



## تفاوت شیمی الیوین در هارزبورگیت‌های شمال، خاور و جنوب افیولیت نایین

الهه صفدری<sup>۱</sup>، نرگس شیردشت‌زاده<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران، safdari\_elah@gmail.com

<sup>۲</sup>استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران، nshirdasht@modares.ac.ir

### چکیده

توده های پریدوتیتی موجود در ملائز افیولیتی نایین نزدیک به ۷۰ درصد از حجم آن را تشکیل می دهند و مربوط به لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس خاوری می باشند. توده پریدوتیتی مورد مطالعه در بخش شمالی افیولیت (نزدیک روستای سپراب) رخنمون دارد و با ترکیب کانی شناسی الیوین، اورتوپیروکسن، و کمتر از ۵ درصد حجمی کلینوپیروکسن و اسپینل به عنوان هارزبورگیت شناسایی شد. بررسی های پتروگرافی و صحرایی و مقایسه ترکیب شیمیایی میکروپروپروب الکترونی نشان می دهد دو دسته الیوین های اولیه (۹۰/۹۷ تا ۹۱/۲۹) و الیوین های پریکتیک (۹۱/۳۴ تا ۹۱/۵۸) در این سنگ ها وجود دارد که از نوع فورستریت به شمار می روند. همچنین، مقایسه شیمی الیوین در هارزبورگیت های مورد مطالعه در شمال افیولیت نایین با ترکیب الیوین در هارزبورگیت های بخش خاوری (منطقه دره ده) و جنوبی (نزدیک روستای سوچه) این افیولیت نشان می دهد شدت واکنش های مذاب صعودکننده با سنگ لرزولیت اولیه و ذوب بخشی آن در لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس خاوری یکنواخت و ثابت نبوده است.

### واژه های کلیدی

شیمی کانی، الیوین، هارزبورگیت، سپراب، افیولیت نایین

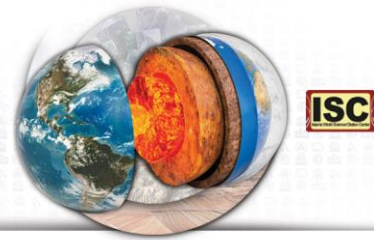


## Difference of olivine chemistry in harzburgites of the north, east and south of Nain Ophiolite

### Abstract

The peridotite masses in the Nain ophiolitic mélange constitute nearly 70% of its volume and are related to the eastern Neo-Tethys oceanic lithosphere. The studied peridotite outcrop is in the northern part of the ophiolite (near Seperab village). It is mineralogically composed of olivine, orthopyroxene, and less than 5 vol.% of clinopyroxene and spinel. Petrographic and field investigations and the comparison of the chemical composition of the electron microprobe show that there are two groups of primary olivines (90.97 to 91.29) and peritectic olivines (91.34 to 91.58) in these rocks, which are forsterites in composition. Also, comparing the olivine chemistry in the studied harzburgites from the north of the Nain ophiolite (Separab village) with the composition of olivine in the harzburgites from the eastern (Darreh Deh area) and southern (near Socheh village) part of this ophiolite shows the the melt-rock reaction degrees between the ascending melt and the primary lherzolite and its partial melting in the eastern branch of Neo-Tethys oceanic lithosphere was not uniform and constant.

**Keyword:** mineral chemistry, harzburgite, Separab, Nain Ophiolite



## ۱. مقدمه

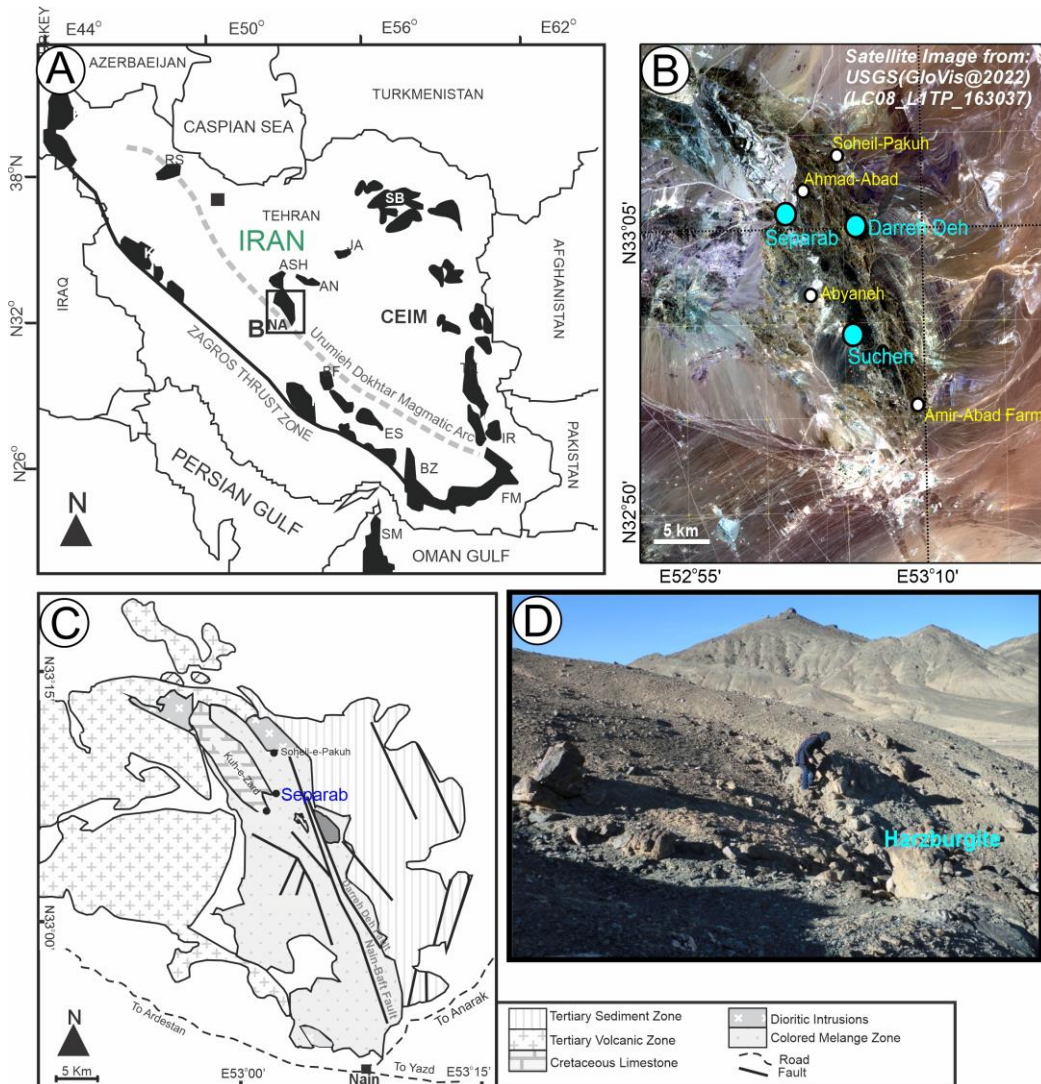
مطالعه افیولیت‌های ایران مرکزی و اطراف CEIM از نظر تحولات ژئوشیمیایی و دگرگونی در توصیف فرآیندها و بررسی الگوی ژئودینامیک و تکتونوماگماتیک ایران مرکزی و تکمیل وقایع زمین‌شناسی ایران دارای اهمیت بسیاری است [1]. مجموعه افیولیتی نایب در شمال شهرستان نایب و در خاور خرده قاره ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۱). از جمله مهمترین و گسترده ترین واحد سنگی تشکیل دهنده این افیولیت سنگ‌های پریدوتیتی موجود در ملائز افیولیتی نایب می‌باشد. البته پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت نایب در بیشتر موارد دچار دگرگونی، دگرسانی و سرپانتینیزاسیون شده‌اند [2, 3]. اما بررسی‌های پتروگرافی، صحرایی و مقایسه کانی‌های موجود در این سنگ‌ها بیانگر یک تغییر تدریجی سنگ شناسی و در واقع کانی‌شناسی از لرزولیت به سمت هارزبورگیت و در نهایت دونیت است [1, 4].

به‌طور کلی پریدوتیت‌ها اطلاعات مهمی را در خصوص فرایند ذوب بخشی در گوشته و تعیین محیط تکتونیکی سکانس افیولیتی را فراهم می‌آورد [5, 6, 7-9]. بنابراین بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در این واحد سنگی اطلاعات مهمی را در خصوص منشأ، شرایط فیزیکی و محیط تکتونیکی فراهم می‌آورد [10-12].

با وجود بررسی‌های بسیاری که روی پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت نایب صورت گرفته است (مانند: [2, 13, 14, 15]) اما تا کنون مطالعه‌ای روی پریدوتیت‌های مورد مطالعه در این پژوهش انجام نشده است. مطالعات پیشین به مطالعه پریدوتیت‌ها به بخش‌های جنوبی این افیولیت (مانند: [16, 17]) و یا در خاور این افیولیت (مانند: [2]) محدود هستند. از این رو در این مطالعه به بررسی پتروگرافی و شیمی کانی الیوین در یکی از واحدهای پریدوتیتی (هرزبورگیت) شمال سپراب پرداخته می‌شود که دارای شواهد سنگ‌نگاری و شیمیایی از پیدایش این سنگ‌ها در یک پهنه فرورانش هستند. زیرا الیوین فراوان ترین کانی در مودال هارزبورگیت‌های یادشده به‌شمار می‌رود. همچنین، نخستین کانی سیلیکاته‌ای که متبلور می‌شود و از ترکیب آن (میزان فورستریت و نیکل و کلسیم) می‌توان برای بررسی تفریق ماگمایی استفاده کرد [18]. در این مطالعه به بررسی ویژگی‌های پتروگرافی و شیمی عناصر اصلی این کانی در هارزبورگیت سپرآب در شمال افیولیت نایب پرداخته می‌شود و شیمی آن با الیوین درون دیگر هارزبورگیت‌های این افیولیت که پیش‌تر توسط افراد دیگر مطالعه شده است مقایسه می‌شود.

## ۲. زمین شناسی منطقه

افیولیت ملائز نایب به عنوان منطقه مورد مطالعه در این پژوهش در شمال شهرستان نایب و در حاشیه غربی میکرو پلت خاور ایران مرکزی قرار دارد. این مجموعه افیولیتی بازمانده اقیانوس نئو تتیس در حاشیه خرده قاره خاور ایران مرکزی است (شکل ۱). افیولیت ملائز نایب دارای سن مزوزوئیک بوده است. این افیولیت در بخش غربی ایران مرکزی و باقیمانده نیوتتیس است [1, 4, 19, 20].



شکل ۱. موقعیت افیولیت‌های ایران در میان دیگر افیولیت‌های ایران (مخففا بر اساس [21]، B، C) موقعیت سپرآب در بخش شمالی افیولیت در تصویر ماهواره‌ای [22] و نقشه ساده افیولیت ناین [23]، D) نمای صحرایی از توده‌های هارزبورگیتی در نزدیکی سپرآب.

به‌طور کلی، افیولیت ملانژ ناین از نظر سنگ‌شناسی از واحدهای سنگی مختلفی تشکیل شده است که عبارتند از: نفوذی‌ها ماگمایی، واحدهای آتشفشانی و رسوبات وابسته به آن، دایک‌های دیابازی، گابروها و پریدوتیت‌ها (مانند: [20]، [26]–[28]، [16]). در واقع تا کنون مطالعات متنوع و متعددی نیز در زمینه واحدهای سنگی گوناگون موجود در افیولیت ناین انجام گرفته است که از جمله مهم‌ترین واحدهای تشکیل‌دهنده این افیولیت می‌توان به آهک‌های پلاژیک، چرت‌های رادیولار، گدازه‌های بالشی، دایک‌های دیابازی، گابروها، پیکریت، پلاژیوگرانیت و پریدوتیت‌های هارزبورگیتی (و نیز لرزولیتی و دونیتی) گوشته اشاره کرد که بر اثر رویدادهای تکتونیکی، دگرگونی و دگرسانی بعدی واحدهای سنگی جدیدی در آن‌ها تشکیل شده است که از آن جمله می‌توان به مرمر، شیست، کوارتزیت، اسکارن، متاچرت نواری، اسپیلیت، متاگابرو، آمفیبولیت، سرپانتینیت و نیز کلینوپیروکسنیت‌ها و ورلیت‌ها (که در حد فاصل گابرو و سرپانتینیت‌ها دیده می‌شوند)، رودینگیت و لیستونیت اشاره کرد (مانند: [4]، [17]، [19]، [20]، [24]، [29]–[33]).

بر اساس مطالعات اولیه (مانند: [19]، [20]) افیولیت ناین در گروه افیولیت‌های نوع هارزبورگیتی (HOT) دسته‌بندی شده است که در محیط تکتونیکی پشته‌های میان اقیانوسی با گسترش سریع تشکیل شده است. در مطالعات جدید ([22]، [28]) روی سنگ‌های مافیک



افیولیت عشین و پلاژیوگرانیت‌های افیولیت نایین، گسترش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس را به تشکیل در یک کافت میان اقیانوسی در اوایل مزوزویک (ژوراسیک آغازین؛ [22]) و پایان گسترش و آغاز فرایند بسته شدن آن را به یک محیط پیش کمائی (Forearc) در پایان مزوزویک (کرتاسه پسین؛ [22]) تا اوایل پالئوژن نسبت داده شده است. بر پایه مطالعات اخیر ([28], [22])، زایش این افیولیت در پهنه اقیانوسی فورآرک به سن کرتاسه بالایی، در طی فروانش اقیانوس نئوتتیس خاوری (به سن آغاز ژوراسیک) به زیر صفحه ایران مرکزی روی داده است.

سنگ‌های پریدوتیتی موجود در ملانژ افیولیتی نایین بخش بزرگی از حجم آن را تشکیل می‌دهند. پریدوتیت‌های گوشته‌های افیولیت نایین در بیشتر موارد دچار دگرگونی، دگرسانی و سرپانتینیزاسیون شده‌اند ([3], [2]). پریدوتیت‌های گوشته‌های از نظر سنگ‌شناسی یکی از واحدهای سازنده افیولیت نایین است که مربوط به بخش بالایی سکانس گوشته‌های یک لیتوسفر اقیانوسی است که در یک پهنه فرافروانش (سوپراساداکشن) و بر اثر واکنش مذاب‌های بازیک صعود کننده با سنگ میزبان گوشته‌های شکل گرفته‌اند. از این رو، بررسی‌های پتروگرافی، صحرایی و مقایسه کانی‌های موجود در این سنگ‌ها گویای یک تغییر تدریجی سنگ‌شناسی و در واقع کانی‌شناسی از لرزولیت به سمت هارزبورگیت و در نهایت دونیت است ([4], [1]).

### ۳. روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های میدانی و نمونه‌برداری، برای انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری و انجام تجزیه به روش ریزکاو الکترونی، از نمونه‌های سالم و با کمترین دگرسانی مقطع نازک تهیه شد. بررسی‌های سنگ‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس انجام شد. عنصرهای اصلی به‌دست‌آمده (برپایه درصدوزنی، جدول ۱) از تجزیه نقطه‌های الیوبین‌ها با دستگاه ریزکاو الکترونی مدل JEOL JXA-8800, WDS (ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، جریان ۱۵ نانوآمپر، قطر ۳ میکرومتر) در دانشگاه کانازاوا ژاپن به‌دست آورده شدند. فرمول ساختمانی برپایه ۴ اتم اکسیژن و نیز سازنده‌های پایانی آنها در صفحات گسترده نرم‌افزار excel به‌دست آورده شد (جدول‌های ۲ و ۳). نام اختصاری کانی‌ها که در تصویر میکروسکوپی و جدول‌ها به‌کار برده شده است از [34] برگرفته شده است.

جدول ۱. نتایج آنالیز الکترون میکروپروب کانی الیوبین موجود در هارزبورگیت گوشته‌های (Hz) افیولیت نایین بر اساس درصد وزنی (Wt%)

Point No.	B743	B743	B743-1	B743-1	B743-1	B743-1	B743-1	B743-1	B743-1
Sample No.	14-82	14-84	14-27	14-35	14-44	14-45	14-55	14-68	14-69
Comment	in the mesh texture					formed in the rim of opx			
SiO <sub>2</sub>	40.35	40.49	40.85	40.22	40.71	40.49	40.43	40.77	40.64
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	8.58	8.72	8.73	8.92	8.70	8.71	8.56	8.26	8.46
MnO	0.09	0.12	0.10	0.15	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12
MgO	50.45	50.18	50.23	50.42	50.18	50.66	50.68	50.41	50.55
CaO	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
NiO	0.35	0.38	0.37	0.37	0.41	0.36	0.45	0.40	0.44
Sum	99.84	99.90	100.30	100.11	100.14	100.36	100.26	99.99	100.26



جدول ۲. محاسبه فرمول ساختاری کانی الیون موجود در پریدوتیت گوشته‌ای افیولیت نایین بر پایه a.p.f.u.

Point No.	B743	B743	B743-1	B743-1	B743-1	B743-1	B743-1	B743-1	B743-1
Sample No.	14-82	14-84	14-27	14-35	14-44	14-45	14-55	14-68	14-69
Comment	in the mesh texture						formed in the rim of opx		
Si	0.988	0.991	0.995	0.984	0.993	0.987	0.986	0.994	0.990
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe(ii)	0.176	0.178	0.178	0.182	0.177	0.177	0.175	0.168	0.172
Mn	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003	0.003
Mg	1.841	1.830	1.824	1.839	1.825	1.840	1.842	1.833	1.836
Ni	0.007	0.008	0.007	0.007	0.008	0.007	0.009	0.008	0.009
Ca	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
TOTAL	3.013	3.010	3.006	3.016	3.007	3.014	3.015	3.006	3.010

جدول ۳. نتایج محاسبه درصد سازنده‌های پایانی کانی الیون بر پایه درصد مولی

Point No.	14-82	14-84	14-27	14-35	14-44	14-45	14-55	14-68	14-69
Sample No.	B743	B743	B743-1	B743-1	B743-1	B743-1	B743-1	B743-1	B743-1
Comment	in the mesh texture						formed in the rim of opx		
Fo	91.29	91.12	91.11	90.97	91.14	91.21	91.34	91.58	91.42
Fa	8.71	8.88	8.89	9.03	8.86	8.79	8.66	8.42	8.58

#### ۴. سنگ‌نگاری

##### ۱.۴. ویژگی‌های صحرایی

پریدوتیت‌ها تقریباً در سراسر افیولیت نایین رخنمون دارند و از لحاظ سنگ‌شناسی با توجه به رده‌بندی [36], [35] شامل هارزبورگیت، لرزولیت و دونیت همراه با نهشته‌های کرومیتیتی می‌باشد. بنابراین بر اساس مطالعات میکروسکوپی پریدوتیت‌های منطقه مورد بررسی بیشتر از نوع هارزبورگیت بوده که کانی‌های اصلی سازنده آنها الیون، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و کانی‌های فرعی اسپینل کروم دار هستند. هارزبورگیت‌های مورد مطالعه چندان دگرسان نشده و سالم هستند و به رنگ سبز تیره تا سیاه دیده می‌شوند. در برخی مناطق توده هارزبورگیت دارای درز و شکاف‌هایی است که موجب تسهیل آن به سرپانتینیتی شدن آن شده است. در بخش‌های هوازده اندکی قرمز-قهوه‌ای رنگ دیده می‌شوند. در نمونه‌های سالم، اغلب بلورهای بزرگ ارتوپیروکسن برنزی رنگ و الیون سبز رنگ در نمونه دستی آنها قابل مشاهده است.

##### ۲.۴. ویژگی‌های کانی‌شناسی

در مطالعات میکروسکوپی بافت‌های غالب این واحد سنگی گرانوپلاستیک و بافت مشبک (mesh texture) هستند (شکل ۲-۲ و ۲-۲B)، اما در برخی بخش‌ها اثر تاثیر فرایندهای تکتونیکی و میلویتیزاسیون موجب شده است دانه‌های درشت ارتوپیروکسن و الیون در زمینه خردشده و دانه‌ریزی از همین کانی‌ها قرار می‌گیرند و بافت پورفیروکلاستیک را پدید بیاورند. همچنین، سرپانتینیزاسیون الیون‌ها بافت مشبک را در این سنگ‌ها پدید آورده است (شکل ۲-۲A). الیون و ارتوپیروکسن از کانی‌های اصلی هارزبورگیت‌ها منطقه هستند



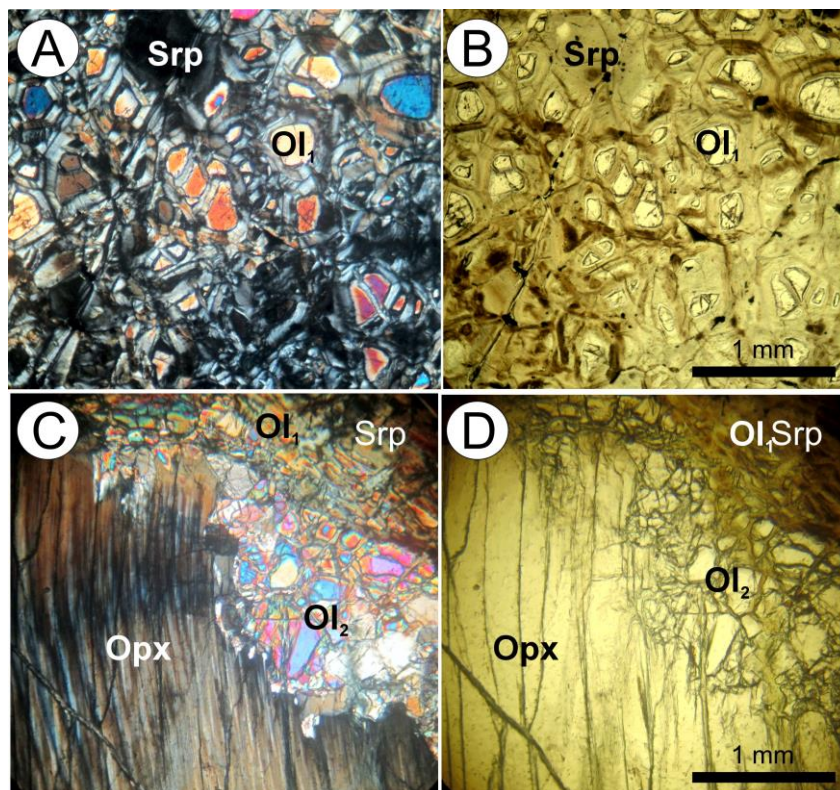
(شکل ۲-۲ و C-۲)، اما تا کمتر از ۵ درصد نیز کلینوپیروکسن و به مقدار کمتر اسپینل نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. اسپینل درون این سنگ‌ها نیمه‌شکل‌دار است. بررسی کانی الیوین در این سنگ‌ها نشان می‌دهد این کانی به دو صورت اولیه و ثانویه وجود دارد. در ادامه به انواع الیوین‌ها (الیوین‌های نوظهور پریکتیک) را مورد بررسی قرار می‌دهیم.

### ۳.۴. ویژگی‌های میکروسکوپی الیوین

الیوین عمده‌ترین کانی سازندهٔ هارزبورگیت‌های مورد مطالعه است که اغلب به صورت بی‌شکل تا شکل‌دار دیده می‌شود. در نمونه‌های هارزبورگیت مورد نظر اندازه الیوین‌ها، شدت دگرسانی و درجهٔ سرپانتینی‌شدن در الیوین‌ها متفاوت است، به گونه‌ای که بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی می‌توان الیوین‌های این سنگ‌ها را به دو گروه دسته‌بندی کرد:

(۱) الیوین‌های اولیه که غالب سنگ را دربر گرفته است و دارای شواهد دگرریختی هستند و گاه بسیار خرد شده هستند. این الیوین‌ها در شکستگی‌های بلوری خود دگرسان و سرپانتینی شده و بافت مشبک سنگ را پدید آورده است (شکل ۲-۲ و B-۲) که یکی از بافت‌های اصلی سنگ به شمار می‌رود. این الیوین‌ها در فضای میان پیروکسن‌ها و به صورت خمیره‌ای یافت می‌شوند که فنوکریست‌های پیروکسن در آنها پراکنده‌اند.

(۲) الیوین‌های ثانویهٔ پریکتیک که به صورت بلورهای الیوین کمتر دگرسان‌شده و خردشده هستند و شواهد دگرریختی در آنها دیده نمی‌شود. این الیوین‌ها در حاشیهٔ اورتوپیروکسن‌ها یا درون حفره‌های آنها دیده می‌شوند (شکل ۲-۲ و C-۲) و فرایند سرپانتینی‌شدن و تشکیل بافت مشبک در آنها چندان توسعه و شدت پیدا نکرده است. در واقع مقدار سرپانتینی‌شدن الیوین‌های ثانویه در هارزبورگیت‌ها بسیار کمتر از الیوین‌های اولیه آنهاست که این ویژگی به سادگی تقدم تشکیل الیوین‌های اولیه نسبت به ثانویه‌ها را نشان می‌دهد. این الیوین‌ها صرفاً در ارتباط با بلورهای اورتوپیروکسن دیده شدند و ارتباطی با کلینوپیروکسن‌ها نشان ندادند.



شکل ۲. تصویر میکروسکوپی از کانی‌شناسی و بافت هارزبورگیت شمال سپراب (تصویر A و C در XPL و تصویر B و D در PPL گرفته شده‌اند)

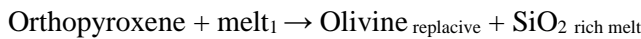


## ۵. شیمی کانی الیون

داده‌های به‌دست‌آمده از آنالیز الیون‌های اولیه و ثانویه در هارزبورگیت‌های گوشته‌ای افیولیت نایین و فرمول ساختاری محاسبه‌شده آنها بر پایه ۴ اتم اکسیژن و ۳ کاتیون و نیز سازنده‌های پایانی آنها در ترکیب شیمیایی الیون در جدول‌های ۱ تا ۳ آورده شده است. بررسی شیمی الیون‌ها نشان می‌دهد میزان فورستریت در انواع الیون‌های درون هارزبورگیت‌ها برابر  $FO_{90.97}$  تا  $FO_{91.58}$  است (جدول ۳). در واقع ترکیب الیون در هارزبورگیت‌های سکانس گوشته‌ای به طور کلی برابر ۸۹ تا ۹۱ درصد فورستریت می‌باشد [37]. بنابراین الیون‌های یادشده به‌علت داشتن فورستریت بین ۹۰ تا ۱۰۰ از نوع الیون‌های نوع فورستریت دسته‌بندی می‌شوند. مقایسه شیمی الیون‌های اولیه و ثانویه نشان می‌دهد میزان فورستریت در الیون‌های پریکتیک (۹۱/۳۴ تا ۹۱/۵۸) نسبت به الیون‌های اولیه (۹۰/۹۷ تا ۹۱/۲۹) بیشتر است. مقایسه فرمول ساختاری این کانی‌ها نشان می‌دهد این ویژگی بیشتر به مقدار کمتر آهن در الیون‌های پریکتیک (۰/۱۶۸ تا ۰/۱۷۵ اتم در فرمول ساختاری) نسبت به اولیه (۰/۱۷۶ تا ۰/۱۸۲ اتم در فرمول ساختاری) برمی‌گردد تا به مقدار بالاتر منیزیم آنها (جدول ۲). همچنین، میزان نیکل در الیون‌های اولیه بین ۰/۳۵ تا ۰/۴۱ درصد وزنی (۰/۰۰۷ تا ۰/۰۰۸ اتم در واحد فرمول ساختاری) و در الیون‌های پریکتیک بین ۰/۴۰ تا ۰/۴۵ درصد وزنی (۰/۰۰۸ تا ۰/۰۰۹ اتم در واحد فرمول ساختاری) است (جدول‌های ۱ و ۲).

## ۶. بحث

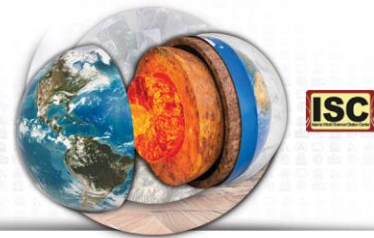
بر اساس شواهد پتروگرافی و شیمی کانی‌ها، الیون‌های ثانویه نوظهور و جوان‌تر در هارزبورگیت‌های مورد مطالعه با الیون‌های قدیمی‌تر کاملاً تفاوت دارند. پژوهشگران نشان داده‌اند دونیت و هارزبورگیت در نتیجه واکنشی به نام واکنش مذاب/گوشته از یک سنگ لرزولیتی تشکیل می‌شوند ([38]). واکنش مذاب با سنگ دیواره لرزولیتی هنگامی رخ می‌دهد که مذاب بازالتی از درون پریدوتیت گوشته کم عمق و زیر کافت عبور میکند [42], [41], [40], [39]. در طی این واکنش مذاب اشباع از الیون با سنگ میزبان لرزولیتی که دارای پیروکسن است واکنش داده و اورتوپيروکسن درون لرزولیت را دچار ذوب نامتجانس می‌کند:



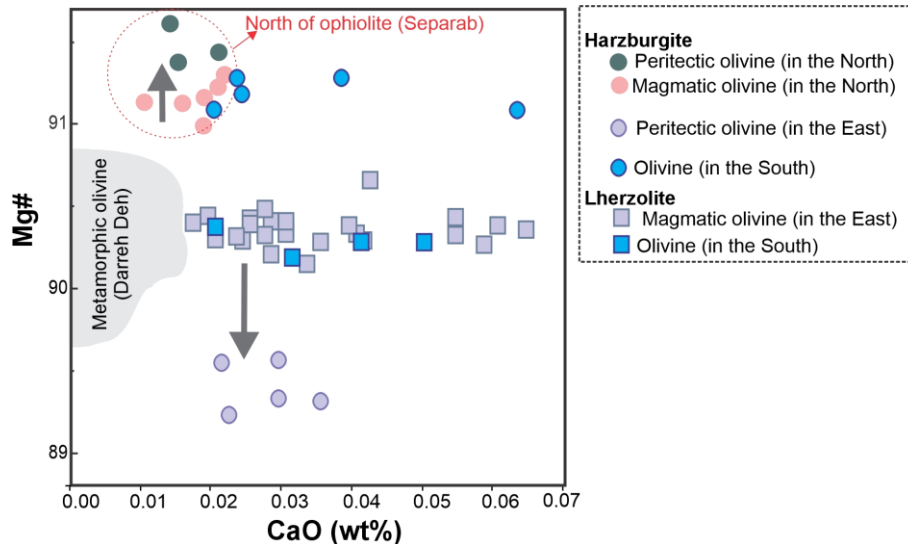
لذا رفتار واکنشی مذاب‌های نفوذی در طول صعود از ناحیه ذوب در استنوسفر به سوی گوشته لیتوسفری به فوق‌اشباع‌شدگی پیش‌رونده آن‌ها از الیون و تحت‌اشباع‌شدن آنها از پیروکسن‌ها مربوط می‌شود ([38], [43]). به این ترتیب مقدار مودال الیون در سنگ لرزولیتی میزبان در امتداد مسیر عبور مذاب افزایش می‌یابد ([45], [44], [41], [46]) و الیون واکنشی یا پریکتیک در حاشیه اورتوپيروکسن‌ها تشکیل می‌شود (شکل ۲). این امر باعث تبلور الیون‌های واکنشی و انحلال پیروکسن در اعماق بیشتر و داغ‌تر رخساره اسپینل گوشته‌ای می‌شود و هارزبورگیت‌ها و دونیت‌های جایگزین سنگ منشأ لرزولیتی می‌شوند ([47]). بر اساس بررسی‌های [48]، در طی این واکنش که با تشکیل هارزبورگیت و دونیت مشخص می‌شود، غنی‌شدگی از Ni و تهی‌شدگی از Ti (به دلیل شرکت در ساختار پیروکسن) در ترکیب سنگ روی می‌دهد. درباره افزایش مقدار Ni در الیون‌های پریکتیک درون هارزبورگیت‌های شمال سپراب (جدول ۲) نیز می‌توان این افزایش را به مقدار بالای Ni در اورتوپيروکسن‌هایی که از ذوب آنها پدید می‌آیند نسبت داد که موقع ذوب نامتجانس اورتوپيروکسن‌ها به‌علت ضریب جدایش بالای Ni بین الیون و مذاب دربرگیرنده و تمایل عنصر Ni به حضور در الیون بسیار بیشتر از حضور در مذاب در برگیرنده وارد ساختار الیون‌های پریکتیک مورد مطالعه شده است.

از سوی دیگر، با افزایش شدت واکنش‌های سنگ-مذاب مقدار Mg# الیون در پریدوتیت‌ها کاهش می‌یابد ([38]). بر اساس [38]، مقدار بسیار کم‌تر Mg# الیون (میانگین: ۸۹/۴) در هارزبورگیت بخش خاوری افیولیت نایین (منطقه دره‌ده) ([1]) نسبت به هارزبورگیت‌های بخش جنوبی (نزدیک روستای سوچه) (۹۱/۲) توده افیولیتی نایین ([4]) و دیگر داده‌های ژئوشیمیایی مورد مطالعه آنها می‌تواند نشان‌دهنده شدت واکنش‌های مذاب/سنگ دیواره در بخش خاوری افیولیت نایین بیشتر بوده است. بر اساس [38]، در مقایسه با این دو منطقه (شکل ۳)، مقدار بالاتر Mg# الیون‌های درون پریدوتیت‌های شمال سپراب (الیون‌های پریکتیک: ۹۱/۳۴ تا ۹۱/۵۸؛ الیون‌های اولیه: ۹۰/۹۷ تا ۹۱/۲۹) نشان می‌دهد در بخش شمالی سپراب شدت واکنش‌های مذاب-سنگ دیواره از شدت کمتری نسبت به بخش خاور و جنوبی این افیولیت برخوردار بوده است. همچنین، مقایسه ترکیب الیون در واحدهای هارزبورگیتی و لرزولیتی افیولیت نایین نشان می‌دهد برخلاف لرزولیت‌ها که از نظر مقدار CaO و Mg# الیون‌ها به هم شبیه هستند، هارزبورگیت‌ها در بخش‌های





شمالی، جنوبی و مرکزی این افیولیت متفاوت هستند و این مساله می‌تواند به علت تفاوت در نوع و یا شدت واکنش‌های مذاب با سنگ‌دیواره لرزولیتی در این مناطق بوده باشد.



شکل ۳. نمودار CaO در برابر Mg# برای مقایسه ترکیب الیون درون هارزبورگیت و لرزولیت در بخش شمالی (سپرآب)، جنوبی [4] و خاوری (دره ده [2]) افیولیت نایین (نمودار برگرفته از [1]).

البته با توجه به مقدار بسیار بالاتر Mg# در الیون‌های پریکتیک نسبت به الیون‌های اولیه در منطقه سپرآب نسبت به الیون‌های پریکتیک منطقه دره ده در خاور افیولیت نایین و پیچیدگی‌های شیمیایی مشاهده شده نشان می‌دهد قضاوت دقیق در اینباره نیازمند بررسی تحولات شیمیایی کانی‌های دیگر مانند پیروکسن‌ها و اسپینل‌های درون این سنگ‌هاست. به هر حال ترکیب الیون در واحدهای هارزبورگیتی افیولیت نایین به خوبی می‌توان دریافت شرایط و شدت ذوب بخشی در بخش‌های مختلف این افیولیت کاملاً متفاوت بوده است لذا برای بررسی دقیق‌تر شدت ذوب بخشی در بخش‌های مختلف این افیولیت نیاز است دیگر کانی‌ها و ویژگی‌های صحرایی و کانی‌شناسی پریدوتیت‌های این منطقه نیز مورد بررسی قرار گرفته و با یکدیگر مقایسه شوند.

## ۷. نتیجه‌گیری

مجموعه افیولیتی نایین در شمال شهر نایین و بخشی از پهنه ایران مرکزی است. یکی از واحدهای سنگی این مجموعه افیولیتی هارزبورگیت است که در بخش‌های مختلف این افیولیت رخمون دارد. هارزبورگیت مورد مطالعه در نزدیکی روستای سپرآب در شمال افیولیت نایین رخمون دارد و با ترکیب کانی‌شناسی الیون، اورتوپیروکسن، و کمتر از ۵ درصد حجمی کلینوپیروکسن و اسپینل شناسایی شد. بررسی‌های پتروگرافی و صحرایی و مقایسه ترکیب الیون در این هارزبورگیت نشان می‌دهد که دو دسته الیون اولیه و پریکتیک در این سنگ‌ها وجود دارد که بافت میکروسکوپی و میزان فورستریت آنها متفاوت است (Mg# الیون‌های پریکتیک: ۹۱/۳۴ تا ۹۱/۵۸؛ Mg# الیون‌های اولیه: ۹۰/۹۷ تا ۹۱/۲۹). مقایسه ترکیب شیمیایی این الیون‌ها با الیون موجود در هارزبورگیت‌های بخش خاوری (دره ده) و جنوبی (سوجه) نشان می‌دهد میزان Mg# در الیون‌های مورد مطالعه در نزدیکی سپرآب بالاتر از Mg# الیون هارزبورگیت‌های خاوری و جنوبی این افیولیت است. بنابراین می‌توان گفت شدت واکنش‌های مذاب-سنگ دیواره و درجه ذوب بخشی در لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس شرقی در سراسر آن یکسان و یکنواخت نبوده است.



- [1] شیردشت‌زاده، ن.، ۱۳۹۳. پترولوژی گدازه‌های بالشی و آمفیبولیت‌ها و دگرگونی در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین و عشین، رسالهٔ دکتری، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- [2] Shirdashtzadeh, N., 2014. Origin and evolution of metamorphosed mantle peridotites of Darreh Deh (Nain Ophiolite, Central Iran): Implications for the Eastern Neo-Tethys evolution, *Neues Jahrb. für Geol. und Palaontologie - Abhandlungen*, 273, 89–120.
- [3] Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., 2020. Serpentinization and chloritization of metamorphosed lherzolites in Darreh-Deh (east of Nain Ophiolite, Central Iran): Calcium source for rodingitization and tremolitization, *Neues Jahrb. für Mineral. - Abhandlungen (Journal Mineral. Geochemistry)*, 196, 179–191.
- [4] پیرنیا نایینی، ت.، ۱۳۸۶. مطالعه پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ملانژ ناین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- [5] Boudier, F., Coleman, R. G., 1981. Cross section through the peridotite in the Samail Ophiolite, southeastern Oman Mountains, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 86, 2573–2592.
- [6] Dilek, Y., Delaloye, M., 1992. Structure of the Kizildag ophiolite, a slow-spread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory, *Geology*, 20, 19–22.
- [7] Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J., Li, Z., 1996. Podiform chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle, *J. Petrol.*, 37, 3–21.
- [8] Piccardo, G.B., 2003. Mantle processes during ocean formation: Petrologic records in peridotites from the Alpine Apennine ophiolites, *Int. Union Geol. Sci.*, 26, no. 3, pp. 193–199.
- [9] Dijkstra, A.H., Drury, M.R., Vissers, R.L.M., Newman, J., Van Roermund, H.L.M., 2004. Shear zones in the upper mantle: evidence from alpine- and ophiolite-type peridotite massifs, *Flow Processes in Faults and Shear Zones*, 224. Geological Society of London, p. 0, Jan. 01.
- [10] Metzger, E.P., Miller, R.B., Harper, G.D., 2002. Geochemistry and Tectonic Setting of the Ophiolitic Ingalls Complex, North Cascades, Washington: Implications for Correlations of Jurassic Cordilleran Ophiolites, *J. Geol.*, 110, 543–560.
- [11] Ahmed, A.H., Arai, S., Abdel-Aziz, Y.M., Rahimi, A., 2005. Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, 138, 225–234.
- [12] Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S., 2001. Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks, 42, 655–671.
- [13] Pirnia, T., Arai, S., Tamura, A., Ishimaru, S., Torabi, G., 2014. Sr enrichment in mantle pyroxenes as a result of plagioclase alteration in lherzolite, *Lithos*, 196–197, 198–212.
- [14] Ghazi, J.M., Moazzen, M., Rahgoshay, M., Moghadam, H.S., 2011. The geodynamic setting of the Nain ophiolites, Central Iran: evidence from chromian spinels in the chromitites, *Ophiolite*, 36, 59–76.
- [15] Ghazi, J.M., Rahgoshay, M., Moghadam, H.S., 2010. Geochemistry of gabbroic pockets of a mantle sequence in the Nain ophiolite (Central Iran): Constraints on petrogenesis and tectonic setting of the ophiolite, *Neues Jahrb. für Mineral. - Abhandlungen*, 187, 49–62.
- [16] Mehdipour, J., Moazzen, M., Rahgoshay, M., Shafaii, H., 2010. Mineral chemical composition and geodynamic significance of peridotites from Nain ophiolite, central Iran, *J. Geodyn.*, 49, 261–270.
- [17] Pirnia, T., Arai, S., Torabi, G., 2013. Better picture of the mantle section of the Nain ophiolite inferred from detrital chromian spinels, *J. Geol.*, 121, 645–661.



- [18] Scowen, P.A.H., Roeder, P.L., and Helz, R.T., 1991. Reequilibration of chromite within Kilauea Iki lava lake, Hawaii, *Contrib. to Mineral. Petrol.*, 107, 8–20.
- [19] جباری، ع.، ۱۳۷۶. زمین‌شناسی و پترولوژی افیولیت نایین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- [20] منوچهری، ش.، ۱۳۷۶. بررسی پتروگرافی و پترولوژی افیولیت‌های شمال نایین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
- [21] Emile, J., Pessagno, A., Ghazi, M., Kariminia, M., Duncan, R., Hassanipak, A.A., 2005. Tectonostratigraphy of the Khoy Complex, northwestern Iran, *Stratigraphy*, 2, 49–63.
- [22] Shirdashtzadeh, N., Yildirim, D., Harald, F., Luiz, D.E., 2024. Early Jurassic and Late Cretaceous plagiogranites in Nain-Baft ophiolitic mélangé zone in Iran: remnants of rift–drift and SSZ evolution of a Neotethyan seaway, *J. Geol. Soc. London*.
- [23] Davoudzadeh, M., 1972. Geology and petrography of the area north of Nain, Central Iran.
- [24] Rahmani, F., Noghrean, M., Khalili, M., 2007. Geochemistry of sheeted dikes in the Nain Ophiolite (Central Iran), *Ofioliti*, 32, 119–129.
- [25] Rezaei, Z., Noghrean, M., Khalili, M., 2012. Petrological study of plagiogranites in the Nain ophiolite (Central Iran), *Ofioliti*, 37, 93–99.
- [26] Rezaei, Z., Noghrean, M., Khalili, M., 2012. Petrological study of plagiogranites in the Nain ophiolite (Central Iran), *Ofioliti*, 37, 93–99.
- [27] Pirnia, T., Arai, S., Torabi, G., 2010. Post-deformational impregnation of depleted MORB in Nain Iherzolite (Central Iran), *J. Mineral. Petrol. Sci.*, 105, 74–79.
- [28] Shirdashtzadeh, N., Furnes, H., Miller, N.R., Dantas, E.L., Torabi, G., Meisel, T.C., 2022. Subduction initiation of the Neo-Tethys Ocean in Central Iran based on U-Pb geochronology, geochemical and Nd isotope data of the Ashin ophiolite, *Ofioliti*, 47, 155–171.
- [29] Lensch, G., Davoudzadeh, M., 1982. Ophiolites in Iran, *Neues Jahrb. für Geol. und Paläontologie*, 5, 306–320.
- [30] Aistov, L., Melnikov, B., Krivyakin, B., Morozov, L., 1984. Geology of the Khur area (Central Iran).
- [31] Romanko, E., Kokorin, Y., Krivyakin, B., Susov, M., Morozov, I., Sharkovski, M., 1984. Outline of metallogeny of Anarak area (Central Iran), *Technoexport Report No. 19, Geological Survey of Iran, Tehran*.
- [32] ترابی، ق.، عبدالهی، ا.، شیردشت‌زاده، ن.، ۱۳۸۷. کاربرد آنالیز کانی‌ها و سنگ کل در شناسایی سنگ‌زایی گدازه‌های بالشی افیولیت نایین، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، ۱۶، ۲۹۵–۳۱۲.
- [33] ترابی، ق.، پیرنیا، ت.، ۱۳۸۷. پترولوژی پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ملائز نایین، *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه)*، ۳۰، ۱۶۷–۱۹۰.
- [34] Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *Am. Mineral.*, 95, 185–187.
- [35] Le Maitre, R.W., 2002. A classification and glossary of terms., *Int. Union Geol. Sci. Subcomm. Syst. Igneous Rocks*, 193 pp.
- [36] Streckeisen, A., 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks, *Geol. Rundschau*, 63, 773–786.
- [37] Hebert, R., Laurent, R., 1990. Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos Ophiolite: new constraints for genesis of arc-related ophiolites.
- [38] Kelemen, P.B., 1990. Reaction Between Ultramafic Rock and Fractionating Basaltic Magma I. Phase Relations, the Origin of Calc-alkaline Magma Series, and the Formation of Discordant Dunite, *J. Petrol.*, 31, 51–98.
- [39] Dick, H.J.B., 1989. Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 42, 71–105.



- [40] Niu, Y., Langmuir, C.H., Kinzler, R.J., 1997. The origin of abyssal peridotites: A new perspective, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 152, 251–265.
- [41] Seyler, M., Bonatti, E., 1997. Regional-scale melt-rock interaction in lherzolitic mantle in the Romanche Fracture Zone (Atlantic Ocean), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146, 273–287.
- [42] Collier, M.L., Kelemen, P.B., 2010. The Case for Reactive Crystallization at Mid-Ocean Ridges, *J. Petrol.*, 51, 1913–1940.
- [43] Grove, T.L., Kinzler, R.J., Bryan, W.B., 1992. Fractionation of Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB), in *Mantle Flow and Melt Generation at Mid - Ocean Ridges*, 281-310.
- [44] Tartarotti, P., Susini, S., Nimis, P., Ottolini, L., 2002. Melt migration in the upper mantle along the Romanche Fracture Zone (Equatorial Atlantic) 63, 125–149.
- [45] Niu, Y., 2004. Bulk-rock Major and Trace Element Compositions of Abyssal Peridotites: Implications for Mantle Melting, Melt Extraction and Post-melting Processes Beneath Mid-Ocean Ridges, 45, 2423–2458.
- [46] Collier, M.L., Kelemen, P.B., 2010. The Case for Reactive Crystallization at Mid-Ocean Ridges, 51, 9.
- [47] Rampone, E., Borghini, G., Basch, V., 2020. Melt migration and melt-rock reaction in the Alpine-Apennine peridotites: Insights on mantle dynamics in extending lithosphere, *Geosci. Front.*, 11, 151–166.
- [48] Dupuis, C., He, R., 2005. Petrology and geochemistry of mafic rocks from me and flysch units adjacent to the Yarlung Zangbo Suture Zone, southern Tibet, 214, 287–308.