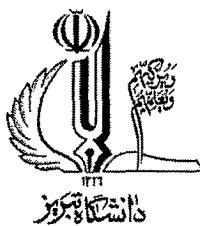


بنام آفریدگار هستی بخش

۱۲۸۳.. - ۲۰۷۵۷۵



دانشگاه تبریز

دانشکده علوم طبیعی

گروه زمین‌شناسی

پایان‌نامه

برای دریافت درجه دکتری تخصصی در رشته زمین‌شناسی

(گرایش پترولوژی)

عنوان

کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی فوئیدسینیت‌های آذربایجان شرقی،

شمال غرب ایران

اساتید راهنما

دکتر علی عامری - دکتر احمد جهانگیری

استاد مشاور

پروفسور نلسون ابی

دانشگاه ماساچوست لول آمریکا

۱۳۸۸/۱۰/۷

تیم استاد مشاوران

پژوهشگر

ناصر اشرفی

تشکر و قدردانی

در اینجا لازم می‌دانم از کلیه افراد و ارگانهایی که هر کدام به نحوی در به ثمر رسیدن این پایان‌نامه سهیم بوده‌اند تشکر و قدردانی نمایم؛

از اساتید راهنمای گرامیم، آقای دکتر عامری و آقای دکتر جهانگیری، که همواره از راهنمایی‌های ارزنده علمی، کمکها و تشویق‌هایشان بهره‌مند بوده‌ام، کمال تشکر و قدردانی را دارم؛

از استاد راهنمای افتخاری پایان‌نامه، Dr. Noriko Hasebe، از بخش علوم زمین دانشگاه کانازاوا ژاپن، گروه زمین‌شناسی ایزوتوپی، که فرصت مطالعاتی ۶ ماهه را برای اینجانب فراهم کردند نهایت سپاسگزاری را دارم؛

از استاد مشاور گرامیم، Prof. Nelson Eby، از دپارتمان علوم زیست محیطی، زمین و جو دانشگاه ماساچوست لول آمریکا، که کمکها و نظرات سازنده‌شان باعث هر چه بار تر شدن این پایان‌نامه گردید صمیمانه سپاسگزارم؛

از داوران محترم پایان‌نامه، آقای دکتر منصور قربانی از دانشگاه شهید بهشتی تهران، آقای دکتر موسی نقره‌ئی از دانشگاه اصفهان و آقای دکتر محسن موذن از دانشگاه تبریز بخاطر نظرات و دیدگاههای سازنده‌شان تقدیر و تشکر می‌نمایم؛

از آقای دکتر موید، ریاست محترم دانشکده علوم طبیعی؛ معاونتهای محترم دانشکده، آقای دکتر موافقی و آقای دکتر حسین زاده؛ همچنین از آقای دکتر اصغری مقدم، مدیریت محترم گروه زمین‌شناسی؛ و سایر اعضای این گروه به خاطر تلاش‌شان در جهت فراهم نمودن محیطی مناسب برای آموزش و تحقیقات علمی کمال تشکر را دارم؛

از معاونت و مدیریت تحصیلات تکمیلی و معاونت پژوهشی دانشگاه تبریز و کارکنان خدوم آنان بخاطر همکاریهای ارزنده‌شان صمیمانه تشکر می‌کنم؛

از آقایان مهندس مسیب‌زاده، مسوول کارگاه تهیه مقاطع میکروسکوپی؛ جهانیار، مسوول سایت کامپیوتر؛ جعفرزاده، مسوول کتابخانه دانشکده علوم طبیعی؛ همچنین از کلیه کارکنان بخش اداری دانشکده علوم طبیعی آقایان سالک، قاصدی، منتظرظهور، و خانم‌ها اجلالی، سمساری و سایرین بخاطر همکاریهای شایسته‌شان کمال تشکر را دارم؛

از دوستان و هم‌دوره‌ایهای عزیز و گرامیم آقایان دکتر عابدینی، فریدآزاد، عمرانی، قوی، کدخدایی، آدوای، سیاه چشم، سیمونز، احمدزاده، پیرمحمدی، ندیری، گرد و خانم‌های دکتر حاج علی اوغلی، مجرد، پیرنیا و سایرین که من هر یک از آنها را به نحوی در پیشبرد این پایان‌نامه سهیم می‌دانم، بخاطر مساعدتها و تشویق‌هایشان متشکر و سپاسگزارم؛ همچنین از دوستان و همکارانم در دانشگاه کانازاوا، S. Mansour, K. Ito, S. Machi, K. Arata, H. Miyamoto, H. Yamada،

A. Inagaki, A. Tamura بخاطر همکاریها و مساعدتهایشان صمیمانه متشکرم؛

در پایان لازم می‌دانم تشکر و قدردانی ویژه‌ای را نثار خانواده‌های اشرفی، مشرفی و شیرمحمدزاده نمایم که در طول انجام این پروژه همواره زحمات زیادی را متحمل شدند.

نام خانوادگی دانشجو: اشرفی	نام: ناصر
عنوان پایان نامه: کانی شناسی، سنگ شناسی و ژئوشیمی فوئیدسینیت های آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران	
اساتید راهنما: دکتر علی عامری - دکتر احمد جهانگیری	
استاد مشاور: پروفسور نلسون ابی	
مقطع تحصیلی: دکتری	رشته: زمین شناسی
گرایش: پترولوژی	دانشگاه: تبریز
تاریخ فارغ التحصیلی: ۱۳۸۸/۶/۳۱	تعداد صفحات: ۱۹۰
کلید واژه ها: بزقوش، رزگاه، کلیبر، نفلین سینیت، مینرال شیمی، اثر شکافت، سنگ آلکالن	
<p>چکیده</p> <p>توده های فوئید سینیتی مورد بررسی شامل توده های کلیبر، بزقوش و رزگاه بوده و به عنوان بخشی از ماگماتیسیم آلکالن پالئوژن شمال غرب ایران محسوب می گردند. این توده های آلکالن در سنگهای آتشفشانی و رسوبی کرتاسه و ائوسن تزریق گشته و در مواردی باعث دگرگونی مجاورتی قابل ملاحظه ای شده اند. ترکیب سنگ شناسی اصلی این توده ها شامل نفلین سینیت، سودولوسیت سینیت، گابرو نفلین دار (آلکالی گابرو) مونزودیوریت نفلین دار و سودولوسیتولیت بوده و معمولاً دایکهای میکروسینیتی نفلین/کوارتزدار، فنولیتی و یا تراکیتی آنها را قطع کرده اند. میانگین سن های اثر شکافت آپاتیت برای توده های نفلین سینیتی بزقوش و کلیبر و سودولوسیت سینیت رزگاه به ترتیب $29 \pm 2/6$، $36/6 \pm 3/6$ و $40/8 \pm 2$ میلیون سال تعیین شد که نشانگر زمانی است که سنگهای مورد بررسی در حرارت های ۶۰ تا ۱۰۰ درجه سانتیگراد قرار داشتند. ویژگیهای صحرایی و کانی شناسی توده های فوئید سینیتی نشانگر تشکیل و جایگیری آنها در اعماق کم پوسته می باشد. کانیهای مافیک سنگ ساز اساسی در این توده ها شامل الیون، کلینوپروکسن (دیوپسید)، آمفیبول، بیوتیت و گارنت می باشد. طبق تجزیه های میکروپروپ الکترونی، ترکیب الیون های مورد بررسی به صورت $Fe_{0.44}Fa_{0.56}$ می باشد. شیمی کلینوپروکسن ها نشانگر تعلق سنگهای مورد مطالعه به سری آلکالن قوس های آتشفشانی است. فشار تبلوری کلینوپروکسن های مورد بررسی غالباً در حدود ۰/۱ گیگاباسکال بوده است. ترکیب آمفیبول های مورد بررسی از منیز یوهستینگزیت تا فروپارگازیت در تغییر بوده و مهمترین جانشینی ها بین آنها شامل $Ca^{IV}Al=SiNa$ و $Mg=Fe^{2+}$ می باشد. ترکیب بیوتیت ها از $Mg-Ti$ بیوتیت در آلکالی گابروی کلیبر تا $Fe-Ti$ بیوتیت در نفلین سینیت بزقوش در تغییر است. ترکیب گارنت های توده کلیبر در حد Ti-آندرادیت و ملانیت بوده و انواع زونینگ دار معمولاً از هسته به حاشیه با کاهش درصد مولی گروسولار، آلماندین و اسپسارین و با افزایش درصد مولی آندرادیت مشخص می شوند. بر اساس داده های موجود، مهمترین جانشینی در گارنت های مورد بررسی تبادل $Ti-Si$ در موقعیت تتراهدرال بوده و استنباط می شود که به صورت فاز آذرین اولیه و در آخرین مراحل تبلور تشکیل گردیده اند. بر اساس شیمی سنگ کل، سنگهای مورد بررسی در ردیف سریهای آلکالن پتاسیک (شوشونیتی) و آلکالن تحولی قرار داشته و از Ferroan تا Magnesian در تغییرند. سنگهای مورد مطالعه معمولاً متاآلومینوس بوده و الگوهای چند عنصری و REE مشابهی را نشان می دهند. غنی شدگی از LILE و LREE، آنومالی منفی Ta, Nb, Ti (TNT)، که از شاخصه های ماگماهای مرتبط با فرورانش می باشد، از دیگر ویژگیهای سنگهای مورد بررسی است. ویژگیهای مینرال شیمی و ژئوشیمیایی فوئید سینیت های بزقوش، کلیبر و رزگاه بیانگر تشکیل آنها از ماگماهای مادر مشابه می باشد که درجات مختلف آرایش پوسته ای را تحمل کرده اند. ماگماهای فلسیک سازنده فوئید سینیت های مورد بررسی را می توان مایعات باقیمانده حاصل از تفریق ماگمای والد مافیک (مانند الیون بازالت آلکالن) دانست که در آن الیون، کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز به عنوان فازهای تفریق شونده اصلی محسوب می شوند. با توجه به الگوهای REE و نمودارهای ذوب مدل، به نظر می رسد گارنت نقش عمده در سنگ منشا نداشته و سنگهای مورد بررسی از الگوها و روندهای ذوب اسپینل لرزولیت فلوگوپیت دار تبعیت می کنند. بر اساس روابط زمانی و مکانی و ویژگیهای ژئوشیمیایی موجود، احتمالاً عملکرد همزمان ریفت های موضعی (جابجایی بلوک ها) با فرورانش نئوتیس دوم در طول ائوسن باعث رخداد گسترده ماگماتیسیم آلکالن و کالک آلکالن تقریباً همزمان در شمال غرب ایران گردیده است.</p>	

فهرست مطالب

صفحه

مقدمه

فصل اول: بررسی منابع (پایه‌های نظری و پیشینه پژوهش)

۱	۱-۱- متاسوماتیسم گوشته.....
۲	۲-۱- پتروژنز سنگهای آلکالن.....
۵	۳-۱- ماگماتیسم آلکالن در ارتباط با محیط‌های تکتونیکی.....
۵	۳-۱-۱- ماگماتیسم ریفت قاره‌ای.....
۵	۳-۱-۲- ماگماتیسم داخل صفحه‌ای.....
۶	۳-۱-۳- ماگماتیسم قوس آتشفشانی.....
۸	۳-۱-۴- ماگماتیسم بعد از تصادم.....
۹	۴-۱- طبقه بندی سنگهای آلکالن.....
۱۱	۵-۱- مساله آنالسیم، لوسیت و سودولوسیت.....
۱۳	۶-۱- سن سنجی اثر شکافت.....
۱۳	۶-۱-۱- تشکیل اثر.....
۱۴	۶-۱-۲- معادلات محاسبه سن.....
۱۵	۷-۱- پیشینه پژوهش.....

فصل دوم: مواد و روش‌ها

۱۷	۱-۲- موقعیت و ویژگیهای جغرافیایی مناطق مورد بررسی.....
۱۷	۱-۱-۲- توده آذرین آلکالن بزقوش.....
۱۸	۲-۱-۲- توده آذرین آلکالن رزگاه.....
۱۸	۳-۱-۲- توده آذرین آلکالن کلیر.....
۱۹	۲-۲- زمین‌شناسی عمومی با نگرشی ویژه به ماگماتیسم.....
۱۹	۱-۲-۲- ایران و مناطق همجوار.....
۲۳	۲-۲-۲- زمین‌شناسی شمال غرب ایران.....
۲۸	۳-۲-۲- توده‌های فوئید سینیتی.....
۲۸	۳-۲-۲-۱- توده نفوذی بزقوش.....
۳۰	۳-۲-۲-۲- توده نفوذی کلیر.....
۳۵	۳-۲-۲-۳- توده نفوذی رزگاه.....
۳۹	۳-۲- نمونه برداری.....
۳۹	۴-۲- کارهای آزمایشگاهی.....
۳۹	۱-۴-۲- مطالعات میکروسکوپی.....

۳۹ تجزیه کانی ۲-۴-۲
۴۰ تجزیه سنگ کل ۳-۴-۲
۴۰ تجزیه اثر شکافت ۴-۴-۲
۴۰ جدایش کانی ۱-۴-۴-۲
۴۱ نصب نمونه ۲-۴-۴-۲
۴۱ سایش و صیقل دادن نمونه ۳-۴-۴-۲
۴۲ خوردگی شیمیایی اثر ۴-۴-۴-۲
۴۲ شمارش اثر ۵-۴-۴-۲
۴۳ تجزیه LA-ICP-MS ۶-۴-۴-۲

فصل سوم: نتایج و بحث

۴۴ ۱-۳-۱- پتروگرافی سنگهای مورد مطالعه
۴۴ ۳-۱-۱- توده نفوذی بزقوش
۴۵ ۳-۱-۱-۱- بیوتیت سینیت نقلین دار
۴۵ ۳-۱-۱-۲- سودولوسیتولیت
۴۶ ۳-۱-۱-۳- مونزوسینیت نقلین دار
۴۶ ۳-۱-۱-۴- میکروسینیت / گرانیت
۴۷ ۳-۱-۲- توده نفوذی کلیبر
۴۸ ۳-۱-۲-۱- نقلین سینیت
۴۸ ۳-۱-۲-۲- آلکالی گابرو
۴۹ ۳-۱-۲-۳- کوارتز مونزونیت
۴۹ ۳-۱-۲-۴- سنگهای دایکی
۴۹ ۳-۱-۲-۵- کلینوپیروکسنیت
۵۱ ۳-۱-۳- توده نفوذی رزگاه
۵۲ ۳-۱-۳-۱- سودولوسیتولیت و سودولوسیت سینیت
۵۳ ۳-۱-۳-۲- مونزودیوریت
۵۳ ۳-۱-۳-۳- میکروسینیت
۵۳ ۳-۱-۳-۴- فنولیت تفریتی
۵۵ ۳-۲- شیمی کانی
۵۵ ۳-۲-۱- بیوتیت
۶۳ ۳-۲-۲- آمفیبول
۶۸ ۳-۲-۳- کلینوپیروکسن
۷۴ ۳-۲-۴- گارنت
۸۵ ۳-۲-۵- اسپینل

۸۵ ۳-۲-۶- فلدسپار.....

۸۶ ۳-۲-۷- الیون.....

۸۷ ۳-۲-۸- اکسید Fe-Ti.....

۸۸ ۳-۲-۹- آنالسیم.....

۹۱ ۳-۳- شیمی سنگ کل.....

۹۱ ۳-۳-۱- طبقه بندی شیمیایی.....

۱۰۰ ۳-۳-۲- نمودارهای تغییرات.....

۱۰۴ ۳-۳-۳- الگوهای چند عنصری.....

۱۰۷ ۳-۳-۴- الگوهای REE.....

۱۰۹ ۳-۴- سن سنجی توسط اثر شکافت آپاتیت.....

۱۱۲ ۳-۵- پتروژنز.....

۱۲۱ ۳-۶- ژئودینامیسم و مدل تکتونوماگمایی.....

۱۲۸ ۳-۷- نتیجه گیری.....

۱۳۱ منابع.....

۱۴۶ ضمیمه.....

چکیده انگلیسی

فهرست شکل ها

۱۷	شکل ۲-۱- نقشه راههای دسترسی به توده های بزقوش و رزگاه (اقتباس از اطلس راههای ایران).
۱۹	شکل ۲-۲- نقشه راههای دسترسی به توده آذرین کلیبر (اقتباس از اطلس راههای ایران).
۲۳	شکل ۲-۳- موقعیت منطقه مورد بررسی در واحدهای ساختاری و ماگمایی مهم ایران (ساده شده از نقشه تکتونیک خاورمیانه، 1991، Alavi).
۲۶	شکل ۲-۴- شکل های سمت چپ مراحل مختلف (۱، ۲، ۳) گشایش ریف ت در آذربایجان و شکل های سمت راست تحولات ساختمانی میانه- اردبیل در الیگو- میوسن را نشان می دهد (Lescuyer & Riou, 1976).
۲۷	شکل ۲-۵- توزیع توده های مهم گرانیتوئیدی ائوسن- الیگوسن و موقعیت فوئید سینیت های مورد بررسی نسبت به آنها در شمال غرب ایران؛ نقشه ایندکس از (Didon & Gemain 1976) می باشد که در آن گسل های طالش و ابوالسمسر مشخص گردیده است.
۲۸	شکل ۲-۶- سازندهای زمین شناسی رشته کوه بزقوش که توده فوئید سینیتی بزقوش تقریباً در مرکز بخش شمالی آن واقع گردیده است (با تغییرات اقتباس شده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سراب و قره چمن).
۳۰	شکل ۲-۷- نقشه زمین شناسی توده نفوذی بزقوش (با تغییرات اقتباس شده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سراب و قره چمن).
۳۲	شکل ۲-۸- نقشه زمین شناسی توده نفیلین سینیتی کلیبر و سازندهای مجاور آن (با تغییرات اقتباس شده از نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ و رزقان و کلیبر).
۳۴	شکل ۲-۹- نقشه زمین شناسی توده نفوذی کلیبر (با تغییرات اقتباس شده از نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ کلیبر و رزقان).

۳۵	شکل ۲-۱۰- آنکلاوهای آلکالی گابرویی و کلینوپروکسنیتی در نفلین سینیت کلیبر.
۳۶	شکل ۲-۱۱- نقشه زمین‌شناسی توده آذرین رزگاه (با تغییرات اقتباس شده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اهر).
۳۷	شکل ۲-۱۲- دایک فنولیتی دارای آنکلاوهای سودولوسیت سینیت (سنگ میزبان) و میکروسینیت در توده رزگاه.
۳۸	شکل ۲-۱۳- تصاویر میکروسکوپی (نمونه دستی) برخی از تپه‌های سنگی موجود در توده‌های آذرین مورد بررسی.
۴۴	شکل ۳-۱- نمودار QAPF (کوآرتز-آلکالی فلدسپار-پلاژیوکلاز-فلدسپاتوئید) جهت رده بندی سنگهای مورد بررسی.
۴۷	شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی از نمونه های سنگی بزقوش.
۵۰	شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی از سنگهای کلیبر.
۵۱	شکل ۳-۴- تصویر میکروسکوپی نفلین سینیت کلیبر و کانیهای سنگ ساز مهم آن.
۵۴	شکل ۳-۵- تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های سنگی رزگاه.
۵۹	شکل ۳-۶- تصاویر میکروسکوپی از بیوتیت نفلین سینیت بزقوش و بیوتیت آلکالی گابروی کلیبر.
۶۰	شکل ۳-۷- ترکیب بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودار Al در مقابل Fe/(Fe+Mg).
۶۱	شکل ۳-۸- ترکیب بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودار Mg-(Al ^{VI} +Fe ³⁺ +Ti)-(Fe ²⁺ +Mn) (Foster, 1960).
۶۱	شکل ۳-۹- نمودار مثلثی OH-F-Cl جهت مقایسه تغییرات F و Cl بیوتیت‌های بزقوش و کلیبر.
۶۲	شکل ۳-۱۰- ترسیم اکسیدهای MgO، FeO* و Al ₂ O ₃ بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودارهای (Abdel-Rahman (1994) (A, B, C, E) و ترسیم Mg در مقابل Al بیوتیت‌ها در نمودار (Nachit et al. (1985) (D).
۶۳	شکل ۳-۱۱- ترکیب بیوتیت‌های مورد مطالعه در نمودار (FeO*+MnO)-10*TiO ₂ -MgO (Nachit et al., 2005).
۶۵	شکل ۳-۱۲- طبقه‌بندی آمفیبول‌های مورد بررسی.
۶۶	شکل ۳-۱۳- نمودارهای مشخص کننده برخی جانشینی‌های عنصری مهم.
۶۷	شکل ۳-۱۴- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی آمفیبول‌های مورد بررسی.
۷۰	شکل ۳-۱۵- طبقه بندی پروکسنهای مورد بررسی توسط نمودار Q-J و نمودار مثلثی En-Wo-Fs (Morimoto, 1989) که به ترتیب غالباً در محدوده پروکسنهای Ca-Mg-Fe و دیوپسید واقع می‌گردند.
۷۱	شکل ۳-۱۶- تعیین ترکیب کلینوپروکسنهای مورد بررسی در نمودارهای دو متغیره و سه متغیره.
۷۲	شکل ۳-۱۷- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی جهت مقایسه کلینوپروکسنهای مورد بررسی.
۷۳	شکل ۳-۱۸- تعیین فشار تشکیل پروکسها بر اساس مقادیر Al و Ti (Lassen, 2004; Steward et al., 1996).
۷۳	شکل ۳-۱۹- تعیین سری ماگمایی و شرایط محیط تشکیل کلینوپروکسن‌های مورد بررسی؛ A) نمودار Al ₂ O ₃ -SiO ₂ (Le Bas, 1962)؛ B) نمودار ^{VI} Al+2Ti+Cr در مقابل ^{IV} Al+Na (Schweitzer et al., 1979) که نشانگر فوگاسیته بالای اکسیژن ماگمای سازنده است؛ C, D) نمودارهای Leterrier et al. (1982) جهت تعیین سری ماگمایی و محیط تکنونیک.
۷۸	شکل ۳-۲۰- گارنت (ملانیت) (a) بصورت شکلدار؛ و (b) به صورت لکه‌ای در نمونه‌های میکروسکوپی از توده آذرین کلیبر.
۷۹	شکل ۳-۲۱- تصاویر میکروسکوپی از کانی گارنت (ملانیت) در نمونه‌های توده آذرین کلیبر؛ (a) گارنت شکلدار درشت با زونینگ شیمیایی؛ (b) گارنت بی شکل (دندرتی)؛ (c) گارنت با حاشیه انیزوتروپ به همراه پتاسیم فلدسپار دگرسان شده و هورنبلند.
۸۰	شکل ۳-۲۲- ترکیب گارنت‌های مورد مطالعه در نمودار (Spess+Pyrope)-And-Gross؛ محدوده گارنت‌های غنی از Ti با هاشور مشخص گردیده است (Dingwell & Brearley, 1985).
۸۱	شکل ۳-۲۳- الگوهای زونینگ شیمیایی برخی عناصر و اعضای نهایی گارنت‌ها در گارنت‌های با زونینگ ساده (نمونه)

	KB63) که از حاشیه به حاشیه ترسیم شده‌اند.
۸۲	شکل ۳-۲۴- نمودارهای دوتایی جهت بررسی برخی جانشینی‌های عنصری مهم در گارنت‌های کلیبر.
۸۳	شکل ۳-۲۵- الگوهای زونینگ شیمیایی برخی عناصر مهم در گارنت‌های با زونینگ نوسانی (نمونه KB63) که از هسته به حاشیه ترسیم شده‌اند.
۸۴	شکل ۳-۲۶- ترکیب گارنت‌های کلیبر در نمودار مثلثی $Mn-Mg-Fe^{2+}$ (Dahlquist et al., 2007).
۸۴	شکل ۳-۲۷- ترکیب گارنت‌های مورد مطالعه در نمودار $(Pyrope+Alm+Spess)-And-Gross$ جهت مقایسه با گارنت‌های اسکارنی (Dingwell & Brearley, 1985).
۸۵	شکل ۳-۲۸- نمودار مثلثی Spinel-Magnetite-Hercynite جهت نمایش ترکیب اسپینل‌ها.
۸۶	شکل ۳-۲۹- (A) ترکیب فلدسپارها در نمودار Ab-Or-An و (B) ترمومتری فلدسپارهای رزگاه، بزقوش و کلیبر در نمودار مثلثی Ab-An-Or.
۸۷	شکل ۳-۳۰- ترکیب الیون‌های مورد بررسی از توده آذرین رزگاه (Deer et al., 1992).
۸۸	شکل ۳-۳۱- ترسیم اکسیدهای Fe-Ti از توده بزقوش و کلیبر در نمودار مثلثی $FeO (+MnO+MgO)-TiO_2-Fe_2O_3$ و نمودار $(+Al_2O_3+Cr_2O_3)$ در مقابل TiO_2 (Mücke, 2003; Deer et al., 1992).
۹۰	شکل ۳-۳۲- تصویر میکروسکوپ الکترونی از کانیهای آنالسیم و پتاسیم فلدسپار در داخل گارنت (نمونه KB58 کلیبر).
۹۰	شکل ۳-۳۳- مقایسه ترکیب آنالسیم‌های مورد بررسی با برخی آنالسیم‌های ایران و کانادا؛ (A) نمودار FeO^* در مقابل CaO و (B) نمودار مثلثی $Al_2O_3-SiO_2-Na_2O$.
۹۱	شکل ۳-۳۴- نامگذاری شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی در نمودار R1-R2 (De la Roche et al., 1980).
۹۳	شکل ۳-۳۵- نمودارهای تعیین سری ماگمایی سنگهای مورد مطالعه؛ (A) نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (Middlemost, 1991)؛ (B) نمودار K_2O/Na_2O در مقابل MgO که در آن محدوده سنگهای التراپتاسیک (Foley et al., 1987) با هاشور مشخص گردیده است؛ (C, D) نمودار K_2O+Na_2O در مقابل TiO_2 و SiO_2 در مقابل K_2O/Na_2O (Morrison, 1980)؛ (E) نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce, 1982; Hastie et al., 2007)؛ (F) نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007).
۹۸	شکل ۳-۳۶- طبقه‌بندی سنگهای مورد مطالعه بر اساس ASI، MALI، AI، FSSI و ASI.
۹۹	شکل ۳-۳۷- شکل‌های A و C نمودارهای SiO_2 در مقابل ضریب آهن را نشان می‌دهند که در آنها به ترتیب برخی سنگهای پلوتونیک نفیلین‌دار و سنگهای پلوتونیک آلکالن التراپتاسیک به همراه سنگهای کوارتز دار سری‌های پلوتونیک دنیا نیز جهت مقایسه با نمونه‌های مورد مطالعه نمایش داده شده‌اند. شکل‌های B و D نمودارهای ضریب اشباع از سیلیس-فلدسپاتوئید در مقابل ضریب آلکالینیت را نشان می‌دهند؛ در این شکل‌ها نیز سنگهای پلوتونیک نفیلین‌دار (شکل B) و سنگهای پلوتونیک آلکالن التراپتاسیک به همراه سنگهای کوارتز دار سری‌های پلوتونیک (شکل D) جهت مقایسه نمایش داده شده‌اند (Frost & Frost, 2008).
۱۰۱	شکل ۳-۳۸- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی (اکسید- SiO_2) برای سنگهای مورد بررسی.
۱۰۳	شکل ۳-۳۹- نمودارهای تغییرات SiO_2 در مقابل برخی عناصر کمیاب برای سنگهای مورد بررسی.
۱۰۴	شکل ۳-۴۰- نمودار K_2O در مقابل Rb برای سنگهای مورد بررسی.
۱۰۶	شکل ۳-۴۱- نمودارهای عنکبوتی نرمالیزه شده به گوشته اولیه.
۱۰۷	شکل ۳-۴۲- (A) کلینوپیروکسنیت، سینوگابرو و آلکالی گابروی کلیبر که به MORB عادی (Sun & McDonough, 1989) نرمالیزه شده‌اند، آنومالیهای Nb, Pb و P در این نمودار قابل توجه است؛ (B) الگوی نمونه‌های اشباع از سیلیس (کوارتز مودال بیش از ۵ درصد حجمی) از توده کلیبر و بزقوش نرمالیزه شده به ORG (Pearce et al., 1984).

۱۰۹	شکل ۳-۴۳- الگوی عناصر کمیاب خاکی نرمالیزه شده به کندریت (Boynnton, 1984) برای نمونه‌های مورد بررسی؛ A, B) از توده کلیبر؛ C) از توده رزگاه؛ و D) از توده بزقوش.
۱۱۳	شکل ۳-۴۴- نمودار Zr/Hf در مقابل Nb/Ta که نسبت‌های کندریتی (گوشته‌ای) در آن مشخص گردیده است (Eby, 2004).
۱۱۳	شکل ۳-۴۵- نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983)؛ sz: غنی شدگی زون فرورانش؛ w: غنی شدگی داخل صفحه‌ای.
۱۱۵	شکل ۳-۴۶- تعیین برخی ویژگی‌های منشا سنگ‌های مورد مطالعه توسط نمودارهای نسبت عنصری؛ A) نمودار Rb/Sr در مقابل Rb/Ba؛ B) نمودار K/Nb در مقابل C/U/Pb؛ C) نمودار Ti/K در مقابل اکسید (P ₂ O ₅)؛ D) نمودار Rb در مقابل Rb/K که در آن روند ترکیبی کانیهای آمفیبول و فلوگوپیت گوشته‌ای مشخص گردیده است (Jung et al., 2004).
۱۱۶	شکل ۳-۴۷- ترسیم نمونه‌های با Mg# بزرگتر از ۴۰ در منحنی‌های ذوب دسته‌ای غیر مودال فلوگوپیت-گارنت پریدوتیت (cpx10, opx30, ol20, phl20, grt20) که با نسبت (cpx10, opx10, ol10, phl30, grt40) ذوب شده و فلوگوپیت-اسپینل پریدوتیت (cpx20, opx40, ol30, sp3, phl7) که با نسبت (cpx30, opx20, ol9, sp1, phl40) ذوب گردیده است؛ ضرایب شرکت پذیری (Kd) از (McKenzie & O'Nions, 1991) می‌باشد (Jung et al., 2004).
۱۱۷	شکل ۳-۴۸- ترسیم نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای ذوب مدل (Lassen, 2004; Guo et al., 2006).
۱۲۰	شکل ۳-۴۹- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی که در آنها گرانتیوئیدهای آلکالن (این مطالعه) و کالک آلکالن شمال غرب ایران (اشرفی و همکاران، ۱۳۸۳ الف؛ اشرفی و عابدینی، ۱۳۸۶) نمایش داده شده‌اند.
۱۲۲	شکل ۳-۵۰- نمودارهای تفکیک محیط‌های تکنونیک (Schandl & Gorton, 2002)؛ A) نمودار Ta/Hf در مقابل Th/Hf و B) نمودار Yb در مقابل Th/Ta.
۱۲۳	شکل ۳-۵۱- گسیختگی پوسته اقیانوسی قبل از تصادم قاره-قاره (اقتباس از معین وزیری و همکاران، ۱۳۸۷).
۱۲۴	شکل ۳-۵۲- جابجایی راستگرد در امتداد گسل تبریز به همراه کشش در شمال آن؛ در این تصویر زونهای با سرعت لرزه ای پایین و بالا و بلوک طالش (محدوده خاکستری در شمال شرق تبریز) مشخص گردیده است (Masson et al., 2006).
۱۲۵	شکل ۳-۵۳- نقشه زمین‌ساخت صفحه‌ای کمربند تیس از ترکیه تا پاکستان که در آن نواحی اقیانوسی پیشین (به رنگ خاکستری تیره) که بلوک‌های قاره‌ای کوچک (به رنگ خاکستری روشن) را جدا کرده‌اند (Glennie, 2000; Richards et al., 2006).
۱۲۶	شکل ۳-۵۴- ساختار لیتوسفر در مقطعی از زاگرس مرکزی بطور شماتیک (Paul et al., 2006; Kaviani et al., 2007).
۱۲۷	شکل ۳-۵۵- تکامل پوسته ایران از ۲۰۰ میلیون سال قبل تا کنون که بطور شماتیک در چهار مرحله ترسیم گشته است.

فهرست جداول متن

۹۴	جدول ۱- کانیهای سنگ ساز نمونه های سنگی تجزیه شده از توده آذرین بزقوش و طبقه بندیهای شیمیایی آنها.
۹۵	جدول ۲- کانیهای سنگ ساز نمونه های سنگی تجزیه شده از توده آذرین کلیبر و طبقه بندیهای شیمیایی آنها.
۹۶	جدول ۳- کانیهای سنگ ساز نمونه های سنگی تجزیه شده از توده آذرین رزگاه و طبقه بندیهای شیمیایی آنها.
۱۱۱	جدول ۴- سنهای اثر شکافت آپاتیت که به روش LA-ICP-MS محاسبه گردیده است.

فهرست جداول ضمیمه

۱۴۷	جدول ۱- ویژگیهای پتروگرافی و موقعیت نمونه‌های معرف توده نفوذی بزقوش.
۱۴۸	جدول ۲- مشخصات پتروگرافی و موقعیت جغرافیایی نمونه‌های معرف مطالعه شده از توده نفوذی کلیبر.
۱۴۹	جدول ۳- ویژگیهای پتروگرافی و موقعیت نمونه‌های معرف توده رزگاه.
۱۵۰	جدول ۴- نتایج آنالیزهای EMPA کانی بیوتیت.
۱۵۴	جدول ۵- نتایج آنالیز EMPA کانی آمفیبول.
۱۵۹	جدول ۶- نتایج آنالیز EMPA کانی پیروکسن.
۱۶۶	جدول ۷- نتایج آنالیز EMPA کانی گارنت.
۱۶۹	جدول ۸- نتایج آنالیز EMPA کانی اسپینل.
۱۷۰	جدول ۹- نتایج آنالیز EMPA کانی پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز.
۱۷۴	جدول ۱۰- نتایج آنالیز EMPA کانی الیون.
۱۷۵	جدول ۱۱- نتایج آنالیز EMPA کانی اوپک (اکسیدهای Fe-Ti).
۱۷۷	جدول ۱۲- نتایج آنالیز EMPA کانی آنالسیم.
۱۷۸	جدول ۱۳- نتایج آنالیز نمونه‌های مورد بررسی از توده نفوذی بزقوش شامل اکسیدها، کانیهای نورم به روش CIPW، عناصر فرعی و کمیاب خاکی و برخی پارامترهای ژئوشیمیایی.
۱۸۱	جدول ۱۴- نتایج آنالیز نمونه‌های مورد بررسی از توده نفوذی کلیبر شامل اکسیدها، کانیهای نورم به روش CIPW، عناصر فرعی و کمیاب خاکی و برخی پارامترهای ژئوشیمیایی.
۱۸۴	جدول ۱۵- نتایج آنالیز نمونه‌های مورد بررسی از توده نفوذی رزگاه شامل اکسیدها، کانیهای نورم به روش CIPW، عناصر فرعی و کمیاب خاکی و برخی پارامترهای ژئوشیمیایی.
۱۸۷	جدول ۱۶- شرایط بکارگیری لیزر و ICP-MS برای آنالیز اثر شکافت آپاتیت.
۱۸۸	جدول ۱۷- پارامترها و نتایج سن سنجی اثر شکافت آپاتیت برای توده بزقوش.
۱۸۹	جدول ۱۸- پارامترها و نتایج سن سنجی اثر شکافت آپاتیت برای توده کلیبر.
۱۹۰	جدول ۱۹- پارامترها و نتایج سن سنجی اثر شکافت آپاتیت برای توده رزگاه.

سنگهای آذرین آلکان همیشه مورد توجه پترولوژیست‌ها و زمین‌شناسان اقتصادی بوده است. علل این امر را می‌توان در موارد زیر جستجو کرد: ۱- داشتن تنوع کانیایی؛ ۲- یافت شدن زینولیت‌های گوشته‌ای بویژه در انواع مافیک؛ ۳- همراه شدن برخی نهشته‌های اقتصادی مانند آپاتیت، الماس و عناصر کمیاب خاکی با سنگهای آلکان ۴- غلظت بالای عناصر لیثوفیل بزرگ یون (LILEs) در این سنگها؛ ۵- یافت شدن برخی سنگهای آذرین آلکان در محیطهای زمین‌ساختی خاص مثل ریفتهای قاره‌ای.

منطقه مورد مطالعه به عنوان بخشی از کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان محسوب می‌شود که با حجم قابل ملاحظه فعالیت آذرین در طول ائوسن و الیگوسن مشخص می‌گردد. از ویژگیهای این کمربند ماگمایی می‌توان به رخداد سنگهای آذرین آلکان با گرایش پتاسیک و وجود رخنمونهای قابل توجهی از آنها به صورت پلوتونیک و ساب و لکانیک به دلیل تکتونیک فعال و فرسایش شدید در آن اشاره کرد. سنگهای آلکان ترشیری کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان را می‌توان به سه گروه تقسیم کرد: ۱) سنگهای آتشفشانی آنالسیم دار با موقعیت لیئواستراتیگرافی ائوسن بالایی؛ ۲) توده‌های نفوذی فلدسپاتوئیددار (فلدسپاتوئیدها معمولاً شامل سودولوسیت، نفلین و آنالسیم) که عموماً به داخل سنگهای آتشفشانی ائوسن یا سنگهای رسوبی کرتاسه بالایی تزریق شده‌اند؛ و ۳) سنگهای لوسیت دار پتاسیم بالا با سن پلیوسن. این مطالعه به بررسی پترولوژیکی گروه دوم می‌پردازد. گسترده‌ترین رخنمونهای توده‌های فلدسپاتوئیددار (شامل فوئید سینیتی) ائوسن-الیگوسن در بخش غربی کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان، شمال غرب ایران، و در استان آذربایجان شرقی قرار دارند. توده‌های فوئید سینیتی (شامل کلیر، بزقوش، رزگاه و باشکند) غالباً از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی به منظور استفاده از آنها در صنعت تولید آلومینا، شیشه، سرامیک و ... بررسی شده و به ندرت از لحاظ مینرال شیمی و پتروژنز مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. علاوه بر اهمیت اقتصادی این توده‌های فوئید سینیتی، مسائل مطرح در ارتباط با ژنز و محیط تکتونوماگمایی آنها از جمله اینکه این توده‌ها منحصراً در یک محیط مرتبط با ریفت وجود آمده‌اند یا نتیجه فروانش بوده‌اند باعث شد مطالعه حاضر روی آنها انجام گیرد.

امروزه سنگهای آذرین آلکان از جنبه‌های مختلف مورد بررسی قرار می‌گیرند که در این بین، بررسیهای مینرال شیمی بویژه روی کانیهای مافیک و مطالعه عناصر کمیاب و نادر خاکی سنگها و کانیها دارای اهمیت خاصی هستند. در اغلب مطالعات مذکور، با کمک تلفیق این داده‌ها با داده‌های سن سنجی و یا ایزوتوپی فرضیه‌های سنگ شناسی و تکتونوماگمایی امتحان می‌شوند که خود گاهی به ارائه الگوهای جدید تشخیص ماگماژنز و یا تکتونوماگمایی منجر می‌گردند. در مطالعه حاضر در کنار بررسیهای صحرائی، پتروگرافی، کانی شناسی میکروسکوپی و ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب سه توده بزرگ فوئید سینیتی آذربایجان شرقی یعنی کلیر، بزقوش و رزگاه، توجه ویژه‌ای به مینرال شیمی کانیهای سنگ ساز مهمی چون کلینوپیروکسن، بیوتیت، آمفیبول و گارنت گردیده است زیرا در چنین سنگهایی می‌توان نتایج

سنگ شناختی با ارزشی را از مطالعه کانیهای مافیک نسبت به کانیهای فلسیک بدست آورد. همچنین در این بررسی، سنهای اثر شکافت آپاتیت برای هر یک از توده‌های مورد مطالعه، جهت مقایسه آنها از لحاظ سن جایگیری و یا سردشدگی، تعیین گردیده که در فصول "مواد و روشها" و "نتایج و بحث" به تفصیل بحث گردیده است.

اهداف این مطالعه شامل بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی جدید به منظور افزایش اطلاعات سنگ شناختی و کانی شناختی از فوئید سینیت‌های شمال غرب ایران و سنگهای آذرین وابسته و همراه آنها بوده که در این راستا، شناسایی برخی فرایندها و تحولات ماگمایی درگیر و قابل تشخیص در تشکیل این سنگها و بحث و بررسی راجع به الگوهای تکتونوماگمایی مناسب جهت هرچه بیشتر آشکار ساختن تاریخچه زمین شناسی آنها مد نظر می باشد.

فصل اول

بررسی منابع

۱-۱- متاسوماتیسم گوشته

متاسوماتیسم فرایندی دگرگونی است که به تغییر در کانی شناسی، سنگ شناسی، شیمی و حالت اکسیداسیون لیتوسفر (و یا آستوسفر) زمین در نتیجه مهاجرت سیال از میان ماتریکس سنگی منجر می شود. سیال می تواند به صورت مذاب سیلیکاتی (مثلاً بازالتی) و غیر سیلیکاتی (مثلاً کربناتی)، که در آنها مقدار اکسیدهای حل شده بر مقدار مواد فرار برتری دارد، و یا به صورت بخارات (مثلاً CO_2) باشد، که در آن مقدار مواد فرار بیش از اکسیدهای حل شده است. در این بین، مذابهای بازالتی آلکالن، توله ایتی و کربناتی با توجه به حلالیت اکسیدهای مختلف و یا غلظت بالای برخی عناصر لیتوفیل در آنها و همچنین زوایای دو سطحی نسبتاً پایین به عنوان عوامل متاسوماتیک بسیار مناسب شناخته شده اند. حلالیت خیلی پایین عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی در سیالات غنی از CO_2 ، به همراه ویژگیهای زاویه دو سطحی آنها، مانع از عملکرد چنین سیالاتی به عنوان عوامل متاسوماتیک موثر در گوشته شده است (Menzies & Hawkesworth, 1987). لازم به ذکر است زاویه دو سطحی (θ) به وسیله دو جدار یک حفره در محل اتصال بین دو دانه جامد تشکیل می شود و خود تابعی از انرژی بین سطح تماس جامد-جامد (G_{SS}) و جامد-مایع (G_{SF}) می باشد: $\cos(\theta/2) = G_{SS} / G_{SF}$. هرچه زاویه دو سطحی (θ) کوچک باشد نشت یا نفوذپذیری مذاب ماگمایی بیشتر خواهد بود.

شواهد مستقیم ناهمگنی ترکیب گوشته در مقیاس کوچک توسط بررسیهای پتروگرافی زینولیتهای گوشته ای موجود در کیمبرلیتها و بازالتهای آلکالن فراهم گردیده است. این بررسیها حضور کانیهای^۱ LILEs دار همچون فلوگوپیت و آپاتیت در داخل پریدوتیتهای گوشته فوقانی را آشکار ساخته است. کانیهای چون آمفیبول (کائروسوتیت یا پارگازیت)، فلوگوپیت و آپاتیت نتیجه واکنشهای متاسوماتیک در گوشته فوقانی هستند. عقیده بر این است این کانیها، که ممکن است به صورت رگه یا پراکنده در پریدوتیت گوشته ای حضور داشته باشند، بطور متاسوماتیک توسط سیالات غنی از مواد فرار و LILEs و یا مذابهای آلکالی غنی از LILEs و^۲ LREEs تشکیل گردیده اند (Bailey, 1982; Foley, 1992a,b).

متاسوماتیسم علت ماگماتیسم آلکالن در نظر گرفته می شود، زیرا مدل های ژئوشیمیایی نشان می دهند که منبع بیشتر ماگماهای آلکالن اولیه می بایست بطور انتخابی غنی از LILEs (عناصر لیتوفیل بزرگ یون) - سابقاً به صورت پریدوتیت گوشته ای تهی شده - باشند (Morris & Pasteris, 1987). در مراحل اولیه ذوب بخشی پریدوتیتهای متاسوماتیزه شده، کانیهای تشکیل شده به طریق متاسوماتیسم ممکن است نسبت به سایر فازهای پریدوتیت راحت تر وارد مذاب گردیده و در نتیجه ماگمای حاصل از عناصر ناسازگار نسبتاً غنی گردد. متاسوماتیسم گوشته علاوه بر اینکه باعث گسترش ناهمگنی در گوشته می شود همچنین می تواند شرایط تشکیل ماگماهای تحت اشباع از سیلیس را فراهم سازد.

¹ Large Ion Lithophile Elements

² Light Rare Earth Elements

۱-۲- پتروژن سنگهای آلکالن

سنگهای آلکالن می توانند از ذوب بخشی گوشته فوقانی متاسوماتیزه (غنی شده از LILE و LREE) (Dawson, 1987)، از گوشته آستوسفری غیرمتاسوماتیزه توسط درجات ذوب بخشی خیلی کم که با تفریق بلوری گسترده دنبال شده (Fitton, 1987)، یا از برهم کنش مذابهای آستوسفری با لیتوسفر رویی (Menzies, 1987) مشتق شوند.

اشتقاق ماگماهای غنی از LILE از یک منبع استوسفری تهی شده از این عناصر نیازمند این است که درجات خیلی اندک ذوب بخشی یا تفریق بلوری شدیدی روی دهد. شکی وجود ندارد که بیشتر سنگهای آلکالن محصول تفریق بلوری در فشارهای بسیار پایین می باشند اما این نمی تواند در مورد سنگهای آلکالنی که میزان زینولیت های گوشته ای هستند درست باشد (Fitton & Upton, 1987). سنگهای آلکالن غنی از منیزیم هم که نمایانگر ماگماهای تقریباً اولیه می باشند غنی از LILE هستند. بنابراین، ذوب بخشی درجه پایین (<1%) جهت تولید چنین ماگماهایی لازم است. (McKenzie 1985) نشان داد که استخراج بخشهای ذوب شده به اندازه ۰/۲ درصد نه تنها از لحاظ فیزیکی امکان پذیر است بلکه جایکه ویسکوزیته مذاب پایین باشد (که در مورد ماگماهای آلکالن محتمل است) حتمی است.

روابط مجموعه های بایمدال گابرویدوریت و سینیت/گرانیت به سه صورت می تواند توضیح داده شود (Dorais, 1990):

- ۱- ماگماهای فلسیک همراه چنین مجموعه هایی نتیجه مایعات باقیمانده حاصل از تفریق گسترده والد های مافیک هستند؛ ماگماهای تحت اشباع از سیلیس با ترکیب نزدیک به تقسیم کننده حرارتی الیون-پلاژیوکلاز-دیوپسید می توانند به ماگماهای اشباع از سیلیس تفریق یابند؛ در این شرایط، فشار و مقدار مواد فرار فراهم شده پایداری کانیهای فقیر از سیلیس را افزایش می دهد؛ ۲- ماگماهای فلسیک غیرکوهزایی از ذوب (آناکسی) سنگهای گرانولیتی یا سایر سنگهای پوسته ای مشتق می شوند؛ که در این حالت، سنگهای مافیک همراه نمایانگر ماگماهایی هستند که منبع حرارتی برای ذوب را فراهم می کنند؛ ۳- آرایش یا اختلاط پوسته ای با مذابهای آناکتیک، اشباع شدگی از سیلیس را به ماگماهای مادر تحت اشباع از سیلیس تحمیل می کند.

ژنر ماگماتیسیم کالک آلکالن تا آلکالن در زونهای تصادمی که از لحاظ زمانی و مکانی تقریباً یکسان رخ داده اند بین پترولوژیستها مورد بحث بوده است. (Bonin 1990) با مطالعه سنگهای نفوذی از آلپ، جائیکه ماگماتیسیم از کالک آلکالن به آلکالن تغییر می یابد، نشان داد که منشا این سنگها تقریباً یکسان بوده و کاهش محتوای آب ماگما باعث این تغییر می باشد. (Pearce et al. 1990) با استفاده از ترکیب سنگهای ولکانیکی شرق آناتولی استدلال کردند که اشتقاق ماگما از گوشته بالای صفحه فرورانش قبلی ویژگی کالک آلکالن و اشتقاق ماگما از لیتوسفر زیر حاشیه غیرفعال ویژگی آلکالن را به سنگهای حاصل خواهد داد. مدل ارائه شده توسط Foley (1992b) نیز توانسته است همزیستی سنگهای با ترکیب مختلف (کالک آلکالن، شوشونیتی و آلکالن پتاسیک) را توضیح دهد. بدین صورت که مذابهای آغازی با نرخ ذوب پایین

غنی از عناصر ناسازگار و آلکالن غنی از پتاسیم خواهد بود و درجات بالای ذوب تولید بازالت‌های توله‌ای تا کالک آلکالن را خواهد کرد.

(1992) Peccerillo مدلی را برای تشکیل سنگهای پتاسیک و التراپتاسیک پیشنهاد کرده که در آن پیروکسنیت‌های فلوگوپیت‌دار تشکیل شده در گوه گوشته‌ای، در مدت فرورانش فعال به دلیل اثر سردکنندگی لیتوسفر فرورونده سرد، ذوب نمی‌شود. در این مدل سه مرحله‌ای، در واقع مذابها بعد از فرورانش و تصادم در نتیجه افزایش حرارت گوه گوشته‌ای در اثر تعادل حرارتی منتج از ذوب بخشی پیروکسنیت تولید می‌شوند. مذابهای التراپتاسیک تحت اشباع از سیلیس در اعماق زیادتر و مذابهای پتاسیک اشباع از سیلیس و فوق اشباع از سیلیس در اعماق کمتر تولید می‌شوند و با برداشته شدن فشار در نتیجه رخداد ریفتینگ حجم مذابها افزایش می‌یابد.

برای ماگماهای آلکالن (گرانیتوئیدهای A-type) موجود در آناتولی ترکیه دو منشا متفاوت در نظر گرفته‌اند (Ilbeyli et al., 2004): ۱- ذوب بخشی گوشته فوقانی در نتیجه کاهش فشار بواسطه ضخیم شدن پوسته‌ای که با رژیم کششی و نازک شدن متعاقب آن همراه بوده و آرایش پوسته‌ای نیز در ژنز آنها دخالت داشته است؛ ۲- ذوب بخشی تفاله باقیمانده از تشکیل گرانیتوئیدهای I-type. مکانیسمهای ذوب منابع گوشته‌ای تغییر یافته در منطقه فرورانشی که ماگماهای اولیه توده‌های آناتولی مرکزی را تولید کرده‌اند به صورت زیر در نظر گرفته شده است (Ilbeyli, 2005): ۱- کشش یا بالا آمدگی لیتوسفری؛ یا ۲- ذوب لیتوسفر گوشته‌ای توسط تورق (delamination) لایه حرارتی مرزی یا جدایش صفحه فرورونده (slab detachment).

مدلهای خاص برای تولید اعضای تحول یافته تر سریهای سنگی آلکالن پیشنهاد گردیده است:

۱- تفریق بلوری از ماگمای آلکالی بازالتی اولیه که با درجات متغیری از آرایش پوسته‌ای همراه بوده است (Fitton, 1987; Brotzu et al., 1997).

۲- ذوب بخشی درجه کم گوشته فوقانی غنی شده یا حتی پوسته تحتانی (Harris et al., 1983; Wooley & Jones, 1987).

مدلهای پیچیده‌تر بویژه برای توضیح منشا سینیت‌ها پیشنهاد گردیده است؛ امکان دارد سینیت‌ها توسط ذوب سنگهای پوسته‌ای در اثر جریان مواد فرار تشکیل گردند (Lubala et al., 1994)، اگرچه به نظر می‌رسد که این احتمال کاملاً نادر باشد. احتمال دارد که سینیت‌های مافیک از ذوب بخشی گوشته بالایی متاسوماتیزه شده منشا بگیرند (Sutcliff et al., 1990) در صورتیکه کوارتز/نفلین سینیت‌های تحول یافته‌تر توسط تفریق ماگمای آلکالی بازالتی تشکیل می‌شوند (Brown & Becker, 1986).

علاوه بر اینها، گاهی فرایندهای اختلاط ماگمایی و تفریق بعدی مایعات هیبریدی حاصل از آن مهم بوده است. اختلاط ماگماهای تحت اشباع از سیلیس گوشته‌ای با ماگماهای گرانیتی حاصل از ذوب مواد پوسته تحتانی بالای زون مافیک

زیرین فرایندی مناسب جهت توضیح همزیستی معمول سینتیک‌های تحت اشباع از سیلیس و اشباع از سیلیس است (Jung et al., 2004).

در تشکیل سنگهای آلکالن سنوزوئیک ایران عموماً فرایندهای مرتبط با فروزانش را دخیل دانسته‌اند (Aftabi & Atapour, 2000; Ahmadi, 2002; Mehdizadeh et al., 2002; Liotard et al., 2008; Moradian, 2008). برای مثال (Aftabi & Atapour, 2000) با توجه به مقادیر بالای K_2O و MgO و آنومالی منفی Cr و Ti, Nb, Ni در سنگهای شوشونیتی ایران (ائوسن تا کواترنر)، منشا آنها را ماگمای غنی از پتاسیم آلکالن که توسط ذوب صفحه فرورونده فلوگوپیت دار ایجاد گردیده در نظر گرفته‌اند. (Moradian, 2008) سنگهای پتاسیک از منطقه نادیک کرمان (ائوسن بالایی) را به دلیل مقادیر بالای $LFSEs^1$, K_2O , Al_2O_3 و $LREEs$ و مقادیر پایین TiO_2 و $HFSEs^2$ (Zr و Nb, Ta) به درگیری فرایندهای مرتبط با فروزانش در تولید ماگمای پتاسیک آنالسیم دار این منطقه نسبت داده است.

¹ Low Field Strength Elements

² High Field Strength Elements

۱-۳-۳- ماگماتیسیم آلکالن در ارتباط با محیط های تکتونیکی

ماگماهای آلکالن در تمام محیطهای تکتونیکی، احتمالاً به استثنای پشته‌های میان اقیانوسی، فوران می‌کنند. سنگهای آذرین آلکالن معمولاً در محیطهای تکتونیکی زیر ظاهر می‌شوند. ماگماتیسیم ریفتی قاره‌ای، ماگماتیسیم داخل صفحات قاره‌ای و اقیانوسی بدون کنترل تکتونیکی مشخص و ماگماتیسیم مرتبط با فرایندهای فرورانش (Fitton & Upton, 1987).

۱-۳-۱- ماگماتیسیم ریفت قاره‌ای

حجم‌ترین ماگماتیسیم آلکالن از دره‌های ریفتی قاره‌ای گزارش گردیده است؛ اگرچه ریفتها همیشه با ماگماتیسیم همراه نیستند. ریفتها از لحاظ منشا به دو گروه تقسیم می‌شوند (Condie, 1989). ریفتهای فعال (فعال شده گوشته‌ای) و ریفتهای آرام (فعال شده لیتوسفری). گروه اول، که حاصل صعود (upwelling) استوسفری یا بالا آمدگی پلومهای گوشته‌ای می‌باشند، با حجم نسبتاً زیاد سنگهای آتشفشانی مشخص می‌شوند؛ در حالیکه گروه دوم، که حاصل تجمع تنش در لیتوسفر در حال حرکت است، با رسوبات آواری نا بالغ و حجم اندک مواد آتشفشانی مشخص می‌شوند. بالا آمدگی و نازک شدن لیتوسفر در ریفتهای فعال تا صدها کیلومتر دورتر از منطقه ریفتی ادامه می‌یابد در صورتیکه در ریفتهای آرام به ناحیه کششی و گسل خورده محدود است. شرق آفریقا، ایالت آلدن روسیه، ناحیه ایفل آلمان، گاسبرگ و آلتوپارانا بیا برزیل جزو مثالهای سیستم ریفتی می‌باشند. در اغلب موارد سربهای ماگمایی ریفتها، آلکالن و یا توله ایتی بوده؛ با این وجود، سری کالک آلکالن نیز از آنها گزارش گردیده است. سنگهای آتشفشانی ریفتهای قاره‌ای به شدت غنی از عناصر آلکالی، LILE، LREE و مواد فرار بویژه CO₂ و هالوژنها هستند (Bailey, 1983; 1987). به نظر Bailey (1983) مواد فراری که از اعماق گوشته به سمت بالا صعود می‌کنند احتمالاً حامل LILE بوده و باعث متاسوماتیسیم در ترازهای بالاتر می‌شوند. مواد فرار رفتار ذوب سنگهای اطراف خود را تغییر داده و در نهایت سالدوس را به حدی پایین می‌آورند که در نتیجه آن ذوب رخ داده و ماگمایی غنی از LILE و مواد فرار به وجود می‌آید.

۱-۳-۲- ماگماتیسیم داخل صفحه‌ای

شناسایی ماگماتیسیم آلکالن داخل صفحات قاره‌ای یا اقیانوسی که فاقد کنترل تکتونیکی هستند بسیار مهم بوده چراکه می‌توان بواسطه آن به مسیر حرکت بلوکها یا قاره‌های قدیمی پی برد. برای مثال (Battacharya & Kar (2005 در مورد کمپلکسهای آلکالن پروتروزوئیک در شرق کمربند Ghats معتقدند که این سنگها می‌توانند مسیر حرکت قاره گندوانا روی پلامهای گوشته‌ای را نشان دهند. ماگماتیسیم داخل صفحه‌ای در واقع ماگماتیسمی است که به حاشیه صفحات مربوط نمی‌باشد و در وسط صفحات توسط نقاط داغ و پلومهای گوشته‌ای اتفاق می‌افتد. آثار نقاط داغ بر صفحات لیتوسفری به صورت مراکز آتشفشانی به قطر ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتری می‌باشند. این آثار روی صفحات قاره‌ای نسبت به صفحات اقیانوسی

کمتر شناخته شده‌اند؛ با این وجود، این نقاط ممکن است نشانگر پشته های اقیانوسی آینده باشند. بسته به حرکت صفحه (شامل سرعت و منظم یا نامنظم بودن جهت حرکت) و نحوه عملکرد پلوم در لیتوسفر، میزان ماگماتیسیم و سن آن در امتداد خط اثر نقطه داغ متغیر خواهد بود (Condie, 1989). بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIBs¹) تنوع ترکیبی قابل ملاحظه‌ای داشته و از توله‌ایتی تا آلکان در تغییر می‌باشند (Wilson, 1989). اغلب سنگ‌های بازالت آلکان که در جزایر اقیانوسی و سی‌مونها یافت می‌شوند از انواع سدیم‌دار بوده و انواع پتاسیک فراوانی کمتری دارند (Middlemost, 1985). ماگماتیسیم داخل صفحات قاره‌ای طیف گسترده‌ای از ترکیبات ماگمایی در زمین تولید می‌کنند که شامل توده‌های نفوذی لایه‌ای مافیک و الترامافیک، آنورتوزیت‌های توده‌ای و فرومونزونیتها و فروسینیت‌های همراه و گرانیت‌های A-type، که همگی در ارتباط با ماگمای مادر توله‌ایتی بوده، و همچنین نفیلین سینیت حاصل از ماگمای آلکان می‌باشند؛ با این وجود، این سریها بندرت با همدیگر رخ می‌دهند (Kumar et al., 2007).

۱-۳-۳- ماگماتیسیم قوس آتشفشانی

از ۳۴ قوس دارای آتشفشان فعال محوری، هشت قوس در حاشیه فعال قاره‌ای مستقرند و بقیه جزایر قوسی را تشکیل می‌دهند. لیتوسفر جزایر قوسی در اثر تولید ماگما در پشته اقیانوسی به شدت تهی شده، در صورتیکه لیتوسفر قاره‌ای در حاشیه فعال قاره‌ای تا حد زیادی متاسوماتیزه و غنی شده می‌باشد. ماگماهای قوس غالباً ویژگی کالک آلکان داشته و انواع توله‌ایتی و آلکان به فراوانی آنها نیستند. در طول عمر زون فرورانشی، ماگماهای کالک آلکان با گذشت زمان تمایل دارند پتاسیک‌تر شوند و ممکن است به سنگ‌های آتشفشانی مجموعه شوشونیتی تبدیل شوند؛ ماگماهای آلکان عادی‌تر در این محیطها (رژیم فشارشی) می‌توانند از عمیق‌ترین بخشهای گوه گوشته‌ای تولید شوند (Fitton & Upton, 1987; Barker, 1987). ماگماهای قوس غالباً آبدارند؛ حضور فازهای آبدار آمفیبول و میکا حتی در سنگ‌های بازیکی اندکی تفریق یافته و فوران انفجاری ولکانیک‌های تفریق یافته به محتوای بالای H_2O آنها نسبت داده می‌شود (Ulmer, 2001).

لیتوسفر بالای زونهای فرورانش بخاطر واکنشهای آبزدا و کرین زدای موجود معمولاً اکسیده‌تر از سایر رژیمهای گوشته‌ای است (Muller & Groves, 1997). شکسته شدن H_2O و آزاد شدن H سیستم را در مراحل اول قبل از شروع ذوب بخشی از اکسیژن غنی می‌سازد (Abdel-Rahman, 1994). با این وجود، مطالعات نشان می‌دهد که آب حل شده بطور تخمینی حالت اکسایش آهن را در مذابه‌های طبیعی تحت تاثیر قرار نمی‌دهد. بنابراین، فوگاسیته بالای اکسیژن که معمولاً از ماگماهای غنی از آب ثبت گردیده احتمالاً در اثر سایر فرایندهایی است که فوگاسیته بالای اکسیژن را به مذاب تحمیل کرده‌اند و انعکاسی از مقدار آب حل شده نیست (Moore et al., 1995). لامپروفیرهای پتاسیک مانند مینت‌های قوسهای

¹ Oceanic Island Basalts