

## **Application of mineral and whole rock analysis in identification of petrogenesis of the pillow lavas in the Nain ophiolite**

**Ghodrat Torabi<sup>1</sup>, Elham Abdollahi<sup>2</sup>, Nargess Shirdashtzadeh<sup>1</sup>**

*1- Department of Geology, University of Isfahan*

*2- Department of geology, Islamic Azad University of Khorasgan*

*Email: Torabighodrat@yahoo.com*

(Received: 27/10/2007 , in revised form: 16/4/2008)

**Abstract:** Pillow lavas are one of the important rock units of Nain ophiolite. Rock forming minerals of Nain ophiolite pillow lavas are chloritized olivine, plagioclase, clinopyroxene (augite), Cr-spinel, magnetite, amphibole, chlorite, pumpellyite, epidote, prehnite and calcite. Whole rock geochemical analyses and composition of clinopyroxenes and chromian spinels of these rocks indicate that they are similar to mid-ocean ridge basalts. These lavas are basalt to andesite in composition and produced by high degree of partial melting of a depleted mantle lherzolite. According to their field studies, petrography, mineral and whole rock geochemistry, they have undergone sub-sea floor metamorphism and changed to spilite. Application of clinopyroxene thermometry shows that they have formed at 1058 to 1170 °C.

**Keywords:** *Petrology, Ophiolite, Pillow lavas, Nain.*



## کاربرد آنالیز کانی‌ها و سنگ کل در شناسایی سنگ‌زایی گدازه‌های بالشی افیولیت نائین

قدرت ترابی<sup>۱</sup>، الهام عبداللهی<sup>۲</sup>، نرگس شیردشت زاده<sup>۱</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

۲- گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد خوراسگان

پست الکترونیکی: [Torabighodrat@yahoo.com](mailto:Torabighodrat@yahoo.com)

(دریافت مقاله: ۱۳۸۶/۸/۵، نسخه نهایی: ۱۳۸۷/۱/۲۸)

**چکیده:** گدازه‌های بالشی، یکی از واحدهای سنگی مهم افیولیت نائین را تشکیل می‌دهند. کانی‌های تشکیل دهنده گدازه‌های بالشی افیولیت نائین عبارتند از البوین کلریتی شده، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (اوپتیت)، اسپینل کروم‌دار، مگنتیت، آمفیبول، کلریت، پومپلیت، اپیدوت، پره‌نیت، و کلسیت. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل این واحدها و نیز بررسی ترکیب کلینوپیروکسینها و اسپینل‌های کروم‌دار موجود در گدازه‌های بالشی، حاکی از شباهت این سنگها به بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی است. این گدازه‌ها با ترکیب بازالت تا آندزیت، از ذوب بخشی با دمای بالای یک لرزولیت تهی شده گوشته شکل گرفته‌اند. بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناختی، مطالعه شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی سنگ کل، نشان از تبدیل این سنگها به اسپیلیت در اثر دگرگونی کف اقیانوس دارد. دماسنجی کلینوپیروکسینها نشان می‌دهد که این کانی‌ها در دمایی در حدود ۱۰۵۸ تا ۱۱۷۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** سنگ‌شناسی، افیولیت، گدازه‌های بالشی، نائین.

### مقدمه

افیولیت نائین یکی از افیولیت‌های اطراف میکروپلیت شرق-ایران مرکزی<sup>۱</sup> است که در طول جغرافیایی ۵۶'، ۵۲° تا ۱۰'، ۵۳° شرقی و عرض ۵۲'، ۳۲° تا ۱۰'، ۳۳° شمالی، و در محل تغییر روند گسل درونه قرار دارد (شکل ۱ و ۲). این زون افیولیتی از شمال شهر نائین تا روستای سپرو دیده می‌شود و سن آن مزوزوئیک است [۴ - ۶]. بر پایه مطالعات [۵ - ۱۵]، از نظر سنگ‌شناسی این دنباله افیولیتی همانند افیولیت‌های دیگر از بالا به پایین به ترتیب شامل آهک‌های پلاژیک، بازالت، گدازه بالشی، دایک‌های دیابازی، پلاژیوگرانیت، گابرو، پیروکسنیت، و پریدوتیت‌های گوشته است که با رویدادهای دگرگونی و دگرسانی‌های پسین سنگهای جدیدی نیز در آن تشکیل

گدازه‌های بالشی موجود در افیولیت‌ها نشان از برون ریزی ماگمای بازالتی در محیط آبی داشته، و اطلاعات گرانبهایی در مورد سنگ خاستگاه ترکیب آبگون اولیه، درصد ذوب بخشی، محیط زمین ساخت جهانی، و فرآیندهای پس از آتشفشانی در اختیار زمین شناسان قرار می‌دهند [۱]. از آنجا که پدیده‌هایی چون دگرگونی کف اقیانوس و اسپیلیتی شدن، موجب می‌شوند تا ترکیب این سنگها و کانی‌شناسی آنها در اثر پدیده‌های پس از آتشفشانی دستخوش تغییر شوند. لذا به منظور پی بردن به ماهیت نخستین این سنگها از ترکیب کلینوپیروکسینها و اسپینل‌های کروم‌دار و نیز ژئوشیمی عناصر نادر خاکی این سنگها استفاده می‌شود [۲، ۳].

1- CEIM = Central-East Iranian Microplate

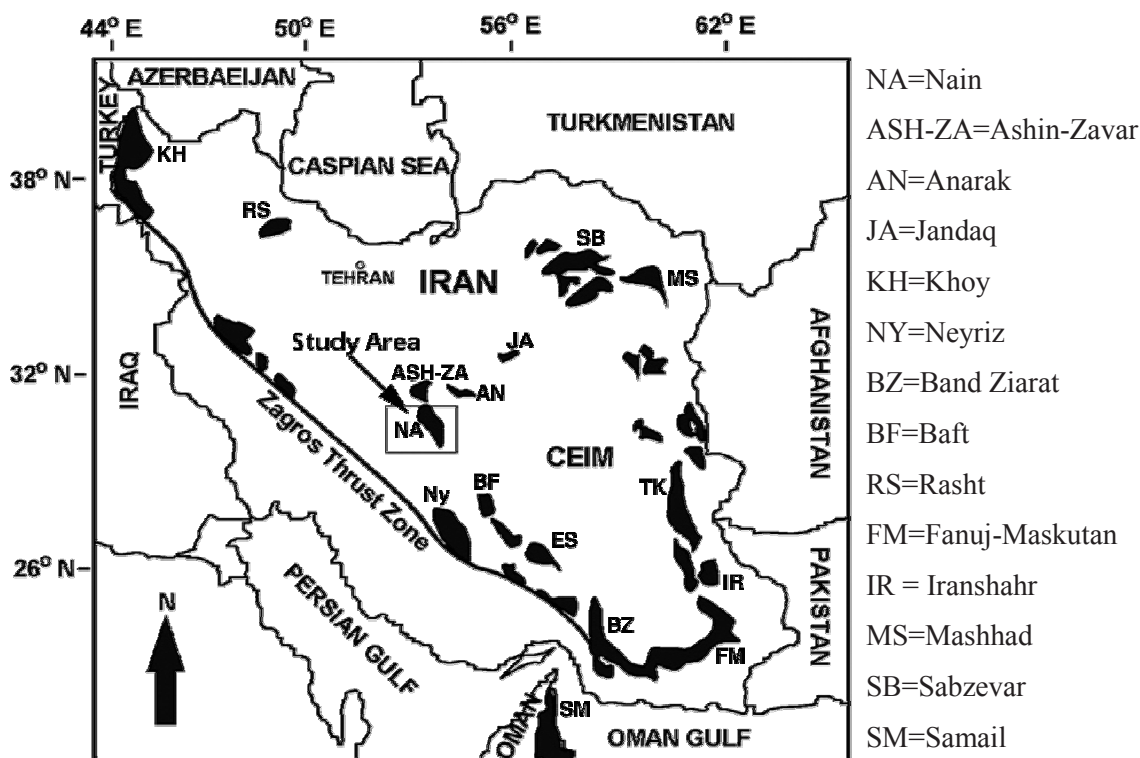
- (۱)  $E53^{\circ} 00' 53.9''$  و  $N33^{\circ} 09' 23.3''$ : (رخمون اصلی گدازه‌های بالشی نزدیک معدن کوه زرد)؛
- (۲)  $E53^{\circ} 04' 18.0''$  و  $N33^{\circ} 02' 57.2''$ ؛
- (۳)  $E53^{\circ} 04' 20.8''$  و  $N33^{\circ} 03' 09.5''$ ؛
- (۴)  $E53^{\circ} 03' 20.9''$  و  $N33^{\circ} 04' 54.1''$ : (رخمون بالشها با حجم زیاد همراه با چرت‌های تیره)؛
- (۵)  $E53^{\circ} 02' 25.8''$  و  $N33^{\circ} 05' 22.1''$ : (رخمون بالشها با شکستگی‌های سطحی چند ضلعی).

این گدازه‌های بالشی نتیجه آخرین فعالیت ماگمایی در پوسته اقیانوسی مربوطه می‌شوند. این سنگها با چرت‌های شعاعی و سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی پوشیده شده‌اند. قرار داشتن سنگ آهک‌های پلاژیک کرتاسه بالایی روی گدازه‌های بالشی موجود در افیولیت نائین، بیانگر سن کرتاسه بالایی گدازه‌های بالشی است [۵ و ۱۷].

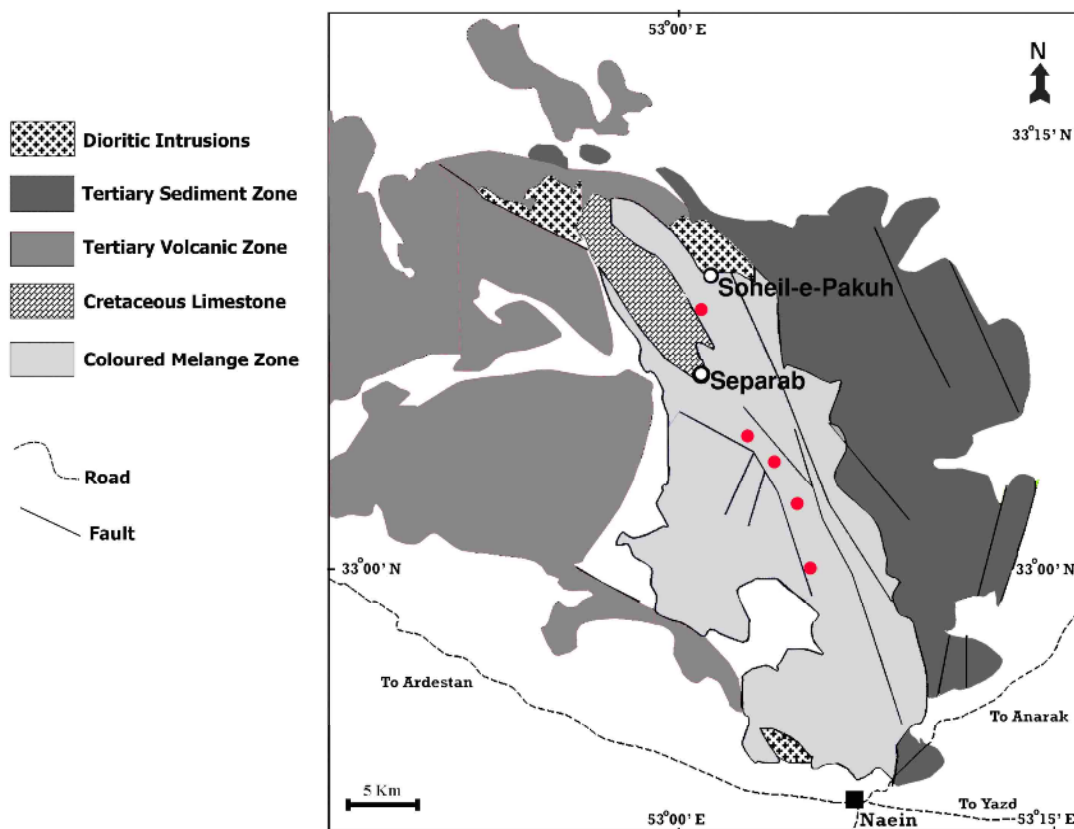
در این مقاله کانی‌شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی افیولیت نائین، دگرگونی کف اقیانوس، و تعیین شرایط تشکیل آنها مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

شده‌اند. بر پایه بررسی‌های صورت گرفته، سرپانتینیتها و اولترامافیکهای سرپانتینی شده گوشته، به صورت متن و زمینه اصلی این آمیزه بوده و سنگ‌های دگرگون به صورت تخته سنگهای بزرگ و کوچک در نقاط مختلف آن پراکنده‌اند. از جمله این سنگهای دگرگون می‌توان به مرمر، شیست، کوارتزیت، اسکارن، متاچرت نواری، اسپیلیت، متاگابرو، آمفیبولیت، سرپانتینیت، رودینگیت، و لیستونیت اشاره کرد. سنگ‌های بازی موجود در این افیولیت تاکنون توسط افراد زیادی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. از آن جمله می‌توان به بررسی‌های و تحلیل‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب سنگهای بازی موجود در این مجموعه افیولیتی توسط [۶، ۷] و [۱۰] اشاره کرد.

گدازه‌های بالشی یکی از انواع سنگهایی هستند که در افیولیت آمیزه نائین به فراوانی مشاهده می‌شوند. از جمله رخنمونهای این سنگها می‌توان به نقاطی چون جنوب شرقی سپرو و جنوب غربی سهیل پاکوه اشاره کرد (شکل‌های ۲ و ۳- A). مختصات جغرافیایی بهترین رخنمونهای گدازه‌های بالشی افیولیت نائین در زیر آورده شده‌اند:



شکل ۱ نقشه افیولیت‌های ایران و موقعیت منطقه مورد بررسی (برگرفته از [۴]، با اندکی تغییرات در مورد افیولیت‌های ایران مرکزی).



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی شمال نائین. موقعیت بهترین رخنمون‌های گدازه‌های بالشی به صورت دایره نشان داده شده‌اند.



شکل ۳ تصاویر صحرایی گدازه‌های بالشی افیولیت نائین.

**روش مطالعه**

پس از بررسیهای صحرایی، نمونه برداری از رخنمون‌های مناسب انجام شد. بر این اساس ۳۰ نمونه برای بررسی‌های سنگ‌شناختی انتخاب شدند و از آنها مقاطع نازکی تهیه شدند. برای دستیابی به ترکیب شیمیایی کانیها، نمونه‌های مناسب با

استفاده از یک دستگاه ریز پردازنده الکترونی JEOL مدل JXA-8800R (WDS) دانشگاه کانازاواوی ژاپن، با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ kV و شدت جریان ۱۵ nA، مورد بررسی قرار گرفتند. در دستیابی فرمول ساختاری کانی‌ها و جدایش مقدار  $Fe^{2+}$  از  $Fe^{3+}$  نیز از روش عنصر سنجی [۱۸]، استفاده شد. از

هستند و از دگرگونی پلاژیوکلازهای بازی به دست آمده‌اند. از کانیهای دیگر موجود در این سنگها می‌توان به پومپلیت‌ها اشاره کرد که بیشتر به شکلهای سوزنی و شعاعی دیده می‌شوند. تصاویر میکروسکوپیکی گدازه های بالشی افیولیت نائین در شکل ۴ دیده می‌شوند.

#### شیمی کانی‌ها

به منظور بررسی بهتر و دقیقتر کانی‌های موجود در این سنگها، آنها را مورد آنالیز ریز پردازشی قرار دادیم که نتایج در جدولهای ۱، ۲ و ۳ آورده شده‌اند. بر این اساس کلینوپیروکسنهای موجود دارای ترکیب  $En_{45.010-53.430}Fs_{6.672-17.703}$  بوده و چنانکه که در شکل ۵-A دیده می‌شود، موقعیت ترکیبی آنها در نمودار طبقه بندی کلینوپیروکسها در گسترهٔ اوژیت قرار می‌گیرد. همچنین میانگین میزان  $Mg\#$  آنها برابر ۰/۸۵ است.

پلاژیوکلازهای سالم موجود در این سنگها دارای ترکیب  $Ab_{35.3}An_{64.0}Or_{0.7}$  و از نوع لابرادوریت‌اند ولی اغلب آنها تحت تاثیر دگرگونی کف دریا و دگرسانی‌های بعدی قرار گرفته‌اند، و در نتیجه با جانشینی  $Na$  به جای  $Ca$ ، ترکیب آنها به سمت آندزین ( $Ab_{50.7}An_{48.5}Or_{0.8}$ ) و آلبیت ( $Ab_{91.9-94.2}An_{5.6-}$ ) آندزین (۸/۰  $Or_{0.1-0.2}$ ) تغییر کرده است (شکل ۵-B).

از دیگر کانی‌های موجود در این سنگها اسپینل‌های کروم‌دارند که کاملاً سالم مانده و مقدار  $Cr\#$  آنها بین ۰/۳۹ تا ۰/۴۷ تغییر می‌کند. همچنین مقدار  $TiO_2$  موجود در این کانیها نیز در حدود ۰/۱۹ تا ۰/۲۸ و میزان  $Fe^{+3}\#$  آنها بین ۰/۰۳ تا ۰/۰۵ است.

چنانکه پیش از این قبلاً اشاره شد، برخی از کلینوپیروکسها به آمفیبول تبدیل شده‌اند. نتایج آنالیز ریز پردازش آمفیبولها (جدول‌های ۱، ۲ و ۳)، نشان می‌دهد که آمفیبولهای موجود از نوع کلسیک است و روی نمودار تقسیم بندی آمفیبولها در گسترهٔ ترمولیت و ترمولیت-اکتینولیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-C). میزان  $Mg\#$  آمفیبول‌های موجود در حدود ۰/۹۰ است. کربناتهای موجود در این سنگها نیز از نوع کلسیت‌اند.

#### ژئوشیمی سنگ کل

به منظور بررسی ماهیت گدازه‌های بالشی، این سنگها مورد آنالیز سنگ کل به روش NAA قرار گرفتند که نتایج آنالیز آن

میان نمونه‌های برداشته شده، تعداد ۹ نمونه انتخاب و در مرکز تحقیقات و تولید سوخت هسته‌ای اصفهان، با استفاده از روش فعال سازی نوترونی (NAA) آنالیز شدند. از نتایج آنالیز عناصر اصلی دو نمونه گدازهٔ بالشی افیولیت نائین که پیش از این توسط [۵] مورد بررسی قرار گرفته بودند، نیز استفاده شد.

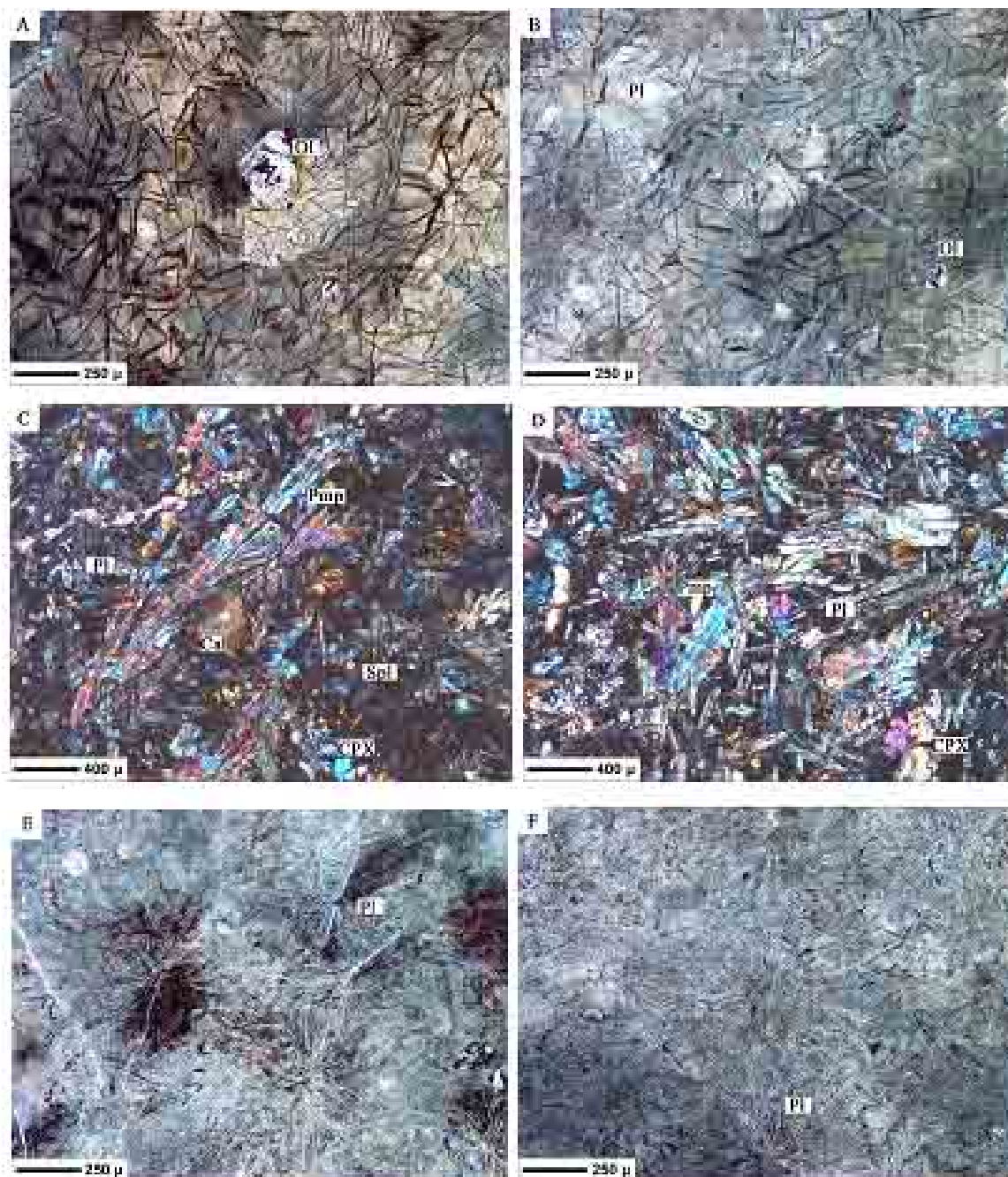
#### سنگ شناختی

گدازه‌های بالشی مورد مطالعه، در نمونه‌های دستی، به شکلهای کروی، کشیده، و بیضوی و به رنگهای تیره تا سبز و قهوه‌ای دیده می‌شوند. قطر این گدازه‌های بالشی به طور متوسط ۴۰ سانتی متر است، ولی گاه تا حدود دو متر نیز می‌رسد (شکل ۳-B). سردایش ناگهانی این گدازه‌ها در مجاورت با آب دریا، موجب تشکیل شکستگیهای چند ضلعی روی سطح خارجی آنها شده است که موجب سرعت شکل‌گیری به پدیدهٔ اسپیلیتی این سنگها شده است، و فضای بین بالشیها را ته نشستهای دریایی پر کرده‌اند. در مقاطع عرضی این گدازه‌های بالشی شکستگیهای شعاعی به خوبی قابل مشاهده است. وجود دایک-های دیابازی همراه با گدازه‌های بالشی در درون درهٔ نزدیک معدن کوه زرد به خوبی مشخص است.

بررسی‌های میکروسکوپیکی نشان می‌دهند که بافت‌های موجود در این سنگها شامل بین دانه‌ای، آبله گون و موزائیکی بوده و از الیوین کلریتی، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، اسپینل کروم‌دار، کلریت، آمفیبول، پومپلیت، کلسیت، و مگنتیت تشکیل شده‌اند. کلینوپیروکسها و اسپینل‌های کروم‌دار موجود در این سنگها کانیهای اولیه و آذرین بوده و تحت تاثیر دگرگونی قرار نگرفته‌اند. همچنین تمام الیوین‌های موجود در این سنگها نیز به کلریت تبدیل شده‌اند. اسپینل‌های کروم‌دار به شکل بلورهای یوهدرال کوچک و به رنگ قهوه‌ای روشن هستند. این کانی بیشتر به صورت نفوذیه‌ای در درون یا بین بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود. کلینوپیروکسها غالباً در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز قرار دارند و بخشهایی از آنها نیز در اثر دگرگونی به آمفیبول یا پومپلیت تبدیل شده‌اند. وجود کلینوپیروکسها در فضای بین پلاژیوکلازها نشانگر تبلور کلینوپیروکسها پیش از پلاژیوکلازها و وجود بافت بین دانه‌ای در این سنگهاست. بلورهای پلاژیوکلاز در اثر سردایش سریع در برخی موارد شعاعی بوده و بافت آبله گون را نمایش می‌دهند. پلاژیوکلازهای موجود در این سنگها بیشتر از نوع آلبیتی

همچنین میزان بالای  $TiO_2$  (تا ۱/۷۰٪)، این سنگها نشان می-دهد که این گدازه‌های بالشی به سری تولییتی تعلق دارند و جزء بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) هستند.

در جدول ۴ آورده شده‌اند. بر پایه این نتایج، میزان  $SiO_2$  موجود در این سنگها در حدود ۴۵-۵۸٪ بوده و در گستره بازالت تا آندزیت قرار دارند. مقدار قابل توجه LOI این سنگها به دلیل وجود کانیهای آبدار در اثر دگرگونی کف دریاست.



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ ناین: (A) و (B): بازالت‌های بیوین دار (ppl)، که شیشه‌های آن نیز دستخوش تبلور شده‌اند (دوتریفیکاسیون)؛ (C) و (D): بازالت‌های غنی از کلینوپیروکسن و پومپلئیت (xpl)، (E) و (F): بازالت‌های غنی از پلاژیوکلاز با بافت آبله-گون (ppl) (مخفف اسامی کانی‌ها برگرفته از [۱۹]). این تصاویر نتیجه، رخداد جدایش در ماگمای سازنده گدازه‌های بالشی هستند.

جدول ۱ نتایج آنالیز نقطه‌ای کانیهای موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت نائین بر پایه درصد وزنی اکسیدها.

Mineral	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	NiO	Total
Clinopyroxene 1	۴۸.۷۳	۱.۰۶	۳.۸۷	۰.۰۶	۱۱.۱۵	۰.۳۱	۱۶۶۲	۱۸.۴۷	۰.۳۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۰۰.۰۰
Clinopyroxene 2	۵۰.۸۴	۰.۵۵	۲.۱۱	۰.۰۵	۱۰.۷۰	۰.۳۷	۱۶۱۵	۱۸.۸۲	۰.۴۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۰۰.۰۲
Clinopyroxene 3	۵۳.۱۹	۰.۱۶	۲.۵۲	۰.۳۷	۴.۱۷	۰.۲۰	۱۸.۷۷	۲۰.۳۷	۰.۱۸	۰.۰۰	۰.۰۹	۹۹.۹۲
Clinopyroxene 4	۵۳.۷۲	۰.۱۷	۲.۵۹	۰.۲۹	۴.۱۲	۰.۱۳	۱۸.۸۰	۲۰.۲۶	۰.۲۱	۰.۰۰	۰.۰۶	۱۰۰.۳۴
Clinopyroxene 5	۵۳.۱۴	۰.۲۱	۲.۳۵	۰.۳۷	۴.۱۸	۰.۱۲	۱۸.۷۱	۱۹.۷۹	۰.۲۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۹۹.۰۹
Clinopyroxene 6	۵۳.۰۶	۰.۱۹	۲.۶۱	۰.۵۶	۳.۸۴	۰.۱۳	۱۸.۶۰	۲۱.۰۱	۰.۱۷	۰.۰۰	۰.۰۵	۱۰۰.۲۲
Clinopyroxene 7	۵۲.۰۱	۰.۵۳	۳.۸۰	۰.۲۹	۵.۸۷	۰.۱۵	۱۷.۳۴	۲۰.۳۲	۰.۱۵	۰.۰۱	۰.۰۷	۱۰۰.۵۴
Clinopyroxene 8	۵۳.۸۴	۰.۱۹	۲.۲۱	۰.۳۳	۴.۴۴	۰.۱۴	۱۹.۱۶	۱۹.۶۶	۰.۱۹	۰.۰۲	۰.۰۱	۱۰۰.۱۹
Clinopyroxene 9	۵۳.۲۹	۰.۲۱	۲.۴۴	۰.۳۸	۴.۳۹	۰.۱۳	۱۸.۷۸	۱۹.۹۷	۰.۱۷	۰.۰۰	۰.۰۵	۹۹.۸۱
Amphibole 1	۵۱.۷۱	۰.۲۲	۲.۲۲	۰.۰۰	۴.۵۹	۰.۰۹	۱۹.۸۰	۱۸.۲۶	۰.۲۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۹۷.۰۹
Amphibole 2	۵۲.۲۴	۰.۳۳	۴.۲۳	۰.۰۰	۱.۳۸	۰.۱۶	۱۸.۴۱	۲۰.۸۶	۰.۲۱	۰.۰۰	۰.۰۸	۹۷.۹۲
Amphibole 3	۴۹.۸۳	۰.۳۰	۳.۶۷	۰.۰۰	۴.۰۵	۰.۱۹	۱۸.۴۴	۱۸.۱۶	۰.۲۰	۰.۰۱	۰.۰۸	۹۴.۹۱
Pumpellyite 1	۳۶.۰۰	۰.۴۰	۱۸.۹۷	۰.۰۰	۱۰.۵۸	۰.۱۰	۲.۷۷	۲۱.۰۰	۰.۱۳	۰.۰۲	۰.۰۰	۸۹.۹۷
Pumpellyite 2	۳۸.۷۰	۰.۲۱	۲۲.۸۴	۰.۰۶	۵.۴۴	۰.۱۰	۳.۳۶	۱۹.۴۸	۰.۴۶	۰.۳۰	۰.۰۰	۹۰.۹۳
Pumpellyite 3	۳۴.۴۹	۰.۲۲	۲۰.۰۱	۰.۰۰	۷.۲۷	۰.۱۲	۲.۷۴	۲۰.۹۷	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۹	۸۵.۸۷
Pumpellyite 4	۳۳.۸۴	۰.۲۹	۱۹.۳۷	۰.۰۷	۷.۹۶	۰.۰۹	۲.۵۳	۲۱.۰۲	۰.۰۹	۰.۰۱	۰.۰۲	۸۵.۲۹
Pumpellyite 5	۳۴.۶۰	۰.۱۲	۱۹.۷۳	۰.۰۶	۸.۰۶	۰.۲۰	۲.۷۰	۲۰.۹۵	۰.۰۶	۰.۰۲	۰.۰۲	۸۶.۴۸
Plagioclase 1	۵۴.۶۶	۰.۳۰	۲۱.۶۳	۰.۰۰	۰.۰۹	۰.۰۰	۰.۰۰	۱.۷۶	۱۰.۶۱	۰.۰۲	۰.۰۰	۱۰۰.۹۴
Plagioclase 2	۶۴.۷۵	۰.۰۵	۲۰.۸۵	۰.۰۰	۰.۱۹	۰.۰۵	۰.۰۲	۱.۱۴	۱۰.۶۴	۰.۰۴	۰.۰۱	۹۹.۷۳
Plagioclase 3	۵۲.۸۸	۰.۱۶	۲۶.۰۱	۰.۰۰	۲.۸۵	۰.۰۸	۰.۸۴	۱۳.۰۵	۳.۹۷	۰.۱۲	۰.۰۰	۹۹.۹۷
Plagioclase 4	۶۷.۵۴	۰.۳۷	۲۰.۱۷	۰.۰۰	۰.۹۱	۰.۰۶	۰.۵۳	۶.۳۴	۳.۶۷	۰.۰۸	۰.۰۳	۹۹.۷۰
Cr-Spinel 1	۰.۱۷	۰.۱۹	۳۳.۰۲	۳۲.۰۴	۱۵.۲۹	۰.۲۰	۱۶.۴۸	۰.۱۴	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۱۹	۹۷.۷۲
Cr-Spinel 2	۰.۳۱	۰.۲۵	۳۲.۸۲	۳۱.۱۲	۱۴.۰۴	۰.۱۶	۱۷.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۲۴	۹۶.۰۵
Cr-Spinel 3	۰.۰۰	۰.۲۳	۳۰.۹۷	۳۳.۸۲	۱۵.۷۴	۰.۱۵	۱۶.۱۱	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۹۷.۰۵
Cr-Spinel 4	۰.۰۵	۰.۲۸	۳۱.۵۲	۳۴.۰۷	۱۵.۹۹	۰.۰۳	۱۶.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۹۷.۹۶
Cr-Spinel 5	۰.۰۰	۰.۲۷	۲۹.۳۵	۳۸.۰۵	۱۳.۶۶	۰.۲۱	۱۶.۴۸	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۹۸.۰۱
Cr-Spinel 6	۰.۰۰	۰.۲۶	۲۸.۶۵	۳۸.۱۴	۱۳.۷۴	۰.۱۲	۱۶.۴۹	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۹۷.۶۷
Cr-Spinel 7	۰.۰۰	۰.۲۵	۲۹.۱۰	۳۸.۳۹	۱۳.۵۶	۰.۰۸	۱۶.۶۰	۰.۱۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۹۸.۰۵
Cr-Spinel 8	۰.۰۰	۰.۲۶	۲۹.۵۲	۳۷.۳۹	۱۳.۲۵	۰.۰۹	۱۶.۵۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۹۸.۹۶

جدول ۲ نتایج فرمول ساختاری کانیهای موجود در جدول یک.

Sample	Mineral Type	Oxvg.*	Si	Ti	Al	Cr	Fe <sup>+2</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ni	Total
Clinopyroxene 1	Augite	۶	۱.۷۹	۰.۰۳	۰.۱۷	۰.۰۰	۰.۱۳	۰.۲۱	۰.۰۱	۰.۹۱	۰.۷۳	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۴.۰۰
Clinopyroxene 2	Augite	۶	۱.۸۸	۰.۰۲	۰.۰۹	۰.۰۰	۰.۱۹	۰.۱۴	۰.۰۱	۰.۸۹	۰.۷۵	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۴.۰۰
Clinopyroxene 3	Augite	۶	۱.۹۳	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۰۱	۰.۰۹	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۹۲	۰.۷۸	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۴.۰۰
Clinopyroxene 4	Augite	۶	۱.۹۳	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۱	۰.۲۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۹۳	۰.۷۸	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۴.۰۰
Clinopyroxene 5	Augite	۶	۱.۹۴	۰.۰۱	۰.۰۶	۰.۰۱	۰.۲۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۹۳	۰.۷۷	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۴.۰۰
Clinopyroxene 6	Augite	۶	۱.۹۲	۰.۰۰	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۹۱	۰.۸۲	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۴.۰۰
Clinopyroxene 7	Augite	۶	۱.۸۹	۰.۰۱	۰.۱۱	۰.۰۱	۰.۱۵	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۹۰	۰.۸۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۴.۰۰
Clinopyroxene 8	Augite	۶	۱.۹۵	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۱۳	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۹۶	۰.۷۶	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۴.۰۰
Clinopyroxene 9	Augite	۶	۱.۹۴	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۲۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۹۰	۰.۷۷	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۴.۰۰
Amphibole 1	Tremolite	۲۳	۷.۳۹	۰.۰۲	۰.۲۷	۰.۰۰	۰.۵۴	۰.۰۰	۰.۰۱	۴.۲۲	۲.۷۹	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۵.۲۲
Amphibole 2	Tremolite-Actinolite	۲۳	۷.۸۸	۰.۰۴	۰.۷۵	۰.۰۰	۰.۱۷	۰.۰۰	۰.۰۲	۴.۱۳	۳.۳۷	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۶.۴۳
Amphibole 3	Tremolite-Actinolite	۲۳	۷.۲۸	۰.۰۳	۰.۶۳	۰.۰۰	۰.۴۹	۰.۰۰	۰.۰۲	۴.۰۲	۲.۸۴	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۵.۳۹
Pumpellyite 1	pumpellyite	۲۶	۶.۶۰	۰.۰۵	۴.۰۹	۰.۰۰	۱.۶۲	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۷۶	۴.۱۲	۰.۱۶	۰.۰۱	۰.۰۰	۱۷.۳۲
Pumpellyite 2	Pumpellyite	۲۶	۶.۷۴	۰.۰۳	۴.۶۹	۰.۰۰	۰.۷۹	۰.۰۰	۰.۰۲	۱.۸۷	۳.۶۴	۰.۱۶	۰.۰۷	۰.۰۰	۱۶.۹۹
Pumpellyite 3	Pumpellyite	۲۶	۶.۵۲	۰.۰۳	۴.۴۶	۰.۰۰	۱.۱۵	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۷۷	۴.۲۵	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۷.۲۲
Pumpellyite 4	Pumpellyite	۲۶	۶.۴۹	۰.۰۴	۴.۳۸	۰.۰۰	۱.۲۸	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۷۲	۴.۳۲	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۷.۲۹
Pumpellyite 5	Pumpellyite	۲۶	۶.۵۳	۰.۰۲	۴.۳۹	۰.۰۰	۱.۲۷	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۷۶	۴.۲۴	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۷.۲۷
Plagioclase 1	Albite	۸	۲.۸۹	۰.۰۱	۱.۱۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۸	۰.۹۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۴.۹۹
Plagioclase 2	Albite	۸	۲.۹۳	۰.۰۰	۱.۰۸	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۹۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۴.۹۸
Plagioclase 3	Labradorite	۸	۲.۴۴	۰.۰۱	۱.۴۱	۰.۰۰	۰.۱۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۶۴	۰.۳۶	۰.۰۱	۰.۰۰	۵.۰۳
Plagioclase 4	Andesine	۸	۲.۹۵	۰.۰۱	۱.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۳۰	۰.۳۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۴.۶۸
Cr-Spinel 1	Chromian Spinel	۳۲	۰.۰۴	۰.۰۳	۹.۱۴	۵.۹۴	۲.۱۶	۰.۸۲	۰.۰۴	۵.۷۷	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۲۴.۰۰
Cr-Spinel 2	Chromian Spinel	۳۲	۰.۰۷	۰.۰۴	۹.۱۸	۵.۸۴	۲.۰۴	۰.۷۳	۰.۰۳	۶.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۲۴.۰۰
Cr-Spinel 3	Chromian Spinel	۳۲	۰.۰۰	۰.۰۳	۸.۷۰	۶.۳۷	۲.۲۷	۰.۸۶	۰.۰۳	۵.۷۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۲۴.۰۰
Cr-Spinel 4	Chromian Spinel	۳۲	۰.۰۱	۰.۰۵	۷.۴۱	۶.۳۶	۲.۲۱	۰.۷۴	۰.۰۰	۵.۶۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۲۴.۰۰
Cr-Spinel 5	Chromian Spinel	۳۲	۰.۰۰	۰.۰۵	۸.۲۱	۷.۱۴	۲.۱۷	۰.۵۴	۰.۰۴	۵.۸۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۲۴.۰۰
Cr-Spinel 6	Chromian Spinel	۳۲	۰.۰۰	۰.۰۵	۸.۱۳	۷.۱۹	۲.۱۵	۰.۵۸	۰.۰۲	۵.۸۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۲۴.۰۰
Cr-Spinel 7	Chromian Spinel	۳۲	۰.۰۰	۰.۰۴	۸.۱۴	۸.۲۰	۲.۱۲	۰.۵۵	۰.۰۱	۵.۸۷	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۲۴.۰۰
Cr-Spinel 8	Chromian Spinel	۳۲	۰.۰۰	۰.۰۵	۸.۳۲	۷.۰۷	۲.۱۳	۰.۵۱	۰.۰۱	۵.۸۸	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۲۴.۰۰

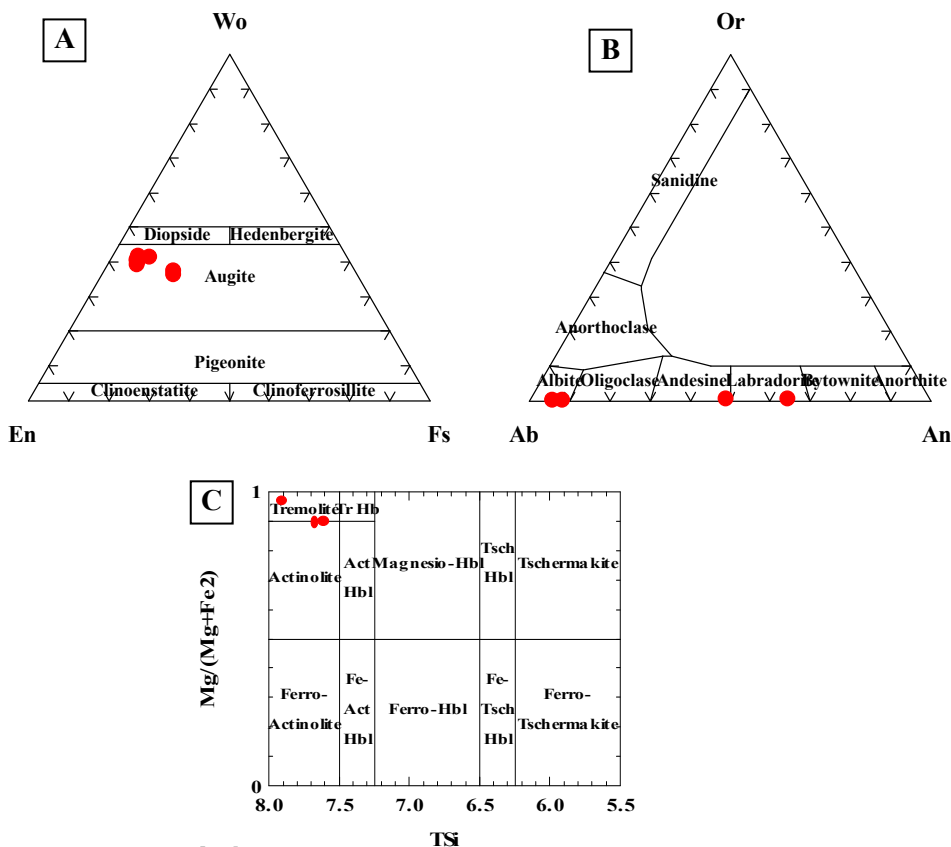


جدول ۳ محاسبه درصد اعضای پایانی محلول جامد در کلینوپیروکسنها و پلاژیوکلازها، و نیز محاسبه مقادیر  $Fe^{+2}\#$ ،  $Fe^{+3}\#$  و Cr# در مورد اسپینل‌های کروم‌دار موجود در جدول یک.

Sample	Wollastonite	Enstatite	Ferrosilite
Clinopyroxene 1	۳۶,۵۴	۴۵,۷۶	۱۷,۷۰
Clinopyroxene 2	۳۷,۶۹	۴۵,۰۰	۱۷,۳۱
Clinopyroxene 3	۴۰,۷۰	۵۲,۴۴	۶,۸۵
Clinopyroxene 4	۴۰,۷۰	۵۲,۵۹	۶,۶۷
Clinopyroxene 5	۴۰,۲۴	۵۲,۹۳	۶,۸۳
Clinopyroxene 6	۴۲,۰۳	۵۱,۷۷	۶,۲۰
Clinopyroxene 7	۴۱,۳۵	۴۹,۰۹	۹,۵۶
Clinopyroxene 8	۳۹,۴۰	۵۳,۴۳	۷,۱۷
Clinopyroxene 9	۴۰,۲۴	۵۲,۶۵	۷,۱۱

Sample	Albite	Anorthite	Orthoclase
Plagioclase 1	۹۱,۹	۰,۸	۰,۱
Plagioclase 2	۹۴,۲	۵,۶	۰,۲
Plagioclase 3	۳۵,۳	۶۴,۰	۰,۷
Plagioclase 4	۵۰,۹	۴۸,۴	۰,۷

Sample	Fe/(Fe + Mg)	Cr# = Cr/(Cr + Al)	Mg# = Mg/(Mg + Fe <sup>2+</sup> )	Fe <sup>+2</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Fe <sup>+2</sup> # = Fe <sup>+2</sup> /(Fe <sup>+2</sup> + Fe <sup>+3</sup> )	Fe <sup>+3</sup> # = Fe <sup>+3</sup> /(Fe <sup>+3</sup> + Al + Cr)
Cr-Spinel 1	۰,۳۴	۰,۳۹	۰,۷۳	۲,۱۶	۰,۸۲	۰,۷۲	۰,۰۵
Cr-Spinel 2	۰,۳۲	۰,۳۹	۰,۷۵	۲,۰۴	۰,۷۳	۰,۷۳	۰,۰۴
Cr-Spinel 3	۰,۳۵	۰,۴۲	۰,۷۲	۲,۲۷	۰,۸۶	۰,۷۲	۰,۰۵
Cr-Spinel 4	۰,۳۶	۰,۴۲	۰,۷۰	۲,۴۱	۰,۷۴	۰,۷۶	۰,۰۴
Cr-Spinel 5	۰,۳۲	۰,۴۷	۰,۷۳	۲,۱۷	۰,۵۴	۰,۷۹	۰,۰۳
Cr-Spinel 6	۰,۳۲	۰,۴۷	۰,۷۳	۲,۱۵	۰,۵۸	۰,۷۸	۰,۰۳
Cr-Spinel 7	۰,۳۱	۰,۴۷	۰,۷۳	۱,۱۲	۰,۵۵	۰,۷۹	۰,۰۳
Cr-Spinel 8	۰,۳۱	۰,۴۶	۰,۷۳	۲,۱۳	۰,۵۱	۰,۸۰	۰,۰۳



شکل ۵ (A) ترکیب کلینوپیروکسنها موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت ناین (نمودار برگرفته از [۲۰])؛ (B) ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت ناین؛ (C) موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ ناین.



جدول ۴ جدول آنالیز سنگ کل گدازه‌های بالشی منطقه شمال نائین بر پایه درصد وزنی اکسیدها.

Sample Name	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	LOI
p1	۵۴٫۹۵	۰٫۴۵	۱۴٫۳۶	۸٫۵۶	۰٫۱۳	۴٫۰۵	۱۰٫۵۸	۳٫۲۲	۰٫۵۵	۳٫۱۴
p2	۵۴٫۸۹	۰٫۷۳	۱۵٫۸۲	۸٫۹۵	۰٫۱۴	۴٫۴۳	۸٫۴۵	۳٫۱۳	۰٫۵۵	۲٫۹۱
p4	۵۴٫۰۳	۰٫۹۲	۱۴٫۵	۸٫۸۹	۰٫۱۴	۴٫۴۹	۱۰٫۲۸	۳٫۱۱	۰٫۶	۰٫۰۳
p10	۵۴٫۷۵	۰٫۹۸	۱۵٫۴۸	۱۰٫۷۷	۰٫۱۸	۳٫۶۸	۵٫۹۳	۴٫۳۴	۰٫۷۱	۳٫۱۸
p11	۵۳٫۳۷	۱٫۲۳	۱۵٫۴۶	۱۱٫۴۷	۰٫۱۹	۳٫۵۱	۶٫۶	۴٫۴۹	۰٫۷۱	۲٫۹۷
p18	۵۵٫۲۸	۰٫۶۳	۱۵٫۴۴	۸٫۷۶	۰٫۱۵	۳٫۶۶	۹٫۴۴	۲٫۷۱	۰٫۷۲	۳٫۲
p19	۵۷٫۶۳	۰٫۷	۱۴٫۰۲	۷٫۶۱	۰٫۱۲	۳٫۶۸	۹٫۷۵	۳٫۱۸	۰٫۲۶	۳۰٫۳
p19-1	۵۷٫۹۹	۰٫۶۳	۱۴٫۷۴	۸٫۱۴	۰٫۱۳	۳٫۴۳	۸٫۸۳	۲٫۸	۰٫۳۱	۲٫۹۹
p22	۵۶٫۸۵	۰٫۸	۱۴٫۴۶	۹٫۰۴	۰٫۱۳	۳٫۸	۹٫۳۹	۲٫۲۵	۰٫۱۸	۳٫۱۱
p23*	۴۸٫۰۳	۰٫۵۳	۱۴٫۹۴	۹٫۶۱	۰٫۱۳	۷٫۵۹	۱۳٫۲۵	۲٫۴۲	۰٫۲۱	۳٫۲۹
p24*	۴۵٫۲۳	۱٫۷	۱۰٫۸۶	۱۴٫۳۴	۰٫۱۸	۹٫۶۱۱	۱۳٫۳۳	۱٫۴۹	۰٫۲۴	۳٫۲۵

ادامه جدول ۴

Sample Name	Cr	Ni	Co	Sc	V	Zn	W	Mo	As	Ag	Au	Ta	Hf
p1	۶۷۶	-	۳۹	۳۸	۱۹۸	۴۶	۲	۵٫۷۶	۱٫۱۹	۰٫۷	-	۰٫۶۵	۵٫۵۶
P2	۷۲۸	-	۴۳	۴۱	۱۹۲	۶۰	۲	۳٫۷۷	۱٫۶۸	۰٫۸	۱٫۹	۰٫۷۳	۵٫۳۸
P4	۷۱۹	-	۴۲	۴۰	۲۲۰	۵۵	-	۵٫۸۹	۱٫۵۴	۰٫۷	۱٫۴	۰٫۷۲	۵٫۷۸
p10	۶۲۲	-	۴۷	۴۶	۲۶۹	۱۴۱	۲	۱٫۵	۱۸٫۲۳	-	۲٫۸	۰٫۶۹	۶٫۱۲
p11	۶۲۸	-	۵۳	۴۷	۲۸۶	۱۰۶	-	۱٫۸	۱۳٫۵۳	-	۰٫۵	۰٫۷۹	۶٫۰۵
p18	۱۲۰۰	۵۰۹	۳۸	۳۷	۲۳۶	۵۶	۴٫۶۲	۲٫۶۷	۱٫۵۷	۰٫۲	۰٫۷	۰٫۶۲	۵٫۸
p19	۵۱۰	-	۳۵	۳۵	۱۹۱	۳۸	۲	۲٫۸۱	۱٫۱	-	۳٫۱	۰٫۶۹	۵٫۹۷
p19-1	۷۵۸	-	۳۶	۳۸	۳۱۰	۳۶	۱٫۸	۱۴٫۱۹	۰٫۷۹	-	۱٫۷	۰٫۵۶	۵٫۹۲
p22	۷۷۷	۳۵۵	۴۲	۳۸	۲۱۹	۴۹	۲٫۳۳	۴٫۷۸	۰٫۹۴	-	۳٫۱	۰٫۶۶	۵٫۸۹۰
p23*	۵۱۸	۱۴۳	۲۸	۴۴	۲۰۲	۶۱	-	-	۴٫۷	۴٫۷	-	۰٫۲۸	۱٫۲
p24*	۱۹۱	۱۶۱	۴۶	۵۳	۳۱۰	۱۵۱	-	-	۲٫۹۵	۵٫۲	-	۰٫۷۳	۲٫۹۵

ادامه جدول ۴

Sample Name	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Tm	Yb	Lu
p1	۰٫۶۱	۰٫۵	۲۰٫۶	۴۷۴	۴۰۲	۱۴۴	۱٫۱	۲۱۰	۰٫۳۶	۲٫۳۲	۰٫۲۵	۱٫۸	۰٫۲۷
p2	۰٫۷۲	۰٫۶	۱۳۹	۳۲۶	۳۳۰	۱۳۲	۰٫۵۸	۲۲۴	۰٫۴۰	۲٫۹۴	۰٫۳۰	۱٫۹۵	۰٫۳۸
p4	۰٫۷	۰٫۶	۳۲۲	۶۲۹	۴۴۱	۱۶۴	۰٫۸۶	۲۳۰	۰٫۳۹	۲٫۹۹	۰٫۳۱	۲٫۰۱	۰٫۳
p10	۰٫۶۷	۰٫۶	۲۹۶	۶۲	۴۵۰	۱۶۸	۰٫۸۶	۲۴۳	۰٫۴۴	۳٫۱۰	۰٫۳۳	۲٫۳۸	۰٫۳۷
p11	۰٫۷۳	۰٫۷	۲۴۴	۵۴	۴۹۲	۲۰۲	۰٫۹۸	۲۴۳	۰٫۴۱	۳٫۱۷	۰٫۳۶	۲٫۵۶	۰٫۴۱
p18	۰٫۶۳	۰٫۵	۱۶۲	۳۴۳	۳۶۸	۱۴۲	۰٫۷۲	۲۲۰	۰٫۳۵	۲٫۶۰	۰٫۲۸	۱٫۷۳	۰٫۲۷
p19	۰٫۶۵	۰٫۵۵	۱۹۴	۴۸۸	۳۹۷	۱۳۷	۰٫۵۵	۱۹۳	۰٫۳۴	۲٫۳۲	۰٫۲۹	۱٫۸۷	۰٫۳۸
P19-1	۰٫۵۷	۰٫۵	۱۹	۴۳۴	۳۹۸	۱۴۳	۰٫۶۵	۲۰۴	۰٫۳۲	۲٫۶۱	۰٫۲۸	۱٫۸	۰٫۲۹
p22	۰٫۶۷	۰٫۵۲	۲۰۲	۵۰۷	۴۰۳	۱۴۶	۰٫۷۷	۲۲۸	۰٫۳۶	۲٫۷۳	۰٫۲۷۶	۱٫۵۶	۰٫۲۵
p23*	۰٫۴۸	۰٫۵۱	۳۵۹	۴۷	۶۱	۱۴۶	۰٫۶۵	-	۰٫۵۷	۲٫۵	۰٫۰۷	۱٫۴	۰٫۱۶
p24*	۰٫۵۴	۰٫۶۷	۳۳۱	۱۰۷	۶۹	۳۱۹	۱٫۵	-	۱٫۲۱	۵٫۲	۰٫۱	۱٫۵۶	۰٫۷۳

\*بر گرفته از [۶].

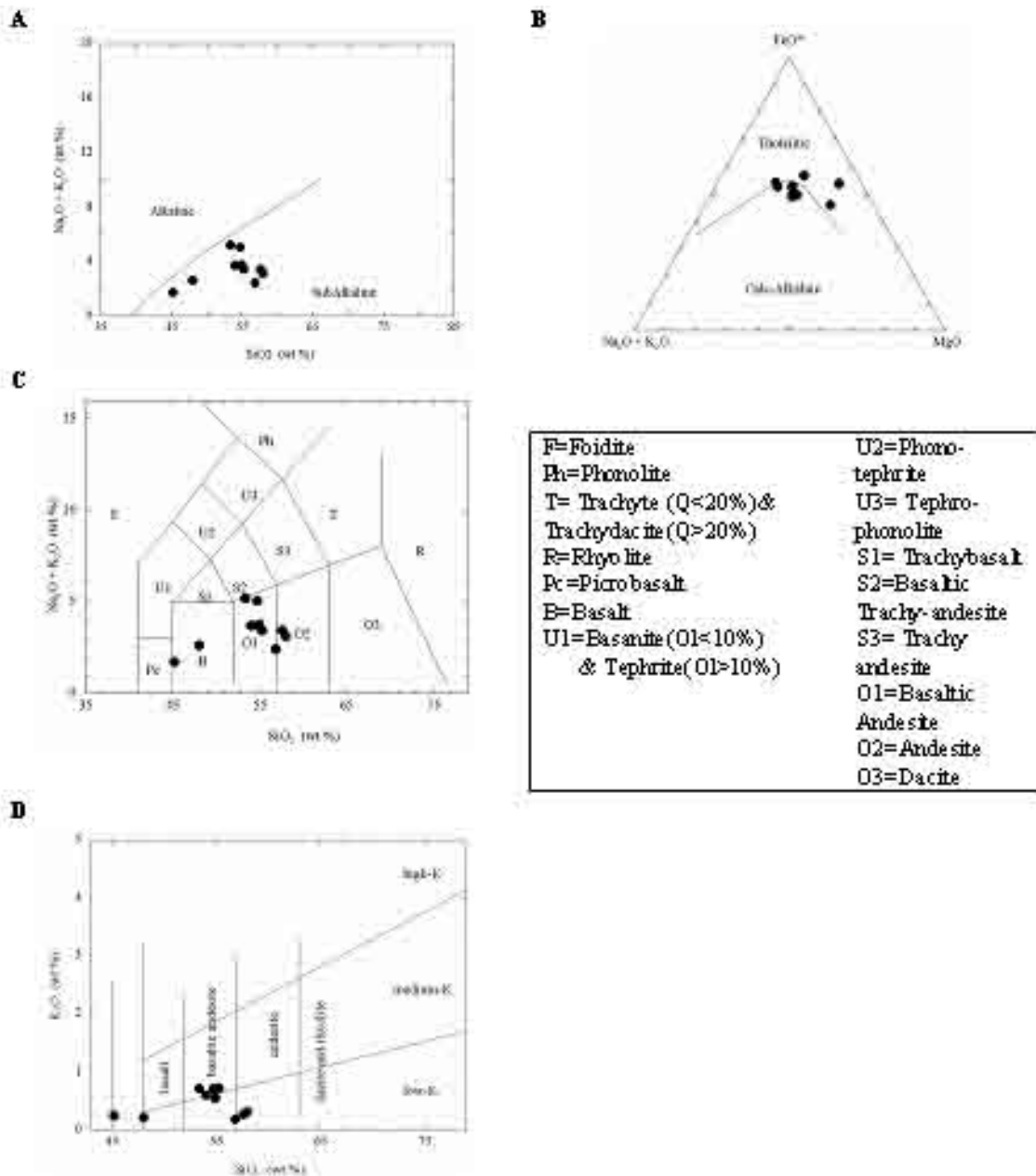
موقعیت اصلی نمونه‌ها به سمت بالاتر تغییر کرده و نزدیک به مرز جدایش قلیایی و نیمه قلیایی‌ها قرار گیرند. در نمودار AFM نمونه‌ها پیرامون خط جدایش دو سری ماگمایی قرار گرفته‌اند (شکل ۶-B). در نمودار قلیایی‌ها نسبت به میزان SiO<sub>2</sub>، نمونه‌ها ترکیب بازالت (B)، بازالت آندزیتی (O1) و آندزیت (O2) را نشان می‌دهند (شکل ۶-C و ۶-D).

ترسیم داده‌های موجود بر نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb نشان می‌دهد که نمونه‌های موجود در بخش تولیت قرار می‌گیرند (شکل ۷-A). همچنین در نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb، نمونه‌ها یک خاستگاه گوشته ای و تا حدودی تهی شده را نشان می‌دهند (شکل ۷-B). همچنین در نمودار Th-Hf/3-Ta، اغلب نمونه‌ها در گستره A قرار گرفته‌اند که به NMORBها مربوط می‌شود (شکل ۷-C). به این ترتیب

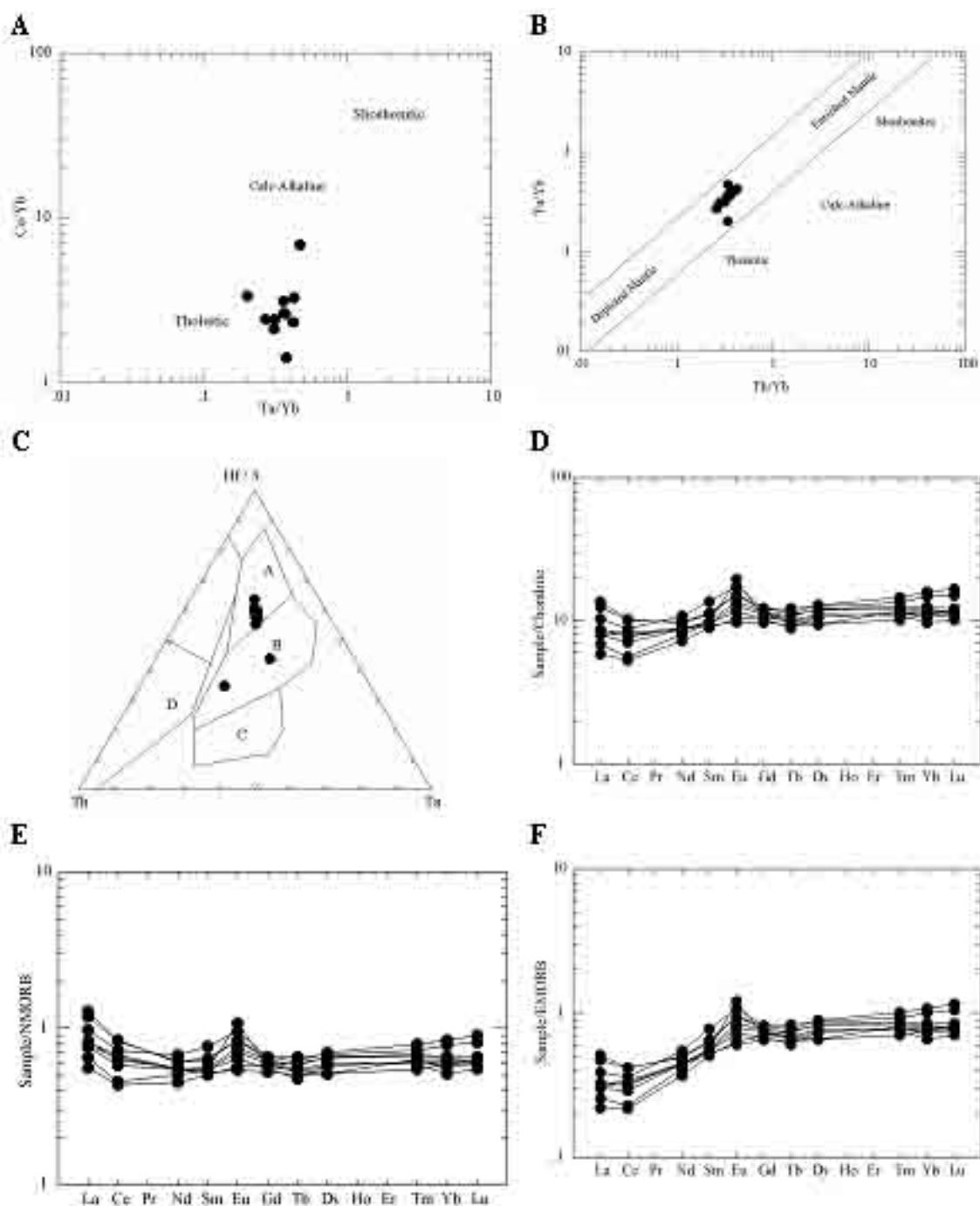
میزان Na<sub>2</sub>O تحت تاثیر پدیده دگرگونی کف دریا افزایش یافته است (۱٫۴۹٪ تا ۴٫۴۹٪) و از شواهد سنگ شناختی آن می‌توان به درصد بالای آل‌بیت در پلاژیوکلازهای این سنگها اشاره کرد. سایر عناصر اصلی دیگر چون MgO، K<sub>2</sub>O، و FeO نیز حین دگرگونی کف دریا ممکن است به صورت متحرک عمل کنند [۲۴]. بنابراین به دلیل دگرگونی گرمایی و رویداد دگرسانی، استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی بر پایه عناصر متحرک نظیر قلیایی‌ها مناسب نبوده و به جای آن بهتر است از نمودارهای بر پایه عناصر HFS، استفاده شود. در نمودار قلیایی (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) نسبت به SiO<sub>2</sub>، نمونه‌های گدازه بالشی افیولیت نائین در گستره نیمه قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۶-A). البته تاثیر فرایندهای دگرگونی کف دریا که موجب افزایش میزان قلیایی‌ها در این سنگها می‌شود، موجب شده است که

MORB است (شکل E-۷ و F-۷). علاوه بر این در هر سه نمودار بهنجار شده بالا می توان ناهنجاری مثبت Eu را در تعدادی از نمونه‌ها مشاهده کرد. این پدیده به دلیل جایگزینی Eu به جای Ca در پلاژیوکلازهاست و نشان می‌دهد که Eu برخلاف REE های دیگر رفتاری سازگار داشته و فوگاسیته اکسیژن پایین بوده است.

بررسی ژئوشیمی این سنگها بیانگر تولییتی بودن آنها و شباهت به NMORB است. ترسیم نمودار بهنجار شده عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت، بیانگر غنی تر بودن این سنگها از REE (به ویژه HREEها) به میزان ۱۰ برابر است (شکل ۷-۷). (D) نمودار بهنجار شده آنها نسبت به NMORB و EMORB، نشانگر شباهت بیشتر سنگهای مورد مطالعه به N-



شکل ۶ (A) نمایش ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ نایین روی نمودار قلیایی ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) نسبت به  $\text{SiO}_2$  (برگرفته از [۲۱]); (B) نمایش ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ نایین روی نمودار AFM (برگرفته از [۲۲]); (C): نمایش ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ نایین روی نمودار قلیایی ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) نسبت به  $\text{SiO}_2$  (برگرفته از [۲۳]); (D): موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار  $\text{SiO}_2$  نسبت به  $\text{K}_2\text{O}$ .



شکل ۷ (A) نمایش ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ نائین در نمودار Ce/Yb نسبت به Ta/Yb (برگرفته از [۲۴]); (B) نمایش ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ نائین در نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb (برگرفته از [۲۴]); (C) نمایش ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ نائین در نمودار Th-Hf/3-Ta (برگرفته از [۲۵]); (D) نمودار بهنجارسازی عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت؛ (E) نمودار بهنجارسازی عناصر نادر خاکی نسبت به NMORB؛ (F) نمودار بهنجارسازی عناصر نادر خاکی نسبت به EMORB.

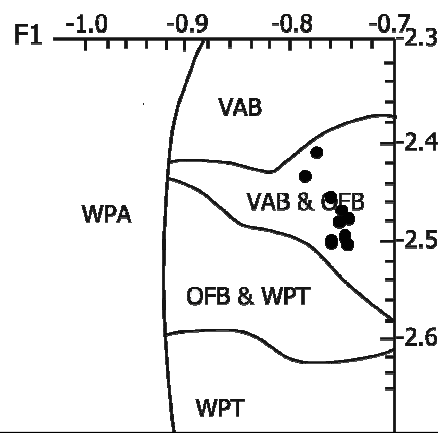
**بحث و برداشت**

ساخت جهانی استفاده کرد. از جمله این کانیها می‌توان به کلینوپیروکسنها و اسپینل‌های کروم دار موجود در این سنگها اشاره کرد. در ادامه به بررسی محیط زمین ساخت جهانی

علاوه بر بررسی ترکیب سنگ کل، از نتایج آنالیز کانیهای اولیه و آذرین سالم نیز می‌توان به عنوان شاخص محیط زمین

گدازه‌های بالشی افیولیت نایین با استفاده از ترکیب این کانی‌ها، به شرح زیر پرداخته می‌شود.

الف) در بررسی محیط زمین ساخت جهانی بر پایه ترکیب کلینوپیروکسینها، می‌توان به از جمله پیشگامان این روش؛ [۲۶]، [۲۷] اشاره کرد. پس از آنها نیز افراد زیادی به بررسی ارتباط بین ترکیب کلینوپیروکسینهای کلسیک با محیط زمین ساختی که افیولیت در آن شکل گرفت، پرداخته‌اند. به عقیده [۳] تفاوت در میزان Ti می‌تواند بیانگر نوع افیولیت باشد. پایه این روش بر این استوار است که فعالیت یک عنصر در کلینوپیروکسینی که از یک آبگون متبلور می‌شود، با فعالیت همان عنصر در آبگون متناسب است و آن را به صورت  $K_D^{Cpx/Liquid}$  نشان می‌دهند. به این ترتیب تفاوت‌های شیمیایی بین آبگون سری‌های ماگمایی اصلی می‌تواند بر ترکیب کلینوپیروکسین تاثیر بگذارد، به ویژه روی عناصری که در زمینه این سنگها شرکت می‌کنند [۲۷]. از آنجا که ویژگی سنگ-شناسی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی ممکن است که مستقیماً با محیط زمین ساختی آنها رابطه داشته باشد، لذا در دگرسانی‌های بعدی (از قبیل واکنش‌ها در دمای پایین بازالت با آب دریا، واکنش‌های با دمای بالا و گرمایی بازالت با آب دریا و دگرگونی ناحیه‌ای) ممکن است ویژگی‌های ژئوشیمی و کانی-شناسی اولیه سنگهای آتشفشانی را تحت تاثیر قرار دهد و تشخیص رژیم‌های زمین ساختی قدیمی را دستخوش مشکل کند [۲۷]. به عنوان مثال دگرگونی زیر دریایی بازالتها (اسپیلیت‌ها) موجب می‌شود که این سنگها از نظر Ca، Mg، و Si تهی شده و از نظر عناصر Na، K، و Fe غنی شوند، و عناصر Mg و Fe به صورت متحرک عمل کنند. همچنین در دگرگونی رخساره شیبست سبز در بازالتها عناصر Na، Mg، Fe، و K به صورت متحرک بوده و  $TiO_2$  و  $Al_2O_3$  نا متحرک‌اند [۲۸]. ترسیم ترکیب کلینوپیروکسینهای گدازه‌های بالشی نایین در نمودار  $SiO_2$  نسبت به  $Al_2O_3$  (برگرفته از [۲۶ و ۲۹]) نشان می‌دهد که این نمونه‌ها از نوع نیمه قلیایی هستند (شکل ۸-۸). همچنین بر پایه مقادیر F1 و F2 (برگرفته از [۲۶]) نیز

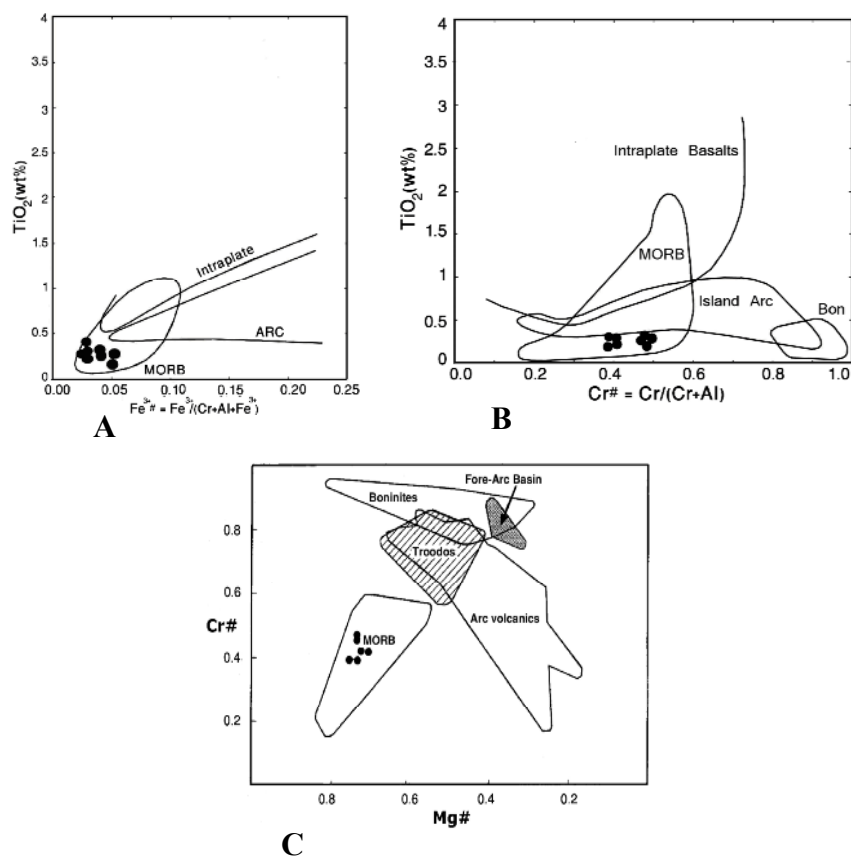


می‌گیرند (شکل ۸-۸).  
 ب) بررسی محیط زمین ساخت جهانی، با استفاده از ترکیب اسپینل‌های کروم دار، کروم اسپینل در سنگ‌های آتشفشانی به صورت پیدا ریز بلور و یا نفوذهایی در کانی‌های دیگر دیده می‌شوند، و با استفاده از گستره ترکیبی و آنالیز ریز پردازشی آن، می‌توان به نوع شیمی‌ماگما پی برد. با استفاده از نسبت  $TiO_2$  به  $(Fe^{3+} \# = Fe^{3+} / (Cr + Al + Fe^{3+}))$  موجود در اسپینل‌ها، می‌توان سه نوع ماگمای اصلی یعنی بازالت درون صفحه‌ای، مورب، و بازالت جزایر قوسی را از یکدیگر تشخیص داد [۲]. بررسی‌های نشان می‌دهند که این کانی در مورب‌ها در مقادیر کمی تشکیل می‌شود و بیشتر به نظر می‌رسد که حضور آن به بازالت‌های اولیه و پیکریتی غنی از الیون و دیگر آبگون‌های اولیه غنی از کروم محدود باشد [۳۰]. این کانی در مورب‌ها دارای نسبت  $FeO / (FeO + MgO)$  پایینی بوده [۳۱، ۳۲] دستخوش شکستگی چندان مهمی هنگام صعود ماگما نشده است. علاوه بر این اسپینل‌های موجود در مورب‌ها از نظر Al غنی [۳۰] و دارای Ti پایینی هستند [۳۳]. نمایش موقعیت کروم اسپینل‌های موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت شمال نایین روی نمودار درصد  $TiO_2$  نسبت به  $Cr \#$  نیز نشان می‌دهد که نمونه‌های گدازه‌های بالشی در گستره بازالت‌های MORB قرار می‌گیرند (شکل ۹-۹). همچنین بررسی نسبت درصد  $TiO_2$  نسبت به  $Fe^{+3} \#$  و نمایش موقعیت کروم اسپینل‌های موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت نایین در نمودار مربوطه نشان می‌دهد که آنها در گستره بازالت‌های MORB قرار می‌گیرند (شکل ۹-۹). در نمودار  $Cr \#$  نسبت به  $Mg \#$  که توسط [۳۴] برای اسپینل‌های موجود در سنگهای آتشفشانی ارائه داده است نیز نمونه‌ها در گستره مورب‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۹-۹).

شکل ۸ (A) ترکیب کلینوپیروکسنهای موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت شمال نائین در نمودار  $\text{SiO}_2$  نسبت به  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (برگرفته از [۲۶]) و [۲۹]؛ (B) نمایش موقعیت کلینوپیروکسنهای موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت شمال نائین در نمودار F1 و F2 (برگرفته از [۲۶]).  
\* محاسبه مقادیر F1 و F2:

$$F1 = -0.012 \times \text{SiO}_2 - 0.0807 \times \text{TiO}_2 + 0.0026 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0012 \times \text{FeO}^* - 0.0026 \times \text{MnO} + 0.0087 \times \text{MgO} - 0.0128 \times \text{CaO} - 0.0419 \times \text{Na}_2\text{O}$$

$$F2 = -0.0469 \times \text{SiO}_2 - 0.0818 \times \text{TiO}_2 - 0.0212 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0041 \times \text{FeO}^* - 0.1435 \times \text{MnO} - 0.0029 \times \text{MgO} + 0.085 \times \text{CaO} + 0.0160 \times \text{Na}_2\text{O}$$



شکل ۹ (A) ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار بر روی نمودار  $\text{TiO}_2$  در برابر  $\text{Fe}^{+3}\#$  (برگرفته از [۲]); (B) ترکیب اسپینل‌های موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت شمال نائین در نمودار  $\text{TiO}_2$  نسبت به  $\text{Cr}\#$  (برگرفته از [۲]); (C) ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار در نمودار  $\text{Cr}\#$  نسبت به  $\text{Mg}\#$  (برگرفته از [۳۴]).

محاسبه نرخ ذوب بخشی

خوبی مشخص است. اسپیلیتها شامل گروهی از سنگهاست که از لحاظ رخداد و عناصر بافتی شبیه به بازالتها هستند، ولی از بازالتها به وسیله وجود فازهای کانیاپی رخساره شیبست سبز مثل آلبیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت، تفکیک می‌شوند.

به طور کلی می‌توان از شواهد اسپیلیتی شدن به وجود کلریت حاصل از دگرسانی الیونها و پیروکسنها، تشکیل پومپلیتیت، تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از سمت کلسیک به سمت سدیک، و فراوانی عناصر آکالی در ترکیب این سنگها اشاره کرد. در شکل ۱۱ واکنشهایی که حین پدیده اسپیلیتی شدن رخ می‌دهد آورده شده‌اند. چنانکه که در این تصویر نیز مشاهده می‌شود طی این فرایند و تحت تاثیر شاره‌های حاوی Na و CO<sub>2</sub>، عناصر Ca، Mg، Mn موجود در بازالت شسته شده، و جای خود را به Na می‌دهند. به این ترتیب با افزایش نسبی Al، Fe، Si، و Na، می‌توان شاهد تبدیل کانی‌های پلاژیوکلاز و اوزیت به آلبیت و کلریت در اسپیلیت بود.

#### زمین دماسنجی

به منظور زمین دماسنجی این سنگها از روش زمین دماسنجی کلینوپیروکسن موجود در این سنگها که [۳۶] ارائه کرده است استفاده شد. نتایج حاصل از زمین دماسنجی کلینوپیروکسنها در جدول ۵ آورده شده‌اند. دمای تشکیل کلینوپیروکسنها در فشارهای ۱ تا ۶ کیلوبار، ۱۰۵۸ تا ۱۱۷۰ درجه سانتیگراد بوده است. فرمول مورد استفاده در این روش چنین است:

$$T(K) \pm 30 = \frac{23166(\pm 447) + 39.28(\pm 4.27) \cdot P(Kbar)}{13.25(\pm 0.32) + 15.32(\pm 2.90) \cdot Ti + 4.50(\pm 0.83) \cdot Fe - 1.55(\pm 0.29) \cdot (Al + Cr - Na) + (Lna_{en}^{cpx})^2}$$

$$a_{en}^{Cpx} = (1 - Ca - Na - K) \cdot \left(1 - \frac{1}{2} (Al + Cr + Na + K)\right)$$

وجود اسپینل کروم‌دار در این بازالتها می‌تواند درجات بالای ذوب بخشی را نشان دهد [۲]. در بررسیهای [۳۵] روشی برای محاسبه درصد ذوب بخشی سنگ خاستگاه ارائه شده است. این روش بر پایه محتوای Cr# اسپینلهای موجود در سنگ بوده و فرمول آن به صورت  $F\% = 10 \ln(Cr\#) + 24$  است. نتایج حاصل بیانگر این هستند که این گدازه‌های بالشی دستخوش ذوب بخشی در گستره ۱۴-۱۶ درصد نسبت به سنگ خاستگاه پریدوتیتی اولیه خود شده‌اند. از سویی دیگر بررسیهای [۱۴] نشان می‌دهد که میزان ذوب بخشی لرزولیت‌های افیولیت ناین در حدود ۸ درصد و هارزبورگیتها و دونیت‌های منطقه در حدود ۱۶-۱۵ درصد است. با توجه به کمتر بودن میزان ذوب بخشی لرزولیتها می‌توان لرزولیت اسپینل دار را به عنوان خاستگاه پریدوتیتی اولیه این سنگها معرفی کرد.

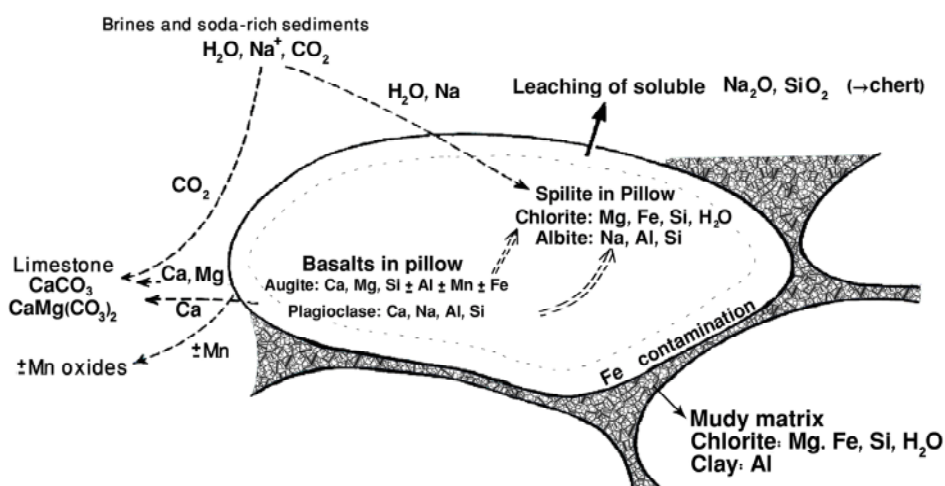
بررسی میزان TiO<sub>2</sub> و Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> گدازه‌های بالشی و ترسیم آنها در نمودار (شکل ۱۰) نیز نشان می‌دهد که نمونه‌ها تقریباً در گستره آبگون‌های پریدوتیتی تهی شده با ذوب بخشی بالا قرار می‌گیرند.

#### بررسی دگرگونی کف دریا

حضور گدازه‌های بالشی نشان از رخداد آتشفشانی در محیط آبی عمیق محیط‌های کف اقیانوسی دارد. هنگامی که گدازه‌ها و سنگهای حاصل از سردایش در تماس با آب دریا قرار می‌گیرند با آنها وارد واکنش شده و تبادلهایی را انجام می‌دهند. نتیجه این واکنشها تشکیل اسپیلیتهای کف اقیانوسی است. شواهد این تبادلهایی شیمیایی و اسپیلیتی شدن گدازه‌های بالشی در بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی نمونه‌های افیولیت نائین به



شکل ۱۰ نمونه‌های گدازه‌های بالشی در نمودار  $TiO_2$  نسبت به  $Fe_2O_3$  (برگرفته از [۳۷]).



شکل ۱۱ تبادلهایی که هنگام اسپیلیتی شدن گدازه‌های بالشی رخ می‌دهند (برگرفته از [۳۸]).

جدول ۵ میزان دمای محاسبه شده در فشارهای ۱ تا ۶ کیلو بار برای کلینوپروکسنهای موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت نائین با استفاده از

روش [۳۶].

Pressures (Kbar):	۱	۲	۳	۴	۵	۶
Samples:	<b>Temperatures (°C):</b>					
Clinopyroxene 1	۱۰۷۵	۱۰۷۷	۱۰۷۹	۱۰۸۲	۱۰۸۴	۱۰۸۶
Clinopyroxene 2	۱۰۵۸	۱۰۶۰	۱۰۶۳	۱۰۶۵	۱۰۶۷	۱۰۶۹
Clinopyroxene 3	۱۱۵۸	۱۱۶۰	۱۱۶۳	۱۱۶۵	۱۱۶۸	۱۱۷۰
Clinopyroxene 4	۱۱۰۳	۱۱۰۶	۱۱۰۸	۱۱۱۰	۱۱۱۳	۱۱۱۵
Clinopyroxene 5	۱۰۸۲	۱۰۸۴	۱۰۸۷	۱۰۸۹	۱۰۹۱	۱۰۹۴
Clinopyroxene 6	۱۰۹۱	۱۰۹۳	۱۰۹۵	۱۰۹۸	۱۱۰۰	۱۱۰۲
Clinopyroxene 7	۱۰۹۰	۱۰۹۲	۱۰۹۴	۱۰۹۷	۱۰۹۹	۱۱۰۱
Clinopyroxene 8	۱۱۴۴	۱۱۴۷	۱۱۴۹	۱۱۵۲	۱۱۵۴	۱۱۵۶
Clinopyroxene 9	۱۱۱۹	۱۱۲۱	۱۱۲۴	۱۱۲۶	۱۱۲۸	۱۱۳۱

نتیجه



Geological Survey of Iran, Report no. 14 (1972) 89 p.

[۶] جباری ع، "زمین‌شناسی و پترولوژی افیولیت نائین"، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، (۱۳۷۶) ۱۶۳ ص.

[۷] منوچهری ش، "بررسی پتروگرافی و پترولوژی افیولیت‌های شمال نائین"، رساله کارشناسی ارشد پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، (۱۳۷۶) ۱۹۰ ص.

[8] Lensch G., Davoudzadeh M., "Ophiolites in Iran", Neues Jahrbuch Fur geologie und palaontologie Abhandlungen (1982) 306-320.

[۹] رهگشائی م، و شفائی مقدم ه، "مطالعه میکروساختاری کانی الیوین در مجموعه افیولیت نائین (ایران مرکزی)"، یازدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی دانشگاه یزد، (۱۳۸۲) ص ۲۷۵-۲۷۹.

[۱۰] رحمانی ف، "پترولوژی دایک‌های صفحه‌ای افیولیت نائین (ایران مرکزی)"، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۴) ۱۳۰ ص.

[۱۱] سعیدی م، نقره بیان م، خلیلی م، مکی زاده م.ع، "توصیف پتروگرافی لیستونیت‌ها و بررسی پدیده‌های لیستونیتی شدن"، مجموعه مقالات هفته پژوهش دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۴) ص ۴۷-۴۸.

[۱۲] فلاحتی س، نقره بیان م، خلیلی م، مکی زاده م.ع، "توصیف پتروگرافی لیستونیت‌ها و بررسی پدیده‌های لیستونیتی شدن"، خلاصه مقالات هفته پژوهش دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۴) ص ۱۱۴-۱۱۵.

[۱۳] ترابی ق، شیردشت زاده ن، نوربهشت ا، پیرنیا ت، "مطالعه آمفیبولیت‌ها و دایک‌های آمفیبولیتی موجود در افیولیت ملانژهای نائین و عشین-زوار"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۶) (در حال چاپ).

[۱۴] پیرنیا نایینی ت، "مطالعه پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ملانژ نائین"، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی گروه علوم زمین دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۶) ۱۹۳ ص.

[۱۵] شیردشت زاده ن، ترابی ق، نوربهشت ا، پیرنیا ت، عبداللهی ا، "بررسی انواع دگرگونی‌ها و سنگ‌های دگرگونی

بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناختی و شیمی‌سنگ‌ها و کانی‌ها نشان می‌دهند که گدازه‌های بالشی موجود در افیولیت نائین پس از تشکیل در کرتاسه بالایی، در تماس مستقیم با آب دریا قرار گرفته و تبادلهای شیمیایی را با آن انجام داده‌اند. حاصل این تبادلهای کاهش میزان CaO و افزایش میزان Na<sub>2</sub>O است که در نهایت باعث تبدیل این سنگها به اسپیلیت شده است.

در اثر پدیده اسپیلیتی شدن، تمامی الیوین‌ها و پلاژیوکلازها دستخوش دگرسانی شده و بین کانی‌های اولیه و آذرین، تنها برخی از پیروکسینها و تمام اسپینل‌های کروم دار تحت تاثیر دگرگونی قرار نگرفته‌اند. حضور پومپلینیت، آلبیتی شدن پلاژیوکلازها، کلریتی شدن الیوین‌ها، تبدیل شدن برخی از کلینوپیروکسین‌ها به آمفیبول، و بالا بودن مقدار عناصر قلیایی (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) موجود در این سنگ‌ها، همه از شواهد رخداد دگرگونی کف اقیانوسی و تبدیل این سنگها به اسپیلیت در رخساره شیست سبز هستند. مطالعه ژئوشیمی سنگ کل و بررسی ترکیب کلینوپیروکسینها و اسپینل‌های کروم دار نشان می‌دهد که گدازه‌های بالشی موجود در افیولیت نائین مشابه N-MORBها هستند. همین بررسیهای نشان می‌دهند که این گدازه‌های بالشی دارای ماهیت تولیتی بوده و از یک خاستگاه گوشته‌ای تهی شده ریشه گرفته‌اند.

#### مراجع

- [1] Dilek Y., Newcomb S., "Ophiolite concept and the evolution of geological thought", Geological Society of America, Special Paper 373 (2003) 504 p.
- [2] Arai S., "Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry", Mineralogical Magazine 56 (1992) 173-184.
- [3] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", Chemical Geology 77 (1989) 165-182.
- [4] Pessagno E. A. Jr., Ghazi A. M., Kariminia M., Duncan R. A., Hassanipak A. A., "Tectonostratigraphy of the Khoy Complex, northwestern Iran", stratigraphy 2-1(2005) 49-63.
- [5] Davoudzadeh M., "Geology and petrography of the north area of Nain, Central Iran",

- settings", Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 161-173.
- [27] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the Magmatic affinities of Paleo-volcanic series", Earth and Planetary science Letters 59 (1982) 139-154.
- [28] Rollinson H., "Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation", Longman Group UK Ltd., London, United Kingdom (1993) 352.
- [29] Le Bas M.J., "On the origin of the Tertiary granophyres of the Carlingford Complex, Ireland", Proceedings of the Royal Irish Academy 65B (1967) 325-38
- [30] Sigurdsson H., Schilling J.-G., "Spinels in Mid-Atlantic Ridge Basalts: Chemistry and occurrence", Earth and Planetary Science Letters 29 (1976) 7-20.
- [31] Hodges F.N., Papike J.J., "Petrology of basalts, gabbros and peridotites from DSDP Leg 37. In: Aumento", W.F., Melson, W.G. (eds.), Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project 37 (1977) 711-723.
- [32] Schrader E. L., Rosendahl B. R., Furbish W. J., Meadows G., "Picritic basalts from the Siqueiros transform fault. In: Rosendahl", B.R., Hekinian, R. et al. (eds.), Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project 54 (1980) 771-778.
- [33] Dick H.J.B., Bullen T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas" Contributions to Mineralogy and Petrology 86 (1984) 54-76.
- [34] Kepezhinskis P. K., Taylor R. N., Tanaka H., "Geochemistry of plutonic spinels from the North Kamchatka Arc – Comparisons with spinels from other tectonic settings", Mineralogical Magazine 57-389 (1993) 575-590.
- [35] Hellebrand E., Snow J. E., Hofmann A. W., "Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in midocean-ridge peridotites", Nature 410(6829) (2001) 677-681.
- [36] Nimis P., Taylor W.R., "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 139 موجود در افیولیت ملانژ شمال نائین", مجموعه مقالات هفته پژوهش دانشگاه اصفهان, (۱۳۸۵) (در حال چاپ).
- [۱۶] شیردشت زاده ن, "پترولوژی سنگ‌های دگرگونی افیولیت ملانژ نایین (استان اصفهان)", پایان نامه پترولوژی کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان, (۱۳۸۶) ۱۹۲ ص.
- [17] Hushmandzadeh A., "Ophiolites of south Iran and their genetic problems", Geological Survey of Iran, Internal Report (1977) 89 p.
- [18] Droop G.T.R., "A general equation for estimating  $Fe^{3+}$  concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.
- [19] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist 68 (1983) 277-279.
- [20] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes", Canadian Mineralogist 27 (1989) 143-156.
- [21] Irvine T.N., Baragar W.R.I., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences 8 (1971) 523-548.
- [22] Kuno H., "Lateral variation of basalt magma across continental margins and island - arcs", Geological survey of Canada, 66(15) (1966) 317-336.
- [23] Le Maitre, R.W., Bateman P., Dudeck A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B., "A classification of igneous rocks and glossary of terms", Blackwell, Oxford (1989) 195 p.
- [24] Pearce J.A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe", R. S., ed., Andesites: Chichester, Wiley (1982) 525-548.
- [25] Wood D.A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province": Earth and Planetary Science Letters 50-1 (1980) 11-30.
- [26] Nisbet E.G., Pearce J.A., "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic

(2000) 541-554.

[37] Falloon T.J., Green D.H., Hatton C.J., Harris K.L., “*Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kb and application to basalt petrogenesis*”, J. of Petrology 29 (1988) 1257–1282.

[38] Hyndman D. W., “*Petrology of igneous and metamorphic rocks*”, McGraw Hill Book Company (1985) 786 p.