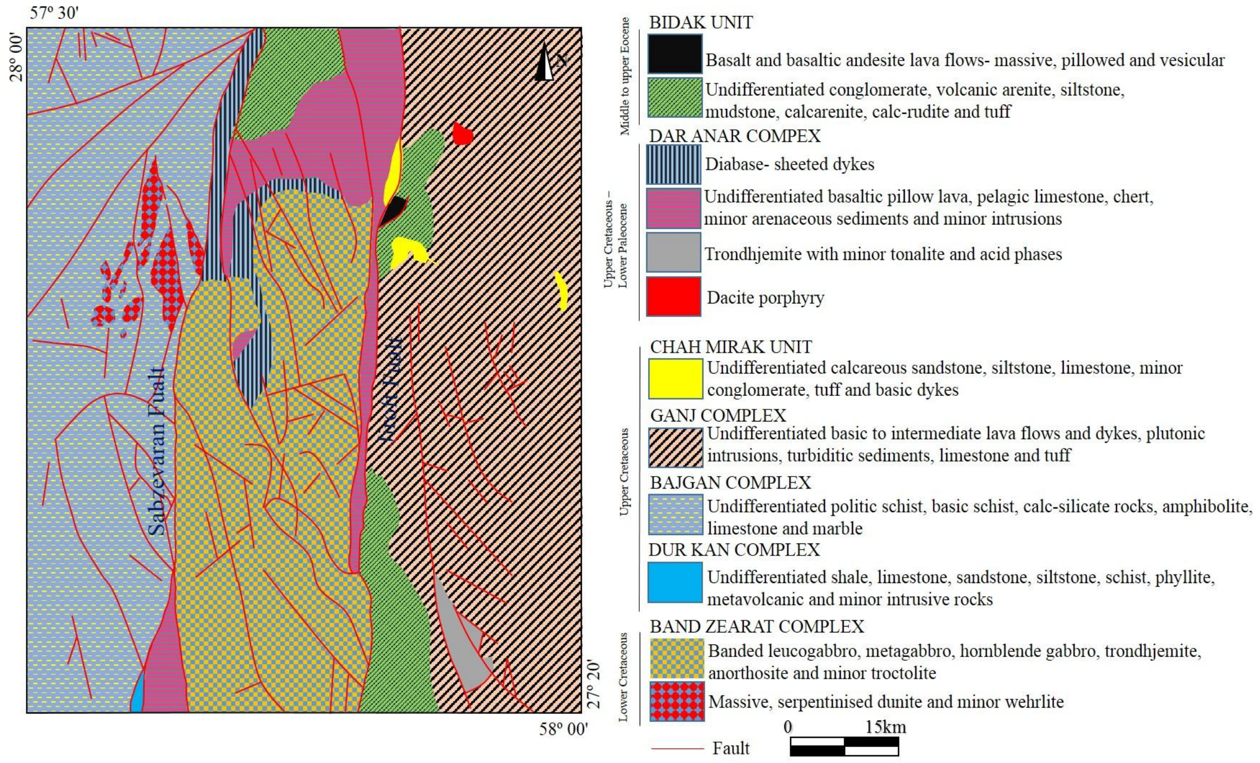
* m.ghasemi@khu.ac.ir

از تـــوالی افیـــولیتی کهنـــوج روی داده اســـت. تـــوالی افیـولیتی کهنـوج بـا درازای نزدیـک‌بـه ۸۰ کیلـومتر و پهنـای تـا ۲۰ کیلـومتر (شـکل ۱) اسـت. ایـن افیولیـت از مجموعه‌هـای افیـولیتی بـزرگ ایـران (جنـوب‌خـاوری ایـران)، بخشـی از افیولیـت‌هـای نئـوتتیس بـه سـن مزوزوییـک و بخشـی از پهنـۀ افیـولیتی آلـپ- هیمالیـا بـه‌شـمار مـی‌رود (Paragon Consulting Engineers, 1985; Kananian *et al.*, 2001; Kananian, 2001). ایـــن مجموعـــه بـــه‌صـــورت یـــک تـــودۀ عدسی‌شکل کشـیده بـا رونـد شـمالی- جنـوبی در میـان دو سیستم گسلی جای گرفته است (شکل ۲).



شکل ۱- نقشۀ پراکندگی توالی‌های افیـولیتی در ایـران و جایگـاه ناحیۀ بررسی‌شده (چهارگوش سبز) (افیولیت خـوی: KH؛ افیولیـت رشـت: RS؛ کرمانشـاه: KR؛ نـایین: NA؛ نیریـز: NY؛ بافـت: BF؛ شهربابک: SHB؛ اسـفندقه: ES؛ بنـدزیارت: BZ؛ فنـوج- مسـکوتان: FM؛ ایرانشهر: IR؛ چهل‌کوره: TK؛ مشهد: MS؛ سبزوار: SB) (برپایۀ Ghazi و همکاران (۲۰۰۴) با تغییرات اندک)

گسـل سـبزواران در بخـش بـاختری تـوالی افیـولیتی جـای دارد و مجموعـۀ افیـولیتی بنـدزیارت را در کنـار مجموعـــه دگرگـــونی پالئوزوییـــک پهنـــۀ ســـنندج- ســیرجان (بلــوک باجگــان) جــای داده اســت. گســل جیرفـت نیـز در کرانـۀ خـاوری تـوالی جـای دارد و مجموعـۀ بنـدزیارت را در کنـارۀ بـاختری هـامون (بلـوک گـنج) جـای داده اسـت (شـکل ۲). بـر ایـن پایـه، تـوالی افیـولیتی کهنـوج در محـل برخـورد سـه پهنـۀ سـاختاری اصـلی سـنندج- سـیرجان (Stö cklin, 1968) یـا مریـوان- منوجـان (Houshmandzadeh, 1977) و پهنـه‌هـای مکـران و بلـوک لـوت (Stö cklin, 1968) جـای گرفتـه اسـت. تـوالی افیـولیتی کهنـوج از بخـش زیـرین بـه بـالا دربردارنـدۀ گابروهـای لایـه‌ای کومـولایی، گابروهـای تـوده‌ای، نفـوذی‌هـای ترونجمیتـی، دایـک‌هـای دیابـازی، گـدازه‌هـای بالشـی و آهـک‌هـای پلاژیـک اسـت (Kananian *et al.*, 2001). در پـی گسـله‌بـودن مـرز زیـرین تـوالی افیـولیتی، سـنگ‌هـای پریـدوتیت و الترابازیـک گوشـته در بخـش زیـرین تـوالی رخنمـون ندارنـد. ناحیـۀ معـدنی کهنـوج در بخـش کـوچکی از تـوالی افیـولیتی کهنـوج جـای دارد. کـانی‌سـازی آن بیشـتر بـا گابروهـا همـراه اسـت و هـم بـه‌صـورت برجـا و هـم پلاسـری اکتشـاف شـده اسـت. بررسـی‌هـایی Ghadami (۱۹۹۸)، Kananian (۲۰۰۱)، Kananian و همکـاران (۲۰۰۱)، Ghazi و همکـاران (۲۰۰۴) و Arvin و همکـاران (۲۰۰۵) از مهم‌ترین بررسـی‌هـایی هسـتند کـه روی تـوالی افیـولیتی کهنـوج انجـام شـده‌انـد. همچنـین، Rajabzadeh و همکـاران (۲۰۱۱) بررسـی‌هـای انـدکی روی کـانی‌سـازی کهنـوج انجـام داده‌انـد. برپایـۀ اینکـه منطقـه معـدنی درگز مهـم‌تـرین آنومـالی منطقـه معـدنی کهنـوج اسـت و سـنگ‌هـای مافیـک آن خاسـتگاه کـانی‌سـازی پلاسـری دانسـته مـی‌شـوند، ایـن پـژوهش بـه‌صـورت کامـل بـه زمـین‌شـیمی سـنگ‌هـای الترامافیـک- مافیـک در ایـن آنومـالی بـا مقیـاس ۱/۵۰۰۰ و کـانی‌سـازی آهـن و تیتانیم همراه با ایـن سـنگ‌هـا پرداختـه اسـت تـا سـنگ میزبـان تیتـانیم و آهـن و چگـونگی رخـداد کـانی‌سـازی فلزی را شناسایی کند.



شکل ۲- نقشهٔ زمین‌شناسی ساده‌شدهٔ مجموعهٔ افیولیتی کهنوج با مقیاس ۱/۵۰۰۰۰۰ و کمپلکس‌های دربرگیرندهٔ پیرامون آن (تهیه‌شده برپایهٔ نقشهٔ زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه‌های شماره ۷۵۴۴ (قلعه منوجان) و ۷۵۴۵ (کهنوج) سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (تهیه‌شده توسط Paragon Consulting Engineers). (برگرفته از Paragon Consulting Engineers (۱۹۸۵) با تغییرات)

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

در حقیقت، مجموعهٔ افیولیتی کهنوج را نخستین‌بار McCall (۱۹۸۵) در گزارش زمین‌شناسی نقشهٔ ۱/۲۵۰۰۰۰ میناب، با نام‌های کمپلکس بندزیارت (برای واحد پلوتونیک)، کمپلکس دایک دیابازی (برای دایک‌های ورقه‌ای) و کمپلکس دره‌انار (برای واحد آتشفشانی و پوشش رسوبی آن) نامگذاری کرده است. در کل، امروزه برای این سه کمپلکس نام مجموعهٔ افیولیتی کهنوج به‌کار برده می‌شود. واحدهای آتشفشانی- رسوبی کرتاسهٔ بالاییِ گنج، باجگان، چاه میرک، دورکان و بیدک در حاشیه توده افیولیتی جای دارند (شکل ۲).

کمپلکس بندزیارت بیشتر دربردارندهٔ گابروهای گوناگون، دایک‌های دیابازی، دیوریت، ترونجمیت و کمی دونیت، تروکتولیت و پریدوتیت هورنبلنددار است. به‌باور Paragon Consulting Engineers (۱۹۸۵)، این مجموعه در دورهٔ زمانی کرتاسهٔ زیرین پدید آمده است. برپایهٔ بررسی‌های Hassanipak و همکاران (۱۹۹۶) و McCall (۱۹۹۷)، واحدهای گابرویی افیولیت بندزیارت به دو بخش گابروهای بالایی (بخش باختری) و گابروهای زیرین (بخش‌های خاوری) رده‌بندی می‌شوند. کمپلکس دایک دیابازی بیشتر دربردارندهٔ دیاباز، دایک‌های ورقه‌ای، ترونجمیت، تونالیت، ریوداسیت و دیوریت است و سن پیدایش آن پالئوسن زیرین

دانسته شده است (McCall, 1985). کمپلکس درهانار که بیشتر دربردارندۀ گدازه‌های بالشی، آهک پلاژیک، چرت، رسوب‌های ماسه‌سنگی و مقدار کمی توده‌های نفوذی و دایک‌های صفحه‌ای به سن کرتاسه پسین تا پالئوسن زیرین است (McCall, 1985). کمپلکس بندزیارت یک توالی افیولیتی کمابیش کامل است که تنها بخش گابرویی آن نمایان است و بخش الترامافیک آن به‌احتمال بالا در زیر این کوهستان جای گرفته است. توده‌های الترامافیک کوهستان باجگان که در باختر کوهستان بندزیارت جای گرفته‌اند به‌احتمال بسیار بالا دیاپیرهای کمابیش بزرگی هستند که از بخش‌های ژرف بالا آمده و در لبۀ گسلی زندان نمایان شده‌اند. این دیاپیرها بیشتر از دونیت، ورلیت و هارزبورژیت ساخته شده‌اند (Sabzehei, 1978). مجموعۀ افیولیتی کهنوج از خاور با کمپلکس افیولیتی گنج و چاه میرک و از باختر با کمپلکس‌های دگرگونی و رسوبی باجگان و از جنوب با کمپلکس دورکان همجوار است.

کمپلکس باجگان مجموعه‌ای مرکب از سنگ‌های دگرگونی تا رخسارۀ شیست‌سبز و آمفیبولیت است که کهن‌ترین سنگ‌های منطقه را می‌سازند. این کمپلکس بیشتر دربردارندۀ آمفیبولیت، شیست‌سبز، میکاشیست همراه با مقداری سنگ‌آهک و مرمر است (Dorani *et al.*, 2017) (شکل ۲). کمپلکس دورکان بیشتر دربردارندۀ آهک‌های دریایی کم‌ژرفا، گدازه‌ها و نفوذی‌های بازیک، رسوب‌های آواری و سنگ‌های دگرگونی (شیست، فیلیت، متاولکانیک) است. کمپلکس دورکان روی کمپلکس قاره‌ای باجگان جای گرفته است.

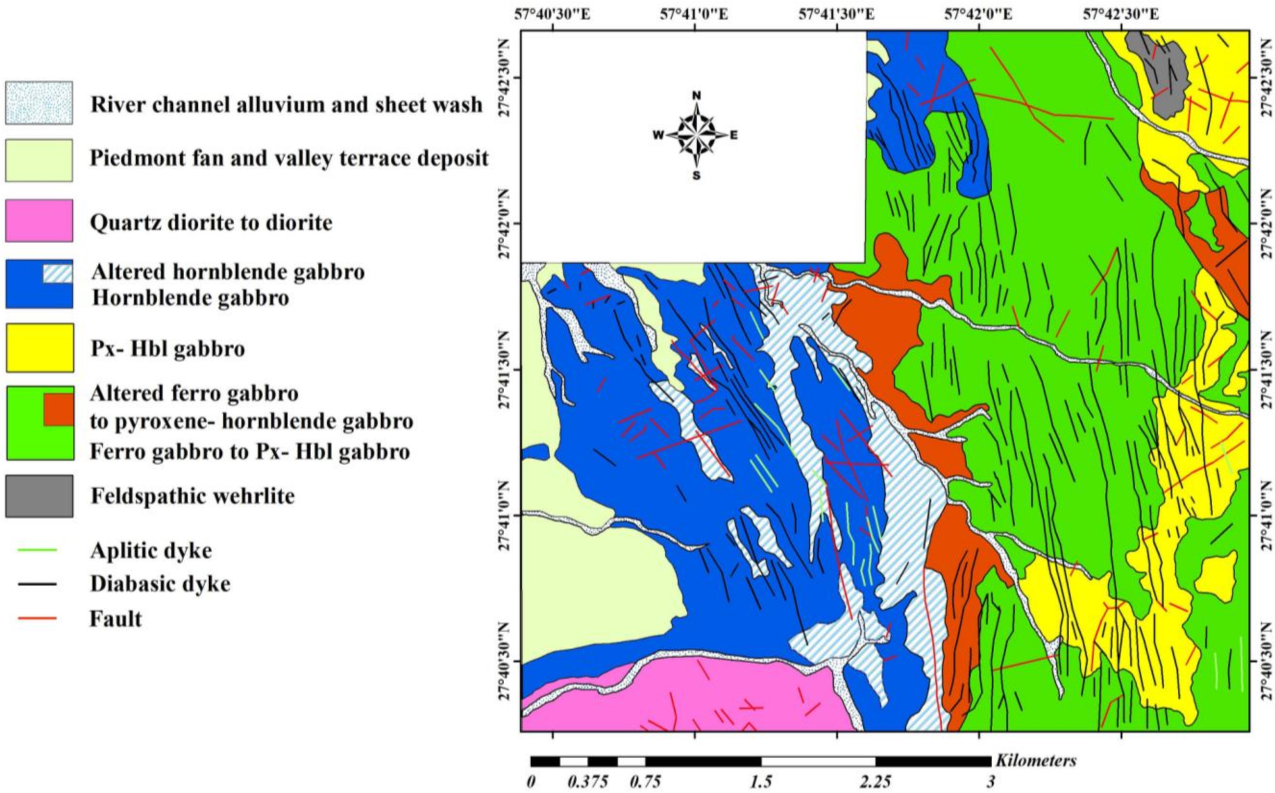
کمپلکس گنج موازی لبۀ خاوری مجموعۀ افیولیتی کهنوج جای دارد (شکل ۲) و بیشتر از گدازه‌های بالشی و جریانی با ترکیب بازالت تا داسیت، دایک‌های ورقه‌ای فراوان، گابرو، پلاژیوگرانیت و سنگ‌های رسوبی کم‌ژرفا (مانند: ماسه‌سنگ، سیلتستون‌های توربیدایتی و آهک و توف) ساخته شده است (Shakerardakani *et al.*, 2009). واحدهای چاه میرک روی کمپلکس گنج جای گرفته‌اند و دربردارندۀ مجموعه‌ای از آهک‌های رودیست‌دار و گاستروپوددار، توربیدایت‌های نزدیک به خاستگاه، کنگلومرا، توف و دایک‌های دیابازی (با سن کرتاسه پسین) هستند (McCall, 1985). واحد بیدک یک سکانس توربیدایتی است که روی کمپلکس گنج نهشته شده است (McCall, 1985). رسوب‌های آواری آن به اندازۀ کنگلومرا تا ماسه‌سنگ هستند و میان‌لایه‌هایی از توف‌های حد واسط تا اسیدی دارند. در بخش‌هایی از این واحدها، گدازه‌های بازالتی و آندزیت‌بازالتی رخنمون دارند که روی واحد بیدک به سن ائوسن بالایی جای گرفته‌اند.

زمین‌شناسی منطقۀ معدنی

آنومالی درگز بخشی کوچکی از کمپلکس کهنوج را می‌سازد. واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در مقیاس ۱/۵۰۰۰ عبارتند از (شکل ۳):

- واحد فروگابرو تا پیروکسن- هورنبلندگابروی دانه‌درشت: این واحد با ترکیب فروگابرو تا پیروکسن- هورنبلند گابروی درشت‌بلور در نیمۀ خاوری با روند شمالی- جنوبی رخنمون دارد. از دیدگاه توپوگرافی، مرتفع‌ترین بخش‌های محدودۀ بررسی‌شده مربوط به این واحد است؛ اما در پی

فرسایش‌پذیری آسان، این سنگ‌ها بیشتر ریخت‌شناسی کمابیش هموار و رنگ رخنمون قهوه‌ای (به دلیل هوازدگی) دارند (شکل ۴- A). این واحد در بخش‌های گوناگون با دایک‌های دیابازی و پلاژیوگرانیتی و با روند NNW-SSE قطع شده است (شکل ۴- B).

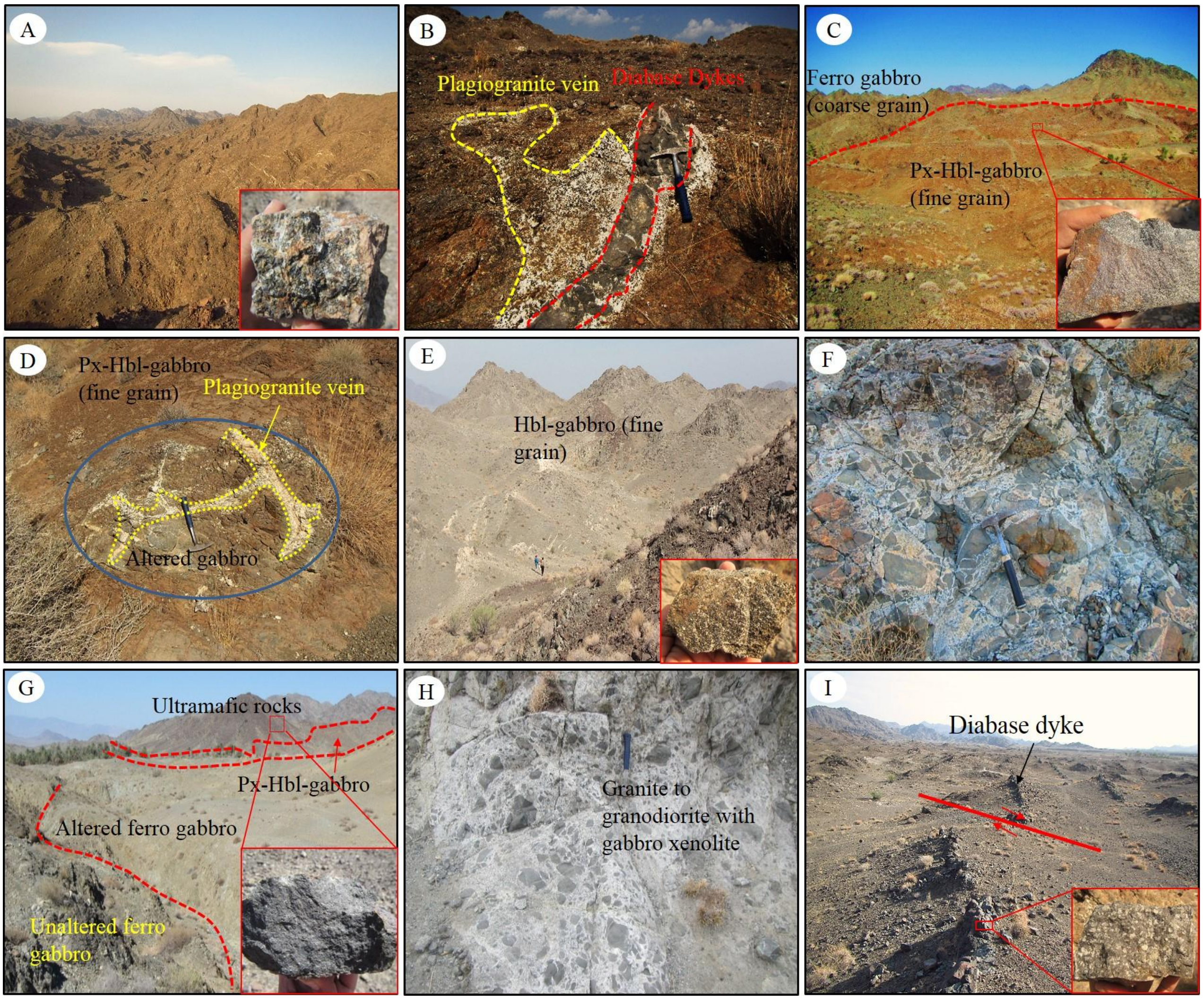


شکل ۳- نقشهٔ زمین‌شناسی تهیه‌شده از آنومالی درگز با مقیاس ۱/۵۰۰۰

- **واحد پیروکسن- هورنبلندگابروی دانه‌ریز:** این واحد در بخش خاوری (جنوب‌خاوری تا شمال‌خاوری) محدودهٔ بررسی‌شده با روند شمالی- جنوبی رخنمون دارد و بافت شاخص آن ریزبلور است. دایک‌های پلاژیوگرانیتی و دیابازی این واحد را قطع کرده‌اند. این واحد به‌دنبال زمین‌ساخت منطقه بسیار خرد شده است. این پدیده شرایط خوبی برای هوازدگی شدید این سنگ‌ها فراهم کرده است؛ به‌گونه‌ای‌که این واحد بیشتر بخش‌های کم‌ارتفاع‌تر را ساخته است و از اطراف با گابروهای دانه‌درشت فراگرفته شده است (شکل ۴- C). حجم و تراکم دایک‌های دیابازی و پلاژیوگرانیتی در این سنگ‌ها از گابروهای دانه‌درشت کمتر و روند آنها NNW- SSE است. در محل برخورد دایک‌های پلاژیوگرانیتی با گابروهای دانه‌ریز، به‌دنبال واکنش با سیال‌های سازندهٔ این رگه- رگچه‌ها، رنگ گابروها به خاکستری تغییر کرده است و این سنگ‌ها دچار دگرسانی پروپلیتیک شده‌اند (شکل ۴- D).

- **واحد هورنبلندگابروی دانه‌ریز:** این واحد به رنگ خاکستری تیره تا سبز تیره در نیمهٔ باختری محدودهٔ بررسی‌شده با روند شمالی- جنوبی رخنمون دارد. در بخش‌هایی از این واحد، دایک‌های دیابازی فراوانی رخنمون دارند که باعث تیره‌ترشدن رنگ واحد هورنبلندگابرو شده است. ریخت‌شناسی هورنبلندگابروها از کمابیش هموار (در بخش‌های با

فراوانـی کـم دایـک‌هـای دیابـازی) تـا خشـن (در بخش‌های قطع‌شده با دایک‌های دیابازی) در تغییـر است (شکل ۴- E). مرز خاوری این واحد کـه محـل برخورد آن با فروگابروها تا پیروکسن- هورنبلندگابرو اسـت، دچـار دگرسـانی شـده اسـت. ایـن واحـد در بخش‌های جنوبی با توده‌های گرانیتوییـدی بـا سـن پـس از پالئوسـن قطـع شـده اسـت. تزریـق رگـه- رگچه‌هـای پلاژیـوگرانیتی بـه درون هورنبلنـدگابرو بافت شاخصی با چهرۀ آگمـاتیتی پدیـد آورده اسـت (شکل ۴- F).



شکل ۴- تصویرهای صحرایی از واحدهای رخنمون‌یافته در منطقه درگز. A) واحد فروگابروی دانه‌درشـت (دیـد رو بـه شـمال) (نمونـۀ دسـتی برداشت‌شده در گوشۀ تصویر دیده می‌شود)؛ B) فروگابروها با دایک‌های دیابازی قطع شده‌اند و رگه- رگچـه‌هـای پلاژیـوگرانیتی در مـرز آن دو تزریق شده‌اند؛ C) رخنمون هورنبلند- پیروکسن‌گابروهای دانه‌ریز و ارتباط آنها با فرو گابروهای دانه‌درشت (دید رو بـه شـمال) (نمونـۀ دسـتی برداشت‌شده در گوشۀ تصویر دیده می‌شود)؛ D) گابروی دگرسان‌شده در همبری با دایک پلاژیوگرانیتی؛ E) نمایی از واحد هورنبلندگابرو ریزبلور (دید رو به شمال باختر) همراه با نمونۀ دسـتی آن؛ F) نمـایی از بافـت آگمـاتیتی پدیدآمـده در هورنبلنـدگابروها؛ G) دورنمـایی از واحـدهای اولترامافیک و ارتباط آن با پیروکسن- هورنبلندگابرو تا فروگابرو (دید رو به شمال‌خاوری)؛ H) زنولیت‌هـای گـابرویی در واحـد گرانیتوییـدی؛ I) دایک‌های دیابازی قطع‌کننده فروگابروهای دانه‌درشت (این دایک با گسل راستالغز راستگرد جابه‌جا شده است) (دید رو به شمال)

- **واحد الترامافیک:** این واحد در سطح زمین هم به‌صورت دایک و هم به‌صورت توده‌ای دیده می‌شود. رنگ آن در بخش‌های سطحی و هوازده قهوه‌ای و در بخش‌های شکسته و سالم سیاه است (شکل ۴- G). بافت فانریتیک و پورفیروییدی در نمونه دستی دیده می‌شود. حضور بلورهای فلدسپار در سنگ، به سنگ چهره‌ای خال‌خال بخشیده است. دایک‌های دیابازی این واحد را قطع کرده‌اند.

- **واحد گرانیتوییدی:** این واحد بیشتر در جنوب‌باختری محدودهٔ بررسی‌شده گسترش دارد. رنگ این واحد در رخنمون‌های سطحی و بخش‌های تازه از سفید تا خاکستری روشن است. بافت این سنگ در نمونه‌های دستی سالم فانریتیک است. کانی‌های سازندهٔ آن با چشم نامسلح دیده می‌شوند. در پی نفوذ تودهٔ گرانیتوییدی به درون گابروها، تکه‌هایی از این گابروها با اندازه‌های گوناگون در حاشیه ماگمای گرانیتوییدی به‌صورت تکه‌های سنگی گردشده و زاویه‌دار بیگانه (زینولیت) به‌دام افتاده‌اند (شکل ۴- H).

- **دایک‌های دیابازی، آپلیتی و رگه- رگچه‌های پلاژیوگرانیتی:** دایک‌های دیابازی راستای NNW-SSE و ضخامت‌های ۳۰ سانتیمتر تا ۶ متر دارند. این سنگ‌ها واحدهای گابرویی را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها به رنگ خاکستری روشن تا خاکستری تیره و بافت پورفیری در سطح زمین برونزد دارند (شکل ۴- I). دایک‌های آپلیتی (ترکیب گرانیتی) روند NNW-SSE و ضخامت ۲۰ سانتیمتر تا یک متر دارند. این دایک‌ها بیشتر هورنبلند گابروها و به مقدار کمتر فروگابروهای دانه‌درشت و پیروکسن هورنبلندگابرو تا الیوین‌گابروها را قطع کرده‌اند. رگه- رگچه‌های پلاژیوگرانیتی با رنگ سفید در کل محدوده بررسی‌شده گسترش دارند و مگر گرانیت‌ها، دیگر واحدها را قطع کرده‌اند.

روش انجام پژوهش

در بازدیدهای انجام‌شده از منطقه، نمونه‌برداری از بخش‌های گوناگونِ آنومالی درگز، شامل پهنه‌های کانی‌سازی‌شده و واحدهای آذرین (به‌صورت نمونه‌برداری سطحی و حفاری) انجام شد. برپایهٔ آنها، نقشهٔ زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۵۰۰۰ با هدف بررسی زمین‌شناسی بخش‌های گوناگون کانی‌سازی و ترکیب سنگ در برگیرنده و ارتباط کانی‌سازی با دگرسانی و زمین‌ساخت در اطراف آنومالی درگز تهیه شد. شمار ۱۰۰ مقطع نازک- صیقلی و صیقلی از بخش‌های مختلف منطقه معدنی تهیه شد. این نمونه‌ها با میکروسکوپ نور گذری- بازتابی زایس (مدل Axioplan 2) در مرکز فرآوری مواد معدنی ایران و دانشگاه خوارزمی تهران بررسی شدند. شمار ۳۰ نمونه برای بررسی‌های دقیق‌تر واحدهای زمین‌شناسی و دگرسانی به‌روش پراش‌سنجی پرتوی ایکس (XRD) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران بررسی شدند. برای بررسی شیمی واحدهای آذرین رخنمون‌یافته در منطقه، شمار ۴۵ نمونه از واحدهای الترامافیک- مافیک به روش فلوئورسانس پرتوی ایکس (XRF) برای عنصرهای اصلی (جدول ۱) و از میان آنها، شمار ۲۴ نمونه برگزیده به روش ICP-MS برای عنصرهای فرعی و عنصرهای خاکی کمیاب (جدول ۲) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شیمیایی شدند.

جدول ۱- دادههای تجزیه شیمیایی به روش XRF برای شمار ۴۵ نمونۀ برگزیده از سنگهای آذرین الترامافیک- مافیکِ آنومالی درگز (Fe#=FeO/(FeO+MgO))

Rock Type	Ferro gabbro to Px- Hbl gabbro															
SiO_2	41.74	42.79	41.31	41.95	43.74	43.59	42.77	44.08	43.51	43.88	43.80	42.78	42.49	43.62	44.29	43.49
TiO_2	5.62	4.91	7.15	6.61	5.69	5.81	4.64	4.79	3.53	4.19	3.75	6.41	6.13	5.48	4.86	4.83
Al_2O_3	13.28	13.35	11.93	13.66	13.67	14.40	13.80	14.50	12.38	14.23	12.50	13.38	13.59	13.48	12.08	12.72
FeO	17.10	17.10	15.75	16.60	17.20	15.94	17.34	19.00	18.40	17.25	18.22	16.00	17.14	20.30	16.81	17.89
MnO	0.17	0.15	0.18	0.20	0.13	0.21	0.19	0.22	0.21	0.18	0.18	0.16	0.15	0.17	0.17	0.21
MgO	4.94	5.16	5.60	5.26	4.26	4.33	4.70	3.79	4.64	5.57	5.73	4.50	4.25	3.54	4.96	4.53
CaO	13.36	14.13	13.31	11.84	11.64	11.32	12.30	10.51	12.85	12.74	12.49	11.63	11.37	10.27	12.62	12.69
Na_2O	3.25	1.80	3.61	2.80	3.13	4.44	3.16	2.54	3.23	1.84	2.56	3.70	3.88	2.58	3.44	2.58
K_2O	0.40	0.21	0.17	0.14	0.35	0.20	0.57	0.09	0.24	0.33	0.51	0.44	0.46	0.10	0.20	0.11
P_2O_5	0.10	0.12	0.22	0.09	0.05	0.28	0.14	0.12	0.09	0.13	0.15	0.10	0.21	0.03	0.16	0.17
LOI	0.86	2.10	1.64	1.33	0.98	0.45	1.00	1.25	2.10	0.56	1.10	1.00	2.00	1.23	1.23	1.54
Fe#	0.78	0.77	0.74	0.76	0.80	0.79	0.79	0.83	0.80	0.76	0.76	0.78	0.80	0.85	0.77	0.80
Total	100.84	101.82	100.89	100.48	100.84	100.97	100.61	100.89	101.18	101.00	100.99	100.10	101.67	100.80	100.82	100.76

Rock Type	Px- Hbl gabbro							Hbl- gabbro						
SiO_2	51.50	46.59	46.13	49.11	47.35	46.35	47.65	44.09	50.16	44.64	46.62	48.15	46.54	47.70
TiO_2	5.13	3.17	3.65	3.21	3.56	3.12	2.15	4.28	2.32	2.84	3.15	2.11	2.96	2.10
Al_2O_3	11.75	14.31	13.97	15.87	12.36	13.64	14.29	14.20	15.83	15.24	13.64	15.00	14.57	13.63
FeO	13.25	16.34	15.36	12.50	18.00	17.24	17.04	18.40	15.10	20.21	19.30	18.00	18.10	18.86
MnO	0.19	0.14	0.22	0.19	0.15	0.12	0.18	0.22	0.15	0.18	0.13	0.24	0.20	0.15
MgO	3.66	6.21	5.06	3.28	5.24	4.19	4.10	4.76	3.95	4.57	3.10	3.46	3.46	3.12
CaO	9.78	9.98	11.10	11.66	10.21	11.11	11.32	10.96	9.60	8.95	10.12	9.62	11.18	9.98
Na_2O	3.66	2.36	3.29	3.27	2.65	3.16	2.78	2.71	2.14	2.16	3.10	2.64	2.74	3.00
K_2O	0.49	0.07	0.12	0.38	0.24	0.24	0.31	0.19	0.14	0.20	0.15	0.31	0.19	0.30
P_2O_5	0.13	0.03	0.15	0.11	0.04	0.09	0.10	0.04	0.04	0.15	0.06	0.04	0.00	0.07
LOI	0.97	1.64	1.42	1.36	2.02	1.65	1.04	0.85	1.45	1.11	1.00	1.11	1.23	1.00
Fe#	0.78	0.72	0.75	0.79	0.77	0.80	0.81	0.79	0.79	0.81	0.86	0.84	0.84	0.86
Total	100.51	100.84	100.47	100.91	101.82	100.91	100.96	100.70	100.88	100.25	100.37	100.48	100.80	100.84

Rock Type	Diabase dykes										Feldspathic wehrlite				
SiO_2	45.41	45.20	45.10	45.69	46.57	47.87	45.76	46.58	44.37	46.63	42.00	41.20	42.53	42.35	41.45
TiO_2	3.69	0.75	2.86	2.01	2.04	1.34	1.56	1.25	2.11	1.93	0.66	0.75	1.17	0.33	0.89
Al_2O_3	16.49	16.88	15.08	17.69	17.14	15.85	15.77	16.97	20.22	15.79	7.74	7.88	7.22	8.56	9.64
FeO	17.58	15.82	17.85	13.45	15.59	13.32	16.08	16.29	13.17	14.18	14.25	17.82	18.55	15.64	14.55
MnO	0.16	0.18	0.21	0.22	0.21	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.21	0.18	0.16	0.11	0.20
MgO	3.53	4.12	4.74	5.54	4.82	6.17	4.93	5.07	4.01	5.60	25.24	24.12	24.77	23.67	23.49
CaO	10.29	12.93	11.14	11.75	10.76	11.41	11.93	10.14	12.07	11.60	6.34	6.83	6.58	7.12	7.81
Na_2O	3.60	1.84	2.84	3.03	2.58	3.13	3.10	2.82	3.35	3.20	1.10	1.84	0.90	1.64	1.12
K_2O	0.36	0.33	0.18	0.18	0.11	0.60	0.69	0.73	0.46	0.20	0.10	0.33	0.09	0.11	0.10
P_2O_5	0.08	0.13	0.13	0.10	0.17	0.10	0.11	0.12	0.08	0.13	0.05	0.13	0.08	0.09	0.01
LOI	1.84	0.35	1.36	0.70	1.34	0.99	1.00	0.65	0.56	0.72	0.50	0.69	1.78	0.55	0.45
Fe#	0.83	0.79	0.79	0.70	0.76	0.68	0.76	0.76	0.76	0.72	0.36	0.42	0.43	0.39	0.38
Total	100.85	100.54	100.54	100.80	101.00	100.98	100.95	100.75	100.70	100.73	99.93	100.38	100.86	102.60	100.07

جدول ۲- داده‌های تجزیهٔ شیمیایی ICP-MS برای شمار ۲۴ نمونهٔ برگزیده از سنگ‌های آذرین الترامافیک- مافیک آنومالی درگز

Trace Elements	Ferro gabbro to Px- Hbl gabbro					Px- Hbl gabbro				Hbl- gabbro			
Sc	10.10	29.20	22.00	15.00	17.00	13.10	17.20	15.60	14.30	15.10	15.50	17.10	14.50
V	655.19	700.35	654.57	954.00	954.50	273.07	345.14	400.54	300.00	217.41	265.21	250.00	300.00
Cr	56.04	76.00	64.00	50.00	89.00	36.10	34.00	36.00	28.00	32.41	28.00	20.00	22.50
Co	36.48	45.00	42.00	30.00	26.20	39.40	35.00	34.00	37.00	36.19	30.00	28.00	32.00
Ni	17.91	51.50	36.00	26.20	60.48	29.45	24.00	16.00	18.00	53.58	21.00	28.00	15.00
Cu	48.44	20.00	67.00	27.00	36.00	43.94	45.10	42.35	35.61	65.63	60.21	45.32	45.67
Zn	118.75	76.00	48.00	66.00	57.00	160.37	150.32	100.24	100.28	147.12	150.78	145.54	140.20
Rb	1.00	1.26	1.11	1.24	1.35	4.70	5.10	5.50	4.60	3.20	3.80	4.50	6.10
Sr	96.62	130.00	164.00	127.00	163.00	138.27	140.25	132.60	100.36	141.29	180.35	190.64	215.30
Y	11.70	18.00	27.00	26.00	23.00	36.30	35.00	34.00	36.00	26.50	25.00	18.00	17.00
Zr	31.49	27.00	37.00	33.00	34.00	20.40	18.00	29.00	33.00	6.98	13.50	20.00	15.00
Nb	25.90	24.00	20.00	27.00	26.00	56.20	55.00	60.00	28.00	37.80	34.00	35.00	40.00
Hf	1.90	1.50	1.80	1.60	1.50	3.25	3.15	4.10	3.65	1.80	1.75	1.60	1.90
Ba	19.50	22.00	27.50	34.20	30.10	72.35	60.00	54.50	50.00	56.74	55.20	60.00	56.50
La	1.10	1.20	1.50	1.30	1.00	3.50	2.60	2.40	1.80	5.00	4.00	3.50	4.60
Ce	4.20	4.50	4.70	4.60	4.00	36.60	24.00	8.60	9.34	13.50	11.20	8.30	10.20
Pr	1.00	1.05	0.95	1.00	1.00	3.50	2.60	1.80	3.20	2.10	2.00	1.80	2.30
Nd	4.70	4.50	3.60	4.40	4.80	17.10	12.30	16.34	12.80	11.00	12.30	11.50	13.90
Sm	1.90	1.60	1.50	1.60	1.20	4.60	4.50	4.30	4.10	3.30	3.80	4.10	3.50
Eu	1.00	1.60	1.30	1.15	1.20	1.50	1.46	1.40	1.50	1.30	1.02	1.10	1.20
Gd	2.20	2.10	2.00	1.80	2.00	5.60	5.80	7.30	6.40	4.20	4.00	4.60	5.10
Dy	2.80	2.50	2.60	1.60	3.90	6.40	8.00	7.60	5.40	4.80	4.10	6.20	3.80
Ho	0.84	0.96	1.00	1.02	1.08	1.70	1.50	1.10	1.30	1.20	1.10	1.00	1.50
Er	1.80	1.30	1.60	1.50	2.00	4.30	5.60	3.80	4.10	3.20	2.40	4.50	3.00
Yb	1.30	1.30	1.00	2.00	1.40	3.60	4.00	3.40	2.90	2.30	2.60	1.90	2.20

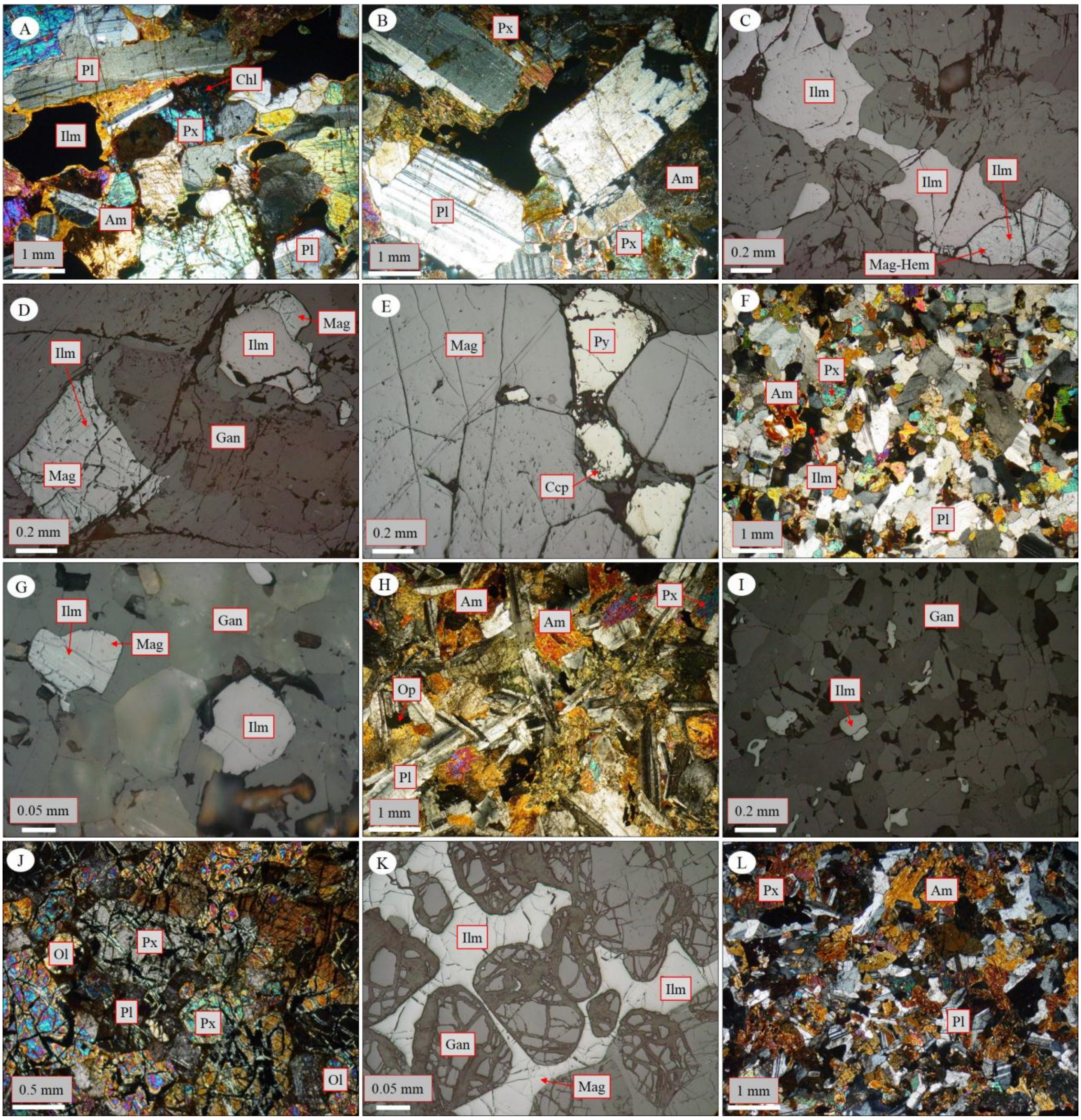
جدول ۲- ادامه

Trace Elements	Feldspathic wehrlite					Diabase dykes					
Sc	15.70	15.54	19.54	22.21	14.80	18.00	32.00	31.00	30.00	23.00	17.00
V	467.65	104.12	90.54	215.64	154.21	266.00	517.00	298.00	332.00	183.00	118.00
Cr	70.57	64.25	80.64	84.58	98.00	97.00	51.00	58.00	47.00	69.00	35.00
Co	45.45	95.00	46.00	85.21	69.32	64.00	60.00	41.00	45.00	37.00	23.00
Ni	130.76	144.00	156.34	175.65	112.28	38.00	105.00	22.00	32.00	83.00	95.00
Cu	59.19	31.00	62.24	35.00	55.64	28.00	38.00	33.00	26.00	27.00	20.00
Zn	89.47	89.24	154.28	64.68	60.73	99.00	108.00	90.00	82.00	92.00	58.00
Rb	1.70	1.26	1.67	1.54	1.30	5.00	7.00	12.00	26.00	4.00	23.00
Sr	115.59	100.21	110.45	98.34	99.64	163.00	150.00	134.00	125.00	176.00	141.00
Y	9.00	9.67	9.95	10.01	10.78	21.00	26.00	26.00	27.00	28.00	25.00
Zr	10.01	11.82	8.66	12.19	11.34	41.00	44.00	49.00	45.00	52.00	41.00
Nb	5.50	4.87	4.24	4.25	2.17	7.00	5.00	7.00	6.00	8.00	6.00
Ba	26.55	22.14	20.18	25.64	15.87	134.00	86.00	55.00	48.00	44.00	34.00
La	1.90	1.60	1.70	1.50	1.20	4.31	2.54	3.14	2.31	4.44	2.64
Ce	8.40	6.00	3.50	4.80	4.50	15.00	11.00	10.28	14.21	13.21	10.15
Pr	1.40	1.10	1.00	1.10	1.20	1.20	1.61	2.10	1.25	1.02	1.08
Nd	9.40	2.80	6.30	5.30	7.80	11.21	14.20	10.56	17.12	13.28	11.84
Sm	2.90	1.70	2.30	1.40	2.80	2.65	4.51	3.14	3.41	4.01	2.86
Eu	1.10	1.10	1.10	1.00	1.00	1.12	1.21	1.35	1.10	1.45	1.21
Gd	3.50	1.20	1.60	3.60	2.40	4.64	3.89	5.64	3.23	4.72	4.61
Dy	4.20	3.10	3.00	2.60	2.10	5.21	6.10	4.80	5.50	4.40	6.30
Ho	1.01	1.10	1.00	0.80	0.80	1.04	1.00	1.02	1.00	1.00	1.00
Er	3.10	2.10	1.50	3.40	2.40	2.61	3.65	4.00	3.78	2.45	4.15
Yb	2.20	2.00	2.30	1.90	2.10	2.70	3.20	3.44	3.80	2.50	2.21
Hf	2.60	2.30	1.40	2.50	2.60	2.24	2.74	3.10	3.54	2.56	3.45

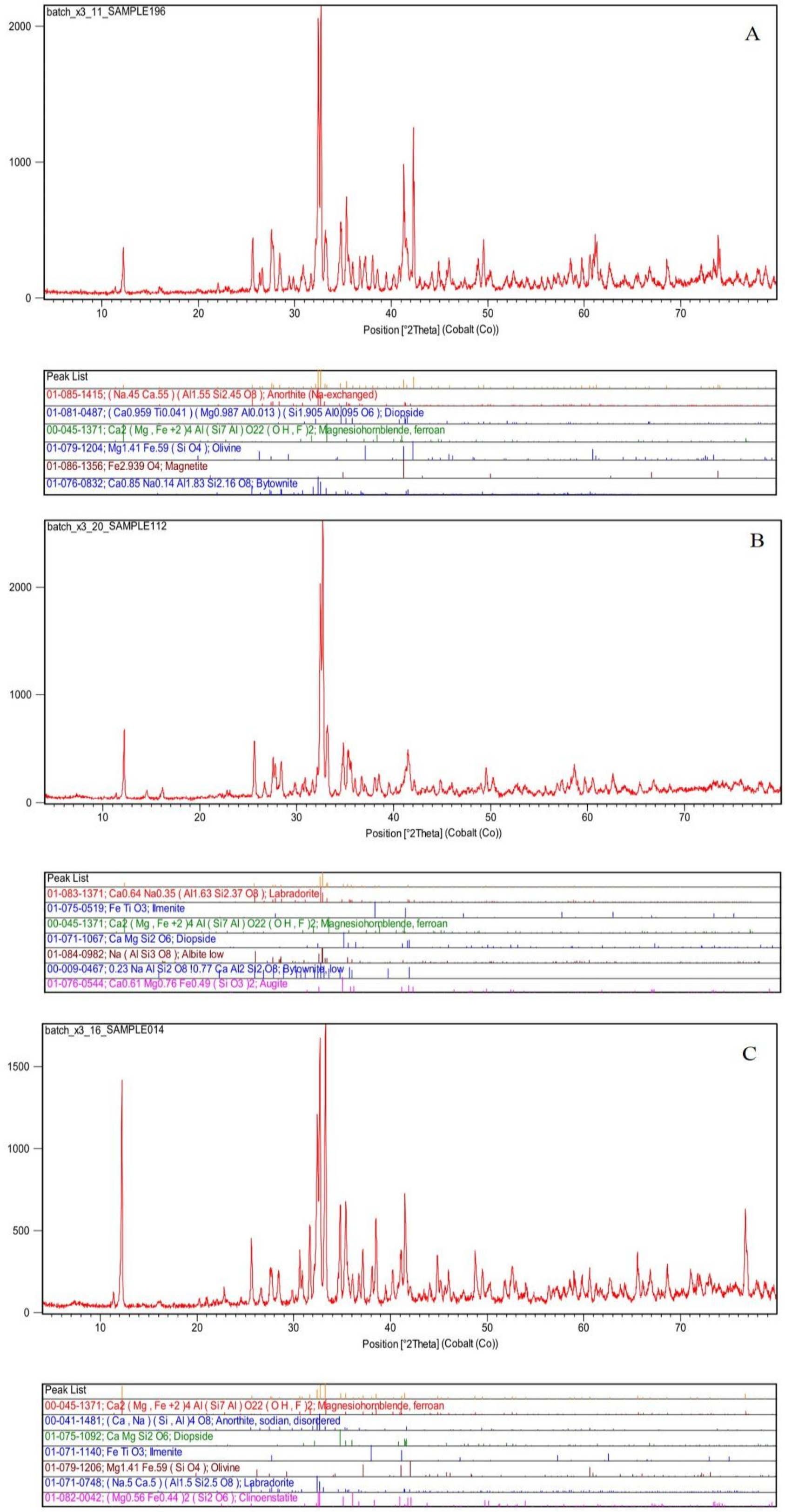
سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری

واحد گابروی درشت‌بلور، به‌صورت درشت‌بلور و گاه پگماتوییدی دیده می‌شود و بیشتر دربردارندۀ پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، کانه‌های فلزی و به مقدار کمتر الیوین و کانی‌های ثانویه است (فروگابرو تا پیروکسن- هورنبلندگابرو). برپایۀ ترکیب مودال سنگ، در فروگابرو (با بافت گرانولار و ادکومولا)، بلورهای پلاژیوکلاز نوع آنورتیت و بیتونیت (۱ تا ۴ میلیمتر) نزدیک‌به ۲۵ تا ۳۰ درصدحجمی، کانی‌های کدر ۲۰ تا ۲۲ درصدحجمی و پیروکسن نوع دیوپسید و به مقدار کمتر انستاتیت (۰/۶ تا ۵ میلیمتر) و آمفیبول به‌ترتیب ۳۵ تا ۳۸ و ۸ تا ۱۰ درصدحجمی سنگ را دربر می‌گیرند (شکل ۵- A). الیوین نوع فایالیت فراوانی ۳ تا ۴ درصدحجمی دارد (شکل ۶- A). افزون‌بر آمفیبول اولیه (هورنبلند و هاستینگزیت)، آمفیبول ثانویه (پارگازیت) نیز در پی دگرسان‌شدن بلورهای دیوپسید، به‌ویژه در سطح همبری با کانی‌های کدر، پدید آمده است (شکل ۷- A). به‌دنبال دگرسانی، کانی‌های مافیک با اپیدوت، کلریت و اکسید و هیدرواکسید آهن جایگزین شده‌اند. ترکیب مودال پیروکسن- هورنبلندگابرو به‌صورت ۳۵ تا ۳۸ درصدحجمی پلاژیوکلاز، ۲۰ تا ۲۵ درصدحجمی آمفیبول، ۲۰ تا ۲۲ درصدحجمی پیروکسن و ۱۵ تا ۲۰ درصدحجمی کانی‌های کدر است (شکل‌های ۵- B و ۷- B). پلاژیوکلازها که نخستین فاز تبلوریافته در این نمونه‌ها هستند به‌صورت تبلور انباشتی دیده می‌شوند. همچنین، بلورهای دانه‌ریزی از پیروکسن و کانی‌های کدر به‌صورت میانبار درون آنها دیده می‌شوند. ترکیب پلاژیوکلاز به‌صورت لابرادوریت، بیتونیت و آلبیت است. آمفیبول بیشتر از نوع هورنبلند سرشار از منیزیم و پیروکسن از نوع دیوپسید و اوژیت است (شکل ۶- B). مگنتیت، تیتانیم‌مگنتیت و ایلمنیت مهم‌ترین کانه‌های فلزی در واحد گابرویی دانه‌درشت هستند. مگنتیت و ایلمنیت کانی‌های همراه هستند و در بیشتر موارد ایلمنیت در ساختار مگنتیت دیده می‌شود (شکل ۵- C). مگنتیت، مارتیتی‌شده و با هماتیت جایگزین شده است. همچنین، ایلمنیت به‌صورت تیغه‌های هم‌رشدی با مگنتیت نیز دیده می‌شود (شکل ۵- D). پیریت، پیروتیت و کالکوپیریت کانه‌های فلزی سولفیدی کانسنگ هستند که به‌صورت هم پراکنده و هم میانبار در مگنتیت دیده می‌شوند (شکل ۵- E). بافت کانسنگ به‌صورت توده‌ای و دانه پراکنده است.

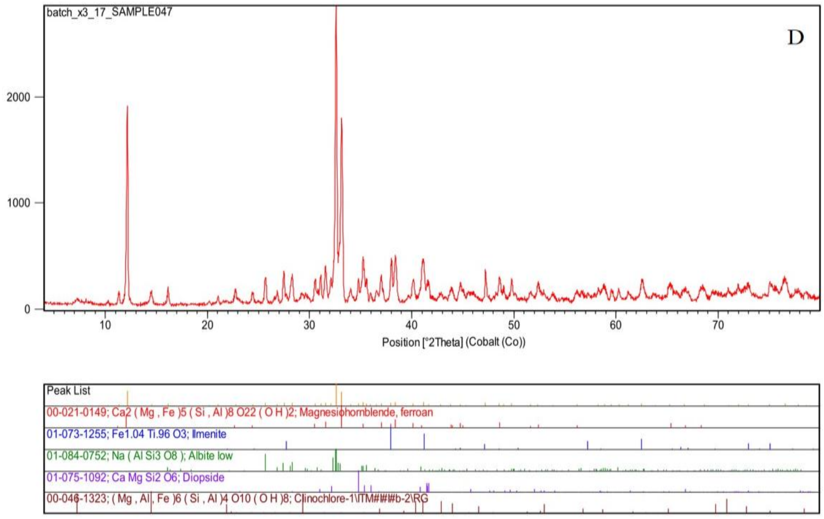
پیروکسن- هورنبلندگابروی ریز بلور بافت هیپ‌ایدیومورف میکروگرانولار، اینترگرانولار و ادکومولا نشان می‌دهد. ترکیب مودال آن به‌صورت پلاژیوکلاز (آنورتیت، لابرادوریت) با فراوانی ۴۵ تا ۵۰ درصدحجمی، هورنبلند منیزیم‌دار با فراوانی ۱۷ تا ۲۰ درصدحجمی، پیروکسن نوع دیوپسید، اوژیت و انستاتیت و الیوین نوع فایالیت به‌ترتیب با فراوانی ۱۲ تا ۱۵ درصدحجمی و ۱ تا ۲ درصدحجمی است (شکل‌های ۵- F و ۶- C). کانی‌های کدر (ایلمنیت و مگنتیت) نیز با فراوانی ۹ تا ۱۱ درصدحجمی در این سنگ‌ها پدید آمده‌اند. میانبارهایی از کانی‌های سیلیکاته (پیروکسن) و کانی‌های کدر در پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. کلریت از دگرسان‌شدن کانی‌های مافیک پدید آمده است. مگنتیت و ایلمنیت مهم‌ترین کانه‌های فلزی این نمونه‌ها هستند. مگنتیت بیشتر مارتیتی‌شده و در همراهی با ایلمنیت پدید آمده است. ایلمنیت به‌صورت تیغه‌ای در مگنتیت دیده می‌شود (شکل ۵- G). اکسیداسیون هماتیت به گوتیت نیز در نمونه دیده می‌شود. میانبارهایی از پیریت و پیروتیت نیز در مگنتیت دیده می‌شوند.



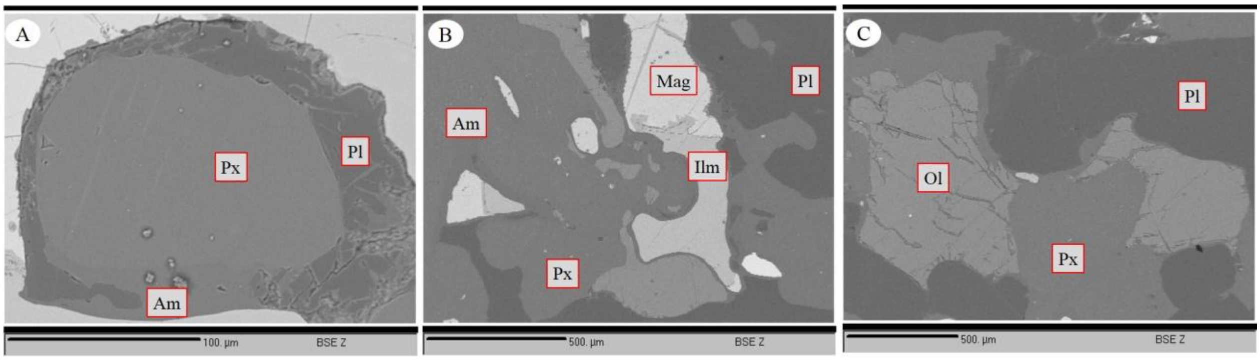
شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی در نور عبوری و نور بازتابی از سنگ‌های الترامافیک- مافیک و کانه‌زایی همراه در آنومالی درگز (افیولیت کهنوج). A) فروگابروی درشت بلور با کانه‌زایی مگنتیت و ایلمنیت (در نور XPL)؛ B) پیروکسن- هورنبلندگابروی درشت بلور با بلورهای پلاژیوکلاز تا ۶ میلیمتر (در نور XPL)؛ C) ایلمنیت و مگنتیت مهم‌ترین کانه‌های فلزی گابروی درشت بلور (با نور PPL)؛ D) پیدایش ایلمنیت به‌صورت تیغه در مگنتیت و بلورهای منفرد (در نور PPL)؛ E) پیریت و کالکوپیریت کانهٔ فلزی سولفیدی نمونه (در نور PPL)؛ F) پیروکسن- هورنبلند گابروی ریزبلور؛ G) بافت پراکندهٔ کانه‌های فلزی در گابروی ریزبلور؛ H) آمفیبول مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی واحد هورنبلند ریزبلور (در نور XPL)؛ I) ایلمنیت به‌صورت پراکنده و با بزرگی کمتر از ۱۵۰ میکرون در زمینهٔ سنگ (در نور PPL)؛ J) واحد فلدسپاتیک‌ورلیت که بیشتر دربردارندهٔ از الیوین و کلینوپیروکسن است (در نور XPL)؛ K) کانه‌زایی فلزی همراه با فلدسپاتیک‌ورلیت (در نور PPL)؛ L) دایک‌های دیابازی که ترکیبی همانندِ واحدهای گابرویی، به‌ویژه هورنبلند گابرو، دارند (با نور XPL) (نام اختصاری کانی‌ها برپایهٔ Whitney و Evans (۲۰۱۰) است)



شکل ۶- گراف XRD برای سنگ‌های: A) فروگابرویی درشت‌بلور؛ B) پیروکسن- هورنبلندگابروی درشت‌بلور؛ C) پیروکسن- هورنبلندگابروی ریزبلور؛ D) دایک‌های دیابازی با ترکیب هورنبلندگابرو در آنومالی دره‌گز (افیولیت کهنوج)



شکل ۶- ادامه



شکل ۷- تصویرهای میکروسکوپی SEM/EDX از سنگ‌های مافیک و کانه‌زایی فلزی در آنومالی دره‌گز (افیولیت کهنوج). A) در سطح همبری پیروکسن با ایلمنیت، پیروکسن با آمفیبولِ پارگازیت جایگزین شده است؛ B) پیروکسن- هورنبلند گابرو با آمفیبول (هورنبلند سرشار از منیزیم)، پلاژیوکلاز (لابرادوریت) و پیروکسن (دیوپسید) همراه با کانی‌های فلزی ایلمنیت و مگنتیت؛ C) سنگ الترامافیک فلدسپاتیک‌ورلیت سرشار از الیوین و کلینوپیروکسن (دیوپسید) (نام اختصاری کانی‌ها برپایهٔ Whitney و Evans (۲۰۱۰) است)

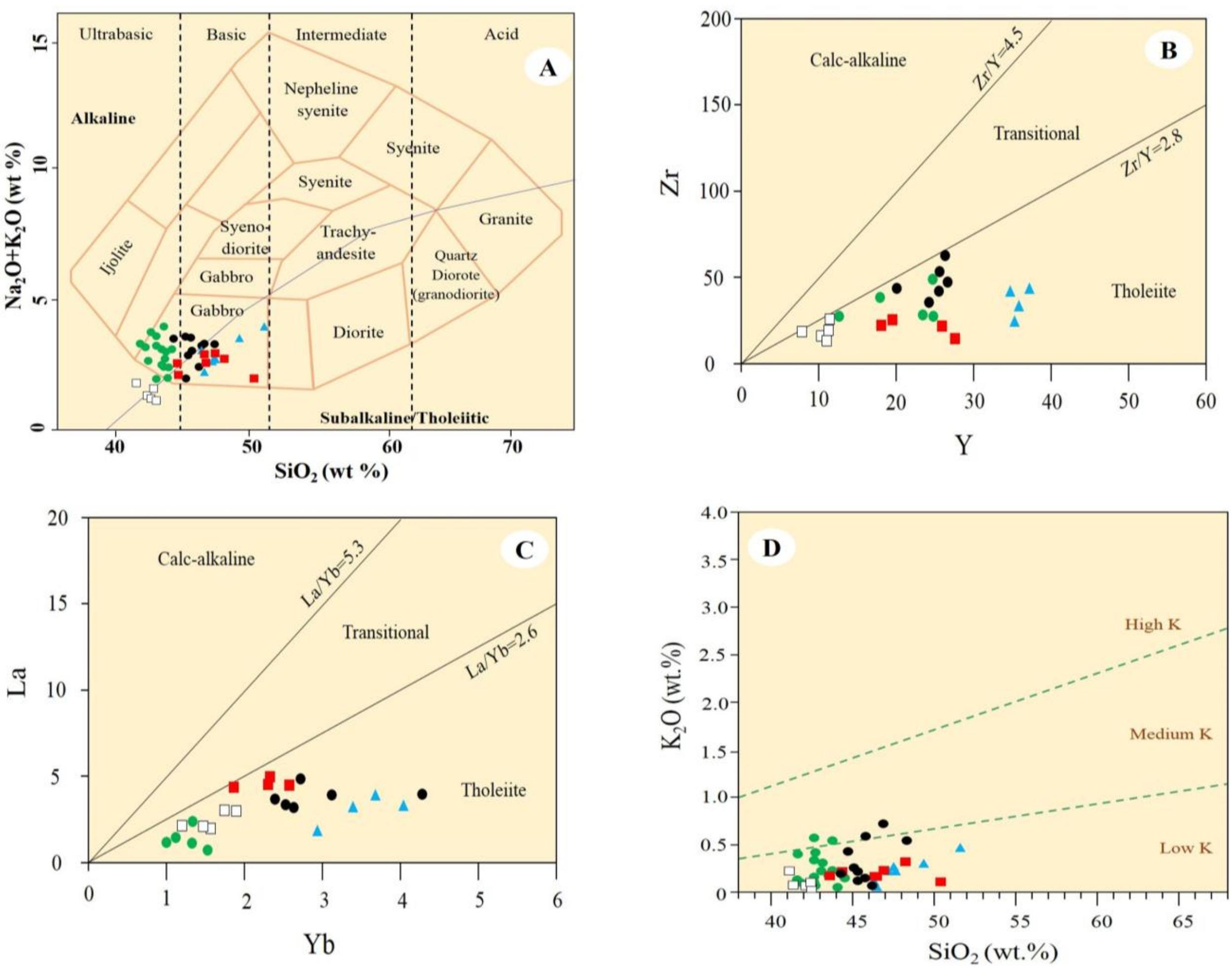
هورنبلندگابرو بافت‌های میکروگرانولار (دانه‌ای) نشان می‌دهد و از ۴۰ تا ۴۵ درصدحجمی پلاژیوکلاز (نوع آنورتیت و بیتونیت و در برخی نمونه‌ها از نوع بیتونیت و آلبیت)، ۳۵ تا ۴۰ درصدحجمی آمفیبول (هورنبلند سرشار از منیزیم)، پیروکسن (دیوپسید و اوژیت) با فراوانی ۳ تا ۴ درصدحجمی و ۶ تا ۸ درصدحجمی کانی‌های کدر ساخته شده است (شکل ۵- H). کلریت و اکسید و هیدرواکسید آهن از فراورده‌های دگرسانی کانی‌های مافیک در نمونه هستند. مگنتیت و ایلمنیت به‌صورت پراکنده پدید آمده‌اند و گاه تیغه‌های ایلمنیت در مگنتیت دیده شده است (شکل ۵- I).

واحد سنگی الترامافیک بافت‌های هیپ‌ایدیومورفیک تا آلوتریومورف دارند و از کلینوپیروکسن (دیوپسید و اوژیت) با فراوانی ۳۰ تا ۳۵ درصدحجمی، الیوین با فراوانی ۴۰ تا ۴۲ درصدحجمی و پلاژیوکلاز با فراوانی ۸ تا ۱۰ درصدحجمی ساخته شده است (شکل‌های ۵- J و ۷- C). آمفیبول کانی ثانویه است و فراوانی ۲ تا ۴ درصدحجمی دارد. این کانی در حاشیه واکنشی پیرامون پیروکسن پدید آمده است. کلریت و کانی‌های گروه سرپانتین (مانند: لیزاردیت و آنتی‌گوریت) از کانی‌های پدیدآمده از دگرسانی هستند. مگنتیت و ایلمنیت به‌همراه مقدارهای کم پیریت و پیروتیت، ۴ تا ۶

درصدحجمی این واحد را دربر گرفته‌اند (شکل ۵- K). برپایهٔ ترکیب کانی‌شناسی و شیمی سنگ کل، واحد الترامافیک یک فلدسپاتیک‌ورلیت نام‌گذاری می‌شود. دایک‌های دیابازی ترکیب کانی‌شناسی همانندِ گابروها با بافت اینترگرانولار دارند. هورنبلند سرشار از منیزیم با فراوانی ۳۰ تا ۳۵ درصدحجمی، پلاژیوکلاز (نوع آلبیت) با فراوانی ۴۰ تا ۴۵ درصدحجمی و پیروکسن (نوع دیوپسید) با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصدحجمی از مهم‌ترین کانی‌های سازندهٔ این دایک‌ها هستند (شکل‌های ۵- L و ۶- D). کانی‌های کدر با فراوانی ۱ تا ۲ درصدحجمی و کلریت از دیگر کانی‌های دایک‌ها هستند.

زمین شیمی سنگ کل

در نمودار نام‌گذاری پیشنهادیِ Wilson (۱۹۸۹) که برپایهٔ مقدارهای SiO_2 دربرابر Na_2O+K_2O است، نمونه‌های گابرویی بررسی‌شده در محدوده گابرو جای گرفته‌اند و نمونه‌های فلدسپاتیک‌ورلیت (سنگ‌های الترامافیک) که کاهش مقدار سیلیس نشان می‌دهند، در محدوده سنگ‌های الترابازیک جای گرفته‌اند (شکل ۸- A).



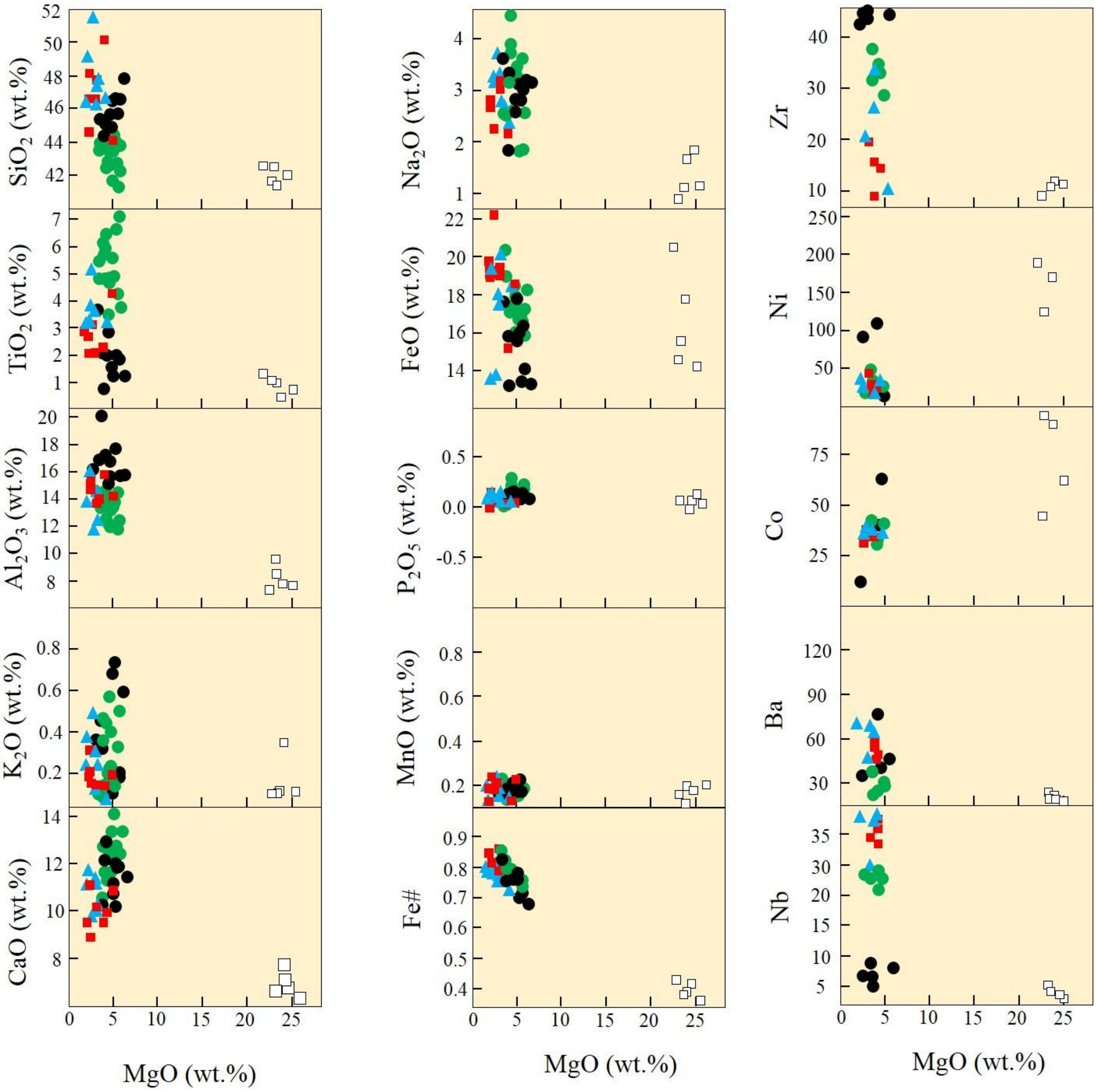
شکل ۸- رده‌بندی زمین‌شیمیایی سنگ‌های منطقه درگز برپایهٔ: A) نمودار SiO_2 دربرابر Na_2O+K_2O (برپایهٔ درصدوزنی) (Wilson, 1989)؛ B) نمودار Y دربرابر Zr (Ross and Bédard, 2009)؛ C) نمودار Yb دربرابر La (Ross and Bédard, 2009)؛ D) نمودار SiO_2 دربرابر K_2O (برپایهٔ درصدوزنی) (محدوده‌های پتاسیم بالا، پتاسیم متوسط و کم پتاسیم برپایهٔ Gill (۱۹۸۱) هستند) (نماد نمونه‌ها: دایرهٔ سبز: فروگابرو تا پیروکسن- هورنبلندگابروی درشت بلور؛ دایرهٔ سیاه: واحد دایک‌های دیابازی؛ مثلث آبی: پیروکسن- هورنبلندگابروی ریزبلور؛ مربع سرخ‌رنگ: هورنبلندگابرو؛ مربع سفید: واحد فلدسپاتیک ورلیت)

نمونه‌های فروگابروی تا پیروکسن- هورنبلندگابروی درشت‌بلور مقدار بالایی ایلمنیت و مگنتیت در ترکیب خود دارند (۱۵ تا ۲۲ درصدحجمی) و ازاین‌رو، این سنگ‌ها دچار کمبود سیلیس شده‌اند و در این نمودار به محدوده سنگ‌های الترابازیک گرایش نشان داده‌اند.

به‌دنبال دارابودن پلاژیوکلاز از نوع آلبیت، دگرسانی کف دریا و دارابودن آمفیبول ثانویه از نوع پارگازیت، مقدار Na_2O در ترکیب سنگ کل نمونه‌های فروگابرو تا پیروکسن- هورنبلندگابروی درشت‌بلور چه‌بسا افزایش یافته است و این سنگ‌ها به محدودهٔ گابروهای آلکالن گرایش پیدا کرده‌اند؛ اما نمونه‌های دیگر در محدوده ساب‌آلکالن/توله‌ایتی جای گرفته اند و روندی خطی را دنبال می‌کنند.

اثر دگرسانی در تغییر عنصرهای اصلی افیولیت پهنهٔ سنندج- سیرجان، کرمانشاه و خراجو پیش از این نیز گزارش شده است (Fazlnia, 2017; Aliani and Daraeezadeh, 2018; Esna-Ashari and Sarjoughian, 2018). ازاین‌رو، از نمودارهای عنصرهای کمیاب (مانند: Yb دربرابر La و نمودار Y دربرابر Zr) که در پی دگرسانی، کمتر دچار تحرک می‌شوند (برپایهٔ Ross و Bédard، ۲۰۰۹)، برای شناسایی سرشت واحدهای سنگی منطقه درگز بهره گرفته شد. این نمودارها نشان می‌دهند واحدهای الترامافیک و مافیک آنومالی درگز ترکیب تولـه‌ایتی دارند (شکل‌های ۸- B و ۸- C). در شکل ۸- D، بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده سنگ‌های کم پتاسیم (تهی از K_2O) جای گرفته‌اند.

در بررسی‌های تفریق ماگمایی در مجموعه‌های آذرین از نسبت Fe#=FeO/(FeO+MgO) بهره گرفته می‌شود (Anant *et al*., 2001; Dipankar *et al*., 2005). این نسبت در فلدسپاتیک‌ورلیت از ۰/۳۶ تا ۰/۴۳ متغیر است. سنگ‌های دیگر از منیزیم تهی هستند و از آهن سرشارتر شده‌اند و این نسبت برای آنها برابربا ۰/۶۸ تا ۰/۸۵ است (جدول ۱). در بررسی عنصرهای اصلی سنگ‌های الترامافیک- مافیک آنومالی درگز، روند تغییرات عنصرهای اصلی دربرابر MgO که شاخصی برای تفریق ماگمایی به‌شمار می‌رود، بررسی شده است (شکل ۹). نظم ویژه‌ای در سنگ‌های گوناگون بررسی‌شده و همجواری واحدها در کنار هم دیده می‌شود. واحد فلدسپاتیک‌ورلیت از واحدهای دیگر تفکیک شده است؛ زیرا مقدار مودال الیوین و مقدار اکسید منیزیم که تفریق ماگمایی را کنترل کرده است، افزایش یافته است. مقدار MgO در واحد فروگابرو تا پیروکسن- هورنبلند گابروی درشت‌بلور برابربا ۳/۵۴ تا ۵/۷۳ و در واحد فلدسپاتیک‌ورلیت برابربا ۲۳/۴۸ تا ۲۵/۲۴ است. مقدار MgO در واحد پیروکسن- هورنبلند گابروی ریزبلور و هورنبلندگابرو به‌ترتیب برابربا ۳/۲۸ تا ۶/۲۱ و ۳/۱۰ تا ۴/۷۶ است. در دایک‌های دیابازی نیز درصدوزنی MgO برابربا ۳/۵۳ تا ۶ /۱۷ است. در نمودار SiO_2 دربرابر MgO، افزایش مقدار SiO_2 از سوی واحد فروگابرو تا هورنبلندگابرو است. بالابودن مقدار ایلمنیت و مگنتیت در واحد فروگابرو تا پیروکسن- هورنبلند گابروی درشت‌بلور، کاهش مقدار SiO_2 و افزایش مقدار TiO_2 این گروه سنگی دربرابر دیگر گروه‌های سنگی را به‌دنبال داشته است.

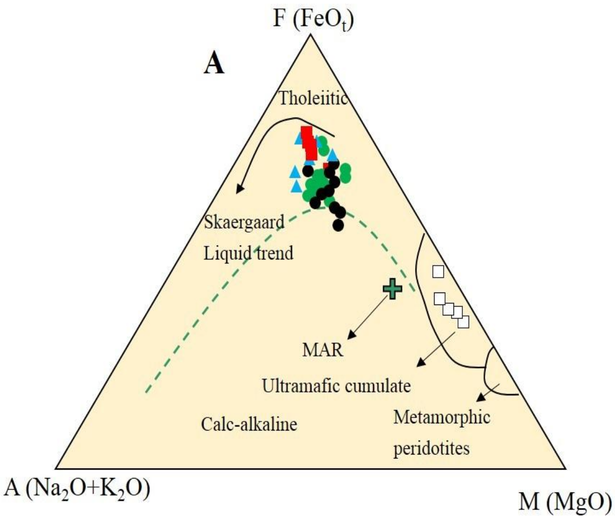


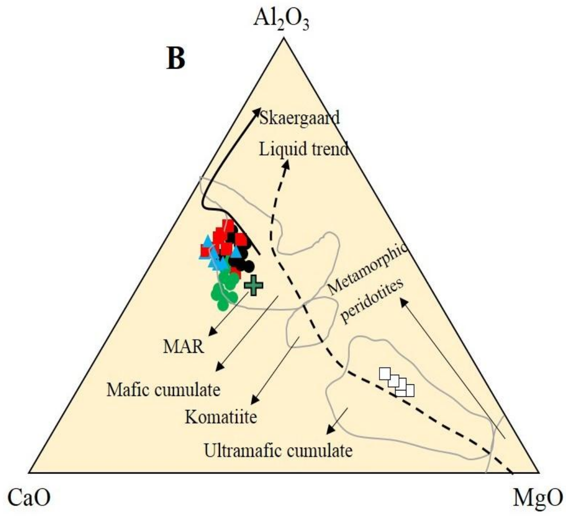
شکل ۹- نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی و برخی عنصرهای کمیاب دربرابر MgO برای سنگ‌های الترامافیک- مافیک با آنومالیِ درگز (افیولیت کهنوج) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۸ است)

همچنین، مقدارهای Na_2O و K_2O از واحدهای فروگابرویی تا هورنبلندگابرو، روند مشخص کاهشی نشان می‌دهند. روند تغییرات اکسیدهای P_2O_5 و MnO کمابیش یکسان و بی تغییر به‌جای مانده است. در سنگ‌های فلدسپاتیک ورلیت، عنصرهای سازگار (مانند: Cr، Ni و Co) بیشترین مقدار را نشان می‌دهند و با کاهش مقدار MgO، مقدار آنها نیز کاهش می‌یابد (شکل ۹). نیکل و کبالت چه‌بسا جانشین آهن فرو در الیوین و ترکیب‌های فرومنیزین می‌شود. کروم نیز در مراحل آغازین تبلور ماگما جدا می‌شود و به‌جاماندهٔ آن نیز چه‌بسا به‌جای آهن در شبکه پیروکسن وارد شود. در برابر،

عنصرهای ناسازگار (مانند: Ti، Zr، Y، Sr، Ba و ...) هنگام جدایش بلورین ماگمایی در مذاب به‌جای مانده‌اند. ازاین‌رو، مقدار آنها از سنگ الترامافیک به‌سوی هورنبلندگابرو افزایش نشان می‌دهد. استرانسیم وابستگی مستقیم با مودال پلاژیوکلاز و باریم وابستگی مستقیم با مودال هورنبلند دارد. بیشترین مقدار باریم نیز در سنگ‌هایی است که در ترکیب خود بیشترین مودال هورنبلند را دارند.

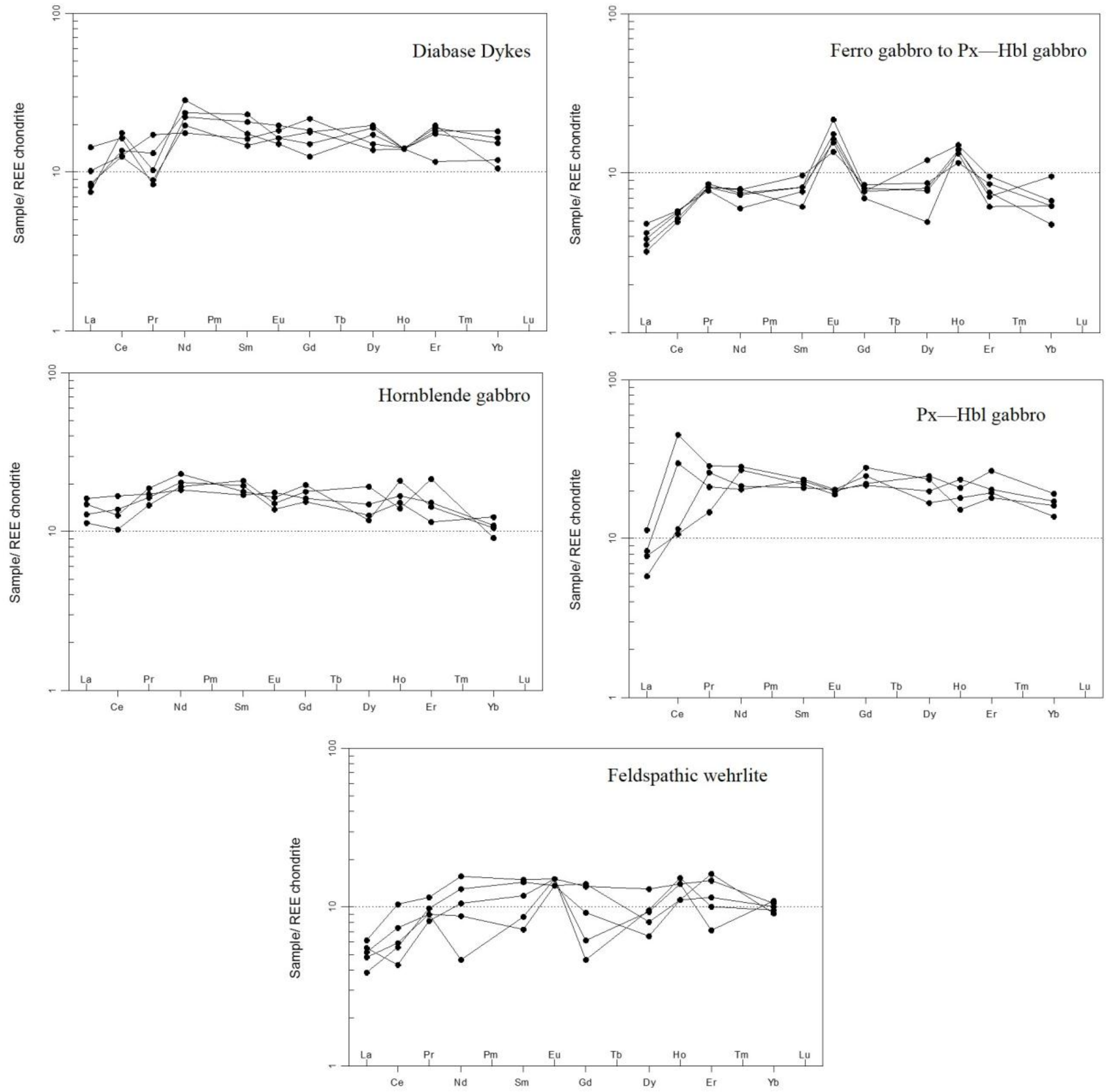
در نمودار سه‌تایی AFM (شکل ۱۰- A)، نمونه‌های بررسی‌شده در محدودۀ روند تفریق ماگماهای تولـه‌ایتی جای گرفته‌اند و کم‌کم از آهن سرشارتر شده‌اند و از مقدار MgO آنها کاسته شده است؛ اما نمونه‌های فلدسپاتیک‌ورلیت از MgO سرشارتر و از آهن تهی شده‌اند و در محدوده سنگ‌های کومولاهای الترامافیک جای گرفته‌اند (شکل ۱۰- A). در نمودار سه‌تایی Al_2O_3-CaO-MgO (شکل ۱۰- B)، نمونه‌های فلدسپاتیک ورلیت مقدار MgO بالاست و ازاین‌رو، در محدودۀ کومولاهای الترامافیک جای گرفته‌اند؛ اما گروه‌های سنگی دیگر در محدودۀ کومولاهای مافیک و در محدوده نزدیک به MAR (میانگین ترکیب شیمیایی پشتۀ میان‌اقیانوسی اطلس) جای گرفته‌اند. برپایۀ این نمودار، از واحدهای الترامافیک به‌سوی هورنبلندگابرو از مقدار MgO کاسته و بر مقدار Al_2O_3 افزوده شده و روند آنها موازی روند تفریق ماگمایی در منطقۀ اسکارگارد است.





شکل ۱۰- سنگ‌های مافیک آنومالی درگز (افیولیت کهنوج) در: A) نمودار سه‌تایی AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ B) نمودار سه‌تایی Al_2O_3-CaO-MgO (Coleman, 1977) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۸ است)

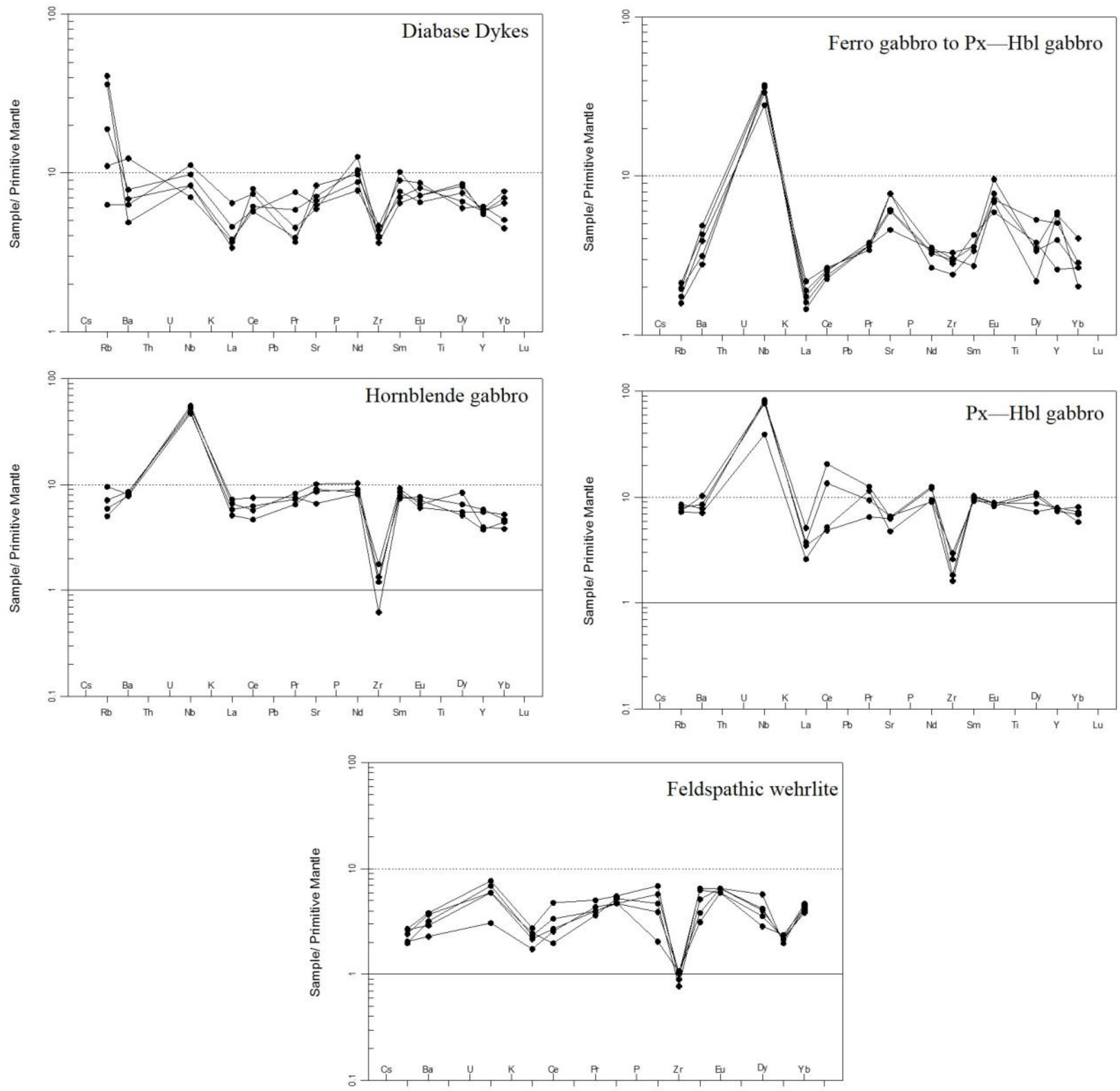
الگوی پراکندگی عنصرهای خاکی کمیاب در سنگ‌های منطقه درگز دربرابر ترکیب کندریت (Boynton, 1984) در شکل ۱۱ نشان داده شده است. در بیشتر نمونه‌ها، در پی فراوانی پلاژیوکلاز در گابروها آنومالی مثبت Eu دیده می‌شود. سنگ‌هایی که در ترکیب مودال خود بیشتر آمفیبول دارند (هورنبلندگابرو، پیروکسن- هورنبلند گابرو و دایک‌های دیابازی)، آنومالی مثبت Eu کمتر دیده می‌شود و شیب کمتری دربرابر سنگ‌های دیگر دارد و به منفی‌شدن گرایش نشان داده است.



شـکل ۱۱- سـنگ‌هـای الترامافیـک- مافیـک آنومـالی درگـز روی نمودارهـای عنکبـوتی بهنجارشـده دربرابـر فراوانـی عنصـرهای خـاکی کمیاب در ترکیب پیشنهادیِ Boynton (۱۹۸۴) برای کندریت

در همـهٔ سـنگ‌هـا، عنصـرهای خـاکی کمیـاب سـنگین (HREE) دربرابـر عنصـرهای خـاکی کمیـاب سـبک (LREE)کمـی غنـی‌شـدگی نشـان مـی‌دهنـد. ایـن پدیـده پیامـد کلینوپیروکسـن در مـودال و شـرکت‌پـذیری عنصـرهای خـاکی کمیـاب سـنگین در سـاختار کلینوپیروکسـن اسـت. غنـی‌شـدگی عنصـرهای خـاکی کمیـاب متوسـط (MREE) و عنصـرهای خـاکی کمیـاب سـبک در سـنگ‌هـای بـا مـودال آمفیبـول بـالا کـه جـدایش‌یافتـه‌تـر هسـتند، بیشتر از سـنگ‌هـای دیگـر اسـت؛ زیـرا شـرکت‌پـذیری آنهـا در سـاختمان آمفیبـول دربرابـر پیروکسـن بیشـتر اسـت. دایـک‌هـای دیابـازی نیـز از عنصـرهای خـاکی کمیـاب سـبک سرشـار شـده‌انـد و در کـل، ایـن واحـدهای سـنگی ویژگـی‌هـایی شـبیه بـه بازالـت‌هـای

پهنه‌های پشت‌کمانی یا حاشیه‌ای نشان می‌دهند. در کل، الگوی عنصرهای خاکی کمیاب در سنگ‌های الترامافیک و مافیک و دایک‌های دیابازی همانند هم است و تفاوت‌های ناچیز در تغییرات مودال کانی‌های کلینوپیروکسن، الیوین، پلاژیوکلاز و آمفیبول در ساختار این سنگ‌ها دیده می‌شود. این شباهت‌ها نشان‌دهندهٔ هم‌ماگمابودن سنگ‌های آنومالی درگز است. الگوی پراکندگی عنصرهای ناسازگار دربرابر ترکیب گوشتهٔ اولیه (برگرفته از Sun و McDonough، ۱۹۸۹) نیز همپوشانی و هم‌ماگمابودن سنگ‌های آنومالی درگز را نشان می‌دهد و تغییرات برخی عنصرها، به‌ویژه Nb، پیامد مقدار مودال آمفیبول در ساختمان سنگ‌هاست (شکل ۱۲).



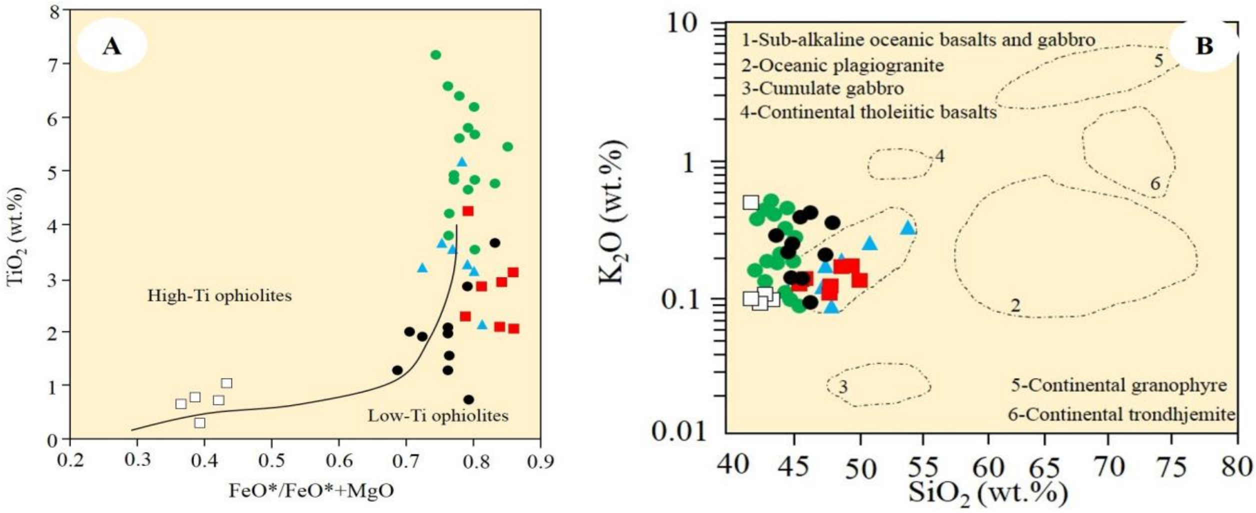
شکل ۱۲- سنگ‌های الترامافیک- مافیک آنومالی درگز (افیولیت کهنوج) روی نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده دربرابر ترکیب عنصرهای ناسازگار پیشنهادیِ Sun و McDonough (۱۹۸۹) برای گوشته اولیه

افـزایش مقـدار Rb و Ba در سـنگ‌هـایی کـه مقـدار آمفیبول مودال بالاتری دارنـد و همچنـین، بیشـتر دچـار دگرسـانی گرمـابی شـده‌انـد، بـه‌خـوبی دیـده مـی‌شـود. استرانسـیم در سـنگ‌هـایی کـه پلاژیـوکلاز بیشـتری در مودال خود دارند غنـی‌شـدگی مثبـت نشـان داده اسـت. عنصر Zr در همهٔ سنگ‌ها تهی‌شدگی نشان داده و مقـدار آن از سنگ‌های الترامافیک به‌سوی سنگ‌هـای بـا مـودال بیشتر آمفیبول، افزایش نشان داده است.

بحث

Kananian (۲۰۰۱) بـه بررسـی و شـناخت کمـپلکس افیولیتی کهنوج مفصل پرداختـه اسـت و شـواهدی ماننـد ترکیب کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی واحـد کهنـوج، حضـور تراشه‌های زمین‌سـاختی کوچـک سـرپانتینیت در راسـتای گسل جیرفت، حضور واحد هارزبورژیـت ضـخیم در قاعـده مجموعهٔ افیولیتی رمشک (که از دیـدگاه زمـین‌سـاختی در راسـتای افیولیـت کهنـوج هسـتند)، کامـل‌بـودن تـوالی پوسته‌ای و سرشت تولهایتی و MORB سنگ‌هـای بازیـک را بـرای حضـور مجموعـهٔ افیـولیتی در منطقـه کهنـوج برشمرده است. مجموعهٔ افیولیتی کهنوج بخشی از اقیانوس نئـوتتیس (Stö cklin, 1968; Ricou, 1994; Gnous *et al.*, 1997) و بخشـی از پهنـهٔ افیـولیتی آلـپ- هیمالیـا (Karamata, 1979; Immenhauser *et al.*, 2000) به‌شمار می‌رود. برای بررسی میزان تغییرات TiO_2 و شاخص تفریق ماگمایی برپایهٔ میـزان TiO_2، نمـودار FeO^*/FeO^*+MgO دربرابر TiO_2 به‌کار برده می‌شـود (Serri, 1981; Zhihong and Huafu, 1998). شـکل ۱۳- A نشـان مـی‌دهـد نمونـه‌هـای فروگـابرویی تـا پیروکسـن- هورنبلنـدگابروی دانه‌درشت مقدارهای بالایی از تیتانیم دارند؛ اما دایـک‌هـای دیابازی و سنگ‌های الترامافیک فلدسپاتیک‌ورلیت کمتـرین مقدار تیتـانیم را دارنـد. نمونـه‌هـای بررسـی‌شـده در مـرز جداکننده افیولیت‌های کم تیتانیم و سرشار از تیتانیم جـای گرفتـه‌انـد. برپایـهٔ پراکنـدگی نمونـه‌هـا در نمـودار Serri (۱۹۸۱)، سنگ‌های منطقه درگز از افیولیت‌هـای سرشـار از تیتانیم و مایل به منطقه کم تیتانیم به‌شمار می‌روند.

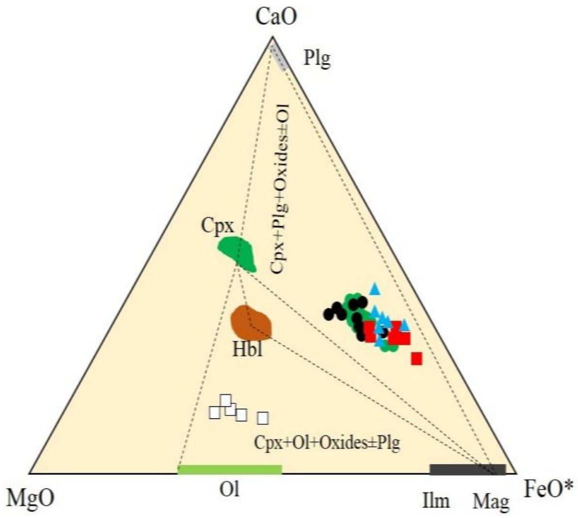
از آنجایی‌که فراوانی تیتانیم در سـنگ‌هـای افیـولیتی نشان‌دهنـدهٔ درجـهٔ تهـی‌شـدگی گوشـتهٔ خاسـتگاه ایـن سنگ‌هاست و همچنـین، انـواع افیولیـت‌هـای سرشـار از تیتانیم و کـم تیتـانیم بـه‌ترتیـب از ذوب‌بخشـی گوشـتهٔ لرزولیتی و گوشتهٔ هارزبورژیتی- دونیتی پدیـد آمـده‌انـد، پس ماگمای بازالتی سازندهٔ سنگ‌های منطقه بررسی‌شده چه‌بسا از ذوب گوشته اولیـه‌ای بـا ترکیـب هارزبورژیـت- لرزولیت پدید آمده است (Serri, 1981).



شکل ۱۳- سنگ‌های الترامافیک- مافیک آنومالی درگز (افیولیت کهنوج) در: A) نمـودار FeO^*/FeO^*+MgO دربرابـر TiO_2 (Serri, 1981)؛ B) نمودار نیمه‌لگاریتمی SiO_2 دربرابر K_2O (Coleman, 1977) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۸ است)

برای شناخت سرشت پیدایش واحدهای گابرویی، نمودار نیمه‌لگاریتمی K_2O دربرابر SiO_2 (شکل ۱۳- B) به‌کار برده شد که نشان می‌دهد سنگ‌های بررسی‌شده در گسترهٔ سنگ‌های اقیانوسی (گابروهای اقیانوسی ساب‌آلکالن) جای می‌گیرند.

از دیدگاه سنگ‌نگاری کانی‌شناسی واحدهای گابرویی بررسی شده ساده هستند و بیشتر از کانی‌های پلاژیوکلاز، الیوین، پیروکسن و هورنبلند ساخته شده‌اند. همچنین، بافت نخستین آذرین آنها (گرانولار، هیپایدیومورف میکروگرانولار، اینترگرانولار، ادکومولا، هیپایدیومورفیک تا زنومورفیک) حفظ شده است و ازاین‌رو، شناخت فازهای انباشته‌ای و پساانباشته‌ای امکان‌پذیر است. الیوین و پلاژیوکلاز نخستین فازهای پدیدآمده هستند (بلورهای درشت و شکل‌دار) و به‌دنبال آنها، پیروکسن و هورنبلند تبلور یافته‌اند. نمودار سه‌تایی درصدوزنی $CaO-MgO-FeO^*$ که برپایهٔ تغییرات تجمع کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، هورنبلند، الیوین و اکسیدهای تیتانیم- آهن است، نشان می‌دهد نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، هورنبلند و اکسیدهای ایلمنیت و مگنتیت هستند. همچنین، گرایش به افزایش مقدار پلاژیوکلاز در دایک‌های دیابازی و افزایش ایلمنیت و مگنتیت در واحد پیروکسن- هورنبلند گابرو و فرو گابرو دیده می‌شود. واحد فلدسپاتیک‌ورلیت در محدودهٔ تجمع الیوین- کلینوپیروکسن است (شکل ۱۴). سنگ‌های الترامافیک سرشار از الیوین و کلینوپیروکسن هستند. هنگامی‌که این کانی‌ها متبلور شده‌اند، مقدار TiO_2 ماگما کم بوده است و ایلمنیت و مگنتیت با فراوانی کم پدید آمده‌اند. سپس با کاهش مودال الیوین و افزایش مودال پلاژیوکلاز (سنگ‌های فروگابرو تا پیروکسن- هورنبلندگابروی درشت‌بلور و پیروکسن- هورنبلندگابروی ریزبلور) که میزان مایع میان کومولوس آنها از ۵ درصد کمتر است، میزان TiO_2 به بیشینهٔ خود رسیده است. ازاین‌رو، کانی‌های ایلمنیت و مگنتیت به‌صورت پساانباشته‌ای در میان بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن پدید آمده‌اند. بافت ادکومولا ویژگیِ سنگ‌های با میزان بالای TiO_2 است. فازهای Tiدار خاستگاه اولیه دارند و عامل اصلی کانه‌زایی تفریق ماگمایی است. با کاهش مقدار Ti ماگما و افزایش مودال آمفیبول در سنگ (هورنبلند گابرو)، مقدار ایلمنیت و مگنتیت نیز در سنگ‌ها کاهش نشان داده است. در پایان، تبلور فازهای دایک دیابازی با مقدار آمفیبول بالا و ترکیب همانندِ هورنبلندگابرو روی داده است. ترزیق این دایک‌ها تغییرات بافتی در پی واکنش‌های دمابالا در سنگ‌های آنومالی درگز را به‌دنبال داشته است. نبود تفاوت بافتی، کانی‌شناختی، الگوی پراکندگی عنصرهای خاکی کمیاب و ناسازگار و ترکیب شیمیایی دایک‌های دیابازی با سنگ‌های مافیک منطقه، به‌ویژه هورنبلندگابرو، نشان‌دهندهٔ تبلور این سنگ‌ها از یک ماگمای یکسان است. کاهش اکسید منیزیم و افزایش مقدار اکسیدهای آهن، افزایش مقدار Ti، Rb، Ba، Zr و کاهش مقدار Cr، Ni و Co و افزایش LREE/HREE از سنگ‌های الترامافیک به‌سوی هورنبلند گابرو نشان‌دهندهٔ تفریق ماگمایی از یک ماگمای مادر است.



شکل ۱۴- نمودار سه‌تایی درصدوزنی CaO-MgO-FeO (Guan, 2014) برای شناسایی تجمع کانی‌شناسی در واحدهای بررسی‌شده (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۸ است)

نتیجه‌گیری

کانی‌سازی آهن- تیتانیم درگز در بخشی از کمپلکس افیولیتی کهنوج با میزبانی سنگ‌های الترامافیک- مافیک روی داده است. رخنمون واحدهای سنگی مافیک و الترامافیک بیشتر از فروگابرو تا پیروکسن- هورنبلندگابروی درشت‌بلور، پیروکسن- هورنبلندگابروی ریزبلور، هورنبلندگابرو و فلدسپاتیک‌ورلیت ساخته شده است. دایک‌های دیابازی با ترکیب عمده هورنبلندگابرو در همهٔ واحدهای سنگی الترامافیک- مافیک نفوذ کرده‌اند.

پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و الیوین همراه با مگنتیت و ایلمنیت از مهم‌ترین کانی‌های سازندهٔ نمونه‌ها هستند. کانی‌های پدیدآمده از دگرسانی همراه با کانه‌های سولفیدی (مانند: پیریت و کالکوپیریت) از دیگر کانی‌های سازندهٔ نمونه‌ها هستند. پلاژیوکلاز، الیوین و پیروکسن از فازهای انباشته‌ای و هورنبلند همراه با ایلمنیت- مگنتیت از فازهای پساانباشته‌ای پدید آمده‌اند. در واحد فلدسپاتیک ورلیت بلورهای درشت الیوین و پیروکسن از فازهای انباشتی پدید آمده‌اند. از دیدگاه کانی‌سازی تیتانیم در واحدهای گوناگون تفاوت‌هایی وجود دارد؛ به‌گونه‌ای‌که واحد فروگابروی درشت‌بلور تا پیروکسن- هورنبلند گابروی درشت‌بلور بیشترین مقدار کانی‌سازی فلزی را دارد و واحد فلدسپاتیک ورلیت همراه با دایک‌های دیابازی تاخیری کمترین مقدار کانی‌سازی فلزی را دارند. این نکته با بافت ادکومولا در واحدهای ایلمنیت‌دار همخوانی دارد. تفریق پیشروندهٔ سیال بجامانده از ماگما به‌ویژه با تبلور پلاژیوکلاز و پیروکسن، غنی‌شدگی از تیتانیم و آهن را به‌دنبال دارد؛ ازاین‌رو، از SiO_2 و MgO کاسته شده است و در سنگ‌های فروگابرو بیشترین تمرکز آهن و تیتانیم دیده می‌شود. در فلدسپاتیک‌ورلیت که تیتانیم و آهن آنها کم است، روند تبلور به‌ترتیب شامل الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز است. این نکته نشان می‌دهد این سنگ‌ها از TiO_2 فقیر هستند. پایانی‌ترین مرحله، تبلور دایک‌های دیابازی است که تأثیر بسیاری روی ترکیب شیمیایی واحدهای گابرویی نداشته است و خود بیشتر ترکیب گابرویی به‌ویژه هورنبلندگابرو دارند؛ تنها تغییرات بافتی در پی واکنش‌های دما بالا را دی پی داشته‌اند. برپایهٔ بررسی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی واحدهای سنگی مافیک و الترامافیک، همهٔ واحدها به‌عنوان سنگ مادر کانی‌سازی منطقه درگز به‌شمار می‌روند و فروگابرو بیشترین مقدار تیتانیم و آهن را در ترکیب خود دارند.

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی نشان می‌دهد گابروهای بررسی‌شده سرشت تولهایتی دارند و از دیدگاه زمین‌شیمیایی کاملاً به سنگ‌های پوسته اقیانوسی و کومولاهای اقیانوسی شبیه هستند. واحد فلدسپاتیک‌ورلیت ترکیبی نزدیک به کومولاهای الترامافیک و دیگر واحدها

ترکیب کومولاهای مافیک دارند. دایک‌های دیابازی ترکیبی همانند MORB دارند و در امتداد یک پشتهٔ در حال گسترش پدید آمده‌اند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد رخنمون واحدهایی مافیک و الترامافیک در منطقه بررسی‌شده خاستگاه یکسانی دارند. پس واحد فروگابروی سرشار از تیتانیم و آهن با دیگر واحدهای گابرویی این منطقه همزاد است و تنها در پی فرایند تفریق ماگمایی اکسیدهای مگنتیت و ایلمنیت فراوان در آن پدید آمده‌اند.

منابع

Aliani, F. and Daraeezadeh, Z. (2018) Whole-rock chemistry of isotropic gabbros from the Kermanshah ophiolite: Evidence for petrological and source region characteristics of ophiolitic and its tectonic setting. Iranian Journal of Petrology 32: 145- 166 (in Persian).

Anant, S., Rajish, K. S. Chandra, R. and George, A. J. (2001) Fe- Ti- enriched mafic rocks from south Andaman ophiolite suite: Implication of late stage liquid immiscibility. Current Science 80: 453- 454.

Arvin, M., Babaei, A. A. Ghadami, G, Dargahi, S. and Shakerardekani, A. R. (2005) The origin of the Kahnuj ophiolitic complex, SE of Iran: Constraints from whole rock and mineral chemistry of the Bande- Zeyarat gabbroic complex. Ofioliti 30(2): 1- 14.

Boynton, W. V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Rare Earth Element Geochemistry (Ed. Henderson, P.) 63- 114. Elsevier.

Coleman, R. G. (1977) Ophiolites- ancient Oceanic Lithosphere, Berlin, Springer- Verlag, New York.

Dipankar, M., Naresh, C. G. and Nilanajan, C. H. (2005) Crystallization history of massif anorthosite in the eastern India shield margin based on borehole lithology. Journal of Asian Earth Sciences 25: 77- 94.

Dorani, M., Arvin, M. Oberhansli, R. and Dargahi, S. (2017) P- T evolution of metapelites from the Bajgan complex in the Makranaccretionary prism, southeastern Iran. Chemie der Erde 77(3): 459- 475.

Esna-Ashari, A. and Sarjoughian, F. (2018) Contribution of ultramafic rocks in central Sanandaj- Sirjan zone to the characterizing of physio- chemical condition during initiation of subduction. Iranian Journal of Petrology 32: 45- 66 (in Persian).

Fazlnia, A. N. (2017) Geochemistry and tectonomagmatic setting of the Kharaju gabbroic intrusions (South Azarshahr, East Azerbaijan province). Iranian Journal of Petrology 28: 127- 144 (in Persian).

Ghadami, G. (1998) Petrology and geochemistry of the Kahnuj ophiolitic gabbroid rocks, MSc Thesis, Shahid Bahonar University, Kerman (in Persian).

Ghazi, A. M., Hassanipak, A. A. Mahoney, J. J. and Duncan, R. A. (2004) Geochemical characteristics, $^{40}Ar–^{39}Ar$ ages and original tectonic setting of the Band- e- Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, SE Iran. Tectonophysics 393: 175- 196.

Gill, J. B. (1981) Orogenic Andesite and Plate Tectonics. New York: Springer- Verlag.

Gnous, E., Immenhauser, A. and Petrrs, T. (1997) Late Cretaceous/early Tertiary convergence between the Indian and Arabian plates recorded in ophiolotes and related sediments. Tectonophysics 271: 1- 19.

Guan, J. X. (2014) Petrogenesis of the Panzhihua- type Gabbroic Layered Intrusions and Associated Fe- Ti- V Oxide Deposits: Insights from Mineral Chemistry and Numerical Modeling. Ph.D Thesis, University of Tasmania, Australia.

Hassanipak, A. A., Ghazi, A. M. and Wampler, J. M. (1996) Rare earth element characteristics and K- Ar ages of the Band Ziarat ophiolite complex, southeastern Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 33: 1534- 1542.

Houshmandzadeh, A. (1977) Ophiolites of Southeast Iran and their genetic problems. Geological Survey of Iran, Tehran, Internal Report (in Persian).

Immenhauser, A., Schreurs, G. Gneos, E. Oterdoom, H. W. and Hartmann, B. (2000) Late Palaeozoic to Neogene geodynamic evolution of the northeastern Oman margin. Geological Magazine 137: 1- 18.

Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Science 8: 523–548.

Kananian, A. (2001) Petrology and geochemistry of Kahnuj ophiolitic complex, Ph.D Thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran (in Persian).

Kananian, A. Juteau, T. Bellon, H. Darvishzadeh, A. Sabzehi, M. Whitechurch, H. and Ricou, L. E. (2001) The ophiolite massif of Kahnuj (western Makran, southern Iran): new geological and geochronological data. Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences 332: 543- 552.

Karamata, S. (1979) Tethyan ophiolites: A short review and the main problem. Procedings of International Ophiolite Symposium, Cyprus.

McCall, G. J. H. (1985) Explanatory text of the Minab quadrangle map 1:250000. Geological Survey of Iran, Report No. J13 (in Persian).

McCall, G. J. H. (1997) The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of the southern Iran. Journal of Asian Earth Sciences 15: 517- 531.

Paragon Consoluting Engineers (1985) Explanatory text of Minab Map 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).

Rajabzadeh, M. A., Ghorbani, M. and Saadati, M. (2011) Mineralization study of titanium in Kahnouj ophiolitic complex based on petrological, mineralogical and geochemical data, south of Kerman province. Iranian Journal of Petrology 25: 21- 38 (in Persian).

Ricou, L. E. (1994) Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to Southeastern Asia. Geodinamica Acta 7(4): 169- 218.

Ross, P. S. and Bédard, J. H. (2009) Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace element discriminant diagrams. Canadian Journal of Earth Sciences 46(11): 823- 839.

Sabzehei, M. (1978) Petrostructural evolution of paleozic and Alpine ophiolites in Iran: A working hypothesis. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).

Serri, G. (1981) The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: A key for the classification of ophiolites into low- Ti and high- Ti types. Earth and Planetary Science Letters 52: 203- 212.

Shakerardakani, A. R., Arvin, M. Oberhansli, R. Mock, B. and Moeinzadeh, S. H. (2009) Morphology and petrogenesis of pillow lavas from the Ganj ophiolitic complex, Southeastern Kerman, Iran. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 20(2): 139- 151.

Stö cklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran. A review. American Association of Petroleum Geologist Bulletin 52: 1229- 1258.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in Ocean Basins (Eds. Saunders, A. S. and Norry, M. J.) Special Publication, 42: 313- 345. Geological Society of London, UK.

Whitney, D. L. and Evans, B. V. (2010) Abbreviations for names of rock- forming minerals. American Mineralogist 95: 185- 187.

Wilson, M. (1989) Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, London, UK.

Zhihong, W. and Huafu, I. (1998) Geology, petrology and geochemistry of the mafic- ultramafic rocks in the Fujian coastal region. Southeastern China and their genesis. Ofioliti 23:1- 6.