

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

Ghodrat Torabi¹, Elham Abdollahi², Nargess Shirdashtzadeh¹

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 ترابی¹، الهام عبداللهی²، نرگس شیردشت زاده¹

1- گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

2- گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد خوراسکان

پست الکترونیکی: Torabighodrat@yahoo.com

(دریافت مقاله: 1386/8/5، نسخه نهایی: 1387/1/28)

چکیده: گدازه‌های بالشی، یکی از واحدهای سنگی مهم افیولیت نائین را تشکیل می‌دهند. کانی‌های تشکیل دهنده گدازه‌های بالشی افیولیت نائین عبارتند از الیوین کلریتی شده، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (اوژیت)، 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 شیمی‌کانی‌ها 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 1058 تا 1170 درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند.

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

مقدمه

افیولیت نائین یکی از افیولیت‌های اطراف میکروپلیت شرق-ایران مرکزی¹ است که در طول جغرافیایی 56'، 52° تا 10'، 53° شرقی و عرض 52'، 32° تا 10'، 33° شمالی، و در محل تغییر روند گسل درونه قرار دارد (شکل 1 و 2). این زون افیولیتی از شمال شهر نائین تا روستای سپرو دیده می‌شود و سن آن مزوزوئیک است [4 - 6]. بر پایه مطالعات [5 - 15]، 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

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 [1]. 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 [2، 3].

1- CEIM = Central-East Iranian Microplate

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

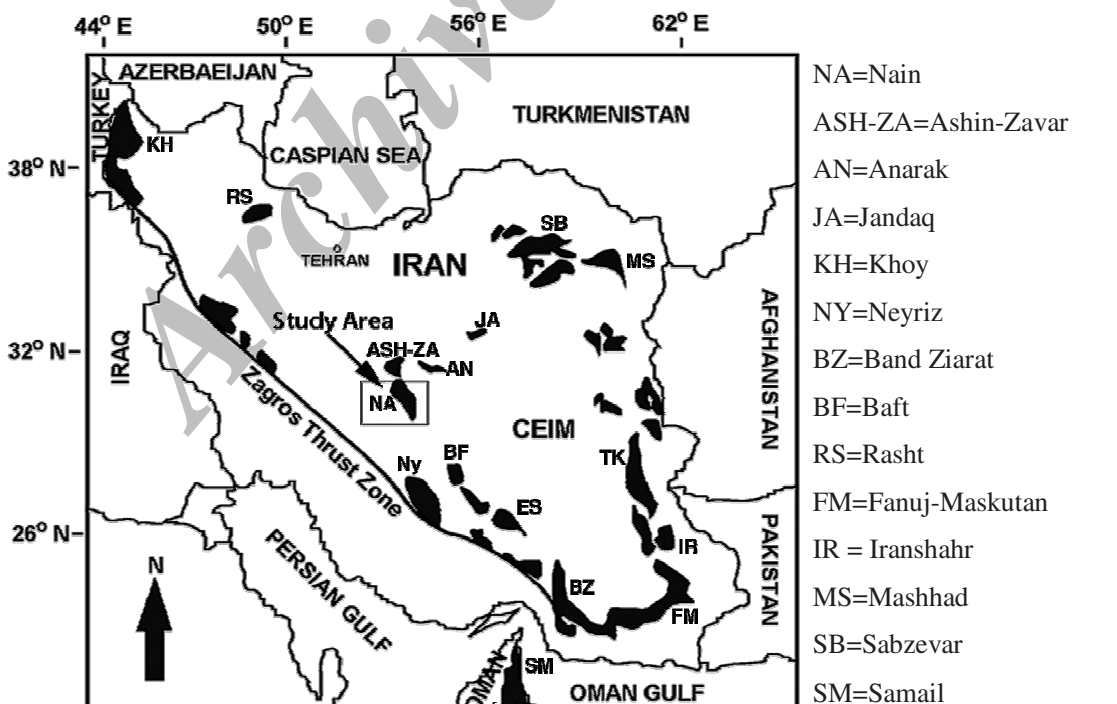
این گدازه‌های بالشی نتیجه آخرین فعالیت ماگمایی در پوسته اقیانوسی مربوطه می‌شوند. این سنگها با چرت‌های شعاعی و سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی پوشیده شده‌اند. قرار داشتن سنگ آهک‌های پلاژیک کرتاسه بالایی روی گدازه‌های بالشی موجود در افیولیت نائین، بیانگر سن کرتاسه بالایی گدازه‌های بالشی است [5 و 17].

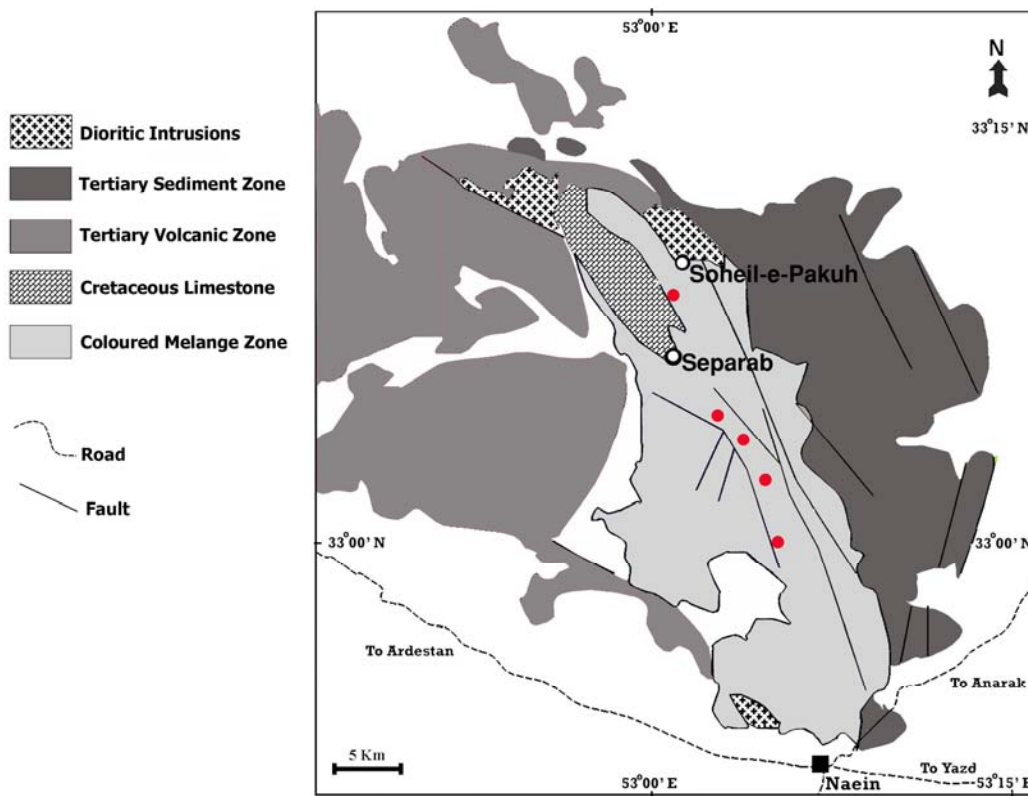
در این مقاله کانی‌شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی افیولیت نائین، دگرگونی کف اقیانوس، و تعیین شرایط تشکیل آنها مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

تشکیل شده‌اند. بر پایه بررسی‌های صورت گرفته، سرپانتینیتها و اولترامافیکی‌های 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 [6، 7] و [10] اشاره کرد.

گدازه‌های بالشی یکی از انواع سنگهایی هستند که در افیولیت آمیزه نائین به فراوانی مشاهده می‌شوند. از جمله رخمونهای این سنگها می‌توان به نقاطی چون جنوب شرقی سپرو و جنوب غربی سهیل پاکوه اشاره کرد (شکل‌های 2 و 3- A). مختصات جغرافیایی بهترین رخمونهای گدازه‌های بالشی افیولیت نائین در زیر آورده شده‌اند:





شکل 2 نقشه زمین شناسی شمال ناین. موقعیت بهترین رخنمون‌های گدازه‌های بالشی به صورت دایره نشان داده شده‌اند.



شکل 3 تصاویر صحرایی گدازه‌های بالشی افیولیت ناین.

برای دستیابی به ترکیب شیمیایی کانیها، نمونه‌های مناسب با استفاده از یک دستگاه ریز پردازنده الکترونی JEOL مدل JXA-8800R (WDS) دانشگاه کاناواوی ژاپن، با ولتاژ شتاب دهنده 15 kV و شدت جریان 15 nA، مورد بررسی قرار

روش مطالعه

پس از بررسیهای صحرایی، نمونه برداری از رخنمون‌های مناسب انجام شد. بر این اساس 30 نمونه برای بررسی‌های سنگ‌شناختی انتخاب شدند و از آنها مقاطع نازکی تهیه شدند.

در برخی موارد شعاعی بوده و بافت آبله گون را نمایش می‌دهند. پلاژیوکلازهای موجود در این سنگها بیشتر از نوع آلبیتی 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 4 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 1، 2 و 3 آورده شده‌اند. بر این اساس کلینوپیروکسنهای موجود دارای ترکیب $En_{45.010-53.430}Fs_{6.672-17.703}Wo_{36.542-42.028}$ بوده و چنانکه که در شکل A-5 دیده می‌شود، موقعیت ترکیبی آنها در نمودار طبقه بندی کلینوپیروکسها در گستره اوزیت قرار می‌گیرد. همچنین میانگین میزان $Mg\#$ آنها برابر 0,85 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 دگرسانیهایی 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 ($8.0Or_{0.1-0.2}$) تغییر کرده است (شکل B-5).

از دیگر کانی‌های موجود در این سنگها اسپینل‌های کروم‌دارند که کاملاً سالم مانده و مقدار $Cr\#$ آنها بین 0,39 تا 0,47 تغییر می‌کند. همچنین مقدار TiO_2 موجود در این کانیها نیز در حدود 0,19 تا 0,28 و میزان $Fe^{+3}\#$ آنها بین 0,03 تا 0,05 است.

چنانکه پیش از این قبلاً اشاره شد، برخی از کلینوپیروکسها به آمفیبول تبدیل شده‌اند. نتایج آنالیز ریز پردازش آمفیبولها (جدولهای 1، 2 و 3)، نشان می‌دهد که آمفیبولهای موجود از نوع کلسیک است و روی نمودار تقسیم بندی آمفیبولها در گستره ترمولیت و ترمولیت-اکتینولیت قرار می‌گیرند (شکل C-5). میزان $Mg\#$ آمفیبول‌های موجود در حدود 0,90 است. کربنات‌های موجود در این سنگها نیز از نوع کلسیت‌اند.

ژئوشیمی سنگ کل

گرفتند. در دستیابی فرمول ساختاری کانی‌ها و جدایش مقدار Fe^{3+} از Fe^{2+} نیز از روش عنصر سنجی [18]، استفاده شد. از میان نمونه‌های برداشته شده، تعداد 9 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 گدازه بالشی افیولیت نائین که پیش از این توسط [5] مورد بررسی قرار گرفته بودند، نیز استفاده شد.

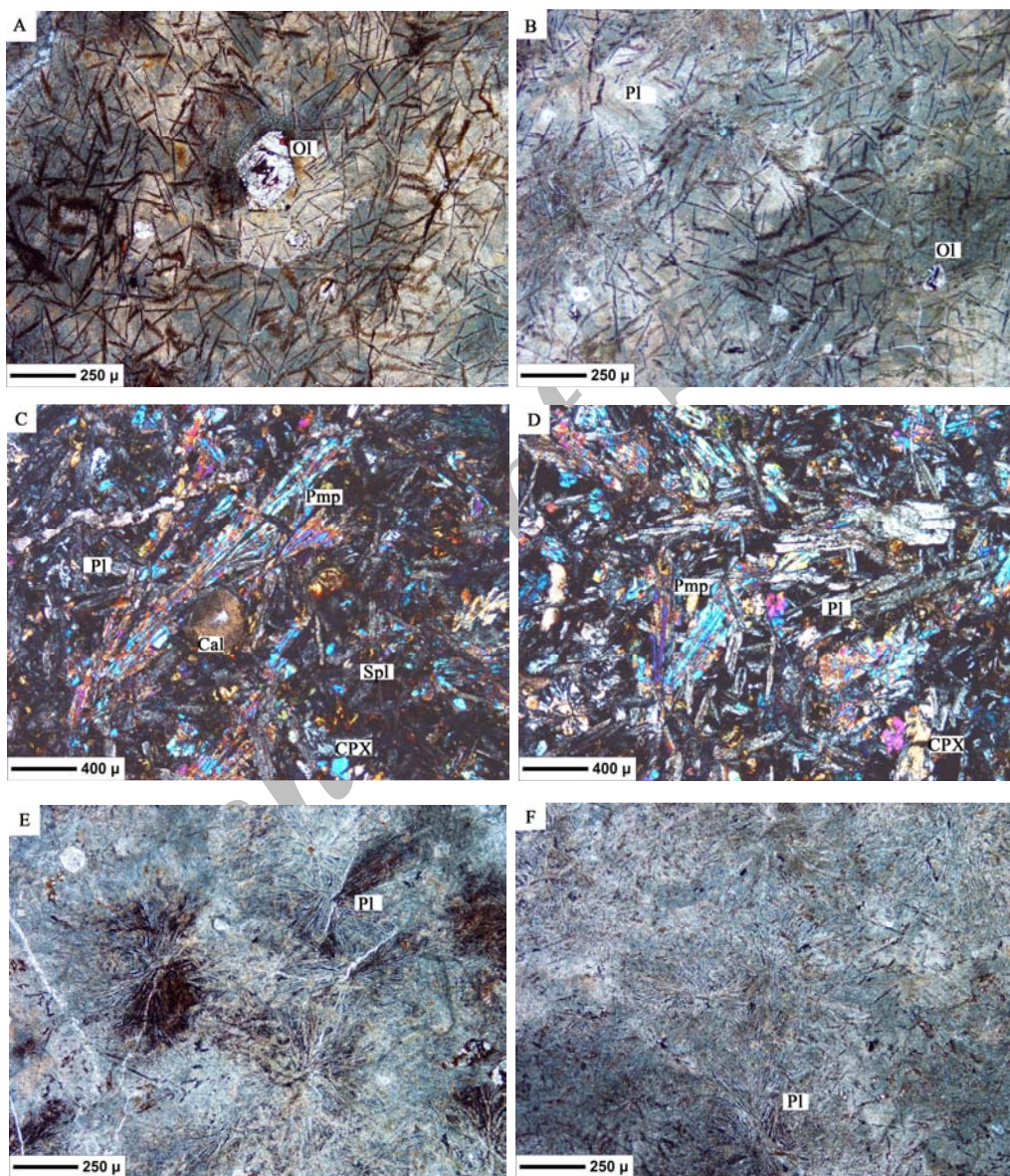
سنگ شناختی

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 40 سانتی متر است، ولی گاه تا حدود دو متر نیز می‌رسد (شکل B-3). 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 پدیده اسپیلیتی این سنگها شده است، و فضای بین بالشها را ته نشستهای دریایی پر کرده‌اند. در مقاطع عرضی این گدازه‌های بالشی شکستگیهای شعاعی به خوبی قابل مشاهده است. وجود دایک‌های دیابازی همراه با گدازه‌های بالشی در درون دره 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 الیون 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 الیونهای 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 نفوذیهایی 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 کلینوپیروکسن‌ها پیش از پلاژیوکلازها و وجود بافت بین دانه‌ای در این سنگ‌هاست. بلورهای پلاژیوکلاز در اثر سردایش سریع

به دلیل وجود کانیهای آبدار در اثر دگرگونی کف دریاست. همچنین میزان بالای TiO_2 (تا 1/70٪)، این سنگها نشان می-دهد که این گدازه‌های بالشی به سری تولییتی تعلق دارند و جزء بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) هستند.

به منظور بررسی ماهیت گدازه‌های بالشی، این سنگها مورد آنالیز سنگ کل به روش NAA قرار گرفتند که نتایج آنالیز آن در جدول 4 آورده شده‌اند. بر پایه این نتایج، میزان SiO_2 موجود در این سنگها در حدود 45-58٪ بوده و در گستره بازالت تا آندزیت قرار دارند. مقدار قابل توجه LOI این سنگها



شکل 4 تصاویر میکروسکوپیکی گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ ناین: (A) و (B): بازالت‌های یوین دار (ppl)، که شیشه‌های آن نیز دستخوش تبلور شده‌اند (دوتریفیکاسیون)؛ (C) و (D): بازالت‌های غنی از کلینوپیروکسن و پومپلیت (xpl)، (E) و (F): بازالت‌های غنی از پلاژیوکلاز با بافت آبله-گون (ppl) (مخفف اسامی کانی‌ها برگرفته از [19]). این تصاویر نتیجه، رخداد جدایش در ماگمای سازنده گدازه‌های بالشی هستند.

جدول 1 نتایج آنالیز نقطه ای کانیهای موجود در گدازه های بالشی افیولیت نائین بر پایه درصد وزنی اکسیدها.

Mineral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Total
Clinopyroxene 1	48.73	1.06	3.87	0.06	11.15	0.31	16.62	18.47	0.31	0.00	0.00	100.00
Clinopyroxene 2	50.84	0.55	2.11	0.05	10.70	0.37	16.15	18.82	0.43	0.00	0.00	100.02
Clinopyroxene 3	53.19	0.16	2.52	0.37	4.17	0.20	18.77	20.27	0.18	0.00	0.09	99.92
Clinopyroxene 4	53.72	0.17	2.59	0.29	4.12	0.13	18.80	20.26	0.21	0.00	0.06	100.34
Clinopyroxene 5	53.14	0.21	2.35	0.37	4.18	0.12	18.71	19.79	0.20	0.00	0.02	99.09
Clinopyroxene 6	53.06	0.19	2.61	0.56	3.84	0.13	18.60	21.01	0.17	0.00	0.05	100.22
Clinopyroxene 7	52.01	0.53	3.80	0.29	5.87	0.15	17.34	20.32	0.15	0.01	0.07	100.54
Clinopyroxene 8	53.84	0.19	2.21	0.33	4.44	0.14	19.16	19.66	0.19	0.02	0.01	100.19
Clinopyroxene 9	53.29	0.21	2.44	0.38	4.39	0.13	18.78	19.97	0.17	0.00	0.05	99.81
Amphibole 1	51.71	0.22	2.22	0.00	4.59	0.09	19.80	18.26	0.21	0.02	0.01	97.09
Amphibole 2	52.34	0.33	4.23	0.00	1.38	0.16	18.41	20.86	0.21	0.00	0.08	97.92
Amphibole 3	49.83	0.30	3.67	0.00	4.05	0.19	18.44	18.16	0.20	0.01	0.08	94.91
Pumpellyite 1	36.00	0.40	18.97	0.00	10.58	0.10	2.77	21.00	0.13	0.02	0.00	89.97
Pumpellyite 2	38.70	0.21	22.84	0.06	5.44	0.10	3.36	19.48	0.46	0.30	0.00	90.93
Pumpellyite 3	34.49	0.22	20.01	0.00	7.27	0.12	2.74	20.97	0.05	0.00	0.09	85.87
Pumpellyite 4	33.84	0.29	19.37	0.07	7.96	0.09	2.53	21.02	0.09	0.01	0.02	85.29
Pumpellyite 5	34.60	0.12	19.73	0.06	8.06	0.20	2.70	20.95	0.06	0.02	0.02	86.48
Plagioclase 1	54.66	0.30	21.63	0.00	0.09	0.00	0.00	1.76	10.61	0.02	0.00	100.94
Plagioclase 2	66.75	0.05	20.85	0.00	0.19	0.05	0.02	1.14	10.64	0.04	0.01	99.73
Plagioclase 3	52.88	0.16	26.01	0.00	2.85	0.08	0.84	13.05	3.97	0.12	0.00	99.97
Plagioclase 4	67.54	0.37	20.17	0.00	0.91	0.06	0.53	6.34	3.67	0.08	0.03	99.70
Cr-Spinel 1	0.17	0.19	33.02	32.04	15.29	0.20	16.48	0.14	0.01	0.00	0.19	97.72
Cr-Spinel 2	0.31	0.25	32.82	31.12	14.04	0.16	17.02	0.05	0.04	0.01	0.24	96.05
Cr-Spinel 3	0.00	0.23	30.97	33.82	15.74	0.15	16.11	0.03	0.00	0.00	0.00	97.05
Cr-Spinel 4	0.05	0.28	31.52	34.70	15.99	0.03	16.01	0.01	0.00	0.00	0.00	97.96
Cr-Spinel 5	0.00	0.27	29.35	38.05	13.66	0.21	16.48	0.00	0.00	0.00	0.00	98.01
Cr-Spinel 6	0.00	0.26	28.65	38.14	13.74	0.12	16.49	0.00	0.00	0.00	0.00	97.67
Cr-Spinel 7	0.00	0.25	29.10	38.39	13.56	0.08	16.60	0.11	0.00	0.00	0.00	98.05
Cr-Spinel 8	0.00	0.26	29.52	37.39	13.25	0.09	16.51	0.00	0.00	0.00	0.00	98.96

جدول 2 نتایج فرمول ساختاری کانیهای موجود در جدول یک.

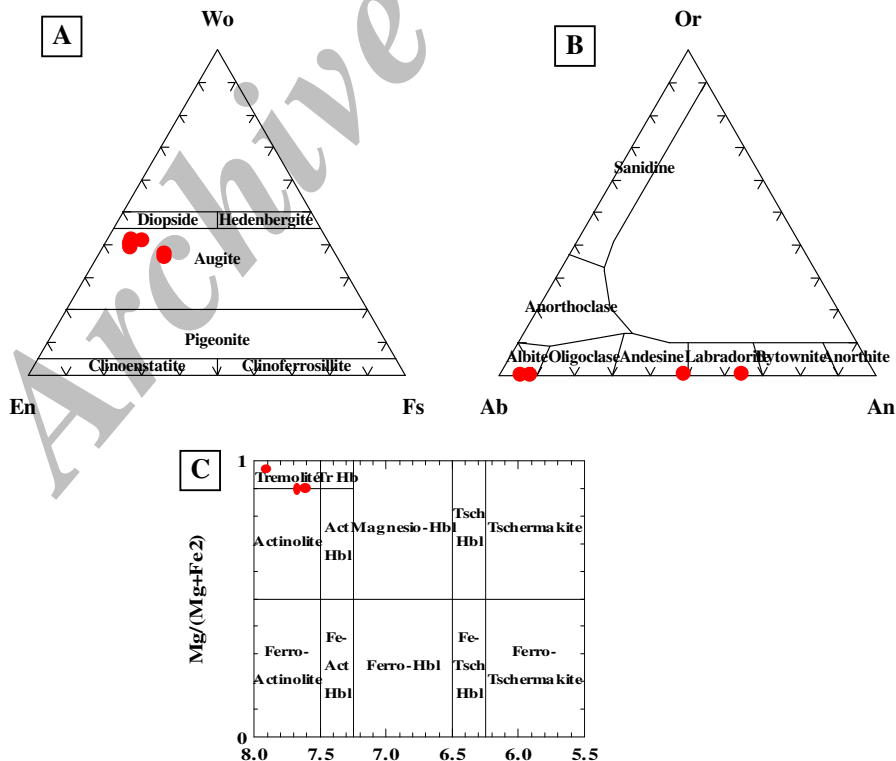
Sample	Mineral Type	Oxyg.*	Si	Ti	Al	Cr	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ni	Total
Clinopyroxene 1	Augite	6	1.79	0.03	0.17	0.00	0.13	0.21	0.01	0.91	0.73	0.02	0.00	0.00	4.00
Clinopyroxene 2	Augite	6	1.88	0.02	0.09	0.00	0.19	0.14	0.01	0.89	0.75	0.03	0.00	0.00	4.00
Clinopyroxene 3	Augite	6	1.93	0.00	0.07	0.01	0.09	0.03	0.01	0.92	0.78	0.01	0.00	0.00	4.00
Clinopyroxene 4	Augite	6	1.93	0.00	0.06	0.01	0.20	0.01	0.00	0.93	0.78	0.02	0.00	0.00	4.00
Clinopyroxene 5	Augite	6	1.94	0.01	0.06	0.01	0.30	0.01	0.00	0.93	0.77	0.01	0.00	0.00	4.00
Clinopyroxene 6	Augite	6	1.92	0.00	0.08	0.07	0.08	0.04	0.00	0.91	0.82	0.01	0.00	0.00	4.00
Clinopyroxene 7	Augite	6	1.89	0.01	0.11	0.01	0.15	0.03	0.00	0.90	0.80	0.01	0.00	0.00	4.00
Clinopyroxene 8	Augite	6	1.95	0.01	0.00	0.01	0.13	0.01	0.00	0.96	0.76	0.01	0.01	0.00	4.00
Clinopyroxene 9	Augite	6	1.94	0.01	0.01	0.01	0.20	0.01	0.00	0.90	0.77	0.01	0.00	0.00	4.00
Amphibole 1	Tremolite	23	7.39	0.02	0.37	0.00	0.54	0.00	0.01	4.22	2.79	0.05	0.00	0.00	15.42
Amphibole 2	Tremolite-Actinolite	23	7.88	0.04	0.75	0.00	0.17	0.00	0.02	4.13	3.37	0.06	0.00	0.00	16.43
Amphibole 3	Tremolite-Actinolite	23	7.28	0.03	0.63	0.00	0.49	0.00	0.02	4.02	2.84	0.05	0.00	0.00	15.39
Pumpellyite 1	pumpellyite	26	6.60	0.05	4.09	0.00	1.62	0.00	0.02	0.76	4.12	0.05	0.01	0.00	17.32
Pumpellyite 2	Pumpellyite	26	6.74	0.03	4.69	0.00	0.79	0.00	0.02	1.87	3.64	0.16	0.07	0.00	16.99
Pumpellyite 3	Pumpellyite	26	6.52	0.03	4.46	0.00	1.15	0.00	0.02	0.77	4.25	0.02	0.00	0.00	17.22
Pumpellyite 4	Pumpellyite	26	6.49	0.04	4.38	0.00	1.28	0.00	0.02	0.72	4.32	0.03	0.00	0.00	17.29
Pumpellyite 5	Pumpellyite	26	6.53	0.02	4.39	0.00	1.27	0.00	0.03	0.76	4.24	0.02	0.00	0.00	17.27
Plagioclase 1	Albite	8	2.89	0.01	1.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.90	0.00	0.00	4.99
Plagioclase 2	Albite	8	2.93	0.00	1.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.91	0.00	0.00	4.98
Plagioclase 3	Labradorite	8	2.44	0.01	1.41	0.00	0.11	0.00	0.00	0.06	0.64	0.36	0.01	0.00	5.03
Plagioclase 4	Andesine	8	2.95	0.01	1.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.30	0.31	0.00	0.00	4.68
Cr-Spinel 1	Chromian Spinel	32	0.04	0.03	9.14	5.94	2.16	0.82	0.04	5.77	0.04	0.00	0.00	0.00	24.00
Cr-Spinel 2	Chromian Spinel	32	0.07	0.04	9.18	5.84	2.04	0.73	0.03	6.03	0.01	0.00	0.00	0.00	24.00
Cr-Spinel 3	Chromian Spinel	32	0.00	0.03	8.70	6.37	2.27	0.86	0.03	5.72	0.00	0.00	0.00	0.00	24.00
Cr-Spinel 4	Chromian Spinel	32	0.01	0.05	7.41	6.36	2.41	0.74	0.00	5.63	0.00	0.00	0.00	0.00	24.00
Cr-Spinel 5	Chromian Spinel	32	0.00	0.05	8.21	7.14	2.17	0.54	0.04	5.83	0.00	0.00	0.00	0.00	24.00
Cr-Spinel 6	Chromian Spinel	32	0.00	0.05	8.13	7.19	2.15	0.58	0.02	5.86	0.00	0.00	0.00	0.00	24.00
Cr-Spinel 7	Chromian Spinel	32	0.00	0.04	8.14	8.20	2.12	0.55	0.01	5.87	0.02	0.00	0.00	0.00	24.00
Cr-Spinel 8	Chromian Spinel	32	0.00	0.05	8.32	7.07	2.13	0.51	0.01	5.88	0.00	0.00	0.00	0.00	24.00

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

Sample	Wollastonite	Enstatite	Ferrosilite
Clinopyroxene 1	36,54	45,76	17,70
Clinopyroxene 2	37,69	45,00	17,31
Clinopyroxene 3	40,70	52,44	6,85
Clinopyroxene 4	40,70	52,59	6,67
Clinopyroxene 5	40,24	52,93	6,83
Clinopyroxene 6	42,03	51,77	6,20
Clinopyroxene 7	41,35	49,09	9,56
Clinopyroxene 8	39,40	53,43	7,17
Clinopyroxene 9	40,24	52,65	7,11

Sample	Albite	Anorthite	Orthoclase
Plagioclase 1	91,9	0,8	0,1
Plagioclase 2	94,2	5,6	0,2
Plagioclase 3	35,3	64,0	0,7
Plagioclase 4	50,9	48,4	0,7

Sample	Fe/(Fe + Mg)	Cr# = Cr/(Cr + Al)	Mg# = Mg/(Mg + Fe ²⁺)	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Fe ⁺² # = Fe ⁺² /(Fe ⁺² + Fe ⁺³)	Fe ⁺³ # = Fe ⁺³ /(Fe ⁺³ + Al + Cr)
Cr-Spinel 1	0,34	0,39	0,73	2,16	0,82	0,72	0,05
Cr-Spinel 2	0,32	0,39	0,75	2,04	0,73	0,73	0,04
Cr-Spinel 3	0,35	0,42	0,72	2,27	0,86	0,72	0,05
Cr-Spinel 4	0,36	0,42	0,70	2,41	0,74	0,76	0,04
Cr-Spinel 5	0,32	0,47	0,73	2,17	0,54	0,79	0,03
Cr-Spinel 6	0,32	0,47	0,73	2,15	0,58	0,78	0,03
Cr-Spinel 7	0,31	0,47	0,73	1,12	0,55	0,79	0,03
Cr-Spinel 8	0,31	0,46	0,73	2,13	0,51	0,80	0,03



شکل 5 (A) ترکیب کلینوپیروکسنها موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت نایین (نمودار برگرفته از [20])؛ (B) ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت نایین؛ (C) موقعیت ترکیبی آمفیبولهای موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ نایین.

جدول 4 جدول آنالیز سنگ کل گدازه‌های بالشی منطقه شمال نائین بر پایه درصد وزنی اکسیدها.

Sample Name	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	LOI
p1	54.95	0.45	14.36	8.56	0.13	4.05	10.58	3.22	0.55	3.14
p2	54.89	0.73	15.82	8.95	0.14	4.43	8.45	3.13	0.55	2.91
p4	54.03	0.92	14.5	8.89	0.14	4.49	10.28	3.11	0.6	0.03
p10	54.75	0.98	15.48	10.77	0.18	3.68	5.93	4.34	0.71	3.18
p11	53.37	1.23	15.46	11.47	0.19	3.51	6.6	4.49	0.71	2.97
p18	55.28	0.63	15.44	8.76	0.15	3.66	9.44	2.71	0.72	3.2
p19	57.63	0.7	14.02	7.61	0.12	3.68	9.75	3.18	0.26	3.03
p19-1	57.99	0.63	14.74	8.14	0.13	3.43	8.83	2.8	0.31	2.99
p22	56.85	0.8	14.46	9.04	0.13	3.8	9.39	2.25	0.18	3.11
p23*	48.03	0.53	14.94	9.61	0.13	7.59	13.25	2.42	0.21	3.29
p24*	45.23	1.7	10.86	14.34	0.18	9.411	13.33	1.49	0.24	3.25

ادامه جدول 4

Sample Name	Cr	Ni	Co	Sc	V	Zn	W	Mo	As	Ag	Au	Ta	Hf
p1	676	-	39	38	198	46	2	576	1.19	0.7	-	0.65	5.56
p2	728	-	43	41	192	60	2	377	1.68	0.8	1.9	0.73	5.38
p4	719	-	42	40	220	55	-	589	1.54	0.7	1.4	0.72	5.78
p10	622	-	47	46	269	141	2	1.5	18.23	-	2.8	0.69	6.12
p11	628	-	53	47	286	106	-	1.8	13.53	-	0.5	0.79	6.05
p18	1200	509	38	37	236	56	462	2.67	1.57	0.2	0.7	0.62	5.8
p19	510	-	35	35	191	38	2	2.81	1.1	-	3.1	0.69	5.97
p19-1	758	-	36	38	210	36	1.8	14.19	0.79	-	1.7	0.56	5.92
p22	777	355	42	38	219	49	2.33	4.78	0.94	-	3.1	0.66	5.890
p23*	518	143	38	44	202	61	-	-	4.7	4.7	-	0.28	1.2
p24*	191	161	46	53	310	151	-	-	2.95	5.3	-	0.73	2.95

ادامه جدول 4

Sample Name	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Tm	Yb	Lu
p1	0.61	0.5	2.06	4.74	4.02	1.44	1.1	2.10	0.36	2.32	0.25	1.8	0.27
p2	0.72	0.6	1.39	3.26	3.30	1.32	0.58	2.24	0.40	2.94	0.30	1.95	0.28
p4	0.7	0.6	3.22	6.29	4.41	1.64	0.86	2.30	0.39	2.99	0.31	2.01	0.3
p10	0.67	0.6	2.96	6.2	4.50	1.68	0.86	2.43	0.44	3.10	0.33	2.38	0.37
p11	0.73	0.7	2.44	5.4	4.92	2.02	0.98	2.43	0.41	3.17	0.36	2.56	0.41
p18	0.63	0.5	1.62	3.43	3.68	1.42	0.72	2.20	0.35	2.60	0.28	1.73	0.27
p19	0.65	0.55	1.94	4.88	3.97	1.37	0.55	1.93	0.34	2.32	0.29	1.87	0.28
p19-1	0.57	0.5	1.9	4.34	3.98	1.43	0.65	2.04	0.32	2.61	0.28	1.8	0.29
p22	0.67	0.52	2.02	5.07	4.03	1.46	0.77	2.28	0.36	2.73	0.276	1.56	0.25
p23*	0.48	0.51	3.59	4.7	6.1	1.46	0.65	-	0.57	2.5	0.07	1.4	0.16
p24*	0.54	0.67	3.31	10.7	6.9	3.19	1.5	-	1.21	5.2	0.1	1.56	0.73

*برگرفته از [6].

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 6-B). در نمودار قلیایی‌ها نسبت به میزان SiO₂، نمونه‌ها ترکیب بازالت (B)، بازالت آندزیتی (O1) و آندزیت (O2) را نشان می‌دهند (شکل 6-C و 6-D).

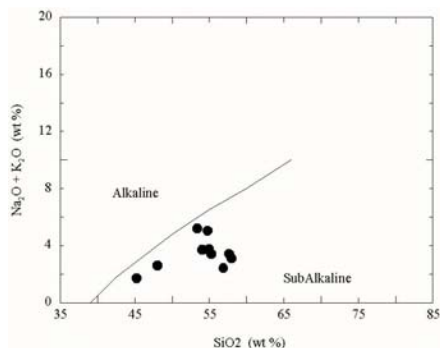
ترسیم داده‌های موجود بر نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb نشان می‌دهد که نمونه‌های موجود در بخش تولییتی قرار می‌گیرند (شکل 7-A). همچنین در نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb، نمونه‌ها یک خاستگاه گوشته ای و تا حدودی تهی شده را نشان می‌دهند (شکل 7-B). همچنین در نمودار Th-Hf/3-Ta، اغلب نمونه‌ها در گستره A قرار گرفته‌اند که به NMORBها مربوط می‌شود (شکل 7-C). به این ترتیب

میزان Na₂O تحت تاثیر پدیده دگرگونی کف دریا افزایش یافته است (1.49٪ تا 4.49٪) و از شواهد سنگ شناختی آن می‌توان به درصد بالای آل بیت در پلاژیوکلازهای این سنگها اشاره کرد. سایر عناصر اصلی دیگر چون MgO، K₂O، و FeO نیز حین دگرگونی کف دریا ممکن است به صورت متحرک عمل کنند [24]. 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 (Na₂O+K₂O) نسبت به SiO₂، نمونه‌های گدازه بالشی افیولیت نائین در گستره نیمه قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل 6-A). البته تاثیر فرایندهای دگرگونی کف دریا که موجب افزایش میزان قلیایی‌ها در این سنگها می‌شود، موجب شده است که

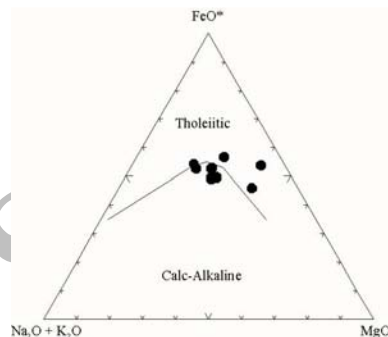
MORB است (شکل E-7 و F-7). علاوه بر این در هر سه نمودار بهنجار شده بالا می توان ناهنجاری مثبت Eu را در تعدادی از نمونه‌ها مشاهده کرد. این پدیده به دلیل جایگزینی Eu به جای Ca در پلاژیوکلازهاست و نشان می‌دهد که برخلاف REE های دیگر رفتاری سازگار داشته و فوگاسیته اکسیژن پایین بوده است.

بررسی ژئوشیمی این سنگها بیانگر تولییتی بودن آنها و شباهت به NMORB است. ترسیم نمودار بهنجار شده عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت، بیانگر غنی‌تر بودن این سنگها از REE (به ویژه HREEها) به میزان 10 برابر است (شکل 7-). نمودار بهنجار شده آنها نسبت به NMORB و EMORB، نشانگر شباهت بیشتر سنگهای مورد مطالعه به N-

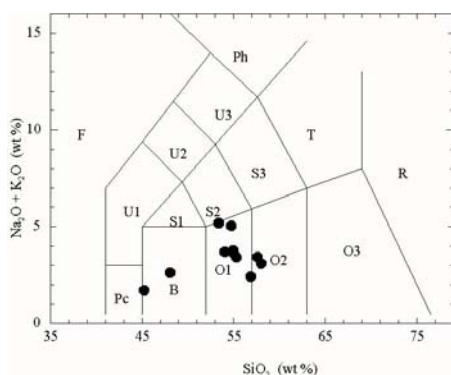
A



B

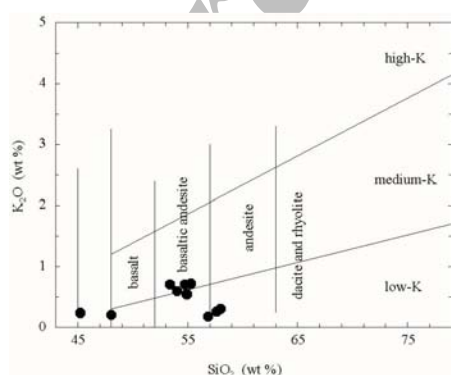


C

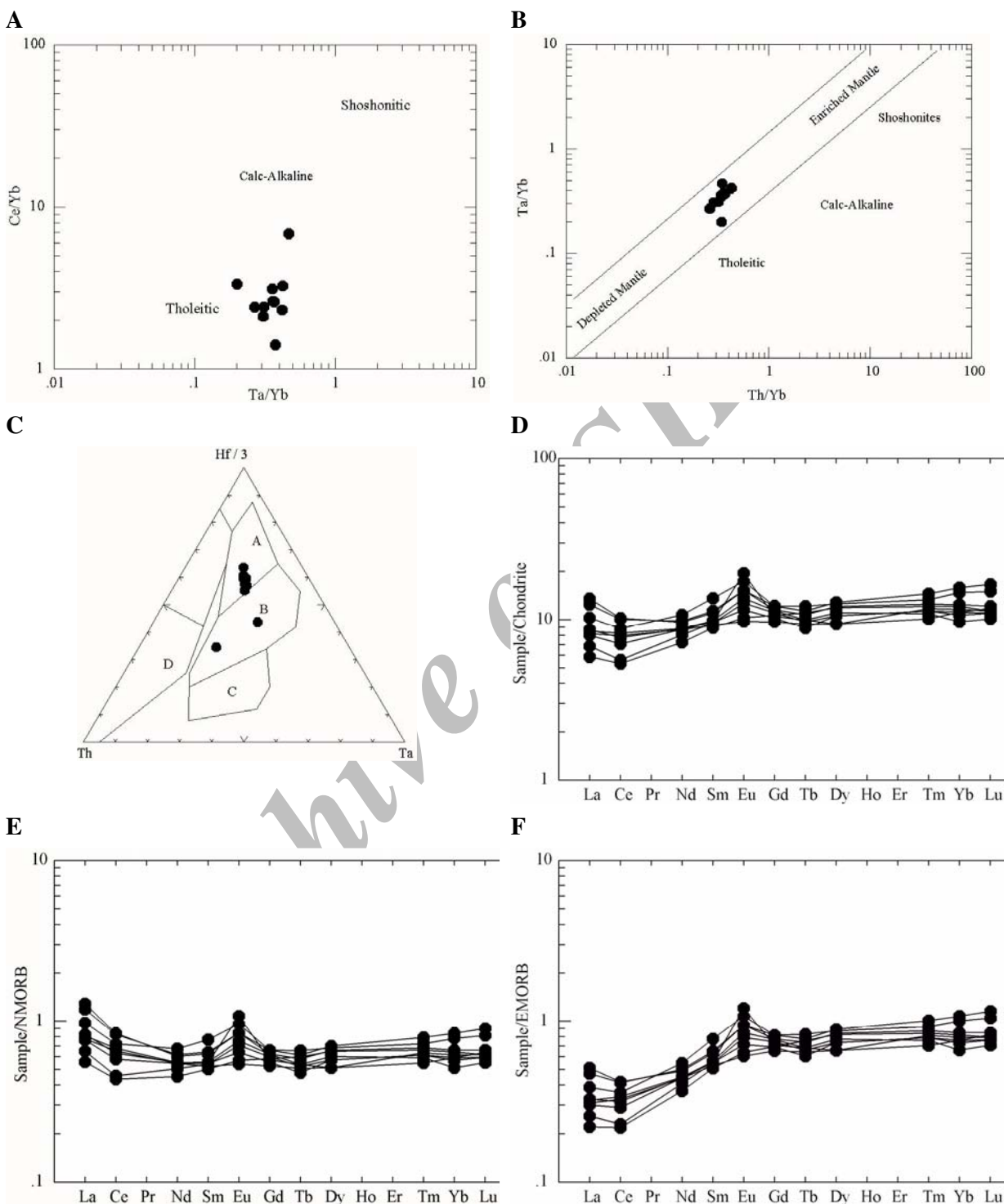


F=Foidite	U2=Phono-tephrite
Ph=Phonolite	U3= Tephro-phonolite
T= Trachyte (Q<20%)& Trachydacite(Q>20%)	S1= Trachybasalt
R=Rhyolite	S2=Basaltic Trachy-andesite
Pc=Microbasalt	S3= Trachyandesite
B=Basalt	O1=Basaltic Andesite
U1=Basanite(Ol<10%) & Tephrite(Ol>10%)	O2=Andesite
	O3=Dacite

D



شکل 6 (A) نمایش ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ ناین روی نمودار قلیایی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) نسبت به SiO_2 (برگرفته از [21]); (B) نمایش ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ ناین روی نمودار AFM (برگرفته از [22]); (C): نمایش ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ ناین روی نمودار قلیایی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) نسبت به SiO_2 (برگرفته از [23]); (D): موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار SiO_2 نسبت به K_2O .



شکل 7 (A) نمایش ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ نائین در نمودار Ce/Yb به نسبت Ta/Yb (برگرفته از [24]); (B) نمایش ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ نائین در نمودار Ta/Yb به نسبت Th/Yb (برگرفته از [24]); (C) نمایش ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژ نائین در نمودار $Th-Hf/3-Ta$ (برگرفته از [25]); (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

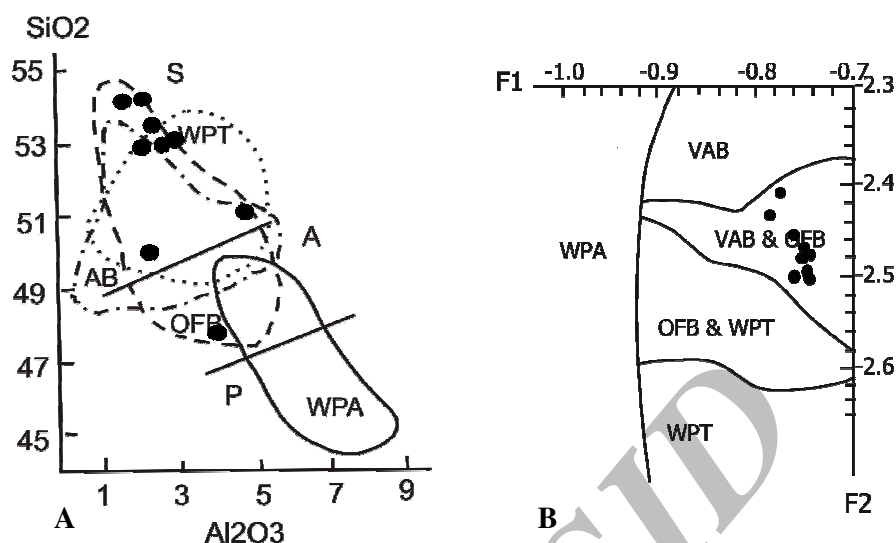
علاوه بر بررسی ترکیب سنگ کل، از نتایج آنالیز کانیهای اولیه و آذرین سالم نیز می‌توان به عنوان شاخص محیط زمین ساخت جهانی استفاده کرد. از جمله این کانیها می‌توان به کالینوپروکسینها و اسپینل‌های کروم دار موجود در این سنگها اشاره کرد. در ادامه به بررسی محیط زمین ساخت جهانی گدازه‌های بالشی افیولیت ناین با استفاده از ترکیب این کانی‌ها، به شرح زیر پرداخته می‌شود.

الف) در بررسی محیط زمین ساخت جهانی بر پایه ترکیب کالینوپروکسینها، می‌توان به از جمله پیشگامان این روش؛ [26]، [27] اشاره کرد. پس از آنها نیز افراد زیادی به بررسی ارتباط بین ترکیب کالینوپروکسینهای کلسیک با محیط زمین ساختی که افیولیت در آن شکل گرفت، پرداخته‌اند. به عقیده [3] تفاوت در میزان Ti می‌تواند بیانگر نوع افیولیت باشد. پایه این روش بر این استوار است که فعالیت یک عنصر در کالینوپروکسین 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 کالینوپروکسین تاثیر بگذارد، به ویژه روی عناصری که در زمینه این سنگها شرکت می‌کنند [27]. 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 [27]. به عنوان مثال دگرگونی زیر دریایی بازالتها (اسپینل‌ها) 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 Fe، Mg، Na، و K به

صورت متحرک بوده و TiO_2 و Al_2O_3 نا متحرک‌اند [28]. ترسیم ترکیب کالینوپروکسینهای گدازه‌های بالشی ناین در نمودار SiO_2 نسبت به Al_2O_3 (برگرفته از [26 و 29]) نشان می‌دهد که این نمونه‌ها از نوع نیمه قلیایی هستند (شکل 8-8-A). همچنین بر پایه مقادیر F1 و F2 (برگرفته از [26]) نیز کالینوپروکسینهای اسپینل‌های ناین، در گستره بازالت‌های کف اقیانوسی و بازالت‌های قوس آتشفشانی (VAB+OFB) قرار می‌گیرند (شکل 8-B).

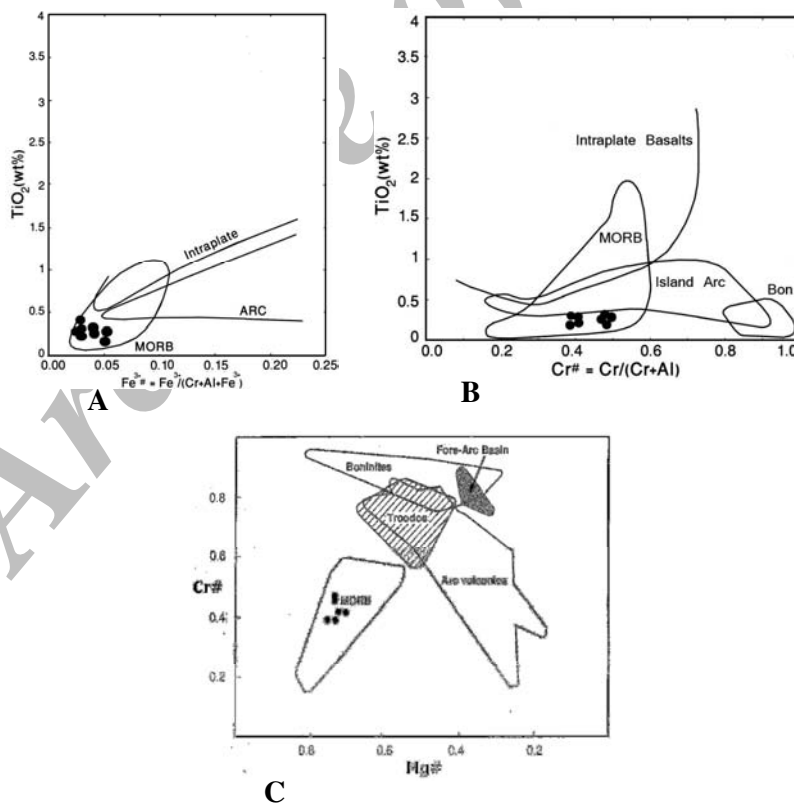
ب) بررسی محیط زمین ساخت جهانی، با استفاده از ترکیب اسپینل‌های کروم دار، کروم اسپینل در سنگ‌های آتشفشانی به صورت پیدا ریز بلور و یا نفوذهایی در کانی‌های دیگر دیده می‌شوند، و با استفاده از گستره ترکیبی و آنالیز ریز پردازشی آن، می‌توان به نوع شیمی‌ماگما پی برد. با استفاده از نسبت TiO_2 به $(Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+}))$ موجود در اسپینل‌ها، می‌توان سه نوع ماگمای اصلی یعنی بازالت درون صفحه‌ای، مورب، و بازالت جزایر قوسی را از یکدیگر تشخیص داد [2]. 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 [30]. این کانی در مورب‌ها دارای نسبت $FeO/(FeO+MgO)$ پایینی بوده [31، 32] دستخوش شکستگی چندان مهمی هنگام صعود ماگما نشده است. علاوه بر این اسپینل‌های موجود در مورب‌ها از نظر Al غنی [30] و دارای Ti پایینی هستند [33]. نمایش موقعیت کروم اسپینل‌های موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت شمال ناین روی نمودار درصد TiO_2 نسبت به $Cr\#$ نیز نشان می‌دهد که نمونه‌های گدازه‌های بالشی در گستره بازالت‌های MORB قرار می‌گیرند (شکل 9-A). همچنین بررسی نسبت درصد TiO_2 نسبت به $Fe^{3+}\#$ و نمایش موقعیت کروم اسپینل‌های موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت ناین در نمودار مربوطه نشان می‌دهد که آنها در گستره بازالت‌های MORB قرار می‌گیرند (شکل 9-B). در نمودار $Cr\#$ نسبت به $Mg\#$ که توسط [34] برای اسپینل‌های موجود در سنگهای آتشفشانی ارائه داده است نیز نمونه‌ها در گستره مورب‌ها قرار می‌گیرند (شکل 9-C).



شکل 8 (A) ترکیب کلینوپیروکسنهای موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت شمال نائین در نمودار SiO_2 نسبت به Al_2O_3 (برگرفته از [26] و [29])؛ (B) نمایش موقعیت کلینوپیروکسنهای موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت شمال نائین در نمودار F1 و F2 (برگرفته از [26]).
* 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 9 (A) ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار بر روی نمودار TiO_2 در برابر $\text{Fe}^{+3}\#$ (برگرفته از [2])؛ (B) ترکیب اسپینل‌های موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت شمال نائین در نمودار TiO_2 نسبت به $\text{Cr}\#$ (برگرفته از [2])؛ (C) ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار در نمودار $\text{Cr}\#$ نسبت به $\text{Mg}\#$ (برگرفته از [34]).

محاسبه نرخ ذوب بخشی

وجود اسپینل کروم دار در این بازالتها می تواند درجات بالای ذوب بخشی را نشان دهد [2]. در بررسیهای [35] 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 گدازه های بالشی دستخوش ذوب بخشی در گستره 14-16 درصد نسبت به سنگ خاستگاه پریدوتیتی اولیه خود شده اند. از سویی دیگر، بررسیهای [14] نشان می دهد که میزان ذوب بخشی لرزولیت های افیولیت ناین در حدود 8 درصد و هارزبورگیتها و دونیت های منطقه در حدود 15-16 درصد است. با توجه به کمتر بودن میزان ذوب بخشی لرزولیتها می توان لرزولیت اسپینل دار را به عنوان خاستگاه پریدوتیتی اولیه این سنگها معرفی کرد.

بررسی میزان TiO_2 و Fe_2O_3 گدازه های بالشی و ترسیم آنها در نمودار (شکل 10) نیز نشان می دهد که نمونه ها تقریباً در گستره آبگون های پریدوتیتی تهی شده با ذوب بخشی بالا قرار می گیرند.

بررسی دگرگونی کف دریا

حضور گدازه های بالشی نشان از رخداد آتشفشانی در محیط آبی عمیق محیط های کف اقیانوسی دارد. هنگامی که گدازه ها و سنگهای حاصل از سردایش در تماس با آب دریا قرار می گیرند با آنها وارد واکنش شده و تبدلهایی را انجام می دهند. نتیجه این واکنشها تشکیل اسپیلتهای کف اقیانوسی است. شواهد این تبدلهایی شیمیایی و اسپیلیتی شدن گدازه های بالشی در بررسی های صحرایی و آزمایشگاهی نمونه های افیولیت ناین به

خوبی مشخص است. اسپیلیتهای 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 آلپیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت، تفکیک می شوند.

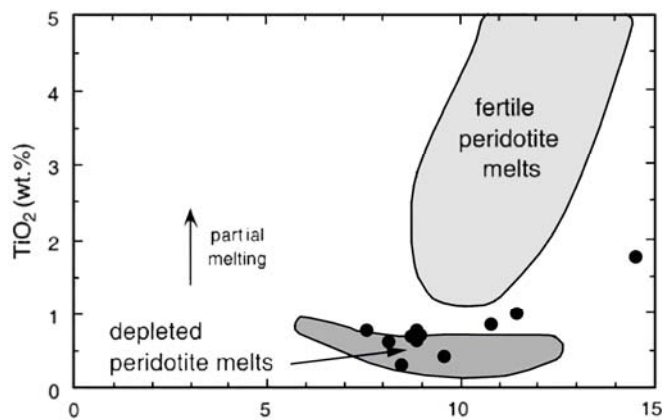
به طور کلی می توان از شواهد اسپیلیتی شدن به وجود کلریت حاصل از دگرسانی الیوینها و پیروکسنها، تشکیل پومپلینیت، تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از سمت کلسیک به سمت سدیک، و فراوانی عناصر آلکالی در ترکیب این سنگها اشاره کرد. در شکل 11 واکنشهایی که حین پدیده اسپیلیتی شدن رخ می دهد آورده شده اند. چنانکه که در این تصویر نیز مشاهده می شود طی این فرایند و تحت تاثیر شاره های حاوی Na و CO_2 ، عناصر Ca، Mg، Mn موجود در بازالت شسته شده، و جای خود را به Na می دهند. به این ترتیب با افزایش نسبی Al، Fe، Si، و Na، می توان شاهد تبدیل کانی های پلاژیوکلاز و اوژیت به آلپیت و کلریت در اسپیلیت بود.

زمین دماسنجی

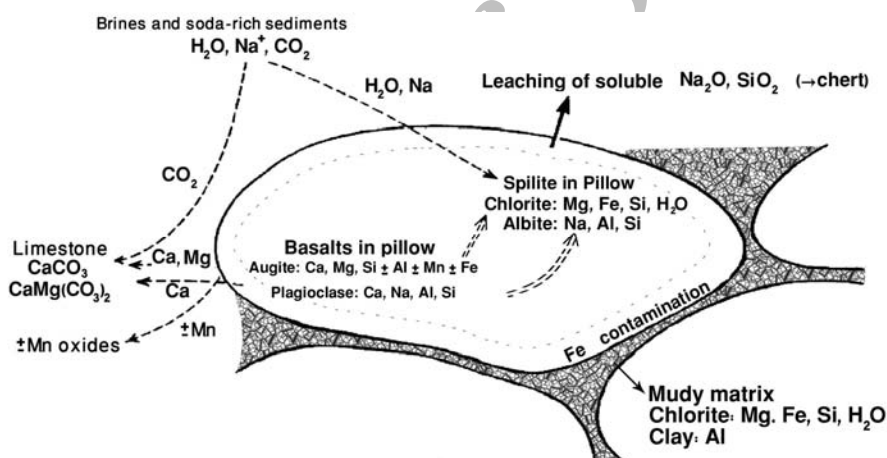
به منظور زمین دماسنجی این سنگها از روش زمین دماسنجی کلینوپیروکسن موجود در این سنگها که [36] ارائه کرده است استفاده شد. نتایج حاصل از زمین دماسنجی کلینوپیروکسنها در جدول 5 آورده شده اند. دمای تشکیل کلینوپیروکسنها در فشارهای 1 تا 6 کیلو بار، 1058 تا 1170 درجه سانتیگراد بوده است. فرمول مورد استفاده در این روش چنین است:

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

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



شکل 10 نمونه‌های گدازه‌های بالشی در نمودار TiO_2 نسبت به Fe_2O_3 (برگرفته از [37]).



شکل 11 تبادلهایی که هنگام اسپیلیتی شدن گدازه‌های بالشی رخ می‌دهند (برگرفته از [38]).

جدول 5 میزان دمای محاسبه شده در فشارهای 1 تا 6 کیلو بار برای کلینوپروکسنهای موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت نائین با استفاده از

روش [36].

Pressures (Kbar):	1	2	3	4	5	6
Samples:	Temperatures (°C):					
Clinopyroxene 1	1075	1077	1079	1082	1084	1086
Clinopyroxene 2	1058	1060	1063	1065	167	1069
Clinopyroxene 3	1158	1160	1163	1165	1168	1170
Clinopyroxene 4	1103	1106	1108	1110	1113	1115
Clinopyroxene 5	1082	1084	1087	1089	1091	1094
Clinopyroxene 6	1091	1093	1095	1098	1100	1102
Clinopyroxene 7	1090	1092	1094	1097	1099	1101
Clinopyroxene 8	1144	1147	1149	1152	1154	1156
Clinopyroxene 9	1119	1121	1124	1126	1128	1131

نتیجه

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 Na₂O 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، آلپیتی شدن پلاژیوکلازها، کلریتی شدن الیوین‌ها، تبدیل شدن برخی از کلینوپيروكسن‌ها به آمفیبول، و بالا بودن مقدار عناصر قلیایی (Na₂O + K₂O) 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 کلینوپيروكسنها 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 تولتیکی بوده و از یک خاستگاه گوشته‌ای تهی شده ریشه گرفته‌اند.

مراجع

- [5] Davoudzadeh M., "Geology and petrography of the north area of Nain, Central Iran", Geological Survey of Iran, Report no. 14 (1972) 89 p.
- [6] جباری، ع، "زمین‌شناسی و پترولوژی افیولیت نائین"، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، (1376) 163 ص.
- [7] منوچهری ش، "بررسی پتروگرافی و پترولوژی افیولیت‌های شمال نائین"، رساله کارشناسی ارشد پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، (1376) 190 ص.
- [8] Lensch G., Davoudzadeh M., "Ophiolites in Iran", Neues Jahrbuch Fur geologie und palaontologie Abhandlungen (1982) 306-320.
- [9] رهگشائی م، و شفائی مقدم ه، "مطالعه میکروساختاری کانی الیوین در مجموعه افیولیت نائین (ایران مرکزی)"، یازدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی دانشگاه یزد، (1382) ص 275-279.
- [10] رحمانی ف، "پترولوژی دایک‌های صفحه‌ای افیولیت نائین (ایران مرکزی)"، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، (1384) 130 ص.
- [11] 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، (1384) ص 47-48.
- [12] 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، (1384) ص 114-115.
- [13] ترابی ق، شیردشت زاده ن، نوربهشت ا، پیرنیا ت، "مطالعه آمفیبولیت‌ها و دایک‌های آمفیبولیتی موجود در افیولیت ملانترهای نائین و عشین-زوار"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، (1386) (در حال چاپ).
- [14] پیرنیا نایینی ت، "مطالعه پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ملانتر نائین"، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی گروه علوم زمین دانشگاه اصفهان، (1386) 193 ص.
- [15] شیردشت زاده ن، ترابی ق، نوربهشت ا، پیرنیا ت،
- [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., Hassaniapak A. A., "Tectonostratigraphy of the Khoy Complex, northwestern Iran", stratigraphy 2-1(2005) 49-63.

- [26] Nisbet E.G., Pearce J.A., "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic 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 Carling ford 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] Kepezhinskas 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 عبداللهی ا.، "بررسی انواع دگرگونی‌ها و سنگ‌های دگرگونی موجود در افیولیت ملانژ شمال نائین"، مجموعه مقالات هفته پژوهش دانشگاه اصفهان، (1385) (در حال چاپ).
- [16] شیردشت زاده ن، "پترولوژی سنگ‌های دگرگونی افیولیت ملانژ نائین (استان اصفهان)"، پایان نامه پترولوژی کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، (1386) 192 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 Fe³⁺ 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.

and an enstatite-in-Cpx thermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 139 (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.

Archive of SID