

Vol. 17, No. 1, Spring 1388/2009



The study of disequilibrium textures and mineral chemistry in ultramafic - mafic rock suite East of Fariman, NE Iran

G. Moafpourian¹, M. Pourmoafi¹, M. Vosughi Abedini¹, M.H. Emami²

1- Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University 2- Geology survey of Iran Email: g-pooryan@sbu.ac.ir

(Received: 7/4/2008, in revised form: 6/12/2008)

Abstract: On the basis of petrographic observations and electron microprobe analyses data set on major and minor minerals from ultramafic- mafic rock suite with komatiitic to picritic - tholeiitic affinity, East of Fariman, we have investigated some of the petrological features of their parental magmas and condition of minerals crystallization. Major minerals in ultramafic rocks show various disequilibrium textures, including elongated hopper olivines with sharp tips, and spray to acicular, skeletal and hopper elongated pyroxenes, while in mafic rocks disequilibrium textures are dendritic pyroxene - plagioclase intergrowth. Such textures must have been produced by rapid growth of crystals due to undercooling of a previously superheated melt. High Fo contents of olivines is necessary the equilibrium of these crystals in a hot melt with high MgO content. On the basis of maximum Fo content of an olivine crystal in a komatiitic sample, we have estimated MgO percent and temperature of parent melt as much as 23.74% and 1470°C -1535 °C respectively. High TiO₂ contents of pyroxene and spinel crystals indicate that their host magma must have been originated from a fertile mantle source, similar to OIB and /or LIP sources, indicating the probable role of a mantle plume in petrogenesis of these rocks.

Keywords: Northeast of Iran - Fariman - ultamafic-mafic rocks - mineral chemistry - crystallization temperature – komatiite.



سال هفدهم، شمارهٔ ۱، بهار ۸۸، از صفحهٔ ۱۰۹ تا ۱۳۲



بررسی بافتهای نامتعادل و شیمی کانیها در مجموعه سنگهای الترامافیک – مافیک خاور فریمان، شمال خاوری ایران

غلامعلی معاف پوریان'، سید محمد پورمعافی'، منصور وثوقی عابدینی'، محمد هاشم امامی'

۱ – گروه زمین شناسی ، دانشکده علوم زمین ، دانشگاه شهید بهشتی ۲ – سازمان زمین شناسی کشور پست الکترونیکی :g-pooryan@sbu.ac.ir

(دریافت مقاله: ۸۷/۱/۱۹ ، نسخه نهایی: ۸۷/۹/۱۶)

چکیده: بر اساس مشاهدات سنگشناختی و مجموعهای از دادهها که حاصل تجزیه نقطهای کانیهای اصلی و فرعی در سنگهای الترامافیک - مافیک خاور فریمان با گرایش کوماتی ایتی تا پیکریتی - تولهایتی بوده به بررسی برخی از ویژگیهای ماگماهای میزبان و شرایط تبلور کانیها در این سنگها پرداختهایم. بافتهای نامتعادل مشاهده شده در سنگهای الترامافیک، شامل الیوینهای توخالی شرایط تبلور کانیها در این سنگها پرداختهایم. بافتهای نامتعادل مشاهده شده در سنگهای الترامافیک، شامل الیوینهای توخالی کشیده و نوک تیز، پیروکسنهای تار مانند، سوزنی، اسکلتی و توخالی، و در سنگهای مافیک شامل اشکال شاخهای از هم رشدی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز بوده و نمایانگر رشد سریع بلورها تحت تاثیر فروتافت یک مذاب است. محتوای بالای Fo در بلورهای الیوین مستلزم تعادل این بلورها با یک مذاب سرشار از MgO با دمای بالا بوده است. بر اساس بالاترین میزان oF در بلور الیوین مشاهده شده در یک نمونه کوماتیاتی، مقدار MgO و دمای ماگمای والد را به ترتیب در حدود ۲۳/۶٪ و ۲۴۷۰ تا محموا لیوین مشاهده شده در یک نمونه کوماتیاتی، مقدار MgO و دمای ماگمای والد را به ترتیب در حدود ۲۳/۶٪ و ۱۹۵۰ درجه مشاهده شده در یک زمونه کوماتیاتی، مقدار MgO و دمای ماگمای والد را به ترتیب در حدود ۲۳/۶٪ و ۲۴۷۰ تا محموا درجه مشاهده شده در یک زمونه کوماتیایتی، مقدار MgO و دمای ماگمای والد را به ترتیب در حدود ۲۳/۴۶٪ و ۱۹۵۰ درجه مشاهده شده در یک نمونه کوماتیایتی، مقدار MgO و دمای ماگمای والد را به ترتیب در حدود ۲۳/۴۶٪ و ۲۴۰۰ تا ۵۳۵ درجه مشاهده شده در یک زمونه کوماتیایی مقدار MgO و دمای ماگمای والد را به ترتیب پیروکسنها و اسپینلها، نشان از وجود مدانتی گراد برآورد کرده یم که همراه با شواهد دیگر، مانند محتوای بالای و ID در ترکیب پیروکسنها و اسپینلها، نشان از وجود مدانتی گراد برآورد کرده ایم که همراه با شواهد دیگر، مانند محتوای بالای و ID در ترکیب پیروکسنها و بر نقش احتمالی یک زبانه گوشته مداب ریشه گرفته از در این سنگزاییها دلالت دارد.

واژههای کلیدی: شمال خاوری ایران – فریمان – سنگهای الترامافیک – مافیک – شیمی کانیها – دمای تبلور – کوماتی ایت.

۱– مقدمه

بررسیهای سنگشناختی و شیمی کانیهای اصلی از جمله روشهایی است که در سنگشناسی آذرین به طور گسترده مورد استفاده قرار می گیرد. ویژ گیهای بافتی ملاحظه شده در یک سنگ آذرین شرایط و چگونگی به انجماد درآمدن مذاب مربوطه را نشان میدهد و با آگاهی از شیمی کانیهایی مانند الیوین، پیروکسن، آمفیبول، پلاژیوکلاز و اسپینلها میتوان به اطلاعات مهمی در خصوص خاستگاه و شرایط تشکیل ماگما دست یافت. این اطلاعات در نهایت ما را در زمینهٔ تفسیر شرایط دیرینه زمینساختی یک منطقه یاری خواهد کرد. در

این مقاله، ما بر اساس بررسیهای سنگشناختی و با استفاده از مجموعهای از دادههای شیمی کانیهای الیوین، پیروکسن، آمفیبول و اسپینل در تعدای از سنگهای الترامافیک و مافیک خاور خط وارهٔ تربت جام – فریمان به مطالعه خصوصیات این کانیها و ماگمای میزبان آنها پرداختهایم. نمونههای مورد استفاده در این کار پژوهشی از رخنمونهای پراکندهٔ متشکل از توالی واحدهای الترامافیک – مافیک و لایههای تهنشستی خاور فط وارهٔ فریمان – تربت جام برداشت شدهاند که علاوه بر خاور فریمان در نواحی باختر مشهد، شمال تربتجام و در شمال روستای آق دربند نیز مشاهده میشوند.

برخی از نویسندگان، مجموعهٔ سنگی مورد بحث را در ردیف سنگهای افیولیتی قرار داده و آنها را به عنوان آثار زمین درز پالئو تتیس معرفی میکنند [۱-۶] ولی شمار دیگری نیز ایدهٔ متفاوتی را مطرح کرده و سنگهای یاد شده را به عنوان یک توالی آتشفشانی- تهنشستی عادی شامل گدازههای الترامافیک- مافیک آبیسال توله ایت غنی از MgO با گرایش کوماتی ایتی معرفی کردهاند[۲-۱۰] بررسیهای ما نیز از ماهیت آتشفشانی تا کم عمق این سنگها حکایت داشته و با توجه به بررسیهای انجام شده در خصوص ژئوشیمی این سنگها، آنها را به انواع کوماتیایتی، پیکریتی و تولهایتی تقسیم کردهایم [۱۱].

۲- زمین شناسی منطقهٔ مورد مطالعه

منطقهٔ مورد بررسی، بخشی از زون بینالود محسوب شده [۱۲] و برونزدهای توالی مورد مطالعه اغلب در مجاورت گسلهایی که در راستای شمال باختری- جنوب خاوری قرار دارند ملاحظه میشود. سنگهای الترامافیک - مافیک در تناوب با لایههای تهنشستی تخریبی و آهکی، به صورت رخنمونهای پراکنده در

مناطق شمالی و خاور فریمان ملاحظه می شوند و در حقیقت بخشی از مجموعهٔ رخنمونهای پراکندهٔ متشکل از توالی الترامافیک - مافیک و لایههای تهنشستی خاور خط وارهٔ فريمان - تربت جام محسوب مي شوند كه علاوه بر خاور فریمان در نواحی باختر مشهد، شمال تربت جام و در منطقهٔ آق دربند نیز مشاهده می شود. در ناحیهٔ خاور فریمان رخنمون-های یاد شده را به ویژه در مناطق شمالی و شمال خاوری سفید سنگ واقع در ۳۰ کیلومتری جنوب خاوری فریمان می-توان مشاهده کرد (شکل ۱). در این نواحی با توجه به عملکرد گسلهای متعدد رخنمونهای توالی مورد بحث را اغلب در همبریهای گسله با سازندهای جوانتر میتوان مشاهده کرد که کار بررسیهای صحرایی این سنگها را تا حدودی دشوار می-سازد. سن توالی بر اساس بررسیهای انجام شده روی ریزسنگوارههای یک نمونه آهکی Asselian تا Asselian تعیین شده است [۱۳]. علاوه بر این بر اساس کونودونتهای مشاهده شده در یک نمونه چرت سرخ رنگ، زمان تشکیل این سنگها را به بخش فوقانی پرمین زیرین نسبت دادهاند [۱۴].



شکل ۱ نقشه گسترهٔ مورد مطالعه در شرق فریمان، نقشه اصلی از [۴۰].

در سکل ۲ موقعیت منطقه مورد بررسی و محل برداست تمونه-ها مشخص شده است. نخست بر اساس بررسیهای میکروسکوپی، به بررسی بافتهای نامتعادل مشاهده شده در نمونههای الترامافیک و مافیک پرداخته و در ضمن تعدادی از مقاطع نازک صیقلی انتخاب کردیم. کار تهیه مقاطع نازک مقاطع نازک صیقلی انتخاب کردیم. کار تهیه مقاطع نازک مقاطع نازک میقلی انتخاب کردیم. کار تهیه مقاطع نازک مقاطع نازک میقلی انتخاب کردیم. کار تهیه مقاطع نازک مقاطع نازک میقلی انتخاب کردیم. کار تهیه مقاطع نازک مقاطع نازک میقلی انتخاب کردیم. کار تهیه مقاطع نازک مقاطع نازک میقلی انتخاب کردیم. کار تهیه مقاطع نازک مقاطع نازک میقلی انتخاب کردیم. کار تهیه مقاطع نازک موانع مانی مقاطع نازک میق الترامافیک ۲۶۲ , ۲۵۵ , ۶۵۶ با ماهیت کوماتی ایتی، نمونه-های ۲۶۶ (بازالت کوماتی ایتی)، ۶۵۹ , ۲۵۹ , ۲۵۹ (بازالت توله-ایتی غنی از منیزیم) در آزمایشگاه علوم زمین دانشگاه دورهام انگلستان انجام گرفت. از آنجا که سنگهای مورد بررسی در معرض دگرگونی در حد رخساره شیست سبز قرار گرفتهاند، لذا

در هیچیک از نمونهها بلور تازهای از پلاژیوکلاز مشاهده نشد و فقط شکلهای دروغین این کانی را همراه با بخشهای باقیمانده که از ترکیب آلبیتی برخوردارند مشاهده کردیم. تجزیهٔ کانیها و تهیه دادههای مربوط به شیمی آنها (جداول شماره ۱ تا ۵) در دانشگاه ادینبورگ و با استفاده از یک دستگاه ریزکاوندهٔ الکترونی مدل CAMECA SX100 انجام گرفت. کلیهٔ تجزیهها در شرایط جریان الکترونی ۱ کیلو ولت، جریان نمونه ۲۰ نانو آمپر و اندازه نقاط در حدود سال انجام گرفته است. خطوط اولیهٔ پرتو X با استفاده از ترکیب فلزات خالص، اکسیدهای ساختگی و کانیهای طبیعی با ترکیب شناخته شده همسنجی شده و ترکیب کانیهای نامشخص با استفاده از روش توجه به روابط عنصرسنجی مشخص شده است.

جدول ۱ دادههای عناصر اصلی و فرعی ۱۵ نمونه الترامافیک و مافیک منطقهٔ فریمان که با استفاده از روش XRF تهیه شدهاند.(ms.Re(σ) و Sam.Re و Sam.Re به ترتیب قابلیت تولید دوباره دادهها توسط دستگاه و نمونه را نشان داده نمایانگر دقت دستگاه و کیفیت پودر تهیه شده است و Ac.(rmsd) نمایانگر صحت دادهها بر حسب میانگین بشه انحراف معیار است.

					ﯩﺖ.	به انحراف معيار اس	ب میانگین ریش	ئت دادەھا بر حسد	نمايانگر صح	Ac.(rmsd)
Sample	F1	F17	F28J	F28X	F29	F29C	F29D	F36	F37	F42
SiO_2	۴۲,۰۳	41,19	۴۱٫۸۳	۳٩,۴١	44/11	۴۱٬۵۰	48,84	49,87	۳٩,۶۶	۴۰ ,۹۹
Al_2O_3	14/10	۵,۲۴	٧,٠٣	۵,۲۰	۱۳٬۲۰	۶,۷۴	17,08	١٣/٩۴	4,98	۵,۶۵
Fe_2O_3	17,88	۱۱,۱۰	11,44	1.58	17/17	۱۱٫۸۴	17,79	۸۰,۲۸	۴ ۱۱٬	۱۰ ₁ 88
MgO	۶,٩٠	۳۰٫۸۱	۲۴٫۸۳	۲٩, <i>•۶</i>	٨,•۵	۲۳٬۹۹	۹ _/ ۹۹	Δ_{I} Y 1	۳۰,۰۶	۲۸,۴۰
CaO	۵٬۰۳	6، • ۶	8,48	$\Delta_{/}\Delta\Delta$	۱۱,۲۰	٧,٢۶	٨,٨٣	٨,٩٢	4,44	۴٫۸۰
Na ₂ O	۲,۶۷	• / • •	• , • •	• / • •	۳,۱۰	•,••	٣,1۶	۴,٧١	• / • •	• , • •
K_2O	۰,۰۹	۰,۱۶	٠,٢٢	۰,۰۲	۴,۰۴	• , • ۵	• , • A	١,•٧	• , • Y	۰,۰۹
TiO ₂	۴,۱۰	• _۱ ۵ •	• , ۶ •	• , ۵ •	۱/۲۰	• ,	۱,۸۰	۲,۱۰	• _/ V •	۰ ۸ ،
MnO	• ,74	۰,۱۶	۰,۱۸	•,18	۰,۱۷	۰,۱ ۲	۰,۱۷	۰,۱۵	۰,۱۵	۰,۱۶
P_2O_5	۴۳,	• / • •	۰,۰۱	۰,۰۱	•,•۶	• , • Y	٠,١٢	۰,۱۸	۰٬۰۳	۰,۰۳
LOI	۶٫۳۳	۶ _/ ۷۷	۶. ۲	۹ <i>٫</i> ۶٩	۳, • ۶	۷٫۸۲	۴,۱۰	٣,٣۴	٩,۵٨	٨,٣٨
Total	۹۹ <i>_/۶</i> ۱	۱۰۰٬۸۰	۱۰۰٬۵۰	٩٩٫٩٣	۹۹ _/ ۸۶	۹۹, <i>۷۶</i>	٩٩٫٧٣	૧ ٩, ૧ ٩	۱۰۰٫۵۰	99,V9
Sample	F55	F57	F89	F97	F104	Ins.Re(σ)	Sam.Re	Ac.(rmsd)		
SiO_2	44,84	46/20	۳٩,۲۶	40,91	۴٨,٢٨	۰, • ۳	•,•۶	۰,۲۲		
Al_2O_3	14/10	17,79	۶,۶۷	1.58	14,.8	۰, • ۲	• , • ۵	• / ١٢		
Fe_2O_3	11/84	15/11	۱۱,۷۵	11/11	۵۳/۱۱	۰, • ۲	• , • ۵	• , • ۵		
MgO	1.94	۱۰,۸۵	۲۸٬۸۲	10,44	٨ ,۶۴	۰, • ۳	•,•۶	• , • A		
CaO	۱۲٬۰۰	۶۰/۶۰	۴, • ۹	٩,۶۵	٩,١٨	• / •)	•,•۶	• , • ۵		
Na ₂ O	۱,۹۸	۲,۶۹	• , • •	۰,۶۰	۳,۶۵	۰, • ۳	۰٬۰۱	۰,۰۶		
K_2O	۰٬۰۱	۰٬۰۱	۰ ٬۰۶	۰,۰۱	•,•۶	• / •)	۰٬۰۱	• , • ۲		
TiO ₂	• _۱ ۵ •	• , ۴ •	• ۲ .	۰٫٩٠	۰۳,	• / • •	• / • •	• / • •		
MnO	۰,۱۸	•,14	۰,۱۷	٠٫١٩	۰,۱۷	• / • •	• / • •	• / •)		
P_2O_5	۰,۰۴	۰,۰۲	• , • •	۳.,۰۳	۰, • ۵	• , • •	۰,۰۲	• / • 1		
LOI	4,84	٣,٩۴	٩,۵۶	٣٫٩۵	۳٬۰۹					
Total	۱۰۰٬۰۰	٩٩٫٨۶	۰۳,۰۰۱	99,49	۹۹,۹۶					

							، میدهد.	ر است تسار	۲۰ برخورد،	ریں میراں ر	له ار بالا د
Sample	F17	28X	28X	F37	F42	Sample	F17	28X	28X	F37	F42
Ν	١٢	۴	Max	11	۲	Ν	١٢	۴	Max	11	٢
SiO ₂	40,87	41/20	41,48	4.14	۳۹٬۷۱	Si	۵/۹۹	۶,۰۳	۶,۰۲	۵/۹۷	۵٬۸۶
TiO ₂	• /•)	• / • 1	•,••	•,• 1	•،• ا	Ti	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••
Al_2O_3	• /))	• , • A	۰,۰۸	۰,۰۶	•,• ٩	Al	•,• ٢	•,• ١	•,• ١	• ، • ،	۰,۰۲
Cr ₂ O ₃	•/17	۰,۱۵	٠٫١٨	•,\•	٠٫١٩	Cr	•,• ٢	۰,۰۲	•,•۲	۰,۰۱	۰,۰۲
MgO	۴۸٬۰۹	41,42	5.24	41,72	۵۰٬۶۸	Mg	۱۰,۵۷	۷۶/۱۰	۹۶/۱۰	1.148	11/14
CaO	٠,٢٩	• ۲۷	• ۲۲ ا	۲۶,۰	۳۳,۰	Ca	۰٬۰۵	۰,۰۴	•,•۴	•,•۶	۰,۰۴
MnO	۰,۱۶	٠,١۴	•,\	۰,۱۷	٠,١٢	Mn	•,• ٢	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰٬۰۲
FeO	۱۰,۴۵	٨,٣٩	۶٫۸۴	۱۱٫۵۵	۷٫۹۸	Fe	١,٢٩	٧,٠٣	۳۸٬۰	1,44	٠٫٩٩
NiO	٠٫٣٩	• ،۴۷	۰ ٬۴۹	۸۳٫۰	•,*۲	Ni	۰٬۰۵	۰,۰۵	•,•۶	۵ • ٫ •	۰٬۰۵
Na ₂ O	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••	Na	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••
K ₂ O	۰,۰۱	•,••	•,••	۰,۰۱	• ، • ۱	K	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••
P ₂ O ₅	•,••	•,••	•,••	۰,۰۱	•,••	Р	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••
Total	1	۴	11.	1	99,44	Total	۱۷٬۹۹	۱۷/۹۶	۱۷٫۹۶	۱۸٬۰۲	۱۸٬۱۳
						#Mg	۰٫۸۹	٠/٩١	۰٬۹۳	۰,۸۸	٠/٩٢

جدول ۲ دادههای شیمی بلورهای الیوین در نمونههای الترامافیکF42, F37, F28X, F17 بر حسب میانگین درصد وزنی اکسیدهای عناصر و تعداد کاتیونها که بر اساس ۲۴ اکسیژن و ۱۸ کاتیون در فرمول محاسبه شده است. N تعداد تجزیهها بوده و Max نتایج مربوط به بلور الیوینی را که از بالاترین میزان F0 برخوردار است نشان می دهد.

جدول ۳ دادههای شیمی بلورهای پیروکسن در نمونههای الترامافیک F42, F37, F29C, F28X, F28, F17 و نمونههای مافیک ,F104, F97

له شدهاند.	رمول محاسب	کاتيون در ف	سیژن و ۱۶	اساس ۲۴ اک	ونها که بر ا	و تعداد کاتي	.های عناصر	وزنى اكسيد	حسب درصد	F57, F2 بر	29b, F29
Sample	F17	F28	28X	F29	F29b	F29c	F37	F42	F57	F97	F104
Ν	٢	۶	٢	١٢	١٢	۱۳	٨	۷	٢	۷	γ
SiO ₂	41/98	ff'Yt	۵۰,۳۶	41,21	۴۸٫۸۱	49,4.	۵۱٬۱۸	۴۶٬۰۵	۶۶٬۶۶	۵۰,۴۶	41,41
TiO ₂	١,٢٧	1,49	• _/ Y •	۰٫۷۳	۱٬۰۸	۰٫۹۰	۰٫۸۵	۵۸٫۱	۲ ۶٬۰۶	۰٬۵۹	١,٢٢
Al ₂ O ₃	۷٫۵۰	٩٫٩۴	4,94	4,47	۵,۱۲	۵,۲۰	۳,۶۱	۷٬۰۱	۴٬۰۵	۲,۷۱	۷٫۵۹
Cr ₂ O ₃	• ،۲۷	٠٫١٣	•,*•	•،،۱۷	+،•۴	•,74	۰٫۸۹	٠٫١٩	٠٬۴٨	۰,۰۵	۰,۱۷
MgO	۱۳٬۳۸	۲۸٬۰۱	۱۵٬۰۵	15,66	۱۴٬۵۸	۱۵٬۰۶	۱۶٫۷۹	10,79	18,77	۱۳٬۵۷	۱۲٫۷۸
CaO	۲۱٫۲۴	۳۰٬۵۳	۲۱,۷۷	۳۳,۰۲	۱۸,۶۵	۵۵٬ • ۲	۲۰,۶۸	1۶,۹۵	۲۰٬۵۱	۱۹٬۰۲	۳ ۱٬۰۳
MnO	۰,۱۵	1 ۲ ،	۰,۱۵	۰٫۲۹	•,77	•,۱۷	۰,۱۴	• 171	٠٫١٧	•,74	٠٫١٨
FeO	٧,۶٩	۱۰٫۹۰	۶,۱۹	٨٠٫١٨	٩,٩٠	۷,۴۴	۵٬۲۵	٩,٩١	<i>۶</i> ,۷۹	۸۱,γ۸	۸٫۳۹
NiO	•/•)	۰٬۰۳	۰٬۰۴	۰٬۰۲	۰٬۰۳	۴,۰۴	•,•۴	•,• ٢	٠،٠۵	۰,۰۲	۰,۰۲
Na ₂ O	• ۲۱	۵۲٬۰	• / ٢ •	۰ ۵۰	۴ ۳۲, •	٠٫١٨	•,77	۳۲٫۰	• / ٢ •	۸۳٫۰	۰٫۲۱
K ₂ O	•/•)	۰,۰۱	•,••	• ، • ۱	•/• •	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	• / • •	•,•)	۰,۰۱
P ₂ O ₅	• ، ۲ •	۲ ۲۱.	• / • •	٠٫١٧	٠٫١٧	٠٫١٩	•,18	۲۲ ، •	٠٬١٨	•،۱۷	۰٬۲۱
Total	۹۹٫۸۵	۹۹٫۳۱	٩٩, ٧ ٧	۹۹ /۴۶	۹۸٬۹۳	۹۹,۳۷	۹۹٫۸۲	٩٧/٩٢	۹۹٫۵۵	٩٩,١٠	٩٩,١٣
Si	۷٫۱۴	۶٬۸۲	٧,۴۵	٧,۴۴	۷٫۳۶	۷٫۳۶	۷٫۵۲	٧,	ν,Δι	۷ ₁ ۶۶	٧,١٢
Ti	٠٫١۵	٠٫١٧	• / • A	۰,۰۸	•/17	•/١•	۰٬۰۹	۱۲۱۰	٠٬٠٣	• / • Y	•,14
Al	١/٣٢	١/٧٩	۰٬۸۶	۰,۷۸	۰٬۹۱	٠/٩١	•,87	١/٢٧	٠٫٧١	۰٬۴۸	۱٬۳۵
Cr	•,•۴	• ، • ۱	٠٬٠۵	۰٬۰۲	•/• •	۳. ا	•/11	• /• ٢	•,•۶	• / • •	۰,۰۲
Mg	۲/۹۷	۲/۴۶	٣/٣٢	٣,٠٢	۳/۲۸	٣/٣۵	۳,۶۸	٣/۵٢	٣/۵٩	۳,•۶	۲٫۸۷
Ca	٣٫٣٩	٣/٣۵	۳,۴۶	٣/٢٧	۳٬۰۱	۳,۲۸	۳,۲۶	۲٫۷۳	۳,۲۶	۳٬۰۹	٣/٣٩
Mn	۰,۰۲	٠٬٠٣	۰٬۰۲	۰,۰۴	۰٬۰۳	۰٬۰۲	•,•۲	٠٬٠٣	۰٬۰۲	•,•۴	• / • ۲
Fe	۰,۹۶	١/٣٩	• /YY	١/٢٩	١/٢۵	۰٬۹۳	٥٦/٠	۱٬۲۶	٠،٨۴	۱٫۵۱	۶.
Ni	•,••	• / • •	•,••	•,• •	•,••	•,••	•,•)	• / • •	•،• ١	• / • •	•,••
Na	•,•۶	•,•Y	۰ ₁ ۰۶	٠٬١۵	•/)•	۰,۰۵	•,•۶	•,•Y	۰,۰۶	• / ١ ١	۰,۰۶
K	•,••	• / • •	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••	• ، • ۱	•,••	•,••	•,••
Р	•,•٣	۰٬۰۳	۰٬۰۳	•,• ٢	۰,۰۲	۰,۰۲	•,•۲	•,•٣	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳
Total	۱۶٬۰۴	۱۶,۱۱	۱۶٬۰۵	18/17	۱۶٬۰۸	18,08	۱۶٬۰۳	18,14	۱۶٬۰۸	18,.8	۱۶,۰۵
#Mg	۶۷,	•,84	۰٬۸۲	• _/ V •	• ٫٧٢	• ٬۷۸	۰٬۸۵	• ،٧٢	۰٫۸۱	۲۹٬۰	۰٫۷۳

							•	. (0		, 0,	. 0	<i>.</i>	
Sample	F29c	F29c	F29c	F29c	F29c	F29c		F29c	F29c	F29c	F29c	F29c	F29c
point	۱۹	۲۰	۲۱	22	۲۳	24	point	۱۹	۲۰	۲ ۱	22	۲۳	24
SiO_2	۰,۰۱	•,••	•,••	٠,٠٣	۰,۰۲	٠٬٠٣	Si	•,••	• , • •	•,••	•,••	•,••	•,••
TiO ₂	۰,۷۲	۰٫٩٠	۰٫۷۵	۰٫۷۵	٠٫٨٢	۶۸ ا	Ti	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲
Al_2O_3	۱۳٬۵۹	۱ <i>۷</i> /۷۱	14/24	18,49	18,	۱۴,۳۸	Al	۰٬۵۳	۰ ٬۶۷	۶۵، •	+۵۴	• .	۵۵/ •
Fe ₂ O ₃	Λ_{1}) r	$A_{i}AA$	٨,۵٠	٩,٢٧	٨,٢۶	٨,۴٧	Fe ³⁺	• ۲ .	• ۲۱	٠٫٢١	•,74	• ۲ .	٠,٢١
FeO	۲١,٩۴	18,70	۱۸٬۵۶	۲۳/۱۶	18,14	۱۸,۶۲	Fe ²⁺	• 181	•,۴۵	۰٫۵۱	• ,89	• ,4٣	۰٫۵۱
MnO	• ٫٣٧	•,٢٩	۸۲٬۰	٠,٣٩	۰,۲۸	٠٫٣٧	Mn	۰,۰۱	۰,۰۱	٠٬٠١	٠٬٠١	٠٬٠١	۰,۰۱
MgO	۷٫۸۶	۱۱٫۸۱	1.18	۶,۹۳	١٢/٠٨	۱۰,۲۵	Mg	٠/٣٩	۰٬۵۶	• _ا ۵ •	0٣٥.	۰,۵۲	• ۵۰
Cr_2O_3	48,4.	47,77	40,97	44,88	48,08	۴۶ _/ ۸۹	Cr	۲۲/۱	۱,•۸	۱,۱۹	١,١٩	1,18	١,٢١
NiO	•,17	٠,٢٠	•,18	•,11	۰٫۲۳	• / 1 ٣	Ni	•,••	۰,۰۱	٠٬٠١	•,••	٠٬٠١	•,••
CaO	۵ • ،	۰,۰۶	•,1•	۰, • ۵	۳.,۲	•,14	Total	٣,٠٠	٣,• •	٣,٠٠	٣,٠٠	٣,٠٠	٣,• •
P_2O_5	•,••	•,••	• , • •	•,••	• , • •	• , • •	#Cr	۶٩,۶١	۶۱٬۸۰	۶۷٫۸۹	۶۸٬۸۴	۶۵٬۸۸	81,87
Na ₂ O	•,••	•,••	• , • •	•,••	• , • •	• , • •	#Mg	۳۸٬۹۶	۵۵٫۷۷	49,39	۳۴,۷۸	۵۷/۱۱	49,07
K_2O	•,••	•,••	• , • •	•,••	• , • •	• , • •	$\# Fe^{2+}$	۶۱٬۰۴	44,7m	61,81	۶۵٫۲۲	۴۲٬۸۹	5.161
Total	۹۹ /۱۷	۹۹ /۲۸	۹۹ /۰۱	٩٨,۴۶	۹۹ <u>٬</u> ۹۵	۹۹ , ۹ ۳	#Fe ³⁺	۱۰٫۳۹	۱۰٫۸۹	۱ <i>۰,</i> ۶۸	۱۲٬۰۵	۱۰٬۱۰	۱۰٬۵۶

جدول ۴ دادههای شیمی بلورهای اسپینل در نمونهٔالترامافیک F29C با ماهیت کوماتیایتی، برحسب درصد وزنی اکسیدهای عناصر و تعداد کاتیونها که بر اساس ۴ اکسیژن و ۳ کاتیون در فرمول محاسبه شدهاند.

جدول ۵ دادههای حاصل از تجزیهٔ نقطهای بلورهای آمفیبول و یک بلور فلوگوپیت (ستون آخر) در نمونهٔ الترامافیک F37 با ماهیت پیکریتی و نمونهٔ مافیک F104 با گرایش تولهایتی بر حسب درصد وزنی اکسیدهای عناصر و تعداد کاتیونها که در مورد آمفیبولها بر اساس ۲۳ اکسیژن و در مورد فلوگوپیت بر اساس ۲۲ اکسیژن در فرمول محاسبه شدهاند.

Sample	F37	F37	F37	F37	F37	F29	F29	F104	F104	F37
SiO2	۴۵/۲۰	<i>۴۶٬</i> ۰۹	۴۴,۳۵	44,40	۴۴٬۸۵	4414.	40/21	58,191	$\Delta\Delta/\Delta A$	۳٩,۲۴
TiO2	۲,88	۱٫۵۱	۲٫۸۲	۲,۵۸	۳,۵٨	٣,٢۶	۲,۹۸	۰,۰۲	•,• ٢	۴٬۹۷
Al2O3	٩,١٢	٩, • ۶	٩,۴٨	8,4V	$\Lambda_{/}$ m	٩,٣۶	٨,۵۴	• , ٢ •	١٦/٠	15/26
Cr2O3	۰,۰۲	•,• ٢	• , • ٣	۰,۰۹	•,1٣	•,18	• , ٢ •	۰,۰۲	•,•۴	•,•۶
MgO	۱۶,۵۷	14/51	۱۶,۳۵	19,88	18,78	۱ <i>۶</i> ,•۷	18,48	۱۸,۱۷	۱۸,۲۲	19,77
CaO	۱۰/۹۸	11/44	۵۷٬۰	٨,٣•	۱۰٬۵۹	11/01	11/17	17,84	17,81	•,•۶
MnO	•,1۲	•, 1 •	• / ١ ١	•,18	•,\•	•,11	•,11	۰,۲۶	٠٫١٩	۰,۰۴
FeO	٩,١٢	A/VA	٩٫٧٧	11/1.	٩,۶۶	٩,٠٧	٨,۴٣	٩,١٧	٩,٠٢	٩,١۶
NiO	•,•Y	•,•۶	۰٬۰۹	•/11	•/11	• / • A	• 14	• / • ۲	• /• A	۰,۱۵
H2O	۲,•۶	۲,۰۷	۲٬۰۵	۲,•۸	۲٫۰۵	۲,•Δ	۲,٠٩	۲,۱۲	۲,۱۰	۱٬۹۵
Na2O	۲,۷۲	۲,۱۰	۲٫۹۳	۲,۰۱	٣,•٣	۲/۷۱	۲٫٨۶	٠٫٢٣	۰,۱۵	١,٣٧
K2O	• ،٣٧	۰,۱۵	۰٬۳۸	• ,٣۶	•,81	• ,81	•,49	• , • •	۰,·۶	$\mathbf{V}_{/}\mathbf{V}$
P2O5	۰,۱۶	·/1Y	•/17	•,14	۰,۱۵	٠٫١٣	۰,۱۶	۰,۱۵	• , ٢ •	•
Total	۹۹/۱۶	۹۸٬۸۷	99,74	۱۰۰٬۰۰	99,44	۹۹ /۳۲	99/•Y	٩٩,۶٠	۹۸٬۸۸	٩٧,١۶
Si	۶٬۵۸	<i>۶</i> ,۶٩	8,49	۶,۸۱	۶٬۵۵	8,4V	8,8·	۷٫۹۸	۷,۹۲	۵٬۹۳
Ti	٠,٢٩	•,18	٠٫٣١	• ۲۸	٠,٣٩	•,٣۶	۳۳\	•,••	•,••	۶۵، •
Al	۱/۵۶	۱,۵۵	1,88	۱,۱۰	1,44	1,88	1,44	۰,۰۳	•,1•	۲,۳۵
Cr	•,••	•,••	•,••	۰,۰۱	• , • ۲	۰,۰۲	٠,•٢	•,••	۰,۰۱	۰,۰۱
Mg	۳,۶۰	٣,٧۴	٣/۵۶	4,18	٣/۵۴	۳,۵۱	۳,۶۵	۳٫۸۳	۳,۸۲	۴,۳۳
Ca	١/٢١	١,٧٨	۱٬۶۸	١,٢٨	1,88	۱,۸۱	۱/۲۴	۱/۹۵	1/9٣	• /• 1
Mn	۰,۰۲	۰,۰۱	• /• 1	•,• ٢	• /• 1	•,• \	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۱
Fe	1/11	١,•٧	۱/۲۰	۲۳۴	1/18	1/11	۳. ۱	۱٬۰۹	۱,•۸	1,18
Ni	۰,۰۱	۰,۰۱	• /• 1	•,• 1	• ,• 1	• ، • ۱	•,• ٢	•,••	• ,• 1	٠,٠٢
OH	۲,	۲,۰۰	۲,•••	۲,۰۰	۰۰,۲	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,••
Na	• /YY	۰٬۵۹	۳۸٬۰	۶۵/ •	٠٫٨۶	• /YY	۰٫٨١	•,•۶	•,• ۴	•,*•
К	•,•Y	•,•٣	• ,• Y	•,•Y	•,11	•,11	• , • A	•,••	• ,• 1	١,۴٨
Р	•,• ٢	• / • ۲	• /•)	•,• ٢	• / • ۲	• / • ۲	•,• ٢	• / • ۲	• ,• ٢	•,••
Total	۷٫۷۳	14,80	۱۷,۸۲	۱۷,۶۵	۱۷,۷۹	۱۷٫۸۱	۱۷,۷۹	۱۷,۰۰	14/+1	۱۸,۲۵
#Mg	•,٧۶	• ,VA	۰,۷۵	۰,۷۵	۰,۷۵	۰, <i>۷۶</i>	• , YY	• , YY	• ,YA	٠٫٧٩
#Cr	٠/١٩	•.18	• ,74	• /٩ •	• ,• ۴	1/1.	1,07	D/Y)	4,88	٠٣۴

دوباره محاسبه می شوند. معیارهای ردهبندی در این روش با استفاده از معادلات زیر محاسبه و موقعیت هر نمونه در نمودار ردهبندی (شکل ۴) نمایانگر تصویر ترکیب سنگ از قطب الیوین است و به این ترتیب می توان از ورای تاثیر انباشت بلورهای الیوین، ترکیب نمونهها را بررسی و با یکدیگر مقایسه کرد. روابط مورد استفاده عبارتند از:

$[Al_2O_3] = Al_2O_3/(2/3 - MgO-FeO);$ $[TiO_2] = TiO_2/(2/3 - MgO-FeO)$

با توجه به نمودار شکل ۴ به خوبی میتوان دید که برخی از سنگهای الترامافیک- مافیک فریمان شامل نمونههای F1 سنگهای الترامافیک- مافیک فریمان شامل نمونههای F42, F37, F36, F29D, شماری از آنها نیز در ردیف کوماتیایتهای غنی از تیتانیم قرار دارند (نمونههای F97, F28, F29, F29, F28X, F28J). ماهیت سه نمونه 757, F55 نیز که در مرز بین گستره-ماهیت سه نمونه 757, F55 نیز که در مرز بین گستره-ماهیت سه نمونه 757, F55 نیز که در مرز بین گستره-ماهیت سه نمونه 757, F55 نیز که در مرز بین گستره-ماهیت سه نمونه کوماتی ایتهای تهی نشده از آلومینیم و ماهی تعین شده برای کوماتی ایتهای تهی نشده از آلومینیم و ماهی تعین شده برای کوماتی ایتهای تهی نشده از آلومینیم و بونینیتها قرار دارند تا حدودی بحث انگیز بوده و ما در بررسی نادههای عناصر کمیاب این سنگها شواهدی از یک رویداد غنی شدگی ثانوی را ملاحظه کردیم و در یک جمع بندی کلی آنها را محصول انجماد مذابهای بازالت کوماتیایتی ریشه گرفته از خاستگاه گوشتهای کم عمق قلمداد کردیم [1]. ۴- رده بندی و نام گذاری سنگها

در شکلهای A, B با استفاده از آخرین نمودارهای ارایه شده توسط IUGS، برای نام گذاری سنگهای آتشفشانی غنی از [۱۵] MgO [۱۵] به ردهبندی و نام گذاری نمونههای مورد بررسی پرداختهایم. با توجه به این نمودارها نمونههای ,F97, F89 که در قلمرو F42, F37, F29C, F28X, F28J, F17 مشترک کوماتی ایتها و می مکیتها قرار گرفتهاند، با توجه به ميزان 1% F1 به عنوان كوماتى ايت، نمونهٔ 1% تحت عنوان ييكرو بازالت و نمونههاي F55, F36, F29D, F29 F57, به عنوان بازالت ردهبندی می شوند. با توجه به کاربرد گسترده و اختصاصی نمودار مثلثی [۱۶] برای نامگذاری سنگ-های آتشفشانی غنی از MgO ما از این نمودار برای نمونههای فريمان نيز استفاده كردهايم (شكل٣) و چنانكه ملاحظه مي-شود نمونهها به عنوان كوماتى ايت، بازالت كوماتى ايتى، توله ايت غنی از MgO و تولهایت غنی از آهن نام گذاری می شوند. با توجه به آثار ترکیبی ناشی از انباشت بلورهای الیوین در مذاب، برای ردهبندی و نام گذاری سنگهای آتشفشانی غنی از MgO می توان از روش [۱۷] استفاده کرد و بر اساس نسبتهای مولی آلومین ([Al₂O₃]) و تیتان ([TiO₂]) از میزان واحد، سنگها را نام گذاری نمود. در این روش سهم مولی آلومین و تیتان را در حالی که مجموع کاتیونها برابر با ۱ در نظر گرفته شده



شکل ۲ نام گذاری نمونههای فریمان با استفاده از نمودارهای سیلیس و اکسید منیزیم نسبت به مجموع قلیاییها [۱۵].



شکل ۳ نام گذاری نمونههای فریمان با استفاده از نمودار مثلثی [۱۶].



شکل ۴ موقعیت نمونههای فریمان در نمودار نسبت مولی TiO₂ نسبت به نسبت مولی Al₂O₃ در مقایسه با موقعیت مجموعهٔ کوماتی ایت-پیکریت کیتیلا و کوماتی ایتهای مونرو، باربرتون و گورگونا نمودار اصلی و گسترهٔ مجموعههای سنگی از [۱۷].

این سنگها کانیهای آبدار شامل آمفیبول و فلوگوپیت را به ترتیب در مقادیر فرعی و جزیی صرفا در نمونههای پیکریتی مشاهده کردیم. کانیهای ثانوی مشاهده شده در این سنگها شامل سرپانتین، مگنتیت، کلریت، کربنات و کانیهای رسی حاصل دگرسانی کانیهای اولیه و یا تبدیل مواد شیشهای بوده-

کانی شناختی سنگهای مافیک و الترامافیک خاور فریمان نسبتا ساده است. کانیهای اصلی اولیه یا آذرین در سنگهای الترامافیک شامل الیوین و کلینوپیروکسن بوده و دیگر کانیها از جمله اسپینل، همواره به میزان کمتر از %5 حضور دارند. در

۵- سنگشناختی

اند. با توجه به حضور دو نوع آمفیبول، با خاستگاه آذرین و دگرگون، در سنگهای مورد بحث اشارهای کوتاه به وجوه تمایز آنها ضروری است. در تشخیص آمفیبولهای آذرین از آمفیبول-های دگرگونی، میتوان از برخی ویژگیهای ظاهری استفاده کرد. برای مثال آمفیبولهای آذرین به رنگ قهوهای بوده و به صورت Oikocryst یا در حاشیههای کلینوپیروکسنهایی که خود فاز بینانباشتی بودهاند و یا به صورت میانبارها در بلورهای الیوین ارتوکومولا مشاهده میشوند در حالی که آمفیبولهای دگرگون به صورت اشکال دروغین کانیهای آذرین اولیه ملاحظه شده، ریز دانه و به رنگ سبز بوده و از انواع ترمولیت- اکتینولیتی بشمار میروند و از نظر ترکیبی با توجه به مقادیر پائین Na₂O₃ K₂O, TiO₂, Al₂O, مشخص می-شوند [۱۸].

بر خلاف کانی شناختی ساده، این سنگها از تنوع بافتی قابل ملاحظهای برخوردارند. برای مثال در کیلومتر ۱۵ مسیر سفیدسنگ به شاهان گرماب خاور فریمان رخنمونی از یک جريان گدازه الترامافيك نسبتا ضخيم را مىتوان ملاحظه كرد که با توجه به تفاوتهای مشاهده شده در زمینهٔ بافت، میزان نسبی کانیها و ترکیب، دارای ساختار لایهای بوده و به عنوان یک جریان گدازهٔ کوماتی ایتی لایه لایه معرفی شده است [۱۹]. این روانه شامل سه بخش است که به ترتیب از بخش فوقانی آن به پائین عبارتند از بخش خرد شده، بخش الیوین میکرو اسپینیفکس و بخش انباشتی. بخش خرد شده به رنگ بسیار تیره، بافت نهان بلورین و فاقد فنوکریست (Aphyric) است. در این بخش از گدازه الیوین به صورت بلورهای هم بعد شکلدار تا نیمه شکلدار و یک یارچه (Solid) با ابعاد -0.08 0.4 mm مشاهده می شود. وجود مقدار نسبتا بالا بلورهای الیوین هم بعد و شکل دار حاکی از آن است که صعود ماگما تا پیش از رسیدن به سطح زمین همراه با وقفه در ترازهایی از پوسته بوده است و ماگمایی که به سطح رسیده انباشته از فنوكريستهاى اليوين بوده است. بلورهاى اليوين به طور كامل به سرپانتین تبدیل شدهاند و این ویژگی همراه با بافت خرد شده سنگ را می توان نشانگر فوران گدازه الترامافیک در محیط زیرآبی دانست. در همین سنگ کلینوپیروکسنها به شکلهای نامتعادل اسکلتی و سوزنی هستند (شکلهای ۵ و ۶). شکل بلورها کلینوپیروکسن کاملا به نمونههای گزارش شده از نمونه کوماتی ایتی دارای بافت اسپینیفکس شباهت دارند [۲۰]. در

زیر بخش خرد شده روانهٔ کوماتی ایتی، بخش الیوین میکرو اسپینیفکس ملاحظه میشود. رنگ سنگ در این بخش تیره و بافت آن با وجود دانههای کشیده الیوین و پیروکسن با ابعاد -2 12mm در یک زمینهٔ ریز بلور، موزائیکی (Porphyritic) است. بافت نامتعادل سنگ شامل الیوینها و کلینوپیروکسنهای کشیده و توخالی (Hopper) با سمتگیری ترجیحی و زمینهٔ متشکل از دستههای شعاعی کلینوپیروکسنهای رشتهای نازک انباشتی روانه در نمونهٔ دستی به رنگ است (شکل ۶). بخش انباشتی روانه در نمونهٔ دستی به رنگ تیره، بافت آفانیتیک و آفیریک بوده ولی بافت میکروسکوپی آن با توجه فراوانی الیوینهای هم بعد و نا هم بعد، شکلدار تا نیمه شکلدار یک پارچه و توخالی با ابعاد حداکثر 1.2mm، در فضای بین بلورهای الیوین، در ردیف بافتهای انباشتی قرار دارد.

در نقطه شماره ۲ (شکل ۱) روانههای پیکریتی با فابریک-های برشی، بالشی تا تودهای مشاهده میشوند. در نمونههای وابسته به بخشهای برشی و بالشی گدازههای پیکریتی نیز انواع جالبی از بافتهای نامتعادل شامل بلورهای الیوین هم بعد، شکلدار تا نیمه شکلدار و در عین حال توخالی و انباشته از مذاب درگیر (Melt inclusion)، پیروکسنهای کشیده و توخالی و رشتهای با آرایش شعاعی، اسپینلهای متقاطع (Cruciform) و مواد شیشهای تبلور یافته به کلریت را میتوان ملاحظه کرد (شکل ۷).

در سنگهای مافیک کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز کانیهای اصلی سنگ بشمار رفته و در برخی از این سنگها فنوکریست-های الیوین را نیز که به سرپانتین تبدیل شدهاند در زمینهٔ ریز بلور سنگ میتوان مشاهده کرد. در منطقهٔ مورد مطالعه سنگ-های مافیک را بیشتر به صورت سیل، در چند مورد به صورت جریانهای گدازه با گسترش محدود و ضخامت کمتر از ۱۰ متر و در یک مورد به صورت دایک با ضخامت نزدیک به ۵ متر مشاهده کردیم. بافت ماکروسکوپی این سنگها به نوع رخنمون بستگی دارد. به این ترتیب که گدازهها دارای بافت آفانیتیک بوده ولی در سیلها بافت سنگ ریز بلور است. در نمونهٔ وابسته به بخش داخلی یک دایک مافیک نیز دستههای شعاعی متشکل از کلینوپیروکسنهای طویل با ابعاد متجاوز از 5Cm را در زمینهای از مواد فروتافته کلریتی شده میتوان ملاحظه کرد.

کوماتیایتی [۲۱] شباهت دارد. بین سنگهای مافیک، گدازه-های آفیریک از بیشترین شباهت ظاهری با نمونههای الترامافیک برخوردارند ولی همین سنگها را نیز در صحرا با توجه به رنگ روشنتر و متمایل به سبز به سهولت میتوان از انواع الترامافیک تمیز داد. در سنگهای مافیک پلاژیوکلاز را بر حسب درجهٔ فرو تافت به شکلهای متعادل لوحهای و تیغهای یک پارچه و یا شکلهای نامتعادل اسکلتی و سوزنی میتوان دید. فراوانی پلاژیوکلاز و اسفن در سنگهای مافیک و نبود این کانیها در نمونههای الترامافیک از جمله وجوه تمایز کانی-شناسی این سنگهای مافیک شامل کلریت- اکتینولیت-اپیدوت - آلبیت بوده و از دگرگونی این سنگها و به طورکلی توالی مورد بحث در رخسارهٔ شیست سبز حکایت دارد.

بافت سیلها اغلب ریز بلور تا ساب افیتیک بوده و شامل هم رشدی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است. در بخشهای میانی سیلها دارای بافت افیتیک تا ساب افیتیکاند، ولی در سیلهای نازک هم رشدی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به صورت میکروسکوپی است.

رخنمون گدازههای مافیک محدود است و این سنگها در نمونهٔ دستی دارای بافت آفانیتیک و به رنگ تیره مایل به سبزاند. کانیشناسی این سنگها نظیر سیلها بوده و تنها از نظر ویژگیهای بافتی با آنها تفاوت دارند. برخلاف سیلها در گدازهها، کلینوپیروکسنها دارای اشکال نامتعادل شاخهای بوده و پلاژیوکلازهای سوزنی و اسکلتی را که گاهی دارای بافت جارویی هستند، در هم رشدی با کلینوپیروکسن میتوان مشاهده کرد (شکل 6D).



شکل ۵ A تصویر پس پراکندگی (Bach Scattered) نمونهٔ F28. در این تصویر کلینوپیروکسنهای اسکلتی و سوزنی را میتوان ملاحظه کرد.B تصویر نمونهٔ F29C، دو اسپینل خود شکل دیده میشوند. شمارهها نقاط تجزیهٔ این کانیها را نشان میدهند.



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی بافتهای نامتعادل در سنگهای الترامافیک- مافیک فریمان. A و B نمونهٔ کوماتی ایتی شامل الیوینهای کشیده و توخالی و نوک تیز، کلینوپیروکسنهای تار مانند و شیشه در زمینه. C نمونهٔ پیکریتی شامل الیوینهای هم بعد و نا هم بعد، کلینوپیروکسنهای کشیده توخالی و تار مانند و شیشه. D بلورهای اسکلتی و شاخهای شکل کلینوپیروکسن. تصاویر در وضعیت PPL تهیه شده و طول میدان دید در آنها ۴ میلی متر است



شکل ۷ A مذاب در گیر در بلور الیوین. B تبلور اسپینلهای متقاطع در فضای بین بلورهای الیوین و کلینوپیروکسن. هر دو تصویر در وضعیت PPL تهیه شدهاند. مقیاس رسم شده در شکلهای A و B به ترتیب برابر با ۰/۱۱۵ و ۰/۰۳ میلیمتر است.

۶- بافتهای نامتعادل، چگونگی تشکیل و اهمیت آنها

در مورد شکل گیری بلورها می توان به نظر [۲۲] استناد کرد، به نظر این نویسنده بلورهای هم بعد، خودشکل و یک پارچه نمایانگر شکلهای متعادلی هستند که در نسبتهای بالا D/G (نسبت آهنگ انتشار به آهنگ رشد) متبلور می شوند و شکل-های نامتعادل بلورها که معمولا به صورتهای اسکلتی، سوزنی، کره سنگی (spherulitic) و شاخهای مشاهده میشوند، در شرايطی که نسبت یاد شده پائین بوده تشکیل میشوند. فروتافت ماگما که به ایجاد وضعیت ابر اشباعی ماگما از ترکیب برخی کانیها و در نتیجه رشد سریع بلورهای آنها میانجامد از جمله عواملی است که پائین بودن نسبت D/G و گسترش شکلهای نامتعادل بلوری را سبب می گردد. بنابراین مشاهدهٔ دامنه گستردهای از بافتهای نامتعادل در نمونههای الترامافیک و مافیک فریمان را ممکن است نشانگر فروتافت مذابهای مربوطه بدانیم. از سوی دیگر در مورد چگونگی تشکیل الیوین-های صفحهای و اسکلتی در کوماتی ایتهای شاخص آرکئن نیز به رشد سریع بلورها اشاره شده و بر تهی بودن مذاب از اجزای جامد (مانند تودههای متشکل از چهار وجهیهای SiO_2 که واحد ساختمانی اصلی در سیلیکاتها بشمار میرود) تاکید شده است [۲۱، ۲۳، ۲۴]. شرایط یاد شده از بروز هستهبندی ناهمگن در مذاب جلوگیری کرده و هستهبندی همگن تعداد کمی از هستکها و رشد سریع آنها را امکانپذیر میسازد. تهی بودن مذاب از اجزای جامد از ویژگیهای مذابهای فراتافته (Superheated) بشمار میرود [۲۱]. بررسیهای تجربی در خصوص مذابهای بازالتی [۲۳] نیز حاکی از این است که شكلهاى نامتعادل بلورى زمانى كه مذاب بازالتى دستخوش گرمایش تا دمای بالاتر از ۱۱۹۰ درجه سانتی گراد قرار گرفته توسعه یافته و در مذابهایی که حداکثر به دمای ۱۱۸۰ درجه سانتی گراد رسیدهاند بلورهای تشکیل شده دارای شکلهای هم بعد و ساختار یک پارچه بودهاند. بنابراین مشاهدهٔ دامنه گستردهای از بافتهای نامتعادل در نمونههای الترامافیک و مافیک فریمان را ممکن است نشانگر فروتافت مذابهای مربوطه و دماهای بالاتر از حد عادی این مذابها به سبب فراتافتگی آنها بدانیم که در نهایت در شرایط سطحی و در نتيجه رويداد فروتافت (Undercooling) مذاب به گسترش بافتهای یاد شده منتهی شده است.

۷- شیمی بلورهای الیوین

با توجه به حساسیت الیوین نسبت به فرایندهای دگرسانی، در تعداد کمی از نمونههای الترامافیک این کانی سالم بوده و به همین دلیل در انتخاب نمونه مناسب برای تهیهٔ مقطع نازک صیقلی و بررسیهای نقطهای با محدودیت روبرو بودیم. در اغلب نمونههای الترامافیک بلورهای الیوین به سرپانتین و مگنتیت تبدیل شدهاند. نمونههای الترامافیک مورد استفاده برای بررسیهای نقطهای کانی الیوین شامل نمونه پیکریتی F37 و نمونههای کوماتیایتی F17 ,F28X وابسته به بخش انباشتی جریان گدازه لایهای کوماتیایتی هستند. متاسفانه در نمونهٔ F292 که به بخش الیوین میکرواسپینیفکس این جریان مربوط می شود همهٔ الیوینها دگرسان شدهاند. نتایج شیمی بلورهای الیوین در جدول شماره ۲ ارایه شده است.

با توجه به تشکیل ریز بلورهای الیوین در زمینهٔ نمونههای كوماتي ايتي ميتوان نتيجه گرفت كه مذاب آنها حتى زماني که به سطح میرسد نیز از میزان بالای MgO برخوردار بوده است. بالاترین میزان Fo را در بلور الیوین تجزیه شده در نمونهٔ F28X مشاهده کردهایم (جدول ۲). در شکل ۸ نحوهٔ تغییرات عدد منیزیم [((Mg[#] = (Mg/(Mg+Fe))] نسبت به تغییرات برخی از ترکیبهای اصلی و فرعی را در بلورهای الیوین ملاحظه می کنیم. رابطهٔ مستقیم اکسیدهای نیکل و کرم با عدد منیزیم و رابطه عکس اکسیدهای آهن و کلسیم با این پارامتر به خوبی با روند تغیرات شیمیایی عادی و قابل پیشبینی در بلورهای الیوین همراه با پیشرفت فرایند تبلور و تهیشدن نسبی مذاب در تعادل با بلورها از ترکیبات سازگار مطابقت می-کند. به عبارت دیگر سیمای یاد شده از تغییرات همسو در شیمی بلورها و مذاب در تعادل با آنها در جریان تبلور حکایت دارد. علاوه بر این با توجه به مشاهدات سنگ شناختی و تصاویر پس پراکنش (Back Scattered) مبنی بر وجود بلورهای هم بعد و خودشکل الیوین که در مواردی به صورت نوک تیز یا توخالی و حاوی مذاب حبس شده بودهاند و بویژه عدم وجود آثار کرنش در بلورها، با اطمینان می توان گفت که بلورهای الیوین، اعم از فنوکریستها و یا ریز بلورهای زمینه حاصل تبلور مذاب بوده و نمی توان آنها را به عنوان بیگانه بلورهای وابسته به متلاشی شدن زینولیتهای لیتوسفری که در ماگما پراکنده شدهاند تفسير كرد. بنابراين ميتوان گفت كه بلورهاي اليوين ملاحظه شده در این سنگها محصول مستقیم تبلور ماگمای

مادر بوده و چنانکه مرسوم است [۲۵] میتوان از بالاترین میزان Fo برای برآورد میزان MgO مذاب مادر استفاده کرد. در شکل A۹ بر اساس میزان Fo در بلورهای الیوین و استفاده از منحنی تعادلی الیوین- مذاب که بر اساس معادله =MgO از منحنی تعادلی الیوین- مذاب که بر اساس معادله یا MgO این بلورها را بین ۲۰۱۴٪ تا ۲۳/۷۴٪ برآورد کردیم. دامنهٔ یاد شده نمایانگر تحول تدریجی مذاب و کاهش محتوای اکسید استفاده از بالاترین میزان Fo، میزان دمای مذاب در تعادل با بلورها را بر اساس سه مدل مختلف بین حداقل ۲۰۱۰ درجه استفاده از بالاترین میزان Fo، میزان دمای مذاب در تعادل با استفاده از بالاترین میزان Fo، میزان دمای مذاب در تعادل با استفاده از بالاترین میزان Fo، میزان دمای مذاب در تعادل با استانی گراد و حداکثر ۱۵۳۵ درجه سانتی گراد برآورد کردهایم سانتی گراد و حداکثر محاسبه شده نمایانگر دمای تعادلی

مذاب یا تبلور بلورهای الیوین میباشند بنابراین بر منحنی مذاب این کانی قرار داشته و ما با استفاده از شیب تغییرات بی در روی دما در گوشتهٔ در حال صعود به میزان ۱٫۸ درجه سانتی گراد بر یک کیلو بار به برآورد دمای بالقوه خاستگاه گوشتهای مذابهای فریمان در شکل ۸C اقدام کردهایم. به طور کلی دماهای برآورد شده فراتر از حدی است که از یک محیط فرورانش و یا MORB عادی میتوان انتظار داشت و بیشتر به محیطهای متاثر از دمای تنورههای گوشتهای شباهت دارد [۲۶]. علاوه بر دمای بالا، محتوای بالا NiO که میزان آن تا حتی بیشتر از مقادیر گزارش شده در خصوص کوماتی ایتهای جزیره گورگونا [۲۷] است.



شکل ۸ چگونگی تغییرات مقدار اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی بلورهای الیوین نسبت به تغییرات عدد منیزیم.



شکل ۹ A برآورد میزان MgO در مذاب بر اساس میزان Fo در بلورهای الیوین، منحنی تعادلی از [۲۵]، با توجه به فاصلهٔ نمونهها از منحنی تعادلی می توان تاثیر انباشت الیوین را در افزایش میزان MgO در ترکیب سنگ کل ملاحظه کرد. B برآورد دمای مذاب با استفاده از میزان Fo در بلورهای الیوین، منحنی تعادلی می توان تاثیر انباشت الیوین را در افزایش میزان MgO در ترکیب سنگ کل ملاحظه کرد. B برآورد دمای مذاب با استفاده از میزان Fo در بلورهای الیوین بلورهای الیوین را در افزایش میزان MgO در ترکیب سنگ کل ملاحظه کرد. B برآورد دمای مذاب با استفاده از میزان Fo در بلورهای الیوین بر اساس سه مدل مختلف ارایه شده در [۶۶]. دمای بیشینه بر اساس مدل [۴۱] (دایرههای توخالی) در حدود ۱۵۳۵ درجهٔ سانتی گراد و کمینهٔ آن بر پایه مدل [۴۲] حدود ۱۹۳۰ درجه سانتی گراد براورد می شود (دایرههای توپر)، مدل [۴۳] (مربعهای توپر) به دمای کمترین نزدیک است. C براورد دمای بالقوه گوشته بر اساس بیشینهٔ و کمینهٔ دمای محاسبه شدهٔ مذاب در شکل B و با توجه به شیب بی در رو تغییر دما در گوشته در حال می این بی کیاوبار [۲۶].

۸– شیمی بلورهای پیروکسن

نتايج تجزيه بلورهاى پيروكسن در نمونههاى الترامافيك, F42, F37, F29C, F28X, F28, F17 و نمونههای مافیک F97, F104, F57, F29b, در جدول شمارهٔ ۳ ارایه شده است. از نظر شكل بلور، پيروكسن ها را مى توان به چهار دسته هم بعد و یک پارچه، بلورهای نامتعادل هم بعد و توخالی، اسکلتی، سوزنی و تار مانند (شکلهای ۵ و ۶)، به صورت کانی پرکنندهٔ فضای بین بلورهای انباشتی الیوین در نمونههای الترامافیک و یا در همرشدی با پلاژیوکلاز در نمونههای مافیک (شکل ۶D) تقسیم کرد. میزان بالای آلومین در پیروکسنهای اسکلتی و سوزنی (شکل ۴A) از جمله ویژگیهای ترکیبی این بلورهاست که از رشد سریع آنها حکایت دارد که از یکسو موجب پیدایش بلورهای نامتعادل شده و از سوی دیگر شرکت میزان بیشتری از آلومینیم را در شبکه بلوری امکان پذیر ساخته است [۲۸]. در شکل ۱۰ دامنهٔ ترکیبی نسبتا گسترده پیروکسنها را در چارگوش این کانی ملاحظه میکنیم. با توجه به موقعیت پیروکسنها در این نمودار میتوان مشاهده نمود که بخش عمده پیروکسنها دارای ترکیب ان دیوپسیدی- دیوپسیدی-سالیتی و اوژیتی هستند. در شکل ۱۱ موقعیت ترکیبی ییروکسنها در نمودار مثلثیTiO2 - MnO - Na2O که به پیروکسنها در نمودار مثلثی منظور بررسی جایگاه زمینساختی بازالتهای دگرگون شده و هوازده بر اساس ترکیب کلینوپروکسنها ارایه شده [۲۹] مشاهده می شود. میزان سه ترکیب یاد شده در بلورهای کلینوییروکسن که به عنوان معیار تشخیص جایگاه زمین-ساختی در این نمودار مورد استفاده قرار گرفت به ترکیب مذاب میزبان بلورها وابسته بوده و از روند سرد شدن چندان تاثیر

نمی پذیرد. در این نمودار شماری از پیروکسنهای فریمان در گسترهٔ بازالتهای کف اقیانوس، تعدادی در قلمرو بازالتهای قلیایی درون صفحه و اکثر نقاط نیز در فاصلهٔ بین این دو گسترهٔ که به کلیه جایگاهها تعلق دارد قرار گرفتهاند و تعداد اندکی نیز به صورت پراکنده در قلمروهای دیگر قرار گرفتهاند. به طور کلی دو ویژگی ترکیبی اصلی مشاهده شده در این نمودار عبارتند از میزان پائین MnO که موجب دور شدن نقاط ترکیبی از قلمرو قوسی شده، و میزان بالای TiO₂ که موجب قرار گرفتن نقاط در مجاورت قلمروهای بازالتهای کف اقیانوس و بازالتهای قلیایی درون صفحه شده است. در شکل-های A, B ترکیب پیروکسنها در نمونههای فریمان در مقایسه با ترکیب پیروکسنها در بازالتهای وابسته به انواع مختلف افیولیتها و بازالتهای مربوط به جایگاههای اقیانوسی جدید ملاحظه می شود [۳۰]. در این نمودار پیروکسن های فريمان در مقايسه با پيروكسن هاى وابسته به اغلب بازالتهاى افیولیتی از TiO₂ غنی تر و از Na₂O فقیر تر هستند، سیمایی که بازتاب تفاوتهای ترکیبی مذابهای میزبان است. در نمودار B همین شکل قرار گرفتن بخش بیشتر پیروکسنهای فریمان در قلمروهای تعیین شده برای پیروکسنهای وابسته به محیط-های مختلف بازالتهای اقیانوسی و فاصله گرفتن آنها از گسترههای وابسته به محیطهای فرورانش را میتوان ملاحظه کرد، و بویژه همپوشی و مجاورت پیروکسنهای فریمان با گسترهٔ وابسته به بازالتهای ایسلند و بازالتهای درون صفحه-ای اقیانوسی که گفته می شود از خاستگاه تنوره گوشته ای ریشه گرفتهاند، جالب توجه است.



شکل ۱۰ ترکیب پیروکسنها در سنگهای الترامافیک-مافیک فریمان.



شکل ۱۱ ترکیب پیروکسنها در نمونههای مافیک- الترامافیک فریمان و بررسی جایگاه زمینساختی احتمالی این سنگها در نمودار [۲۹]، علایم بکار رفته در این نمودار شامل VAB بازالتهای قوس آتشفشانی، OFB بازالتهای کف اقیانوس، WPA بازالتهای قلیایی درون صفحه و WPT بازالتهای تولهایتی درون صفحه. نمادهای مورد استفاده نمونهها مانند شکل ۸



شکل ۱۲ مقایسهٔ ترکیب پیروکسنها در نمونههای الترامافیک و مافیک فریمان با، A بازالتهای وابسته به انواع مختلف افیولیتها شامل (NFL)، Balagne (IN)، Balagne (IN)، ییندوس (IR)، پیندوس (VOU)، پیدوس (VOU)، نیوفوندلند (NFL) و B بازالتهای مربوط به جایگاههای اقیانوسی جدید شامل بازالتهای درون صفحهٔ اقیانوسی (WOPB)، MORB عادی (NM) و غنی شده (EM)، بازالتهای ایسلند (ICB)، تولهایتهای جزیره قوسی (IAT)، آندزیتها و آندزیتهای بازالتی (A-B) و بونینیتها (BON)، نمودار و گسترهها از [۳]. نمادهای مورد استفادهٔ نمونهها مانند شکل ۸.

۹- شیمی بلورهای اسپینل

دادههای شیمی بلورهای اسپینل در نمونهٔ الترامافیک F29C با گرایش کوماتی ایتی را بر حسب درصد اکسیدهای عناصر و تعداد کاتیونها در جدول شماره ۴ ارایه کردهایم. میزان کاتیونهای دوظرفیتی و سه ظرفیتی آهن را با استفاده از

درصد وزنی اکسیدها و روابط عنصرسنجی به صورت مجزا محاسبه کردهایم. با توجه به حساسیت ترکیب بلورهای اسپینل نسبت به فرایند دگرسانی در انتخاب نمونههای مناسب برای تجزیهٔ بلورهای اسپینل با محدودیت مواجه بودهایم، به ویژه با توجه به فراوانی مگنتیت و دیگر کانیهای اکسیدی که اغلب به

صورت کانیهای ثانوی وابسته به دگرسانی الیوینها به سرپانتین، در نمونههای الترامافیک ملاحظه می شوند یافتن و انتخاب اسپینلهای خود شکل در این سنگها دشوار بوده است. در نمونهٔ F29C چند بلور خود شکل اسپینل را که با توجه به نتایج تجزیه می توان از عدم دگرسانی یا تاثیر اندک این فرایند بر ترکیب آنها اطمینان داشت ملاحظه کرده و به منظور بررسی ویژگیهای ترکیبی این کانی انتخاب کردیم (شکل۵B).

به نظر [۳۱] عدد کرم (Cr/Cr+Al) نسبت به تغییرات فوگاسیته اکسیژن و فشار لیتواستاتیک حساسیت ویژهای نداشته و بیشتر در کنترل میزان آلومین مذاب قرار دارد، و از آنجا که محتوای آلومین نیز به تبلور و یا جذب دوباره پلاژیوکلاز در مذاب وابسته است، لذا در مواردی که عدد Cr تغییرات گستردهای را نشان میدهد به نقش پلاژیوکلاز در این زمینه اشاره می شود. با توجه به جدول شماره ۴ و با در نظر گرفتن میزان عدد کرم می توان دریافت که عدد Cr در اسيينلهاى نمونه كوماتى ايتى فريمان تغييرات چندانى نداشته و در یک بازهٔ نسبتاً محدود بین ۶۱٬۸ تا ۶۹٬۶ درصد قرار دارند. و این مسئله از عدم نقش پلاژیوکلاز در زمینهٔ تکوین ماگماهای كوماتى ايتى فريمان حكايت دارد. ميزان بالاى عدد كرم معمولا در اسپینلهای بونینیتها مشاهده می شود و آن را نشانهٔ نقش یک خاستگاه گوشتهای دیرگداز در تشکیل مذاب بونینیتی می-دانند [۳۲]. یکی از ویژگیهای ترکیبی ملاحظه شده در اسپینلهای وابسته به سنگهای کوماتی ایتی عبارت است از تغییرات گسترده عدد آهن دوظرفیتی (Fe²⁺ /Fe²⁺ + Mg) در ${\rm Fe}^{3+}$) مقادیر تقریبا ثابت عدد کرم و عدد آهن سه ظرفیتی /Fe³⁺ +Al+ Cr/)، ویژگی که بر اساس مبادلههای آهن و منیزیم بین بلورهای اسپینل و زمینه در مرحله پس از انباشت بلورها در دمای زیر انجماد و یا در جریان دگرگونی توجیه شده است [۳۳]. نظیر روند یاد شده را با توجه به موقعیت اسپینل-های نمونهٔ کوماتی ایتی فریمان (F29C) در شکلهای ۱۳، ۱۴ و ۱۵، به ویژه در مورد تغییرات عدد آهن دو ظرفیتی می توان ملاحظه کرد. در شکلهای B, ۱۳A ترکیب اسپینلهای فريمان را در نمودار مثلثی +Cr - Al - Fe و نمودار عدد آهن دوظرفیتی نسبت به عدد کرم در مقایسه با ترکیب جهانی اسپینلها، بر اساس نتایج ۲۱۶۴۴ تجزیه، و همراه با روندهای مختلف تغييرات تركيبي اين كاني ملاحظه مي كنيم [٣٣]. روند کرم- آلومینیم (Cr-Al) در این نمودارها نمایانگر تغییرات

گستردهٔ عدد کرم، مقادیر پائین عدد آهن دوظرفیتی، میزان اندک Fe^{3^+} و TiO_2 و روند افزایش عدد کرم همراه با افزایش عدد آهن دوظرفیتی است [۳۳]، خطوط موازی با این روند نمایانگر اسپینلهای در تعادل با الیوینهای با ترکیب ثابت، در دمای ثابت است [۳۳]. روند آهن- تیتان (Fe-Ti) از دیگر روندهای مشاهده شده در نمودار شکل ۱۳۸ است که نمایانگر تحول تركيبي اسپينلها در خلال تبلور تفريقي اليوين يا پيروكسن، (همراه با پلاژيوكلاز و يا بدون پلاژيوكلاز) از مذاب و افزایش نسبت Fe²⁺/Mg و محتوای Ti مذاب وابسته میدانند [۳۳]. نحوهٔ پراکندگی اسپینلهای نمونهٔ کوماتی ایتی فریمان در نمودار شکل ۱۳B با توجه به تغییرات گسترده عدد آهن دوظرفیتی با روند Fe-Ti مطابقت میکند، ولی با توجه به پراکندگی مشاهده شده در نمودار شکل ۱۳A می توان دریافت که تغییرات ترکیبی در اسپینلهای نمونه کوماتیایتی فریمان در راستای روند Fe-Ti قرار نداشته و لذا چنانکه پیشتر گفته-شد، تغییرات عدد آهن دو ظرفیتی در اسپینلها احتمالا به مبادلههای آهن و منیزیم بین بلورهای اسپینل و زمینه در مرحلهٔ پس از انباشت بلورها در دمای زیر انجماد و یا در جریان دگرگونی وابسته بوده است. با این حال ممکن است میزان عدد آهن دو ظرفیتی از تغییرات ترکیبی وابسته به تبلور تفریقی بلورهای الیوین و پیروکسن نیز تاثیر پذیرفته باشد.

در شکلهای B ۸۴۸ موقعیت اسپینلهای فریمان در نمودارهای عدد آهن دوظرفیتی در برابر عدد کرم و عدد آهن سه ظرفیتی در مقایسه با ترکیب اسپینلهای وابسته به مجموعههای بونینیتی، MORB و بازالتهای هاوایی ملاحظه میشود. پراکندگی اسپینلهای فریمان در این دو نمودار با آنچه در مورد ترکیب اسپینلهای مشاهده شده در کوماتی ایت-ها گفتیم یعنی میزان متغیر عدد آهن دو ظرفیتی و مقادیر تقریبا ثابت عدد کرم و عدد آهن سه ظرفیتی همخوانی داشته و موقعیت آنها به اسپینلهای مشاهده شده در بازالتهای هاوایی شباهت دارد.

در شکلهای B, C موقعیت اسپینلهای نمونهٔ کوماتیایتی فریمان را در نمودارهای مثلثی Cr - Al - Fe³⁺ و نمودار عدد آهن دوظرفیتی نسبت به عدد کرم و در مقایسه با گسترههای تعیین شده برای بونینیتها، MORB، کرمیتیتها و بازالتهای افیولیتی و کوماتیایتهای دونیتی و تهی شده از آلومینیم ملاحظه میکنیم. در این نمودارها میتوان تشابه ترکیبی اسپینلهای نمونهٔ کوماتیایتی فریمان را در مقایسه با

ترکیب اسپینلهای مشاهده شده در دونیتهای کوماتیایتی و MORB از یکسو و ترکیب مغایر آنها را در مقایسه با اسپینل-های وابسته به محیطهای دیگر مشاهده کرد.

به نظر [۳۵] میزان Al₂O₃ و TiO₂ در بلورهای اسپینل به مقدار این اکسیدها در ماگمای میزبان وابسته بوده و لذا به این دلیل میتوان به بررسی جایگاه زمینساختی و نوع مذاب میزبان این بلورها پرداخت. به این ترتیب در نمودار تغییرات میزان 20 TiO نسبت به میزان Al₂O₃ (شکل ۱۵) اسپینلهای

وابسته به جایگاههای مختلف قوسی، ایالتهای آذرین گسترده، MORB و جزیرهٔ اقیانوسی از یکدیگر تفکیک شدهاند [۳۵]. در این نمودار اسپینلهای نمونه کوماتیایتی فریمان در پایانهٔ گسترهٔ تعیین شده برای اسپینلهای محیط قوسی (Arc)، در بخشی که با توجه به نمودار شکل ۱۵B دادههای کافی در دست نبودهاند، در همپوشی با گسترهٔ وابسته به ایالت آذرین گستردهٔ (LIP) باختر گرینلند مشاهده می شود.



شکل ۱۳ A موقعیت ترکیبی اسپینلها در نمونهٔ کوماتیایتی F29C فریمان در نمودار مثلثی ^{-C}r-Al-Fe و نمودار عدد آهـن دو ظرفیتـی در برابر عدد کرم (B). در این نمودارها گسترهٔ ترکیبی اسپینلها بر اساس نتایج تجزیهٔ ۲۱۶۴۴ اسپینل همراه با روندهای تغییر ترکیـب اسـپینلها نشان داده شده است. گسترهٔ خاکستری تیره ۵۰٪ نتایج و گسترهٔ خاکستری روشن ۹۰٪ نتایج تجزیه را دربر میگیرند[۳۳].



شکل ۱۴ نمودار تغییرات عدد آهن دوظرفیتی نسبت به عدد کرم (A) و عدد آهن سه ظرفیتی (B) در اسپینلهای نمونهٔ کوماتیایتی فریمان، در مقایسه با ترکیب اسپینلهای بازالتهای هاوایی، بونینیتها و MORB [۳۰].



شکل ۱۵ مقایسهٔ ترکیب اسپینلهای نمونه کوماتیایتی F29C فریمان با ترکیب اسپینلها در بونینیتها، MORB، بازالتها و کرمیتیتهای افیولیتی، کوماتیایتهای دونیتی و کوماتیایتهای تهی از آلومینیم. گسترهٔ مربوط به MORB شامل دو بخش بی رنگ و خاکستری روشن است که به ترتیب نشانگر ۹۰٪ و ۵۰٪ دادهها هستند[۳۰].

۱۰- شیمی بلورهای آمفیبول

در جدول شماره ۵ دادههای شیمی بلورهای آمفیبول در نمونهٔ الترامافیک F37 با ماهیت پیکریتی و نمونههای مافیک F104, F29 با ماهیت تولهایتی ارایه شده است. با توجه به نتایج حاصل از تجزیه که در شکل ۱۶، شامل نمودارهای تغییرات عدد منیزیم نسبت به عدد کرم، مقدار آلومینیم کل، تیتانیم و قلیاییها بازتاب یافته، به خوبی میتوان به وجود دو نوع آمفیبول با ویژگیهای متمایز در این سنگها پی برد.

آمفیبولهای ملاحظه شده در نمونههای F37 و F29 از کلیه ویژگیهای ترکیبی مطرح شده در مورد آمفیبولهای آذرین که در دمای بالا تشکیل میشوند [۱۹]، (شکل ۱۷) یعنی مقادیر بالای TiO₂, Al₂O₃ و Na₂O+K₂O و مقادیر متوسط تا بالای عدد منیزیم، NiO و Cr₂O₃ برخوردار بوده و از نظر ترکیب کلی به آمفیبولهای پارگازیتی گزارش شده از واحدهای کوماتیایتی، تولهایتی، پیکریتی و فروپیکریتی کمربند گرین استون آبی تی بی در کانادا شباهت دارند [۳۶].



شکل ۱۶ بررسی جایگاه زمینساختی نمونه کوماتیایتی F29C فریمان بر اساس میزان Al₂O₃ و TiO₂ اسپینلها. با مقایسهٔ نمودارهای A و B میتوان دریافت که اسپینلهای نمونه کوماتیایتی فریمان مجاور گسترهٔ نبود دادههای مربوط به جایگاه قوسی (Arc) و در همپوشی با گسترهٔ مربوط به جایگاه قوسی (Arc) و در همپوشی با گسترهٔ مربوط به جایگاه ایالت گستردهٔ آذرین (LIP) غرب گرینلند قرار گرفتهاند[۳۱].



شکل ۱۷ چگونگی تغییرات عدد منیزیم نسبت به عدد کرم، آلومینیم، تیتانیم، پتاسیم، سدیم و سیلیس در ترکیب آمفیبولهای نمونهٔ الترامافیک F37 (پیکریتی) و نمونههای مافیک F29 و F104 (توله ایتی).

۱۱- بحث و برداشت

استنباط شده را میتوان در راستای قائم و بر اساس نقش احتمالی یک تنوره گوشتهای در سنگزاییهای مورد بررسی توجیه کرد.

ویژگیهای ظاهری آمفیبولهای مشاهده شده در نمونههای F29 و F37 بگونهای است که با ماهیت آذرین این کانیها همخوانی دارد، در حالیکه دست کم بر اساس شواهد سنگ-شناختی می توان ماهیت دگرگونی آمفیبول های ملاحظه شده در نمونهٔ F104 را محتمل دانست. ماهیت آذرین آمفیبولهای مشاهده شده در واحدهای مختلف کمربند گرین استون آبی تی بی به عنوان گواهی بر حضور آب، به میزان فراتر از تصور جاری مبنی بر ماهیت تقریبا خشک مذابهای غنی از MgO آرکئن و به ویژه کوماتی ایتها، تفسیر شده است [۱۹]. در این جا تاکید می شود که بر اساس مشاهدات سنگ شناختی آمفیبول و دیگر کانی آبدار یعنی فلوگوپیت را تنها در نمونههای پیکریتی و تولهایتی مشاهده کردهایم. این مشاهده در حقیقت با مشاهدات ژئوشیمیایی ما در خصوص ترکیب سنگ کل نمونه-های مورد مطالعه که نقش منابع گوشتهای متفاوت، به ویژه از نظر غنای نسبی آنها از ترکیبات ناسازگار و از جمله آب، در زمینهٔ تشکیل ماگماهای کوماتیایتی، تولهایتی و پیکریتی منطقهٔ فریمان را مطرح میکنند مطابقت دارد [۱۱]. در پایان این بحث یاد آور می شود که به طور کلی حضور گدازههای کوماتی ایتی در یک مجموعه سنگی منافاتی با ماهیت افیولیتی آن مجموعه سنگی ندارد زیرا افیولیتها به عنوان بقایای پوستهٔ اقیانوسی تعریف شدهاند و بنابر نظر بسیاری از نویسندگان (مانند [۱۱]) کوماتی ایت ها در محل پهنه های اقیانوسی از جمله سنگهای تشکیل دهندهٔ پوسته اقیانوسی به شمار می-روند. علاوه بر این به حضور جریانهای گدازه بالشی و تودهای الترامافیک در برخی از مجموعههای افیولیتی نیز اشاره شده است؛ سازند Agrilia در کوههای Othris، یونان مرکزی و گدازههای بالشی فوقانی Trodos در قبرس از جمله گزارش-های مطرح شده در این زمینه به شمار میروند. این گدازهها که با توجه به ویژگیهای ژئوشیمیایی خود و بنابر نظر برخی از نویسندگان (مانند [۴۵]) دارای ماهیت کوماتی ایتی هستند، به عنوان نظایر فانروزوئیک بازالتهای کوماتی ایتی نیز معرفی شده-اند [۴۶].

با توجه به مشاهدات بافتی که از فروتافت مذابهای مافیک و الترامافیک فریمان حکایت دارند، تشکیل این سنگها در شرایط آتشفشانی محرز بوده و با در نظر گرفتن شواهدی که بر دمای فراتر از حد معمول این مذابها دلالت دارند، مانند میزان بالای MgO در مذابهای الترامافیک و محتوای بالای Fo بلورهای الیوین، می توان دریافت که دمای بالای ماگما نقش مهمی را در شکل گیری بافتهای نامتعادل ملاحظه شده ایفا کرده و در نتیجه می توان احتمال فراتافته بودن ماگما را مطرح کرد. در مدلهای مختلف ارایه شده برای تشکیل ماگما، فراتافتگی مذاب را بیشتر در مدل تنورههای گوشتهای میتوان شاهد بود. بر اساس این مدل تشکیل ماگما در تنورههای گوشتهای در حال صعود با کاهش بی در روی فشار همراه بوده و این به نوبه خود کاهش نقطهٔ ذوب سیلیکاتها را سبب می-شود که حاصل آن فراتافتگی ماگما خواهد بود. علاوه بر این مشاهدات دیگر ما نیز با ایدهٔ عنوان شده یعنی تشکیل ماگما در محیط با دمای بالا تنوره گوشتهای همخوانی دارد، برای مثال ترکیبهای غنی از TiO₂ کانیهای پیروکسن و اسپینل از نشات گرفتن مذابهای وابسته به خاستگاه گوشتهای غنی شده در مقایسه با خاستگاه گوشتهای فقیر از TiO₂ مذابها در مناطق فرورانش و حاشیههای سازنده نظیر MORB عادی حکایت دارد. گر چه محتوای بسیار متفاوت آلومین در ترکیب بلورهای پیروکسن را میتوان بر اساس درجات مختلف فروتافت مذابهای مربوطه توجیه کرد، ولی دامنهٔ ترکیبی ملاحظه شده بر حسب محتوای متفاوت تیتان و اکسید سدیم را صرفا بر اساس وجود مذابهایی با محتوای متفاوت از ترکیبات یاد شده می توان توضیح داد. علاوه بر این وجود کانی های آبدار مانند آمفیبول و فلوگوپیت در سنگهای الترامافیک پیکریتی که نشانگر میزان بالاتر آب در این مذابها در مقایسه با انواع کوماتی ایتی است را میتوان بر اساس ناهمگنی خاستگاه گوشتهای از جنبه ترکیبی تفسیر کرد، زیرا با توجه به ارتباط نزدیک فضایی و زمانی این سنگها ماهیت ناهمگن گوشته را نمی توان در راستای افقی و در یک مقیاس گسترده در نظر گرفت، در حالیکه بنابر نظر بسیاری از نویسندگان مبنی بر ساختار ناهمگن تنورههای گوشتهای [۳۷- ۳۹]، ناهمگنی

[۱۰] سبزه ئی، م.، " پدیده های تفریق در ماگما های اولترا بازیک : برداشت هایی از گدازه های لایه ای اولترامافیک-مافیک اولاکوژنهای پالئو زوئیک ایران زمین"، سیزدهمین گرد همایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷۳) ص ۶۵- ۸۷.

[۱۱] معاف پوریان، غ، *"بررسی پترولوژی سنگهای سری کوماتیایتی شمال شرق ایران در مناطق مشهد و فریمان"*، پایان نامه دکترا رشته زمین شناسی، گرایش پترولوژی، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، درحال نگارش (۱۳۸۷). [۱۲] نبوی. م.*ح.، "دیباچه ای بر زمین شناسی ایران"*، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۵۵) ۱۰۹ صفحه.

[13] Bozorgnia, F., "Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Elbruz mountains", Iran-National Iranian oil company, geological laboratories, publ. No. 4, Tehran (1973).

[14] Kozur, H., Mostler, H. with a preliminary note by Ruttner, A. W., "Pelagic Permian Conodonts from an oceanic sequence at Sang-e-Sefid (Farman, NE- Iran) ", Abhandlungen der Geologischen Bundesantstalt, Wien 38 (1991) 101-110.

[15] LeBas, M.J., "*IUGS Reclassification of high-Mg and picritic volcanic rocks*", Journal of Petrology 41, 10 (2000) 467-1470.

[16] Jensen, L.S., Pyke, D.R., "Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt", In: Arndt, N.T., Nisbet, E.G., (ed.) Komatiites: George Allen & Unwin (1982) 147-157.

[17] Hanski, E., Huhma, H., Rastas, P. and Kamenetsky, V.S., *"The Palaeoproterozoic Komatiite - Picrite association of Finnish Lapland"*, Journal of Petrology 42.Number 5 (2001) 855 – 876.

[18] Stone, W.E., Deloule, E., Larson, M.S. and Lesher, C.M., *"Evidence for high - MgO melts in Precambrian"*, Geology 25 no. 2 (1997) 143 -146.

[۱۹] معاف پوریان ، غ . ، پورمعافی ، م. و وثوقی عابدینی ، م. ۱۳۸۶ ، *بررسی پتروژنز یک جریان گدازه کماتی ایتی لایه لایه در شرق فریمان ً*، یازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران ، دانشگاه فردوسی مشهد.

تشکر و قدردانی

دادههای مورد استفاده در این مقاله با یاری دکتر S.Parman عضو هیئت علمی دانشگاه دورهام تهیه شده است لذا نویسندگان مقاله از ایشان و نیز دکتر N.Odling و دکتر D.Steele از دانشگاه ادینبورگ که در زمینه تهیه دادههای سنگ کل و شیمی کانیها صمیمانه همکاری کردهاند تشکر و قدردانی میکنند.

مراجع

[1] Alavi, S. M., "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", Geology Society of America Bulletin 103 (1991) 983-992.

[2] Alavi, S. M., "*The Virani ophiolite complex and surrounding rocks*", Geologisch Rundschau 68, no. 1 (1979) 334 – 341.

[3] Berberian, M., King, G.C.P., "*Towardsna* palaeogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210–265.

[4] Diefenbach, K.W., Davoudzadeh, M., Alavi-Tehrani, N., Lensch, G., "*Paleozoic ophiolites in Iran and geodynamic implication*", Ofioliti, 11 (3) (1986) 305-338.

[5] Stocklin, J., "Structural correlation of the alpine ranges between Iran and central Asia" Memoir Hors Service Society Geologique France, 8 (1977) 333-353.

[6] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review." American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52 (1968) 1229–1258.

[7] Majidi, B., "*The geochemistry of ultrabasic lava flow occurrence in North -east Iran*", Geological Survey of Iran, Report 51 (1983) 463 - 477.

[8] Majidi, B., "The ultrabasic lava flows of Mashhad, NE Iran: Geological Magazine", 118 (1981) 49-58.

[9] Sabzehei, M., "Layered mafic-ultramafic komatiitic lava flows and their bearing on the problems of Iranian ophiolites", 30th Internat. Geol. Congress, Abstracts, vol. 1 (1996) p. 296. [32] Krause, J., Brügmann, G.E., Pushkarev, E.V., "Chromian Spinels: petrogenic Indicator of the Evolution of Uralian-Alaskan-Type zoned maficultramafic Complexes", Geophysical Research Abstracts 7 (2005).

[33] Barnes, S.J., Roeder, P.L., "*The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks*", Journal of Petrology 42, 12 (2001) 2279-2302.

[34] Irvine, T. N., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. petrologic applications", Canadian Journal of Earth Sciences 4 (1967) 71–103.

[35] Kamensky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, *Cr-spinel and melt inclusions from primitive* rocks", Journal of Petrology 42, Number 4 (2001) 655 - 671.

[36] Stone, W.E., Deloule, E., Stone, M.S., "Hydromagmatic amphibole in komatiitic, tholeiitic and ferropicritic units, Abitibi greenstone belt, Ontario and Québec: evidence for Archaean wet basic and ultrabasic melts", Mineralogy and Petrology 77 (2003) 39-65.

[37] Viruete E.J., Estau'n, A.P., Contreras, F., Joubert, M., Weis, D., Ullrich, T.D., Spadea, P., "Plume mantle source heterogeneity through time: Insights from the Duarte Complex, Hispaniola, northeastern Caribbean", Journal of Geophysical Research 112 (2007) 1-19.

[38] Kerr, A.C., Tarney, J., Kempton, P.D., Spadea, P., Nivia, A., Marriner, G.F., Duncan, R.A., *"Pervasive mantle plume head heterogeneity: Evidence from the late Cretaceous Caribbean-Colombian oceanic plateau"*, Journal of Geophysical Research 107 No.B7 (2002).

[39] Kerr, A.C., Marriner, G.F., Arndt, N.T., Tamey, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Duncan, R.A., "The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints" Lithos 37 (1996) 245-260.

[۴۰] افتخار نژاد، ج.، بهروزی. ۱.، ^{*} ی*افته های جدید از سنگ* های افیولیتی و سنگ های پالئوزوئیک پایانی در شمال خاوری [20] Fleet, M.E., "*The growth habits of clinopyroxene*", Canadian Mineralogist. Vol, 13, (1975) 336-341.

[21] Arndt, N.T., "*Komatiites. In: Condie, K.C., (ed.) Archean Crustal Evolution*", Amesterdam: Elsevier (1994) 11 – 44.

[22] Vernon, R.H., "*A practical guide to rock microstructure*", Cambridge Univerity Press (2004) 594P.

[23] Lofgren, G.E., "*Effect of heterogeneous nucleation on basaltic textures: A dynamic crystallization study*", Journal of Petrology 24, part 3. (1983) 229-255.

[24] Faure, F., Arndt, N., Libourel, G., "Formation of spinifex texture in Komatiites: an Experimental Study", Journal of Petrology, Vol, 47, Number 8, (2006) 1591-1610.

[25] Nisbet, E.G., Cheadle, M.J., Arndt, N.T., Bikle, M.J., "Constraining the potential temperature of the mantle: A review of the evidence from komatiites", Lithos, 30 (1993) 291-307.

[26] Fang, N., Niu, Y., "Late palaeozoic ultramafic lavas in Yunnan, SW China, and their geodynamic significance", Journal of Petrology 44, 1 (2003) 141-157.

[27] Révillon, S., Arndt, N.T., Chauvel, C., Hallot, E., "Geochemical study of ultramafic volcanic and plutonic rocks from Gorgona island, Colombia: the plumbing system of an oceanic plateau", Journal of Petrology, 41 (2000) 7, 1127 – 1153.

[28] Donaldson, C.H., "Spinifex texture komatiites: a review of textures, compositions and layering", In Arndt, N.T., Nisbet, E.G., (ed.) Komatiites. George Allen & Unwin, London, (1982) 526 p.

[29] Nisbet, E.G., Pearce, J.A., "*Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings*", Contribution to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 149-160.

[30] Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B., Zeda, O., "*Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator*", Chemical Geology 77 (1989) 165-182.

[31] Roeder, P.L., Reynolds, I., "*Crystallization of Chromite and Chromium Solubility in Basaltic Melts*", J. of Petrology 32, part 5 (1991) 909-934.

Nisbet, E. G., (eds) Komatiites. London: George Allen & Unwin, (1982) 501–520.

[43] Renner, R., "Cooling and crystallization of komatiite flows from Zimbabwe", Ph.D. Thesis, University of Cambridge, (1989) 162 pp.

[44] Storey, M., Mahoney, J.J., Kroenke, L.W., Saunders, A.D., "*Are oceanic plateaus sites of komatiite formation?*", Geology 19 (1991) 376-379.

[45] Paraskevopoulos, G.M., Economou, M.I., "*Komatiite- type ultramafic lavas from the agrilia formation, otris ophiolite complex, Greece*", Ofioliti 11(3), (1986) 293-304.

[46] Cameron, W.E., Nisbet, E.G., "*Phanerozoic analogues of of komatiitic basalts*", In: Arndt, N.T., Nisbet, E. G., (eds) Komatiites. London: George Allen & Unwin, (1982) 501–520.

خراسان(ازجمله كيه داغ) واهميت ژئوديناميكي آن"، فصل

.۱۵ -۴ مین، سال اول شماره اول (۱۳۷۱)، ص ۴ ما. [41] Niu, Y., Gilmore, T., Mackie, S., Greig, A. Bach, W., "Mineral chemistry, whole-rock compositions and petrogenesis of ODP Leg 176 gabbros", data and discussion. In: Natland, J.H., Dick H.J.B., Miller, D.J., Herzen, R.P. (eds) Proceedings of Ocean Drilling Program Scientific Results, 176. College Station, TX: Ocean Basins Geological Society, London, Special Ocean Drilling Program, (2002a) 1–60. [On line] Available at: http: // wwwodp. tamu. edu/ publications/176 SR/VOLUME/ CHAPTERS/SR176 08.PDF.

[42] Nisbet, E.G., "The tectonic setting and petrognesis of komatiites", In: Arndt, N.T.,