

مطالعه ژئوشیمی پروتولیت و تفسیر محیط تکتونیکی گرانولیت‌های فشار بالای شمال غرب سبزوار

محسن نصرآبادی

گروه زمین شناسی دانشگاه بین المللی امام خمینی قزوین

Mohsennasrabady@hotmail.com

دریافت: ۸۸/۱۲/۱۶ پذیرش: ۸۹/۳/۹

چکیده

بلوک‌هایی از گرانولیت مافیک فشار بالا در زمینه‌ای از سرپانتینیت به صورت ملائژ تکتونیکی در افیولیت‌های شمال غرب سبزوار برونزد دارند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها مشابه بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) است. گرانولیت‌های فشار بالا شاخص قاعده جزایر قوسی و زون‌های فرورانش داغ هستند. شواهد ژئوشیمیایی، سن سنجی و مسیر تحولات دگرگونی گرانولیت‌های مورد مطالعه بیانگر تشکیل آنها در یک زون فرورانش داغ در زمان کرتاسه زیرین است. این امر با وجود یک حوضه اقیانوسی داغ و جوان در اطراف خرده قاره ایران مرکزی و فرورانش آن به سمت شمال سازگار است.

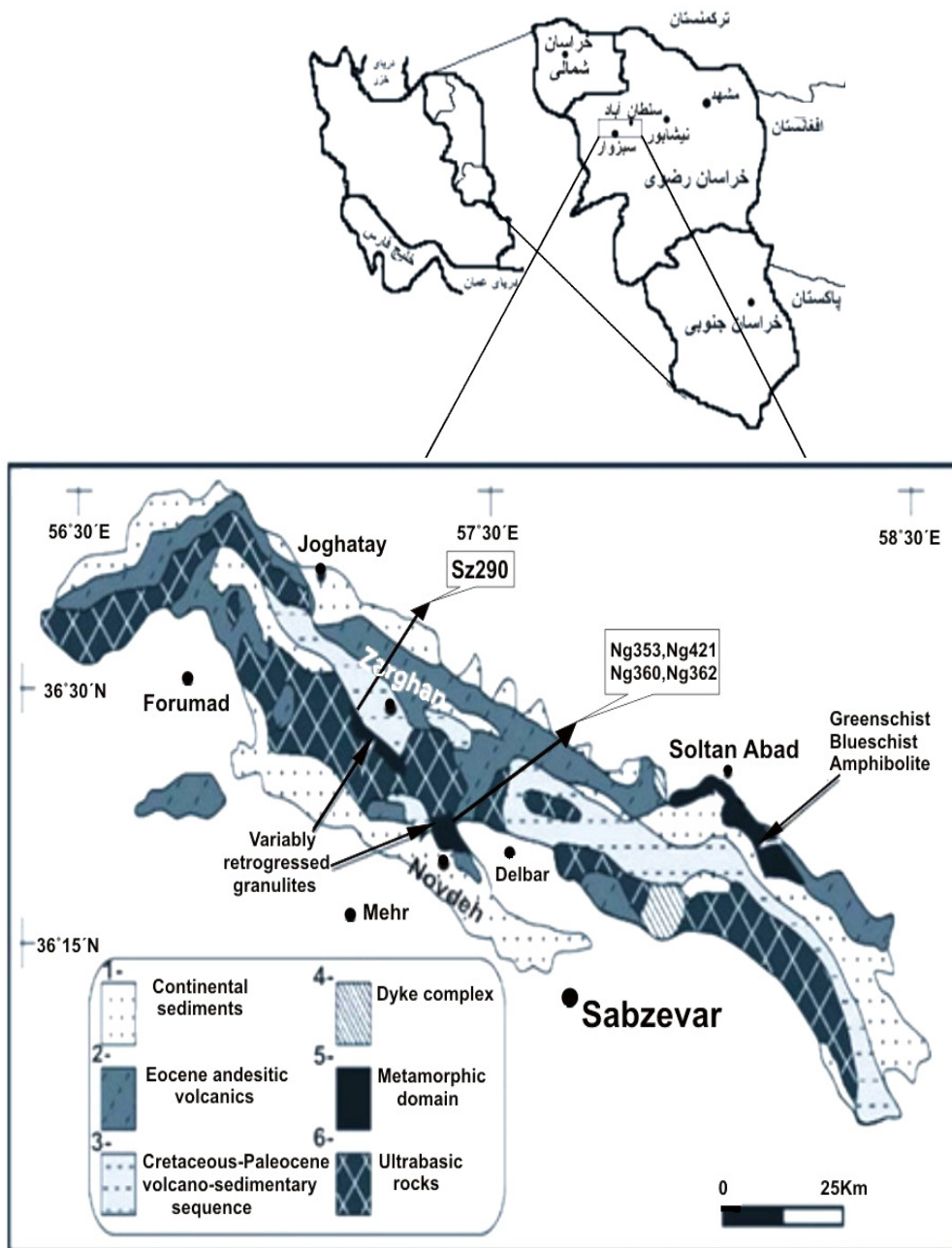
واژگان کلیدی: گرانولیت‌های فشار بالا، زون فرورانش داغ، افیولیت، سبزوار

مقدمه

معمولا در نواحی کوهزایی رابطه تنگاتنگ مکانی، زمانی و ژئوشیمیایی بین مجموعه‌های دگرگونی و واحدهای افیولیتی هم جوار وجود دارد. در مطالعه تحولات تکتونیکی این نواحی، سنگ‌های بازیک و اولترابازیک دگرگون شده از اهمیت بسزایی برخوردارند. این سنگ‌ها معمولا با زون‌های کششی و فرورانش قبل از برخورد دو قاره در ارتباط بوده، بنابراین مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی ماهیت پروتولیت آنها کمک زیادی به تشخیص و فهم محیط تکتونیکی آنها می‌کند. ژئوشیمی و سن پروتولیت سنگ‌های بازیک و اولترابازیک دگرگون شده تاریخیچه قبل از برخورد را روشن می‌سازد. این تاریخیچه می‌تواند شامل ارزیابی وسعت پوسته اقیانوسی [محدود (حوضه پشت‌قوس)، وسیع و یا ریف‌قاره‌ای ناقص]، نوع فرورانش و زمان برخورد باشد [۲۷].

زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در شمال شرق ایران در استان خراسان رضوی واقع است (شکل ۱). سنگ‌های دگرگونی منطقه به صورت دو مجموعه دگرگونی، یکی در شمال شرق (مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد) و دیگری در شمال غرب سبزوار مرتبط با کمربند افیولیتی شمال این شهر هستند و دارای توپوگرافی مرتفع می‌باشند. مجموعه دگرگونی شمال غرب دارای روند تقریبا شرقی- غربی بوده و با موقعیت جغرافیایی $4^{\circ} 57'$ تا $23^{\circ} 57'$ طول شرقی و $21^{\circ} 36'$ تا $30^{\circ} 36'$ عرض شمالی، شامل دو برونزد در شمال روستای نوده و جنوب روستای زرقان است (شکل ۱). این گرانولیت‌ها به صورت یک ملائژ تکتونیکی در زمینه‌ای متشکل از سرپانتینیت در افیولیت‌های منطقه مطالعه رخنمون دارند.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی (بالا) و نقشه زمین‌شناسی ساده (پایین) از نوار افیولیتی شمال سبزوار [۲۴]. گرانولیت‌های شمال غرب سبزوار دارای دو برونزد در شمال روستای نوده و جنوب روستای زرکان هستند. محل برداشت نمونه‌های مورد مطالعه در این پژوهش نیز نشان داده شده است.

اند [۳]. سنگ‌های دگرگونی این منطقه را بر اساس تاریخچه دگرگونی به دو گروه تقسیم کرده‌اند [۳]: الف- سنگ‌های دگرگونی با سن قبل از دگرگونی آلی (آمفیبولیت و گارنت - آمفیبولیت)

برای این گرانولیت‌ها تاریخچه‌ای قبل از انجام دگرگونی مرتبط با فرایندهای فرورانش و فرارانش ورقه اقیانوسی در نظر گرفته‌اند و در ستون چین‌شناسی، این واحدهای سنگی را در قاعده افیولیت‌ها با سن نامشخص قرار داده-

پیروکسن‌ها نیز بر اثر آب‌گیری در طی دگرگونی پسروده به آمفیبول (اکتینولیت) تبدیل شده‌اند.

ترکیب شیمیایی سنگ کل

تجزیه و تحلیل جایگاه پالئوتکتونیک سنگ‌های دگرگونی مستلزم استفاده از عناصر کمیاب کم تحرک در طی انجام فرایندهای دگرگونی و دگرسانی است که اندازه‌گیری غلظت آنها با روش‌های آنالیز شیمیایی به ویژه ICP-MS میسر می‌باشد. در این راستا به منظور اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی پنج نمونه از گرانولیت‌های منطقه به روش ICP-MS در موسسه آزمایشگاهی فعال‌سازی (Activation Lab) شهر اونتاریو کانادا مورد تجزیه قرار گرفته و نتایج آن در جدول ۱ ارائه شده است.

طبق نمودارهای متمایزکننده سری ماگمایی (شکل ۳) نمونه‌های مورد مطالعه از ماهیت توله‌ایتی برخوردار بوده و در نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین (شکل ۴) بازالت و بازالت پیکریتی محسوب می‌شوند.

در نمودار سه‌تایی $P_2O_5-TiO_2-K_2O$ گرانولیت‌های منطقه در محدوده بازالت اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۵). در اکثر نمودارهای متمایزکننده محیط تکتونیکی بازالت (شکل ۶) نمونه‌های مورد مطالعه، در محدوده پوسته اقیانوسی (MORB) واقع می‌شوند.

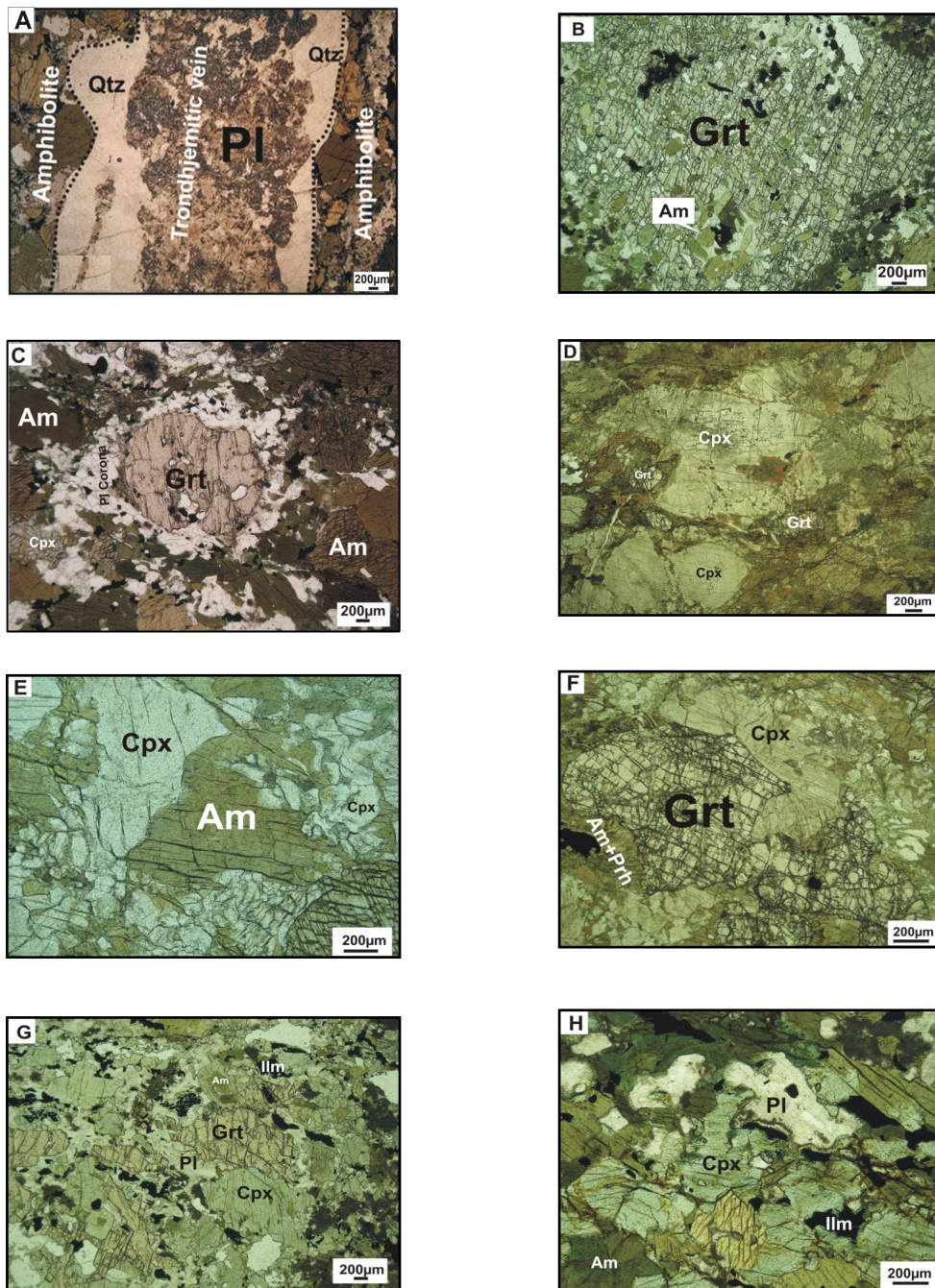
الگوی نسبتا مسطح و تفریق نیافته نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی آنها (شکل ۷) نیز مشابه بازالت‌های پشته میان اقیانوسی [۴۴] است. این چنین الگویی همچنین بیانگر آنست که تمرکز عناصر خاکی تحت تاثیر فرایندهای دگرگونی ثانوی، قرار نگرفته است. درجات غنی‌شدگی متفاوت از عناصر نادر خاکی را می‌توان به نرخ‌های متفاوت ذوب‌بخشی گوشته، تفاوت در میزان تفریق ماگمایی کانی‌های آذرین اولیه یا اختلاف در میزان غنی‌شدگی منشا گوشته‌ای نسبت داد.

ب- سنگ‌های دگرگونی حاصل از دگرگونی ناحیه‌ای آلپی (متابازیت‌ها، میکاشیست‌ها و شیست‌های آبی). برخی از پژوهشگران [۱] سنگ‌های دگرگونی منطقه را همانند منطقه ناین [۱۱] قطعات نابرجا، با سنی قدیمی‌تر از افیولیت‌ها و یا باقیمانده پی‌سنگ قدیمی ایران در نظر گرفته‌اند.

مشخصات نمونه های دستی و پتروگرافی

بر اساس فراوانی کانی‌های مافیک و فلسیک دو لیتولوژی در این گرانولیت‌ها شناسایی شده که شامل انواع غنی از پلاژیوکلاز و فقیر یا فاقد پلاژیوکلاز است. این سنگ‌ها در نمونه دستی تیره، ریز تا متوسط بلور بوده و غالبا توده‌ای و گاهی دارای فولیاسیون می‌باشند. برخی از نمونه‌ها نیز دارای ناهمگنی مودال بصورت تناوبی از نوارهای غنی از پیروکسن و غنی از آمفیبول هستند. در برخی از گرانولیت‌ها تجمعات کوارتز - فلدسپات (مذاب ترونجمیتی) حاصل از ذوب‌بخشی موضعی، قابل مشاهده است. بیشتر نمونه‌ها بافت پورفیروبلاستیک با زمینه‌ای گرانولار را نشان می‌دهند.

از نظر میکروسکوپی نمونه‌های مورد مطالعه ریز تا متوسط بلور بوده و با توجه به نتایج آنالیزهای نقطه‌ای بعمل آمده شامل بلورهای آمفیبول (چرماکیت)، کلینوپروکسن (غنی از دیوپسید)، گارنت (غنی از آلمانین) و پلاژیوکلاز می‌باشند (شکل ۲). کانی‌های فرعی آنها شامل کوارتز، تیتانیت، روتیل، ایلمنیت، پرنیت، زئولیت و آپاتیت می‌باشند. در بیشتر موارد کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، ندرتا پیروکسن، ایلمنیت و روتیل بصورت ادخال در پورفیروبلاست‌های گارنت حضور دارند. نمونه‌ها معمولا بر اثر دگرگونی پسروده به طور کامل یا بخشی به آمفیبولیت تبدیل شده‌اند بطوری‌که در اکثر آمفیبولیت‌های فولیاسیون‌دار، گارنت و پیروکسن دیده نمی‌شود. گارنت‌ها در اثر اعمال دگرگونی پسروده بصورت کرونا یا سیمپلکتیت از اطراف در حال جایگزینی توسط پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند و



شکل ۲- (A) تحرک مذاب حاصل از ذوب بخشی و تشکیل رگه ترونجمیتی، (B) پورفایروبلاست گارنت که حاوی ادخال‌هایی از آمفیبول ایلمنیت و پلاژیوکلاز می‌باشد، (C) تشکیل حاشیه نازکی از پلاژیوکلاز بصورت کرونا در اطراف پورفایروبلاست گارنت، (D) پورفایروبلاست‌های کلینوپیروکسن در زمینه‌ای متشکل از آمفیبول، (E) بقایایی از کلینوپیروکسن در آمفیبول، (F) تماس گارنت و کلینوپیروکسن با مرز مشخص و مستقیم که بیانگر پارائنز تعادلی آنها در شرایط اوج دگرگونی است، (G) باند غنی از پیروکسن در نمونه‌های دارای ناهمگنی ترکیبی، (H) کلینوپیروکسن‌های در حال تجزیه به آمفیبول (تمامی تصاویر در نور طبیعی می‌باشند).

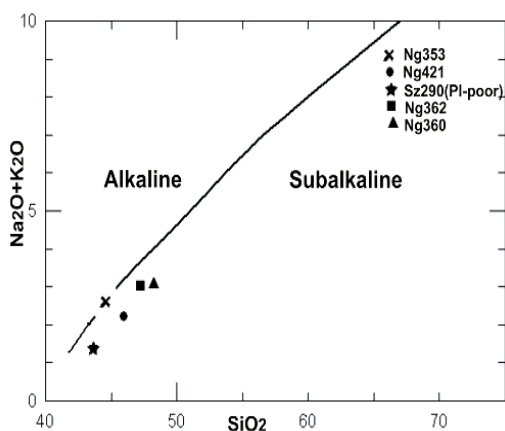
(Qtz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Grt: گارنت، Am: آمفیبول، Cpx: کلینوپیروکسن، Prh: پرهنیت، Ilm: ایلمنیت)

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی کل سنگ برای پنج نمونه از گرانولیت‌ها که با روش ICP-MS اندازه‌گیری شده است. غلظت عناصر اصلی و فرعی بر اساس درصد وزنی و تمرکز عناصر کمیاب بر مبنای قسمت در میلیون (ppm) است. به جز نمونه Sz290 که از دگرگونی‌های جنوب زرقان برداشت شده، محل نمونه‌برداری بقیه نمونه‌ها مجموعه دگرگونی شمال روستای نوده است (شکل ۱b).

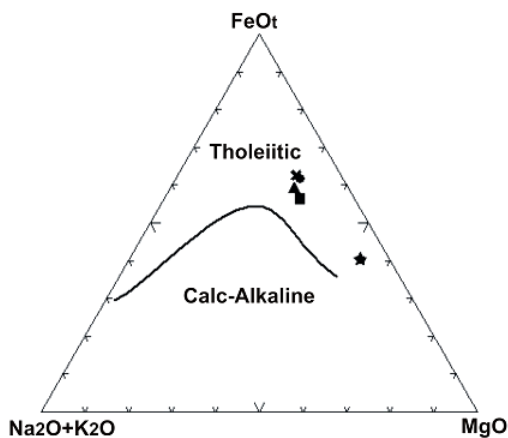
Samples Oxides	Ng360	Ng362	Ng421	Sz290	Ng353
SiO ₂	۴۸/۲۲	۴۷/۲۲	۴۵/۹۹	۴۳/۶۳	۴۴/۵۷
TiO ₂	۲/۶۸	۲/۳۹	۱/۰۴	۰/۶۶	۳/۲۱
Al ₂ O ₃	۱۲/۷۱	۱۲/۵۵	۱۲/۹۲	۱۴/۴۴	۱۲/۸۹
FeO*	۱۶/۱۷	۱۵/۲۸	۱۵/۵۳	۹/۱۴	۱۷/۷۳
MnO	۰/۳۰	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۱۵	۰/۲۶
MgO	۷/۰۵	۷/۵۹	۶/۵۱	۱۰/۸۱	۶/۹۲
CaO	۷/۷۶	۱۰/۰۴	۱۰/۸۷	۱۵/۶۶	۱۰/۵۷
Na ₂ O	۲/۳۹	۲/۴۶	۱/۳۵	۱/۱۸	۱/۹۸
K ₂ O	۰/۶۸	۰/۵۸	۰/۸۷	۰/۱۹	۰/۶۳
P ₂ O ₅	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۰۷	۰/۳۲
LOI	۱/۱۳	۰/۹۹	۰/۸	۳/۱۲	۰/۵۵
Totale	۹۹/۳۸	۹۹/۶۳	۹۸/۴	۹۹/۶۰	۹۹/۶۲
Sc	۴۷	۴۸	۴۸	۴۹	۵۰
Be	۲	۲	۳	۱	۲
V	۵۰۶	۴۸۰	۵۲۹	۲۲۴	۵۵۹
Cr	۶۰	۱۶۰	۱۲۰	۵۰۰	۷۰
Co	۴۳	۴۸	۳۸	۴۶	۵۰
Ni	۴۰	۸۰	۶۰	۱۳۰	۵۰
Cu	۴۰	۵۰	۵۰	<۱۰	۶۰
ZN	۱۲۰	۴۰	۱۳۰	۸۰	۲۱۰
Ga	۱۹	۱۸	۱۹	۱۲	۲۲
Ge	۲/۴	۲/۲	۱/۶	۱/۳	۱/۷
As	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵
Rb	۸	۵	۱۳	۱	۸
Sr	۶۱	۸۷	۷۴	۴۲	۲۵۶
Y	۵۶/۶	۴۸/۴	۶۱/۲	۱۷/۱۹	۷۵/۳
Zr	۱۸۹	۱۲۷	۱۹۲	۳۲	۲۵۸
Nb	۵/۷	۵/۴	۵/۹	۵/۲	۸
Mo	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲
Ag	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	۰/۸	۲/۴
In	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	۰/۱
Sn	۳	۱	۲	<۱	۳
Sb	<۰/۲	<۰/۲	<۰/۲	۴/۸	<۰/۲
Cs	۰/۲	۰/۱	۰/۳	<۰/۱	۰/۲
Ba	۲۶	۱۷	۵۲	۱۲	۲۲۴

ادامه جدول ۱:

Samples \ Oxides	Ng360	Ng362	Ng421	Sz290	Ng353
La	۷/۹۴	۱۰/۷	۹/۱۶	۳/۰۴	۹/۵
Ce	۲۲	۲۵/۴	۲۵/۴	۷/۱۳	۳۰/۲
Pr	۳/۵۳	۴/۲۳	۳/۹۶	۱/۰۵	۵/۰۹
Nd	۱۸	۲۱	۲۰/۴	۵/۶۹	۲۶/۶
Sm	۶/۰۶	۶/۹۱	۶/۸۱	۱/۹	۸/۴۱
Eu	۲	۲/۱۸	۲/۲۸	۰/۷۷	۲/۸۳
Gd	۶/۴۴	۸/۸۴	۷/۲۶	۳/۴۶	۱۰/۴
Tb	۱/۶۲	۱/۵۸	۱/۸	۰/۴۷	۱/۹۷
Dy	۹/۹۴	۹/۱۵	۱۱	۳	۱۲/۷
Ho	۲/۱۸	۱/۹۷	۲/۴۱	۰/۱۶۲	۲/۷۲
Er	۶/۰۴	۵/۴۷	۶/۸	۱/۸۱	۸/۳
Tm	۰/۹۹۱	۰/۸۶۱	۱/۱۱	۰/۲۵۸	۱/۲۱
Yb	۵/۹۱	۵/۴۷	۶/۷۳	۱/۵۶	۷/۷۱
Lu	۰/۸۷۱	۰/۷۸۱	۰/۹۷	۰/۲۲۱	۱/۲
Hf	۴/۷	۳/۴	۵	۰/۹	۶/۲
Ta	۰/۴۸	۰/۳۹	۰/۱۵	۰/۱۵	<۰/۱۵
W	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵
Tl	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵
Pb	<۸	<۸	<۸	۶	۸
Bi	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱
Th	۰/۴۱	۰/۸۳	۰/۴۷	۰/۱۹	۱/۲۷
U	۰/۳۲	۰/۵۶	۰/۱۹	۰/۰۴	۱/۵۶

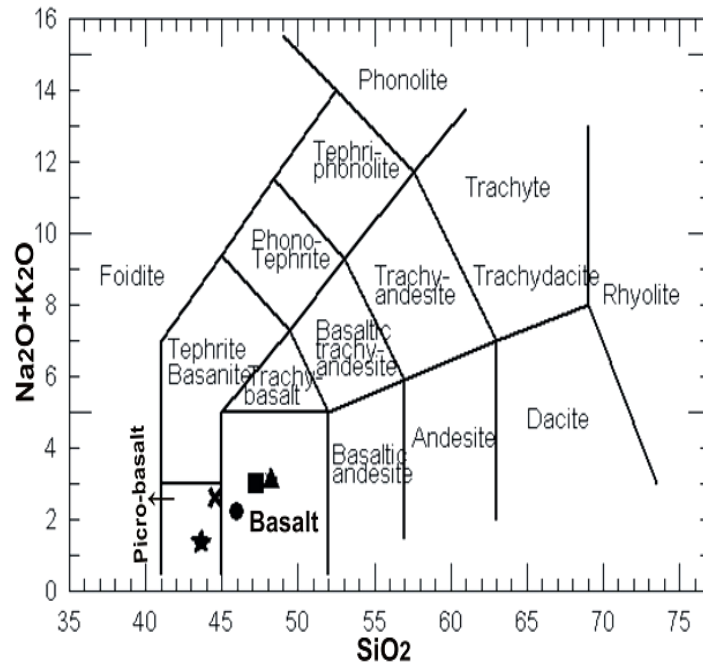


الف

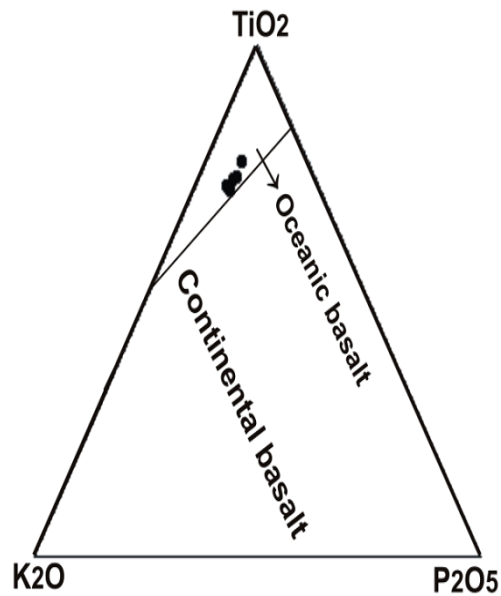


ب

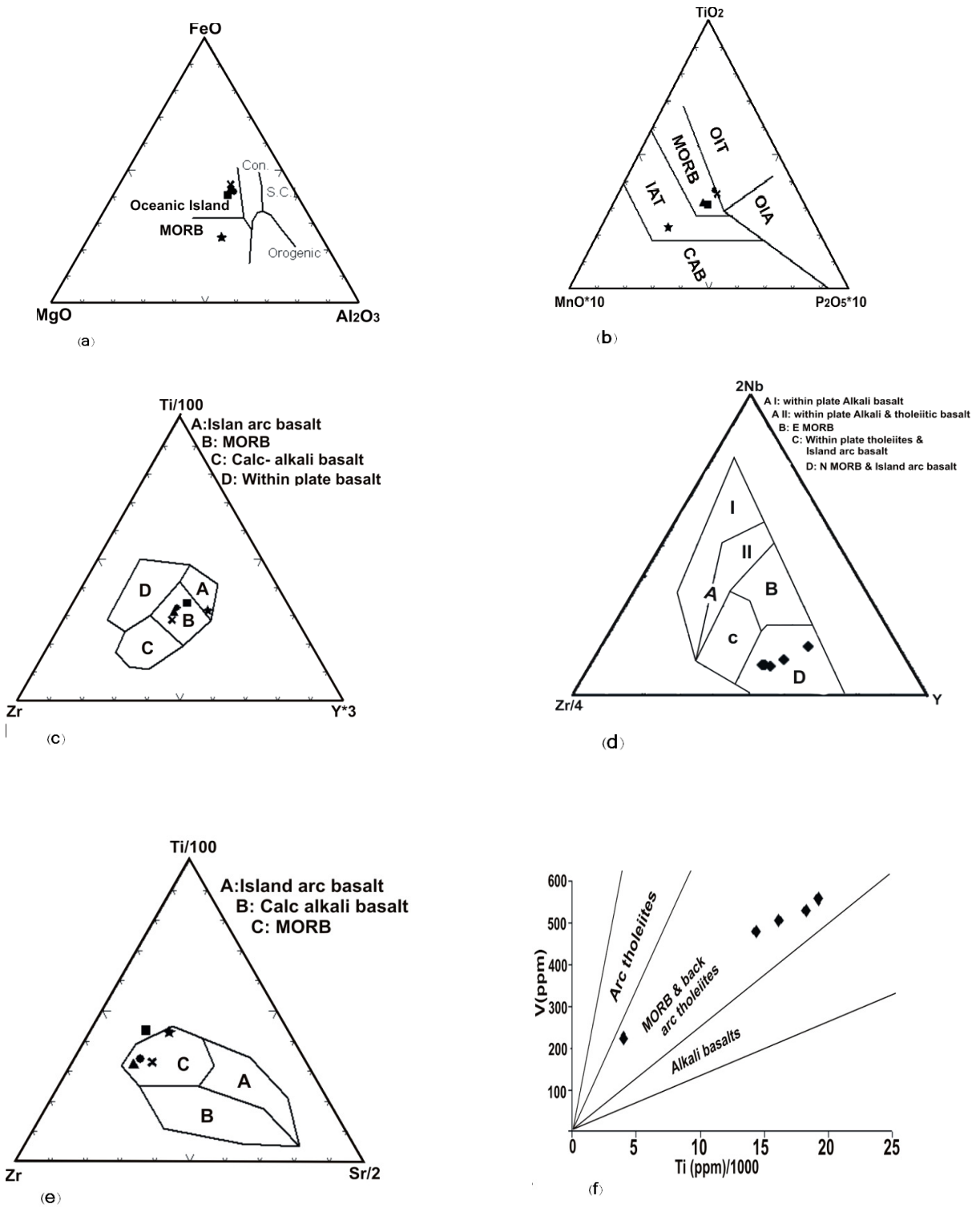
شکل ۳- در نمودارهای تشخیص سری ماگمایی (الف) - [۱۹ و ۲۱]، (ب) - [۱۹] نمونه‌های مورد مطالعه از ماهیت توله‌ایتی برخوردارند.



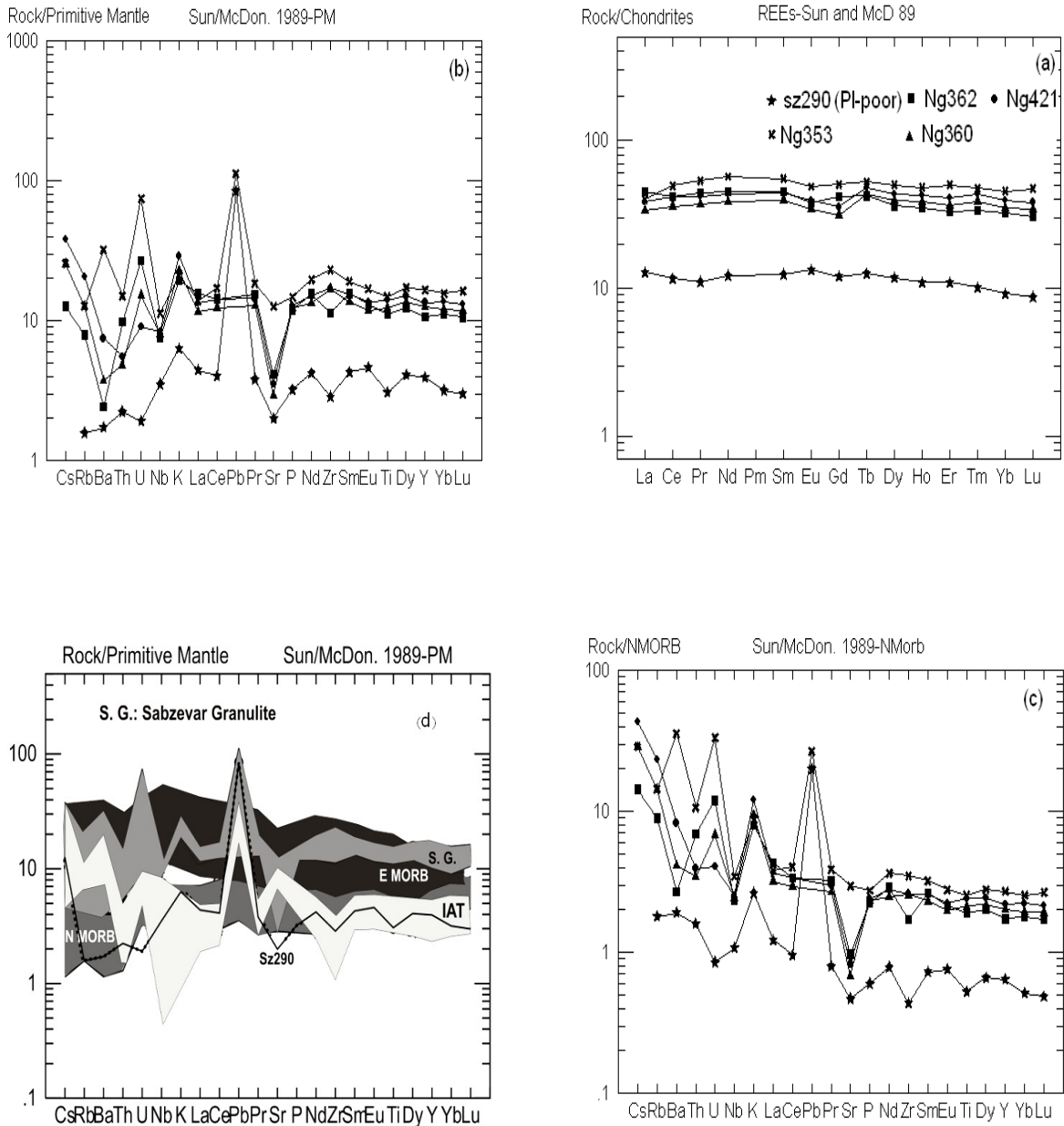
شکل ۴- در نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین [۲] نمونه‌های مورد مطالعه دارای ترکیب بازالت و بازالت پیکریتی هستند.



شکل ۵- در نمودار سه‌تایی P_2O_5 - TiO_2 - K_2O [۳۳] گرانولیت‌های منطقه در محدوده بازالت اقیانوسی واقع هستند.



شکل ۶- در بیشتر نمودارهای متمایزکننده محیط تکتونیکی (a) - [۳۵]، b - [۲۸]، c - [۳۴]، d - [۲۶]، e - [۳۴]، f - [۳۹] نمونه‌های مورد مطالعه متعلق به پوسته اقیانوسی (MORB) هستند.



شکل ۷- (a) الگوی REE سنگ‌های مورد مطالعه مشابه مورب‌های نرمال بصورت تفریق نیافته است و ۱۰ تا ۵۰ برابر غنی‌شدگی نسبت به کندریت‌ها نشان می‌دهد. غنی‌شدگی از عناصر LILE در نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه (b) و مورب (c) می‌تواند موید تاثیر دگرسانی هیدروترمال کف اقیانوس باشد. نمودار عنکبوتی آنها که نسبت به مورب عادی نرمالیزه شده مشابه مورب‌های معمولی و مورب‌های نوع انتقالی است. همان‌طور که در شکل (d) پیداست بجز نمونه SZ290 محدوده نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده نسبت به گوشته اولیه در گرانولیت‌های سبزواری (S. G.) بیشترین هم‌پوشانی را با محدوده مورب‌های غنی‌شده نشان می‌دهد (محدوده مورب‌های غنی شده (EMORB) و مورب‌های نرمال (NMORB) از ریفت اقیانوس اطلس و پشته اقیانوس آرام: [۱۶]، محدوده توله‌ایتهای جزایر قوسی (IAT) از قوس کرماک در جنوب غربی اقیانوس آرام: [۱۷]).

زمان انجام مرحله اوج دگرگونی نیز که با ذوب بخشی موضعی همراه بوده، با استفاده از تعیین سن بلورهای زیرکن و تیتانیت محصور در لوکوسوم‌های ترونجمیتی گرانولیت‌ها به روش اورانیم-سرب درجا، ۱۰۵ تا ۱۰۷ میلیون سال قبل به دست آمده است [۳۶].

بر مبنای ساختارهای واکنشی و محاسبات ترموبارومتري، دو مدل تکتونوترمال برای مسيرهای P-T-t (فشار-حرارت-زمان) سرزمین‌های رخساره گرانولیت معرفی شده است [۱۷]:

الگوی اول، بالاآمدگی و کاهش فشار به صورت ایزوترمال (ITD^۱): در این حالت مسير P-T-t در جهت عقربه‌های ساعت حرکت کرده و در زمان برخورد قاره‌ای و ضخیم‌شده پوسته‌ای بوجود می‌آید. این امر مستلزم تدفین واحدهای سنگی تا اعماق بیشتر از ضخامت پوسته قاره‌ای معمولی (۳۰ کیلومتر)، و در مرحله بعد برگشت دوباره آنها به اعماق کم و نازک‌شدگی پوسته در نتیجه فرایندهای تکتونیکی و فرسایش است [۴۰، ۱۷].

الگوی دوم، سردشدن در فشار تقریباً ثابت (IBC^۳): این‌گونه مسيرهای P-T-t در خلاف جهت عقربه‌های ساعت حرکت کرده و در نتیجه تزریق توده‌های نفوذی گوشته‌ای واقع در قوس ماگمایی قاره‌ای که به طور درجا سرد می‌شوند [۷، ۸ و ۴۷] و یا به علت وجود نقاط داغ تنوره‌های گوشته‌ای [۷، ۱۸] و محیط‌های ریفتی [۳۷] به وجود می‌آیند. در این فرایندها پارائزهای فشار بالا در گرانولیت‌ها تشکیل نمی‌شوند. برخلاف گرانولیت‌های داخل سپرهای قدیمی که معمولاً به شدت متحمل ذوب بخشی شده‌اند، گرانولیت‌های فشار بالایی که با زون‌های فرورانش همراه هستند شواهد ذوب‌بخشی را در مقیاس وسیع نشان نمی‌دهند بنابراین از عناصر گرانیتوفیل تهی نشده‌اند [۹]. گرانولیت‌های منطقه مورد مطالعه نیز مانند گرانولیت‌های مناطق فرورانش شواهد ذوب‌بخشی در مقیاس وسیع نشان نمی‌دهند و فقط اجتماع پراکنده و یا رگچه‌هایی از مذاب ترونجمیتی در آنها بوجود آمده

در نمودارهای عنکبوتی، بجز نمونه فقیر از پلاژیوکلاز (SZ290) سایر نمونه‌ها غنی‌شدگی از عناصر LILE^۱ را نسبت به مورب‌های نرمال و گوشته اولیه نشان می‌دهند. این امر را می‌توان به فرایندهای زیر نسبت داد: الف- غنی‌شدگی ثانوی ناشی از دگرگونی کف اقیانوس [۱۵].

ب- غنی‌شدگی ثانوی حاصل از اضافه شدن سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورانده به گوه گوشته‌ای در منطقه پشت‌قوس [۱۵].

ج- غنی‌شدگی اولیه ناشی از ذوب‌بخشی گوشته غنی-شده [۴۴، ۴۹].

د- نرخ کمتر ذوب‌بخشی در نمونه‌های غنی از پلاژیوکلاز [۴۴، ۴۹].

آنومالی مثبت سرب نسبت به گوشته اولیه در بعضی از نمونه‌ها (SZ290, NG353) ناشی از اضافه شدن سرب در طی دگرگونی فشار بالا یا دگرگونی کف اقیانوس یا آغشتگی با رسوبات پوسته‌ای می‌باشد [۱۵، ۲۰]. با توجه به نبود مواد پوسته‌ای در محیط تشکیل پروتولیت (بازالت اقیانوسی) گرانولیت‌های منطقه دو عامل اول در ایجاد آنومالی مثبت سرب موثر می‌باشند. غنی‌شدگی اورانیم نسبت به گوشته اولیه و مورب‌های نرمال را در اکثر نمونه‌ها می‌توان به دگرگونی کف اقیانوس نسبت داد [۴۲].

بحث و تفسیر محیط تکتونیکی

بر مبنای پارائزهای کانی‌شناسی، ساختارهای واکنشی، روابط کانی‌شناسی و بافتی بین ادخال‌ها و پورفیروبلاست‌ها و قلمرو پایداری مجموعه‌های کانی‌های متفاوت یک مجموعه تحولات دگرگونی پنج مرحله‌ای در گرانولیت‌های شمال غرب سبزواری تشخیص داده شده است و با محاسبه فشار و حرارت هر یک از این مراحل مسير دگرگونی موافق با جهت عقربه‌های ساعت ترسیم شده است [۲].

1- Isothermal decompression

1- Isobaric cooling

1-Large Ion Lithophile Elements

این رابطه وجود حوضه‌های اقیانوسی باریک و در نتیجه داغ و جوان در منطقه سبزوار توسط بسیاری از پژوهشگران خاطر نشان شده است [۴، ۵، ۲۳، ۲۵، ۴۱، ۴۳، ۴۶ و ۴۸].

ویژگی‌های ژئوشیمیایی کل سنگ حاصل از این تحقیق، محاسبات ترموبارومتري و مسیر فشار و حرارت دگرگونی و داده‌های ژئوکرونولوژی انجام شده قبلی [۲ و ۳] نشان می‌دهد که پروتولیت این سنگ‌ها، بازالت‌های اقیانوسی با ترکیب توله‌ایتی بوده که در طی فرورانش حوضه اقیانوسی داغ و جوان به طرف شمال و برخورد دو قاره (خرده قاره ایران مرکزی و بلوک البرز)، دگرگونی شده و در زمان کرتاسه زیرین مختصراً متحمل ذوب-بخشی شده‌اند. سپس در طی فرورانش و بیرون‌زدگی بعدی قطعاتی از ورقه اقیانوسی بدون سرد شدن قابل ملاحظه به سطح زمین آورده شده‌اند.

لازم به ذکر است علاوه بر گرانولیت‌های شمال غرب سبزوار که موید فرورانش حوضه اقیانوسی شمال خرده قاره ایران مرکزی در کرتاسه زیرین (آلبین) است اخیراً نیز به وجود یک سیستم فرورانش در حوضه اقیانوسی شرق خرده قاره ایران مرکزی اشاره شده و با سن‌سنجی سنگ‌های رخساره‌های شیست آبی، اکلوزیت و آمفیبولیت جنوب بیرجند، سن دگرگونی حاصل از فرورانش را ۱۲۵ میلیون سال قبل بدست آمده است [۱۲]. حضور این گونه سنگ‌های دگرگونی در شرق و شمال خرده قاره ایران مرکزی نیز بیانگر فرورانش حوضه اقیانوسی اطراف آن در کرتاسه زیرین است.

نتیجه‌گیری

۱- پارائزهای کانی‌شناسی گرانولیت‌های مافیک شمال غرب سبزوار (وجود گارنت، کلینوپیروکسن، روتیل و نبود ارتوپیروکسن) و محاسبات ترموبارومتري این سنگ‌ها بیانگر انجام فرایند دگرگونی تحت شرایط فشار بالا است.

است. از طرفی همان‌طور که از شکل ۷ پیداست نمونه‌های مورد مطالعه تهی‌شدگی از عناصر گرانیتوفیل نشان نمی‌دهند.

گرانولیت‌های مافیک فشار بالا شاخص مناطق ضخیم-شده پوسته‌ای در کمربندهای کوهزایی هستند [۲۹]. شرایط لازم جهت تشکیل این گونه گرانولیت‌ها در محیط‌های قاعده جزایر قوسی بالغ [۶، ۱۴ و ۱۶] و زون-های فرورانش داغ و جوان [۱۳] فراهم است.

حوضه‌های اقیانوسی وسیع با یک دوره طولانی فرایند فرورانش باعث تشکیل جزایر قوسی بالغ شده و به علت وزن طبقات ضخیم ماگمایی واقع در آنها، تدفین قاعده جزایر قوسی تا گوشته منجر به ذوب‌بخشی آن شده و گرانولیت‌های فشار بالا بصورت فاز دیرگداز (رستیت) تشکیل می‌شوند اما در حوضه‌های باریک اقیانوسی (حوضه‌های پشت‌قوس) اطراف خرده قاره ایران مرکزی که توسط بسیاری از پژوهشگران خاطر نشان شد [۴، ۵، ۲۳، ۲۵، ۴۱، ۴۳، ۴۶ و ۴۸] جزایر قوسی بالغ جهت ایجاد گرانولیت‌های فشار بالا قادر به تشکیل نبوده‌اند. از طرفی همان‌طور که در محدث ژئوشیمی بیان شد شاخصه‌های ژئوشیمیایی گرانولیت‌های منطقه به ترکیب شیمیایی پوسته اقیانوسی (MORB) بیشتر از ماگما های کالک آلکان جزایر قوسی بالغ شباهت دارند.

مدل‌سازی حرارتی و رئولوژیکی طراحی شده برای زون-های فرورانش قدیمی و فعال کنونی [۱۰، ۱۳، ۳۰، ۳۱، ۳۲] بیانگر این نکته است که در بسیاری از زون‌های فرورانش، شرایط حرارت پایین حکم‌فرما نیست بلکه وجود زون‌های فرورانش داغ و تشکیل سنگ‌های دگرگونی حرارت بالا در حین فرورانش نیز یک پدیده رایج است.

گرادیان‌های حرارتی بالا و تشکیل سنگ‌های دگرگونی درجه بالا در مناطق فرورانش بیشتر با وجود حوضه‌های اقیانوسی جوان و باریک و سپس با برخورد دو قاره سازگار است. این امر با فرورانش دراز مدت یک پوسته اقیانوسی وسیع و بالغ از نظر حرارتی مغایرت دارد. در

منابع

- [۱] مجیدی، ج (۱۳۷۸) نقشه و گزارش زمین‌شناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزوار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۲] نصرآبادی، م (۱۳۸۸) پترولوژی سنگ‌های دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار، رساله دکتری دانشگاه تربیت معلم، ۲۵۰ص.
- [3] Alavi - Tehrani N. (1977) Geology and petrography in the ophiolite range NW of Sabzevar (Khorasan/Iran with special regards to metamorphism and genetic relations in an ophiolite suite. Geological Survey of Iran, Rep. No. 43.
- [4] Baroze J., Macaudiere J., Montigny R., Noghreyan M., Ohnenstetter M. & Rocci G. A. (1983) Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonic reconstructions. Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran: GSI, Rep. No. 51.
- [5] Berberian M. & King G. C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Science* 18, 210- 265.
- [6] Berger J., Caby R., Liedeois J. P., Jean-Claude C., Merceir. & Daniel Demaiffe D. (2008) Dehydration, melting and related garnet growth in the deep root of the Amalaoulaou Neoproterozoic magmatic arc (Gourma, NE Mali). *Geological Magazine* 146 (2), 173-186.
- [7] Bohlen S. R. (1987) Pressure-temperature-time path and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology* 95, 617-632.
- [8] Bohlen S. R. (1991) On the formation of granulites. *Journal of Metamorphic Geology* 9, 223-229.
- [9] Carswell D. A. (1990) Eclogites and eclogite facies: definitions and classification. In: *Eclogite Facies Rocks*. (ed. D. A. Carswell), P. 219-221. Blackie, London.
- [10] Conder J. A. (2005) A case for hot slab surface temperatures in numerical viscous flow models of subduction zones with an improved fault zone parameterization. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149, 155-164.
- [11] Davoudzadeh M. (1972) Geology and petrography of the area north of Nain, central Iran, Geological Survey of Iran. Rep.
- [12] Fotoohi Rad G. R., Droop G. T. R. and Burges R. (2009) Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Geological Journal* 44, 104-116.

۲- جایگاه تکتونیکی گرانولیت‌های فشار بالا قاعده جزایر قوسی بالغ و زون‌های فرورانش داغ و جوان می‌باشد. با توجه به نمودارهای عنکبوتی و نمودارهای متمایزکننده محیط تکتونیکی بازالت، گرانولیت‌های مافیک شمال غرب سبزوار شاخص‌های ژئوشیمیایی جزایر قوسی را دارا نبوده و مشابه پوسته اقیانوسی (مورب) هستند. لذا ویژگی‌های شیمیایی کل سنگ، مغایر با تشکیل این گرانولیت‌ها در محیط تکتونیکی قاعده جزایر قوسی می‌باشد. از طرفی تشکیل جزایر قوسی بالغ جهت ایجاد گرانولیت فشار بالا در قاعده آنها، مستلزم وجود یک حوضه اقیانوسی وسیع و انجام دوره طولانی فرورانش است. این امر با حضور باریکه‌ای از حوضه اقیانوسی تتیس در زمان کرتاسه که احاطه کننده خرده قاره ایران مرکزی بوده و توسط بسیاری از محققین نیز خاطر نشان شده در تضاد می‌باشد.

۳- با حرکت خرده قاره ایران مرکزی به سمت شمال، حوضه اقیانوسی محدود و جوان احاطه کننده آن در زون سبزوار، متحمل دگرگونی زون فرورانش شده و گرانولیت‌های مافیک فشار بالا در کرتاسه زیرین حاصل شده‌اند.

تقدیر و تشکر

این پژوهش بخشی از پروژه حاصل از همکاری مشترک زمین‌شناسان ایرانی (دکتر معین‌وزیری، دکتر رضوی، دکتر محجل و محسن نصرآبادی)، ایتالیایی (دکتر فدریکو روزتی، پروفیسور دومینیکو کوتسوپولی و دکتر جیانلوکا ویگنارولی) و آلمانی (دکتر توماس تی و اکسل جردز) در چارچوب رساله دکترای اینجانب و در راستای پروژه بین‌المللی بررسی ژئودینامیک منطقه سبزوار است که از چهار سال پیش شروع شده و اکنون نیز در حال انجام و پیشرفت می‌باشد. بدینوسیله از افراد مذکور که تسهیلات لازم جهت انجام آنالیز را فراهم نموده و با ارائه پیشنهادات علمی به پربارتر شدن این تحقیق همت گماشتند کمال تشکر و قدردانی را دارم.

- north of Sabzevar (Iran). *J. P. Geol. Planet. Mh.* 7, 415-447. No. 39.
- [25] Lensch G., Davoudzadeh M. (1981) Ophiolites in Iran. *N. J. Geol. palaeont. Mh.* 5, 306–320.
- [26] Meschede M. (1986) A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56, 207-218.
- [27] Miyashiro A. (1974) Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *A. M. J., Sci.* 272, 629- 656.
- [28] Mullen E. D. (1983), MnO-TiO₂-P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62, 53-62.
- [29] O'Brien P. J. and Rötzler J., (2003) High-pressure granulites: Formation, Recovery of Peak Conditions and Implication for Tectonics. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 3-20.
- [30] Peacock S. M. (1996) Thermal and petrologic structure of subduction zones, in: subduction top to bottom, *Geophysics Monograph. Geology* 21, 21-34.
- [31] Peacock S. M. and Wang K. (1999) Seismic consequences of warm versus cool subduction zone metamorphism: examples from northeast and southwest Japan, *Science* 286, 937-939.
- [32] Peacock S. M. (2003) Thermal structure and metamorphic evolution of subducting slabs. In: Eiler, J. (ed.). *Inside the Subduction Factory. Geophysical Monograph, American Geophysical Union* 138, 7-22.
- [33] Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C., (1975) The P₂O₅-TiO₂-K₂O diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 24, 419-426.
- [34] Pearce J. A. and Cann J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290-300.
- [35] Pearce J. A. & Gale G. H. (1977) Identification of ore deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks, *Geol. Soc., Spec. Publ.*, 7, 14-24.
- [36] Rossetti F., Nasrabady M., Vignaroli G., Theye T., Gerdes A., Razavi S. M. H. & Moin Vaziri H. (2010) Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova* 22, 26-34.
- [37] Sandiford M. and Powell R. (1986) Deep crustal metamorphism during continental extension: [13] García-Casco A., Lázaro C., Torres-Roldán R. L., Núñez Cambra K., Rojas Agramonte Y., Kröner A., Neubauer F., Millán G., Blanco Quintero I. (2008) Partial melting and counterclockwise P-T path of subducted oceanic crust (Sierra del Convento mélange, Cuba). *Journal of Petrology* 49 (1), 129–161.
- [14] Garrido C. J., Bodinier J. L., Burg J. P., Zeilinger G., Hussain S. S., Dawood H., Chaudhry M. N. & Gervilla A. F. (2006) Petrogenesis of mafic garnet granulites in the lower crust of the Kohistan palaeoarc complex (Northern Pakistan): Implications for intracrustal differentiation of island arcs and generation of continental crust. *Journal of Petrology* 47, 1873–1914.
- [15] Gray E. B. (2007) Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 260, 373–393.
- [16] Greene A. R., Debari S. M., Kelemen P. B., Blusztaj J. and Clift P. D. (2006) A detailed geochemical study of island arc crust: the Talkeetna Arc section, south-central Alaska. *Journal of Petrology* 47, 1051–1093.
- [17] Harley S. L. (1989) The origin of granulites: A metamorphic perspective. *Geological Magazine* 126, 215-247.
- [18] Hill R. I., Campbell I. R., Davis G. F., & Griffiths R. W. (1992) Mantle plumes and continental tectonics. *Science* 256, 186-193.
- [19] Irvine T. N. & Baragar W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- [20] John T., Scherer E. E., Haase K., Schenk V. (2004) Trace element fractionation during fluid-induced eclogitization in a subducting slab: trace element and Lu-Hf-Sm-Nd isotope systematics. *Earth and Planetary Science Letters* 227, 441–456.
- [21] Kuno H. (1968) Differentiation of basaltic magma, In Hess, H. H. et al. (ed.), *Basalts*, Interscience Publ., 2, 623 - 688.
- [22] Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanetti B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- [23] Lensch G., Sadredini E., Vaziritabar F., (1975) Geology, geochemistry and petrogenesis of the ophiolitic range north of Sabzevar (Khorasan/Iran). Results and problems. Report Tehran Symposium Geodynamic. South West Asia.
- [24] Lensch G., Mihm A. & Alavi Tehrani N. (1979) Major element geochemistry of the ophiolites

- [43] Stöcklin J. (1974) Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke C. A., Darke C. L. (Eds.), *The geology of continent margins*, Springer, New York, 873-887.
- [44] Sun S. S., McDonough W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., 42, 312–345.
- [45] Sun W., Bennett V. C., Eggins S. M., Arculus R. J. and Perfit, M. R. (2003) Rhenium systematics in submarine MORB and back-arc basin glasses: laser ablation ICP-MS results. *Chemical Geology* 196, 259-281.
- [46] Takin, M. (1972) Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature* 235, 147-150.
- [47] Wells, P. R. A. (1980) Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 46, 253-265.
- [48] Wensink, H. and Varecamp, J. C. (1980) Paleomagnetism of basalts from Alborz (Iran), part of Asia in the Cretaceous. *Tectonophysics* 68, 113-129.
- [49] Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Harper Collins Academic. 466p.
- ancient and modern examples. *Earth and Planetary Science Letters* 79, 151-158.
- [38] Shervais J. W., Dennis A. J., Mc Gee J. J. and Secor, D. (2003) Deep in the Heart of Dixie: Pre-Alleghanian Eclogite and HP Granulite Metamorphism in the Carolina Terrane, South Carolina, USA. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 65-80.
- [39] Smith, I. E. M., Stewart, R.B., Price Richard, C. and Worthington Timothy J. (2009) Are arc-type rocks the products of magma crystallisation? Observations from a simple oceanic arc volcano: Raoul Island, Kermadec Arc, SW Pacific. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* xxx, xxx-xxx.
- [40] Sonder L. J., England, P. C., Wernicke B. P. and Christiansen, R. L. (1987) A physical model for Cenozoic extension of western North America In: *Continental Extensional Tectonics*, Special Publication 28, (Eds Coward, M. P. Dewey, J. F. & Hancock P. L.). 187-201. Geological Society, London
- [41] Stampfli, G. M. (1978) *Etude geologique generale de l' Elbourz oriental au sud de Gondbad-e-Qabus, Iran NE*, These Geneve, 329 P.
- [42] Staudigel, H. (2003) Hydrothermal alteration processes in the oceanic crust. *Treat. Geochem.* 3, 511–535.