

شیمی کانی کروم اسپینل در توده اولترامافیک - مافیک سرگز - آب شور (سیخوران)، جنوب خاور ایران: رهیافتی بر محیط زمین ساختی تشکیل توده

سید علی اکبر اسدی^{۱*}، حبیب... قاسمی^۱ و محسن مبشری^۱

^۱ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیده

توده اولترامافیک- مافیک سرگز- آب شور (سیخوران) در جنوب خاور پهنه دگرگونی- ماگمایی سندانج - سیرجان در منطقه اسفندقه در داخل سنگ های دگرگونی پالئوزوئیک بالایی- تریاس نفوذ کرده و توسط سنگ های رسوبی ژوراسیک پوشیده شده است. این توده از هارزبورژیت و دونیت پورفیروکلاستی تفاله گشته ای (واحد تکونیت)، سنگ های اولترامافیک - مافیک انباشتی لایه ای، توده بزرگ گابروی ایزوتروپ و دایک های پراکنده میکروگابروی- دیابازی تشکیل شده و فاقد بخش های خروجی و رسوبی (دسته دایک های دیابازی، بازالت های توده ای و بالشی، هیالوکلاستیت، چرت، رادیولاریت و آهک پلاژیک) یک مجموعه افیولیتی است. همچنین به صورت یک توده نفوذی بزرگ به درون دگرگونه های پالئوزوئیک بالایی- تریاس میزبان تزریق شده و سبب ایجاد دگرگونی همبری شدید و ذوب آمفیبولیت های میزبان گردیده و از این رو، یک توالی افیولیتی کامل نیست. دونیت های پورفیروکلاستی و اولترامافیک - مافیک های انباشتی لایه ای مهم ترین بخش های این توده هستند. کروم اسپینل با ترکیبات غنی تا فقیر از کروم و منشأهای ماگمایی تا تفاله ای بازماندی در بخش های اولترامافیک گشته ای و انباشتی لایه ای این توده یافت می شود. بلورهای خودشکل این کانی غالباً با بافت انباشتی توده ای و لایه ای در داخل و در بین دانه های الوین دیده می شوند. ترکیب کروم اسپینل در این مجموعه از نوع کرومیت، منزیوکرومیت، هرسینیت و اسپینل و منطبق با کروم اسپینل های پریدونیت های تهی شده نواحی فرافروانشی به ویژه سنگ های حوضه های فرافروانشی کمانی است که با ماگماهای بونینیتی برهم کنش داشته اند. برداشت های دقیق صحرایی به همراه نتایج سن سنجی ایزوتوپی پیشین و این پژوهش بر روی زیرکن های استخراج شده از نمونه پگماتوبیدی حاصل از ذوب بخشی آمفیبولیت های میزبان توده گابروی ایزوتروپ (187.2 ± 2.6 Ma) نشان می دهند که توده اولترامافیک- مافیک آلپی سرگز- آب شور به صورت یک ستون (دیاپیر) گشته ای آستوسفیری در حال صعود و ذوب بخشی در زمان تریاس پسین- ژوراسیک پیشین در یک حوضه کششی فرافروانشی درون/ پیش کمانی جنینی در داخل نوار دگرگونی- ماگمایی نوع آندی سندانج- سیرجان جایگزین شده است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۹/۲۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۳/۳۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۱۰/۰۱

کلیدواژه ها:

کروم اسپینل

مجموعه اولترامافیک- مافیک

سرگز- آب شور

کرمان

ایران

۱- پیش نوشتار

سنگ ها و کانی های تشکیل دهنده توده های اولترامافیک- مافیک، به علت ویژگی ها و شرایط تشکیل خاصی که دارند و همچنین با در نظر گرفتن محیط های ژئودینامیکی قدیمی و نوع فرایندهای درگیر در پتروژنز آنها، همواره اطلاعات ارزشمندی درباره ویژگی های گشته (به ویژه گشته بالایی) و فرایندهای آشیانه ماگمایی در اختیار پژوهشگران قرار می دهند. توده های اولترامافیک- مافیک به شکل انواع نفوذی لایه ای (نظیر بوشولد و اسکارگارد، Cawthorn, 1996; Charlier et al., 2015)، نفوذی ماگمایی نوع آلاسکایی (Ye et al., 2015; Abdallah et al., 2019)، انواع افیولیتی (همانند قبرس و عمان، نیریز) و انواع آلپی (نظیر لهرز، لیزارد، روندا، ترینیتی، ژوزفین، تیناکیلو، Obata, 1980; Dick, 1977; Quick, 1981) دیده می شوند. توده های نفوذی لایه ای نوع بوشولد به دلیل جایگاه تشکیل درون ورقه ای و منشأ ماگمایی انباشتی، کاملاً شناخته شده هستند و از انواع دیگر کاملاً متمایزند. توده های نفوذی نوع آلاسکایی نیز همانند نوع بوشولد منشأ ماگمایی دارند ولی

برخلاف آن، ماگمای بازالتی سازنده آنها از نوع ماگمای آب دار منشأ گرفته از ذوب بخشی گوه گشته ای متاسوماتیسم شده روی زون فروانش است و در نتیجه دارای ویژگی های مذاب های بازالتی آب دار پهنه های فروانش می باشد (ماهیت تولیتی آب دار، غنی شدگی نسبی از LREEs و LILEs و تهی شدگی نسبی از HFSEs). ولی توده های آلپی و افیولیتی به دلیل داشتن واحدهای سنگی هر دو بخش گشته ای و پوسته ای، دارای شباهت های زیادی به ویژه در واحد گشته ای (تکونیت) هستند و در بیشتر موارد با هم اشتباه گرفته می شوند. اما تفاوت اصلی در آن است که توده های آلپی به صورت ستون های (دیاپیرهای) گشته ای در حالت تقریباً جامد در مناطق با زمین ساخت کششی، به طور آرام و آهسته بالا می آیند و بخش بالایی (سر) آنها متحمل ذوب بخشی و ایجاد ماگمای بازالتی اندکی متفاوت از بازالت های تولیتی پشته های در حال گسترش اقیانوسی می شود. این توده ها غالباً به صورت ستون های (دیاپیرهای) اولترامافیک- مافیک و در حالت نسبتاً جامد به درون پوسته قاره ای و

تازگی سپیدبر و همکاران (Sepidbar et al., 2021) در یک مطالعه ناحیه‌ای و کلی، پتروژن پریدوتیت‌های بخش گوشته‌ای میزبان کانسارهای کرومیتیت سیخوران- صوغان را مطالعه کرده‌اند. آنان بدون اشاره به نتایج مطالعات قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۱۳۷۷، ۱۳۸۰، ۱۳۸۳ و Ghasemi et al., 2002)، احمدی‌پور (۱۳۷۹)، احمدی‌پور و همکاران (Ahmadipour et al., 2003) و صرفاً براساس ایده شفایی‌مقدم و همکاران (Shafaii Moghadam et al., 2017) که این مجموعه‌ها را در زمره افیولیت‌های حاجی‌آباد- اسفندقه قلمداد نموده‌اند، نخست این که، مجموعه‌های صوغان- آبدشت- سیخوران را به عنوان افیولیت در نظر گرفته‌اند، در حالی که این مجموعه‌ها اصولاً افیولیت نیستند. دوم، آنها را از نوع افیولیت‌های تریاس بالایی- کرتاسه دانسته‌اند، در حالی که سن سنجی‌های منتشر شده بیانگر سن پالئوزویک بالایی- تریاس این مجموعه‌هاست. سوم، بخش اصلی این مجموعه‌ها را توالی کومولاهای اولترامافیک لایه‌ای در نظر گرفته‌اند، در حالی که واحد اصلی این مجموعه‌ها به سبزی چند کیلومتر شامل لرزولیت، هارزبورژیت و دونیت تفاله گوشته‌ای است. چهارم، محل انبانه‌های کرومیتیتی را در داخل عدسی‌های نازک دونیتی درون هارزبورژیت‌ها ذکر کرده‌اند، در حالی که بیشترین ذخایر کرومیتیت این مجموعه‌ها در داخل دونیت‌ها قرار دارند. به باور این پژوهشگران، اسپینل موجود در لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها از نوع کروم پایین (Cr# 42-53) ناشی از تبلور از ماگمای تولیتی و در قلمرو پریدوتیت‌های آبیسال و اسپینل موجود در دونیت‌ها و کرومیتیت‌ها از نوع کروم بالا (Cr# 52-76) ناشی از تبلور از ماگمای بونیتی در محیط فرافروانی است.

کروم اسپینل در واحدهای مختلف بخش اولترامافیک توده سرگز-آب‌شور به ویژه در دونیت‌ها (پورفیروکلاستی و انباشتی) به فراوانی مشاهده می‌شوند، به طوری که در بیشتر موارد به شکل نهشته‌های کرومیتیت انبانی با ساختارهای توده‌ای و لایه‌ای و بافت‌های ماگمایی مختلف شامل نواری، انتشاری، توده‌ای و گرهکی (ندولار) اهمیت اقتصادی یافته و مورد استخراج قرار می‌گیرند (قاسمی، ۱۳۷۹؛ احمدی‌پور، ۱۳۷۹؛ نجف‌زاده و احمدی‌پور، ۱۳۹۳؛ پیغمبری و همکاران، ۱۳۹۸). ترکیب شیمیایی این کانی به عوامل مختلفی مانند درجه ذوب بخشی پریدوتیت گوشته، طبیعت مذاب مادر و موقعیت ژئودینامیکی تشکیل مجموعه اولترامافیک دربردارنده آن وابسته است. به عنوان نمونه، کروم اسپینل‌های با عدد کروم بالا (Cr# > ۰/۶) از ماگماهای بونیتی محیط‌های پیش کمانی و کروم اسپینل‌های با عدد کروم پایین (Cr# < ۰/۶) از ماگماهای تولیتی مراکز گسترش اقیانوسی (MORB) یا حوضه‌های گسترش اقیانوسی پشت کمانی جوان ایجاد می‌شوند (Melcher et al., 1997; Kamenetsky et al., 2001; Arai, 1997a,b; Arai et al., 2011; Zaccarini et al., 2011; Ao and Satyanarayanan, 2021). به وجود فرضیه‌های مختلف در مورد سن و محیط ژئودینامیکی تشکیل مجموعه‌های اولترامافیک- مافیک منطقه اسفندقه، در این پژوهش از روابط صحرایی واحدهای سنگی، داده‌های سن سنجی و شیمی کانی کروم اسپینل در توده اولترامافیک- مافیک سرگز-آب‌شور (سیخوران) برای پی بردن به ماهیت و جایگاه ژئودینامیکی تشکیل آن استفاده شده است.

۲- زمین‌شناسی منطقه سرگز- آب‌شور (سیخوران)

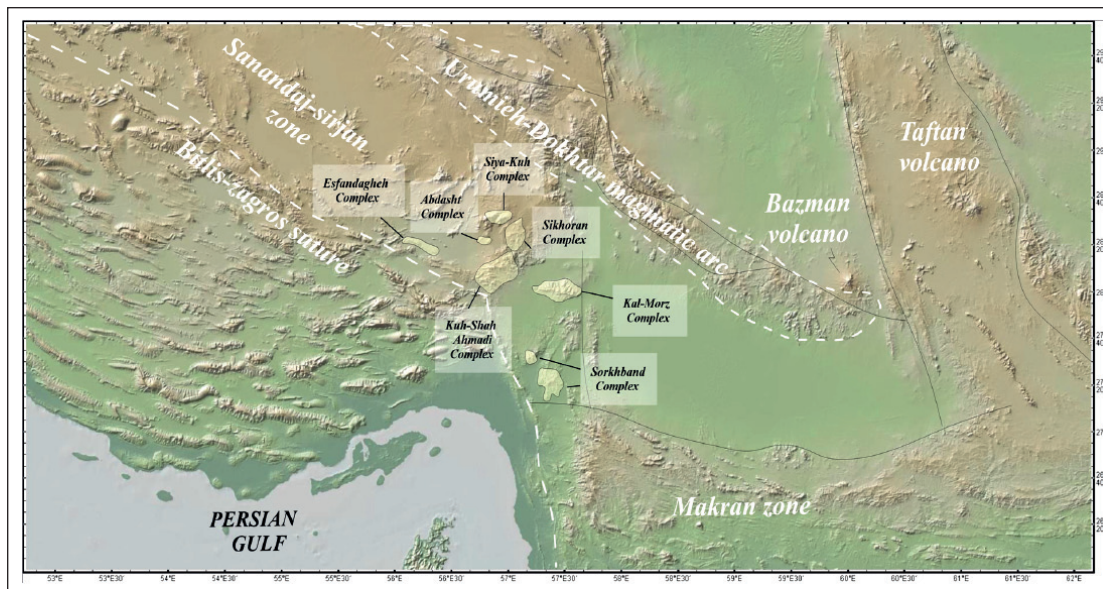
منطقه سرگز- آب‌شور (سیخوران) در اسفندقه، بخشی از نوار سنگ‌های اولترامافیک- مافیک/افیولیتی حاجی‌آباد- اسفندقه است که در جنوبی‌ترین بخش استان کرمان در جنوب شهرستان بافت در ناحیه عمومی اسفندقه واقع است. در این منطقه، رخنمون‌های فراوانی از سنگ‌های اولترامافیک- مافیک افیولیتی/آلیی وجود دارند که مهم‌ترین آنها شامل توده‌های سرگز-آب‌شور یا سیخوران (قاسمی، ۱۳۷۹)، صوغان-آبدشت (احمدی‌پور، ۱۳۷۹؛ Sepidbar et al., 2021)، سرخ‌بند (Najafzadeh et al., 2008)، ده‌شیخ (Peighambari et al., 2016)، آب‌بید (محمدی، ۱۳۹۵)

گاهی اقیانوسی نفوذ کرده و در پوسته قاره‌ای سبب ایجاد هاله‌های دگرگونی همبری آشکار دمای بالا (حتی در رخساره سانیدینیت) می‌شوند (Challis, 1965). بعضی از این توده‌ها در حوضه‌های اقیانوسی و حتی در محل پشته‌های میان اقیانوسی با سرعت گسترش پایین (Lherzolite Ophiolite Type= LOT) و یا در جایگاه‌های کششی درون، پشت و یا پیش کمانی بالا می‌آیند.

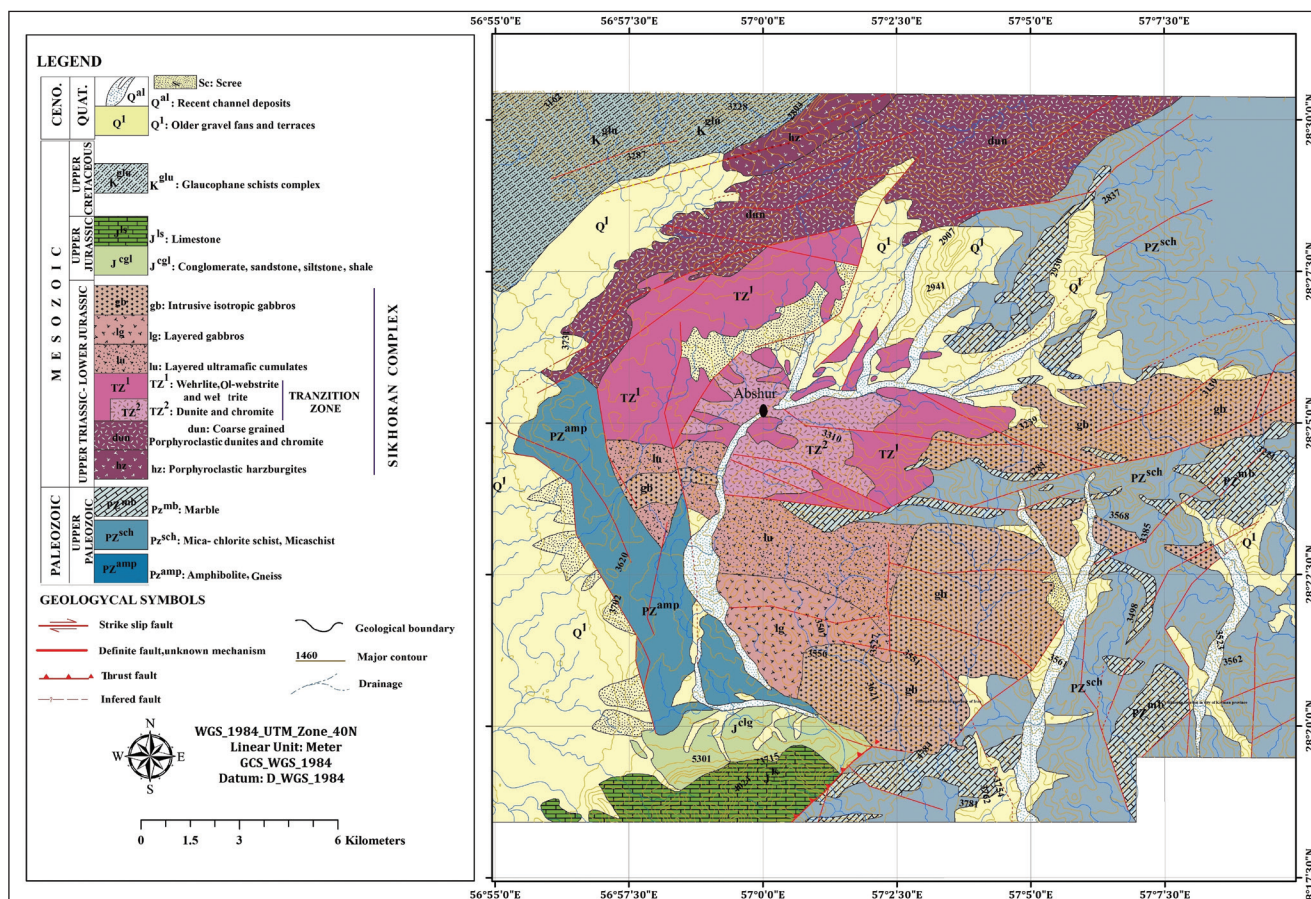
منطقه اسفندقه در جنوب‌خاوری نوار دگرگونی- ماگمایی نوع آندی سندج-سیرجان در جنوب خاوری کرمان، دربردارنده بزرگ‌ترین توده‌های اولترامافیک- مافیک آلیی و مجموعه‌های افیولیتی/افیولیت ملائزی نوع قبرسی و عمانی است. این مجموعه‌ها دارای دو سری رده سنی متفاوت تریاس- کرتاسه (نظیر سیخوران و صوغان-آبدشت) و کرتاسه بالایی (بافت و حاجی‌آباد) هستند (قاسمی، ۱۳۷۹؛ احمدی‌پور، ۱۳۷۹؛ Ghasemi et al., 2002; Ahmadipour et al., 2003; Peighambari et al., 2011, 2016; Shafaii Moghadam et al., 2017; Sepidbar et al., 2021). از مهم‌ترین و شناخته شده‌ترین مطالعاتی که پیرامون توده‌های اولترامافیک- مافیک جنوب خاور ایران انجام گرفته است، می‌توان به پژوهش‌های سبزه‌ئی (Sabzehei, 1974)، قاسمی (۱۳۷۹) و قاسمی و همکاران (۱۳۷۷، ۱۳۸۰، ۱۳۸۳؛ Ghasemi et al., 2002) بر روی توده اولترامافیک- مافیک سیخوران، احمدی‌پور (۱۳۷۹)، احمدی‌پور و همکاران (Ahmadipour et al., 2003) و نجف‌زاده و احمدی‌پور (۱۳۹۳) بر روی توده اولترامافیک صوغان- آبدشت در جنوب خاوری کرمان اشاره کرد. مطالعات دقیق صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها، شیمی سنگ کل و ایزوتوپی، حقایق جالب و تازه‌ای را درباره این توده‌ها و توده‌های مشابه آشکار ساخته و بر ماهیت غیرافیولیتی، سن پالئوزویک بالایی- تریاس بالایی و صعود دیاپیرگونه گوشته آستونسفری در یک محیط کششی برای تشکیل این توده‌ها تأکید شده است (قاسمی، ۱۳۷۹؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۷۷، ۱۳۸۰، ۱۳۸۳؛ احمدی‌پور، ۱۳۷۹؛ Ghasemi et al., 2002; Ahmadipour et al., 2003). در سال‌های اخیر، توده‌های اولترامافیک- مافیک افیولیتی مناطق حاجی‌آباد- اسفندقه توسط پژوهشگران مختلف مورد مطالعه قرار گرفته و در هر کدام از این مطالعات، جنبه‌هایی از زمین‌شناسی پیچیده آنها روشن شده است. نجف‌زاده و احمدی‌پور (۱۳۹۳) ژئوشیمی عناصر گروه پلاتین و کروم اسپینل را در پریدوتیت‌های مجموعه اولترابازیک آبدشت، جنوب خاوری کرمان بررسی کردند. آنها با بررسی ترکیب کروم اسپینل (Cr# = ۴۸-۸۶، Mg# = ۲۶-۵۶، TiO₂ = ۰/۰۷)، درجه ذوب بخشی پریدوتیت گوشته را ۲۵-۲۰ درصد و ماگمای متبلور کننده کروم اسپینل را از نوع بونیتی مرتبط با کمان فرافروانی دانسته‌اند. لیاقت‌زاده و همکاران (۱۳۹۷)، تکوین ساختاری بخش باختری مجموعه اولترامافیک ده‌شیخ در نوار افیولیتی اسفندقه- فاریاب را بررسی کردند. پیغمبری و همکاران (۱۳۹۸) ژن و خاستگاه ژئودینامیکی کرومیت‌های نیامی مجموعه اولترامافیک- مافیک آب‌بید در جنوب کرمان را بررسی کردند. به باور آنان، عدسی‌ها و لایه‌های کرومیت با بافت‌های ماگمایی مختلف توده‌ای، پراکنده و لایه‌ای و ترکیب (Cr# = ۵۸-۶۵، Al₂O₃ = ۱۸-۲۲، TiO₂ = ۰/۲-۰/۳۹)، بیانگر وجود یک مرکز گسترش اقیانوسی واقع در یک حوضه پشت کمانی فرافروانی در تریاس بالایی هستند. احمدوند و همکاران (۱۳۹۹) تحولات دگرگونی واحدهای فشار بالا- دمای کم آمیزه افیولیتی شمال صوغان به سن کرتاسه را مطالعه کردند. قدمی و پوستی (۱۳۹۹) به بررسی ژئوشیمی، کانی‌شناسی و پتروژن اولترامافیک‌های شمال رودان در استان هرمزگان پرداخته و کروم اسپینل‌های موجود در آنها را از نوع کروم اسپینل پشته‌های میان اقیانوسی و نشانگر عبور ماگمای بازالتی پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) از میان تفاله لرزولیتی گوشته دانسته‌اند. علی‌پور و همکاران (۱۴۰۰) کروم اسپینل‌های موجود در مجموعه اولترامافیک آب گرم در جنوب استان کرمان را از نوع گوشته‌ای قلمداد نموده و پریدوتیت‌های این مجموعه را با ماهیت افیولیتی و تهی شده متعلق به یک حوضه پشت کمان و ناشی از واکنش مذاب بازالتی با پریدوتیت گوشته دانسته‌اند. به

عرض‌های جغرافیایی ۲۰' ۲۸° تا ۳۰' ۲۸° در پهنه دگرگونی-ماگمایی سندج - سیرجان در منطقه اسفندقه در استان کرمان در جنوب خاوری ایران قرار دارد (شکل‌های ۱ و ۲).

و پیغمبری و همکاران، ۱۳۹۸) و حاجی‌آباد (Shafaii Moghadam et al., 2017) است (شکل ۱). توده اولترامافیک-مافیک چندزادی سرگز-آب‌شور به مساحت حدود ۶۰۰ کیلومترمربع در محدوده طول‌های جغرافیایی ۵۵° ۵۶' تا ۵۷° ۵۷' و



شکل ۱- موقعیت مجموعه اولترامافیک-مافیک سرگز-آب‌شور (سیخوران) و سایر مجموعه‌های اولترامافیک-مافیک در بخش جنوبی پهنه دگرگونی-ماگمایی سندج-سیرجان. (تهیه و تکمیل شده توسط نگارندگان (از تصاویر ماهواره ای لندست)).



شکل ۲- نقشه زمین شناسی منطقه سرگز-آب‌شور (سیخوران) که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و برداشت‌های دقیق صحرایی این پژوهش تهیه شده است. (تهیه شده توسط نگارندگان).

دونیت‌ها دیده می‌شوند. به همراه کرومیت‌های موجود در این واحد در محل معدن کرومیت سیخوران، سولفیدهای پیریت، کالکوپیریت، پیروتیت و پنتالندیت دیده می‌شوند که حاوی عناصر گروه پلاتین هستند (قاسمی، ۱۳۷۹). واحد انباشتی‌های مافیک لایه‌ای نیز شامل تروکتولیت، الیون گابرو، گابرونوریت، آنورتوزیت، فروگابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت و پلاژیوگرانیت با انواع ساخت‌ها و بافت‌های ماگمایی لایه‌ای است (شکل‌های ۲ و ۳-ج).

توده گابرویی بزرگ آب‌شور (شکل ۳-ج) به سن تریاس پسین- ژوراسیک پیشین و دایک‌های گابرویی- گابروپگماتوئیدی با سن‌های تریاس میانی- پسین و دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی- پسین (شکل ۳-ث) و کرتاسه بالایی این توده را قطع کرده‌اند. آثار نفوذ توده گابرویی آب‌شور در داخل مجموعه اولترامافیک- مافیک، به صورت وجود دایک‌ها، رگه‌ها و نفوذی‌های کوچک گابرویی در داخل دونیت‌های انباشتی و همچنین سری‌های انباشتی اولترامافیک- مافیک لایه‌ای به فراوانی دیده می‌شود. در محل تماس گابرو با دونیت‌ها، رگه‌های پیروکسنیتی تشکیل شده (شکل ۳-ت) که در دو طرف رگه از پیروکسن و در مرکز از گابرو تشکیل شده‌اند (قاسمی، ۱۳۷۹). در محل تماس گابرو با اولترامافیک‌های انباشتی لایه‌ای نیز به سبب بروز متاسوماتیسم، بلورهای بزرگ ده‌ها سانتی‌متری کلینوپیروکسن رشد کرده و همچنین قطعاتی از اولترامافیک‌ها به شکل آنکلاو در توده گابرویی دیده می‌شوند. افزون بر این، در محل تماس گابرو با دگرگونه‌های پالتوزویک میزبان و در اثر دگرگونی همبری شدید در رخساره سانیدینیت، آمفیبولیت‌ها به طور گسترده ذوب شده‌اند و پلاژیوگرانیت/کوارتز دیوریت‌های با بافت پگماتوئیدی متشکل از پلاژیوکلاز و آمفیبول‌های چند سانتی‌متری تا ۲ متری تشکیل شده‌است. این مجموعه اولترامافیک- مافیک فاقد بخش‌های نیمه ژرف (دسته دایک‌های منظم دیابازی) و خروجی (بازالت‌های توده‌ای و بالشی و هیالوکلاستیت) و رسوبی (چرت، رادیولاریت و آهک پلاژیک) یک مجموعه افیولیتی است و به طور آشکارا به صورت یک توده بزرگ در دگرگونه‌های پالتوزویک بالایی- تریاس میزبان (شکل ۳-ح) نفوذ کرده و به دلیل دمای بالا سبب ذوب گسترده آمفیبولیت‌های میزبان و تشکیل پلاژیوگرانیت و اسکارنی شدن مرمرها شده‌است و از این رو، نمی‌تواند یک توالی افیولیتی معمول باشد.

۳- سنگ‌نگاری

کانی کروم اسپینل در هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های پورفیروکللاستی واحد تکتونیت گوشه‌ای و همچنین در اولترامافیک‌های ماگمایی انباشتی لایه‌ای حضور دارد، ولی تنها در دونیت‌های پورفیروکللاستی گردنه کوه سرخ آشین و در دونیت‌های عبوری واحد اولترامافیک‌های انباشتی لایه‌ای در محل روستای سیخوران در مقیاس اقتصادی و قابل استخراج یافت می‌شود. کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های پورفیروکللاستی گوشه‌ای دارای منشأهای بازماندی و انباشتی ماگمایی ته‌نشست شده از ماگمای بازالتی عبوری هستند. ولی لایه‌های کرومیت قابل استخراج در هر دو واحد گوشه‌ای و عبوری، منشأ ماگمایی داشته و دارای لایه‌بندی آشکار هستند. دونیت‌های ماگمایی انباشتی واحد عبوری از نظر بافتی و در نمونه‌های دستی از دونیت‌های پورفیروکللاستیک گوشه‌ای زیرین که بافت‌های دگرشکلی آشکار نشان می‌دهند، به خوبی قابل تشخیص هستند. خوشبختانه، جز در پهنه‌های گسلی، که دونیت‌ها به کانی‌های گروه سرپانتین (لیزاردیت، کریزوتیل و آنتی گوریت) دگرسان شده‌اند، در بیشتر رخنمون‌ها، دونیت‌ها کاملاً سالم بوده و به رنگ سبز زیتونی تازه دیده می‌شوند (شکل ۳-الف، ب). دونیت‌های ماگمایی دارای بافت ادکومولا متشکل از الیون (حدود ۹۵ درصد) و کرومیت (۲ درصد) به عنوان فازهای کومولوس و به‌ندرت کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و فازهای سولفیدی به عنوان فازهای اینترکومولوس هستند. الیون‌ها، غالباً قطری بیش از ۲ میلی‌متر دارند ولی گاهی اوقات از محل شکستگی‌های موجود در بلورهای خود به دانه‌های

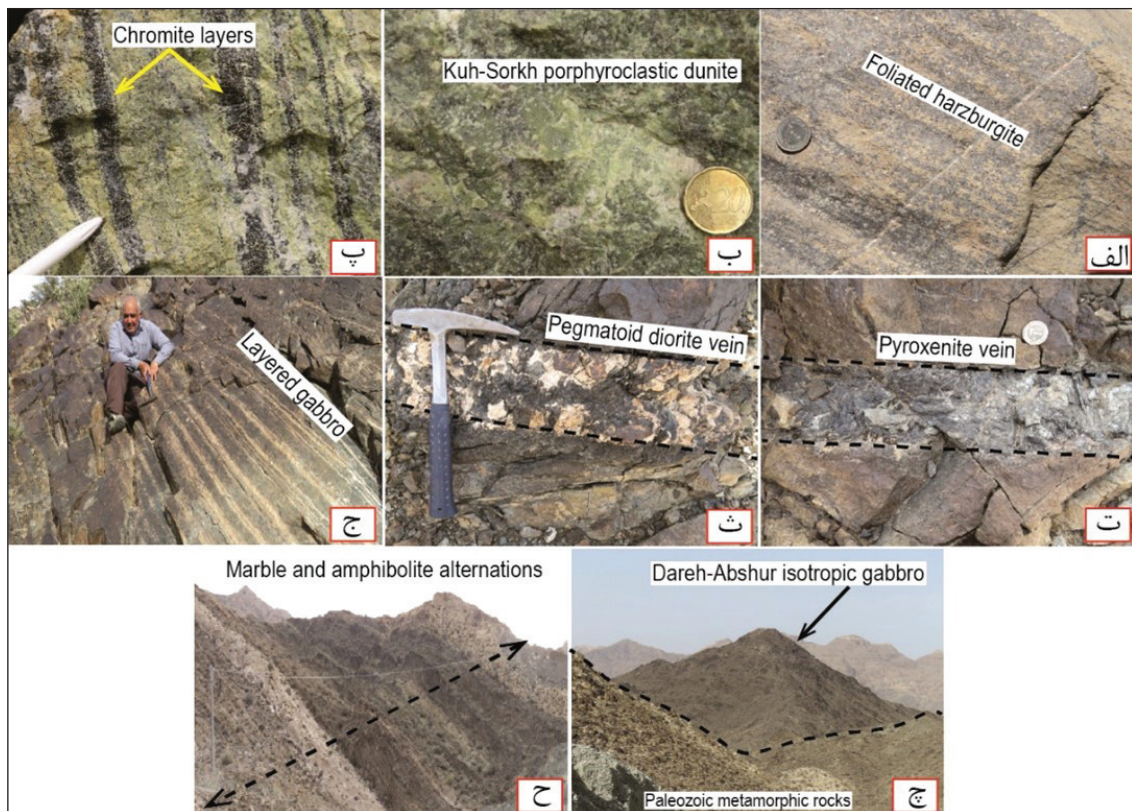
این توده و سنگ‌های میزبان آن، بخش کوچکی از گوشه خاوری نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ حاجی آباد (سبزه‌ئی، ۱۳۷۲)، گوشه باختری نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ سبزوآران (باباخانی، ۱۳۷۱)، گوشه شمال خاوری نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دولت‌آباد (عزیزان، ۱۳۸۵) و گوشه شمال باختری نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ پاگدار (زمانی، ۱۳۹۶) است و در بردارنده سنگ‌های دو پهنه ساختاری کاملاً متفاوت ایران زمین، یعنی پهنه راندگی زاگرس و پهنه دگرگونی- ماگمایی سندج - سیرجان می‌باشد (سبزه‌ئی، ۱۳۷۲). این منطقه محل برخورد روندهای ساختاری مختلف ایران زمین از قبیل روندهای شمال باختری - جنوب خاوری زاگرس و سندج - سیرجان و روند شمالی - جنوبی پهنه گسلی زندان بوده و در نتیجه دارای پیچیدگی‌های ساختاری فراوانی است. به طور کلی پیکره‌های سنگی اصلی منطقه سرگز- آب‌شور (به همراه توده اولترامافیک- مافیک سیخوران و نواحی مجاور آن) مشتمل بر سه مجموعه سنگی آذرین، دگرگونی و رسوبی است. پیکره آذرین شامل یک مجموعه به هم پیوسته از سنگ‌های اولترامافیک- مافیک به همراه گابروی توده‌ای (ایزوتروپ) و دایک‌های منفرد دیابازی است. پیکره دگرگونی نیز شامل دو مجموعه متفاوت از دگرگونه‌های پالتوزویک بالایی- تریاس و شیست‌های آبی کرتاسه بالایی و پیکره رسوبی مشتمل بر نهشته‌های نوع فلیشی ژوراسیک زیرین، آهک‌های ژوراسیک بالایی- کرتاسه و آبرفت‌های کواترنری است (قاسمی، ۱۳۷۹) (شکل ۲).

مجموعه به هم پیوسته اولترامافیک- مافیک سرگز- آب‌شور به صورت یک توده نفوذی عظیم در داخل دگرگونه‌های پالتوزویک بالایی- تریاس (جدول ۱) و با مرز گسله معکوس (گسل بزرگ آشین) در زیر شیست‌های آبی کرتاسه بالایی قرار گرفته‌است. این مجموعه، از پایین به بالا از واحدهای تکتونیت گوشه‌ای (Tectonites) (شامل هارزبورژیت دارای برگواره (foliated harzburgite) و دونیت پورفیروکللاستی تا حدودی سرپانتینی شده)، انباشتی‌های اولترامافیک لایه‌ای (Layered Ultramafic Cumulates)، انباشتی‌های مافیک لایه‌ای (Layered Mafic Cumulates) و یک توده بزرگ گابروی توده‌ای (ایزوتروپ) تشکیل شده است (شکل ۲). در اولترامافیک‌های واحدهای تکتونیت گوشه‌ای و انباشتی لایه‌ای، کروم اسپینل با ترکیب‌ها و منشأهای گوناگون حضور دارد. واحدهای هارزبورژیت دارای برگواره (foliated harzburgite) و دونیت پورفیروکللاستی (شکل‌های ۲ و ۳-الف، ب) در ابتدا شامل لرزولیت زایای گوشه بوده‌اند که با ذوب کلینوپیروکسن و خروج مذاب بازالتی از آن، ابتدا به هارزبورژیت دارای برگواره (foliated harzburgite) و خطوطاره (تکتونیت L-S) و سپس با تداوم فرایند ذوب و خروج ارتوپیروکسن، به دونیت پورفیروکللاستی تبدیل شده‌اند. این واحدها در آغاز در شرایط گوشه‌ای (دمای بالای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد در ژرفای گوشه بالایی) متحمل دگرگونی و دگرشکلی پلاستیک شده و سپس در جریان بالادستی و جایگیری در پوسته، متحمل دگرگونی‌های گرمایی (سرپانتینی شدن) و دینامیکی پوسته‌ای (میلونیتی شدن) نیز شده‌اند (قاسمی، ۱۳۷۹). این واحدها در کوه سرخ در گردنه آشین دارای ستبرای کمی از هارزبورژیت و ستبرای بسیار زیادی از دونیت خالص با لایه‌های کرومیت بوده که مورد استخراج قرار می‌گیرند (شکل‌های ۲ و ۳-پ). واحد انباشتی‌های اولترامافیک لایه‌ای در بخش زیرین و به صورت بین‌انگشتی از دونیت‌های پورفیروکللاستی بازماندی گوشه‌ای (تکتونیت) و به تدریج در محل روستا و معدن کرومیت سیخوران به دونیت‌های ماگمایی انباشتی (کومولایی) تغییر می‌یابند که در ادامه دیگر سنگ‌های اولترامافیک انباشتی (ورلیت- هارزبورژیت- لرزولیت- وبستریت- پیروکسنیت) نیز همراه آن ظاهر می‌شوند. انباشتی‌های دونیتی واحد لایه‌ای با لایه‌بندی و بافت‌های ماگمایی انباشتی و بدون دگرگونی و دگرشکلی کاملاً مشخص خود از دونیت‌های پورفیروکللاستی تفاله گوشه‌ای زیرین (واحد تکتونیت با بافت دگرگونی و دگرشکلی آشکار) به خوبی قابل تشخیص هستند. کروم اسپینل‌های موجود در این واحد نیز اگرچه عمدتاً دارای منشأ ماگمایی هستند، ولی انواع واکنشی نیز در اطراف دایک‌های پیروکسنیتی (شکل ۳-ت) موجود در

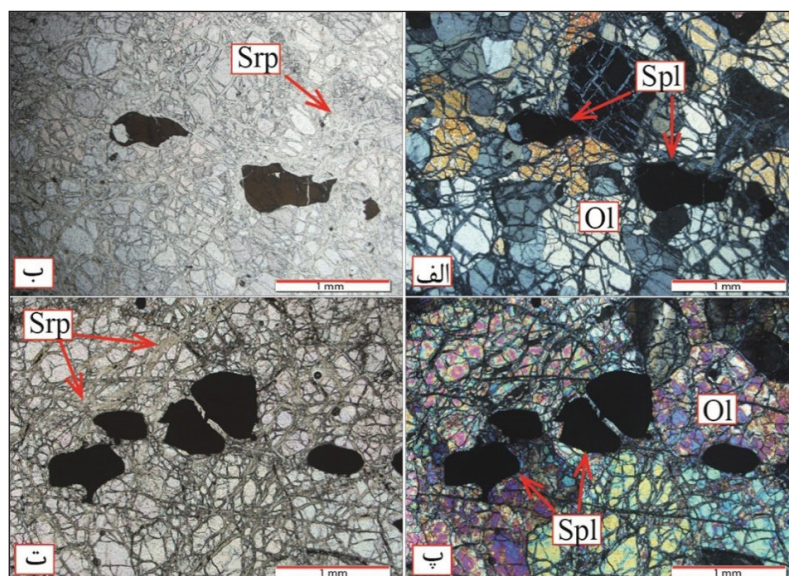
کوچک‌تری تبدیل شده‌اند (شکل ۴). بلورهای خودشکل کرومیت به قطر ۱/ تا ۱ میلی‌متر در داخل و بین دانه‌های الیون دیده می‌شوند. گاهی چند دانه از آن به شکل زنجیر به دنبال هم قرار گرفته (شکل ۴- پ، ت) و الیون‌ها را به شکل جزیره‌ای محصور نموده‌اند (شکل ۴- الف).

جدول ۱- نتایج سن سنجی بر روی واحدهای سنگی مجموعه سیخوران.

ردیف	نوع سنگ	روش سن سنجی	سن	منبع
۱	گارت گنیس واحد PZ^{amp} در نقشه	K-Ar بر روی بیوتیت	کربنفر پسین 304.9 ± 7	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۲	گرانیت آناتکیت ناشی از ذوب گنیس در مجاورت توده گابرویی واحد PZ^{amp} در نقشه	K-Ar بر روی مسکوویت	کربنفر پسین 329.6 ± 7.6	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۳	آمفیولیت میان لایه با گنیس واحد PZ^{amp} در نقشه	K-Ar بر روی آمفیول	کربنفر پسین 324.6 ± 16.6	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۴	دایک پگماتویدی قطع کننده کومولاهای اولترامافیک- مافیک	K-Ar بر روی آمفیول	پرمین پیشین 279.7 ± 17.1	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۵	دایک پگماتویدی قطع کننده کومولاهای اولترامافیک- مافیک	K-Ar بر روی آمفیول	پرمین پسین 255.6 ± 7.5	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۶	دایک پگماتویدی قطع کننده کومولاهای اولترامافیک- مافیک	K-Ar بر روی آمفیول	پرمین پسین 253 ± 13.8	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۷	دایک پگماتویدی ناشی از ذوب آمفیولیت‌ها در هاله دگرگونی همبری گابروی ایزوتروپ دره آب‌شور	K-Ar بر روی آمفیول	تریاس پسین 222.6 ± 8	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۸	دایک پگماتویدی ناشی از ذوب آمفیولیت‌ها در هاله دگرگونی همبری گابروی ایزوتروپ دره آب‌شور	K-Ar بر روی آمفیول	تریاس پسین 201 ± 7.5	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۹	آمفیولیت میان لایه با مرمر واحد PZ^{sch} در نقشه	K-Ar بر روی آمفیول	تریاس پسین 202.1 ± 10.4	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۱۰	آمفیولیت میان لایه با مرمر واحد PZ^{sch} در نقشه	K-Ar بر روی آمفیول	تریاس پسین 199.2 ± 10.7	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۱۱	دایک پگماتویدی قطع کننده کومولاهای اولترامافیک- مافیک	K-Ar بر روی آمفیول	ژوراسیک پیشین 184 ± 5.3	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۱۲	دایک دیابازی	K-Ar بر روی سنگ کل	ژوراسیک پسین 159.3 ± 12.4	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۱۳	دایک دیابازی	K-Ar بر روی پلاژیوکلاز	ژوراسیک پسین 138.3 ± 12	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۱۴	دایک دیابازی	K-Ar بر روی سنگ کل	ژوراسیک پسین 136.5 ± 11.7	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۱۵	دایک دیابازی	K-Ar بر روی سنگ کل	10.9 ± 133.9 ژوراسیک پسین	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۱۶	دایک دیابازی	K-Ar بر روی سنگ کل	6.6 ± 81 کرتاسه پسین	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۱۷	گلو کوفان شست	K-Ar بر روی مسکوویت فنزیتی	کرتاسه پسین 80.7 ± 1.5	قاسمی (۱۳۷۹)، قاسمی و همکاران (۲۰۰۲، ۱۳۸۳)
۱۸	گارت گنیس واحد PZ^{amp} در نقشه	U-Pb بر روی زیرکن	کربنفر پسین 326.3 ± 3.3	Shafaii Moghadam et al. (2017)
۱۹	گارت گنیس واحد PZ^{amp} در نقشه	U-Pb بر روی زیرکن	کربنفر پسین 318.7 ± 4	Shafaii Moghadam et al. (2017)
۲۰	گارت گنیس واحد PZ^{amp} در نقشه	U-Pb بر روی زیرکن	کربنفر پسین 312.2 ± 4.1	Shafaii Moghadam et al. (2017)
۲۱	آمفیولیت میان لایه با مرمر واحد PZ^{sch} در نقشه	U-Pb بر روی زیرکن	ژوراسیک پیشین 194 ± 1.8	Shafaii Moghadam et al. (2017)
۲۲	آمفیولیت میان لایه با مرمر واحد PZ^{sch} در نقشه	U-Pb بر روی زیرکن	1.4 ± 188.7 ژوراسیک پیشین	Shafaii Moghadam et al. (2017)
۲۳	آمفیولیت میان لایه با مرمر واحد PZ^{sch} در نقشه	U-Pb بر روی زیرکن	ژوراسیک پیشین 186.2 ± 1.4	Shafaii Moghadam et al. (2017)
۲۴	دایک پگماتویدی ناشی از ذوب آمفیولیت‌ها در هاله دگرگونی همبری گابروی ایزوتروپ دره آب‌شور	U-Pb بر روی زیرکن	ژوراسیک پیشین 187.2 ± 2.6	این پژوهش (منتشر نشده)



شکل ۳- تصاویر صحرایی از رخنمون‌های زمین‌شناسی سنگ‌های منطقه سرگز-آب‌شور. (الف) نمای نزدیک از یک نمونه هارزبورژیت دارای برگواره (foliated harzburgite) (گوشته‌ای (تکتونیت). (ب) نمای نزدیک از سطح تازه شکسته سبز زیتونی واحد دونیت پورفیروکلاستی دانه درشت کوه سرخ. (پ) لایه‌های متناوب و نازک کرومیت در در دونیت‌های پورفیروکلاستی کوه سرخ. (ت) رگه پیروکسنیت در داخل واحد اولترامافیک‌های انباشتی لایه‌ای. (ث) رگه دیوریت پگماتوئیدی قطع‌کننده واحد مافیک‌های انباشتی لایه‌ای. (ج) لایه‌بندی تکراری از لایه‌های تیره و روشن در گابروهای انباشتی لایه‌ای. (چ) نمایی از گابروی توده‌ای دره آب‌شور که به داخل دگرگونه‌های پالئوزویک نفوذ کرده و سبب ذوب آمفیبولیت‌ها و ایجاد کوارتز دیوریت/پلاژیوگرانیت شده است. (ح) نمایی از تناوب مرمر و آمفیبولیت‌های پالئوزویک بالایی میزبان توده گابروی دره آب‌شور.



شکل ۴- (الف و پ) تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های دونیت منطقه سرگز-آب‌شور در نور XPL. ب و ت) تصاویر (الف و پ) در نور PPL. علائم اختصاری Spl، Ol و Srp به ترتیب مشخص‌کننده اسپینل، الوین و سربانتین می‌باشند (Whitney and Evans, 2010).

۴- روش پژوهش

سنگ‌ها برای اطلاع آورده شده است. داده‌ها شامل درصد وزنی اکسیدهاست که با نرم‌افزار مربوط به کروم اسپینل به کاتیون تبدیل شده‌اند و در محیط نرم افزارهای مختلف، پردازش و در نمودارهای گوناگون مورد استفاده قرار گرفته‌اند. ضمن استفاده از نتایج سن سنجی پتاسیم- آرگن قاسمی (۱۳۷۹) و شفایی مقدم و همکاران (Shafaii Moghadam et al., 2017)، از نتایج سن سنجی به روش اورانیم- سرب بر روی زیرکن‌های جدا شده از یک نمونه دایک پگماتوئیدی حاصل از ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها در هاله دگرگونی همبری گابروی ایزوتروپ آب شور در مرکز SHRIMP شهر پکن در چین نیز استفاده شده است.

توالی اولترامافیک- مافیک سیخوران مورد مطالعه دقیق صحرایی و سنگ‌نگاری قرار گرفته است. از نمونه‌های برداشتی، ۲۷ نمونه (شامل ۱۰ نمونه دونیت، ۴ نمونه کرومیتیت، ۲ نمونه ورلیت، ۲ نمونه پیروکسنیت، ۲ نمونه لرزولیت و ۴ نمونه هارزبورژیت)، مقاطع نازک- صیقلی و صیقلی تهیه و آنالیزهای میکروپروب بر روی کروم اسپینل‌ها به تعداد ۱۲۵ نقطه با دستگاه Camebax SX50 با شتاب ولتاژ 15kV و جریان پرتو 12nA با زمان شمارش متغیر از ۱۰ تا ۲۰ ثانیه در مرکز تحقیقات دریایی اروپا در شهر برست فرانسه انجام شده است. نظر به محدودیت تعداد صفحات مقاله، در جدول ۲ تنها نتایج یک نمونه از آنالیزهای شیمیایی هر کدام از

جدول ۲- داده‌های شیمی کروم اسپینل در هر کدام از نمونه‌های مجموعه اولترامافیک-مافیک منطقه سرگز-آب‌شور. نتایج به صورت درصد وزنی اکسید بوده که در محیط نرم‌افزار به کاتیون تبدیل شده‌اند.

Group	Porphyroclasticdunite	Chromitite	Layered ultramafics				
Sample	Por-Dunite	Chromitite	Dunite	Wehrlite	Ol-Clinopyroxenite	Lherzolite	Harzburgite
SiO ₂	0.01050	0.01356	0.01056	0.00900	0.03208	0.00980	0.03827
TiO ₂	0.15643	0.15552	0.31909	0.26425	0.17142	0.12500	0.14013
Al ₂ O ₃	9.62907	8.98268	23.57547	22.48675	22.60942	39.41340	33.58187
FeO	26.41514	20.58188	28.07438	29.86925	25.77467	22.30290	20.80233
MnO	0.45221	0.32012	0.33042	0.30000	0.60492	0.26730	0.22553
MgO	6.83279	10.56336	9.32622	9.30400	8.55442	13.82110	13.62407
CaO	0.00500	0.01164	0.01164	0.01375	0.02433	0.03820	0.01767
Na ₂ O	0.01029	0.01476	0.01664	0.00175	0.04233	0.02220	0.01433
K ₂ O	0.00114	0.00776	0.00271	0.00000	0.01667	0.00420	0.00693
Cr ₂ O ₃	55.69343	58.77292	37.90958	37.82775	41.56975	23.99590	31.31287
NiO	0.05671	0.03124	0.03817	0.03700	0.04250	0.09933	0.15300
Total	99.26271	99.45544	99.59707	100.09500	99.44250	100.02980	99.91700
Si	0.00017	0.00023	0.00018	0.00015	0.00053	0.00016	0.00064
Ti	0.00196	0.00195	0.00399	0.00331	0.00215	0.00156	0.00175
Al	0.09444	0.08810	0.23122	0.22054	0.22175	0.38656	0.32936
Fe	0.36764	0.28646	0.39074	0.41572	0.35873	0.31041	0.28952
Mn	0.00637	0.00451	0.00466	0.00423	0.00853	0.00377	0.00318
Mg	0.16951	0.26205	0.23136	0.23081	0.21222	0.34287	0.33798
Ca	0.00009	0.00021	0.00021	0.00025	0.00043	0.00068	0.00032
Na	0.00017	0.00024	0.00027	0.00003	0.00068	0.00036	0.00023
K	0.00001	0.00008	0.00003	0.00000	0.00018	0.00004	0.00007
Cr	0.36640	0.38666	0.24941	0.24887	0.27349	0.15787	0.20601
Ni	0.00076	0.00042	0.00027	0.00025	0.00057	0.00040	0.00205
Fe ³⁺	0.08462	0.11319	0.12353	0.13567	0.09965	0.15208	0.14468
Fe ²⁺	0.28302	0.17327	0.26720	0.28005	0.25908	0.15833	0.14485
Mg#	37.50619	60.25875	46.53145	45.32823	44.56129	68.80594	69.97005
Cr#	79.47612	81.49261	51.96125	52.99263	56.59481	30.04223	38.80069

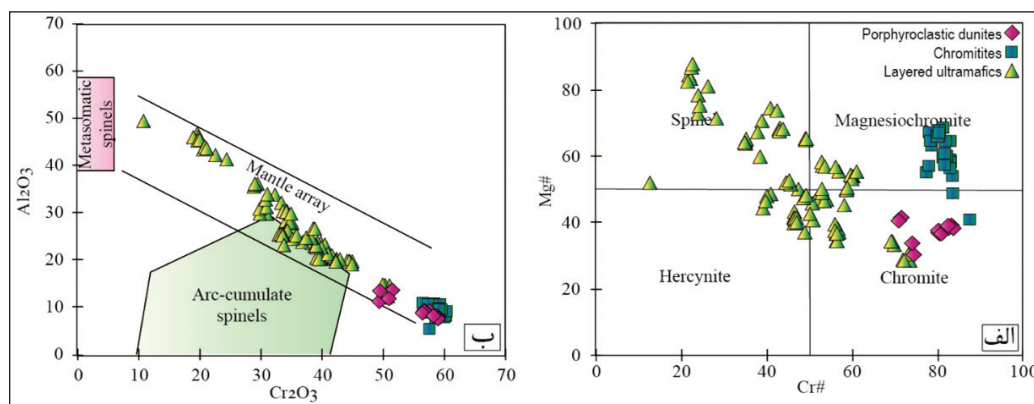
۵- پتروژنز و محیط زمین‌ساختی

از ذوب بخشی پریدوتیت‌های گوشه‌ای، طی صعود آستوسفر در مراکز گسترش اقیانوسی حضور داشته باشد (Zhou et al., 2014). کرومیت یکی از اولین فازهای متبلور شده از ماگماهای اولترامافیک- مافیک است که در آنها، یون‌های

کروم اسپینل در واحدهای اولترامافیک بسیاری از توده‌های نفوذی لایه‌ای و آلاسکایی، پریدوتیت‌های آلپی و افیولیت‌ها می‌تواند به عنوان یک فاز اولیه از ماگمای مافیک متبلور شود. همچنین می‌تواند به عنوان یک فاز باقیمانده حاصل

فرایندهای زمین شناسی در انواع ماگماهای اولترامافیک-مافیک و کانی های گروه اسپینل باشد. افزایش عدد کروم، می تواند انعکاسی از افزایش درجه ذوب بخشی در گوشته باشد (Dick and Bullen, 1984). در نمودار تغییرات ترکیبی اسپینل ها (Lindsley, 1991) که بر پایه میزان تغییرات عدد منیزیم ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) در برابر عدد کروم ($Cr\# = Cr/(Cr+Al)$) ترسیم شده است (شکل ۵-الف)، ترکیب کروم اسپینل در دونیت های پورفیروکلاستی در میدان کرومیت و در انبانه های کرومیتیتی در میدان منیزوکرومیت و در واحد اولترامافیک های لایه ای در میدان اسپینل تا محل اشتراک میدان های کرومیت، اسپینل و هرسینیت قرار می گیرد. میزان $Cr\#$ در پریدوتیت های پشته های میان اقیانوسی در حدود ۲۰ تا ۶۰، پریدوتیت های فرورانشی ۴۰ تا ۶۰ (Arai, 1987)، واحدهای تکتونیت ترودوس در حدود ۴۱ تا ۶۱ (Hebert and Laurent, 1987) و در نمونه های مجموعه سرگز-آب شور از ۴۰ تا ۶۰ در تغییر می باشد. پریدوتیت های اسپینل دار هم به صورت بیگانه بلور (زینولیت) و هم به صورت توده های پریدوتیتی نوع آلی، از سنگ های معمول گوشته هستند (Nixon, 1987; Arai, 1994). در نمودار تغییرات Al_2O_3 در برابر Cr_2O_3 (Franz and Wirth, 2000) که متمایز کننده محدوده اسپینل های متاسوماتیک، انباشتی های کمان ها و آرایه گوشته ای است، کروم اسپینل های مورد بررسی همگی در قلمرو آرایه گوشته ای و کروم اسپینل های واحد اولترامافیک لایه ای عمدتاً در محدوده همپوشان با اسپینل های کومولاهای کمان ها قرار می گیرند (شکل ۵-ب). در این محیط ها برهمکنش ماگمای بونینیتی با کروم اسپینل های گوشته بازمانده از ذوب بخشی، سبب افزایش عدد کروم و کاهش TiO_2 در آنها می شود (Ao and Satyanarayanan, 2021).

سه ظرفیتی مانند کروم و آلومینیم، بسیار آهسته تر از یون های دوزریتی (آهن و منیزیم) انتشار می یابند (Baumgartner et al., 2013; Dharma et al., 2013). این امر، یک نشانگر مؤثر برای تشخیص تحول سنگ های اولترامافیک-مافیک است. بسیاری از مطالعات نشان دهنده کنترل ترکیب کرومیت های اولیه توسط درجه ذوب بخشی گوشته، طبیعت مذاب اولیه، جایگاه زمین ساختی، برهمکنش مذاب با کرومیت های تفرافه بازماندی اولیه، فوگاسیته اکسیژن و دمای تبلور مذاب اولیه است (Uysal et al., 2009; Mukherjee et al., 2010; Zaccarini et al., 2011; Zhou et al., 2014; Ao and Satyanarayanan, 2021). ویژگی های فیزیکوشیمیایی کرومیت ها موجب مقاومت بسیار بالای آنها در برابر سرپانتینی شدن پریدوتیتی های گوشته ای می شود. اگرچه فرایندهای دگرسانی به طور ضعیف می تواند بر روی حاشیه کرومیت ها تأثیر بگذارد، با این حال ترکیب هسته کرومیت ها یک شاخص پتروژنتیکی قابل اعتماد برای تعیین ترکیب مذاب های والد و درجات ذوب بخشی گوشته در موقعیت های زمین ساختی مختلف است (Arai, 1992; Zhou et al., 1998; Barnes and Roeder, 2001; Kamenetsky et al., 2001; Zhou et al., 2005; Dare et al., 2009; Huang et al., 2017). بر این اساس، با استفاده از تصویر کردن ترکیب شیمیایی کروم اسپینل های موجود در توده اولترامافیک-مافیک سرگز-آب شور در نمودارهای مختلف، می توان به بررسی ویژگی ها و ماهیت این توده پرداخت. بالابودن غلظت عنصر کروم در ماگما می تواند منجر به تبلور کروم اسپینل شود ولی تبلور آن تا حدی زیادی به میزان غلظت آلومینیم نیز بستگی دارد. در نتیجه، عدد کروم ($Cr\# = Cr/(Cr+Al)$) می تواند نشانگر خوبی برای بررسی تغییرات این عنصر طی



شکل ۵-الف) موقعیت کروم اسپینل های سنگ های اولترامافیک مجموعه اولترامافیک-مافیک سرگز-آب شور در نمودار تغییرات $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ (Lindsley, 1991). ب- موقعیت نمونه ها در نمودار تغییرات درصد Al_2O_3 در برابر Cr_2O_3 (Franz and Wirth, 2000).

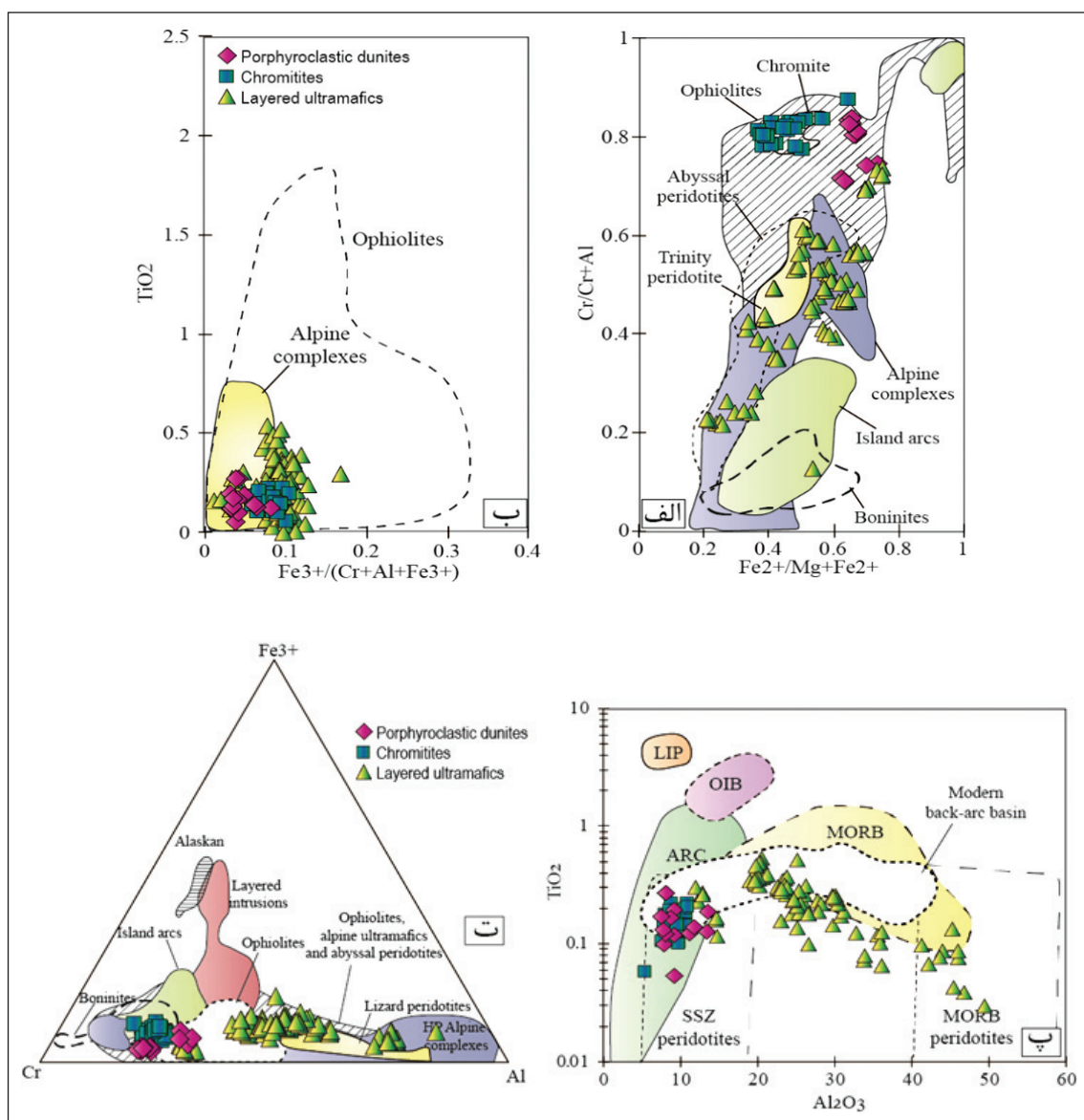
اما در $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$ ثابت است و ۴- یک روند غیر معمول افزایش Al که تنها در توده های نفوذی لایه ای یافت می شود. روند $Cr-Al$ در سنگ هایی که در یک محدوده فشاری معین به تعادل رسیده اند رایج است، در حالی که روند $Fe-Ti$ غالباً ناشی از تفریق در فشار پایین است. در نمودار $Cr/(Cr+Al)$ در برابر $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$ نمونه های مورد مطالعه روند $Cr-Al$ مشابه با پریدوتیت های آلی و افیولیتی دارند. کروم اسپینل های انبانه های کرومیتیتی و دونیت های پورفیروکلاستی به دلیل متأثر شدن از ماگمای بازالتی بونینیتی محیط فرورانشی در قلمرو افیولیتی و کروم اسپینل های واحدهای اولترامافیک لایه ای در قلمرو پریدوتیت های آلی ترسیم شده اند (شکل ۶-ب).

در نمودار تغییرات میزان TiO_2 نسبت به میزان Al_2O_3 اسپینل های وابسته به جایگاه های مختلف قوسی، ایالت های بزرگ آذرین، MORBs و جزایر اقیانوسی

مقادیر TiO_2 در پریدوتیت های آلی همیشه پایین است، اما مقادیر آن در افیولیت ها به مراتب بیشتر است. در نمودار TiO_2 در برابر $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ بیشتر نمونه های مورد مطالعه در قلمرو پریدوتیت های آلی قرار گرفته اند (شکل ۶-الف) که می تواند به خوبی نشان دهنده مشابهت سنگ های مورد مطالعه با پریدوتیت های نوع آلی و تمایز آنها از پریدوتیت های توالی افیولیتی باشد. بارنز و رودر (Barnes and Roeder, 2001) با مطالعه طیف ترکیبات اسپینل در انواع سنگ های اولترامافیک-مافیک در محیط های زمین ساختی مختلف چندین روند منظم از ترکیبات اسپینل را آشکار نمودند که شامل: الف- یک روند بسیار متغیر از $Cr/(Cr+Al)$ در $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$ پایین به نام روند $(Cr-Al)$ ، ۲- روند افزایش $Fe^{3+}/(Mg+Fe^{2+})$ در TiO_2 و $Cr/(Cr+Al)$ ثابت به نام روند $(Fe-Ti)$ ، ۳- روندی که به طور عمده در کیمبرلیت ها یافت می شود و مشابه با روند $Fe-Ti$

مورد مطالعه به خوبی یک روند Cr-Al شاخص را نشان می-دهند که مشابه با روند پریدوتیت‌های آلپی، افیولیت‌ها و پریدوتیت‌های آبیسال است (شکل ۶-ت). جهت مقایسه بهتر، قلمرو مربوط به پریدوتیت‌های لیزارد به عنوان یکی از نمونه‌های آشکار پریدوتیت‌های آلپی نیز نشان داده شده است. نمونه‌های مورد مطالعه شباهت بسیاری با پریدوتیت‌های آلپی داشته و به خوبی از قلمرو افیولیت‌ها متمایز هستند. به باور ابروین (Irvine, 1965, 1967) روند Cr-Al مربوط به اسپینل‌هایی است که با البوین با ترکیب ثابت در دمای ثابت متعادل شده‌اند. اما در مورد نمونه‌های مجموعه‌های نفوذی فشار بالا نظیر توده‌های آلپی که به صورت جامد و پرفشار تزریق می‌شوند احتمالاً این روند نتیجه تعادل دما بین پیروکسن‌های حاوی Al و اسپینل‌های غنی از Mg-Al است.

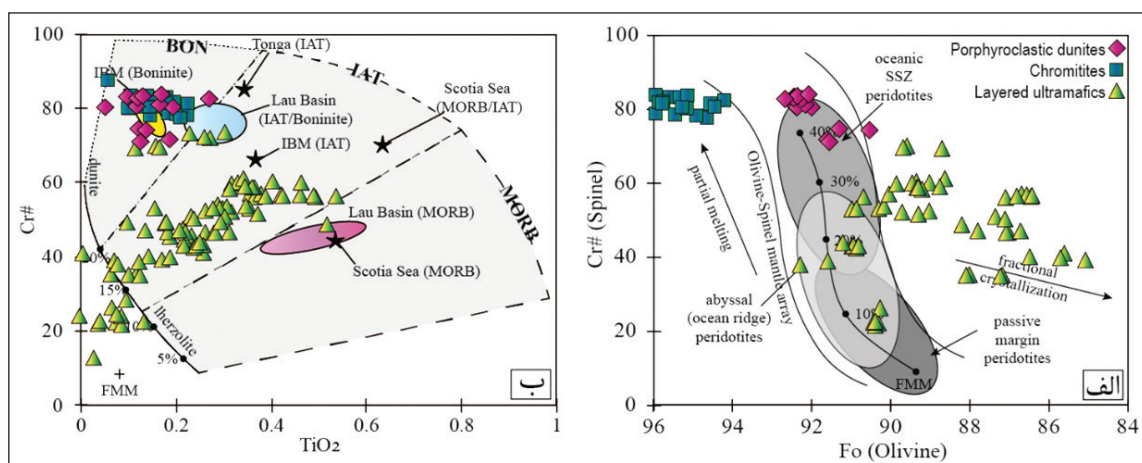
از یکدیگر تفکیک شده‌اند (Kamenetsky et al., 2001). در این نمودار ترکیبات اسپینل در OIB، LIP تا MORB‌ها یک روند خاص را نشان می‌دهند، این روند از گوشه Ti بالا-Al پایین (LIP) شروع شده و تا گوشه Ti پایین-Al بالا در MORB‌ها ادامه دارد. این پژوهشگران براین باورند که این روند بر ویژگی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناختی گوشه (غنی‌شده-تهی‌شده) و شرایط (فشار-دمای) ذوب آن منطبق است. در این نمودار ترکیبات کروم اسپینل‌های مورد بحث به شکل روندی هلالی شکل مشابه با روند حوضه‌های پشت‌کمانی عهد حاضر در بخش میانی نمودار قرار دارند. این کروم اسپینل‌ها از قلمرو پریدوتیت‌های نوع مورب و قلمرو مشترک مورب با حوضه‌های پشت‌کمان تا قلمرو مشترک حوضه پشت‌کمان با جزایر کمانی تصویر شده‌اند (شکل ۶-پ). در نمودار سه تایی Cr-Al-Fe³⁺ نمونه‌های



شکل ۶- الف) موقعیت کروم اسپینل‌های سنگ‌های اولترامافیک-مافیک سرگز-آب‌شور در نمودار تغییرات Fe³⁺# در برابر Cr# (Barnes and Roeder., 2001). ب) موقعیت نمونه‌ها در نمودار تغییرات Fe²⁺# در برابر TiO₂ (Barnes and Roeder., 2001). پ) موقعیت نمونه‌ها در نمودار تغییرات TiO₂ در برابر Al₂O₃ (Kamenetsky et al., 2001). ت) موقعیت نمونه‌ها در نمودار تغییرات سه‌تایی Cr-Al-Fe³⁺ (Barnes and Roeder., 2001).

گوشته و میزان عدد کروم افزایش می‌یابد. در این نمودار همچنین ترکیب گوشته‌های موجود در نواحی تشکیل بونیت‌ها، تولیت‌های جزایر اقیانوسی و بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی با درجات متنوع ذوب بخشی مشخص شده‌اند. همان‌طور که در شکل ۷-ب نشان داده شده است، کروم اسپینل‌های موجود در دونیت‌های پورفیروکلاستی و کرومیت‌ها در قلمرو بونیت‌ها و کروم اسپینل‌های اولترامافیک‌های لایه‌ای در محدوده تولیت‌های جزایر کمائی (IAT) با ۱۵ تا ۲۰ درصد ذوب بخشی واقع شده‌اند. پریدوتیت‌های شکل گرفته در پهنه‌های فرافورانشی (SSZ) می‌توانند اطلاعات مهمی از تولید مذاب و همچنین برهمکنش مذاب-گوشته در این نواحی فراهم آورند (Pearce et al., 2000; Ao and Satyanarayanan, 2021). این اطلاعات می‌توانند به درک بهتر موقعیت‌های زمین‌ساختی اولیه و چگونگی تشکیل مجموعه‌های افیولیتی و دیگر مجموعه‌های مافیک- اولترامافیک و نیز برافزایش پوسته در سیستم‌های کمان- حوضه بیانجامد (Pearce et al., 2000). براساس موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلف، پریدوتیت‌ها غالباً شامل دو نوع پهنه اقیانوسی ژرف (آبیسال) و کوهزایی یا آلبی هستند. در نمودار در برابر $\text{Cr\#}$ در برابر TiO_2 (Tamura and Arai, 2006) کروم اسپینل‌های مجموعه سرگز- آب‌شور در قلمرو کروم اسپینل‌های ناشی از برهمکنش مذاب بونیتی با پریدوتیت‌های آبیسال قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب).

به باور بوناتی و میشل (Bonatti and Michael, 1989)، میزان ذوب بخشی و درجه تهی‌شدگی گوشته در نواحی مختلف زمین‌ساختی متفاوت است. آرای (Arai, 1987, 1994) با تلفیق و گردآوری داده‌های متنوع به تفسیر ارتباط بین میزان فورستری در صد الیون و عدد کروم اسپینل‌های همزیست در انواع پریدوتیت‌های محیط‌های زمین‌ساختی مختلف و تعیین آرایه گوشته‌ای پرداخت. طبق این آرایه گوشته‌ای، کاهش در میزان فورستری در صد الیون نشان دهنده پیشرفت فرایند تبلور تفریقی و افزایش در میزان عدد کروم در اسپینل نشان دهنده افزایش درجات ذوب بخشی در گوشته محل منشأ این سنگ‌ها است. چنانچه در شکل ۷-الف الف دیده می‌شود، اسپینل‌های موجود در کرومیت‌ها و دونیت‌های پورفیروکلاستی در امتداد روند ذوب بخشی پریدوتیت‌های نواحی فرافورانشی (SSZ) با حدود ۴۰ درصد ذوب بخشی واقع شده‌اند که با مجموع درصد ارتوپروکسن و کلینوپروکسن موجود در لرزولیت زایای اولیه که در اثر ذوب بخشی پروکسن‌های خود به دونیت پورفیروکلاستی تبدیل شده است تقریباً برابری می‌کند. در حالی که اسپینل‌های اولترامافیک‌های لایه‌ای عمدتاً در امتداد روند تبلور تفریقی الیون قرار دارند. در نمودار عدد کروم در برابر TiO_2 کروم اسپینل‌ها که منحنی ذوب بخشی گوشته نیز بر روی آن نشان داده شده است (Pearce et al., 2000)، چنانچه میزان فراوانی تیتانیم در کروم اسپینل کاهش یابد، درجه ذوب بخشی



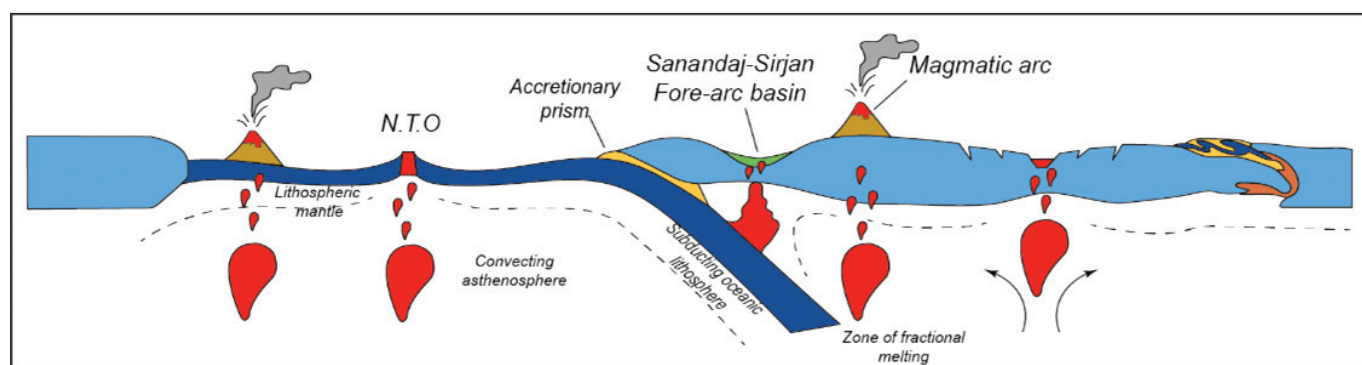
شکل ۷-الف) موقعیت کروم اسپینل‌های منطقه سرگز-آب‌شور در نمودار تغییرات Fo درصد الیون در برابر $\text{Cr\#}$ کروم اسپینل (Pearce et al., 2000). ب) نمودار تغییرات TiO_2 در برابر $\text{Cr\#}$ (Tamura and Arai, 2006).

فرایند عقب‌گرد (Roll back) ورقه فرورونده زاگرس یا فرورانش پرسیب آن (High angle Subduction) سبب بروز کشش در این کمان و بالا آمدن یک ستون گوشته‌ای آستوسفری داغ به درون دگرگونی‌های این پهنه و تشکیل مجموعه اولترامافیک- مافیک سرگز - آب‌شور در تریاس پسین- ژوراسیک پیشین شده است (شکل ۸). غنی بودن اسپینل‌ها از کروم و منیزیم و تهی بودن آنها از Ti حاکی از تمایل بونیتی ماگمای والد آنهاست (Juteau, 1999; Middlemost, 1985). همچنین با توجه به نمودارهای تغییرات TiO_2 در برابر $\text{Cr\#}$ و $\text{Cr\#}$ در برابر $\text{Mg\#}$ کروم اسپینل‌های این مجموعه طبیعت بونیتی دارند و ماگماهای بونیتی تنها در محیط کمان‌های فرافورانشی تشکیل می‌شوند (Ao and Satyanarayanan, 2021; Taylor et al., 1994; Tamura and Arai 2006; Pearce et al., 1992, 2000).

بررسی‌های این پژوهش و پژوهش‌های پیشین (نصف زاده و احمدی پور، ۱۳۹۳؛ پیغمبری و همکاران، ۱۳۹۸؛ Peighambari et al., 2011, 2016; Shafaii Moghadam et al., 2017; Sepidbar et al., 2021) نشانگر تشکیل کروم اسپینل‌های مجموعه اولترامافیک- مافیک سرگز- آب‌شور، در جایگاه محیط کمائی فرافورانشی (SSZ) است. این محیط شامل سه نوع جایگاه پیش کمائی، درون کمائی و پشت کمائی است. موقعیت پهنه سندج- سیرجان در پشت نوار راندگی اصلی زاگرس و پیش از نوار ماگمایی ارومیه- دختر بر جایگاه پیش کمائی آن حکایت دارد. البته پهنه سندج- سیرجان در زمان مزوزوییک خود یک کمان دگرگونی- ماگمایی نوع آندی بوده‌است. از این رو، می‌توان گفت که به دنبال شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نوتیس زاگرس به زیر پهنه ایران مرکزی در تریاس پسین، بروز

پورفیروکلاستی حاصل ذوب درجه بالای لرزولیت زایای گوشته بوده که با خروج کلینوپروکسن و ارتوپروکسن همراه بوده است. طبیعت تهی شده سنگ‌های اولترامافیک پیش کمائی، غالباً به شرایط غیرمعمول ذوب بخشی در این نواحی از جمله دمای بسیار بالا و فراوانی سیالات برای کاهش دمای ذوب و افزایش درجه ذوب بخشی نسبت داده می‌شود (Pearce et al., 1992; Tamura and Arai, 2006; Arai, 1994; Ao and Satyanarayanan, 2021). مذاب‌های ایجاد شده در نواحی فرافروانشی، حاصل ذوب پیوسته آستوسفر تهی شده هستند که در پی افزایش میزان سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورانده شده، تشکیل شده‌اند (Shervais, 2000).

طور کلی، ماگماهای بونینیتی حاصل ذوب درجه بالای گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده توسط سیالات آب‌دار آزاد شده از دگرگونی و آب‌زدایی ورقه فرورونده هستند. میزان Al_2O_3 در کروم اسپینل‌های گوشته نسبت به درجات ذوب بخشی حساس بوده و با افزایش درجه ذوب بخشی و میزان تهی‌شدگی سنگ میزبان، میزان اکسید آلومینیم کروم اسپینل نیز کاهش می‌یابد (Pearce et al., 1992). چنانچه در نمودارهای $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg^{2+}$ و TiO_2 برابر Al_2O_3 نیز مشاهده می‌شود (شکل ۶- ب، پ)، کروم اسپینل‌های اولترامافیک‌های لایه‌ای از Al_2O_3 بیشتری نسبت به دونیت‌های پورفیروکلاستی برخوردار بوده و نشان دهنده تهی‌شدگی بیشتر دونیت‌های پورفیروکلاستی هستند. همان‌گونه که پیش‌تر گفته شد، دونیت‌های



شکل ۸- مدل زمین‌ساختی پیشنهادی برای تشکیل توده اولترامافیک مافیک سرگز- آب‌شور در یک جایگاه پیش کمائی فرافروانشی در پهنه دگرگونی- ماگمایی سندج- سیرجان.

و در زیر واحدهای هارزبورژیت دارای برگ‌واره (foliated harzburgite) و دونیت پورفیروکلاستی مجموعه سیخوران قرار دارند. بنابراین برخلاف گفته‌های سپیدر و همکاران (Sepidbar et al., 2021) بخش عمده این مجموعه‌ها از واحد اولترامافیک لایه‌ای تشکیل نشده است. در مجموعه سیخوران، دقیقاً در محل روستا و معدن کرومیت سیخوران، واحد دونیت پورفیروکلاستی به طور بین‌انگشتی به واحد اولترامافیک انتقالی شامل دونیت‌های ماگمایی انباشتی تغییر می‌یابد و در ادامه با توالی اولترامافیک‌های انباشتی لایه‌ای (ورلیت- هارزبورژیت- لرزولیت- وبستریت- پیروکسنیت) و سپس با مافیک‌های انباشتی لایه‌ای (تروکتولیت، الوبین گابرو، گابرونوریت، آنورتوزیت، فروگابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت و پلاژیوگرنایت) تا دره آب‌شور در جنوب ادامه می‌یابد (شکل ۲). در محل دره آب‌شور، توده بزرگ گابروی ایزوتروپ آب‌شور به سن تریاس پسین- ژوراسیک پیشین با نفوذ به داخل اولترامافیک‌ها و دگرگونه‌های پالئوزویک بالایی- تریاس میزبان سبب متاسوماتیسم شدید اولترامافیک‌ها (رشد متاسوماتیکی چند ده سانتی‌متری پیروکسن‌ها در محل تماس توده گابرویی با اولترامافیک‌های میزبان)، ذوب بخشی موضعی گابروهای لایه‌ای و ایجاد پلاژیوگرنایت و ذوب بخشی وسیع و شدید دگرگونه‌های پالئوزویک میزبان و ایجاد پگماتوئیدهای دیوریتی- کوارتز دیوریتی (تونالیتی- پلاژیوگرنایتی) در محل دره آب‌شور شده است. بنابراین شواهد زمین‌شناختی بیانگر تزریق یک توده عظیم اولترامافیک- مافیک آلی به صورت یک دیاپیر گوشته‌ای در سنگ‌های میزبان (دگرگونه‌های پالئوزویک بالایی- تریاس) است و هیچ نشانه‌ای از یک محیط گسترش اقیانوسی پیش کمائی بالغ با برونریزی ماگمای بازالتی و تشکیل گدازه‌های بازالتی توده‌ای و بالشی دیده نمی‌شود، بلکه وجود یک محیط درون یا پیش کمائی جنبی با یک ستون (دیاپیر) گوشته‌ای بالا آمده در آن منطقی‌تر است. از سوی دیگر، این مجموعه‌ها نه در جلو بلکه دقیقاً در داخل نوار

به باور سپیدر و همکاران (Sepidbar et al., 2021) مجموعه‌های سیخوران و صوغان دارای هر دو نوع کرومیت‌های انبانی با $Cr\#$ بالا و پایین هستند. طرح‌های REE این پریدوتیت‌ها مشابه با طرح‌های پریدوتیت‌های پهنه‌های فرافروانشی (SSZ) است. کروم اسپینل موجود در لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌های گوشته‌ای مجموعه‌های صوغان و آبدشت با مقادیر $Cr\#$ پایین بین ۰/۵۳-۰/۴۲ در قلمرو پریدوتیت‌های آبیسال و کروم اسپینل‌های موجود در دونیت‌ها و کرومیت‌های آنها با مقادیر $Cr\#$ بالای بین ۰/۷۶-۰/۵۲ در قلمرو کروم اسپینل‌های حاصل از تبلور ماگمای بونینیتی قرار می‌گیرند. این کرومیت‌ها و پریدوتیت‌های میزبان آنها در مرحله تحول یک جایگاه پیش کمائی جنبی به مرحله پیشرفته ایجاد کمان بالغ و از تبلور ماگمای بونینیتی و ذوب بخشی آب‌دار ۲۰ تا ۲۵ درصدی لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها تشکیل شده‌اند. به گمان پیغمبری و همکاران (Peighambari et al., 2011) نیز هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های اسفندقه از یک گوه گوشته‌ای زیر کمائی بالای پهنه فروانش ایجاد شده‌اند. به باور آنان، تمایل فرافروانشی پریدوتیت‌های افیولیتی و کرومیت‌های همراه آنها در جنوب خاور ایران بیانگر تشکیل آنها در یک جایگاه پیش کمائی یا پشت کمائی است.

توجه دقیق به زمین‌شناسی صحرایی و نتایج سن‌سنجی واحد گابرویی مجموعه سیخوران به سن تریاس پسین- ژوراسیک پیشین (قاسمی، ۱۳۷۹؛ Shafaii Moghadam et al., 2017 و سن‌سنجی این پژوهش) و مجموعه صوغان- آبدشت (احمدی پور، ۱۳۷۹) نشان می‌دهد که بر خلاف نظر پیغمبری و همکاران (Peighambari et al., 2011) و سپیدر و همکاران (Sepidbar et al., 2021) این مجموعه‌ها اولاً یک توالی افیولیتی نیستند و بیشتر به توده‌های پریدوتیتی آلیی شباهت دارند. ثانیاً مجموعه صوغان- آبدشت به طور غالب از چند کیلومتر واحدهای لرزولیتی- هارزبورژیتی تفاله گوشته‌ای تشکیل شده است که در ادامه گسل آشین

دگرگونی- ماگمایی سندج- سیرجان قرار دارند. بنابراین می توان گفت با توجه به شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس زاگرس به زیر ایران مرکزی در تریاس پسین (Berberian and King, 1981; Saidi et al., 1997; Besse et al., 1998; Arvin et al., 2007; قاسمی، ۱۳۹۹) و تشکیل نوار دگرگونی- ماگمایی نوع آندی سندج- سیرجان از این زمان، وجود یک پهنه کششی فرافروانشی درون کمانی در پهنه سندج- سیرجان براساس الگوی شکل ۸ منطقی تر به نظر می رسد. تشکیل این حوضه می تواند همانند تشکیل حوضه های اقیانوسی تتیسی درون و پیرامون ورقه ایران مرکزی (نائین- بافت، مکران، سیستان، بیرجند- تربت حیدریه، سبزوار) به ماگمازایی حاصل از مراحل اولیه فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس زاگرس به زیر پهنه ایران مرکزی و ایجاد محیط کششی فرافروانشی درون کمانی، پیش کمانی و پشت کمانی (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷؛ قاسمی، ۱۳۹۹) مرتبط باشد.

۶- نتیجه گیری

مطالعات و برداشت های دقیق زمین شناسی صحرایی، سن سنجی ایزوتوپی و پردازش داده های حاصل از تجزیه شیمیایی کانی کروم اسپینل در مجموعه اولترامافیک-

مافیک سرگز- آب شور در جنوب خاور ایران، بیانگر آن است که:
- این مجموعه در یک جایگاه زمین ساختی کششی فرافروانشی درون کمانی تشکیل شده است.
- کروم اسپینل های با منشأ ماگمایی از تبلور بخشی ماگماهای آب دار بونینیتی ایجاد شده اند.
- کروم اسپینل های تفاله گوشته ای موجود در هارزبورژیت ها و دونیت های پورفیرو کلاستی نیز غالباً با سیالات آب دار و مذاب بونینیتی واکنش داده اند.
- روابط چینه شناختی و سن سنجی های ایزوتوپی بیانگر تشکیل این مجموعه به صورت بالا آمدن یک ستون گوشته ای جامد در حال ذوب در زمان تریاس پسین- ژوراسیک پیشین در یک حوضه کششی درون کمانی فرافروانشی در پهنه ماگمایی- دگرگونی سندج- سیرجان است.
- ذوب بخشی ۱۵ تا ۲۵ درصدی منبع گوشته ای اسپینل لرزولیتی زایای اولیه در این محیط فرافروانشی ابتدا منجر به تشکیل ماگمای بازالتی آب دار بونینیتی و برجای ماندن هارزبورژیت تفاله و سپس با تداوم ذوب بخشی (حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد) سبب تشکیل بیشتر ماگمای بازالتی بونینیتی و ایجاد دونیت های پورفیرو کلاستی تفاله شده است.

کتابنگاری

- احمدوند، ا.، نصرآبادی، م.، آسیابانها، ع.، و قلی زاده، ک.، ۱۳۹۹، تحولات دگرگونی فشار بالا- دمای کم آمیزه افیولیتی شمال صوغان (شمال خاوری حاجی آباد هرمزگان). مجله پترولوژی، دوره ۱۱، شماره ۴۴، صفحه ۲۹-۵۶. 10.22108/IJP.2021.125210.1205.
- احمدی پور، ح.، ۱۳۷۹، پترولوژی و ژئوشیمی کمپلکس های اولترامافیک- مافیک صوغان و آبدشت، شمال غرب دولت آباد بافت، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۴۸۵ صفحه.
- باباخانی، ع.، علوی تهرانی، ن.، ۱۳۷۱، نقشه زمین شناسی چهارگوش ۱/۲۵۰۰۰۰ سبزواریان. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- پیغمبری، س.، محمدی، م.، و احمدی پور، ح.، ۱۳۹۸، بررسی ژئو و خاستگاه ژئودینامیکی کرومیت های نیامی مجموعه اولترامافیک- مافیک آب بید (جنوب استان کرمان). فصلنامه علوم زمین، دوره ۲۹، شماره ۱۱۴، صفحه ۳۰۳-۳۱۴. <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2017.79498.1075>.
- زمانی پلدار، م.، پاداشی، س.م.، ۱۳۹۶، نقشه زمین شناسی چهارگوش ۱/۱۰۰۰۰۰ پاگدار. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- سبزه ای، م.، ۱۳۷۲، نقشه زمین شناسی چهارگوش ۱/۲۵۰۰۰۰ حاجی آباد. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- عزیزان، ح.، نادری، ن.، ۱۳۸۵، نقشه زمین شناسی چهارگوش ۱/۱۰۰۰۰۰ دولت آباد. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- علی پور، ر.، معین زاده، ح.، و احمدی پور، ح.، ۱۴۰۰، بررسی شیمی کانی دونیت های منطقه آب گرم (جنوب استان کرمان): رهیافتی بر جایگاه زمین ساختی ماگمایی. مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دوره ۲۹، شماره ۳، صفحه ۵۷۵-۵۸۶. Doi:10.52547/ijcm.29.3.575.
- قاسمی، ح.، سبزه تی، م.، و ژوتو، ت.، ۱۳۷۷، ماهیت زمین شناختی کمپلکس اولترامافیک- مافیک سیخوران در جنوب خاوری ایران. فصلنامه علوم زمین، دوره ۷، شماره ۲۹-۳۰، صفحه ۳۲-۴۵.
- قاسمی، ح.، ۱۳۷۹، پترولوژی، ژئوشیمی و منشأ مواد معدنی مجموعه اولترامافیک- مافیک سیخوران، جنوب شرقی ایران. رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۵۰ صفحه.
- قاسمی، ح.، سبزه تی، م.، ژوتو، ت.، بلون، ا.، راستاد، ا.، امامی، م.، ۱۳۸۰، پدیده های سنگ زایشی مجموعه اولترامافیک- مافیک سیخوران در جنوب خاوری ایران. فصلنامه علوم زمین، دوره ۱۰، شماره ۳۹-۴۰، صفحه ۴۶-۶۹.
- قاسمی، ح.، سبزه تی، م.، ژوتو، ت.، بلون، ا.، امامی، م.، ۱۳۸۳، سن پرتوسنجی بخش های مافیک و دگرگونه های میزبان مجموعه اولترامافیک- مافیک سیخوران، جنوب خاوری ایران. فصلنامه علوم زمین، دوره ۱۱، شماره ۵۱-۵۲، صفحه ۵۸-۶۷.
- قاسمی، ح.، رستمی حصوری، م.، صادقیان، م.، ۱۳۹۷، ماگماتسم بازی در حوضه کششی پشت کمانی ژوراسیک زیرین- میانی در لبه شمالی پهنه های ایران مرکزی- جنوب البرزشرقی، شاهرود - دامغان. فصلنامه علوم زمین، دوره ۲۷، شماره ۱۰۷، صفحه ۱۲۳-۱۳۶. <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2018.63800>.
- قاسمی، ح.، ۱۳۹۹، تشکیل و تکامل حوضه اقیانوسی موزونیک سبزواری: کافت زایی حوضه نئوتتیس بر روی پی سنگ کادومین، ایران مرکزی. مجموعه مقالات بیست و سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ۲۰ و ۲۱ آبان ماه ۱۳۹۹. تهران.
- قدمی، غ.، و پوستی، م.، ۱۳۹۹، ژئوشیمی، کانی شناسی و پتروژنز اولترامافیک های شمال رودان، استان هرمزگان. فصلنامه علوم زمین، دوره ۲۹، شماره ۱۱۵، صفحه ۳۱۳-۳۲۴. <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2018.111764.1354>.
- لیاقت زاده، پ.، شاه پسند زاده، م.، هنرمند، م.، و احمدی پور، ح.، ۱۳۹۷- تکوین ساختاری بخش باختری مجموعه اولترامافیک- مافیک ده شیخ، نوار افیولیتی اسفندقه- فاریاب. فصلنامه علوم زمین، دوره ۲۷، شماره ۱۰۸، صفحه ۲۰۱-۲۱۲. <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2018.68813>.
- نجف زاده، ع.ر.، و احمدی پور، ح.، ۱۳۹۳، ژئوشیمی عناصر گروه پلاتین (PGE) و کروم اسپینل در پریدوتیت های کمپلکس فرابازی آبدشت کرمان، جنوب خاور ایران. فصلنامه علوم زمین، دوره ۲۳، شماره ۹۱، صفحه ۱۷۳-۱۸۶. <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2014.43814>.
- محمدی، م.، ۱۳۹۵، ژئوشیمی، پتروژنز و ارزیابی اقتصادی مجموعه اولترامافیک آب بید، خاور حاجی آباد (استان هرمزگان)، رساله دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۸۶ ص.

References

- Abdallah, Sh.E., Ali., Sh., Obeid, M.A., 2019. Geochemistry of an Alaskan-type mafic-ultramafic complex in Eastern Desert, Egypt: New insights and constraints on the Neoproterozoic island arc magmatism. *Geoscience Frontiers* 10: 941-955. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.009>.
- Ahmadipour, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H., Rastad, E., and Emami M. H., 2003. Soghan Complex as an evidence for paleosspreading center and mantle diapirism in Sanandaj-Sirjan zone (South-East Iran). *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 14, 157-172. <https://www.sid.ir/en/journal/ViewPaper.aspx?id=33211>.
- Ao, A., and Satyanarayanan, M., 2021. Petrogenesis of mantle peridotite and cumulate peridotite rocks from the Nagaland Ophiolite Complex, NE India. *Geological Journal*, 1-19. DOI: 10.1002/gj.4314.
- Arai, S., 1987. An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array. *Neuesfabrbuch fur Mineralogie, Monatshefte* 8, 347-354.
- Arai, S., 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineral Mag*, 56, 173-184. <https://doi.org/10.1180/minmag.1992.056.383.04>.
- Arai, S., 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationship: review and interpretation. *Chemical Geology*, 113, 191-204. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90066-3).
- Arai, S., 1997a- Control of wall-rock composition on the formation of podiform chromitites as a result of magma/peridotite interaction. *Resour. Geol*, 47, 177-187. <https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1992.47.177>.
- Arai, S., 1997b. Origin of podiform chromitites. *J. Asian Earth Sci*, 15(2-3), 303-310. DOI: 10.1016/S0743-9547(97)00015-9.
- Arai, S., Okamura, H., Kadoshima, K., Tanaka, C., Suzuki, K., and Ishimaru, S., 2011. Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: implication for deep magma processes and discrimination of tectonic setting. *Island Arc*, 20, 125- 137. DOI: 10.1111/j.1440-1738.2010.00747.x.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A., and Babaei, A., 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30, 474-489. DOI: 10.1016/j.jseae.2007.01.001.
- Barnes, S.J., and Roeder, P.L., 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2279-2302. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2279>.
- Baumgartner, R.J., Zaccarini, F., Garuti, G., and Thallhammer, O.A.R., 2013. Mineralogical and geochemical investigation of layered chromitites from the Bracco-Gabbro complex, Ligurian ophiolite, Italy. *Contrib Mineral Petrol*, 165, 477-493. DOI: 10.1007/s00410-012-0818-5.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Besse J., Torcq F., Gallet Y., Ricou L.E., Krystyn L., and Saidi A., 1998. Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea. *Geophysical Journal International*, 135(1), 77-92. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00603.x>.
- Bonatti, E., and Michael P. J., 1989. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth Planet Sci Lett*, 91, 297-311. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90005-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90005-8).
- Cawthorn, R.G., 1996. Layered Intrusion. Elsevier, 543p.
- Challis, G.A., 1965. High temperature contact metamorphism at the Red Hills ultramafic intrusion, Wairau valley, New Zealand. *Journal of Petrology*, 6, 395-419. <https://doi.org/10.1093/petrology/6.3.395>.
- Charlier, B., Namur, O., Latypov, R., and Tegner, C., (Ed.) 2015. Layered Intrusion. Springer, 749p. DOI: https://doi.org/10.1007/0-387-30845-8_108.
- Dare, S.A.S., Pearce, J.A., McDonald, I., and Styles, M.T., 2009. Tectonic discrimination of peridotites using fO₂-Cr# and Ga-Ti-FeIII systematic in chrome-spinel. *Chemical Geology*, 261, 199-216. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.08.002>.
- Dharma Rao, CV., Santosh, M., Sajeev, K., and Windley, BF., 2013. Chromite-silicate chemistry of the neoproterozoic Sittampundi complex, southern India: implications for subduction-related arc magmatism. *Precambrian Res*, 227, 259-275. DOI: 10.1016/j.precamres.2011.11.012.
- Dick, H.J.B., 1977. Partial melting in the Josephine peridotite I, the effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry. *American Journal of Sciences*, 277, 801-832. DOI: 10.2475/ajs.277.7.801.
- Dick, H.J.B., and Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 54-76. <https://doi.org/10.1007/BF00373711>.
- Franz, L., and Wirth, R., 2000. Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismark Archipelago/Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere. *Contr. Mineral. Petrology*, 140, 283-295. <https://doi.org/10.1007/s004100000188>.
- Ghasemi, H., Juteau, T., Bellon, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H., and Ricou, L.E., 2002. The mafic-ultramafic Complex of Sikhoran (Central Iran): A polygenetic Ophiolite complex. *C.R. Geoscience*, 334, 431-438. DOI: 10.1016/S1631-0713(02)01770-4.

- Hebert, H., and Laurent, R., 1987. Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: New constraints for genesis of arc-related ophiolites. In Malpas, J.; Moores, E. M.; Panayiotou, A.; Xenophontos, C. (1990)(eds) Ophiolites Oceanic Crustal Analogues:proceeding of the symposium'Troodos. 149-163.
- Huang, Y., Wang, L., Kusky, T., Robinson, P.T., Peng, S.B., Polat, A., and Deng, H., 2017. High-Cr chromites from the late Proterozoic Miaowan Ophiolite Complex, South China: Implications for its tectonic environment of formation. *Lithos*, 288-289, 35-54. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.07.014>.
- Irvine, T.N., 1965. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory. *Can J Earth Sci*, 2, 648-672. <https://doi.org/10.1139/e65-046>.
- Irvine, T.N., 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part II. Petrological applications. *Can J Earth Sci* 4, 71-103. <https://doi.org/10.1139/e67-004>.
- Juteau, T., and Maury, R.,1999. The Oceanic Crust,from Accretion to Mantle Recycling. Springer. 390p.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., and Meffre, S., 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42, 655-671. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>.
- Lindsley, D.H., 1991. Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. *Rev. in Mineralogy* 25, 1-509.
- Melcher, F., Grum, W., Thalhammer, T. V., and Stumpfl, F., 1997. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*, 38, 1419-1458. <https://doi.org/10.1093/etroj/38.10.1419>.
- Middlemost, E. A. K., 1985. Magmas and magmatic rocks:An introduction to igneous petrology. Longman group UK. 266pp. <https://doi.org/10.1017/S0016756800026716>.
- Mukherjee, R., Monda, I SK., Rosing, M.T., and Frei, R., 2010. Compositional variations in the Mesoarchean chromites of the Nuggihalli schist belt, Western Dharwar Craton (India): potential parental melts and implications for tectonic setting. *Contrib Mineral Petrol*, 160, 865-885. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0511-5>.
- Najafzadeh, A. R., Arvin, M., Pan, Y., and Ahmadipour, H., 2008. Podiform Chromitites in the Sorkhband Ultramafic Complex, Southern Iran: Evidence for Ophiolitic Chromitite. *Journal of Science (Islamic Republic of Iran)*, 19, 49-65.
- Nixon, P. H., 1987. Mantle Xenoliths. Wiley, New York, N.Y., 844 pp.
- Obata, M., 1980. The Ronda Peridotite: Garnet-Spinel and Plagioclase-Lherzolite facies and the P-T trajectories of a high temperature mantle intrusion. *Journal of Petrology*, 21(3), 533-572. <https://doi.org/10.1093/petrology/21.3.533>.
- Pearce, J.A., Vander Laan, S.R., Arculus, R.J., Murton, B.J., Ishii, T., Peate, D.W., and Parkinson, I.J., 1992. Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana forearc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction, in Fryer, P., et al., Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Site 778-786, Bonin-Mariana Region. College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 623-659. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.125.172.1992.
- Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J., and Leat, P. T., 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 36-53. <https://doi.org/10.1007/s004100050572>.
- Peighambari, S., Ahmadipour, H., Stosch, H.-G., and Daliran, F., 2011. Evidence for multi-stage mantle metasomatism at the Dehsheikh peridotite massif and chromite deposits of the Orzuieh coloured mélange belt, southeastern Iran. *Ore Geol Rev*, 39, 245-264. [10.1016/j.oregeorev.2011.03.004](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.03.004).
- Peighambari, S., Uysal, I., Stosch, H. G., Ahmadipour, H., and Heidarian, H., 2016. Genesis and tectonic setting of ophiolitic chromitites from the Dehsheikh ultramafic complex (Kerman, southeastern Iran): Inferences from platinum-group elements and chromite compositions. *Ore Geology Reviews*, 74, 39- 51. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.10.032>.
- Quick, J.E., 1981. Petrology and petrogenesis of the Trinity Peridotite. An upper mantle diapir in the Eastern Klamath Mountains. Northern California. *Journal of Geophysical Research*, 86(B12), 11837-11863. <https://doi.org/10.1029/JB086iB12p11837>.
- Sabzehei, M., 1974. Les mélanges ophiolitiques de la region d'Esfandagheh(Iran meridional)Etude petrologique et structurale, Interpretation dans le cadre iranien. These,Universite de Grenoble, 205p. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00574969>.
- Saidi, A., Brunet, M.F., and Ricou, L.E., 1997. Continental accretion of the Iran block to Eurasia as seen from Late Paleozoic to Early Cretaceous subsidence curves. *Geodyn. Acta*, 10, 189-208. <https://doi.org/10.1080/09853111.1997.11105302>.
- Sepidbar, F., Khedr, M.Z., Ghorbani, M.R., Palin, R.M., and Xiao, Y., 2021. Petrogenesis of arc-related peridotite hosted chromitite deposits in Sikhoran-Soghan mantle section, South Iran: Evidence for proto-forearc spreading to boninitic stages. *Ore Geology Reviews*, 136, 104-256. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104256>.
- Shafaii Moghadam, H., Bröcker, M., Griffin, W.L., Li, X.H, Chen, R.X., and O'Reilly, S.Y. 2017. Subduction, high-P metamorphism and collision fingerprints in SW Iran: Constraints from zircon U-Pb and mica Rb-Sr geochronology. *Geochemeistry, Geophysics, Geosystems*, 18, 306-332. <https://doi.org/10.1002/2016GC006585>.
- Shervais, J. W., 2000. Birth, death, and resurrection: The life cycle of supra subduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 2. <https://doi.org/10.1029/2000GC000080>.

- Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., Vidal, P., Harmon, R.S., Auvray, B., and Croudace, I.W., 1994. Mineralogy, chemistry, and genesis of the boninite series volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan. *Journal of Petrology*, 35, 577-617. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.3.577>.
- Tamura, A., and Arai, S.H., 2006. Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle. *Lithos*, 90, 43-56. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.12.012>.
- Uysal, I., Tarkian, M., Sadiklar, M.B., Zaccarini, F., Meisel, T., Garuti, G., and Heidrich, S., 2009. Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Mu.İa, SW Turkey: implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158, 659-674. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0402-9>.
- Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- Ye., X.T., Zhang, Ch.L., Zou, H.B., Zhou, G., Yao, Ch.Y., and Dong, Y.G., 2015. Devonian Alaskan-type ultramafic–mafic intrusions and silicic igneous rocks along the southern Altai orogen: Implications on the Phanerozoic continental growth of the Altai orogen of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 113: 75-89. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2014.08.008>.
- Zaccarini, F., Garuti, G., Proenza, J.A., Campos, L., Thalhammer, O.A.R., Aiglsperger, T., and Lewis, J., 2011. Chromite and platinum-group-elements mineralization in the Santa Elena ophiolitic ultramafic nappe (Costa Rica): geodynamic implications. *Geologica Acta*, 9, 407-423. DOI : 10.1344/105.000001696.
- Zhou, M. F., Sun, M., Keays, R.R., and Kerrich, R., 1998. Controls on the platinum-group elemental distributions in high-Cr and high-Al chromitites: a case study of the podiform chromitites from the Chinese orogenic belts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 677-688. 10.1016/S0016-7037(97)00382-7.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J., Edwards, S.J., and Qi, L., 2005. REE and PGE geochemical constraints on the formation of dunites in the Luobusa ophiolite, Southern Tibet. *Journal of Petrology*, 46(3), 615-639. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh091>.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Su, B.X., Gao, J.F., Li, J.W., Yang, J.S., and Malpas, J., 2014. Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits. The role of slab contamination of asthenospheric melts in supra subduction zone environments. *Gondwana Res*, 26, 262-283. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.12.011>.

Original Research Paper

Mineral chemistry of Cr-Spinel in the Sargaz-Abshur ultramafic-mafic intrusion, SE of Iran : An implication to tectonic setting of the intrusion

Seyed Ali Akbar Asadi^{1*}, Habibollah Ghasemi¹ and Mohsen Mobasheri¹

¹ Department of Geology, Faculty of Geosciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 December 14

Accepted: 2022 June 21

Available online: 2022 December 22

Keywords:

Cr-Spinel

Ultramafic-Mafic Complex

Sargaz-Abshur

Kerman

Iran

ABSTRACT

Sargaz-Abshur (Sikhoran) ultramafic-mafic complex, which is situated in Esfandagheh area, SE Sanandaj-Sirjan metamorphic- magmatic zone, intruded into Upper Paleozoic- Triassic metamorphic rocks and covered by Jurassic sedimentary rocks. This complex consists of harzburgite and porphyroclastic dunites of the residual mantle (tectonites), layered ultramafic-mafic cumulates, large isotropic gabbro intrusion and scattered microgabbroic to diabasic dykes. It does not have extrusive and sedimentary parts of a topical ophiolite sequence (e.g., diabasic swarm dykes, massive and pillow basalts, hyaloclastites, chert, radiolarite and pelagic limestone). The complex is like a large pluton that caused the intensive contact metamorphism of Upper Paleozoic- Triassic rocks through the widespread partial melting of amphibolites, thus it is not an ophiolite sequence. The pluton is mainly comprised of porphyroclastic dunites and layered ultramafic-mafic cumulates. Cr-spinel is enriched or depleted in Cr, having magmatic to residual origins and found in the layered ultramafic (mantle) part of the pluton. The Euhedral Cr-spinel crystalized between olivine grains or as inclusion with massive and layered cumulative textures. It is chromite, magnesiochromite, hercynite in composition, corresponding to Cr-spinels of depleted peridotites from the supra-subduction zone (SSZ), especially those magmas of SSZ that reacted with boninitic magmas. Detailed field works together with previous and new geochronological ages of pegmatite veins related to partial melting of host amphibolite show the alpine type Sargaz-Abshour ultramafic-mafic pluton was ascended as a astenospheric mantle diapir in extensional intra/fore-arc basin of the Andyan type of Sanandaj-Sirjan metamorphic- magmatic zone during the Late Triassic-Early Jurassic (187.2 ± 2.6 Ma).

* Corresponding author: Seyed Ali Akbar Asadi; E-mail: Ali134910@gmail.com

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/GSJ.2022.317848.1960

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.4.20.6

