



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۸

doi 10.22077/jt.2025.9926.1209

مقاله پژوهشی

تخمین نرخ کرنش با استفاده از آنالیز فرکتال مرز دانه‌های کوارتز در گنیس‌های پهنه تراستی چاه‌زار

مهدی عبدالزاده^{۱*}، ایرج رسا^۲، سید رحیم حسینی^۳، رضا درخشانی^۴

۱- دانشجوی دکتری تخصصی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۳- دانشجوی دکتری تخصصی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی، مشهد، ایران

۴- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۵/۲۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۹/۳۰

کمپلکس دگرگونی گل‌گهر- روتشون در بخش جنوب شرقی پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان قرار دارد. در طی دگرشکلی سنگ‌ها تبلور مجدد دینامیکی به‌طور گسترده رخ داده و موجب ایجاد مرزهای دانه‌ای درهم‌رفته می‌شود که به صورت برآمدگی^۱ (محدوده دمایی ۲۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد)، چرخش ریزدانه‌ها^۲ (محدوده دمایی ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) و مهاجرت مرز دانه^۳ (محدوده دمایی ۵۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد) مشخص می‌شود. برای بررسی ارتباط بین ریزساختار تبلور مجدد دینامیکی کوارتز و شرایط دگرشکلی همانند دما و نرخ کرنش، ابعاد فرکتال مرزهای دانه با روش شمارش جعبه تعیین شد. بر اساس ابعاد فرکتال و دمای دگرشکلی به دست آمده از تبلور مجدد دینامیکی کوارتز، نرخ کرنش بین $10^{-10/9}$ تا $10^{-6/8}$ محاسبه گردید که بیشتر از نرخ کرنش طبیعی ($10^{-12} S^{-1}$ - $10^{-15} S^{-1}$) در پهنه‌های برشی گزارش شده در مطالعات پیشین با استفاده از روش‌های مختلفی چون تحلیل‌های ریزساختاری و پیزومتری است. دمای دگرشکلی، شرایط رخساره شست سبز تا آمفیبولیتی را در ناحیه نشان می‌دهد.

کلمات کلیدی: نرخ کرنش، آنالیز فرکتال، تبلور مجدد، دمای دگرشکلی.

1 Bulging

2 New grain

3 Grain boundary migration

*ایمیل: mehdi.abdolzadeh@gmail.com

تلفن تماس: ۰۹۱۴۰۴۷۷۲۹۷

Strain-rate estimation using fractal analysis of quartz grain boundary in the gneisses of Chahzar thrust zone

Mehdi Abdolzadeh¹, Iraj Rasa², Seyed Rahim Hosseini³, Reza Darakhshani⁴

1- PhD student, Department of Geology, Shahid Beheshti University, Tehran

2- Professor, Department of Geology, Shahid Beheshti University, Tehran

3- PhD student, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

4- Associate Professor, Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman, Iran

Abstract

The Golghohar-Rotshun metamorphic complex is located in the southeastern part of the Sanandaj–Sirjan metamorphic zone (SSMZ). During the deformation, dynamic recrystallization commonly occurs, producing interlocking grain boundaries characterized by bulging (range of 250–400 °C), subgrain rotation (range of 400–500 °C), and grain boundary migration (range of 500–750 °C). To investigate the relationship between quartz dynamic recrystallization microstructures and deformation conditions such as temperature and strain rate, the fractal dimension of grain boundaries was determined using the box-counting method. Based on these data and deformation temperatures obtained from the quartz dynamic recrystallization, the calculated strain rates range between $10^{-6.8}$ and $10^{-10.9} \text{ s}^{-1}$, which are higher than typical natural strain rates ($\sim \text{s}^{-1}$) reported from microstructural and piezometric analyses. The deformation temperatures indicate greenschist- to amphibolite-facies conditions in the studied area.

Keywords: Strain-rate, Fractal analysis, Recrystallization, Temperature.

*Email: mehdi.abdolzadeh@gmail.com

Tel: +989140477297

مقدمه

تحت شرایط خاص، تداخل بین انگشتی مرز دانه‌های یک کانی در سنگ‌های دگرگونی و آذرین مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده برآمدگی یا فرورفتگی مرزهای دانه در مقیاس‌های مختلف است. دلیل تشکیل این مرزها را می‌توان به مهاجرت اتم‌ها یا گروهی از اتم‌های ساختار بلوری در امتداد مرزهای دانه نسبت داد. این مهاجرت به پارامترهای مختلفی مانند جهت‌گیری نسبی بلورشناسی دانه‌های مجاور یا دما مربوط می‌شود. بررسی‌های میکروسکوپی مرزهای دانه نشان می‌دهد که دگرشکلی نقش اصلی در کنترل جهت‌گیری نسبی دانه‌های مجاور و تکامل هندسه مرزهای دانه ایفا می‌کند. در طی دگرشکلی، مهاجرت مرز دانه و چرخش دانه‌ها به‌طور پویایی موجب تنظیم انرژی مرزی و بازآرایی بافت بلوری می‌شود (Kruhl and Nega, 1996; Fang et al., 2022; Du et al., 2023; Rohrer et al., 2023). دگرشکلی دانه‌های مجاور را می‌توان به عنوان علت مهاجرت و مرزهای بین انگشتی دانه‌ها (مهاجرت مرز دانه به دلیل کرنش؛ Poirier, 1985) در نظر گرفت. بیرون‌آمدگی و فرورفتگی در مرز دانه ممکن است در هر کانی، به ویژه کوارتز، رخ دهد. در بیشتر مطالعات ساختاری که نرخ کرنش را در طول رویدادهای کوهزایی ارزیابی می‌کنند، تعیین دمای دگرشکلی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بوده است (e.g., Dunlap et al., 1997; Behr and Platt, 2011, Li et al., 2024). تخمین تغییرات دمای دگرشکلی به درک فرآیندهای تکتونیکی مؤثر در منطقه کمک می‌کند. ترمومتری تبلور مجدد کوارتز یکی از روش‌هایی است که برای تعیین کیفی محدوده دمای دگرشکلی بر اساس ریزساختارهای مشاهده شده در سنگ‌های دگرگونی غنی از کوارتز استفاده می‌شود. همچنین، تعیین نرخ کرنش طی دگرشکلی طبیعی سنگ‌ها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. با استفاده از روش تعیین کرنش محدود^۱، نرخ طبیعی کرنش زمین‌شناسی بین 10^{-15} تا 10^{-12} s⁻¹ تخمین زده شده است (Passchier and Trouw, 2005; Twiss and Moores, 2007; Fagereng, 2019; Bose and Mukherjee, 2020;

Li et al., 2024). مطالعات تجربی انجام شده توسط تاکاهاشی و همکاران (۱۹۹۸) نشان داد که شکل دانه‌های کوارتز در طی دگرشکلی به دما (T) و نرخ کرنش ($\dot{\epsilon}$) وابسته است. همچنین، آن‌ها با بررسی بُعد فرکتالی (D) دانه‌های کوارتز مشخص کردند که مقدار D محاسبه شده با نرخ کرنش و دما ارتباط دارد. بر این اساس، آنها معادله‌ای (رابطه ۱) ارائه دادند که در این معادله، اگر دمای تبلور مجدد دانه‌های کوارتز و ابعاد فرکتالی مرز دانه‌ها را داشته باشیم، می‌توانیم نرخ کرنش را در یک سنگ دگرشکل شده طبیعی محاسبه کنیم. در این معادله D بعد فرکتال مرز دانه کوارتز، $\dot{\epsilon}$ نرخ کرنش، T دمای دگرشکلی را نشان می‌دهد. مقادیر ϕ و p به ترتیب 10^{-2} و $\{[\log(s^{-1})]^{-1}\}^{2-34/9}$ می‌باشد. این معادله نشان می‌دهد که مقادیر D با افزایش نرخ کرنش افزایش و با افزایش دمای دگرشکلی کاهش می‌یابد. بنابراین، اگر D و T مشخص باشد، نرخ کرنش را می‌توان از معادله ۱ محاسبه کرد (Mamtani, 2010).

$$D = \phi \log \dot{\epsilon} + p/T + 1.08 \quad (\text{رابطه ۱})$$

هندسه فرکتال ابزاری مناسب برای کمی‌سازی الگوهای پیچیده مرز دانه‌ها است (Mandelbrot, 1983; Majumder and Mamtani, 2009; Mamtani, 2010; Liu et al., 2024; Li et al., 2024). در سال‌های اخیر، استفاده از آنالیز فرکتال مرز دانه‌های کوارتز به عنوان ابزاری برای تخمین نرخ کرنش در سنگ‌های دگرگونی مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است. برای مثال تحلیل فرکتالی دانه‌های کوارتز در میلونیت‌های منطقه رانده موین اسکاتلند نشان می‌دهد که با افزایش دگرشکلی، شکل دانه‌ها نامنظم‌تر می‌شود، اندازه دانه‌ها کاهش و تعداد آن‌ها افزایش می‌یابد (Wang et al., 2007). افزایش بعد فرکتالی مرزهای کوارتز در گرانیتهای مجاور زمین‌درز مرکزی هند به سمت این زمین‌درز به رویدادهای تکتونیکی مؤثر بر گسترش فابریک کوارتزها نسبت داده شد (Majumder and Mamtani, 2009). بررسی ابعاد فرکتالی مرز دانه‌های کوارتز در گرانیتهای گودرا نشان داد که این ابعاد فرکتالی به عنوان یک داماسنج زمین‌شناسی در گرانیتهای سین تکتونیک عمل کرده‌اند. همچنین ابعاد فرکتالی نشان دادند که نرخ کرنش در دماهای پایین‌تر به طور معقولی

1 Finite strain analysis

2



تخمین زده می‌شود، اما در دماهای بالا، نرخ‌ها بیش از حد تخمین زده می‌شوند (Mamtani and Greiling, 2010). بررسی ابعاد فرکتالی دانه‌های کوارتز برای تخمین نرخ کرنش در کوارتزیت‌های دگرشکل شده کمر بند کوهستانی آراوالی و گرانیث مالانجخند هند نشان داد که روش فرکتال تخمین‌های معقولی از نرخ کرنش در دماهای پایین‌تر ($\approx 10^{-12} \text{ s}^{-1}$) ارائه می‌دهد (Mamtani, 2010). بررسی فرکتال مرز دانه‌های کوارتز در گرانیث گنیس آبادچی نشان داد که نرخ کرنش به دست آمده از روش فرکتال بالاتر از نرخ کرنش طبیعی سنگ‌ها است (ریاحی سامانی و همکاران، ۱۳۹۸). تحلیل‌های فرکتالی و ریزساختاری گنیس بومدیلای (همالیای کوچک) نشان می‌دهد که دمای دگرشکلی، تنش تفاضلی و نرخ کرنش در نزدیکی مناطق راندگی افزایش می‌یابد و حداکثر مقادیر آن در نزدیکی راندگی تنگا مشاهده می‌شود (Kalita et al., 2022). همچنین مقایسه نرخ کرنش به دست آمده از روش فرکتال و جریان کوارتز در گنبد گنیسی کمپلکس دیانکنگ‌شان (فلات تبت) نشان داد که روش ریزساختاری جریان کوارتز قابل اعتمادتر از روش فرکتال است (Li et al., 2014). این پژوهش‌ها به وضوح نشان می‌دهند که ترکیب آنالیز فرکتال با مطالعه میکروسکوپی مرز دانه‌های کوارتز، امکان تخمین کمی نرخ کرنش زمین‌شناسی را فراهم می‌آورد. روش‌های مختلفی مانند خط‌کش، شمارش جعبه‌ای، خطوط معلق^۱ و روش‌های محیط-مساحت^۲ برای تحلیل ابعاد فرکتالی وجود دارد که در زمین‌شناسی ساختاری برای تحلیل ساختارها یا الگوهای مختلف استفاده شده‌اند. هدف اصلی این تحقیق تعیین دمای دگرشکلی با استفاده از ترمومتری تبلور مجدد دانه‌های کوارتز و تعیین نرخ کرنش در منطقه بر اساس الگوی فرکتالی مرز دانه با استفاده از روش شمارش جعبه‌ای در گنیس‌های منطقه چاه‌زار است.

جایگاه زمین‌شناسی

پهنه راندگی چاه‌زار تقریباً در ۴۰ کیلومتری روستای باغات در جاده سیرجان-بندرعباس واقع شده و بخشی از پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان می‌باشد. این پهنه

ساختاری با عرض ۵۰ تا ۱۰۰ کیلومتر و طول تقریبی ۱۲۰۰ کیلومتر، بخشی از کمر بند کوهزایی زاگرس است که از شمال غربی ایران تا پهنه فرورانش مکران در جنوب شرقی ایران امتداد دارد. کمر بند کوهزایی زاگرس در بخش مرکزی کمر بند کوهزایی آلپ-همالیا واقع شده است. این کمر بند کوهزایی در اوایل مزوزوئیک (تریاس) در طول جدایی بلوک قاره‌ای ایران از حاشیه گندوانا تشکیل شده است. کمر بند کوهزایی زاگرس در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس به زیر خرده قاره ایران در طول کرتاسه زیرین و سپس در اثر همگرایی و برخورد صفحه آفریقا-عربی با خرده قاره ایران مرکزی در انتهای کرتاسه توسعه یافته است (Alavi, 1994; Mohajjel, and Fergusson, 2000; Agard et al., 2011; Davoudian et al., 2016; Shafaii Moghadam et al., 2020; Ajirlu et al., 2025). همگرایی این پهنه برخوردی در جهت تقریبی شمال-جنوب و با نرخ 2 ± 20 میلی‌متر در سال همچنان ادامه دارد (Vernant et al., 2004). پهنه سنندج-سیرجان یک پهنه دگرگونی چند فازی است که عمدتاً از شیست سبز، آمفیبولیت، گنیس و توده‌های نفوذی مافیک تا فلسیک با سن نئوپروتروزوئیک تا فانروزوئیک (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012; Shakerardakani, 2022) می‌باشد. همچنین در این پهنه سنگ‌های دگرگونی رخساره شیست آبی (Agard et al., 2006) و رخساره اکلوزیت (Davoudian et al., 2008) با گسترش محدودتر مشاهده شده است.

کمپلکس دگرگونی منطقه مورد مطالعه در رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت (دمای حدود ۴۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد و فشار حدود ۶ تا ۱۰ کیلوبار) تشکیل شده است (Sheikholeslami, 2015) که معمولاً بر روی توریدیت‌های ژوراسیک دگرشکل شده و دگرگون شده رانده شده‌اند (شکل ۱). گسل‌های رانده، ساختارهای دوپلکس و فلسی، ساختارهای غالب این منطقه را تشکیل می‌دهند. زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به طور خلاصه در اینجا شرح داده می‌شود:

- واحد Pz2(gn) متعلق به مجموعه دگرگونی گل‌گهر عمدتاً از میکاشیست، گنیس، کوارتزیت، آمفیبولیت و گدازه‌های اولترامافیک دگرگون‌شده تشکیل شده است. سن این مجموعه به کامبرین میانی

1 dust contour

2 area-environment

کرده و اثرات دگرگونی مجاورتی را در اطراف خود ایجاد کرده است. به دلیل راندگی بعدی، گرانیته و هاله دگرگونی، تحت تأثیر دگرگونی پسرونده و دگرشکلی قرار گرفته است. این گرانیته به تریاس بالایی نسبت داده می‌شود (نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ خبر).

- واحد Jf ترکیبی از ماسه‌سنگ گری‌وکی، کنگلومرا، سنگ آهک ماسه‌ای، شیل است که مربوط به ژوراسیک است.

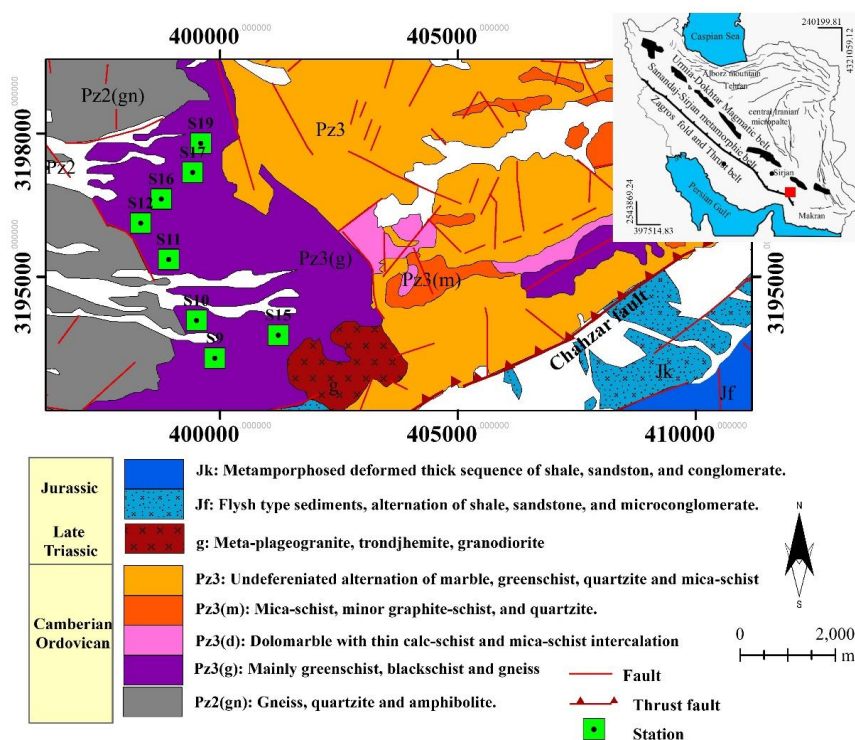
- واحد Jk مجموعه‌ای از کنگلومرا، شیل و ماسه‌سنگ متعلق به ژوراسیک است.

در مطالعه حاضر، در ۸ ایستگاه نمونه‌برداری از گنیس‌ها انجام شد (شکل ۱) و پس از تهیه مقطع نازک از آن‌ها، دانه‌های کوارتز مورد بررسی قرار گرفتند. این گنیس‌ها با رنگ خاکستری روشن تا سفید از شیست‌های سبز و آمفیولیت‌ها در واحدهای سنگی Pz3(g) مشخص می‌شوند. دو نسل از برگوارگی در راستای شمال غرب- جنوب شرق با جهت شمال شرق و شمال شرق- جنوب غرب با شیب جنوب شرق در این محدوده مشاهده می‌شود. خطوارگی در گنیس‌ها عمدتاً به سمت جنوب شرق می‌باشد (شکل ۲).

تا پراکامبرین بالایی نسبت داده می‌شود (شکل ۱). گنیس‌ها عمدتاً از فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، کوارتز تشکیل شده‌اند و گاهی بیوتیت و موسکویت نیز در آن‌ها دیده می‌شود. این گنیس‌ها از نظر کانی‌های مافیک بسیار فقیر هستند و به نظر می‌رسد از دگرگونی آרקوز یا دگرگونی ریولیت تشکیل شده‌اند (ناظم‌زاده و همکاران، ۱۳۷۴). پلاژیوکلازها و فلدسپارهای قلیایی به اپیدوت، کلینوزویت، سریسیت، کلسیت و کانی‌های رسی و بیوتیت به کلریت تبدیل شده‌اند.

- واحدهای Pz3 (شامل Pz3(g)، Pz3(d)، Pz3(m) و Pz3(m)) متعلق به کمپلکس روتشون شامل گنیس، شیست سبز، شیست، چرت دگرگون شده سیاه، مرمر، کالک شیست، گارنت شیست هستند (شکل ۱). سن این کمپلکس پراکامبرین بالایی گزارش شده است. واحد Pz3(g) عمدتاً از گنیس، شیست سبز و شیست سیاه، Pz(m) از میکاشیست، گرافیت شیست و کوارتزیت، Pz3(d) از مرمر دولومیتی با میان لایه‌هایی از کالک شیست و میکاشیست و Pz3 از مرمر، شیست سبز، میکاشیست و کوارتزیت تشکیل شده‌اند.

- واحد g نشان‌دهنده توده نفوذی گرانیته چاه‌زار می‌باشد که به واحدهای دگرگونی این منطقه نفوذ



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی چاه‌زار و موقعیت نقاط نمونه‌برداری که بر پایه نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰۰ خبر و باغاب (زون ۴۰) ترسیم شده است.



شکل ۲- گنیس‌های خاکستری روشن در منطقه مورد مطالعه

سازوکار تبلور مجدد کوارتز

در اکثر مطالعات ساختاری که نرخ کرنش را در طول رویدادهای کوهزایی بررسی می‌کنند، تعیین دمای دگرشکلی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است (به عنوان مثال، Dunlap et al., 1997; Behr and Platt, 2011; Kalita et al., 2022; Sarka et al., 2023). تخمین تغییرات دمای دگرشکلی به درک فرآیندهای تکتونیکی مؤثر در منطقه کمک می‌کند. ترمومتری تبلور مجدد کوارتز یکی از روش‌هایی است که برای تعیین کیفی محدوده دمای دگرشکلی بر اساس ریزساختارهای مشاهده شده در سنگ‌های دگرگونی غنی از کوارتز استفاده می‌شود (Hallas and Bauer, 2021; Derikvand and Almasi, 2022; Chang, 2022). تبلور مجدد می‌تواند یکی از عوامل مؤثر بر توسعه ریزساختارها، جهت‌گیری ترجیحی بلورها و رفتار رئولوژیکی سنگ‌ها باشد. هنگامی که تبلور مجدد در طول دگرشکلی رخ می‌دهد، اندازه دانه به صورت پویا با جریان حالت پایدار تنش در ارتباط است (Etheridge and Wilkie, 1980; White, 1977; Kohlstedt and Weathers, 1981). تبلور مجدد دینامیکی مکانیسمی است که طی آن رشد مجدد بلورها در شرایط تنش و دمای بالا رخ می‌دهد. دو مکانیسم اصلی برای تغییر مرز دانه‌های کوارتز در طول رژیم خزش نابجایی^۱ موجود وجود دارد. (۱) مکانیسم خزش نابجایی زمانی اتفاق می‌افتد که کوارتز با افزایش دما نرم می‌شود. در این حالت، مهاجرت نابجایی‌ها در شبکه بلوری با کاهش تنش داخلی رخ می‌دهد. تمرکز این نابجایی‌ها در دیواره‌ها باعث تشکیل مرزهای جدید دانه می‌شود. (۲) مهاجرت مرز

دانه نتیجه تفاوت در انرژی کرنش ذخیره شده بین دانه‌های مجاور است. این دو مکانیسم که به ترتیب تحت تأثیر دما و نرخ کرنش قرار دارند، از جمله عواملی هستند که ورود نابجایی‌های جدید، احتمال مهاجرت نابجایی‌ها و تشکیل مرزهای زیردانه^۲ را کنترل می‌کنند (Drury and Urai, 1990). رژیم‌های تبلور مجدد ریزساختارهای کوارتز را می‌توان به سه دسته تبلور مجدد برآمده (BLG; Drury et al., 1985)، تبلور مجدد چرخشی زیردانه (SGR; Hobbs 1968) و تبلور مجدد مهاجرت مرزدانه (GBM; Jessell, 1987) تقسیم کرد (شکل ۳). تغییرات دما در هر یک از این رژیم‌ها با فرض سطح برشی ثابت بررسی خواهد شد.

تبلور مجدد برآمده

تبلور مجدد برآمده (BLG)، که با برآمدگی‌ها و تبلور مجدد ریزدانه‌ها در طول مرزهای دانه مشخص می‌شود، محدوده دمایی ۲۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (شکل ۳). در این حالت، ساختار اصلی بلورهای کوارتز در مقایسه با سایر رژیم‌های تبلور مجدد تا حد زیادی حفظ شده است. به دلیل دمای پایین، پلاستیسیته محدود بلور مانع از جداسازی بیشتر زیردانه‌ها می‌شود. بنابراین، با کاهش تنش داخلی، افزایش دما منجر به افزایش اندازه و نسبت حجمی (۰ تا ۲۵ درصد) دانه‌های تبلور مجدد یافته می‌شود (Stipp et al., 2002a).

تبلور مجدد چرخشی زیردانه

با افزایش دما (در محدوده ۴۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد)،

2 subgrain boundaries

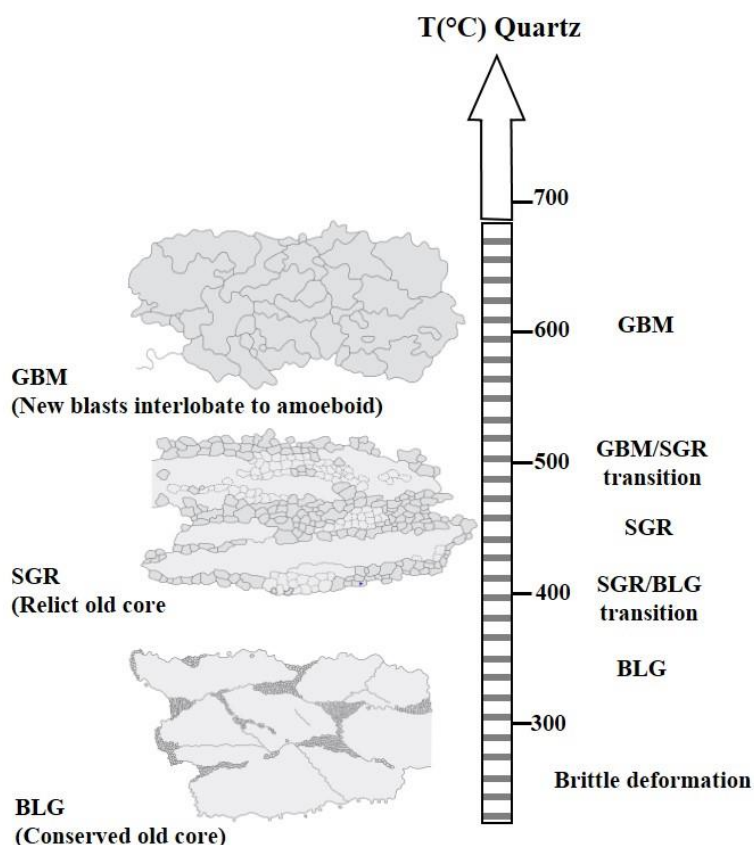
1 dislocation creep regime

دگرشکلی درون دانه از بین برود (Stipp et al., 2002b). تبلور مجدد مهاجرت مرز دانه (GBM) یک مکانیسم تبلور مجدد دما بالا در طول دگرگونی کوارتز و سایر کانی‌ها در محیط‌های دگرگونی است (Drury et al., 1985). تبلور مجدد GBM با افزایش تحرک مرزهای دانه رخ می‌دهد. در طول این فرآیند، دانه‌های کمتر دگرشکل شده به دانه‌های دگرشکل شده تبدیل می‌شوند. از آنجا که فرآیند تبلور مجدد GBM تحت تأثیر مهاجرت سریع مرزهای دانه قرار می‌گیرد، منجر به تشکیل بسیار نامنظم مرزهایی می‌شود که با برآمدگی‌ها و فرورفتگی‌های بین انگشتی مشخص می‌شوند (Stipp et al., 2002b). در این حالت، مرز دانه‌ها به صورت مرزهای آمیبی شکل دیده می‌شوند. این فرآیند باعث حذف دانه‌های کرنش یافته و تشکیل دانه‌های تقریباً بدون کرنش می‌شود. هسته‌زایی مرزهای زیردانه در طول تبلور مجدد GBM و تکامل سریع آنها باعث تشکیل دانه‌های مستقل از دانه مادر می‌شود. بنابراین، تشخیص دانه‌های جدید از دانه‌های قدیمی در طول GBM آسان نیست.

زیردانه‌ها متمایزتر می‌شوند (شکل ۳). افزایش نرم‌شدگی دانه‌های کوارتز، که با مرزهای چندضلعی و مورب مستقیم و ویژگی‌های دگرشکلی درون دانه‌ای کم مشخص می‌شود، باعث کاهش بیشتر تنش‌های داخلی می‌شود (Stipp et al., 2002a). نسبت حجمی دانه‌های مجدد تبلور یافته در این رژیم تبلور مجدد تقریباً بین ۳۰ تا ۹۰ درصد است که باعث تشکیل زیردانه‌ها در فضای بین بلورهای بزرگتر یا دانه‌های نواری می‌شود. لازم به ذکر است که زیردانه‌ها و دانه‌های مجدد تبلور یافته تقریباً از نظر اندازه و شکل برابر هستند.

تبلور مجدد مهاجرت مرز دانه

در محدوده دمایی ۵۰۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد، مکانیسم غالب مهاجرت مرز دانه است (شکل ۳). در این محدوده دمایی، اندازه دانه‌های کوارتز تبلور مجدد یافته بسیار بزرگتر می‌باشد (بالای ۱۰۰ میکرون‌متر) و مرز آن‌ها به شدت دنداندار و به صورت بین انگشتی است. در این محدوده دمایی، امکان جابجایی مرزهای دانه در سراسر دانه‌ها وجود دارد و ممکن است سیماهای



شکل ۳. تصویر شماتیک از تبلور مجدد دینامیکی کوارتز و شرایط دمایی مربوطه. BLG: تبلور مجدد برآمده (دمای پایین)؛ SGR: تبلور مجدد چرخشی زیر دانه (دمای متوسط)؛ GBM: تبلور مجدد مهاجرت مرز دانه (دمای بالا)؛ اصلاح

شده پس از (Kures et al., 2001; Stipp et al., 2002a; Passchier and Trouw, 2005).



پتروگرافی و تبلور مجدد دمایی کوارتز در منطقه مورد مطالعه

قبل از تحلیل فرکتالی، بررسی پتروگرافی نمونه‌ها و مرزهای دانه‌های کوارتز ضروری است. در گنیس‌های میلونیتی منطقه مورد مطالعه پورفایروکلاست‌های فلدسپار و کوارتز در زمینه‌ای ریزدانه متشکل از کوارتز و فلدسپار و گاه میکا قرار دارند. از ریزساختارهای قابل مشاهده می‌توان به پورفایروکلاست‌های چرخیده، بلورهای ماهی‌شکل میکا، ساختارهای برشی S/C، هم‌ترازی مورب دانه و ریزساختارهای مرز دانه اشاره کرد.

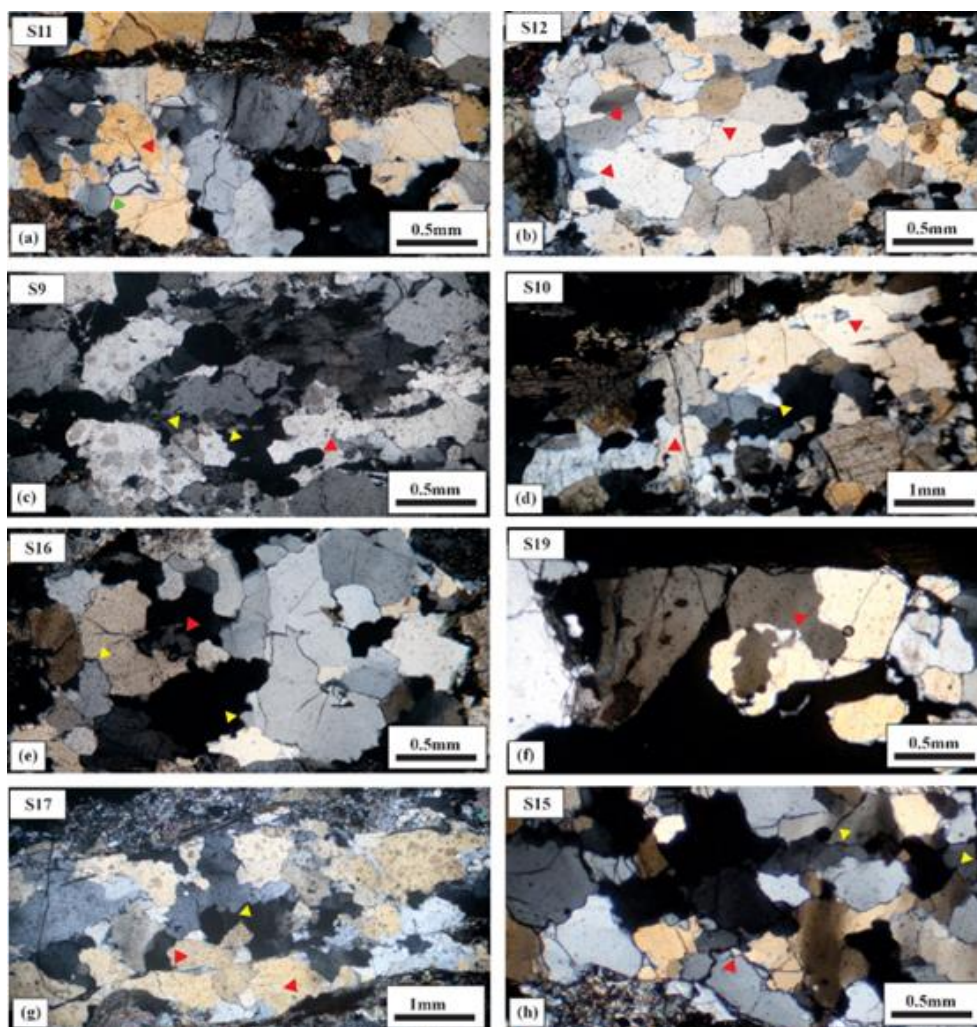
کوارتز یکی از اجزای اصلی گنیس در منطقه مورد مطالعه است که از نظر بافتی، شرایط مختلف تغییر شکل دینامیکی اعمال شده بر گنیس‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. رفتار کوارتز در طول دگرگونی می‌تواند به تخمین دمای نسبی در طول تغییرات ساختاری کمک کند. کوارتز در منطقه مورد مطالعه، خواص تبلور مجدد دینامیکی مختلفی را نشان می‌دهد (شکل ۴) و در همه نمونه‌ها، مرزهای دانه‌های دندانه‌دار کوارتز، مشخصه‌ای است که می‌تواند نشان دهنده مهاجرت مرز دانه (GBM) باشد. مشاهده بافت گرانوبلاستیک چندوجهی با مرزهای سه‌تایی ۱۲۰ درجه‌ای (S11، شکل ۴ a)، فلش سبز) در کوارتزها نشان دهنده کاهش انرژی در مرز دانه‌ها به علت پدیده بازپخت^۱ است. فرآیند بازپخت پس از میلونیتی شدن در سنگ‌های دگرگونی، یک دوره حرارت بالای پس از زمین‌ساخت را نشان می‌دهد (Blenkinsop, 2000; Cao et al., 2016). طی بازپخت، با از بین رفتن تنش تفریفی و به علت ادامه فرآیند انتشار بین بلوری، بلورها به رشد و تکامل خود در دماهای بالاتر ادامه می‌دهند (Vernon, 2004; Liang et al., 2017). بنابراین وجود بافت گرانوبلاستیک نشان دهنده این است که ریزساختارها در دماهای بالاتر، با از بین رفتن تنش، شروع به رشد کرده‌اند (Blenkinsop, 2002). از آنجایی که تبلور مجدد کوارتز در SGR بین ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و در GBM در محدوده دمایی ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد (Stipp et al., 2002a; Faleiros, 2010; Abiven et al., 2025)،

می‌توان استنباط کرد که کوارتزها در محدوده دمایی بین ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد قرار دارند. بر این اساس، گنیس‌های منطقه مورد مطالعه تحت دگرشکلی رخساره‌های شیبست سبز تا آمفیبولیت در محدوده دمایی ۴۲۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد قرار دارند که این موضوع توسط مطالعات قبلی نیز تأیید شده است (برای مثال؛ Jafari et al., 2019; Sheikholeslami, 2015; Faghih and Keshavarz, 2020).

بررسی فرکتال مرزهای دندانه‌دار دانه‌های کوارتز

روش شمارش جعبه یکی از پرکاربردترین روش‌ها برای محاسبه‌ی بعد فرکتال در مرز دانه‌ها و ریزساختارهای سنگی است. در این روش، تصویر دو بعدی نمونه (مانند مرز دانه‌های کوارتز) به شبکه‌ای از مربع‌های هم‌اندازه تقسیم می‌شود. سپس تعداد مربع‌هایی که شامل بخشی از مرز یا الگوی مورد بررسی هستند (N) در اندازه‌های مختلف جعبه (r) شمارش می‌گردد. با ترسیم رابطه‌ی لگاریتمی بین $\log(r)$ و $\log(N)$ به عنوان بعد فرکتال (D) تعیین می‌شود. مقدار بالاتر D نشان‌دهنده‌ی پیچیدگی بیشتر مرزها و معمولاً بیانگر شدت بیشتر دگرشکلی یا فعالیت فرآیندهای تبلور مجدد دینامیکی است. این روش به دلیل سادگی و قابلیت استفاده بر روی تصاویر دیجیتال مقاطع نازک، در مطالعات ریزساختاری و دگرشکلی سنگ‌ها کاربرد گسترده‌ای دارد.

برای محاسبه بعد فرکتالی دانه‌های کوارتز، چندین فتومیکروگراف (فریم) از هر مقطع نازک نمونه گنیس با بزرگنمایی X۴ میکروسکوپ پلاریزان تهیه شد. حداقل ۴۵ دانه کوارتز برای هر نمونه مورد بررسی قرار گرفت. برای محاسبه بعد فرکتالی، دو روش رایج وجود دارد که عبارتند از روش تقسیم و روش شمارش جعبه. در تحقیق حاضر، از روش شمارش جعبه استفاده شد. دلیل استفاده از این روش سادگی آن است (Peitgen et al., 2004). در این روش دانه (در اینجا تصویر میکروسکوپی دانه‌های کوارتز) به شبکه‌ای از مربع‌های هم‌اندازه تقسیم می‌شود. سپس با ارزیابی تعداد مربع‌های مورد نیاز برای پوشش کامل بعد فرکتالی، محاسبه انجام می‌شود. برای ایجاد شبکه مربعی از نرم‌افزار اتو کد



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپ نوری از تبلور مجدد کوارتز در نمونه‌های S19 و S9، S10، S11، S12، S15، S16، S17 (موقعیت نمونه‌ها در شکل ۱ نمایش داده شده است). پیکان قرمز در هر تصویر مرزهای در حال مهاجرت دانه کوارتز، پیکان زرد تبلور مجدد برآمده و پیکان سبز مرز سه‌گانه با زاویه ۱۲۰ درجه را نشان می‌دهد.

خودهمانندی دارند؛ زیرا مرز دانه‌ها تحت تاثیر نرخ کرنش و دمای دگرشکلی هستند. بنابراین بُعد فرکتالی به طور سیستماتیک با شرایط دگرشکلی متفاوت تغییر می‌کند (Takahashi et al., 1998).

نتایج به‌دست‌آمده از تحلیل فرکتال به صورت نمودارهای لگاریتمی می‌باشد که نسبت $\log d$ به $\log N_d$ را نمایش می‌دهند. بُعد فرکتال، شیب خط مستقیم در هر نمودار است (شکل ۵). از آنجایی که اندازه‌گیری در یک صفحه (در یک مقطع نازک) انجام می‌شود، محدوده بُعد فرکتال $2 \leq D \leq 3$ است (Takahashi et al., 1998). ابعاد فرکتال به دست آمده در این مطالعه از ۱/۰۱۲ تا ۱/۲۰۷ متغیر است و ضرایب همبستگی از ۰/۹۷ تجاوز می‌کند که نشان‌دهنده خودهمانندی آماری بین دانه‌های کوارتز تبلور مجدد یافته دینامیکی است.

استفاده شد و شمارش تعداد مربع‌ها به صورت دستی صورت گرفت. استفاده از مقیاس‌های مختلف مربع‌ها (در هر مرحله اندازه مربع کسری از مرحله قبل است) منجر به تعریف یک تابع لگاریتمی می‌شود که اندازه مربع (محور x) و تعداد مربع‌های مورد نیاز برای پوشش فرکتالی (محور y) است. تابع لگاریتمی از نتایج به دست آمده در نرم‌افزار اکسل ترسیم شد. شیب این تابع، بُعد جعبه نامیده می‌شود که تقریب خوبی از بُعد فرکتال محسوب می‌شود (Zmeskal et al., 2001). از آنجا که سطوح ناهموار تصادفی را می‌توان به عنوان فرکتال‌های خودهمانندی^۱ از نظر آماری در نظر گرفت (Konopinski et al., 2012)، شکل مرز دانه‌های کوارتز استفاده شده برای آنالیز فرکتال، از نظر آماری

1 self-similar



برای ارزیابی کیفیت برازش خطی در نمودارهای لگاریتمی مورد استفاده جهت محاسبه‌ی بعد فرکتال، مقدار خطای پسماند استاندارد^۱ (RSE) که بیانگر انحراف معیار خطای پسماندها در مدل رگرسیونی است و ضریب دترمینان^۲ (R^2) محاسبه شد (جدول ۱). این دو شاخص نشان می‌دهند داده‌های تجربی تا چه اندازه از خط برازش شده انحراف دارند. مقدار کم RSE نشان‌دهنده‌ی همخوانی قوی بین داده‌ها و مدل خطی و در نتیجه تأیید رفتار خودهم‌نمایی آماری در بازه‌ی مقیاسی انتخاب شده است. افزایش مقدار RSE معمولاً ناشی از نویز تصویری، انتخاب نادرست محدوده‌ی مقیاس، یا چندمقیاسی بودن توزیع اندازه‌ی دانه‌ها است (Theiler, 1990; Górski et al., 2011; Brewer, 2006). در این مطالعه، مقادیر RSE کمتر از ۰/۰۵ به‌عنوان معیار قابل قبول برای کیفیت بالای برازش در ناحیه‌ی خودهم‌نمایی در نظر گرفته شد.

بحث

کوارتز یکی از اجزای اصلی گنیس در منطقه مورد مطالعه است که از نظر بافتی، شرایط مختلف دگرشکلی دینامیکی اعمال شده بر گنیس‌ها را نشان می‌دهد. رفتار کوارتز در طول دگرگونی می‌تواند به تخمین دمای نسبی در طول تغییرات ساختاری کمک کند. مطالعه میکروسکوپی دانه‌های کوارتز، خاموشی موجی ضعیف، هم‌ترازی‌های مورب دانه و ریزساختارهای مرز دانه را نشان می‌دهد. این ویژگی‌ها بازتابی از دگرشکلی درون بلوری هستند که عمدتاً با تبلور مجدد مهاجرت مرز دانه (GBM) با دمای دگرشکلی بین حدود ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد مشخص می‌شوند (به عنوان مثال، Stipp et al. 2002a, b; Faleiros et al. 2010). BLG که در دمای پایین‌تر تشکیل می‌شود، شامل مهاجرت آهسته میکرون‌متری مرز به داخل یا خارج از دانه‌ها است و یک فاز تکتونیکی دیررس را نشان می‌دهد که در شرایط دما پایین (کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد) رخ داده است. SGR در اثر جدا شدن از دانه‌های قدیمی توسط پل زدن مرز زیردانه یا ظهور دانه‌های جدید و ریز در اطراف هسته‌های قدیمی در

دماهای متوسط ایجاد می‌شود (Owona et al., 2013). این دانه‌های ثانویه و جدید در امتداد مرزهای دانه با حرکت بالا مشاهده می‌شوند. گذار از GBM به SGR/BLG را می‌توان ناشی از برش پیشرونده در دماهای نسبتاً پایین، کاهش مقدار آب، افزایش نرخ کرنش و یا ترکیبی از این عوامل دانست (Law 2014).

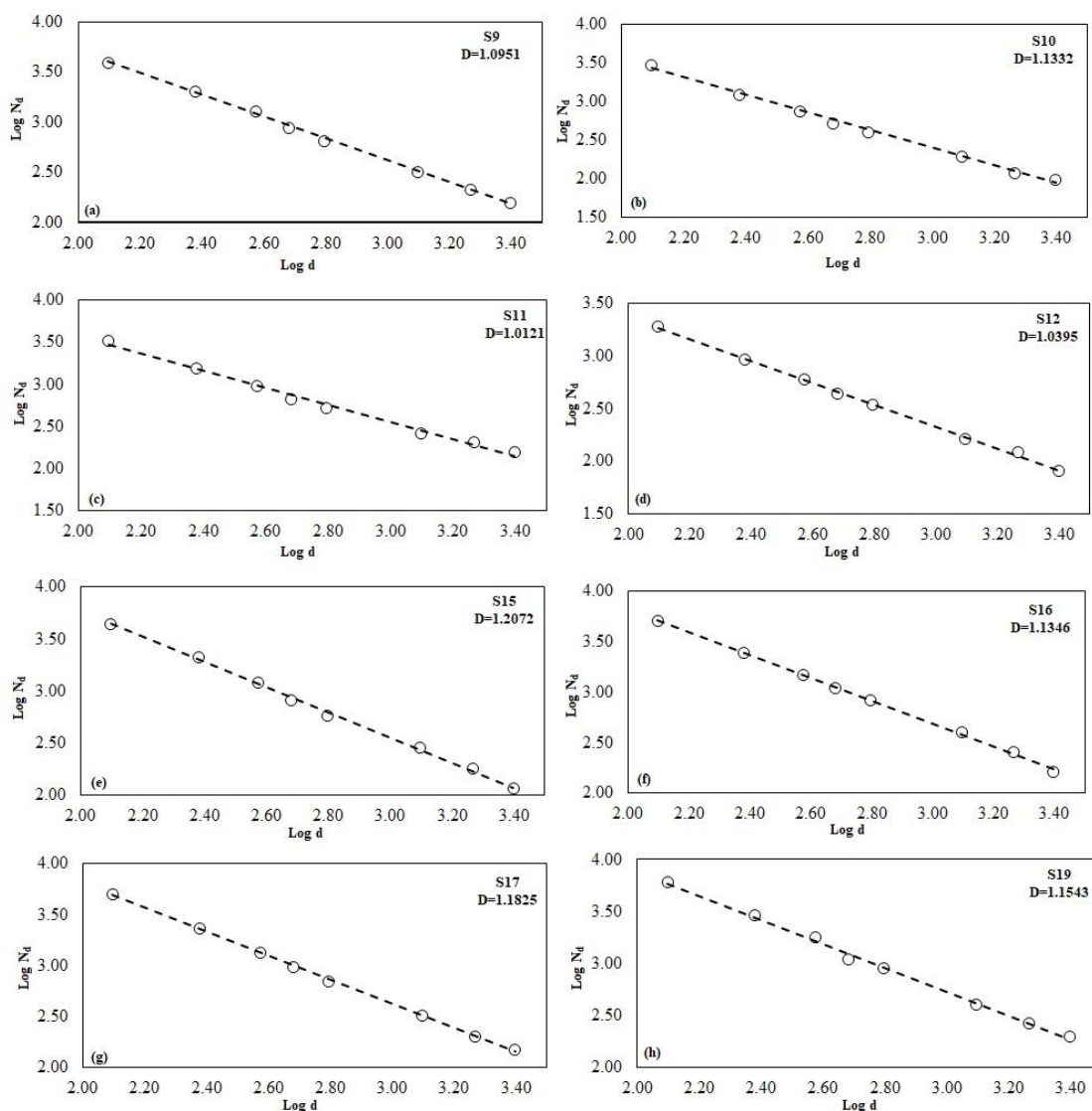
با توجه به محل نمونه‌برداری در شکل ۱، نمونه‌های ۱۵، ۱۷ و ۱۹ که از راندگی دورتر هستند، مقادیر D بالاتری نشان می‌دهند. از آنجا که مقدار D نشان‌دهنده طول مرزهای کوارتز است، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که گنیس‌ها به طور قابل توجهی تحت تأثیر رویدادهای تکتونیکی و فعالیت راندگی‌ها در منطقه قرار دارند. همچنین ممکن است توسعه اولیه فابریک در گنیس‌ها همزمان با فرآیند برافزایش^۳ رخ داده باشد. در طول توسعه فابریک‌های دما بالا، شدت دنداندار شدن مرزهای کوارتز کاهش می‌یابد، در حالی که افزایش دنداندار شدن می‌تواند ناشی از کاهش دما نسبت به فابریک‌های دما بالا در طول یک یا چند رویداد تکتونیکی باشد (Majumder and Mamtani, 2009). مطالعات تجربی روی کوارتزهای چندبلوری تحت شرایط فشار و دمای بالا نشان می‌دهد که مرز دانه‌های کوارتز تبلور مجدد یافته با افزایش نرخ کرنش و کاهش دما، دنداندار می‌شود.

شکل ۵ نمودار $\log d$ در مقابل $\log N_d$ را برای نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. بعد فرکتال (D) برای هر نمونه با شیب خط مستقیم در نمودار مشخص شده است. نتایج آنالیز فرکتالی برای ۸ نمونه در جدول ۱ ارائه شده است. اندازه دانه‌های کوارتز در گنیس‌ها تقریباً در محدوده یکسانی قرار دارند و از کوارتز بسیار ریزدانه با اندازه کمتر از ۱ میکرون متر تا بلورهای نسبتاً درشت با اندازه ۲۵۰۰ میکرون متر متغیر است. بیشترین مقدار بعد فرکتال در نمونه S15 ($D=1.2072$) و کمترین آن در S11 ($D=1.0121$) مشاهده می‌شود. مطالعات پیشین نشان می‌دهد محدوده‌های مختلفی برای مقادیر $D=1.05-1.14$ برای $T=650-750^\circ\text{C}$ ، $D=1.14-1.23$ برای $T=490-540^\circ\text{C}$ و $D=1.23-1.31$ برای $T=300-400^\circ\text{C}$ وجود دارد (Kruhl and Nega, 1996). بنابراین، مقادیر D به دست آمده نشان می‌دهد که محدوده

1 Residual Standard Error

2 R Square

3 accretionary process



شکل ۵- نمودار اندازه جبهه (d) در مقابل تعداد جبهه‌ها (Nd) (مقیاس لگاریتمی-لگاریتمی) برای نمونه‌های بررسی شده در منطقه مورد مطالعه (S9، S10، S11، S12، S15، S16، S17 و S19). شیب، بُعد فرکتال (D) است. خط برازش ناحیه خودهمانندی را نشان می‌دهد. محاسبه خطای پسماند استاندارد هر نمودار در اکسل زیر ۰/۰۵ است.

بین 10^{-12} s^{-1} تا 10^{-15} s^{-1} محاسبه شده است (Passchier and Trouw, 2005; Twiss and Moores, 2007; Ragan, 2009; Bose and Mukherjee, 2020)، اما نرخ کرنش به دست آمده از روش فرکتال در تمام نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بالاتر از این محدوده است. این نتایج قابل مقایسه با نتایج به دست آمده از بررسی فرکتال مرز دانه‌های کوارتز در گرانیت گنیس آبادچی (ریاحی سامانی و همکاران، ۱۳۹۸) است که نتایج مشابهی دارند. نمودار دما در برابر نرخ کرنش ارائه شده توسط تاکاهاشی و همکاران (۱۹۹۸) بر اساس آزمایش‌های انجام شده با نرخ کرنش 10^{-4} تا 10^{-6} در دمای ۸۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد، نشان دهنده دمای بالا و نرخ

دمایی باید بین ۴۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد باشد. مطالعه مرزهای دانه‌های کوارتز نشان می‌دهد که این دانه‌ها بافت خود را در محدوده دمایی ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد توسعه داده‌اند. بنابراین، با استفاده از مقدار D، نرخ کرنش در دمای ۴۲۰ درجه سانتی‌گراد و ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد برای نمونه‌ها بین $10^{-10/9}$ تا $10^{-6/8}$ بدست آمد (جدول ۱ و شکل ۶). کمترین نرخ کرنش ($10^{-10/9} \text{ s}^{-1}$) برای نمونه S11 در دمای ۴۲۰ درجه سانتی‌گراد و بیشترین نرخ کرنش ($10^{-6/8} \text{ s}^{-1}$) برای نمونه S15 در دمای ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد ثبت شده است. نرخ کرنش طبیعی به دست آمده در پهنه‌های برشی



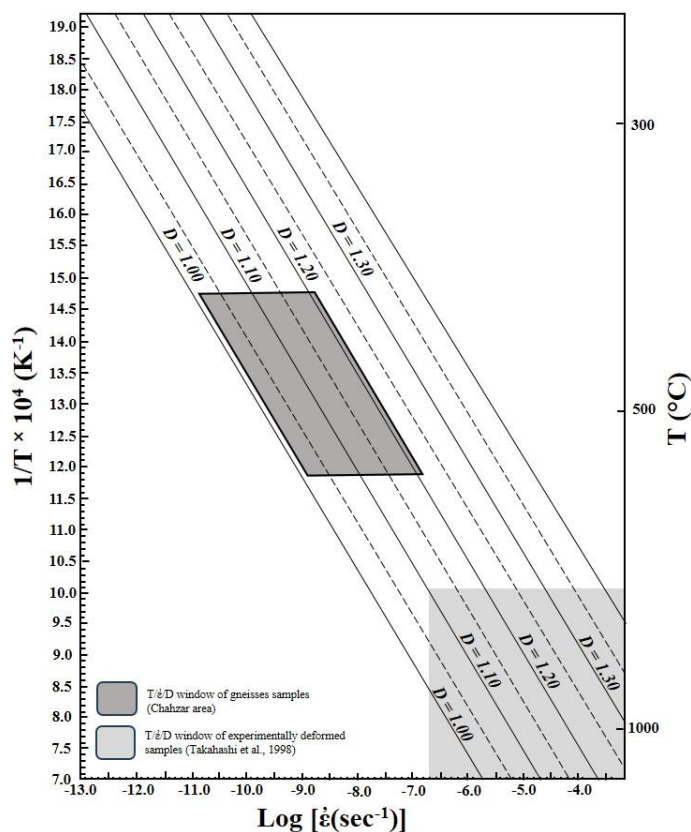
جدول ۱- داده‌های بعد فرکتالی (D) کوارتز از نمونه‌های بررسی شده در منطقه مورد مطالعه. n: تعداد دانه‌های کوارتز بررسی شده در هر نمونه، d: اندازه دانه، D: مقدار بعد فرکتال، T: دمای مورد استفاده برای محاسبه نرخ کرنش بدست آمده. نرخ کرنش با استفاده از معادله ۱ محاسبه شده است.

Sample No	n	d rang (mm)	D	RSE	R ²	Strain-rate (s ⁻¹) with T
S11	90	0.038-1.80	1.012	0.042	0.99	10 ^{-10.9} (420°C) - 10 ^{-8.9} (600°C)
S12	48	0.0375-1.75	1.040	0.019	0.99	10 ^{-10.5} (420°C) - 10 ^{-8.7} (600°C)
S9	56	0.063-1.25	1.095	0.022	0.99	10 ^{-10.1} (420°C) - 10 ^{-8.1} (600°C)
S10	50	0.048-2.00	1.133	0.029	0.99	10 ^{-9.8} (420°C) - 10 ^{-7.8} (600°C)
S16	50	0.062- 1.80	1.135	0.021	0.99	10 ^{-9.5} (420°C) - 10 ^{-7.7} (600°C)
S19	58	0.038-2.50	1.154	0.027	0.99	10 ^{-9.3} (420°C) - 10 ^{-7.84} (600°C)
S17	51	0.048- 2.50	1.183	0.016	0.99	10 ^{-9.1} (420°C) - 10 ^{-7.0} (600°C)
S15	45	0.025- 2.20	1.207	0.027	0.99	10 ^{-8.7} (420°C) - 10 ^{-6.8} (600°C)

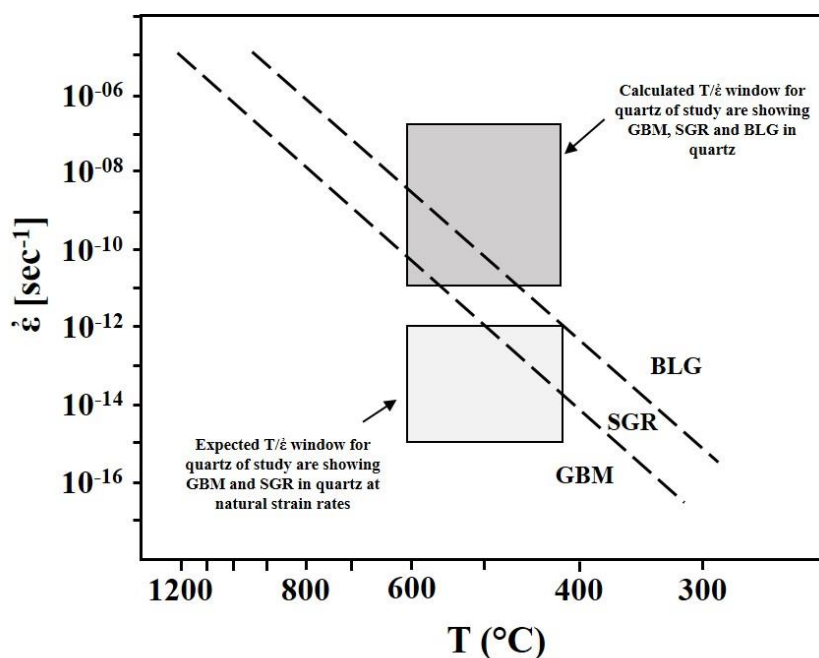
این نمودار می‌تواند برای آزمایش اعتبار نرخ کرنش تخمین زده شده از مقادیر D استفاده شود (شکل ۷). دمای دگرشکلی بر اساس مرز دانه‌های کوارتز مجدد تبلور یافته در محدوده مورد مطالعه ۴۲۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شد. بر اساس دمای دگرشکلی محاسبه شده و مقادیر به دست آمده برای بعد فرکتال نرخ کرنش در منطقه مورد مطالعه نیز محاسبه شد (جدول ۱). با رسم این داده‌ها روی نمودار ارائه شده توسط استیپ و همکاران (۲۰۰۲ b)، محدوده نرخ کرنش به دما در ناحیه SGR و BLG قرار دارد (شکل ۷، کادر خاکستری). همانطور که قبلاً ذکر شد، تبلور مجدد دینامیکی دانه‌های کوارتزها تحت سازوکارهای SGR، BLG و GBM رخ داده است (شکل ۴). بنابراین، در نرخ‌های کرنش طبیعی (۱۰^{-۱۲} s⁻¹ تا ۱۰^{-۱۵} s⁻¹) و محدوده دمایی ۴۲۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد، محدوده دمای دگرشکلی / نرخ کرنش در ناحیه SGR و GBM قرار دارد (شکل ۷، کادر سفید). بنابراین، دو محدوده محاسبه شده و مورد انتظار دمای دگرشکلی / نرخ کرنش همپوشانی ندارند.

کرنش بسیار زیاد (کادر خاکستری روشن در شکل ۶) است. طبق این نمودار، نرخ کرنش طبیعی (۱۰^{-۱۲} s⁻¹) در کمترین دمای مورد نیاز برای D=1 حدود ۳۴۵ درجه سانتی‌گراد و D > 1، نرخ کرنش کمتر از نرخ کرنش طبیعی خواهد بود. دمای دگرشکلی طبیعی رخساره‌های شیبست سبز، آمفیبولیت و گرانولیت بالاتر از ۳۴۵ درجه سانتی‌گراد است. در نمودار ارائه شده توسط تاکاهاشی در دمای بالاتر از ۳۴۵ درجه سانتی‌گراد نرخ کرنش بالاتری تخمین زده می‌شود (Mamtani, 2010).

ریزساختارها در سنگ‌ها تحت تأثیر فرآیندهای دگرشکلی، نرخ کرنش و دما قرار می‌گیرند. با استفاده از روش خزش نابجایی و ریزساختارهای مربوط به کوارتز، سه رژیم نرخ کرنش بالا/دما پایین، نرخ کرنش متوسط/دما متوسط و نرخ کرنش پایین/دما بالا ارائه شده است (Hirt and Tullis, 1992). همچنین، بر اساس ریزساختارهای کوارتز، سه ناحیه تبلور مجدد شامل برآمدگی تبلور مجدد دینامیکی (BLG)؛ ۲۸۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد، چرخش زیردانه (SGR)؛ ۴۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و مهاجرت مرز دانه (GBM)؛ ۵۰۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد معرفی شدند (Stipp et al. 2002a). روش تعیین نرخ کرنش فرکتال عموماً در دماهای پایین قابل اجرا است (Mamtani, 2010). با بررسی ریزساختارهای تبلور مجدد دینامیکی کوارتز توسعه یافته در شرایط طبیعی و آزمایشگاهی، نمودار دما/نرخ کرنش ارائه شد (Stipp et al., 2002b) که



شکل ۶- نمودار نشان دهنده ارتباط بین بعد فرکتال (D) و شرایط دگرشکلی (T). (Takahashi et al. 1998). دمای دگرشکلی و $\dot{\epsilon}$: نرخ کرنش



شکل ۷. ارزیابی شرایط دگرشکل در نمونه‌های بررسی شده با استفاده از مکانیسم تبلور مجدد کوارتز (Stipp et al., 2002b): نرخ کرنش ($\dot{\epsilon}$) بر اساس بُعد فرکتالی محاسبه شده است. SGR، BLG و GBM به ترتیب به تبلور مجدد برآمده، چرخش زیردانه و مهاجرت مرز دانه اشاره دارند.



نتیجه‌گیری

گنیس‌های منطقه راندگی چاه‌زار در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان در جنوب شرقی ایران واقع شده‌اند. گنیس‌های مورد مطالعه دچار دگرشکلی دینامیکی شده‌اند، به طوری که شواهد مختلفی از دگرشکلی را نشان می‌دهند. این شواهد در بلورهای کوارتز منجر به تبلور مجدد دینامیکی، مهاجرت مرز دانه، تشکیل زیردانه‌ها و دانه‌های جدید در مرز دانه کوارتز شده است. شکل دانه‌های کوارتز به دما و نرخ کرنش بستگی دارد. ترمومتری دانه‌های کوارتز مجدد تبلور یافته نشان می‌دهد که دمای دگرشکلی کوارتز ۴۲۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد است. با محاسبه بعد فرکتال مرز دانه و دمای دگرشکلی، نرخ کرنش در منطقه مورد مطالعه اندازه‌گیری شد. بالاترین نرخ کرنش ($10^{-6/8} s^{-1}$) برای نمونه ۱۱S با بعد فرکتال $1/0.121$ در محدوده دمایی ۴۲۰ درجه سانتی‌گراد و کمترین نرخ کرنش ($10^{-10/9} s^{-1}$) برای نمونه ۱۵S با بعد فرکتال $1/2.07$ در دمای ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد ثبت شد. با کمک نمودار دما / نرخ کرنش، شرایط دگرشکلی در نمونه‌های بررسی شده با استفاده از سازوکار تبلور مجدد برای نرخ کرنش طبیعی ($10^{-12} s^{-1}$ تا $10^{-15} s^{-1}$) تخمین زده شد که نشان داد گنیس‌های منطقه مورد مطالعه تحت تغییر شکل رخساره‌های شیبست سبز تا آمفیولیت قرار دارند.

منابع

- deposits: Insights from Pagoni Rachi (NE Greece). *Lithos*, p.108134.
- Agard, P., Monié, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Meyer, B., Labrousse, L., Vrielynck, B., Jolivet, L. and Yamato, P., 2006. Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time, and kinematic constraints: Implications for Neotethyan wedge dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B11).
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6), pp.692-725.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211e238
- 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, pp.122-134.
- Behr, W.M. and Platt, J.P., 2011. A naturally constrained stress profile through the middle crust in an extensional terrane. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(3-4), pp.181-192.
- Bose, N. and Mukherjee, S., 2020. Estimation of deformation temperatures, flow stresses and strain rates from an intra-continental shear zone: the Main Boundary Thrust, NW Himalaya (Uttarakhand, India). *Marine and Petroleum Geology*, 112, p.104094.
- Brewer, J. and Di Girolamo, L., 2006. Limitations of ریاحی سامانی، ف، شبانیان بروجنی، ن، داودیان دهکردی، ع، بختیاری، ب، ۱۳۹۸، بررسی فرکتال مرز دانه‌های کوارتز در گرانیته گنیس آبادچی، شمال شهر کرد. *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، سال ۲۷، شماره ۲، صفحه ۴۰۱-۴۱۰.
- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ خبر و باغات، وزارت معادن و فلزات، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- Abiven, B., Tarantola, A., Richard, A., Keith, M., Melfos, V. and Voudouris, P., 2025. Effect of out-of-equilibrium crystallization and fluid-assisted dynamic recrystallization on Ti-in-quartz thermometry in porphyry-epithermal



1985. Large strain deformation studies using polycrystalline magnesium as a rock analogue. Part II: dynamic recrystallisation mechanisms at high temperatures. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 40(3), pp.208-222.
- Du, C., Gao, Y., Zha, M., Wang, C., Jia, H. and Wang, H.Y., 2023. Deformation-induced grain rotation and grain boundary formation achieved through dislocation-disclination reactions in polycrystalline hexagonal close-packed metals. *Acta Materialia*, 250, p.118855.
- Dunlap, W.J., Hirth, G. and Teyssier, C., 1997. Thermomechanical evolution of a ductile duplex. *Tectonics*, 16(6), pp.983-1000.
- Etheridge, M.A. and Wilkie, J.C., 1981. An assessment of dynamically recrystallized grain size as a palaeopiezometer in quartz-bearing mylonite zones. *Tectonophysics*, 78(1-4), pp.475-508.
- Fagereng, Å. and Biggs, J., 2019. New perspectives on 'geological strain rates' calculated from both naturally deformed and actively deforming rocks. *Journal of Structural Geology*, 125, pp.100-110.
- Faleiros, F.M., da Cruz Campanha, G.A., da Silva Bello, R.M. and Fuzikawa, K., 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics*, 485(1-4), pp.193-214.
- Fang, Z., Xiao, J., Tan, S., Deng, C., Wang, G. and Mao, S.X., 2022. Atomic-scale observation of dynamic grain boundary structural transformation during shear-mediated fractal dimension estimation algorithms with implications for cloud studies. *Atmospheric Research*, 82(1-2), pp.433-454.
- Cao, S., Neubauer, F., Bernroider, M., Genser, J., Liu, J. and Friedl, G., 2017. Low-grade retrogression of a high-temperature metamorphic core complex: Naxos, Cyclades, Greece. *Bulletin*, 129(1-2), pp.93-117.
- Chang, X., 2022. Deformation conditions of quartz-rich mylonites of the Grenville front tectonic zone and application to the crustal strength (Master's thesis, The University of Western Ontario (Canada)).
- 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(3), pp.393-413.
- Davoudian, A.R., Genser, J., Neubauer, F. and Shabanian, N., 2016. ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: implications for the tectonic evolution of Zagros orogen. *Gondwana Research*, 37, pp.216-240.
- Derikvand, S. and Almasi, A., 2022. Kinematic vorticity, finite strain, and deformation thermometry analyses of the exhumed mylonites in the Samen ductile shear zone (Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran). *Journal of Structural Geology*, 154, p.104500.
- Drury, M.R. and Urai, J.L., 1990. Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, 172(3-4), pp.235-253, doi:10.1016/0040-1951(90)90033-5.
- Drury, M.R., Humphreys, F.T. and White, S.H.,

- sub-simple deformation in the Gol-e-Gohar shear zone (Zagros, SW Iran): insights from microstructural and crystal fabric analyses. *International Journal of Earth Sciences*, 109, pp.421-438.
- Kohlstedt, D.L. and Weathers, M.S., 1980. Deformation-induced microstructures, paleopiezometers, and differential stresses in deeply eroded fault zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B11), pp.6269-6285.
- Konopinski, D.I., Hudziak, S., Morgan, R.M., Bull, P.A. and Kenyon, A.J., 2012. Investigation of quartz grain surface textures by atomic force microscopy for forensic analysis. *Forensic science international*, 223(1-3), pp.245-255.
- Kruhl, J.H. and Nega, M., 1996. The fractal shape of sutured quartz grain boundaries: application as a geothermometer. *Geologische Rundschau*, 85, pp.38-43.
- Kruse, R., Stünitz, H. and Kunze, K., 2001. Dynamic recrystallization processes in plagioclase porphyroclasts. *Journal of Structural Geology*, 23(11), pp.1781-1802.
- Law, R.D., 2014. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: A review. *Journal of structural Geology*, 66, pp.129-161.
- Li, X., Zheng, H., Li, H., Whattam, S.A., Pi, W. and Zeng, L., 2024. Finite strain, kinematic vorticity, rheological behavior and thermochronology of the Diancang Shan complex: Insights into channel flow of the southeastern Tibetan plateau. *Journal of Structural Geology*, 181, p.105105.
- Liang, C.Y., Liu, Y.J., Neubauer, F., Jin, W., Li, W.M., Heberer, B., Wen, Q.B., Li, J., Zhang, migration. *Science Advances*, 8(45), p.eabn3785.
- Górski, A.Z., Drozd, S., Mokrzycka, A. and Pawlik, J., 2011. Accuracy analysis of the box-counting algorithm. *arXiv preprint arXiv:1111.5749*.
- Hallas, P. and Bauer, W., 2021. Texture and Shape Analyses of Quartzite Mylonites of the Metamorphic Sole, Oman: Evidence for Syn- and Post-Deformation in Relation to Samail Ophiolite Obduction. *Geosciences*, 11, p.111.
- Hirth, G. and Tullis, J.A.N., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of structural geology*, 14(2), pp.145-159.
- Hobbs, B.E., 1968. Recrystallization of single crystals of quartz. *Tectonophysics*, 6(5), pp.353-401.
- Jafari, A., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Shafaroudi, A.M. and Ren, M., 2019. Geochemistry of metamorphic rocks and mineralization in the Golgohar iron ore deposit (No. 1), Sirjan, SE Iran: Implications for paleotectonic setting and ore genesis. *Journal of Geochemical Exploration*, 205, p.106330.
- Jessell, M.W., 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology*, 9(8), pp.1007-1014.
- Kalita, P., Goswami, T.K., Phukon, P. and Srivastava, H.B., 2022. Deformation temperature, differential stress, and strain rate variation across the Bomdila Gneiss, western Arunachal Himalaya, India. *International Journal of Earth Sciences*, 111(2), pp.607-622.
- Keshavarz, S. and Faghih, A., 2020. Heterogeneous



- and Mineral Exploration Organization.
- Owona, S., Ondoa, 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), pp.186-201.
- Passchier C W, Trouw R A J. 2005. *Microtectonics*. Berlin-Heidelberg: Springer. 105–109
- Peitgen, H.O., Jürgens, H., Saupe, D. and Feigenbaum, M.J., 2004. *Chaos and fractals: new frontiers of science* (Vol. 106, pp. 560-604). New York: Springer.
- Poirier, J.P., 1985. *Creep of crystals: high-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals*. Cambridge University Press.
- Ragan, D.M., 2009. *Structural Geology: an Introduction to Geometrical Techniques*,
- Rohrer, G.S., Chesser, I., Krause, A.R., Naghibzadeh, S.K., Xu, Z., Dayal, K. and Holm, E.A., 2023. Grain boundary migration in polycrystals. *Annual Review of Materials Research*, 53(1), pp.347-369.
- Sarkar, A.K., Manna, A., Chatterjee, S.M. and Roy, A., 2023. Interpretation of deformation microstructures in syntectonic granite: insights from Phulad granite, Rajasthan, NW India. *Geosciences Journal*, 27(6), pp.735-752.
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Bernroider, M., Finger, F., Hauzenberger, C., Genser, J., Waitzinger, M. and Monfaredi, B., 2022. Metamorphic stages in mountain belts during L., 2017. Structural and rheological features of the western Liaoning metamorphic core complex corridor: indications for Late Mesozoic extension of the eastern North China Craton. *J. Asian Earth Sci.* 139, 142–164.
- Liu, Y., Sun, T., Wu, K., Zhang, H., Zhang, J., Jiang, X., Lin, Q. and Feng, M., 2024. Fractal-based pattern quantification of mineral grains: A case study of Yichun rare-metal granite. *Fractal and Fractional*, 8(1), p.49.
- Majumder, S. and Mamtani, M.A., 2009. Fractal analysis of quartz grain boundary sutures in a granite (Malanjhand, Central India)—Implications to infer regional tectonics. *Journal of the Geological Society of India*, 73, pp.309-319.
- Mamtani, M.A. and Greiling, R.O., 2010. Serrated quartz grain boundaries, temperature and strain rate: testing fractal techniques in a syntectonic granite.
- Mamtani, M.A., 2010. Strain-rate estimation using fractal analysis of quartz grains in naturally deformed rocks. *Journal of the Geological Society of India*, 75, pp.202-209.
- Mandelbrot, B.B., 1983, August. On fractal geometry, and a few of the mathematical questions it has raised. In *Proceedings of the International Congress of Mathematicians* (Vol. 1, p. 2).
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Structural Geology* 22, 1125e1139.
- Nazemzadeh, M., Roshanravan, J., Azizian, H., Sabzei, M., Nawazi, M., 1995. Geological Map Report 1:100000 Baghat, Iran Geological



- Tavakoli, F. Chery, J. 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman. *International Journal of Geophysics* 157, 381–98.
- Vernon, R.H., Johnson, S.E. and Melis, E.A., 2004. Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San José tonalite, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, 26(10), pp.1867-1884.
- Wang, Z., Cheng, Q., Cao, L., Xia, Q. and Chen, Z., 2007. Fractal modelling of the microstructure property of quartz mylonite during deformation process. *Mathematical Geology*, 39(1), pp.53-68.
- White, S., 1977. Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics* 39(1-3), pp.143-170.
- Zmeškal, O., Veselý, M., Nežádal, M. and Buchniček, M., 2001. Fractal analysis of image structures. *Harmonic and Fractal Image Analysis*, pp.3-5.
- a Wilson cycle: A case study in the central Sanandaj–Sirjan zone (Zagros Mountains, Iran). *Geoscience frontiers*, 13(2), p.101272.
- Sheikholeslami, M.R., 2015. Deformations of Palaeozoic and Mesozoic rocks in southern Sirjan, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 106, pp.130-149.
- Stipp, M., Stüënitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S.M., 2002a. 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), pp.1861-1884. [Doi:10.1016/S0191-8141\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4).
- Stipp, M., Stüënitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S.M., 2002b. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, 200(1), pp.171-190. Twiss, R. J. and Moores, E. M.: 1992, *Structural geology*, W. H. Freeman, New York, 532pp.
- Takahashi, M., Nagahama, H., Masuda, T. and Fujimura, A., 1998. Fractal analysis of experimentally, dynamically recrystallized quartz grains and its possible application as a strain rate meter. *Journal of structural Geology*, 20(2-3), pp.269-275.
- Theiler, J., 1990. Estimating fractal dimension. *Journal of the optical society of America A*, 7(6), pp.1055-1073.
- Twiss, R.J. and Moors, E.M., 2007. *Structural Geology*, 2nd Edition, W.H. Freeman and Company, New York
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbasi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R.,