



فصلنامه زمین ساخت

تابستان ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۶

doi 10.22077/jt.2025.8266.1188

رابطه زمانی بین دگرشکلی و شکل گیری میگماتیت های متابازیت ناحیه میدانک، شمال درود، پهنه سندرچ - سیرجان

ناهید سپیدنامه^۱، علیرضا داودیان دهکردی^{۲*}، ناهید شبانیان بروجنی^۳، حسین عزیزی^۳

۱- دانشجوی دکترا پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

۲- استاد پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

۳- استاد پترولوژی، گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سندرچ، ایران

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۱/۲۸

متابازیت های ناحیه میدانک به عنوان بخشی از پهنه سندرچ-سیرجان در مجموعه دگرگونی ازنا-درود واقع شده اند. سنگ های متابازیت تحت تأثیر فازهای دگرگونی و دگرشکلی هایی توأم با میگماتیسی شدن با جزء پایین مذاب قرار گرفته و متاکسیت هستند. ساختارهای لخته ای، افتالمیتیک، دیکتیونیتیک، چین خوردگی، استروماتیک بصورت فیلمی تا نوبلیتی در این میگماتیت ها قابل مشاهده اند. کانی های اصلی شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز و کوارتز و کانی های فرعی شامل کلریت، اپیدوت، یوتیت، تیتانیت و اپاک هستند. میگماتیت های منطقه با تناوبی از پالئوسوم و لوکوسوم به موازات برگوارگی میلونیتی کشیدگی دارند. آمفیبولیت ها علاوه بر میگماتیسی شدن، شدیداً تحت تأثیر دگرشکلی شکل پذیر واقع شده، از شواهد این دگرشکلی در بلورهای کوارتز می توان به خاموشی موحی، شکل گیری ساب گرین و دانه جدید و تجدید تبلور دینامیکی (GBM, SGR, BLG) و تغییر شکل مرز دانه ها اشاره نمود. ماکل های دگرشکلی و خاموشی موحی از دیگر شواهد دگرشکلی در بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول می باشند. قرارگیری این سنگ ها در پهنه برشی منجر به ایجاد ریزساختارهایی میلونیتی همانند برگوارگی، خطوارگی، پورفیر و کلاست هایی با ساختار هسته-پوشش، ریزشکستگی های هم سو و ناهم سو با برش و آمفیبول ماهی گون شده است. ریزساختارهای نشان می دهند دگرشکلی همراه با دگرگونی عمدتاً در حد رخساره های دگرگونی آمفیبولیت و تا حدودی شیت سبز رخ داده است. تناوب باندهای لوکوسوم و پالئوسوم به موازات برگوارگی همراه با شواهد نظیر پرشدگی آمفیبول با کوارتز و مرزهای مستقیم و صاف بین پلاژیوکلاز با کوارتز نشان دهنده دگرشکلی بصورت همزمان با میگماتیسی شدن است. این شواهد ریزساختاری بیانگر وقوع حوادث دگرشکلی شکل پذیر و شکنا در گستره دمایی بیش از ۷۰۰ (GBAR) تا ۳۰۰ (BLG) درجه سانتی گراد می باشد.

کلید واژه ها: آمفیبولیت، میگماتیت زایی، دگرشکلی، میدانک، پهنه سندرچ-سیرجان.

*ایمیل: davoudian@sku.ac.ir

Time relationship of deformation and formation of the migmatites of metabasite of the Meydanak area, north Doroud, Sanandaj-Sirjan Zone

Nahid Sepidnameh¹, Alireza Davodian Dehkordi^{*2}, Nahid Shabanian Borujeni², Hossein Azizi³

1- PhD Student in Petrology, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

2- Professor of Petrology, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

3- Professor of Petrology, Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

Abstract

The metabasites in the Meydanak area are part of the Azna-Doroud metamorphic complex, which belongs to the Sanandaj-Sirjan structural zone. Metabasic (amphibolite) rocks have undergone metamorphic and deformation phases accompanied by migmatization with a low melt component and are classified as metatexite. Structures such as schlieren, ophthalmic, diktyonitic, and stromatic (from filmic to nebulitic) are observed in these migmatites. The main minerals in these rocks include amphibole, plagioclase, and quartz, while secondary minerals are chlorite, epidote, biotite, titanite, and opaque. The migmatites exhibit alternating paleosome and leucosome bands, aligned with the mylonitic foliation. In addition to migmatization, amphibolites are significantly influenced by ductile deformation. Evidence of this deformation in quartz crystals includes undulose extinction, subgrains and neograins formation, dynamic recrystallization (BLG, SGR, GBM), and grain boundary deformation. Deformation twins and undulous extinction further indicate deformation in plagioclase and amphibole crystals. The presence of these rocks in the shear zone has resulted in mylonitic microstructures such as foliation, lineation, core-mantle porphyroclasts, synthetic and antithetic microfractures, and fish-like amphibole grains. Microstructures show deformation and metamorphism have predominantly occurred within amphibolite facies, with some degree of greenschist facies. The alternating leucosome and paleosome bands, aligned with the foliation, along with other evidence such as the amorphous nature of amphibole grains, quartz-filled amphibole crystals, and straight, smooth boundaries between plagioclase and quartz crystals, indicate that deformation occurred concurrently with migmatization. Overall, microstructural evidence suggests the occurrence of ductile and brittle deformation events at temperatures of more than 700 °C (GBAR) to 300 °C (BLG).

Keywords: Amphibolite, Migmatization, Deformation, Meydanak, Sanandaj-Sirjan Zone.

*Email: davoudian@sku.ac.ir

Tel: +989131812808

مقدمه:

واژه یونانی میگماتیت به معنای سنگ مخلوط نخستین بار توسط Sederholm (1907) به ادبیات زمین‌شناسی اضافه شد. میگماتیت‌ها سنگ‌های ناهمگنی متشکل از بخش‌های آذرین و دگرگونی می‌باشند که در رده سنگ‌های دگرگونی درجه بالا قرار می‌گیرند. مطالعه این سنگ‌ها می‌تواند به ما در درک راه‌های تولید مذاب و همچنین مسیرهای جداسازی / مهاجرت بعدی مذاب‌ها بین سطوح مختلف پوسته کمک کند (To-moyuki et al., 2005; Cavalcante et al., 2016). زیرا فرآیند تولید مذاب و مهاجرت به دلیل اختلاف رفتاری کانی‌ها در شروع آناتکسی رخ می‌دهد به طوری که از نظر زمانی و مکانی، سبب ایجاد شواهد کانی‌شناسی و شیمیایی در بخش‌های مختلف یک سنگ میگماتیتی و تقسیم‌بندی استرین پیچیده که در طول میگماتیزاسیون رخ می‌دهد (Sawyer, 2010; Ghosh and Sengupta, 1999) می‌گردد.

میگماتیت‌های رخساره آمفیبولیت یکی از انواع سنگ‌های مهم تشکیل‌دهنده پوسته زیرین هستند، به ویژه در کمرندهای کوهزایی قاره‌ای دما بالا یا کمان‌های ماگمایی (به عنوان مثال: Brown, 2010; Sawyer et al., 2011)، که مطالعه آنها برای درک رفتار شناسی پوسته قاره‌ای ضروری است. میگماتیت‌ها به طور گسترده در سنگ‌های رخساره آمفیبولیت میانی تا بالایی، در سرزمین‌های دگرگونی نوع بارووین توزیع می‌شوند، میگماتیت‌ها از پالئوسوم (سنگ از قبل موجود) و نئوسوم (یک جزء جدید حاصل از تبلور ذوب بخشی سنگ اولیه به همراه رستیت) تشکیل شده‌اند (Sederholm, 1907). براساس باز و بسته بودن سیستم میگماتیت‌زایی، می‌توانند منشأ متاسوماتیسمی (در نتیجه ورود عناصر قلیایی در طی فرایند متاسوماتیسم)، تزریق ماگما (در اثر تزریق ماگمای گرانیتهی در سنگ‌های دگرگونی)، تفریق دگرگونی (در نتیجه تفریق اجزا روشن و تیره سنگ در حالت جامد) و یا ذوب بخشی (در نتیجه ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی در دماهای بالا) داشته باشند (Neogi et al., 1998; Nyman, 1995; Sawyer, 1999; Brown, 1994; Sawyer, 1999; Brown, 1994; Ashworth and McLellan, 1985). این سنگ‌ها به عنوان رایج‌ترین محصول ذوب بخشی سنگ‌های

جامد بصورت درجا می‌توانند به ما در درک راه‌های تولید مذاب کمک کنند (Ghosh and Sengupta, 1999). میگماتیتی‌شدن از ویژگی‌های پهنه‌های برشی ناحیه‌ای در مجموعه‌های دگرگونی است (Kozlovsky and Rusionv, 2008)، زیرا در طول دگرگونی ناحیه‌ای در کمرندهای کوهزایی، سنگ متحمل ذوب بخشی شده است (Jain et al., 2018; Sawyer, 2008; Sawyer et al., 2010). براساس حجم مذاب و تغییر شکل همزمان با ذوب‌شدگی، میگماتیت‌ها را به متاتکسیت‌ها (جزء پایین مذاب) و دیاتکسیت‌ها (جزء بالای مذاب) تقسیم می‌کند (Biermann, 1979). میگماتیزاسیون می‌تواند یکی از مشخصه پهنه‌های برشی در مجموعه‌های دگرگونی ناحیه‌ای همراه با اولترامافورفیزم، گرانیتهی شدن و رشد گنبد‌های گرانیتهی باشد. در حالی که اصولاً بلوک‌های پوسته قاره‌ای به صورت خشک، سخت و با دگرشکلی کم هستند، تغییر شکل و سیالات می‌توانند در مناطق برشی متمرکز گردند. به طوری که وجود آب در بلوک‌های پوسته قاره‌ای سبب ذوب شدن پوسته و توسعه دگرشکلی می‌شود (Lee et al., 2020). آثار دگرشکلی ثبت شده در سنگ‌ها یکی از منابع مهم برای درک حوادث رخ داده در دوره‌های زمین‌شناسی و تعیین تحولات و تاریخچه مناطق دگرگونی است (ten Grotenhuis et al., 2003; Passchier and Trouw, 2005). تشکیل ریزساختارهای دگرشکلی در کانی‌های آمفیبول، کوارتز و فلدسپار یکی از کلیدهای مهم برای درک رفتارشناسی زمین (Altenberger and Wil-helm, 2000) و درک مکانیسم‌های جریان و الگوهای دگرشکلی در پهنه‌های برشی دارد (Bhattacharya and Weber, 2004). که همراه با شواهد صحرایی منجر به بازسازی تاریخچه دگرشکلی سنگ‌ها و میزان نرخ دگرشکلی در یک منطقه شود (Bell and Johnson, 1989; Passchier and Myers, 2012).

پهنه سندیج-سیرجان یکی از پویاترین پهنه‌های ساختاری ایران است که چندین فاز دگرگونی و دگرشکلی را پشت سر گذاشته است (برای مثال: Mohajjel and Fergusson, 2000; Shakerardakani et al., 2015; Davoudian et al., 2016; Shabanian et al., 2020). آثار میگماتیتی شدن در سنگ‌های متفاوت بخش‌های مختلف پهنه سندیج-سیرجان گزارش شده



است (برای مثال: Hashemi et al., 2023; Saki et al., 2019; Sepahi et al., 2020; جعفری، ۱۳۹۴). در شمال درود، ناحیه میدانک به عنوان بخشی از مجموعه دگرگونی ازنا- درود (پهنه سندانج-سیرجان)، علاوه بر شواهد دگرگونی و دگرشکلی، آثار میگماتیسی شدن در آمفیبولیت‌های منطقه نیز مشاهده می‌شود. لذا هدف این پژوهش تعیین رابطه سنی بین دگرشکلی دینامیک حاکم بر این سنگ‌ها و میگماتیسی شدن آن‌ها با استفاده از شواهد ریزساختاری در آمفیبولیت‌های میدانک می‌باشد.

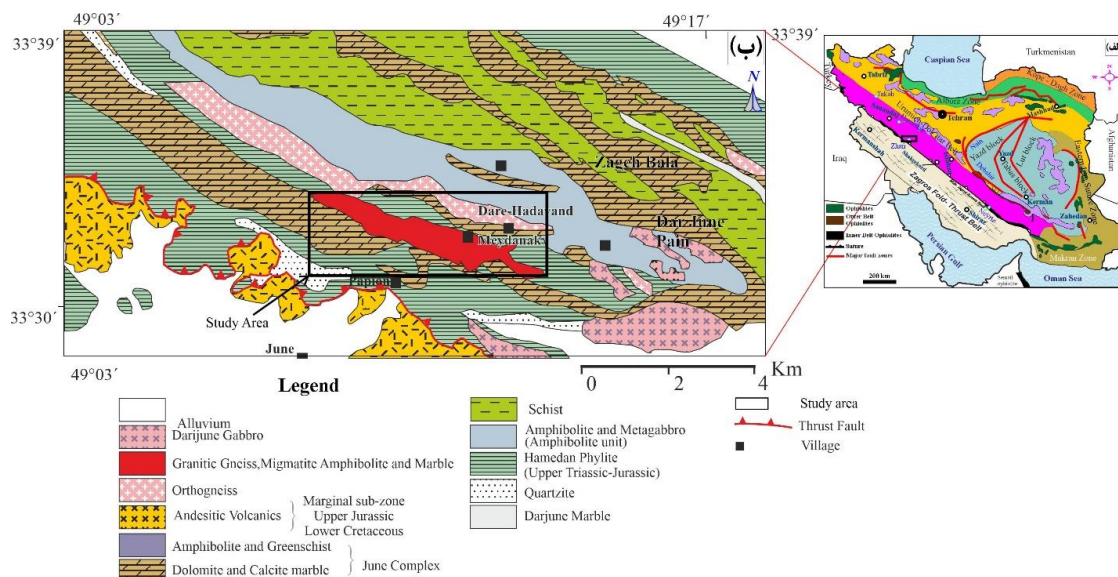
موقعیت زمین‌شناسی:

منطقه مورد مطالعه که بخشی از کمپلکس دگرگونی ازنا-درود است در ۱۶ کیلومتری شمال‌شرق درود (غرب ایران) با مختصات به طول‌های جغرافیایی $49^{\circ} 17' 55''$ تا $49^{\circ} 30' 24''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $33^{\circ} 39' 27''$ تا $33^{\circ} 30' 24''$ شمالی واقع شده است. محدوده مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش خرم‌آباد (Berthier et al., 1992) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش شازند (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵) واقع شده است و از لحاظ پهنه‌بندی ساختاری در پهنه سندانج-سیرجان که در واقع بخشی از کوه‌زاد زاگرس است، قرار گرفته است (شکل ۱ الف-ب). به طور کلی تاریخچه دگرگونی این پهنه ساختاری پیچیده و طولانی است و احتمالاً نشان‌دهنده چندین رخداد تکنیکی است که فاز اصلی آن مربوط به ژوراسیک می‌باشد (Davoudian et al., 2016) که طی فرایند فروانش درون قاره‌ای و شکست اسلب صورت گرفته است (Shabanian and Neubauer, 2024). سنگ‌های دگرگونی این پهنه ساختاری عمدتاً شامل ارتوگنایس (گنایس‌های گرانیته‌ای)، شیسست، فیلیت، مرمر، آمفیبولیت، پاراگنایس و کوارتزیت بوده که از پروتولیت‌های آذرین درونی و ولکانیک به همراه رسوبی نشأت گرفته‌اند که اکثر فازهای دگرگونی در حد رخساره‌های شیسست سبز تا آمفیبولیت (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012) و حتی رخساره اکلوزیت (Davoudian et al., 2008; 2016) را متحمل شده‌اند. منطقه مورد مطالعه بخشی از کمپلکس آذرین-دگرگونی درود-ازنا (ژان) است که شامل ارتوگنایس و آمفیبولیت (به‌خصوص در شرق روستای میدانک؛

سهیلی، ۱۳۷۱) است (شکل ۲ الف). براساس شواهد صحرایی، به‌طور کلی سنگ‌های دگرگونی و دگرشکل شده رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه را می‌توان با توجه به سنگ مادر آن‌ها به دو دسته با منشأ آذرین و با منشأ رسوبی تقسیم کرد، دسته اول، سنگ‌های دگرگونی با منشأ آذرین شامل آمفیبولیت و گرانیت‌های گنایس میلوئیتی و دسته دوم، شیسست‌ها و مرمرها هستند که آمفیبولیت‌های مورد مطالعه منطقه، سقف توده گرانیت میلوئیتی شمال شرق معدن ژان را تشکیل می‌دهد. ارتوگنایس‌ها (با سن تبلور اورانیم -سرب زیر کن ۵۸۸ میلیون سال، Shakerardakani et al., 2015 و al., ۵۶۸ میلیون سال، Nutman et al., 2014)، متاگرانیت‌ها (سن تبلور اورانیم-سرب زیر کن ۵۲۵ میلیون سال، Shabanian et al., 2018) و متاگابرو دره هداوند (سن متوسط اورانیم -سرب زیر کن $3/7 \pm$ ۳۱۴/۶ میلیون سال: Shakerardakani et al., 2015) از دگرگون شدن سنگ‌های اسید و بازیگ به ترتیب نشأت گرفته‌اند. بنابراین، ارتوگنایس‌ها قدیمی‌ترین واحدهای منطقه هستند که همراه با دیگر واحدهای منطقه در طول رخداد‌های بعدی دچار تحولات دگرگونی متفاوتی شده‌اند. توده‌های آمفیبولیتی مناطق مجاور به ویژه در امامزاده پیر عباد به همراه ارتوگنایس‌ها توسط گرانیت گنایس‌های کربونفر بالایی قطع شده‌اند (Shabanian et al., 2020؛ مرادی و همکاران، ۱۳۹۵). این آمفیبولیت‌ها ماهیت تولنی‌تی داشته و در یک محیط پشت کمان تشکیل شده‌اند (کولیوند، ۱۳۹۵). آمفیبولیت‌های میدانک در بازید صحرایی به صورت صخره‌ای و برونزد سنگی مشاهده شده و عمدتاً در نمونه دستی رنگ سبز تیره با جلای بیابانی برونزد دارند (شکل ۲ ب). در این آمفیبولیت‌ها جهت‌یافتگی ترجیحی و برگوارگی مشاهده می‌شود (شکل ۲ پ). آمفیبولیت‌های میدانک شواهدی از میگماتیسی شدن را نشان می‌دهد (شکل ۲ ت). در برخی از نمونه‌های دستی آمفیبولیت میگماتیسی شده، اندازه بلورهای آمفیبول و پلاژیو کلاز خوبی با چشم غیر مسلح قابل مشاهده است. بخش روشن در این سنگ‌ها به دلیل حضور کانی‌های کوارتز-فلدسپاتی بوده و بخش تیره به دلیل وجود کانی‌های تیره و فرومنیزین می‌باشد. این میگماتیت‌ها از نظر

شکل لکه‌ای، رگه‌ای تا لایه‌ای مشاهده می‌شود.

ساختارهای میگماتیسی در صحرا دارای تنوع زیادی بوده و بخش‌های لوکوسومی در این میگماتیت‌ها به



شکل ۱: الف) موقعیت منطقه مورد بررسی بر نقشه زمین‌ساختاری ایران برگرفته از (Shabanian et al., 2018). ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه تغییر یافته از (Shabanian et al., 2018).

پلاریزان المپوس، ویژگی‌های کانی‌شناسی و خصوصیات بافتی و ریزساختاری نمونه‌ها بررسی شد.

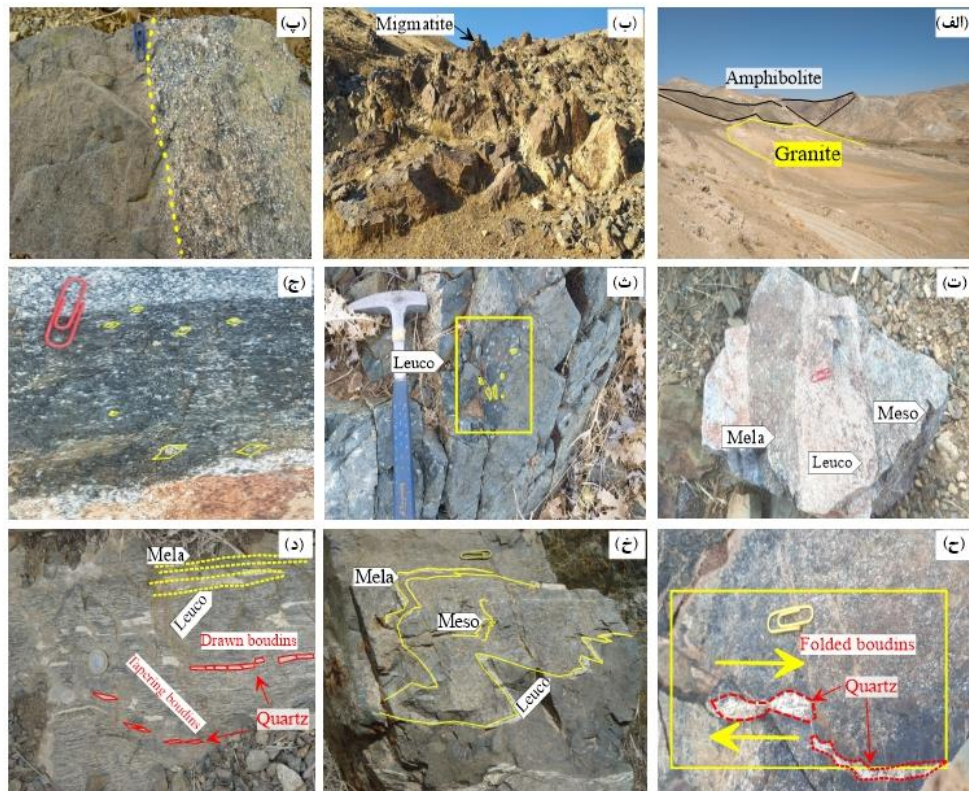
پتروگرافی:

ساختارهای میگماتیسی مخلوطی از اجزای مافیک (مانند ملانوسوم) و فلسیک (مانند لوکوسوم) هستند که بصورت لایه بندی تفریقی (تفریق دگرگونی) قابل مشاهده است. در بسیاری بخش‌ها ملانوسوم به صورت نازک (مانند پرده) بین لوکوسوم و مزوسوم قرار می‌گیرد (شکل ۳-الف). براساس مطالعه پتروگرافی، بافت آمفیبولیت‌های میگماتیسی شده، لیدوگرانوبلاستیک بوده، کانی‌های اصلی این سنگ‌ها آمفیبول، پلاژیوکلاز، کوارتز هستند. کلریت (غالباً از نوع پنین)، اپیدوت، بیوتیت، تیتانیت، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های اپاک (ایلمنیت) به‌عنوان کانی‌های فرعی وجود دارند. شواهد بارز دگرشکلی از قبیل برگوارگی، خط‌وارگی، چین خوردگی، خم شدگی، انحلال فشاری و تشکیل بلورهای ماهی‌گون آمفیبول، کوارتز و فلدسپار در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. در برخی از مقاطع برگوارگی از نوع فضا‌دار با شکل ناهموار و حالت آناستاموزینگ، و برخی دیگر به‌صورت موازی هستند (شکل ۳-ب). همچنین فابریک دگرشکلی کلیواژ باند برشی S-C نیز دیده می‌شود (شکل ۳-پ). انواع

با توجه به حجم لوکوسوم میگماتیت‌ها و همچنین براساس رده‌بندی (Mehnert 1968)، آنها غالباً در گروه متاتکسیک (metatexite) یا ساختارهای لکه‌ای یا لخته‌ای (Patchy) (شکل ۲-ث)، افتالمیتیک یا چشمی (Ophthalmic) (شکل ۲-ج)، دیکتیونیتیک (Diktyonitic) (شکل ۲-ح)، چین خوردگی (Folded) (شکل ۲-خ)، استروماتیک (Stromatic) (شکل ۲-د)، که بصورت فیلمی تا نبولیتی (با غلبه کمتر) قرار می‌گیرند. نوارهای لوکوسوم به موازات کشیدگی آمفیبول‌ها مشاهده می‌شوند که گاهی چین خوردگی (از نوع چین خوردگی میگماتیسی) هم نشان می‌دهند (شکل ۲-ح). آمفیبولیت متاتکسیکی نبولیتی دارای رخنمون‌های کوچک و موضعی بوده و در کل توده‌های آمفیبولیت منطقه کم و بیش پراکندگی دارند.

مواد و روش

طی بررسی‌های صحرایی، نمونه‌ها از رخنمون‌های سنگی مناسب به صورت سیستماتیک جمع‌آوری شده و موقعیت جغرافیایی آمفیبولیت‌های میگماتیسی با کمک GPS ثبت شدند. با استفاده از دوربین عکاسی در طی پیمایش‌ها و برداشت‌های صحرایی از پدیده‌های جالب تصاویر صحرایی تهیه شد. پس از تهیه ۱۰۰ عدد مقطع نازک و بررسی‌های میکروسکوپی توسط میکروسکوپ



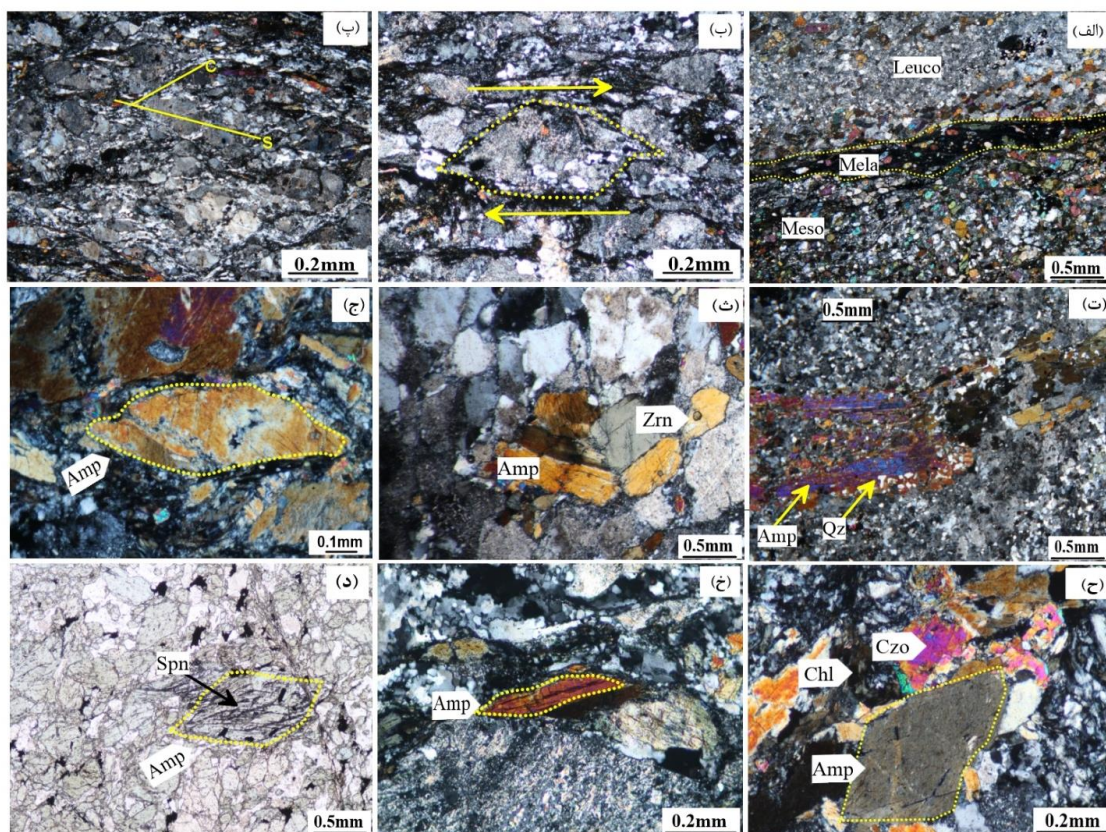
شکل ۲: تصاویر صحرایی از ساختارهای آمفیبولیت میگماتیته شده میدانک. (الف) دور نمایی از منطقه مورد مطالعه، همبری سنگ‌های آمفیبولیت و گرانیت. (ب) رخنمون صخره ساز آمفیبولیت‌های میگماتیته شده منطقه. (پ) نمای از برگواگی در میگماتیت. (ت) نمایش بخشهای مختلف میگماتیته: Leuco: لوکوسوم، Meso: مزوسوم، Mela: ملانوسوم. (ث) ساختار لکه ای یا لخته ای لوکوسوم‌ها. (ج) ساختار افتالمینیک که در آن لایه های تیره در اطراف لوکوسوم های چشمی مشاهده می‌شود. (ح) ساختار دیکتیونیتیک که در آن لوکوسوم ها به صورت متقاطع مشاهده می‌شود، نمایی از بودین چین خورده که لوکوسوم‌ها توسط کوارتز پر شده‌اند. (خ) نمایش ساختار چین خورده در میگماتیت‌های منطقه. (د) ساختار استروماتیک که به صورت تناوبی از لایه های تیره و روشن مشاهده می‌شود، نمایی از بودین‌های کشیده و مخروطی.

بلور آمفیبول همراه با شکستگی پر شده با کوارتز اشاره نمود (شکل ۳ ث). پورفیروکلاست آمفیبول در این سنگ‌ها دارای شکل کشیده با تقارن مونوکلینیک بوده که با نام آمفیبول ماهی‌گون خوانده می‌شوند. با توجه به تقسیم‌بندی ریزساختار ماهی‌گون ارائه شده (ten Grotenhuis et al., 2003)، این بلورهای آمفیبول‌ها غالباً در گروه‌های ماهی‌گون ۱، ۲ و ۵ قرار می‌گیرند (اشکال ۳ ح - د، شکل ۴ الف). مهاجرت مرز دانه‌ای مستطیلی شکل بین بلور آمفیبول و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۴ ب و پ). بر اساس شیمی کانی، نوع آمفیبول این سنگ‌ها هورنبلند و چرم‌اکیت می‌باشد. در اثر تجزیه بلورهای آمفیبول‌ها به بیوتیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده که در امتداد کلیواژها آزادسازی کانی تیتانیت نیز صورت گرفته است (شکل ۳ ح-د)

فابریک بودین نیز در این سنگ‌ها قابل مشاهده است که شامل بودین چین‌خورده، بودین‌های کشیده گردن‌دار و بودین مخروطی (شکل ۲ ح-د) می‌باشد.

آمفیبول:

کانی آمفیبول به عنوان سازنده اصلی این سنگ‌ها اغلب به حالت کشیده و جهت‌یافته در راستای برگواگی اصلی سنگ با چند رنگی سبز روشن - سبز تیره به چشم می‌خورد. این کانی در واقع بخش پالئوسم را تشکیل داده و در مقاطع طولی اغلب با یک دسته رخ و در مقاطع عرضی با دو دسته رخ نمایان شده است. در راستای سطوح رخ‌ها گاهی ریزشکستگی‌هایی نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳ ت). ظاهراً آمفیبول‌ها از حاشیه کمی گردش‌دگی دارند. از دیگر ویژگی‌های قابل ذکر این کانی می‌توان به ماکل ساده، خمیدگی



شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی از میگماتیت‌ها، (الف) نمایش بخش‌های مختلف میگماتیتی در میگماتیت‌های متاکسیت، Leuco: لوکوسوم، Meso: مزوسوم، Mela: ملانوسوم (XPL)، (ب) بر گوارگی فضا دار از نوع ناهموار (XPL)، (پ) بافت کلیواژ باند برشی S-C (XPL)، (ت) پرشدگی ریز شکستگی‌های آمفیبول از کوارتز (XPL)، (ث) تصویری از خاموشی شطرنجی و ماکل ساده در بلور آمفیبول (XPL)، (ج) نمایی از ماهی آمفیبول گروه ۱ (XPL)، (ح) تجزیه آمفیبول به کلینوزوئیت و کلریت، نمایی از ماهی آمفیبول گروه ۵ (XPL)، (خ) ریز ساختار ماهی آمفیبول گروه ۲ (XPL)، (د) آمفیبول ماهی گون گروه ۵ (PPL).

Amp: Amphibole Chl: Chlorite Qz: Quartz Zrn: Zircon Spn: Sphene Czo: Clinozoisite (Whitney and Evans., 2010).

نیز در این بلورها مشاهده می‌شود (شکل ۴ ب و پ).
پرفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز گاهی بصورت درشت بلورهایی از نوع σ نشان داده می‌شوند (شکل ۳ ب).
قابل ذکر است این ویژگی‌های دگرشکلی پلاژیوکلاز در چندین نمونه مشاهده می‌شوند.

کوارتز:

کوارتز یکی از کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های آمفیولیت میگماتیتی نوع نوبلیتی می‌باشد که دارای اندازه‌های نسبتاً متغیر و متفاوتی بوده، و در برخی از بلورهای کوارتز ریزساختارهای دگرشکلی ایجاد شده و تبلورهای مجدد مرز دانه‌ای کوارتز به صورت GBM، BLG و SGR در نهایت ایجاد چند ضلعی از نوع GBAR مشاهده می‌شود (شکل ۵ الف-ت). مکانیسم ریزساختارهای تجدید تبلور گوناگون مشاهده شده در

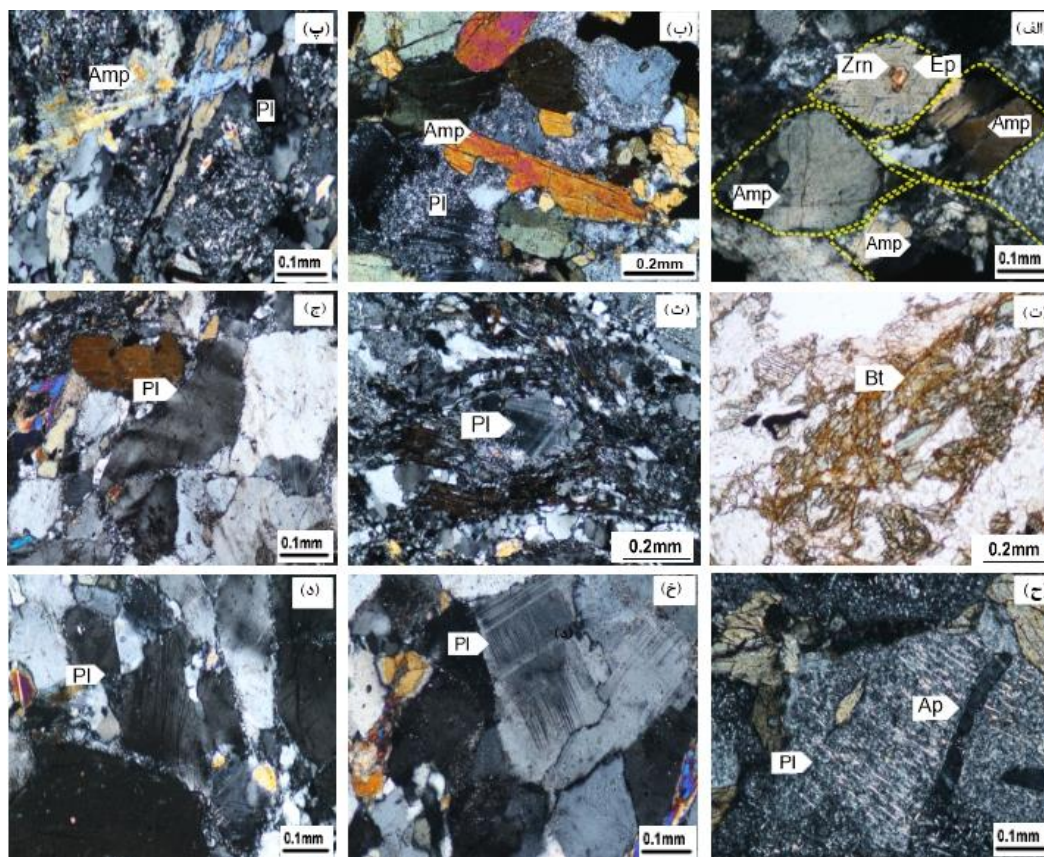
(شکل ۴ ت).

پلاژیوکلاز:

کانی پلاژیوکلاز در اندازه ریز تا متوسط بلور بوده و به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار بخش لوکوسوم میگماتیت را تشکیل می‌دهند و دارای ساختمان منطقه‌بندی می‌باشند (شکل ۴ ث) در این بلورها خاموشی موجی و همچنین آثاری از شکستگی و پرشدگی از کانی کوارتز مشاهده می‌شود تعدادی از این شکستگی‌ها بیشتر با کوارتز پر شدند که نشان از حضور یک سیال است (شکل ۴ ج) (Gapais, 1989). از دیگر ویژگی‌های قابل ذکر این کانی می‌توان به سرسیتی شدن، ماکل دگربرختی، کارلسباد، پلی سنتتیک با انتهای مخروطی، مقاطع، خمیده و پلکانی اشاره کرد (شکل ۴ ح-د). همچنین مهاجرت مرز دانه‌ای از نوع مستطیلی شکل

موجی و شطرنجی نشان می‌دهند (شکل ۵ پ و ت و شکل ۶ الف). در برخی از مقاطع مطالعه شده تشکیل کوارتز به صورت نواری نیز مشاهده می‌شود (شکل ۶ ب).

کانی کوارتز، تابعی از شرایط دگرشکلی، بیانگر توسعه سیر تجدید تبلور پلاستیکی یا دینامیکی در این بلورها است (Passchier and Trouw, 2005). گاهی خاموشی

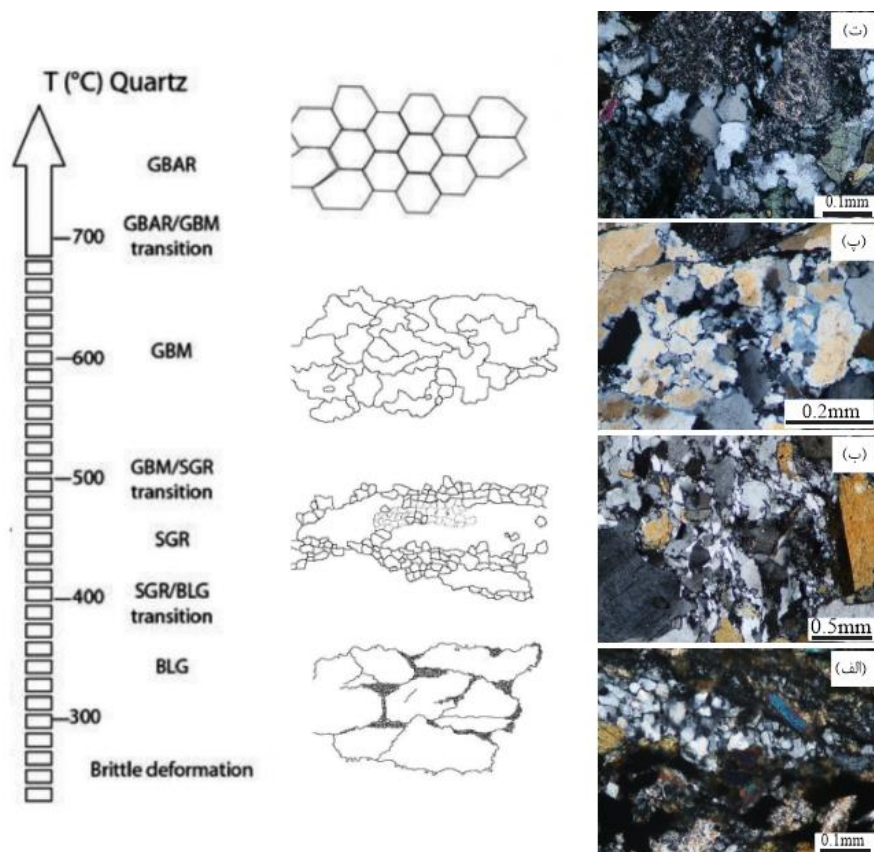


شکل ۴: الف) ریزساختارهای ماهی آمفیبول گروه او۵ (XPL)، ب و پ) مهاجرت مرز دانه‌ای به صورت مستطیلی شکل بین کانی آمفیبول و پلاژیوکلاز (XPL)، ت) نمایی از Overprint بیوتیت بر روی کانی آمفیبول (PPL)، ث) بلور پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی (XPL)، ج) خاموشی موجی در بلورهای پلاژیوکلاز (XPL)، ح) سزیتی شدن پلاژیوکلاز (XPL)، خ) ماکل دگرریختی (پری کلین) در پلاژیوکلاز (XPL)، د) ماکل تکراری با انتهای نوک تیز و پلکانی (XPL).

Amp: Amphibole Ap: Apatite Bt: Biotite Ep: Epidote Pl: Plagioclase Zrn: Zircon (Whitney and Evans., 2010).

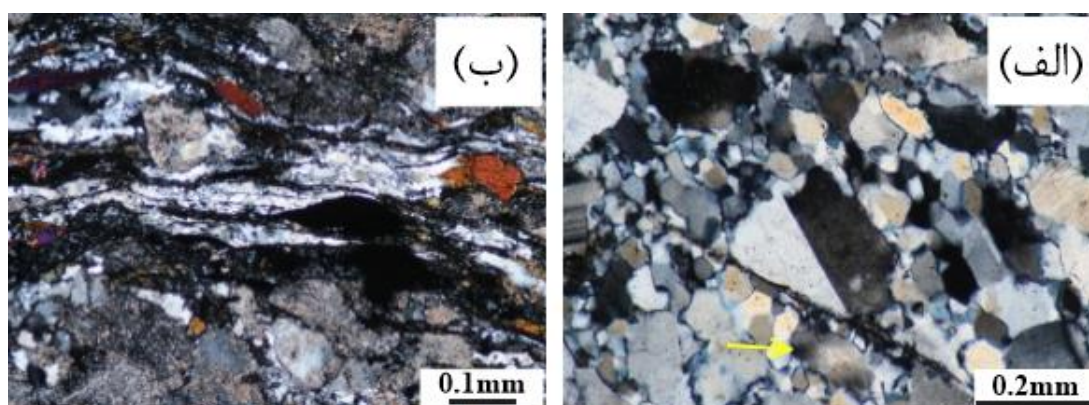
می‌توان آن را محصول کلریتی شدن آمفیبول و بیوتیت در این سنگ‌ها برشمرد (شکل ۳-ح). بیوتیت در این سنگ‌ها اغلب بر روی کانی آمفیبول بر هم نهی (Overprint) شده است که نشان از تحول دگرگونی می‌باشد (شکل ۴-ت). پلئوکروئیسم قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره مایل به قرمز در کانی‌های بیوتیت معمولاً بیانگر درجه نسبتاً بالاتر دگرگونی است (Faye, 1968). آپاتیت به صورت بلورهای میله‌ای شکل که گاهی دارای شکستگی هستند در متن سنگ دیده می‌شود (شکل ۴-ح).

از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به زیرکن (بصورت ادخال درون آمفیبول، شکل ۴ الف)، آپاتیت، اپیدوت، بیوتیت، تیتانیت و کانی‌های کدر اشاره کرد. کانی‌های ثانویه که حاصل از تجزیه هستند، شامل کلریت (از نوع پنین) و تیتانیت هستند. تیتانیت می‌تواند به صورت اولیه و گاه به صورت ثانویه وجود داشته باشد. تیتانیت اولیه بیشتر خودشکل و در اندازه متوسط در سنگ دیده می‌شود در حالی که، تیتانیت ثانویه ریز بلور و بی‌شکل هستند و معمولاً کانی کدر (ایلمنیت) را احاطه کرده‌اند (شکل ۳-د). کلریت در این سنگ‌ها اغلب به صورت بی‌شکل از نوع پنین می‌باشد که



شکل ۵: تصویری از وضعیت تبلور دوباره دینامیکی بلور کوارتز و شرایط دمایی مرتبط با آن (XPL).

الف) باز تبلور با برآمدگی در مرز بلورها. ب) ریزدانه‌های ایجاد شده در اطراف دانه‌های کوارتز قدیمی. ج) خاموشی موجی در بلورهای کوارتز و همچنین دانه‌های جدید کوارتز که در اثر تجدید تبلور دینامیکی (GBM) ایجاد شده‌اند. د) تصویری از خاموشی شطرنجی در بلورهای کوارتز، بلورهای کوارتز با زوایای ۱۲۰ از نوع GBAR (XPL).



شکل ۶: الف تصویری از خاموشی شطرنجی در بلورهای کوارتز (XPL) ب) تشکیل کوارتز به صورت نواری (XPL).

gupta, 1999; Diener and Fagereng, 2014; Caval-cante et al., 2016). بطوری که براساس جزء مذاب میگماتیت‌ها به دو گروه متاتکسیت و دیاتکسیت تقسیم می‌شوند (شکل ۲) (Brown., 1973). در طول ذوب استحکام سنگ به طور قابل توجهی توسط جزء مذاب کنترل می‌شود (Vigneresse and Tikoff, 1999; Diener and Fagereng, 2014; Caval-

بحث

شواهد میگماتیستی شدن

بررسی‌های تجربی آناتکسی نشان می‌دهد که تکامل رئولوژیکی سنگ‌ها و ماگماهای نیمه مذاب تابعی از نسبت و توزیع جزء مذاب است (Ghosh and Sen-)



پاره)، و بودین‌های مخروطی تبدیل شدند (شکل ۲-د). بودین‌های جدا شده و بودین‌های باریک به ندرت در میگماتیت دیاتکسیتی یافت می‌شوند. این بودین‌ها در ملانوسوم، درجه تفکیک بالا و نسبت ابعاد بسیار بالاتری از ناحیه گردن را نسبت به آن‌هایی که ساختارهای تورم (بودین جدا شده) در دامنه میگماتیت دیاتکسیت دارند را نشان می‌دهند. نسبت‌های نازک‌تر نواحی گردن پروتولیت‌ها در دیاتکسیت نسبت به متاکسیت‌ها ممکن است نشان دهند که پروتولیت‌ها در میگماتیت‌های دیاتکسیت به طور کلی کشش کمتری را نسبت به میگماتیت‌های متاکسیت تجربه کرده‌اند. علاوه بر این، برگوارگی در متاکسیت نسبت به دیاتکسیت به شدت توسعه یافته است. بودین‌های برگوارگی هم در ملانوسوم و هم دیاتکسیت به طور کلی یک ناحیه گردن بسیار باریک با نازک‌شدگی اندک و گسترش محدود دارند که به طور معمول با شکستگی‌های پر شده با کوارتز سازگار شده‌اند. لوکوسوم‌های استروماتیک در ملانوسوم به طور کلی به بودین‌های مخروطی شکل تبدیل می‌شوند. نسبت ابعادی بالاتر لوکوسوم‌های استروماتیک نشان می‌دهد که نواحی گردن آن‌ها نسبت به پروتولیت‌ها گسترش بیشتر و شکل پذیرتری را تجربه کرده‌اند. علاوه بر این، تفاوت کرنش در مرز تماس بودین‌های مخروطی متشکل از لوکوسوم بسیار کم‌تر از مرز تماس بودین‌های پاره‌شده متشکل از پروتولیت است (Li et al., 2023a). همانطور که جزء لوکوسوم در میگماتیت‌ها افزایش می‌یابد، استحکام سنگ به تدریج افزایش می‌یابد و رئولوژی از هموزن به هتروژن تکامل می‌یابد و سپس دوباره به هموزن باز می‌گردد. این فشار در ابتدا در کل سنگ توده یکنواخت است اما وقتی سنگ از نظر ترکیبی و رئولوژیکی تفکیک می‌شود، فشار در میان اجزای مختلف سنگ شروع به تغییر می‌کند (Li et al., 2023b). براساس هندسه و چگونگی پراکندگی لوکوسوم، انواع میگماتیت‌های متاکسیتی موجود در منطقه رخنمون گسترده‌تری نسبت به دیاتکسیت‌ها دارند (شکل ۲) که ممکن است دال بر ناهمگنی دگرشکلی در این منطقه باشد. همچنین قابل ذکر است که انواع متاکسیتی مشخصات لایه‌بندی یک میگماتیت را حفظ نموده‌اند و بنابراین، دارای

1999; Rosenberg and Handy, 2005; Diener and Fagereng, 2014). سنگ‌های مافیک معمولاً قوی‌تر از سنگ‌های فلسیک در نظر گرفته می‌شوند. (Wilks and Carter, 1990). در طول ذوب بخشی، مذاب در امتداد صفحات برگوارگی حرکت می‌کند و در طول ذوب به مناطق برشی همزمان مهاجرت می‌کند. از دست دادن مذاب، حجم باقیمانده را تقویت می‌کند (Diener and Fagereng, 2014; Cavalcante et al., 2016). در حوزه میگماتیت متاکسیت، افزایش تدریجی جزء لوکوسوم، ویسکوزیته موثر و استحکام (strength of the migma-) (Li et al., 2023a) را افزایش می‌دهد. رئولوژی سنگ جامد به عنوان تابعی از تعدادی از متغیرهای ساختاری و محیطی، از جمله کانی‌شناسی، محتوای سیال و شیمی، اندازه کانی، جزء مذاب، دما، فشار و شرایط تنش تفاضلی تغییر می‌کند (Bürgmann and Dresen, 2008). علاوه بر تفاوت در ترکیب‌بندی، تفاوت در اندازه دانه نیز مهم‌ترین ویژگی متمایز برای میگماتیت‌ها است. اندازه دانه لوکوسوم به طور قابل توجهی بزرگ‌تر از پروتولیت است و اندازه دانه ملانوسوم کوچک‌تر از پروتولیت است. در نتیجه، در حالی که جزء مذاب استحکام سنگ‌ها را در طول مرحله ذوب کنترل می‌کند و ترکیب رئولوژی کانی‌شناسی را در طول مرحله تغییر شکل حالت جامد کنترل می‌کند، تفاوت و توزیع فضایی اندازه دانه‌ها ممکن است بیش‌ترین تأثیر را بر رئولوژی در طول مرحله ذوب جزئی داشته باشد (Li et al., 2023b). هنگامی که نسبت حجم مذاب برابر با ۵۰ درصد حجمی باشد، استحکام و مقاومت مجموعه دانه‌ها تحت تأثیر ویسکوزیته مذاب قرار می‌گیرد (Renner et al., 2000). در متاکسیتی با نسبت حجم لوکوسوم کم‌تر از ۱۰ درصد حجمی هیچ لایه مقاومی در قلمرو (محدوده) ملانوسوم وجود ندارد و توده سنگ تقریباً همگن است. در متاکسیت با حجم لوکوسوم بیش از ۳۰٪ حجمی، تشکیل لوکوسوم‌های استروماتیک متعدد منجر به رئولوژی بسیار ناهمگن و شناخته‌شده میگماتیت‌ها می‌شود و با تشکیل بودین‌های تک لایه ثبت می‌شود. لایه‌های لوکوسوم تحت شرایط تغییر شکل حالت جامد در دامنه ملانوسوم به طور کلی به بودین‌های جدا شده (بودین‌های جدا یا



خشک و ذوب‌شدگی در حضور آب در شرایط جامد (Brown, 2010; Weinberg and Hasalov'a, 2015). ذوب‌شدگی در شرایط خشک، با شکست کانی‌های آبدار (مسکویت، بیوتیت و آمفیبول) حادث می‌شود. این شکست بسته به نوع کانی در شرایط دمایی متفاوت رخ می‌دهد بترتیب از حدود ۷۵۰-۶۵۰، ۸۵۰-۷۵۰ و ۹۰۰-۸۵۰ درجه سانتی‌گراد است (Weinberg and Hasalov'a, 2015). بنابراین با توجه به نبود بلورهای مسکوویت یا کانی‌های آلومینوسیلیکات احتمال ذوب خشک مسکوویت در این سنگ‌های میگماتی‌تی شده منتفی است. حرارت ذوب خشک بیوتیت و آمفیبول بیش از دمای بدست آمده توسط ریزساختارها می‌باشد. بنابراین در اینجا فرض می‌شود ذوب این دو کانی هم در شرایط خشک منتفی است. لذا شکست کانی‌های آبدار به عنوان مکانیسم اصلی ایجاد میگماتیت در نظر گرفته نمی‌شود. ذوب‌شدگی در حضور آب می‌تواند مکانیسم کلیدی برای تولید مذاب در شرایط دمای پایین‌تر باشد (Brown, 2010; Palin et al., 2016; Sawyer, 2010; Watkins et al., 2007; Weinberg and Hasalov'a, 2015) که توسط شواهد ذیل حمایت می‌شود: مرزهای پراکنده لوکوسوم با سنگ میزبان و آرایه‌های شبکه مانند یا رشته‌ای (شکل ۲ د) ساختارهای بزرگ‌تر و ریزتر نشان می‌دهند که مذاب‌های درجا در متاتکسیت‌ها حفظ می‌شوند. نبود باند ملانوسوم از جمله شواهد ذوب‌شدگی در حضور فاز سیال است (Weinberg and Hasalová, 2015; Halla, 2020). تغییر شکل درون بلوری مانند ریزدانه‌های موجود در دانه‌های آمفیبول نشان می‌دهد که مکانیزم تغییر شکل به پلاستیسیته بلوری یا تبلور مجدد دینامیک مربوط است (شکل ۳ ت) (Cao et al., 2010; Ji et al., 2013; Skrotzki, 1992). بر این اساس جابه‌جایی خزشی و خزش انحلال فشاری احتمالاً در تغییر شکل آمفیبول در شرایط جزء مذاب کم مشارکت دارند (Okudai et al., 2017). به طور کلی، رفتار رئولوژیکی در متاتکسیت مذاب حاضر و باقیمانده تغییر شکل یافته مشخص است (Li et al., 2023b). تضعیف رئولوژیکی توسط واکنش‌های ذوب و تغییرات رفتار رئولوژیکی متاتکسیت توجه زیادی را به خود جلب کرده است (Cao et al., 2010; Degli Alessandrini et al., 2017; Tac-

White et al., 2005). شرایط تشکیل سنگ درجه ذوب بخشی کم یا متوسط بوده است. این میگماتیت‌ها تناوبی از پالئوسم و لوکوسوم هستند که به موازات برگوارگی کشیدگی دارند (شکل ۲ پ). لیناسیون در این سنگ‌ها در اثر کشیدگی کانی آمفیبول ایجاد می‌شود که در امتداد آنها انبانه‌هایی فلسیک به موازات این کشیدگی نیز مشاهده می‌شود. همچنین رگه‌های نازک فلسیک در این سنگ‌های دگرشکل شده، مشاهده می‌شوند که معمولاً در حد رخساره آمفیبولیت میانی ظاهر می‌گردند (Sawyer, 2008) (شکل ۲ خ). این رگه‌ها، چین خوردگی هم شیب با فولیاسیون سنگ را نشان می‌دهند و گاهی بعضی از این رگه‌ها بصورتی آپلیتی سنگ میزبان را قطع نموده‌اند. میگماتیت‌های استروماتولیتی نشان می‌دهند که لایه‌های نازک لوکوسوم موازی با صفحه اصلی (برگوارگی) هستند. پرشدگی نامنظم کوارتز در امتداد شکستگی و برگوارگی ضعیف در آمفیبولیت میگماتیتی نشان می‌دهد که باقی مانده، تغییر شکل بیشتری را به دلیل مهاجرت مذاب تجربه کرده است (شکل ۳ ت) (Rosenberg and Handy, 2005). در مقاطع میکروسکوپی نوارهای برگواره حاوی پلاژیوکلاز توسط فابریک S-C شکل‌پذیر دگرشکل شده‌اند (شکل ۳ پ). دانه‌های کوارتز و فلدسپار ریزدانه در امتداد مرزهای دانه‌ها از بخش‌های ذوب بسیار پایین متبلور شده‌اند و یک متاتکسیت استروماتولیت (فیلمی) را تشکیل داده‌اند. فراوانی بیشتر کوارتز در بخش لوکوسوم نشان‌دهنده این است که کوارتز می‌تواند فرآورده ذوب باشد، هرچند این کانی فرآورده اصلی ذوب‌شدگی نیست (Lee et al., 2020). زیردانه‌های کوارتز یک صفحه شطرنج یا الگوی جزیره را نشان می‌دهند که نشان‌دهنده تبلور مجدد مهاجرت مرز دانه‌ای است (شکل ۵ ب) (Li et al., 2023a). دانه‌های پلاژیوکلاز دارای مرزهای مستقیم با کوارتز هستند که نشان می‌دهد که آنها از فاز مذاب قبلی رشد کرده‌اند (شکل ۴ ج) (Sawyer, 2010; Holness et al., 2008; Li et al., 2023a; 2011).

شرایط میگماتیتی شدن

ذوب‌شدگی در پوسته پایینی و میانی به دو صورت اتفاق می‌افتد: ذوب‌شدگی بدون آب در شرایط



chett et al., 2022). تعادل فازی و مدل‌سازی رئولوژی مختلط ملانوسوم و لوکوسوم نشان می‌دهند که تولید مذاب در طی دگرگونی پیش‌رونده است (Diener and Fagereng, 2014). در طی میگماتیته شدن migmatization باقی مانده از قبل موجود که به از دست دادن مذاب نسبت داده می‌شود می‌تواند بیشتر تحت‌تأثیر مذاب‌ها قرار گیرد (Brown, 1994). نفوذ مذاب می‌تواند به شدت ویسکوزیته آمفیبولیت باقیمانده را کاهش دهد و لغزش در امتداد مرزهای دانه و بین فازی را تسهیل کند فرآیند لایه‌بندی نشان می‌دهد که تغییر شکل پیش‌رونده در آمفیبولیت باقیمانده با افزایش جزء مذاب و مهاجرت مذاب همراه است (Menegon et al., 2007; Závada et al., 2015). بنابراین یک شار سیالات آبی در طول پهنه برشی و ذوب شدگی در حضور آب در این سنگ‌های دگرگونی قابل درک است. ذوب جزئی و میگماتیاسیون ممکن است خواص رئولوژیکی ناهمگن پوسته میانی را افزایش دهد و ممکن است بودیناژ با مقیاس بزرگ ایجاد کند (Li et al., 2023b).

شواهد دگرشکلی و تعیین درجه حرارت دگرشکلی

دگرشکلی سنگ‌ها و ریزساختارهای تشکیل شده در آنها تابع عوامل متفاوت درونی (کانی‌شناسی، اندازه و جهت‌یابی ترجیحی دانه‌ها) و خارجی (فشار، دما، تنش تفریقی، فشار شاره و نرخ کرنش) است لذا جهت برآورد درجه و شرایط دگرشکلی می‌توان از این ریزساختارها استفاده نمود (White and White, 1983; Passchier and Trouw, 2005). بافت‌های دگرشکلی همچون برگوارگی، کلیواژ باند برشی (فابریک S-C) در آمفیبولیت‌های میدانک کم و بیش دیده می‌شوند که در واقع پاسخی به دگرشکلی شکل‌پذیر حاکم بر منطقه می‌باشد و بنا بر عقیده Passchier and Trouw (2005) می‌توانند بیانگر تغییر شکل پلاستیک در منطقه مورد مطالعه باشد. آمفیبول یکی از قوی‌ترین سیلیکات‌ها با توانایی محدود برای دگرشکل شدن توسط خزش جابجایی است به‌طوری که رفتارش طی دگرشکلی به صورت یک جسم سخت و صلب می‌چرخد و می‌شکند (Soret et al., 2019; Ko and Jung, 2015) و یا حل شده و دوباره تشکیل می‌گردد (Giuntoli et al., 2018; Soret et al., 2019).

آمفیبولیت‌های میگماتیته شده برخی بلورهای آمفیبول خمیدگی نشان می‌دهند که نشان‌دهنده تحمل یک دگرشکلی شدید شکل‌پذیر است (شکل ۳-ث). گاهی بلورهای آمفیبول می‌شکند که این شکستگی‌ها بیشتر با کوارتز پر شدند که نشان از حضور یک سیال است (شکل ۳-ت) (Gapais, 1989). آمفیبول ماهی‌گون گاهی بصورت درشت بلورهایی از نوع سیگما σ می‌باشند که حرکت راست‌بر را نشان می‌دهند و همچنین در این راستا فابریک دگرشکلی S-C نیز دیده شده است. ساختارهای ماهی‌گون آمفیبول طی برشی شدن و میلونیتی تحت شرایط رخساره آمفیبولیت پایینی تشکیل می‌گردند (Massey and Moecher, 2005). بلورهای متوسط آمفیبول به طور تصادفی با ویژگی‌های مورفولوژیک مختلف با برگوارگی جهت یافته هستند (شکل ۳-الف). در بخش‌هایی از سنگ طی دگرگونی قهقرایی رخساره شیار سبز، آمفیبول‌ها به بیوتیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده که در امتداد کلیواژها آزادسازی کانی‌تیتانیت نیز صورت گرفته است (شکل ۳-ح-د) (شکل ۴-ت). عدم وجود شکل انوه‌درال پلاژیوکلاز و هورنبلند در این آمفیبولیت‌های میگماتیته، ناشی از مرزهای دانه‌ای زبانه‌ای ایجاد شده طی دگرشکلی و یا تغییر شیمیایی و انتقال طی دگرگونی همزمان با دگرشکلی دینامیک است (Habib et al., 2018). تعدادی از درشت بلورهای پلاژیوکلاز یک حرکت برشی با جهت راست‌بر را نشان می‌دهند (شکل ۳-ب). حضور ماکل‌های دگرشکلی با انتهای نوک تیز (مخروطی) یا حالت تاخوردگی (Kinking) و خاموشی موجی در کانی پلاژیوکلاز نمایان است که می‌تواند دلیلی بر وجود دگرشکلی دینامیک در حالت جامد حداقل در حد رخساره شیار سبز باشد (Smith and William, 1989; Pryer, 1993) (شکل ۴-د). فلدسپارها در دماهای بالاتر از ۳۰۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد، ویژگی‌های مانند خاموشی موجی، گسترش ماکل‌های دگرشکلی، گسترش شکستگی‌های ریز و نیز پرتیت‌های شعله‌ای را نشان می‌دهند (Passchier and Trouw, 2005; Stipp and Stunitz and Heibronner, 2002). شواهد تجربی نشان می‌دهد که بازتبلور پلاژیوکلاز در دمای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد اتفاق می‌افتد (Tullis and Stunitz and Teyssier, 2000).



مرزدانه‌ها در شرایط ایستا با افزایش دما در حدود ۶۰۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد منجر به چند ضلعی‌های شکل‌دار بلورهای کوارتز (GBAR) با زاویه ۱۲۰ درجه می‌شود که نشان‌دهنده تعادل مرزدانه‌ای و رشد دانه‌ها در اثر کاهش انرژی مرزدانه‌ای در شرایط استاتیک و باعث تشکیل اشکال چند ضلعی در شرایط دگرگونی درجه متوسط می‌شود (Passchier and Trouw, 2005; Wiersma, 2009).

تعیین رابطه زمانی بین میگماتیت زایی و برشی شدن

ریزساختارهای دینامیک ایجاد شده در دامنه حرارتی متفاوت در کانی‌های سنگ‌های مورد مطالعه نشان از یک دگرشکلی ناهمگن دارند. وجود ریزساختارهای مرتبط با تغییر شکل و مذاب، تاریخچه زمین‌شناسی پیچیده‌ای را بویژه برای ناحیه میدانک، گلپایگان (Hashemi et al., 2019)، بروجرد (Jafari et al., 2022) و همدان (Jafari et al., 2024) به عنوان مناطقی از پهنه سندانج-سیرجان رقم زده است. تعیین رابطه زمانی بین این دو فرایند یکی از سوژه‌های جذاب در این پهنه است، به طوری که شواهد ریزساختاری مبین عملکرد دگرشکلی دینامیک در حین میگماتیت‌زایی و تا زمان بعد از تبلور لوکوسوم می‌باشد. تناوب باندهای لوکوسوم و پالئوسوم در آمفیبولیت‌های میدانک به موازات برگرارگی اصلی سنگ نشان‌دهنده میگماتیتی‌شدن طی دگرشکلی دینامیک است. زیرا وجود یک شار سیالات آبی در طول پهنه برشی و ذوب‌شدگی در حضور آب در این سنگ‌های دگرگونی می‌تواند سبب لایه‌بندی شود بطوری که ضعیف‌شدگی در حضور آب و دگرشکلی پیش‌رونده در بخش‌های باقیمانده (رستیت) آمفیبولیت همراه با افزایش جزء مذاب یا مهاجرت مذاب اتفاق می‌افتد. بنابراین متاکسیست‌ها استروماتولیتی (فیلمی) و لکه‌ای نشان‌دهنده ذوب‌شدگی درجا و تغییرشکل همزمان با آناتکسی هستند. همچنین بی‌شکل بودن دانه‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها، حاصل تغییرات شیمیایی طی دگرگونی همزمان با دگرشکلی دینامیک است (Habib et al., 2018). پرشدگی شکستگی‌های آمفیبول با کانی کوارتز (دارای خاموشی مویی) دال بر وجود مذاب می‌باشد. دانه‌های پلاژیوکلاز در لوکوسوم‌ها اغلب

خاموشی مویی در پلاژیوکلاز و کوارتز مشاهده می‌شود که به علت نقصان شبکه بلوری در اثر دگرشکلی شدید دینامیک ایجاد شده است (شکل ۴-ج). ریزساختارهای دگرشکلی شامل خاموشی مویی و فرایند فشردگی یا انحلال فشاری همراه با ایجاد شکستگی در کوارتزها از دیگر ریزساختارهای دگرشکلی است که در دمای کمتر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد بیشتر رخ می‌دهند (Owona et al., 2013, Langille et al., 2010, Passchier & Trouw, 2005). ساختارهای نواری مشاهده شده در کانی کوارتز می‌تواند حاکی از دگرشکلی باشد (شکل ۵-پ). در این رژیم دمایی فلدسپارها، اغلب تغییرات ساختاری شکننده‌ای را به صورت خردشده، گسترش شکستگی‌ها و گسل‌ها، و جابه‌جا شدن قطعات به نمایش می‌گذارند. تغییر ساختاری بیوتیت‌ها نیز در شرایط کم دما منجر به گسترش چین‌خوردگی و خاموشی مویی در آن‌ها خواهد شد. وجود خاموشی شطرنجی و ساب‌گرین‌های جزیره‌ای در کوارتزهای بی‌شکل با مرز زبانه‌ای نشان می‌دهد که لغزش جابجایی دما بالا و یا خزش همراه با تبلور دوباره مهاجرت مرز دانه‌ای مکانیسم غالب دگرشکلی هستند (Li et al., 2023a). ریز ساختارهای ریزدانه، نودانه، بازتبلورهای پویای برآمده (BLG)، چرخش ریزدانه (SGR)، مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM)، ایجاد چند ضلعی‌های با زاویه ۱۲۰ (GBAR) (شکل ۵-ب) بیانگر گسترش فرآیند بازتبلور قهقرایی یا استاتیک است. نودانه‌ها معمولاً درون و اطراف دانه‌های بزرگ‌تر در سنگ‌های با کرنش متوسط تا بالا وجود دارند. جهت یافتگی و اندازه آنها شبیه زیردانه‌های کناری هستند که ویژگی مشخصی از بازتبلور دینامیک یا همزمان با تکتونیک است (Blenkinsop et al., 2007). در دمای ۲۵۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و در تنش بالا، در شرایط رخساره شست سبز، مرز دانه‌ای برآمده دانه‌های کوارتز از دانه‌های قدیمی‌تر جدا می‌شود و دانه‌های کوچک‌تر بازتبلور یافته شکل می‌گیرند که باز تبلور دینامیک برآمده نامیده می‌شود (Stipp et al., 2002). به عقیده Stipp و همکاران (2002) باز تبلور مهاجرت مرزدانه‌ای (GBM) و چرخش ریزدانه (SGR) بیانگر دگرشکلی در دمای ۲۸۰-۴۰۰ و ۴۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد هستند که معادل رخساره شست سبز است.



و شواهد صحرایی به دلیل جزء پایین مذاب، میگماتیت‌ها از نوع متاکسیت با ساختارهای متنوع هستند. وجود مرزهای پراکنده لوکوسوم با سنگ میزبان و آرایه‌های رشته‌ای، نبود نوارهای ملانوسوم و همچنین وجود دانه‌های ریز بر روی بلورهای آمفیبول نشان می‌دهد که میگماتیتی شدن در شرایط ذوب شدگی در حضور آب صورت گرفته است. در پاسخ به انواع دگرشکلی در منطقه بافت‌های دگرشکلی همچون برگوارگی، کلیواژ باند برشی (فابریک S-C)، خمیدگی و شکستگی، ساختارهای ماهی‌گون در بلور آمفیبول، ماکل‌های دگرشکلی با انتهای نوک تیز یا حالت تاخوردگی (Kinking) و خاموشی موجی در پلاژیوکلاز، ریز ساختارهای دگرشکلی شامل خاموشی موجی و شطرنجی و فرایند فشردگی یا انحلال فشاری، و ساب‌گرین‌های جزیره‌ای، و تجدید تبلور دینامیکی یا پلاستیکی (GBM BLG, SGR) در سنگ مشاهده شده که بیان‌کننده گستره دمایی ۳۰۰ تا بیش‌تر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد در شرایط دگرشکلی شکنا-شکل‌پذیر می‌باشد. علاوه بر این، تناوب نوارهای لوکوسوم و پالئوسوم به موازات برگوارگی در سنگ‌های مورد مطالعه همراه با شواهد میکروسکوپی مانند بی‌شکل بودن دانه‌های آمفیبول، پرشدگی بلورهای آمفیبول با کوارتز و وجود مرزهای مستقیم و صاف بین بلورهای پلاژیوکلاز با کوارتز بیان‌کننده عملکرد دگرشکلی دینامیک در حین میگماتیت‌زایی در منطقه می‌باشد. همچنین، وجود شکستگی و خمیدگی در ماکل پلاژیوکلاز، ایجاد پورفیرو کلاست، ایجاد ریزساختار سایه فشاری، وجود خاموشی موجی در کانی‌های فلسیک لوکوسوم‌ها بیانگر ادامه دگرشکلی دینامیک بعد از تبلور لوکوسوم است.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی و معنوی توسط دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد در انجام این پژوهش تشکر و قدردانی می‌نمایند.

منابع

کولیوند، س.، ۱۳۹۵. ویژگی ژئوشیمیایی سنگ‌های آمفیبولیتی پیر عباد، شمال شرق ازنا، پهنه سندانج-سیرجان، پژوهش‌های دانش زمین، سال هشتم، شماره

دارای مرزهای مستقیم با کوارتز هستند که نشان‌دهنده تبلور آنها از یک مذاب می‌باشد (Sawyer, 2010; Hol-ness et al., 2008, 2011). وجود شکستگی و خمیدگی در ماکل پلاژیوکلاز، ایجاد پورفیرو کلاست، ایجاد ریزساختار سایه فشاری، وجود خاموشی موجی در کانی‌های فلسیک لوکوسوم‌ها بیانگر ادامه دگرشکلی دینامیک بعد از تبلور لوکوسوم است. از آنجایی که در سیستم‌های حاوی مذاب، سایز دانه‌ها بزرگ‌تر می‌شود. اندازه کوچک‌تر پلاژیوکلاز در بخش لوکوسوم این سنگ‌ها دال بر ادامه دگرشکلی دینامیک حتی بعد از تبلور مذاب است (Lee et al., 2019). به طرز مشابهی در مطالعه میگماتیت‌های همدان روشن شده است که عملکرد دگرشکلی از مرحله ذوب تا پس از تبلور لوکوسوم تداوم داشته است (Izadi Kian et al., 2013; Jafari et al., 2024). احتمالاً بافت‌های حاصل از تداوم دگرشکلی پس از تبلور، بخشی از شواهد ذوب را نیز از بین برده باشد.

با توجه به روند تحولات دگرگونی، میگماتیتی شدن و حوادث تکتونیکی (دگرشکلی) در این منطقه مورد مطالعه و سایر مناطق پهنه سندانج-سیرجان می‌توان چنین استنتاج نمود که فاز اول دگرگونی فشار بالا بوده (Davoudian et al., 2008; 2016) که این فاز توسط حوادث بعدی شواهد آن در اکثر مناطق به ویژه منطقه مورد مطالعه محو شده است. فاز دوم دگرگونی رخساره آمفیبولیت دما بالا-فشار متوسط (گاهی فشار پایین) بوده که منجر به میگماتیتی شدن گردیده که همراه با فرآیند میلونیتی شدن و دگرشکلی شکل‌پذیر نیز شده است (به عنوان مثال، Izadi Kian et al., 2013; Davoudian et al., 2016; Sepahi et al., 2019; Hash-emi et al., 2019, 2020; Jafari et al., 2022, 2024). سرانجام فاز سوم دگرگونی رخساره شیبست سبز همراه با فرایندهای دگرشکلی شکل‌پذیر و نیمه شکنا بوده است.

نتیجه‌گیری

آمفیبولیت‌های میدانک در مجموعه دگرگونی-ماگمایی درود-ازنا، بخشی از پهنه ساختاری سندانج-سیرجان شمالی واقع شده‌اند که تحت تأثیر دگرگونی و دگرشکلی‌های مختلف بوده و آثار میگماتیتی شدن در آن‌ها مشاهده می‌شود. براساس مطالعات پتروگرافی



- gle map No. D7, Geological survey of Iran..
- Bhattacharya, A.R. and Weber, K., 2004. Fabric development during shear deformation in the Main Central Thrust zone, NW-Himalaya, India. *Tectonophysics*, 387(1-4), 23-46.
- Biermann, C., 1979. Investigations into the development of microstructures in amphibole-bearing rocks from the Seve Koli Nappe complex, PhD Thesis, Leiden State Univ, 121 p.
- Blenkinsop, T.G., 2007. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Springer Science & Business Media., diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologists' Association*, 84, 371-382.
- Brown, M., 1973. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologists' Association*, 84, 371-IN2.
- Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, 36(1-2), 83-130.
- Brown, M., 2010. Melting of the continental crust during orogenesis: the thermal, rheological, and compositional consequences of melt transport from lower to upper continental crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(5), 655-694.
- Bürgmann, R., and Dresen, G., 2008, Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 36, 531- 567, [https:// doi .org /10 .1146 /annurev .earth .36 .031207 .124326](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124326).
- Cao, S.Y., Liu, J.L., Leiss, B., 2010. Orientation-related deformation mechanisms of naturally deformed amphibole in amphibolite mylonites from the Diancang Shan, SW Yunnan, China. *J. Struct. Geol.* 32, 606-622.
- Cavalcante, G.C.G., Viegas, G., Archanjo, C.J., and ۳۲ زمستان، ۱۳۹۶. صفحات ۱۶-۳۲.
- سهیلی، م.، جعفریان، م. ب.، عبدالحی، م. ر.، ۱۳۷۱. نقشه زمین شناسی ورقه الیگودرز، مقیاس: ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- سهندی، م.، رادفر، ج.، حسینی دوست، ج.، محجل، م.، ۱۳۸۵. نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ شازند، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برگ شماره ۵۸۵۷.
- جعفری، س.، ر.، سپاهی، ع.ا.، ۱۳۹۴. بررسی مکانیسم فیرولیت‌زایی در میگماتیت‌های منطقه سیمین، همدان، پهنه سندانج-سیرجان. بیست و سومین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه دامغان.
- مرادی، آ.، شبانیان بروجنی، ن.، داودیان دهکردی، ع.ر.، ۱۳۹۵. عوامل کنترل کننده تبلور تورمالین توده گرانیت-گنایس میلونیتی شمال شرق معدن ژان (استان لرستان)، پهنه سندانج-سیرجان. فصلنامه زمین شناسی اقتصادی، دوره ۸، شماره ۲.
- ### References
- Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J., 2012. Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran. *Lithos*, 151, 122-134.
- Altenberger, U. and Wilhelm, S., 2000. Ductile deformation of K-feldspar in dry eclogite facies shear zones in the Bergen Arcs, Norway. *Tectonophysics*, 320(2), 107-121.
- Ashworth, J.R. and McLellan, E.L., 1985. Textures. In *Migmatites* (180-203). Boston, MA: Springer US.
- Bell, T.H. and Johnson, S.E., 1989. The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and K-feldspar in the Woodroffe Thrust mylonite zone, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 7(2), 151-168.
- Berthier, F., Billiault, J. P., Halbronn, B., Maurizot, P., N.I.O.C., Sahandi, M. R., Jafarian, M. B., Hajmolla Ali, A., Soheili, M., 1992. Geological map of Khorramabad, Geological quadran-

- olites. *Journal of Metamorphic Geology*, 36(9), 1263-1286.
- Habib, M.E., Abdel-Moneim, M. and Abdel-Sattar, S.M., 2018. Geological studies on the Abu Fanani mylonitic amphibolites and related amphibolite xenoliths in the juvenile Neoproterozoic Meatiq dome area, central eastern desert, Egypt.
- Halla, J., 2020. The TTG-amphibolite terrains of Arctic Fennoscandia: infinite networks of amphibolite metatexite-diatexite transitions. *Frontiers in Earth Science*, 8252.
- Hashemi, M., Davoudian D, A., Shabanian B, N. and Azizi, H., 2019. Petrographical study of paragneisses in Northeast of Golpayegan: migmatization and evidences of retrograde metamorphism. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 27(1), 179-190.
- Hashemi, M., Davoudian, A.R., Shabanian, N., Cottle, J.M., Azizi, H. and Asahara, Y., 2023. Geochronology, provenance, and tectonic setting of the meta-sedimentary rocks from the North Shahrekord metamorphic Complex, Iran. *International Geology Review*, 1-25.
- Hashemi, M., Shabanian, N., Davoudian, A. and Azizi, H., 2020. Investigation of temperature variations and deformation stages with respect to microstructures and mineral paragenesis in paragneisses of northern Shahrekord. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 29(114), 165-174.
- Holness, M.B. and Sawyer, E.W., 2008. On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites. *Journal of Petrology*, 49(7), 1343-1363.
- Holness, M.B., Cesare, B. and Sawyer, E.W., 2011. Melted rocks under the microscope: microstructures and their interpretation. *Elements*, 7(4), 247-252.
- da Silva, M.E., 2016, The influence of partial melting and melt migration on the rheology of the continental crust: *Journal of Geodynamics*, v. 101, p. 186– 199, [https:// doi .org /10 .1016 /j .jog .2016 .06 .002](https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.06.002).
- Davoudian, A.R., Genser, J., Dachs, E. and Shabanian, N., 2008. Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Mineralogy and Petrology*, 92, 393-413.
- Davoudian, A.R., Genser, J., Neubauer, F., Shabanian, N., 2016. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogeny”, *Gondwana Research* 37, 216- 240.
- Degli Alessandrini, G., Menegon, L., Malaspina, N., Dijkstra, A.H., Anderson, M.W., 2017. Creep of mafic dykes infiltrated by melt in the lower continental crust (Seiland Igneous Province, Norway). *Lithos* 274-275, 169–187.
- Diener, J.F.A., and Fagereng, Å., 2014, The influence of melting and melt drainage on crustal rheology during orogenesis: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 119, 6193– 6210, [https:// doi .org /10 .1002 /2014JB011088](https://doi.org/10.1002/2014JB011088).
- Faye, G.H., 1968. The optical absorption spectra of certain transition metal ions in muscovite, lepidolite, and fuchsite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5(1), 31-38.
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, 17(12), 1144-1147.
- Ghosh, S.K. and Sengupta, S., 1999. Boudinage and composite boudinage in superposed deformations and syntectonic migmatization. *Journal of Structural Geology*, 21(1), 97-110.
- Giuntoli, F., Menegon, L. and Warren, C.J., 2018. Replacement reactions and deformation by dissolution and precipitation processes in amphib-



- and Seward, G., 2010. Kinematic evolution of the Ama Drime detachment: Insights into orogen-parallel extension and exhumation of the Ama Drime Massif, Tibet–Nepal. *Journal of Structural Geology*, 32(7), 900-919.
- Lee, A.L., Lloyd, G.E., Torvela, T. and Walker, A.M., 2020. Evolution of a shear zone before, during and after melting. *Journal of the Geological Society*, 177(4), 738-751.
- Lee, B.C., Oh, C.W., Cho, D.L. and Yi, K., 2019. Paleoproterozoic (2.0–1.97 Ga) subduction-related magmatism on the north–central margin of the Yeongnam Massif, Korean Peninsula, and its tectonic implications for reconstruction of the Columbia supercontinent. *Gondwana Research*, 72, 34-53.
- Li, Y., Sun, S., Dong, Y., He, D., Cheng, C., Yang, Z. and Zhang, B., 2023. Rheological behavior of amphibolite facies migmatites during orogenesis: A case study from the North Qinling Belt, China. *Lithos*, 454, 107240.
- Li, Z., Zeng, Z. and Liu, Y., 2023. Boudinage and the rheology of syntectonic migmatites in the high-strain Taili deformation zone, NE China. *Geosphere*, 19(1), 75-99.
- Massey, M.A. and Moecher, D.P., 2005. Deformation and metamorphic history of the western Blue Ridge–eastern Blue Ridge terrane boundary, southern Appalachian orogen. *Tectonics*, 24(5).
- Mehnert, K.R. (1968): *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.
- Menegon, L., Fousseis, F., Stünitz, H., Xiao, X., 2015. Creep cavitation bands control porosity and fluid flow in lower crustal shear zones. *Geology* 43, 227–230.
- Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., “Cretaceous-Tertiary convergence and continental Izadi Kian, L., Mohajjel Kafshdouz, M., Alavi, S.A., Sepahi Garoo, A.A. and Hoseini Dušt, S.J., 2013. Timing of porphyroblasts growth and their relation to deformation stages in metamorphic rocks of the Hamedan area. *Petrological Journal*, 4(13), 1-18.
- Jafari, S.R., 2022. Study of structure and morphology of zircons in pelitic migmatites in Hamedan, Touyserkan and Boroujerd regions, Sanandaj-Sirjan zone. *Petrological Journal*, 12(4), 51-76.
- Jafari, S.R. and Izadi Kian, L., 2024. Relationship between deformation structure and partial melting in pelitic migmatites of Hamaden region, Sanandaj-SirjanZone. *Petrological Journal*, 15(1), 117-138.
- Jain, A.K., Sushmita, Singh, S. and Mukherjee, P.K., 2018. Migmatization, granite generation and melt accumulation in the Himalayan Orogenic Channel, Central and Eastern Bhutan. *Current Science*, 1903-1912.
- Ji, S.C., Shao, T.B., Michibayashi, K., Long, C., Wang, Q., Kondo, Y., Zhao, W.H., Wang, H.C., Salisbury, M.H., 2013. A new calibration of seismic velocities, anisotropy, fabrics, and elastic moduli of amphibole-rich rocks. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 4699–4728.
- Ko, B. and Jung, H., 2015. Crystal preferred orientation of an amphibole experimentally deformed by simple shear. *Nature communications*, 6(1), 6586.
- Kozlovsky, V.M. and Rusinov, V.L., 2008, April. Transformation of amphibolites and fractal dimension of migmatites of the Belomorian Complex as evidence for synchronism and periodicity of shear deformation and migmatization. In *Doklady Earth Sciences* (Vol. 419, No. 2, 511). Springer Nature BV.
- Langille, J.M., Jessup, M.J., Cottle, J.M., Newell, D.



- Passchier, C.W., Myers, J.S. and Kröner, A., 2012. Field geology of high-grade gneiss terrains. Springer Science & Business Media.
- Pryer, L.L., 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, 15(1), 21-36.
- Renner, J., Evans, B., and Hirth, G., 2000, On the rheologically critical melt fraction: Earth and Planetary Science Letters, v. 181, p. 585– 594, [https:// doi .org /10 .1016 /S0012 -821X \(00\) 002223](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)002223).
- Rosenberg, C.L., and Handy, M.R., 2005, Experimental deformation of partially melted granite revisited: Implications for the continental crust: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 23, 19– 28, [https:// doi .org /10 .1111 /j .1525 -1314 .2005 .00555 .x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00555.x).
- Saki, A., Miri, M. and Oberhänsli, R., 2020. High temperature–low pressure metamorphism during subduction of Neo-Tethys beneath the Iranian plate: Evidence for mafic migmatite formation in the Alvand complex (western Iran). *Mineralogy and Petrology*, 114, 539-557.
- Sawyer, E.W., 1999. Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24(3), 269-279.
- Sawyer, E.W., 2008. Working with migmatites: nomenclature for the constituent parts. In: *Working with Migmatites* (eds Sawyer, E.W. & Brown, M.), Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 38, 1–28.
- Sawyer, E.W., 2008. Atlas of migmatites (Vol. 9). NRC Research Press.
- Sawyer, E.W., 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos*, 116(3-4), 273-285.
- collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran”. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21.4 (2000) 397-412.
- Neogi, S., Dasgupta, S. and Fukuoka, M., 1998. High P–T polymetamorphism, dehydration melting, and generation of migmatites and granites in the Higher Himalayan Crystalline Complex, Sikkim, India. *Journal of Petrology*, 39(1), 61-99.
- 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 evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 51(3), 272-285.
- Nyman, M.W., Pattison, D.R. and Ghent, E.D., 1995. Melt extraction during formation of K-feldspar+ sillimanite migmatites, west of Revelstoke, British Columbia. *Journal of Petrology*, 36(2), 351-372.
- Okudaira, T., Shigematsu, N., Harigane, Y., Yoshida, K., 2017. Grain size reduction due to fracturing and subsequent grain-size-sensitive creep in a lower crustal shear zone in the presence of a CO₂-bearing fluid. *J. Struct. Geol.* 95, 171–187.
- Owona, S., Ondo, J.M. and Ekodeck, G.E., 2013. Evidence of quartz, feldspar and amphibole crystal plastic deformations in the paleoproterozoic Nyong Complex Shear Zones under Amphibolite to Granulite conditions (west Central African Fold Belt, SW Cameroon). *Journal of Geography and Geology*, 5(3), 186-201.
- Palin, R.M., White, R.W., Green, E.C., Diener, J.F., Powell, R. and Holland, T.J., 2016. High-grade metamorphism and partial melting of basic and intermediate rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 34(9), 871-892.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*, Springer, 365.



- tion mechanisms in naturally deformed amphibole. *Phys. Stat. Solid* 131, 605–624.
- Smith, C., 1989. William Hopkins and the shaping of dynamical geology: 1830–1860. *The British Journal for the History of Science*, 22(1), 27–52.
- Soret, M., Agard, P., Ildefonse, B., Dubacq, B., Prigent, C. and Rosenberg, C., 2019. Deformation mechanisms in mafic amphibolites and granulites: Record from the Semail metamorphic sole during subduction infancy. *Solid Earth*, 10(5), 1733–1755.
- Stipp, M., StuÈnitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C. *Journal of structural geology*, 24(12), 1861–1884.
- Tacchetto, T., Clark, C., Erickson, T.M., Reddy, S.M., Bhowany, K., Hand, M., 2022. Weakening the lower crust: Conditions, reactions and deformation. *Lithos* 422, 106738.
- Ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R.A.J. and Passchier, C.W., 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics*, 372(1–2), 1–21.
- Tomoyuki, K.O.B.A.Y.A.S.H.I., Masaaki, O.B.A.T.A. and Yasutaka, Y.O.S.H.I.M.U.R.A., 2005. Diatexite and metatexite from the Higo metamorphic rocks, west-central Kyushu. *Rock and Mineral Depositology*, 100(1), 1–25.
- Trouw, R.A., Passchier, C.W. and Wiersma, D.J., 2009. *Atlas of Mylonites and related microstructures*. Springer Science & Business Media.
- Tullis, J., Stùnitz, H., Teyssier, C. and Heilbronner, R., 2000. Deformation microstructures in quartzo-feldspathic rocks. *Journal of the Virtual Explorer*, 2.
- Vigneresse, J.L., and Tikoff, B., 1999, Strain partitioning mechanisms in naturally deformed amphibole. *Phys. Stat. Solid* 131, 605–624.
- Sawyer, E.W., Cesare, B. and Brown, M., 2011. When the continental crust melts. *Elements*, 7(4), 229–234.
- Sederholm, J.J., 1907. Om granit och geis. *Bull. Comm. Geol. Finl.*, 23, 1–110.
- Sepahi, A.A., Jafari, S.R., Osanai, Y., Shahbazi, H. and Moazzen, M., 2019. Age, petrologic significance and provenance analysis of the Hamedan low-pressure migmatites; Sanandaj-Sirjan Zone, west Iran. *International Geology Review*, 61(12), 1446–1461.
- Shabanian, N. and Neubauer, F., 2024. From Early Jurassic intracontinental subduction to Early-Middle Jurassic slab break-off magmatism during the Cimmerian orogeny in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 106153.
- Shabanian, N., Davoudian, A.R., Azizi, H., Asahara, Y., Neubauer, F., Genser, J., Dong, Y. and Lee, J.K., 2020. Petrogenesis of the Carboniferous Ghaleh-Dezh metagranite, Sanandaj–Sirjan zone, Iran: constraints from new zircon U–Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and Sr–Nd isotopes. *Geological Magazine*, 157(11), 1823–1852.
- Shabanian, N., Davoudian, A.R., Dong, Y. and Liu, X., 2018. U–Pb zircon dating, geochemistry and Sr–Nd–Pb isotopic ratios from Azna–Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj–Sirjan zone of western Iran. *Precambrian Research*, 306, 41–60.
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Liu, X., Dong, Y., Mohajjel, M., Monfaredi, B. and Friedl, G., 2015. Panafrican 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.
- Skrotzki, W., 1992. Defect structures and deformation mechanisms in naturally deformed amphibole. *Phys. Stat. Solid* 131, 605–624.



- tioning during partial melting and crystallizing felsic magmas: *Tectonophysics*, v. 312, p. 117–132, [https:// doi .org /10 .1016 /S0040 -1951 \(99\)00167-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00167-5).
- Watkins, E., Scott, J., Wingrove, J., Rimes, K., Bathurst, N., Steiner, H., Kennell–Webb, S., Moulds, M. and Malliaris, Y., 2007. Rumination-focused cognitive behavior therapy for residual depression: A case series. *Behavior research and therapy*, 45(9), 2144-2154.
- Weinberg, R.F. and Hasalová, P., 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*, 212, 158-188.
- White, J.C., and White S.H., 1983. Semi-brittle deformation within the Alpine fault zone, New Zealand, *Journal of Structural Geology*, v. 5, 579-589.
- White, R.W., Pomroy, N.E. and Powell, R., 2005. An in situ metatexite–diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(7), 579-602.
- Williams, P.J. and Smith, M.W., 1989. *The frozen earth*. (No Title), 306.
- Wilks, K.R., and Carter, N.L., 1990, Rheology of some continental lower crustal rocks: *Tectonophysics*, v. 182, p. 57– 77, [https:// doi .org /10 .1016 /0040 -1951 \(90\) 90342-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90342-6).
- Závada, P., Schulmann, K., Konopásek, J., Ulrich, S., Lexa, O., 2007. Extreme ductility of feldspar aggregates—Melt-enhanced grain boundary sliding and creep failure: Rheological implications for felsic lower crust. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112, B10210.