

کانی شناسی، ژئوشیمی و تعیین خاستگاه گنایس های نئوپروتروزویک قوشچی (شمال ارومیه)

مهسا جمشیدینیا^۱، منیژه اسدپور^۲، معصومه آهنگری^۲

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۲/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۷/۰۱

چکیده

گنایس های قوشچی در شمال ارومیه، بخشی از مجموعه ماگمایی - دگرگونی شمال باختر پهنه سندانج - سیرجان به شمار می روند. این سنگ ها به همراه آمفیبولیت و شیست ها پی سنگ پرکامبرین منطقه را تشکیل می دهند، دارای بافت لیپیدوگرانوبلاستیک، چشمی، پورفیروبلاستیک و میرمکتی بوده و شامل مجموعه کانایی کوارتز + فلدسپارهای قلیایی (میکروکلین و ارتوز پرتیتی) + پلاژیوکلاز + بیوتیت ± پیروکسن + مسکوویت ± آمفیبول ± اپیدوت + زیرکن و اکسیدهای آهن هستند. برای شناخت خاستگاه آذرین (ارتو) و با رسوبی (پارا) بودن این گنایس ها از شواهد صحرایی، سنگ شناختی و ژئوشیمیایی استفاده گردیده است. همه شواهد دلالت بر وجود خاستگاه اولیه آذرین (ارتو) برای گنایس های مورد مطالعه است. در واقع سنگ مادر این گنایس ها، سنگ هایی با بافت پورفیری بوده که ماهیت گرانیته تا مونزونیتی با سرشت آهکی - قلیایی و پرآلومینوس تا متآلومینوس داشته اند. می توان استنباط کرد که پروتولیت این سنگ ها متعلق به سری های کالک آلکان حاشیه فعال قاره ای یا کمان آتشفشانی (VAG) بوده که در اواخر نئوپروتروزویک تشکیل شده اند. رخدادهای زمین ساختی بعدی سبب دگرگونی آنها به گنایس شده است.

کلید واژه ها: ارتوگنایس، کانی شناسی، ژئوشیمی، خاستگاه، نئوپروتروزویک، قوشچی، ارومیه

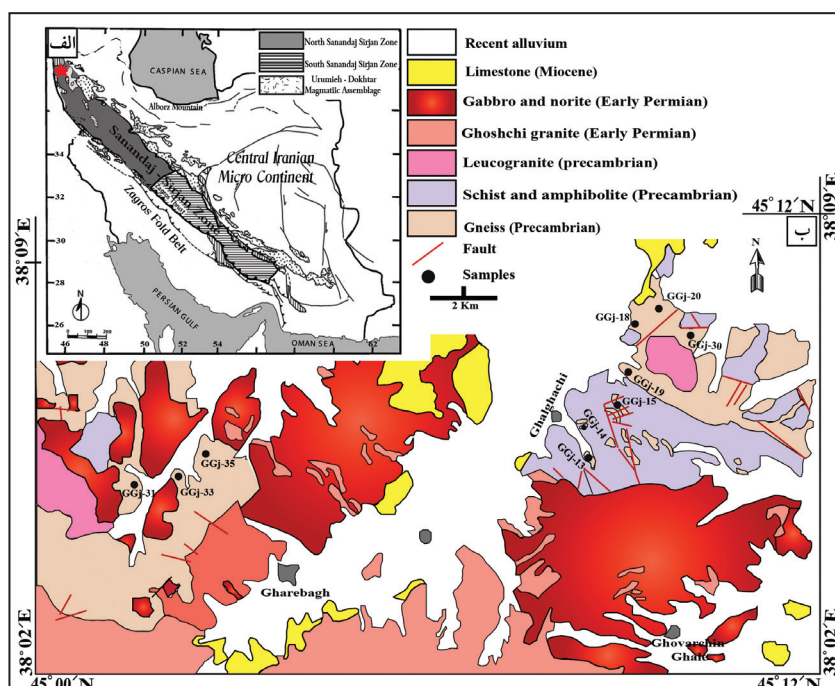
* نویسنده مسئول: منیژه اسدپور

E-mail: m.asadpour@urmia.ac.ir

۱- پیش نوشتار

مجموعه گنایس قوشچی در باختر دریاچه ارومیه، در زیر پوشش برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ تسوج در گستره ای با مختصات $45^{\circ} 02'$ تا $45^{\circ} 11'$ طول جغرافیایی و $38^{\circ} 00'$ تا $38^{\circ} 08'$ عرض جغرافیایی، در ۶۰ کیلومتری شمال ارومیه واقع شده است. (Alavi 1994) این محدوده را محل برخورد پهنه های ساختاری ایران مرکزی و سندانج - سیرجان (SS) می دانند. در این منطقه انواع سنگ های رسوبی، آذرین، دگرگونی با سن های پرکامبرین تا عهد حاضر رخمون دارند. گنایس ها همراه با آمفیبولیت ها و شیست ها پی سنگ منطقه را تشکیل می دهند (شکل ۱). سن این گنایس ها با سن سنجی به روش U-Pb روی کانی های زیرکن اواخر پرکامبرین یعنی $558/6 \pm 3/8$ Ma (اسدپور و هویس، ۱۳۹۷) و $571/4 \pm 4/5$ Ma در چند نقطه از منطقه برونزد دارند.

مجموعه گنایس قوشچی در باختر دریاچه ارومیه، در زیر پوشش برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ تسوج در گستره ای با مختصات $45^{\circ} 02'$ تا $45^{\circ} 11'$ طول جغرافیایی و $38^{\circ} 00'$ تا $38^{\circ} 08'$ عرض جغرافیایی، در ۶۰ کیلومتری شمال ارومیه واقع شده است. (Alavi 1994) این محدوده را محل برخورد پهنه های ساختاری ایران مرکزی و سندانج - سیرجان (SS) می دانند. در این منطقه انواع سنگ های رسوبی، آذرین، دگرگونی با سن های پرکامبرین تا عهد حاضر رخمون دارند. گنایس ها همراه با آمفیبولیت ها و شیست ها پی سنگ منطقه را تشکیل می دهند (شکل ۱). سن این گنایس ها با سن سنجی به روش U-Pb روی کانی های زیرکن اواخر پرکامبرین یعنی $558/6 \pm 3/8$ Ma (اسدپور و هویس، ۱۳۹۷) و $571/4 \pm 4/5$ Ma در چند نقطه از منطقه برونزد دارند.



شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مورد بررسی در گستره SS (Alavi, 1994) و ب) نقشه زمین شناسی ساده شده از منطقه شمال شهر ارومیه (برگرفته از خداینده و امینی فضل، ۱۳۷۲)، همراه با نقاط نمونه برداری شده.

از نوع لویکوگرانیت و دگرگونی‌هایی به سن پرکامبرین (اسدپور و هویس، ۱۳۹۷) هستند. توده‌های مافیک منطقه عمدتاً از نوع گابرو، نوریت و گابرودیوریت هستند که به صورت پلوتون نسبتاً بزرگی دیده می‌شوند که پیکره‌های کوچک اسیدی در آن نفوذ کرده‌اند. سن سنگ‌های گابرویی تا دیوریتی منطقه اوایل پرمین است (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲). گرانیت قوشچی، بزرگترین توده نفوذی منطقه است که ماهیت آلکالی گرانیت دارد و سن آن بر پایه سن سنجی‌های انجام شده اخیر اوایل پرمین (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲) و کرینفر (Shafaii Moghadam et al., 2015) تعیین شده است. یعنی توده‌های آذرین نفوذی منطقه سن اواخر پالئوزویک را دارند. ترکیب سنگ‌شناسی مجموعه گرانیتویدی قوشچی بسیار متنوع بوده و مشتمل بر آلکالی گرانیت، گرانیت و کوارتز سینیت‌ها می‌باشد که به صورت توده‌ای، لتری و رگه‌های گرانیتی در منطقه دیده می‌شوند. این مجموعه توسط دایک‌های گرانیتی پورفیروئیدی، آپلیتی و دیابازی قطع شده‌اند. سن این مجموعه $303 \pm 4/2$ تعیین شده است (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲). از نظر چینه‌شناسی در منطقه قوشچی سازندهای روت، الیکا، شمشک و همچنین سنگ‌های مربوط به ترشیری و رسوبات کواترنر رخمون دارد (خدابنده، و امینی فضل، ۱۳۷۲).

پی‌سنگ منطقه مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی با ترکیب گنایس، شیست و آمفیبولیت است که در زمان پرکامبرین تشکیل شده‌اند (خدابنده و امینی فضل، ۱۳۷۲). گنایس‌های پرکامبرین که موضوع این تحقیق می‌باشد، بیشتر در شمال‌خاور و جنوب روستای قالقاچی و باختر و شمال‌باختر روستای قره‌باغ رخمون دارند (شکل ۱-ب). همبری این سنگ‌ها در حوالی قالقاچی بیشتر با آمفیبولیت و شیست‌ها است (شکل ۲-الف)، در حالی که در حوالی روستای قره‌باغ علاوه بر شیست‌ها، همبری آشکاری با گابرو و گرانیت‌ها دارد. رخمون گنایس‌ها از ابعاد چند متری تا چند صد متری متفاوت است.

بیشتر گنایس‌های منطقه مورد مطالعه در نمونه دستی روشن رنگ بوده و بافت آن گره‌دار و جهت یافته می‌باشد (شکل ۲-ب، پ و ت). تعدادی از نمونه‌های گنایسی (GGj-14, GGj-15, GGj-10) در نمونه دستی رنگ تیره‌تری از بقیه دارند (شکل ۲-ج). گنایس‌های مورد مطالعه دانه متوسط تا دانه درشت هستند. در انواع دانه درشت اندازه بلورها از چند میلی‌متر تا سانتی‌متر متغیر است. درشت بلورها عمدتاً فلدسپارهای قلیایی و گاه کوارتزها هستند که به صورت گره‌دار و چشمی دیده می‌شوند. اغلب جهت یافتگی مشخصی به ویژه در کانی‌های مافیک قابل مشاهده است (شکل ۲-ت و ج). گنایس‌ها بافت و ساخت‌هایی را نشان می‌دهند که در نتیجه جدا شدن کانی‌های تیره (بیوتیت و آمفیبول) و کانی‌های فلسیک (کوارتز و فلدسپار) به وجود آمده‌اند. خط‌وارگی و برگ‌وارگی‌های ظریفی در سنگ‌های مورد مطالعه وجود دارد (شکل ۲-ب و پ). در برخی نمونه‌ها بافت چشمی متشکل از پورفایرولاست‌های فلدسپار و یا کوارتز (شکل ۳-ت و ج) قابل مشاهده هست. مرز بین آمفیبولیت و شیست‌های منطقه با گنایس‌ها تیز است (شکل ۲-ج). میزان هوازدگی و درز و شکاف در سطح سنگ‌های مورد مطالعه کم است.

۴- بحث

۴-۱. ویژگی‌های سنگ‌شناختی سنگ‌های کانیسی

این سنگ‌ها در زیر میکروسکوپ دارای بافت اصلی لیپیدوگرانوبلاستیک بوده که دگرگونی و ماگمایی بودن این سنگ‌ها را نشان می‌دهد (Vernon, 2004). علاوه بر آن، انواع بافت‌های میلونیتی، چشمی، نواری، پرتیتی، میرمیکیتی و پورفایرولاستی نیز در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. اندازه دانه‌ها از درشت تا متوسط تغییر می‌کند. کانی‌های اصلی شامل: کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیو کلاز و کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، مسکوویت $\pm$ آمفیبول $\pm$ پیروکسن، اکسیدهای آهن، اپیدوت، آپاتیت و زیرکن هستند (جدول ۱). بلورهای درشت فلدسپار و کوارتز اغلب به صورت چشم‌های بزرگ دیده می‌شوند. کوارتز به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌های مختلف و معمولاً با خاموشی موزی دیده می‌شود که دلالت بر ادامه دگرشکلی پس از تشکیل آنها است (Bozkurt and Park, 1997).

در طی سال‌های اخیر، جهت مطالعه پی‌سنگ ایران، زمین‌شناسان زیادی به مطالعه و معرفی واحدهای دگرگونی در بخش‌های مختلف ایران از جمله در گستره SS پرداخته‌اند (Hassanzadeh et al., 2008; Balagh Einalou et al., 2014; Hosseini et al., 2015). گسترده‌ترین رخمون سنگ‌های دگرگونی در ایران مربوط به گستره SS است (Mohajjel and Fergusson, 2014). البته بیشتر این رخمون‌ها که از نوع شیست سبز و آمفیبولیت‌های دما بالا - فشار پایین حاصل از دگرگونی لایه‌های رسوبی تخریبی و آتشفشانی تریاس - ژوراسیک هستند که در نتیجه فرایند کوهزایی آلپی در اثر شار گرمایی بالا مرتبط با فعالیت ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای در زمان ژوراسیک و کرتاسه حاصل شده‌اند (Agard et al., 2005). علاوه بر آن سنگ‌های دگرگونی با پروتولیت مربوط به پی‌سنگ پروتوزویک پایانی - کامبرین آغازی مشابه سنگ‌های سپهر عربی نیز در ایران گستره وسیعی دارند (Stocklin, 1968). در مناطقی مانند باختر دریاچه ارومیه (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲؛ Shafaii Moghadam et al., 2015)، منطقه زاینده رود (جمالی آشتیانی و همکاران، ۱۳۹۵)، شمال ازنا (Nutman et al., 2014; Shakerardakani et al., 2015)، اطراف زنجان (Jamshidi Badr et al., 2013; Hassanzadeh et al., 2008)، شهرکرد (زاهدی و همکاران، ۱۳۷۲)، گلپایگان (Thiele et al., 1968) و تکاب (Saki et al., 2012) این رخمون‌ها دیده می‌شود که در نتیجه رخداد کوهزایی پان آفریکا تشکیل شده‌اند (Hassanzadeh et al., 2008). طبق نقشه زمین‌شناسی منطقه (شکل ۱)، در شمال ارومیه سنگ‌های دگرگونی از جمله گنایس‌ها رخمون گسترده‌ای دارند. سن پروتولیت این گنایس‌ها همانطور که ذکر شد، سن پروتوزویک پایانی (نئوپروتوزویک) را نشان می‌دهد (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲؛ Shafaii Moghadam et al., 2015). که از این جهت با رخمون‌های سنگ‌های دگرگونی ماسیف مندرس ترکیه (Candan et al., 2016) و رخمون‌های متعدد پهنه SS مشابهت دارند. تاکنون در مورد خاستگاه این سنگ‌ها مطالعه‌ای صورت نگرفته است.

تشخیص پروتولیت (سنگ مادر) یک سنگ دگرگونی از مراحل مهم در تجزیه و تحلیل پهنه‌های دارای سنگ‌های دگرگونی مخصوصاً با درجه بالا است. لذا در این تحقیق با توجه به اهمیت موضوع با استفاده از شواهد صحرایی، سنگ‌شناختی و داده‌های شیمیایی به بررسی خاستگاه گنایس‌های قوشچی پرداخته شده و پدیده‌های اثر گذار بر آنها تعیین و مطالعه گردیده است.

۲- روش پژوهش

نمونه‌برداری سیستماتیک از گنایس‌های قوشچی، با ثبت مختصات جغرافیایی نقاط برداشت با استفاده از GPS، به تعداد ۳۵ نمونه انجام گردید. نمونه‌هایی با کم‌ترین دگرسانی به تعداد ۲۸ نمونه جهت تهیه مقطع نازک انتخاب گردید. مقاطع تهیه شده مورد بررسی دقیق بافتی و کانی‌شناختی قرار گرفتند. از این تعداد ۱۰ نمونه برای تعیین شیمی سنگ کل به آزمایشگاه زرازمای ایران ارسال گردید. عناصر اصلی به روش XRF با دستگاه مدل PW ۲۴۰۴ و عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS با دستگاه Agilent series ۴۵۰۰ تعیین گردیدند. در روش ICP-MS، نزدیک به ۲ گرم از هر نمونه در لیتیم متابرآت/ترابرآت ذوب و سپس در اسید نیتریک حل شدند. دقت تجزیه برای عناصر اصلی $\pm 5\%$ درصد و برای عناصر فرعی و کمیاب برای غلظت‌های بالای ppm ۱۰۰ برابر $\pm 5\%$ و برای غلظت‌های کمتر از ppm ۱۰۰ برابر $\pm 10\%$ درصد است. برای تعیین مقادیر LOI، پودر نمونه‌ها به مدت ۲ ساعت، 1000°C درجه‌سانتی‌گراد حرارت داده شدند. با استفاده از نرم‌افزارهای GCDkit و Excel نمودارهای تشخیصی لازم ترسیم گردید. نتایج آنالیز اکسید عناصر اصلی و کمیاب در جدول‌های ۲ و ۳ ارائه شده است.

۳- موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در شمال‌باختری پهنه SS قرار گرفته است (شکل ۱-الف). انواع سنگ‌های دگرگونی، رسوبی و آذرین درونی (شامل آذرین اسیدی و بازیک) با سن‌هایی از پرکامبرین تا عهد حاضر در منطقه رخمون دارند. قدیمی‌ترین سنگ‌ها



شکل ۲- الف) تصویر صحرایی از همبری گنایس ها با شیسست و آمفیبولیت، ب و پ) نمونه های دستی دو نوع گنایس با بافت نواری، ت) رخنمون صحرایی از یک گنایس با دانه های درشت جهت یافته و ث) همبری تیز بین شیسست و گنایس چشمی در رخنمون صحرایی منطقه قوشچی،

جدول ۱- متوسط ترکیب کانیایی گنایس های منطقه قوشچی.

Lithology	Mineral assemblage
Monzonitic gneiss	Qz(5%) + Kfs(32%) + Plg(45%) + Bt(10%) + Hor(3%)+ + Ms(1%) + pyx(2%) + Opc(2%)
Quartz Monzoitic gneiss	Qz(28%) + Kfs(35%) + Plg(25%) + Bt(8%) + Ms(3%) + Opc(1%)
Granitic gneiss	Qz(40%) + Kfs(30%) + Plg(25%) + Bt(1%) + Ms(3%) + Opc(<1%) + Ap(<1%) + Zr(1%)

Notes: Qz: quartz; Kfs: Alkali-feldspar; Plg: plagioclase; Bt: biotite; Ms: muscovite; Hor: Hornblende; Opc: magnetite; Zr: Zircon; Ap: Apatite.

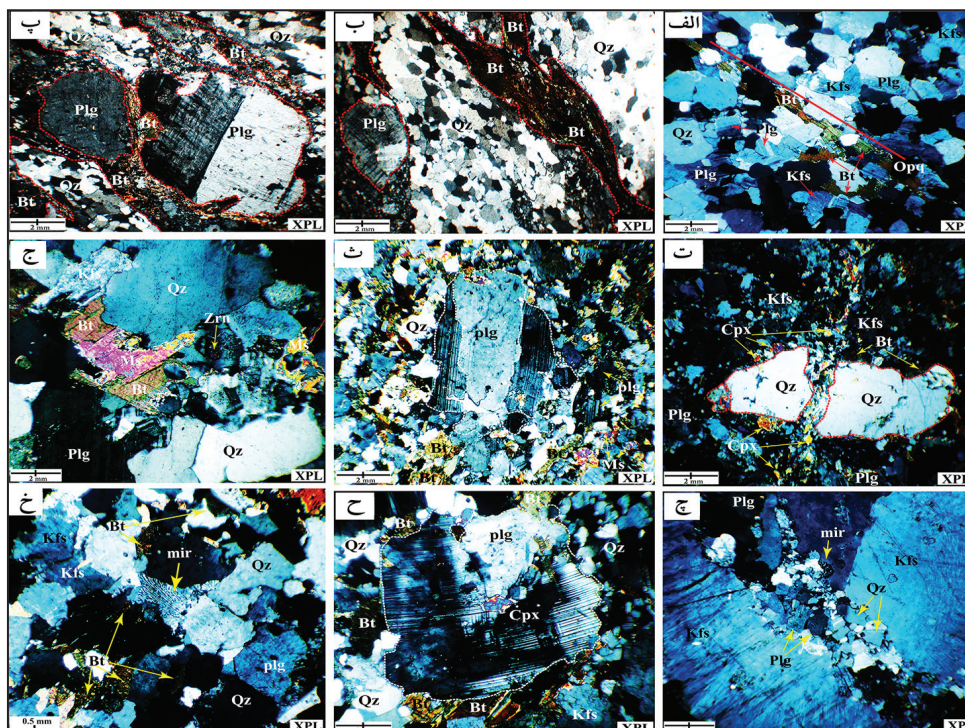
دگرشکلی در شرایط ماگمایی به هنگام تبلور است، در حالیکه پرتیت شعله ای بیانگر دگرشکلی دینامیکی بعد از تبلور ماگمایی است (Hibbard, 1995; Vernon, 2004). در سنگ های گرانیتی دگرشکل شده پرتیت شعله ای در شرایط رخساره شیسست سبز حاصل می شود و می تواند تا دمای ۵۰۰-۶۰۰ درجه سانتی گراد دیده شود (Pryer and Robin, 1995). میکروکلین با ماکل مشبک و گاه پرتیتی شده در برخی نمونه ها قابل مشاهده است و معمولاً از اطراف توسط دانه های ریز و تجدید تبلور یافته کوارتز با مرز دانه ای مستقیم احاطه می شوند که نشان دهنده افزایش دما (۷۵۰-۵۰۰ درجه سانتی گراد) در طی دگرشکلی است (Passchier and Trouw, 2010). شکستگی در داخل و یا مرز برخی فلدسپارها در تعدادی از نمونه ها دیده می شود که با جابه جایی همراه هستند و معمولاً با دانه های ریز کوارتز و فلدسپار پر شده اند که دلالت بر جریان ماگمایی است (Vernon, 2004). کانی های ارتوز معمولاً درشت تر از کانی های میکروکلین بوده و اغلب ماکل کارلسباد مشخصی را نشان می دهند (شکل ۳- پ).

در زیر میکروسکوپ کوارتزها اغلب به صورت الف) چند ضلعی های کوچک و تقریباً هم اندازه و شکل دار حاصل از تجدید تبلور در بین کانی های درشت (شکل ۳- الف و ب)، ۲) مجموعه های کشیده، ریز و تجدید تبلور یافته و تقریباً جهت یافته در سایه های فشاری فلدسپارها (شکل ۳- ب و پ)، و ۳) بلورهای درشت به صورت بافت چشمی و کشیده به موازات برگوارگی اصلی سنگ دیده می شوند (شکل ۳- ت).

آلکالی فلدسپارها (عمدتاً از نوع میکروکلین و ارتوز پرتیتی) اغلب به صورت بلورهای درشت، بخش پورفایرولاستی با بافت پرتیت و آنتی پرتیت را تشکیل می دهند. محور بزرگ آنها غالباً موازی با برگوارگی اصلی سنگ است. بافت پرتیتی نشانگر شرایط هیرسولوس در زمان تشکیل است که بیشتر در سنگ های گرانیتویدی رایج است. در سنگ های مورد مطالعه انواع پرتیت لخته ای (patchy) یا لکه ای (شکل ۳- ح و ج)، نواری و شعله ای (شکل ۳- پ) دیده می شود. پرتیت لخته ای نشان دهنده ماگمای به شدت تحول یافته بوده (Wilson, 2007) و از شواهد

کوارتز ریز پر شده‌اند (شکل ۳-ت). این نحو پرشدگی‌ها بیانگر جریان ماگمایی است (Hibbard, 1995; Bouchez, et al., 1992; Vernon, 2004; Davidson et al., 1994). کانی‌بیوتیت فراوان‌ترین کانی فرومیزین سنگ‌های مورد مطالعه مخصوصاً در گنایس‌های مونزونیتی است. این کانی‌ها عمدتاً شکل دار تا نیمه شکل دار و گاهی کشیده بوده و اندازه‌های ریز تا متوسط دارند. دارای پلئوکروئیسم قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره و یا مایل به سبز هستند که نشان دهنده مصون ماندن این کانی‌ها از تأثیر دگرسانی گرمایی است. زیرا دگرسانی گرمایی معمولاً باعث بی‌رنگ شدن و شدت پلئوکروئیسم کمتر در بیوتیت‌ها می‌شوند (Deer et al., 1992). گاهی برخی از کانی‌های بیوتیت مخصوصاً در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها به کلریت تبدیل شده‌اند. مسکویت اغلب در اندازه‌های کوچک تا متوسط و به دو صورت بلورهای کشیده و بلورهای دانه‌ای در متن سنگ و در مجاورت بیوتیت‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-ج). کانی‌های صفحه‌ای بیوتیت و مسکویت دارای جهت یافتگی واضحی هستند و از برگوارگی اصلی سنگ تبعیت می‌کنند (شکل ۳-الف). پیروکسن‌ها که از نوع کلینوپروکسن هستند به صورت کانی فرعی و در اندازه ریز در گنایس‌های مونزونیتی دیده می‌شوند (شکل ۳-د) براساس مطالعات سنگ شناختی، نمونه‌های GGj-14, GGj-15, GGj-19 دارای کانی‌های تیره بیشتری بوده و در نمونه دستی نیز رنگ تیره‌تری نسبت به بقیه نمونه‌ها دارند (جدول ۱ و شکل ۲-ج). کانی‌های زیرکن عمدتاً شکل دار بوده و به صورت مجزا در اندازه‌های ۵۰ تا ۲۵۰ میکرومتر در این سنگ‌ها حضور دارند (شکل ۳-ج). کانی‌های اکسید آهن به مقدار کم به دو صورت ۱) بلورهای نیمه شکل دار تا بی‌شکل و اسکلتی و ۲) ادخال‌های بی‌شکل در داخل کانی بیوتیت و یا همراه آن دیده می‌شود.

پلاژیوکلازها دارای اندازه‌های متوسط تا درشت هستند. این کانی به صورت کانی‌های درشت دارای ماکل آلپیت، پلی‌سنتیک، پریکلین و یا ماکل‌های محو شده هستند (شکل ۳-خ، ب و پ). در برخی نمونه‌ها در اثر دگرسانی به سرسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند، که این دگرسانی عمدتاً از داخل کانی شروع شده است. درصد تجزیه‌شدگی در پلاژیوکلازها در مقایسه با فلدسپارهای قلیایی بیشتر است. بافت میرمیکت در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود که نشان دهنده حضور فاز سیال (Vernon, 2004) احتمالاً در مرحله ماگمایی است (شکل ۳-د و ح). در مورد نحوه تشکیل میرمیکت نظریات مختلفی پیشنهاد شده از جمله جانشینی فلدسپار پتاسیم با پلاژیوکلاز، در اثر تبلور مستقیم از یک مذاب باقی‌مانده، در ارتباط با وقوع استرین در سنگ‌های گرانیتی و در اثر واکنش سیالات حاوی K بر روی پلاژیوکلاز سنگ میزبان (Vernon, 2004). با توجه به عدم حضور بافت کاتاکلاسیک (خرد شدن کانی‌های پلاژیوکلاز و کوارتز و خمیدگی رخ‌ها) در نمونه‌های مورد مطالعه، وجود میرمیکت به صورت نوار باریکی در حاشیه پلاژیوکلازها و در فضای بین فلدسپارپتاسیم و پلاژیوکلازها می‌تواند در نتیجه وقوع استرین و نیز متاسوماتیسم در مرحله ماگمایی باشد. میرمیکت در گرانیتوئیدها در حالت جامد نیز بعد از تبلور تشکیل می‌شود. دمای لازم برای تشکیل آن ممکن است بین ۵۰۰-۶۵۰ درجه سانتی‌گراد (کمتر از سالدوس سنگ‌های گرانیتی) باشد (Pryer and Robin, 1995). تبلور مجدد پلاژیوکلاز در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود، به‌طوری‌که در نتیجه آن بلورهای هم‌شکل و هم‌اندازه تشکیل شده که اغلب با زاویه ۱۲۰ درجه نسبت به هم قرار دارند (شکل ۳-الف). در برخی نمونه‌ها، بلورهای درشت پلاژیوکلاز بادامی شکل در خمیره ریزی قرار گرفته‌اند (شکل ۳-خ). شکستگی‌های ریزی در مرز یا در درون برخی از فلدسپارها و کوارتزها قابل مشاهده است که گاهی با دانه‌های اپیدوت یا



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از گنایس‌های قوشچی: الف) بلورهای بیوتیت کشیده شده در بین دانه‌های کوچک پلاژیوکلاز و دانه‌های مجدد تبلور یافته کوارتز، ب) بخش‌های تجزیه‌شده تبلور یافته و میلونیتی، پ) پورفایرولاست‌های چشمی پلاژیوکلاز که توسط کانی‌های ریز بیوتیت و کوارتز احاطه شده است، ت) پورفایرولاست کوارتز چشمی و شکسته شده در یک گنایس دانه ریز، ث) بلور درشت پلاژیوکلاز در متن دانه ریز، ج) مجموعه‌ای از کانی‌های مسکویت، بیوتیت، کوارتز، آلکالی فلدسپار و زیرکن، ح) بلورهای درشت آلکالی فلدسپار که در بین آنها دانه‌های ریز کوارتز و پلاژیوکلاز و همینطور میرمیکت قرار گرفته است، خ) پلاژیوکلاز با ماکل پریکلین و محو شده، د) میرمیکت، کلینوپروکسن و بیوتیت در بین دانه‌های کوارتز و فلدسپار هم‌اندازه (علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney and Evans, 2010)

۲-۴. ژئوشیمی

ادامه مطالعه با توجه به خاستگاه از چه نمودارهایی باید استفاده کرد. استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب سنگ کل یکی از روش‌های موثر و مفید برای تفکیک ارتوگنایس از پاراگنایس است (Tarney and Weaver, 1987; Passchier et al., 1990). همان گونه که در شکل ۴ دیده می‌شود گنایس‌های مورد بررسی در نمودارها در محدوده آذرین قرار گرفته‌اند به عبارت دیگر از نوع ارتوگنایس هستند. لذا ادامه بحث را در رابطه با ارتوگنایس‌ها ادامه می‌دهیم.

در جدول‌های ۲ و ۳ نتایج تجزیه شیمیایی مقادیر اکسید عناصر اصلی، فرعی و کمیاب ارائه شده است. برای راحتی بررسی، هر نمونه با یک نماد متفاوت نشان داده شده است که در نمودارهای مربوطه نیز از همان نمادها استفاده شده است. در ابتدا می‌بایستی خاستگاه این سنگ‌ها از نظر آذرین (اورتوگنایس) و یا رسوبی (پاراگنایس) بودن مشخص گردد. سپس می‌توان مشخص نمود که جهت

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی اکسید عناصر اصلی (به درصد وزنی) نمونه‌های گنایسی منطقه قوشچی.

Sample No.	GGJ-19	GGJ-15	GGJ-14	GGJ-18	GGJ-33	GGJ-13	GGJ-35	GGJ-31	GGJ-30	GGJ-20
Rock type	Mo.	Mo.	Mo.	Q.Mo.	Q.Mo.	Gr.	Gr.	Gr.	Gr.	Gr.
Symbol	▽	△	●	▲	+	○	⊗	◆	◇	▼
SiO ₂	58.25	60.92	61.18	64.50	67.02	74.15	74.89	75.14	75.95	76.41
TiO ₂	1.23	0.97	1.23	0.72	0.62	0.27	0.21	0.34	0.28	0.20
Al ₂ O ₃	16.39	15.88	15.98	16.57	15.61	13.61	12.77	13.40	12.55	12.90
Fe ₂ O ₃	8.01	6.94	7.51	5.31	4.16	1.84	2.84	1.67	2.80	1.64
MnO	0.13	0.11	0.12	0.07	0.05>	0.06	0.05>	0.05>	0.05>	0.05>
MgO	2.82	2.90	1.61	0.91	1.62	0.26	0.48	0.83	0.24	0.38
CaO	5.39	4.94	3.84	2.65	1.54	1.28	0.65	0.69	0.66	1.02
Na ₂ O	3.70	3.39	3.96	3.96	3.25	2.79	2.16	3.55	3.70	3.67
K ₂ O	2.94	3.30	3.91	4.27	5.31	5.23	4.97	3.83	3.24	2.95
P ₂ O ₅	0.05>	0.25	0.28	0.17	0.05>	0.15	0.05>	0.05>	0.05>	0.05>
BaO	0.07	0.06	0.08	0.09	0.10	0.09	0.12	0.07	0.14	0.07
LOI	0.88	0.33	0.31	0.70	0.76	0.26	0.90	0.48	0.44	0.68
Total	99.86	99.09	100	99.92	100	99.99	100	100	99.1	100
A/CNK	0.86	0.88	0.90	1.04	1.12	1.08	1.26	1.19	1.16	1.16
A/NK	1.77	1.74	1.49	1.49	1.41	1.33	1.43	1.34	1.31	1.40

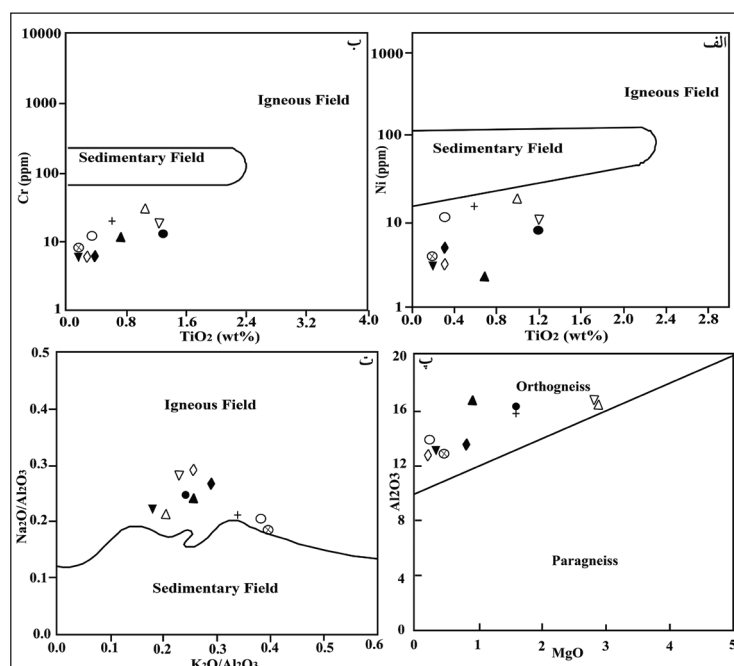
Mo: گنایس‌های با ترکیب مونزونی، Q. Mo: گنایس‌های با ترکیب کوارتز مونزونی، Gr: گنایس‌های با ترکیب گرانیتی

جدول ۳- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی و کمیاب (به ppm) در نمونه‌های گنایسی منطقه قوشچی.

Sample No.	GGJ-13	GGJ-14	GGJ-15	GGJ-18	GGJ-19	GGJ-20	GGJ-30	GGJ-31	GGJ-33	GGJ-35
Ba	786	630	526	720	552	645	1287	623	870	1017
Be	1.9	2.2	2	2.1	2.6	1.8	1.9	0.7	1.4	4
Co	2.1	12.7	18	6.3	18.2	1.5	2.2	3.5	7.2	2.2
Cr	13	16	55	12	23	8	8	8	27	9
Cs	1.9	1.5	1.2	0.8	1.6	0.7	0.7	2.9	1.8	1.7
Cu	13	18	30	22	28	26	36	20	9	54
Hf	1.51	1.72	1.56	2.08	1.66	1.23	1.15	1.19	1.42	1.23
Nb	4.2	4.6	12.7	9.3	14	6.1	9.9	10	11.4	4.2
Ni	17	9	23	4	12	5	5	7	19	6
Pb	36	43	39	37	40	41	54	55	42	64

ادامه جدول ۳

Sample No.	GGJ-13	GGJ-14	GGJ-15	GGJ-18	GGJ-19	GGJ-20	GGJ-30	GGJ-31	GGJ-33	GGJ-35
Rb	107	72	70	82	67	79	80	111	94	132
Sc	1.1	13.1	15.3	12.6	18	3.3	15.7	18.6	5.5	5.2
Sr	141.7	162.6	162.8	143.4	198.3	98.7	53.2	47.2	140.4	55.3
Ta	0.31	0.3	0.55	0.31	0.67	0.59	0.6	0.45	0.46	0.34
Th	4.87	7.04	2.04	3.68	2.59	8.85	20.2	3.55	18.85	8.26
V	23	58	81	36	88	15	16	42	57	15
U	1.4	1.6	0.8	1.1	0.9	1.8	2.47	1.1	0.8	1.1
Y	13.4	37.5	34.7	49.5	44.5	17.5	25.2	11.3	18.2	18.5
Zn	17	69	57	48	70	20	72	32	28	30
Zr	17	25	27	45	29	10	5>	7	18	10
WLa	16	30	22	30	30	19	51	13	44	19
Ce	26	63	46	70	64	37	108	21	84	38
Pr	2.83	8.08	5.61	8.89	7.72	4.29	13.31	2.29	8.7	4.35
Nd	10.6	35.2	25.2	41	34	17.4	52.4	8.8	33.3	17.4
Sm	1.47	4.16	2.6	3.32	3.8	3.84	12.5	2.41	6.22	4.67
Eu	1.17	1.61	1.37	1.47	1.54	0.47	1.16	0.49	1.15	0.48
Gd	1.72	9.1	7.26	12.5	9.61	3.22	11.65	1.85	5.36	3.98
Tb	0.39	1.49	1.2	1.99	1.5	0.58	1.34	0.37	0.75	0.66
Dy	2.35	9.44	7.95	12.45	9.8	3.23	6.83	1.98	3.99	3.66
Er	1.27	5.19	4.53	6.58	5.95	1.66	2.51	0.82	1.56	1.71
Yb	1	3.6	3.1	4.2	4.3	1.3	1.5	0.7	0.9	1.2
Lu	0.14	0.54	0.49	0.61	0.71	0.19	0.22	0.1>	0.11	0.17
Se	1.47	4.16	2.6	3.32	3.8	2.49	2.88	2.5	3.06	3.39
Li	5	7	15	7	17	5	4	15	13	11
Sn	1.4	2	1.9	2.1	2.3	4.7	3	3.7	2.3	2.7
Tl	0.46	0.29	0.3	0.34	0.58	0.36	0.45	0.7	0.37	0.76
W	1>	1>	1>	1>	1>	1>	1>	1>	1>	1>



شکل ۴- نمودارهای تعیین خاستگاه گنایس‌ها، الف) نمودار Ni در برابر محتوای اکسید تیتانیم (Shaw, 1972)، ب) نمودار Cr در برابر محتوای TiO_2 (Leake, 1964)، پ) نمودار Al_2O_3 در برابر MaO (Norman et al., 1992)، ت) نمودار $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ در برابر $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Garrels and Mckenzie, 1971) (نماد نمونه‌ها همانند جدول ۲ است).

سری ماگمایی (Hastie et al., 2007) و نمودار محتوای K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Tylor, 1976)، اکثر نمونه‌ها در محدوده کالک آلکالن و کالک آلکالن پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند (شکل ۶- پ، ت). همان گونه که قبلاً گفته شد، با توجه به سری ماگمایی این سنگ‌ها که از نوع آهکی قلیایی است، محیط تشکیل یک حاشیه همگرا استنباط می‌گردد. نمودارهای (Pearce et al., 1984) (شکل ۷) نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده حواشی قاره‌ای فعال یا گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) قرار دارند.

برای بررسی عناصر فرعی و عناصر خاکی کمیاب (REE)، نمودارهای الگوی عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های سنگی به‌نحی که به‌گوشه اولیه در شکل ۸- الف و کندریت در شکل ۸- ب، آورده شده است. طبق این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه در عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی و در عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در مورد عناصر Ta, Nb و Ti همان گونه که در نمودار مشخص می‌باشد، دارای بی‌هنجاری منفی بوده که بیانگر این است که این سنگ‌ها در حواشی فعال قاره‌ای و از ذوب پوسته قاره‌ای و قسمتی از گوشه فوقانی حاصل شده است و آرایش پوسته‌ای در این فرایند وجود داشته است، زیرا حضور پوسته قاره‌ای معمولاً باعث بی‌هنجاری منفی در عناصر یاد شده در طول فرایند ذوب می‌گردد (Castro et al., 1996). از طرفی بی‌هنجاری منفی در عناصر Eu و Nb از ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماتیسم در حواشی فعال قاره‌هاست (Brown et al., 1984). گرانیت‌های حاشیه‌های فعال قاره‌ای از نظر عناصر LIL مانند Nb, Rb, K, Pb, La, Ce, Th دارای غنی‌شدگی بوده ولی نسبت به عناصر HFSE مانند Nb, Ti, Y, Yb تهی‌شدگی دارند (Wilson, 2007)، که در نمودارهای رسم شده این مورد به‌خوبی دیده می‌شود. البته اندکی مغایرت می‌تواند در نتیجه آرایش پوسته‌ای باشد. در شکل ۸ برای مقایسه، نمونه‌های گرانیتی و مونزوگرنیتی شمال‌باختر چین با سن اواخر اردوویسین آورده شده است. این سنگ‌ها از نوع متاآلمینوس تا پرآلمینوس بوده و در نتیجه اختلاط مذاب پوسته‌ای و ماگمای حاصل از گوشه متاسوماتوز شده در یک منطقه فرورانش تشکیل شده‌اند (Li et al., 2019). همان گونه که مشاهده می‌شود نمودار الگوی عناصر آنها شباهت زیادی با نمونه‌های قوشچی دارد.

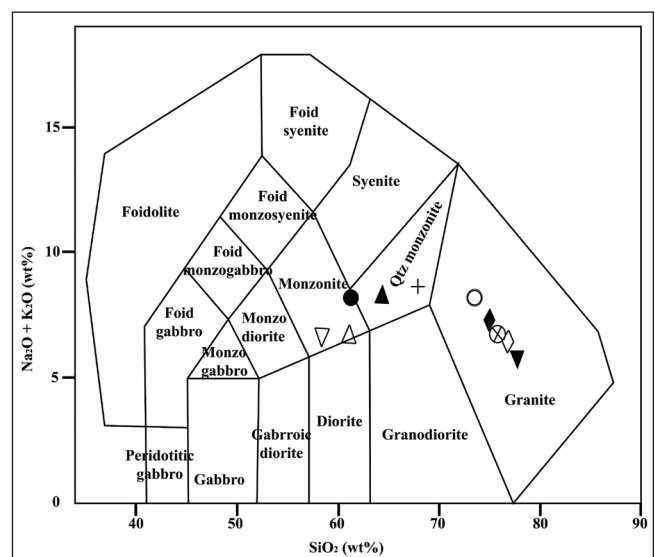
با استفاده از تابع DF می‌توان در مورد ماهیت و خاستگاه پیش از دگرگونی گنایس‌ها اظهار نظر کرد (Shaw, 1972). بر اساس این محاسبات در صورتی که جواب تابع برای نمونه‌ها، مقداری مثبت باشد نمونه‌ها دارای خاستگاه آذرین و در صورت منفی بودن دارای خاستگاه رسوبی می‌باشند. طبق جدول ۴، نمونه‌ها دارای مقادیر مثبت برای تابع DF هستند، از این رو، دارای خاستگاه آذرین می‌باشند. فقط نمونه GGJ-35 دارای مقدار منفی ولی نزدیک به صفر است که احتمالاً در نتیجه آرایش با سنگ‌های رسوبی یا فرایندهای پس از ماگماتیسم و دگرگونی باشد.

در زیر خلاصه شواهد صحرایی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی که نشان دهنده ارتوگنایس بودن این سنگ‌ها است آورده شده است:

– شواهد صحرایی: ۱) عدم همراهی با سنگ‌های دگرگونی مجاورتی مانند مرمر و کوارتزیت و عدم وجود ماهیت نواری و لایه‌ای و میان لایه‌های رسوبی که دلالت بر منشأ آذرینی این گنایس‌ها است، ۲) گنایس‌های مورد بررسی از فراوانی بیشتری نسبت به شیست و آمفیبولیت‌های همراه برخوردار هستند. تنها تفسیری که برای تناوب واحدهای سنگی وابسته به گنایس‌های مورد مطالعه (آمفیبولیت و شیست) و نبود شواهدی از نفوذ توده‌های گنایس درون آمفیبولیت و شیست‌ها، درجات مختلف دگرگونی و سن واحدهای سنگی منطقه می‌توان مطرح کرد ماگماتیسم است که در مراحل بعدی تحت تأثیر دگرگونی قرار گرفته‌اند.

– شواهد سنگ‌نگاشتی: ۱) این گنایس‌ها از نظر کانی‌شناسی دارای کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، مسکوویت، بیوتیت $\pm$ پیروکسن $\pm$ آمفیبول، زیرکن و اکسیدهای آهن هستند. نبود کانی‌هایی مانند کلدیریت، استارولیت، سیلیمانیت یا کیانیت در این سنگ‌ها منشأ رسوبی مانند پلیت‌های غنی از Al آنها را نفی می‌کند (Grew, 1984; Schreyer, 1985)، ۲) همگن بودن، فقدان لایه‌بندی، رنگ عمدتاً

طبق جدول ۲، میزان بالای SiO_2 ، Na_2O و K_2O نمونه‌های مورد بررسی باعث گردیده تا در نمودار رده‌بندی شیمیایی (Middlemost, 1985)، در محدوده گرانیت تا مونزونیت قرار گیرند (شکل ۵) نمونه‌های GGJ-14، GGJ-15، GGJ-19 در محدوده مونزونیت و نمونه‌های GGJ-33 و GGJ-18 در محدوده کوارتز مونزونیت قرار گرفته‌اند. در نمودار Shand (1974) نمونه‌های مونزونیته کمترین مقدار A/CNK را به خود اختصاص داده (۰/۸۶ تا ۰/۹۰) و در محدوده متاآلمینوس قرار گرفته‌اند. نمونه‌های گرانیتی و کوارتز مونزونیته بیشترین مقدار (۱/۰۴ تا ۱/۲۶) را داشته و در محدوده پرآلمینوس قرار دارند (جدول ۲ و شکل ۶- الف). این سنگ‌ها کانی‌های پرآلمینوس (مسکوویت) بیشتری نسبت به نمونه‌های مونزونیته دارند. همچنین مقدار مولفه A/NK همه نمونه‌ها نیز بالاتر از یک است که نمونه‌ها را از حالت پرآلکالین خارج می‌کند. نسبت‌های A/CNK > 1.15 برای گرانیت‌های همزمان با برخورد و A/CNK < 1.05 برای گرانیت‌های کمان ماگمایی است (Maniar and Piccoli, 1989). طبق جدول ۱، متوسط نسبت‌های A/CNK برای نمونه‌های مونزونیته و کوارتز مونزونیته منطقه، ۰/۹۶ است که شاخصه گرانیت‌های کمان ماگمایی (VAG) هست. در حالی که متوسط نسبت A/CNK برای نمونه‌های گرانیتی ۱/۱۸ است که نشان دهنده شاخصه گرانیت‌های همزمان با برخورد می‌باشد.



شکل ۵- نمودار ترکیب نمونه‌های گنایسی منطقه قوشچی (Middlemost, 1985) (نماد نمونه‌ها همانند جدول ۲ است).

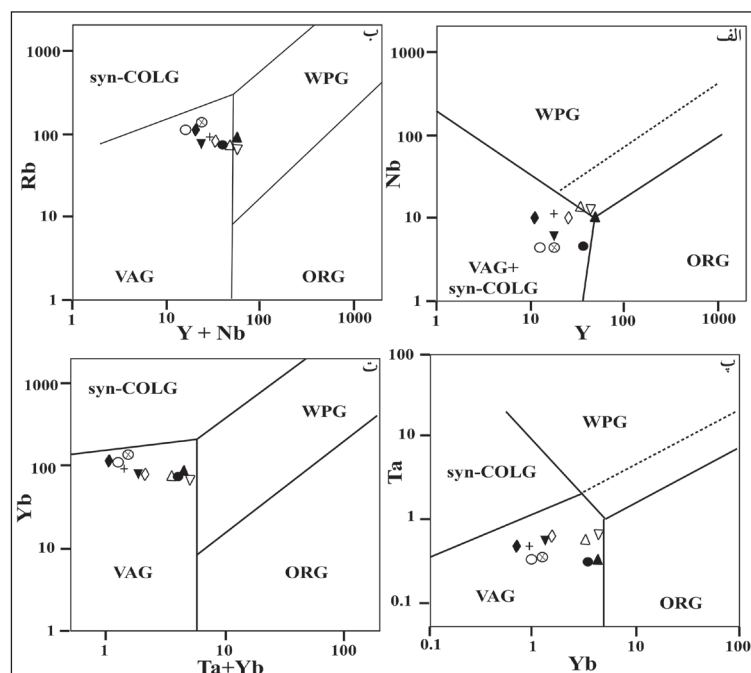
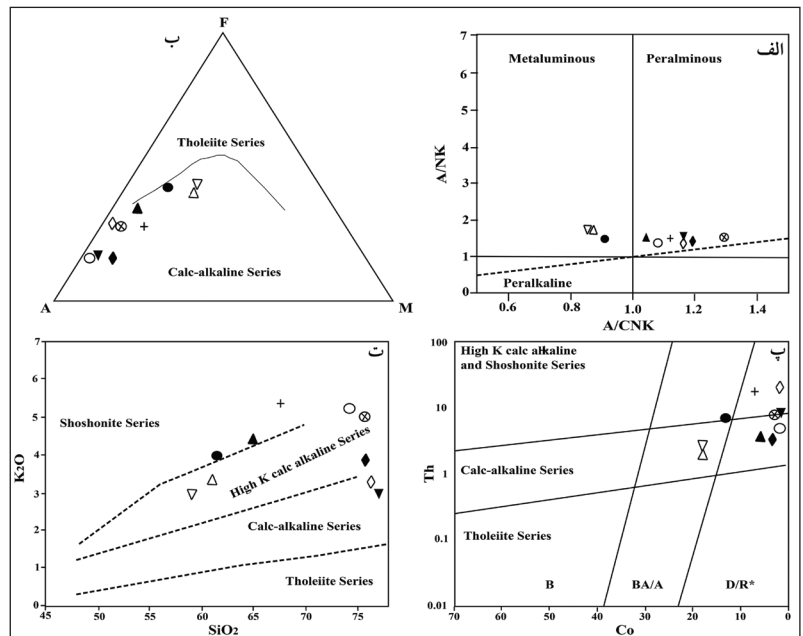
نمونه‌های گنایسی با ترکیب مونزونیته و کوارتز مونزونیته مقدار SiO_2 کمتر و CaO ، Al_2O_3 ، Fe_2O_3 بیشتری نسبت به نمونه‌های گرانیت‌های گنایسی دارند. همان گونه که در بخش سنگ‌شناختی بیان گردید، این نمونه‌ها مقادیر بیشتری کانی مافیک نسبت به بقیه نمونه‌ها دارند. (Patiño Douce and Harris, 1998) بر اساس یک سری مطالعات تجربی نشان داده‌اند که مذاب‌های حاصل در نتیجه ذوب سنگ‌های رسوبی دگرگون شده (Metasediments)، عموماً دارای محتوای Fe_2O_3 کل کمتر از 3 wt% هستند. این مقدار برای نمونه‌های با ترکیب گرانیتی منطقه قوشچی کمتر (1.64 – 2.84 wt%) است (جدول ۳). در نمودار AFM (Irvin and Bargar, 1971) نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر در محدوده سری کالک آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۶- ب). این نحوه قرارگیری نمونه‌ها در نمودار بیانگر فرایند تفریق در ماگمای سازنده این سنگ‌ها است (Frost et al., 2005). در نمودار تعیین

خاستگاه این نوع از سنگ‌ها می‌باشد (Leake, 1964). در نمودار ارائه شده توسط Garrels et al. (1971) و Norman et al. (1992) جهت تعیین خاستگاه گنایس‌ها، همه نمونه‌ها در محدوده آذرین ترسیم شده‌اند (شکل‌های ۴- پ و ت)، بی‌هنجاری مثبت Pb می‌تواند ناشی از دخالت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد (Kamber et al., 2002)، غنی شدگی عناصری مانند Rb, K, Pb, La, Ce, Th و تهی شدگی عناصری مانند Nb, Ti, Y, Yb از ویژگی‌های گرانیت‌های حاشیه‌ای فعال قاره‌ای است (Wilson, 2007)، بی‌هنجاری منفی Nb, Ti, Ta (شکل ۸- الف و ب) بیانگر مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی منطقه است و ویژگی‌های کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره‌ای را نشان می‌دهد (Castro et al., 1996)، وجود بی‌هنجاری مثبت K (شکل ۸) بازتابی از نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمایی مادر این سنگ‌ها است که به عنوان تسلط پوسته‌ای یاد شده است (Harris et al., 1986). (۵) مقادیر مثبت DF (جدول ۴) برای بیشتر نمونه‌ها نشانگر سنگ مادر آذرین است (Shaw, 1972).

روشن و اندازه دانه‌ای متوسط تا درشت در بیشتر گنایس‌های مورد مطالعه (شکل ۲-ب تا ج)، در همه نمونه‌ها هنوز اثراتی از ساخت و بافت‌های ماگمایی اولیه به‌خوبی قابل تشخیص است، مانند بافت لیپیدو گرانوبلاستیک که دگرگونی و ماگمایی بودن این سنگ‌ها را نشان می‌دهد. در برخی موارد ماکل‌های پلی‌سنتیک و آلپیتی آشکارا دیده می‌شود (شکل ۳-ث و خ)، حضور میرمیکت (شکل ۳-د) نشان دهنده حضور فاز سیال (Vernon, 2004) احتمالاً مرحله ماگمایی است، وجود بافت پرتیتی مخصوصاً پرتیت لخته‌ای (شکل ۳-ح و ج) که نشان دهنده ماگمای به شدت تحول یافته بوده و از شواهد دگرشکلی در شرایط ماگمایی به‌هنگام تبلور است (Vernon, 2004). (۶) میزان آلتراسیون بخش‌های مرکزی پلاژیوکلازها که درصد آنورتیت بالایی دارند بیشتر از بخش‌های حاشیه‌ای است که به قطب آلپیت نزدیک هستند، (۷) زیرکن‌ها معمولاً خودشکل هستند که این امر نیز بیانگر خاستگاه آذرین آنها است (Corfu et al., 2003).

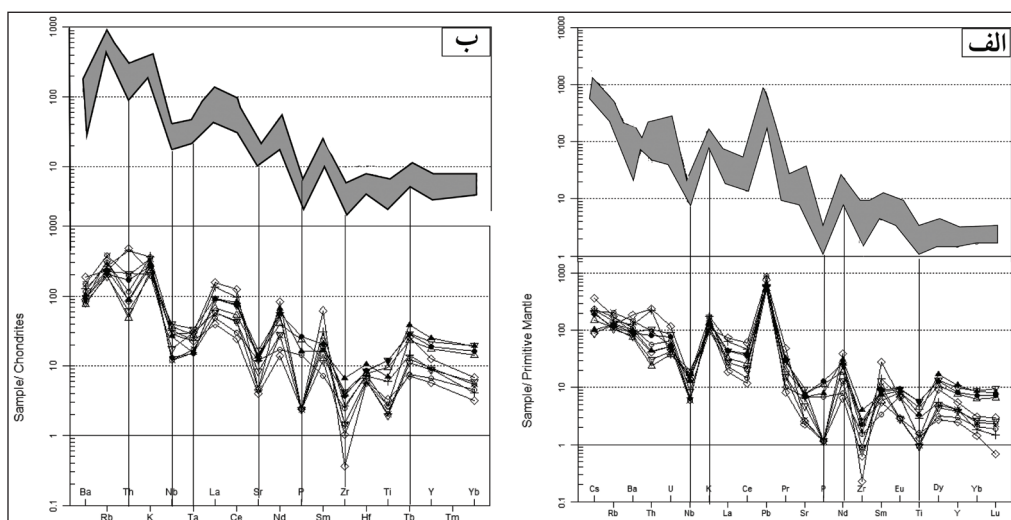
— **شواهد ژئوشیمیایی:** (۱) فراوانی عناصر Cr و Ni شاخص مفیدی برای بررسی

شکل ۶- الف) نمودار تعیین شاخص آلومینیم A/NK در برابر A/CNK (Shand, 1974)، ب، پ و ت) تعیین سری‌های ماگمایی به ترتیب با استفاده از نمودارهای AFM (Irvine and Baragar, 1971) و (Hastie et al., 2007) (نمادها همانند جدول ۲ است).



شکل ۷- تعیین جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های گنایسی منطقه قوشچی با استفاده از (الف) نمودار Y در برابر Nb، (ب) نمودار Y+Nb در برابر Rb، (ت) نمودار Yb در برابر Ta، (ث) نمودار Ta+Yb در برابر Yb (Pearce et al., 1984)، (نماد نمونه‌ها همانند جدول ۲ است).

WPG= Within Plate Granites, Syn-COLG= Syn- Collisional Granites, VAG= Volcanic Arc Granites, ORG= Ocean Ridge Granites.



شکل ۸- الف) نمودار الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه پیشنهادی (Sun and McDonough, 1989)، ب) نمودار الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده به ترکیب کندریت پیشنهادی (Thompson, 1982) برای نمونه‌های گنایسی منطقه قوشچی. نمونه‌های گرانیتوئیدی پهنه فرورانش شمال باختر چین (Li et al., 2019) جهت مقایسه آورده شده است (بخش خاکستری) (نماد نمونه‌ها همانند جدول ۲).

جدول ۴- نتایج حاصل از محاسبات تابع DF برای تعیین خاستگاه نمونه‌های گنایسی منطقه قوشچی.

Sample No.	0.21*SiO ₂	0.32*Fet	0.98*MgO	0.55*CaO	1.46*Na ₂ O	0.54*K ₂ O	DF
GGJ-13	15.61366	0.590394	0.25549	0.705906	4.084428	2.831846	1.602639
GGJ-14	12.88646	2.410431	1.582548	2.118355	5.798997	2.117753	3.595667
GGJ-15	12.83685	2.228376	2.851696	2.726269	4.966285	1.788079	2.003717
GGJ-18	13.64048	1.711178	0.898087	1.467774	5.822356	2.322054	3.802437
GGJ-19	12.33986	2.585696	2.787854	2.990518	5.44941	1.601533	2.768054
GGJ-20	16.15433	0.52834	0.374912	0.564784	5.394342	1.603745	0.945285
GGJ-30	16.01999	0.89996	0.236239	0.364604	5.425874	1.757332	0.831623
GGJ-31	15.85551	0.536977	0.817323	0.38133	5.207998	2.078175	0.897697
GGJ-33	14.18341	1.34153	1.599919	0.853573	4.78182	2.88965	1.840181
GGJ-35	15.87133	0.917146	0.47472	0.360783	3.182561	2.708447	-0.5714

$$DF = 10.44 - 0.21 * SiO_2 - 0.32 * Fe_2O_3 * (total) - 0.98 * MgO + 0.55 * CaO + 1.46 * Na_2O + 0.54 * K_2O$$

۳-۴. زمین‌ساخت

پی‌سنگ گندوانا هستند که در طول جابه‌جایی پالتوتیس به حاشیه جنوبی اوراسیا منتقل شده است. Shafaii Moghadam et al. (2015) گرانیت گنایس‌های مجموعه قوشچی را به‌عنوان پی‌سنگ منطقه دانسته و آن را مشابه با پوسته کادومین (Cadomian) ایران می‌داند. توده ارتوگنایس قوشچی با سن $558 \pm 3/8$ Ma (اسدپور و هویس، ۱۳۹۷)، فاز نفوذی گرانیتی نئوپروتروزویک در منطقه را نشان می‌دهد که در واقع سن استقرار سنگ اولیه ماگمایی است که به‌عنوان سن تبلور سنگ مادر گنایس تفسیر می‌شود. پروتولیت این سنگ‌ها متعلق به سری‌های کالک آلکالین حاشیه فعال قاره‌ای یا کمان آتشفشانی (VAG) بوده که در اواخر نئوپروتروزویک تشکیل شده‌اند. رخدادهای زمین‌ساختی همزمان با تشکیل و هم‌منظور پس از استقرار سنگ مادر اولیه تأثیر گذاشته که اثرات آن به‌صورت تغییرات ساختی، بافتی، فاز کانایی و یا تغییر درصدی عناصر در نمونه‌ها دیده می‌شود که در نهایت باعث تبدیل آنها به ارتوگنایس شده است.

برخی از پژوهشگران ایران را به‌عنوان بخشی از قاره گندوانا در نظر گرفته و معتقد هستند که پی‌سنگی مشابه پی‌سنگ گرانیتی سپر عربی داشته و در مدت کوتاهی پس از کوهزایی پان‌آفریقایی (در ۶۰۰ تا ۹۰۰ میلیون سال قبل) تشکیل شده است (Hassanzadeh et al., 2008). (Stocklin, 1968; Hassanzadeh et al., 2008) معتقد است که در نئوپروتروزویک پایانی تا کامبرین آغازی گرانیتوئیدها و گرانیت‌های گنایسی در همه پهنه‌های ساختاری قاره‌ای شمال ایران از زاگرس، SS تا حاشیه شمالی کوه‌های البرز حضور داشته‌اند. Nutman et al. (2014) معتقد است که گرانیتوئیدهای نئوپروتروزویک در شمال و شمال‌باختر پهنه SS و ایران مرکزی بین زمین‌درز پالتوتیس و نئوتیس یافت می‌شوند و خاستگاه مذاب آنها از اختلاط مواد حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته نازک اوایل نئوپروتروزویک و سنگ‌های آرکن بوده و دارای

۵- نتیجه‌گیری

استنباط می‌گردد که این سنگ‌ها به مانند سایر گنایس‌ها و توده‌های گرانیتویدی پهنه SS که سن اواخر نئوپروتروزوییک را دارند، مرتبط با فرورانش و بسته شدن اقیانوس پالتوتیس هستند.

سپاسگزاری

مقاله حاضر از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نویسنده اول و با حمایت مالی دانشگاه ارومیه برگرفته شده است. لذا نگارندگان بدینوسیله نهایت سپاس و قدردانی خود را از کلیه مسئولین مربوطه اعلام می‌دارند.

گنایس‌های قوشچی که در شمال ارومیه و در انتهای ترین بخش شمال‌باختری پهنه SS قرار دارند، با سن $3/8 \pm 558/6$ Ma از نوع ارتوگنایس هستند و در نتیجه دگرگونی بخشی‌هایی از توده‌های آذرین درونی به سن اواخر نئوپروتروزوییک تشکیل شده‌اند. گنایس‌های قوشچی از نظر مطالعات سنگ‌شناختی، ژئوشیمی و سن با سایر ارتوگنایس‌های پهنه SS شباهت دارند. پروتولیت این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک آلکالن بوده و پرآلومینوس تا متاآلومینوس هستند. احتمالاً اختلاط بین مذاب حاصل از مواد پوسته‌ای و ماگمای گوشته‌ای در تشکیل پروتولیت این گنایس‌ها مشارکت داشته است. جایگاه زمین‌ساخت این سنگ‌ها حواشی فعال قاره‌ای است.

کتابنگاری

- اسدپور، م.، هویس، ث.، ۱۳۹۷- شواهد پی‌سنگ پان آفریقا در توده لویکوگرنایت قالدقچی (باختر دریاچه ارومیه) با استفاده از داده‌های سن سنجی U-Pb زیرکن‌ها و ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sm-Nd و Rb-Sr سنگ کل، فصل‌نامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال بیست و هشتم، شماره ۱۰۹، ص ۲۱۱-۲۲۰. DOI: gs.j.2018.80138/10.22071.
- اسدپور، م.، هویس، ث.، و پورمعافی، س.م.، ۱۳۹۲- شواهدی جدید از فعالیت ماگمایی پرکامبرین و پالتوزوییک در توده قره باغ، شمال باختر ایران، فصل‌نامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال بیست و سوم، شماره ۸۹، ص ۱۲۹-۱۴۲. DOI: 10.22071/gsj.2013.53593.
- جمالی آشتیانی، ر.، حسن‌زاده، ج.، رهگشایی، م.، شریفی، آ.، ۱۳۹۵- سنگ‌های دگرگونی فشار بالای منطقه زاینده‌رود: تطابق با اکتولیت-گنایس‌های ماسیف مندرس و کاربرد آن در بازسازی پایانی گندوانا، فصل‌نامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال بیست و ششم، شماره ۱۰۱، ص ۱۹۶-۱۸۳. DOI: 10.22071/gsj.2016.41066.
- خداوند، آ.، امینی فضل، آ.، ۱۳۷۲- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش تسوج ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور. <http://petrofarhad.blogfa.com/post/46>.
- زاهدی، م.، واعظی‌پور، ج.، تاتوسیان، ش.، امیدی، م.، ۱۳۷۲- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش شهرکرد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور. <https://gsi.ir/fa/map?MapSearch>.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 94: 401-419, DOI 10.1007/s00531-005-0481-4.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Journal of Tectonophysics*, 22(3): 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2).
- Balaghi Einalou, M., Sadeghian, M., Ghasemi, H., Zhai, M. G., and Mohajel, M., 2014- Zircon U- Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 92, 92-124. DOI: 10.1016/j.jseas.2014.06.011.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec A., and Cuney, M., 1992- Submagmatic microfractures in granites, *Geology*, 20: 35-38. DOI: 10.1130/0091-7613.
- Bozkurt, E., and Park, R.G., 1997- Microstructures of deformed grains in the augen gneisses of southern Menders Massif (western Turkey) and their tectonic significance, *International of Earth Sciences*, 86 103-119. DOI: 1997IJES..86..103B.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., and Webb, P.C., 1984- The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources, *Journal of the Geological Society*, 141: 411-426. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0413>.
- Candan, O., Koralay, O.E., Topuz, G., Oberhansli, R., Fritz, H., Collins, A.s., and Chen, F., 2016- Late Neoproterozoic gabbro emplacement followed by early Cambrian eclogite-facies metamorphism in the Menderes Massif (W. Turkey): Implications on the final assembly of Gondwana, *Gondwana Research*, 34: 158-173. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2015.02.015>.
- Castro, A., Fernandez, C., De La Rosa, J.D., Memeno-Ventas, I. and Rogers, G., 1996- Significance of MORB derived amphibolites from the Aracena Metamorphic belt, southwest Spain. *Journal of Petrology* 37: 235-260. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.2.235>.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., and Kinny, P., 2003- Atlas of zircon textures. In: Hanchar JM, Hoskin PWO (ed) *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 469-499. <https://doi.org/10.2113/0530469>.
- Davidson, C., Schmid, S.M., and Hollister, L.S., 1994- Role of melt during deformation in the deep crust, *Terra Nova*, 6: 133-142. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1994.tb00646.x>.
- Deer, W.A., Howie, R. A., and Zussman, J., 1992- An introduction to the rock-forming minerals. 2nd ed. Harlow, Essex, England: New York, NY: Longman Scientific and Technical.

- Frost, B.R., Swapp, S.M., and Gregory, R.W., 2005- Prolonged existence of sulfide melt in the Broken Hill orebody, New South Wales, Australia. *Canadian Mineralogist*, 43(1): 479–493. DOI: 10.2113/gscanmin.43.1.479.
- Garrels, R.M., and McKenzie F.T., 1971- Evolution of Sedimentary Rocks, W. W. Norton New York, NY. <https://doi.org/10.4319/lo.1972.17.1.0165>.
- Grew, E.S., 1984- A review of Antarctic granulite facies rocks, *Tectonophysics*, 105: 177–191. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90202-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90202-6).
- Harris, N.B.W., Marzouki, F.M.H., and Ali, S., 1986- The Jabel Sayid complex, Arabian Shield: geochemical constraints on the origin of peralkaline and related granites. *J. geol. Soc. London*, 143: 287–295. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.143.2.0287>.
- Hassanzadeh, J., Stocklin, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K., and Walker, J.D., 2008- U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement, *Tectonophysics* 451: 71–96. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.062>.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., and Mitchell, S.F., 2007- Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*, 48: 2341–2357. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>.
- Hibbard, M.J., 1995- Petrography to petrogenesis. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 587 pp.
- Hosseini, S. H., Sadeghian, M., Shia M., and Ghasemi, H., 2015- Petrology, geochemistry and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Chemie de Erde* 75, 207–218. DOI: 10.1016/j.chemer.2015.02.002.
- Irvin, T.N., and Baragar W.R.A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523–548. DOI: 10.1139/e71-055.
- Jamshidi Badr, M.J., Collins, A.S., and Masoudi, F., 2013- The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22: 1–31. DOI: 10.3906/yer-1001-37.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D., 2002- Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implication for Archean crustal growth models, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144: 38–56. DOI: 10.1007/s00410-002-0374-5.
- Leake, B.E., 1964- The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites, *Journal of Petrology* 5: 238–254. <https://doi.org/10.1093/petrology/5.2.238>.
- Li, J., Qian, Y., Li, H., Sun, J., Yang, X., Chen, B., Fan, X., and Sun, F., 2019- The Late Ordovician granitoids in the East Kunlun Orogenic Belt, Northwestern China: petrogenesis and constraints for tectonic evolution of the Proto-Tethys Ocean, *International Journal of Earth Sciences*, 109:1439–1461. DOI: 10.1007/s00531-019-01787-7.
- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635–643. DOI: 10.1130/0016-7606(1989)101<0635:tdog>2.3.co;2.
- Middlemost, E.A.K., 1985- Magmas and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology, Longman, London, 453 pp. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0016756800026716>.
- Mohajjel, M., and Fergusson, C.L., 2014- Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran, *International Geology Review*, 56(3):263 – 287, <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2013.853919>.
- Norman, M.D., Leeman, W.P., and Mertzman, A.A., 1992- Granites and rhyolites from the northwestern USA: temporal variation in magmatic processes and relations to tectonic setting, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 83: 51–64. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0263593300007768>.
- Nutman, A.P., Mohajjel, M., Bennett, V. C., and Fergusson, C.L., 2014- Gondwanan Eoarchean Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence¹, *Canadian Journal of Earth Science* 51: 272–285. DOI: 10.1139/cjes-2013-0138.
- Passchier, C.W., Myers J.S., and Kroner A., 1990- Field geology of high grade gneiss terrains, Springer Verlag, 151p. DOI: 10.1007/978-3-642-76013-6.
- Passchier C.W., and Trouw R.A.J., 2010- Atlas of Mylonites- and related microstructures, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 313 pp. <https://www.springer.com/gp/book/9783642036071>.
- Patiño Douce, A.E., Harris, N., 1998- Experimental constraints on Himalayan anatexis, *Journal of Petrology*, 39: 689–710. DOI: 10.1093/ptro/39.4.689.
- Pearce, J.A., Harris, N.W., and Tindle A.G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 25: 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R., 1976- Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey, *Journal of Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63–81, doi.org/10.1007/BF00384745.
- Pryer, L.L. and Robin, P.-Y.F., 1995- Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 645–658. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1995.tb00249.x>.

- Saki, A., Moazzen, M., and Oberhänsli, R., 2012- Mineral chemistry and thermobarometry of the staurolite-chloritoid schists from Poshtuk, NW Iran. *Geological Magazine*, 149: 1077-1088. <https://doi.org/10.1017/S0016756812000209>.
- Schreyer W., 1985- Metamorphism of crustal rocks at mantle depths-high-pressure minerals and mineral assemblages in metapelites, *Fortschritte der Mineralogie* 63: 227-261. <https://doi.org/10.1029/94JB02912>.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X.H., Ling X.X., Stern, R.J., Santos, J. F., Mienhold, G., Ghorbani, Gh., and Shahabi, Sh., 2015- Petrogenesis and tectonic implications of late Carboniferous A-type granites and gabbro-norites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints, *Journal of Lithos*, 212-215: 266-279. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.009>.
- Shakerdakhani, F., Neubauer F., Masoudi F., Mehrabi, B., Liu, X., Dong Y., Mohajjel, M., Monfaredi B., and riedl G., 2015- Panafrikan basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud–Azna region (NW Iran): Laser ablation ICP–MS zircon ages and geochemistry, *Tectonophysics* 647: 146-171. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.02.020>.
- Shand, S.J., 1974 - Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits, 3rd edition: John Wiley and Sons, New York, 724pp. DOI:10.1038/120872a0.
- Shaw, D.M., 1972- The origin of the Apsley gneiss, Ontario, Canadian Journal of Earth Sciences, 9: 18-35. DOI: 10.1139/e72-002.
- Stocklin, J., 1968- Structural History and Tectonic of Iran, A Review, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, USA, 52: 1229-1258. DOI:10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematic of ocean basalt: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42: 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Tarney, J., and Weaver, B. L., 1987- Geochemistry of the Scourian complex: petrogenesis and tectonic models: In: Park RG, Tarney J. (eds) *Evolution of the Lewisian and comparable Precambrian high grade terrains*, Geological Society London Special Publications 127: 45-56. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.027.01.05>.
- Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmandzadeh, A., Seyed-Emami, K., and Zahedi, M., 1968- Explanatory text of the Golpaygan quadrangle map. Quadrangle E7. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Thompson, R.N., 1982- Magmatism of the British Tertiary volcanic province: *Scot. Geol.*, 18: 49-107. <https://doi.org/10.1144/sjg18010049>.
- Vernon, R.H., 2004- A practical guide to rock microstructure. Cambridge university press, Cambridge, 594 pp. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511807206>.
- Wilson M., 2007- *Igneous Petrogenesis*, 10nd ed. Chapman and Hall, London. DOI 10.1007/978-94-010-9388-0.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 95: 185–187. DOI: 10.2138/am.2010.3371.

Mineralogy, geochemistry and protolith of Neoproterozoic gneisses in Ghoshchi (North Urmia)

M. Jamshidnia ¹, M. Asadpour ^{2*} and M. Ahangari ²

¹M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

Received: 2020 March 04

Accepted: 2020 September 22

Abstract

Qushchi gneisses in the north of Urmia city are a part of magmatic-metamorphic complex in NW of Sanandaj-Sirjan zone. Gneiss, with amphibolite and schist, form Precambrian basement of the area. These rocks contain lipidogranoblastic, augen, porphyroblastic and myrmekite textures, and composed of quartz+ alkaline feldspars (microcline and orthoclase perthites) + plagioclase+ biotite± pyroxene+ muscovite± amphibole± epidote +zircon+ opaque. Field, petrography and geochemical evidences were used to know the genesis of igneous (ortho) or sedimentary (para) of these gneisses. All the evidences imply an igneous origin (ortho) for the studied gneisses. In fact, the protolith of these gneisses are porphyritic granite to monzonite rocks and has calcareous-alkaline and peraluminous nature. It can be inferred that the protolith of these rocks which formed in the late Neoproterozoic, belong to the calc-alkaline magmas in active continental margins or volcanic arcs (VAG). Further tectonic events have transformed them into gneisses.

Keywords: Orthogneiss, mineralogy, geochemistry, protolith, Neoproterozoic, Qushchi, Urmia

For Persian Version see pages 1 to 12

*Corresponding author: M. Asadpour; E-mail: m.asadpour@urmia.ac.ir