



دانشکده علوم طبیعی

گروه زمین شناسی

پایان نامه

برای دریافت درجه کارشناسی ارشد در رشته زمین شناسی (گرایش پترولوژی)

عنوان رساله

بررسی پترولوژی و پتروگرافی سنگ های آتشفشانی آروانه کوه

(شرق سهند)

استاد راهنما

دکتر نصیر عامل

استاد مشاور

دکتر احمد جهانگیری

پژوهشگر

یوسف وصالی خضری

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

وَلَقَدْ آتَيْنَا دَاوُدَ وَسُلَيْمَانَ عِلْمًا وَقَالَا الْحَمْدُ لِلَّهِ
الَّذِي فَضَّلَنَا عَلَى كَثِيرٍ مِّنْ عِبَادِهِ الْمُؤْمِنِينَ (نمل ۱۵)

شہریور ۱۳۹۱

به پیشگاه

مولانا بقیت اللہ اعظم ابا صالح المہدی (ارواحنا له فدا)

تقدیم می شود

تشکر و قدردانی

الهی نور تو ، چراغ معرفت بیفروخت ، دل من افزونی است . گواهی تو ، ترجمانی من بکردند ، ندای من افزونی است . قرب تو ، چراغ وجود بیفروخت ، همت من افزونی است . بود تو کار من راست کرد ، بود من افزونی است .

مراتب سپاس و قدرانی خود را از زحمات و مساعدت های استاد محترم راهنمای پایان نامه دکتر نصیر عامل که با صبر دلسوزی و ارائه نظرات و پیشنهادات سازنده در نگارش این رساله کمک شایانی کرده اند را ابراز می دارم . از جناب آقای دکتر احمد جهانگیری استاد مشاور این رساله به دلیل مساعدت های علمی در طول تهیه و تدوین پایان نامه قدردانی می نمایم .

از جناب آقای دکتر محسن مؤذن به جهت داوری رساله اینجانب و راهنمایی های ارزنده و سازنده در اصلاح برخی قسمت های رساله سپاسگذاری می کنم .

از دکتر محسن مؤید به دلیل ارائه نظریات سازنده و مساعدت های علمی و فکری در طول تهیه این رساله تشکر و قدردانی می کنم از کلیه اساتید گروه زمین شناسی بدینوسیله تشکر و قدردانی می کنم .

برای مرحوم دکتر علی عامری که زحمات زیادی را برای تعلیم و تربیت ما در زمان کارشناسی و کارشناسی ارشد کشیده بودند رحمت و علو درجات را از خداوند تبارک و تعالی مسئلت می نمایم .

از پرسنل محترم گروه زمین شناسی ، کتابخانه آقای جعفر پور و سرکار خانم مختاری ، آموزش و امور دانشجویی سرکار خانم رفیعی و سرکار خانم اجلالی ، امور اداری آقای منتظر ظهور ، و آقای باغبان به دلیل فراهم آوردن شرایط تهیه و دفاع از رساله تشکر و قدردانی می نمایم .

از کلیه دوستان عزیزم ، آقایان موسی اکبر زاده ، فرهاد طوسی ، دکتر کمالی ، فارق منصوری ، رضا حیدری ، سید نوید مردانی ، فرزین فرازمنند ، حسین محمودی ، حسین چمنی ، سعید کامران ، فرهاد احمدی ، و خانم ها بخشایش ، واحداالعین ، ایلخانی و رودباری و سایر دوستان که ذکر نام تک تک آنها در این مجال نمی گنجد ، به خاطر مساعدت ها و تشویق هایشان تشکر و قدردانی می کنم.

برای والدین عزیزم که زحمات زیادی را برای فراهم آوردن امکانات تحصیل متحمل شده اند آرزوی طول عمر و سلامتی دارم و صمیمانه از زحماتشان سپاسگذاری می کنم .

همچنین از کلیه عزیزانی که در جلسه دفاع از رساله اینجانب شرکت نمودند نهایت تشکر و قدردانی را می نمایم .

نام خانوادگی : وصالی خضولو	نام: یوسف
عنوان پایان نامه : بررسی پترولوژی و پتروگرافی سنگ های آتشفشانی آروانه کوه (شرق سهند)	
استاد راهنما : دکتر نصیر عامل	
استاد مشاور : دکتر احمد جهانگیری	
مقطع تحصیلی : کارشناسی ارشد دانشگاه تبریز دانشکده : علوم طبیعی رشته : زمین شناسی گرایش : پترولوژی تعداد صفحات پایان نامه : ۱۲۰ صفحه تاریخ دفاع از پایان نامه: ۱۳۹۱/۶/۱۴	
واژه های کلیدی : مخروط آتشفشانی آروانه کوه ، مخروط آتشفشانی کوه چاناق ، آتشفشان سهند ، ماگماتیسم بعد برخوردی ، فاز داسیتی جوان سهند	
<p>چکیده :</p> <p>در پهنه شرقی آتشفشان سهند ردیفی خطی از هشت مخروط آتشفشانی وجود دارد که اکثراً محصول فاز داسیتی جوان سهند می باشند و به صورت مخروط های بلند با ریخت شناسی کله قندی و نوک تیز با دهانه های اکثراً ناقص در امتداد زون گسلی سراسکند فوران یافته اند . آروانه کوه و کوه چاناق دو مورد از این مخروط های آتشفشانی می باشند که دارای رخساره های شاخص فوران های آتشفشانی از نوع استرومبولی هستند و از داخل رسوبات متعلق به پلیوسن بیرون ریخته اند . ضخامت مواد آتشفشانی در آروانه کوه بیش از ۹۰۰ متر می باشد . در کوه چاناق فقط بخشی از قسمت های رأسی مخروط برونزد دارد. مطالعات پتروگرافی نشان می دهند که علی رغم تنوع رنگی نمونه ها از لحاظ کانی شناختی تفاوت چندانی میان این گدازه ها وجود ندارد . بافت سنگ ها در مقطع نازک هیالومیکرولیتیک پورفیری و هیالو میکرولیتیک پورفیری جریانی است . به طوری که فونوکریست های پلاژیوکلاز و هورنبلاند در زمینه ای از میکرولیت و شیشه قرار گرفته اند . در میان فونوکریست ها پلاژیوکلاز و هورنبلاند بیشترین فراوانی را دارند . در دیاگرام های نامگذاری نمونه ها بر اساس اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب اکثر نمونه ها در محدوده داسیت تا ریوداسیت واقع می شوند . تمام نمونه ها در نمودارهای تعیین موقعیت تکتونیکی در محدوده کمان های ماگمایی بعد تصادم قرار می گیرند . در دیاگرام های عنکبوتی عناصر ناسازگار با شعاع یونی بزرگ مانند Sr,Rb,Ba,K غنی شدگی نشان می دهند و عناصر P و Ti تهی شدگی دارند . عناصر نادر خاکی مانند Y و Yb نیز تهی شدگی دارند . غنی شدگی عناصر LREE نسبت به HREE و غنی شدگی Sr و تهی شدگی Y,Nb,Ti, (HFSE) از ویژگی های ژئوشیمیایی سنگ های مخروط های مورد مطالعه می باشد که نشانگر وجود گارنت یا آمفیبول در منشأ می باشد . بررسی های سنگ زادی با استفاده از نمودار Rb/Th-Rb ، همگی نشانگر آرایش و هضم پوسته ای مخصوصاً Th/Nb-Ba/Th و همچنین مدل سازی فرایند AFC با استفاده از نمودار Rb/Th-Rb ، همگی نشانگر آرایش و هضم پوسته ای مخصوصاً توسط پوسته فوقانی به همراه تبلور تفریقی هستند. آرایش خطی مخروط های آروانه کوه و کوه چاناق به همراه پنج مخروط منوژنیک دیگر در امتداد سیستم گسلی راستگرد سراسکند که بخشی از زون گسلی تبریز می باشد نشان می دهد که عملکرد این سامانه گسلی سبب شده تا ارتباط آن با مخزن ماگمایی که احتمالاً در زیر کوه سهند (بزداغ) قرار داشته برقرار شود و سبب ماگماتیسم در این ناحیه به صورت هشت مخروط منوژنیک شود .</p>	

I	فهرست مطالب
IV	فهرست شکل ها
VIII	فهرست جدول ها
X	مقدمه

فهرست مطالب

فصل اول : بررسی منابع

۱	۱-۱ پایه های نظری
۲	۱-۱-۱ زون ریشه
۲	۱-۱-۲-۱ عوامل مؤثر شکل گیری ماگما در زون ریشه
۳	۱-۱-۳-۱ زون جدایش و صعود ماگما
۵	۱-۱-۴-۱ زون توقف و تفریق
۸	۱-۱-۵-۱ زون فوران
۹	۱-۱-۵-۱-۱ عوامل درونی مؤثر بر شروع فوران
۹	۱-۱-۵-۱-۱-۱ شناوری
۹	۱-۱-۵-۱-۲-۱ تفریق و حفره دارشدگی
۱۱	۱-۱-۵-۱-۳-۱ تزریق ماگمای بازالتی به داخل ماگمای سلیسی سردتر
۱۱	۱-۱-۵-۱-۴-۱ جوشش ثانویه
۱۱	۱-۲-۱ طبقه بندی انواع فوران های آتشفشانی
۱۱	۱-۲-۱-۱ سیستم طبقه بندی آلفرد لاکروا
۱۲	۱-۲-۲-۱ طبقه بندی براساس دیاگرام های ریتمن
۱۲	۱-۲-۳-۱ دیاگرام های طبقه بندی گز
۱۳	۱-۲-۴-۱ طبقه بندی انواع فوران براساس والکر
۱۴	۱-۲-۵-۱ طبقه بندی براساس ضریب انفجاری آتشفشان VEI
۱۵	۱-۳-۱ انواع ساختمان های آتشفشانی
۱۵	۱-۳-۱-۱ انواع گدازه و نقش آن در ایجاد ساختمان های آتشفشانی مختلف
۱۶	۱-۳-۱-۱-۱ گدازه های بازالتی

- ۱۶ ۱-۳-۱-۲ گدازه های آندزیتی
- ۱۶ ۱-۳-۱-۳ گدازه های داسیتی
- ۱۷ ۱-۳-۱-۴ گدازه های ریولیتی
- ۱۷ ۱-۳-۲ انواع ماگماهای با ترکیب حدواسط و اسیدی و ساختمان های موجود در این میدان های آتشفشانی
- ۱۷ ۱-۳-۳ انواع مخروط آتشفشانی
- ۱۸ ۱-۳-۳-۱ مخروط خاکستر Cinder Cone
- ۱۸ ۱-۳-۳-۲ مخروط های شکسته شده
- ۱۸ ۱-۳-۳-۳ مخروط خاکستر Ash Cone
- ۱۸ ۱-۳-۳-۴ مخروط جانبی
- ۱۹ ۱-۳-۳-۵ حلقه های خاکستر و مارها
- ۱۹ ۱-۳-۴ گنبد های گدازه
- ۱۹ ۱-۳-۵ آتشفشان های چینه ای
- ۲۰ ۱-۴ سازه های آتشفشانی منفی ، کراترها و کالدرها
- ۲۰ ۱-۴-۱ کراترها
- ۲۱ ۱-۱-۴-۲ کراترها
- ۲۱ ۱-۴-۱-۳ کراترهای انفجاری
- ۲۱ ۱-۴-۱-۴ کراترهای فرونشستی
- ۲۲ ۱-۴-۱-۵ کراترهای چاله ای
- ۲۲ ۱-۴-۲ انواع کالدرها و سازوکار شکل گیری آنها
- ۲۳ ۱-۴-۲-۱ کالدرهای زهکشی
- ۲۳ ۱-۴-۲-۲ کالدرهای انفجاری
- ۲۳ ۱-۴-۳ انواع فرونشست کالدرها و سازوکار شکل گیری آنها
- ۲۴ ۱-۵ نمایی جهانی از آتشفشانی و ارتباط آن با تکتونیک صفحه ای
- ۲۴ ۱-۵-۱ آتشفشانی در نواحی همگرا-آتشفشانی در کمان های آتشفشانی
- ۲۵ ۱-۵-۱-۱ جزایر کمانی
- ۲۵ ۱-۵-۱-۲ اجتماعات سنگی جزایر کمانی
- ۲۵ ۱-۵-۱-۳ تحول ماگما در جزایر کمانی
- ۲۶ ۱-۵-۲ کمان های قاره ای
- ۲۶ ۱-۵-۳ گذر از اجتماعات سنگی کمان قاره ای به اجتماعات ریفتی
- ۲۷ ۱-۵-۴ ریفت های قاره ای اجتماعات سنگی بایومدال و آلکالن
- ۲۷ ۱-۶ نهشته های آذرآواری و تفرا

۲۹ ۱-۷ سری های ماگمایی کالک آلکالن و آداکایتی
۲۹ ۱-۷-۱ سری کالک آلکالن و فاکتورهای کنترل کننده توسعه این روند ماگمایی
۳۰ ۱-۷-۲ سری آداکایتی
۳۰ ۱-۸ انواع سنگ های آتشفشانی اسیدی
۳۲ ۱-۹ بیشینه پژوهشی

فصل دوم و سوم

۳۳ ۲-۱ موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه
۳۳ ۲-۲ واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه
۳۵ ۲-۳ سیر مطالعاتی و روش کار
۴۱ ۳-۱ زمین شناسی عمومی
۴۵ ۳-۱-۲ آتشفشان سهند
۵۱ ۳-۱-۲-۱ نهشته های آتشفشانی - رسوبی سهند
۵۰ ۳-۱-۲-۲ سهند از نظر نوع فوران های آتشفشانی
۵۱ ۳-۱-۲-۳ سهند از نظر مراکز آتشفشانی
۵۲ ۳-۱-۲-۴ اختصاصات سنگ شناختی نهشته های آذرین سهند
۵۴ ۳-۱-۲-۵ فعالیت های آتشفشانی جدید
۵۴ ۳-۱-۲-۶ مخروط های آتشفشانی آروانه کوه و کوه چاناق
۵۸ ۳-۱-۲-۶-۱ رخساره قاعده یا قلب مخروط آروانه کوه
۵۹ ۳-۱-۲-۶-۲ رخساره رأس مخروط آروانه کوه
۶۰ ۳-۱-۲-۶-۳ رخساره کنار دهانه
۶۱ ۳-۱-۲-۶-۴ رخساره های جابه جایی مخروط آروانه کوه
۶۲ ۳-۱-۲-۷ علت و سبب فوران مخروط آروانه کوه
۶۴ ۳-۱-۲-۸ مخروط کوه چاناق
۶۴ ۳-۲ مطالعات پتروگرافی و سنگ نگاری
۶۵ ۳-۲-۱ پتروگرافی و توصیف ماکروسکوپی نمونه های سنگی قاعده مخروط
۷۰ ۳-۲-۲ پتروگرافی و توصیف نمونه های سنگی مربوط به رأس مخروط های آروانه و کوه چاناق
۷۳ ۳-۲ پتروگرافی نمونه های سنگی نزدیک دهانه
۷۵ ۳ استنباط های پترولوژیکی از مطالعات پتروگرافی
۷۹ ۳-۴ رده بندی سنگ های منطقه مورد مطالعه
۸۰ ۳-۴-۱ رده بندی سنگ ها براساس ترکیب شیمیایی
۸۰ ۳-۴-۱-۱ رده بندی براساس دیاگرام LeMaitre 1989 , Middlemost 1994

۸۱.....	۳-۴-۱-۲	رده بندی براساس دیاگرام SiO ₂ در مقابل K ₂ O ارائه شده توسط Le Maitre et al 2002
۸۲.....	۳-۴-۲	رده بندی براساس کاتیون های سنگ های آذرین
۸۴	۳-۴-۲-۲	نمودار کاتیونی Jensen 1976
۸۴.....	۳-۴-۴	رده بندی سنگ های آتشفشانی براساس عناصر فرعی
۸۴	۳-۴-۴-۱	رده بندی براساس نمودار Winchester & Floyd 1977
۸۵.....	۳-۴-۵	رده بندی سنگ های آتشفشانی براساس نورم
۸۵.....	۳-۴-۵-۱	نمودار An - Ab -Or پیشنهادی توسط O conner 1965
۸۶.....	۳-۴-۶	تعیین سری های ماگمایی سنگ های مخروط های مورد مطالعه
۸۶	۳-۴-۶-۲	نمودار K ₂ O در مقابل SiO ₂ (Peccerillo & Taylor 1976)
۸۷	۳-۴-۶-۳	نمودار Th در مقابل Co توسط Hastie et al 2007
۸۱	۳-۴-۷	رده بندی سنگ های مخروط های مورد مطالعه براساس درجه اشباع از آلومنیوم
۸۹.....	۳-۴-۸	تعیین جایگاه تکتونیکی براساس عناصر اصلی و کمیاب
۸۹.....	۳-۴-۸-۱	تقسیم بندی پیرس و همکاران ۱۹۸۴
۹۰	۳-۴-۸-۲	نمودار پیشنهادی Schandi & Gorton 2002
۹۱.....	۳-۴-۸-۳	نمودار R ₁ - R ₂ پیشنهادی توسط Bachelor & Bowden 1985
۹۲	۳-۵	پتروشیمی سنگ های منطقه مورد مطالعه
۹۵	۳-۵-۱	ژئوشیمی عناصر فرعی و کمیاب براساس نمودارهای عنکبوتی
۱۰۰.....	۳-۶	پتروژنز سنگ های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه
۱۰۷.....	۳-۷	الگوی تکتونوماگمایی
۱۱۵	۳-۸	نتیجه گیری
۱۱۵.....		منابع
۱۱۹.....		ضمیمه

فهرست شکل ها

۱	شکل ۱-۱	شکلی شماتیک از سیستم ولکانو- ماگمایی و زون های مختلف آن
۱	شکل ۱-۲	اشکال A, B عوامل مؤثر بر زون ریشه و سازوکارهای مختلف ایجاد ماگما و نقش آنها در ایجاد ماگماتیسیم در محیط های تکتونیکی مختلف (Schmincke 2004)
۴	شکل ۱-۳	همرفت ژئوشیمیایی در یک مخزن ماگمایی بطری مانند کالک آلکان که در اثر تبلور دیواره ای در کنار دیواره های آشیانه ماگمایی باعث انباشتگی مذاب تحول یافته در بالای مخزن شده است. همچنین در این شکل نمودارهای واقع در سمت راست تصویر افزایش و کاهش محتوی آب و دمای و فشار از پایین به سمت بالای مخزن نشان داده شده است (Best 2003) . ۷

- شکل ۴-۱ شکل شماتیک از عوامل درونی مؤثر بر شروع فوران A - رسیدن بسته ماگمایی جدید B - انباشتگی مواد فرار C - تزریق ماگمای بازالتی D - تفریق و حفره دار شدگی ماگما (Schmincke 2004) ۹
- شکل ۵-۱ طبقه بندی انواع فوران های آتشفشانی ارائه شده توسط Geze 1964 ۱۳
- شکل ۶-۱ شکل شماتیک از انواع ساختمان های آتشفشانی در مقطع عرضی ۱۵
- شکل ۷-۱ شکل شماتیک انواع مخروط های آتشفشانی ۱۸
- شکل ۸-۱ آناتومی آتشفشان های مرکب و انواع ساختارها و نهشته های همراه با آنها ۲۰
- شکل ۹-۱ شکل شماتیک از انواع کراتر ۲۰
- شکل ۱۰-۱ انواع کراتر ها و سازوکارهای شکل گیری آنها A- کراتر فرونشستی بر فراز آتشفشانی در جزایر رئونیون B- شکل شماتیک از پیت کراتر ها C - کراترها میاکجیما ژاپن (Loockwood & Hazleet 2010) ۲۲
- شکل ۱۱-۱ شکل شماتیک از انواع کالدرها و سازوکارهای ایجاد آنها A- کالدرای پیستونی B - کالدرای تکه تکه C - کالدرای دریچه ای D - کالدرای خمشی E - کالدرای قیفی (Schmincke 2004) ۲۴
- شکل ۱۲-۱ دیگرام تاس و قسمت پایینی دیگرام اشتریکیزن برای نامگذاری سنگ های آتشفشانی و میدان داسیت ها و سنگ های اسیدی در این دیگرام ها ۳۲
- ۲-۱ راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه ۳۳
- ۲-۲ نقشه زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ بستان آباد تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی کشور ۱۳۷۳ ۳۶
- شکل ۳-۲ نمایی از مخروط آروانه کوه به همراه موقعیت رخساره های مختلف آن . رخساره قاعده مخروط با رنگ تیره و رخساره رأس مخروط با رنگ قرمز آجری ۳۶
- شکل ۴-۲ مقطع عرضی ناحیه سهند که نشانگر خروج مخروط های پهنه شرقی این آتشفشان از درون نهشته های متعلق به پلیوسن است ۳۶
- شکل ۵-۲ نمایی برجسته از مخروط های هشت گانه پهنه شرقی آتشفشان سهند که مخروط های آروانه کوه و کوه چاناخ منطقه مورد مطالعه ما است ۳۷
- شکل ۶-۲ عکس دره آبقر چای واقع در روبروی مخروط آروانه کوه ۳۷
- شکل ۷-۲ نمایی از مخروط کوه چاناخ به همراه طبقات لاهاز در پیرامون و همچنین بر روی دامنه شرقی مخروط (دید به سمت جنوب) ۳۸
- شکل ۸-۲ موقعیت و گستردگی روانه های لاهار جریان یافته از سمت کوه سهند به سمت شرق و پوشاندن واحد های قدیمی ۳۹
- شکل ۹-۲ نمایی از مخروط کوه چاناق در طول دره آبقر چای ۳۹
- شکل ۱-۳ تقسیم بندی ایالات زمین ساختی ایران زمین بر اساس . Alavi 1991 . AB - البرز غربی - آذربایجان و TSZ - زون تبریز - ساوه که منطقه مورد مطالعه در مرز بین این دو ایالت واقع شده است ۴۱
- شکل ۲-۳ A. - روندهای ساختاری اصلی پوسته ایران زمین . MT منطقه مثلث میانی و KD کپه داغ . B- وضعیت پهنه های ساختاری در پوسته ایران زمین نسبت به امتداد تنش های فشارشی ناشی از همگرایی بلوک های قاره ای عربی و اوراسیایی و نسبت زاویه حاده در پهنه های مختلف (نوگل سادات ۱۹۷۸) ۴۲
- شکل ۳-۳ پراکندگی مراکز آتشفشانی در شمال باختری ایران در سه نوار آتشفشانی HTV کمر بند آتشفشانی همدان - تبریز .

SCV کمر بند آتشفشانی کرتاسه سنندج و SBV کمر بند آتشفشانی سنقر-بانه Azizi & Moeinvaziri 2008 ۴۴

شکل ۳-۴ تصویر ماهواره SRTM از آتشفشان سهند همراه با مدل ارتفاعی آن ۴۶

شکل ۳-۵ A. - موقعیت حوزه نئوژن تبریز و ارتباط آن با رود ارس (Reinchenbacher et al 2011). B - تصویر بازسازی شده از موجودات سازند مراغه در زمان پونسی که آتشفشان سهند باعث مرگ دسته جمعی آنها شده است (موزه تاریخ طبیعی ایران) ۴۹

شکل ۳-۶ نقشه زمین شناسی مراکز آتشفشانی سهند - موقعیت کالدرای قارمش داغ که بین جام داغ و سلطان داغ قرار دارد و از آن به عنوان دهانه اصلی و مرکزی سهند یاد می شود که نقش اساسی را در ایجاد نهشته های آذرآواری سهند داشته اس ۵۱

شکل ۳-۷ تصویر ماهواره SRTM از آتشفشان سهند به همراه موقعیت مخروط های آن ۵۴

شکل ۳-۸ نمای از مخروط آتشفشانی آروانه کوه و شیارهای عمیق ناشی از فرسایش (دید به سمت SW) ۵۶

شکل ۳-۹ A. - نمای پلکانی مخروط آروانه کوه (دید S). B- شیب دامنه شمالی مخروط آروانه کوه (دید W) C- شیب دامنه غربی این مخروط (دید NE) D - خروج مخروط آروانه از بین نهشته های آذرآواری پلیوسن E- فرونشست پهنه ای در پیرامون مخروط آروانه (دید SE) نقاط بالای خط چین روانه های لاهار می باشند . F- ضخامت طبقه لاهار در پیرامون مخروط آروانه کوه (دید W) این طبقه لاهار همان قسمت بالای خط چین در تصویر E می باشد ۵۷

شکل ۳-۱۰ A - بلوک های سنگی فاسیس قاعده مخروط در دامنه شمال شرقی مخروط آروانه کوه (دید NE) . B,C دبی بلوکی با شکستگی های متحدالمرکز (پوست پیازی) . D. - ساختار مربوط به خروج گدازه از مجراهای شکافی E- چین خوردگی لایه ای در گدازه های قاعده مخروط F - لایه بندی جریانی در گدازه های قاعده مخروط ۵۸

شکل ۳-۱۱ A- قله های سه گانه مخروط آروانه کوه . B- مرز گذر از رخساره قاعده به رخساره رأس مخروط . C- دبی بلوکی سنگ های رأس مخروط D- نمای از قله جنوبی (دید S) E- حالت لایه لایه گدازه ها در پیرامون دهانه به همراه قله جنوبی (دید S) F- بلوک های قرمز رنگ واقع در رأس مخروط پوشیده با پوشش گیاهی G - بلوک های بزرگ در رأس مخروط K - بلوک های سنگی با زوایای قائمه L - نمای از قله اول دید به سمت (NE) ۶۰

شکل ۳-۱۲ A- نمای از رخساره نزدیک دهانه (دید S) B- سنگ های نزدیک دهانه با روکش اکسیدی C- برونزد سنگ های نزدیک دهانه D - رخنمون واحدهای رخساره دهانه در مجاورت کراتر E - کراتر آروانه کوه (دید NE) F- کراتر آروانه کوه (دید S) ۶۱

شکل ۳-۱۳ A- رخساره جابه جایی آروانه کوه B - شکل مخروط افکنه ای رخساره جابه جایی آروانه کوه C - نهشته های تیلایتی در دامنه شمالی ۶۲

شکل ۳-۱۴ مخروط کوه چاناق (دید S) B- تصویر ماهواره لندست از مخروط های آروانه کوه و کوه چاناق C - کوه چاناق ۶۴

شکل ۳-۱۵ درشت بلور آمفیبول با بافت منطقه بندی به همراه درشت بلور پلاژیوکلاز که از وسط تحلیل رفته و با زمینه پر شده است . بلورهای آمفیبول دارای حواشی واکنشی ضخیم تری هستند . منطقه بندی فنوکریست آمفیبول در اثر تغییر Fe/Mg ۶۶

شکل ۳-۱۶ عکس های میکروسکوپی از نمونه های متعلق به قاعده مخروط A,B, - فنوکریست آمفیبول در نور XPL و ppl به همراه بلورهای پلاژیوکلاز واجد ماکل کارلسباد . C,D, - انحلال حواشی و خوردگی حاشیه درشت بلور آمفیبول در اثر صعود ماگما و به هم خوردن تعادل بلورهای آبدار مانند آمفیبول با مذاب . هسته بلور آمفیبول توسط زمینه جایگزین شده است . E,F, انحلال و از هم پاشی فنوکریست کوارتز به همراه بلورهای Plg و Amp در نور PPL و XPL . بافت تمامی نمونه ها هیالومیکرولیتیک پرفیری است ۶۷

شکل ۳-۱۷ تصاویر میکروسکوپی از نمونه های سنگی متعلق به قاعده مخروط A,B بافت غربالی در درشت بلور پلاژیوکلاز C,D,

تصویر درشت بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی در مرکز . E,F حاشیه تحلیل رفته بلور آمفیبول در جایی که با مذاب در تماس بوده و عدم مشاهده این حالت در جایی که دارای تماس فشرده با بلور پلاژیوکلاز بوده است (PPL)..... ۶۸

شکل ۱۸-۳ تصویر میکروسکوپی از نمونه های برنوبوم در داخل واحد های سنگی موجود در قاعده مخروط. . بلورهای آمفیبول سبز در یک زمینه شیشه ای قرار گرفته اند 69

شکل ۱۹-۳ نمونه های ماکروسکوپی از سنگ های رأس مخروط 70

شکل ۲۰-۳ عکس میکروسکوپی از نمونه های رأس مخروط . A,B فنوکریست پلاژیوکلاز دارای زونه بندی به همراه بلورهای آمفیبول در زمینه ای از بلورهای ریز و شیشه . C,D فنوکریست پلاژیوکلاز با زونینگ نوسانی که در نمونه های قاعده مخروط دیده نمی شوند . F,D تصویر بلورهای کاملاً آپاسیته شده آمفیبول به همراه بلورهای پلاژیوکلاز . بافت تمامی نمونه ها هیالو میکرولیتیک است . تمامی نمونه ها در دو نور PPL و XPL مشاهده می شوند 71

شکل ۱۲-۳ عکس های میکروسکوپی از نمونه های سنگی رأس مخروط . A,B در این مقطع بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول فاز فنوکریستی رایج هستند و آمفیبول ها به دو رنگ سبز و قهوه ای دیده می شوند . C,D در این مقطع حاشیه سوختگی بلورهای آمفیبول به وضوح قابل مشاهده است . E,F درشت بلور های آمفیبول و پلاژیوکلاز در یک زمینه هیالومیکرولیتی قرار گرفته اند و بلورهای آمفیبول واجد حاشیه سوختگی و بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل کارلسباد هستند 71

شکل ۲۲-۳ تصاویر میکروسکوپی از نمونه های بمب دوکی . A, B فنوکریست کوارتز در یک زمینه میکرولیتی از آلکالی فلدسپار و کوارتز و شیشه . C, D فنوکریست آمفیبول سوخته و دارای بافت غربالی ۷۳

شکل ۲۳-۳ تصاویر میکروسکوپی از نمونه های سنگی مربوط به رخساره نزدیک دهانه . A,B فنوکریست آمفیبول با حاشیه سوختگی جزئی . D , C فنوکریست آمفیبول سبز به همراه فنوکریست پلاژیوکلاز در یک زمینه شیشه ای . E , F بلورهای منشوری قهوه ای و قرمز با حاشیه سوختگی در یک زمینه هیالومیکرولیتی. کلیه تصاویر در دو نور XPL و PPL هستند ۷۴

شکل ۲۴-۳ منحنی شماتیک آزدایی برای بیوتیت و هورنبلاند که در آن P_{H_2O} در مقابل T پلات شده است ۷۷

شکل ۲۵-۳ نمودار سیلیس در مقابل مجموع آلکالی (Le Maitre 1976) خطوط ممتد برای سنگ های نفوذی و خطوط منقطع برای سنگ های ولکانیکی می باشند ۸۰

شکل ۲۶-۳ طبقه بندی سنگ های منطقه مورد مطالعه براساس دیاگرام تاس A - پیشنهادی توسط Le bas et al 1986 و B- توسط Cox et al 1979 ۸۱

شکل ۲۷-۳ طبقه بندی سنگ های منطقه مورد مطالعه در دیاگرام تاس بر اساس Middlemost 1994 ۸۱

شکل ۲۸-۳ رده بندی سنگ های منطقه مورد مطالعه با استفاده از دیاگرام Le Maître te al 2002 ۸۲

شکل ۲۹-۳ نامگذاری سنگ های آتشفشانی با استفاده از کاتیون ها پیشنهادی توسط De La Roche et al 1980 ۸۳

شکل ۳۰-۳ نامگذاری سنگ های آتشفشانی مورد مطالعه بر اساس کاتیون ها پیشنهادی Jensen 1976 ۸۴

شکل ۳۱-۳ نامگذاری سنگ های آتشفشانی براساس عناصر کمیاب پیشنهادی Winchester & Floyd 1977 ۸۵

شکل ۳۲-۳ نامگذاری و موقعیت سنگ های منطقه مورد مطالعه در دیاگرام طبقه بندی سنگ های آتشفشانی اشباع از سیلیس پیشنهادی O connor 1968 ۸۶

شکل ۳۳-۳ تعیین سری ماگمایی سنگ های مورد مطالعه بر اساس Peccerillo & Taylor 1979 ۸۷

شکل ۳-۳۴ نامگذاری و تعیین سری ماگمایی سنگ های آتشفشانی مورد مطالعه با استفاده از عناصر Co در مقابل Th پیشنهادی توسط Hastie et al 2007 ۸۷ شکل

۳-۳۵ دیاگرام A پیشنهادی توسط Maniar & Picolli 1989 که در این دیاگرام نمونه های مورد مطالعه در محدوده متا آلومینوس و تعدادی نیز در مرز بین متا آلومینوس و پراآلومینوس قرار گرفته اند . B - دیاگرام پیشنهادی توسط SHANDLE 1943 که در این دیاگرام نمونه های مورد مطالعه در محدوده متا آلومینوس قرار می گیرند ۸۸ شکل ۳-۳۶ نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی با استفاده از عناصر کمیاب پیشنهاد نمودار توسط pearce et al 1984 نمونه های منطقه مورد مطالعه در موقعیت کمان های قاره ای واقع می شوند ۸۹ شکل ۳-۳۷ تعیین محیط تکتونیکی سنگ های مورد مطالعه با استفاده از عناصر مختلف پیشنهادی توسط schandl & Gorton 2002 ۹۰

۸۶

شکل ۳-۳۸ تعیین محیط تکتونیکی سنگ های مورد مطالعه پیشنهادی توسط Bachelar & Bowden 1985 ۹۱ شکل ۳-۳۹ نمودارهای عنکبوتی و تغییرات عناصر نادر خاکی کمیاب در نمونه های مورد مطالعه . A - عناصر ناسازگار نسبت به کندریت نرمالیز شده اند B.Thompson 1982 - عناصر ناسازگار نسبت به ترکیب گوشته اولیه نرمالیز شده اند Wood et al 1979 . C - نرمالیز عناصر ناسازگار نسبت به N-MORB بر اساس Sun & Mc Donough 1989 و D - نرمالیز عناصر ناسازگار نسبت به گوشته اولیه Sun & Mc Donough 1989 ۹۵ شکل ۳-۴۰ پلات نمونه های منطقه مورد مطالعه در دیاگرام Rb/Y-Nb/Rb دارای روند عمودی بوده و در میدان آلودگی پوسته ای می افتند و این امر بیانگر آرایش پوسته ای در به وجود آمدن سنگ های مورد مطالعه است ۹۹ شکل ۳-۴۱ نمودار Rb/Th - Rb که در آن نمونه های منطقه مورد مطالعه ما در بالای منحنی ۲ پلات شده اند ۱۰۰ شکل ۳-۴۲ نمودار Rb/Nb - Ba/Th که در آن نمونه های منطقه مورد مطالعه در محدوده آرایش پوسته ای و رسوبات پلات می شوند ۱۰۱ شکل ۳-۴۳ نمودار Y/ Rb که در آن نمونه های ما دارای روند افقی هستند ۱۰۲ شکل ۳-۴۴ موقعیت توده آتشفشانی سهند. مخروط های جوان سهند با دایره کوچک نشان داده شده است که در سه امتداد تقریباً خطی با امتداد N135E آرایش یافته اند (بربریان و ارشدی ۱۹۷۷) ۱۰۵ شکل ۳-۴۵ شبکه استریوگرافی حل شده برای گسل های نرمال منطقه شیبلی. ۱- امتداد کشش . ۲- صفحه گسل ۱۰۵ شکل ۳-۴۶ الف- موقعیت توده آتشفشانی سهند و شیبلی در نقشه سائزموکتونیکی شمال غرب و قرار گیری مخروط های پهنه شرقی در امتداد گسل سراسکند به همراه گسل های متعدد آتشفشان سهند (بربریان و ارشدی ۱۹۷۷) ۱۰۶ شکل ۳-۴۷ پلوتون های بعد برخوردی و مدل پتروژنزی حذف لیتوسفری ۱۰۷ شکل ۳-۴۸ A - موقعیت آتشفشان سهند در بین دو گسل ترانسفورم درون قاره ای (رضایی عطا آبادی ۲۰۱۱) . B - روند گسل ها و خطواره های ناحیه سهند با استفاده از نقشه های رقومی شده ماهواره ای (زارع ۱۳۷۹) ۱۰۸

فهرست جداول

جدول ۱-۱ عوامل مؤثر بر تفریق ماگمایی در سیستم های باز و بسته از لحاظ ترمودینامیکی ۶

جدول ۱-۲ عوامل درونی و بیرونی مؤثر بر شروع فوران های آتشفشانی ۸

جدول ۱-۳ سیستم طبقه بندی رفتار فورانی آتشفشان ها براساس لاکروا ۱۲

جدول ۴-۱	انواع فوران های مشاهده شده پس از طبقه بندی لاکروا	۱۴
جدول ۵-۱	رابطه بین ترکیب گدازه و ساختارهای سطحی	۱۶
جدول ۶-۱	مقیاس اندازه اجزای تفرهای آتشفشانی	۲۸
جدول ۷-۱	ویژگی های نهشته های آذرآواری اصلی	۳۹
جدول ۱-۳	نتایج عناصر اصلی و نادر خاکی برای سنگ های آروانه کوه و کوه چاناق	۷۴
جدول ۲-۳	در صد نورماتیو کانی های نمونه های سنگی منطقه مورد مطالعه	۸۸

ARVANEH KUH
VOLCANIC CONE

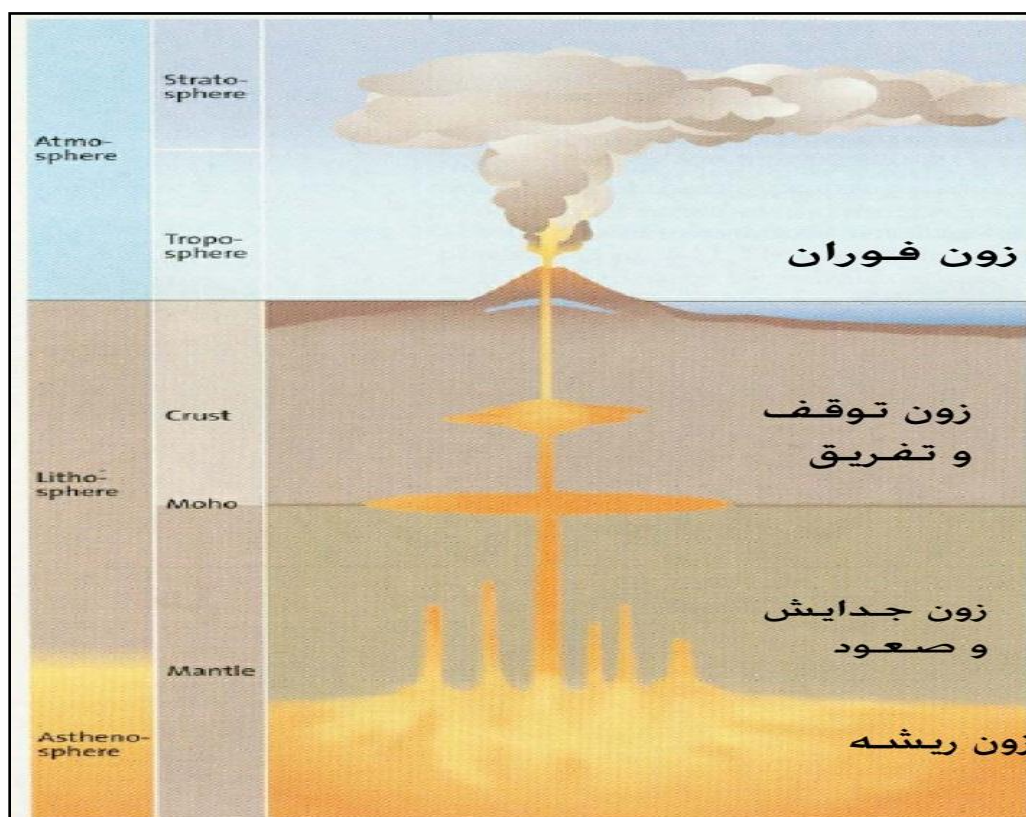


فصل اول – پایه های نظری

آتشفشان سیستمی مؤثر در انتشار مواد و انرژی درون زمین به سطح آن می باشد . بنابراین هر تلاشی برای دانستن علت و ارزیابی فوران های آتشفشانی باید در یک سیستم کلی ولکانو-ماگمایی که شامل قسمت های خیلی عمیق زون ریشه تا اتمسفر بالای آن است می باشد را شامل شود و سازوکار فعالیت و نحوه ایجاد آتشفشان ها را نشان دهد .

۱-۱) سیستم ولکانو-ماگمایی

آتشفشان ها اشکالی در سطح زمین هستند که در آنها ماگما به صورت جریانی و به شکل جریان گدازه و یا به صورت انفجاری به شکل ترکیبی از ماگمای تکه تکه شده شامل اجزاهای سنگی همراه آن و گاز ها فوران می یابد. فرایندهای سازنده آتشفشان ها و فوران های آتشفشانی با تولید ماگما در گوشته و صعود آن ارتباط مستقیم دارد. در حقیقت منشأ تمام آتشفشان ها مواد مذاب درون زمین است که ماگما نامیده می شود. ماگما مایعی است سیلیکاته که از مذاب، بلور ها، مواد فرار حل شده و در دماهای پایین تر از حباب های گاز تشکیل یافته است. بنابراین ما می توانیم آتشفشان را به صورت سیستمی در نظر بگیریم که در اثر ذوب بخشی در گوشته و پوسته زیرین و تولید ماگما های سبک و صعود کننده به طرف سطح زمین حاصل می شود. یک آتشفشان سیستمی مؤثر در انتشار مواد و انرژی درون زمین به سطح آن در طی مراحل مختلف می باشد. بنابراین هر تلاشی برای دانستن علت و ارزیابی فوران های آتشفشانی باید در یک سیستم کلی ولکانو-ماگمایی که شامل قسمت های خیلی عمیق زون ریشه تا اتمسفر بالای آن است. این سیستم که سازوکار فعالیت و نحوه ایجاد آتشفشان ها را نشان می دهد به سادگی به چهار زون عمقی قابل تقسیم است. که به ترتیب عبارتند از زون ریشه، زون جدایش و خیزش، زون توقف و تفریق، زون فوران که بسته به موقعیت آتشفشان ها در قالب چهارچوب تکنیک صفحه ای ممکن است برخی از این زون ها وجود نداشته باشند (Schmincke, 2004).



شکل ۱-۱) شکل شماتیک از سیستم ولکانو-ماگمایی و زون های مختلف آن (Schmincke 2004)

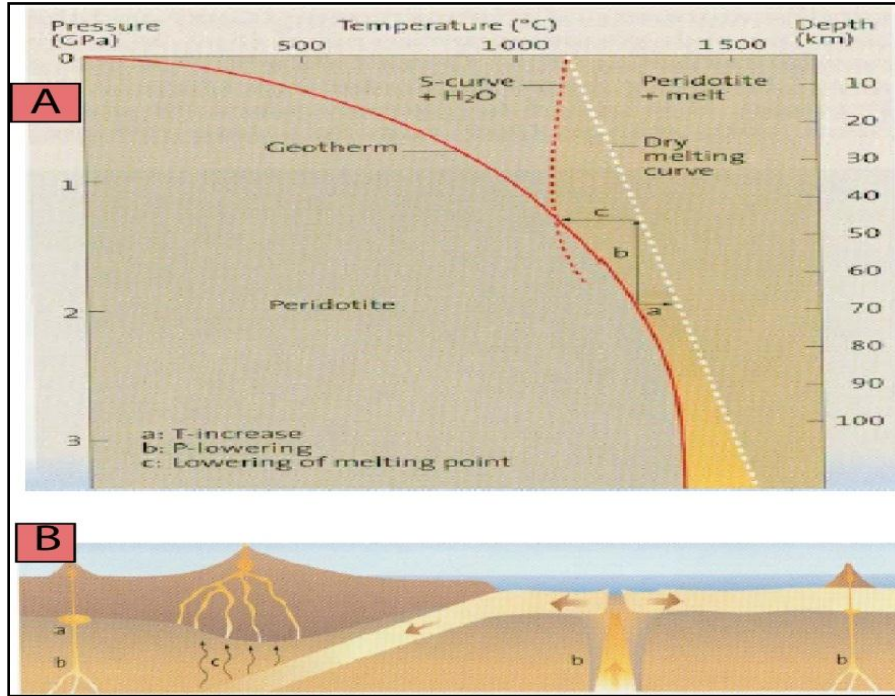
حجم ، ارتفاع و اشکال آتشفشان ها عمدتاً به ویژگی های فیزیکی و ترکیب ماگما و ترکیب زون ریشه آتشفشان ها و فرایندهای مؤثر در آن که دینامیک آن به وسیله محیط تکتونیکی کنترل می شود بستگی دارد . دانستن فرایندهای درون زون ریشه کمک می کند تا توضیح دهیم که چرا آتشفشان ها در یک نقطه از زمین و در یک زمان خاص و با یک ترکیب ماگمایی ویژه شکل می گیرند و یا چگونه فوران می کنند و همچنین کیفیت آن ، جریانی یا به شدت انفجاری بودن آن را مشخص کنیم . در زون ریشه ماگما به وسیله ذوب بخشی سنگ های این ناحیه ایجاد می شود . ترکیب ماگماها و زنولیت های همراه آنها و لرزه شناسی از دور روش های اساسی هستند که تشخیص ماهیت و فرایند های مؤثر در زون ریشه را فراهم می آورند. اکثر ماگماهای فوران یافته در سطح زمین دارای ترکیب بازالتی هستند و دمایی در حدود 1100°C تا 1250°C در هنگام فوران دارند به همین دلیل نمی توانند در پوسته زمین شکل بگیرند زیرا برای مثال دمای پوسته زیرین در اروپای مرکزی در حدود 500°C تا 600°C حدس زده می شود که کمتر از دمای ترکیبات ماگمای بازالتی می باشد . ماگمای بازالتی آلكالنه که در جزایر اقیانوسی و قاره ها رایج است اغلب اجزایی از سنگ های عمقی را با خود به همراه می آورند که پریدوتیت نامیده می شود . پریدوتیت ها اکثراً از الیوین (Ol) تشکیل یافته اند و عمدتاً به صورت الیوین نودل نامیده می شوند . کانی های دیگر معمول در پریدوتیت ها شامل ارتو پیروکسن (opx) و در مقادیر کمتری Cpx و فاز غنی از آلومنیوم ، کروم اسپینل (sp) است . هنگامی که یک پریدوتیت دارای $\text{Ol}+\text{Opx}+\text{Cpx}+\text{Sp}$ باشد اسپینل لرزولیت و هنگامی که دارای Ol و با مقادیر کمتری opx و sp باشد هارزبورگیت نامیده می شود . تجربیات نشان می دهد که در فشار بالا ترکیب کانی شناختی لرزولیت در عمق بیش از ۸۰ کیلومتری و در فشار های بیش از ۲۵ کیلو بار به گارنت لرزولیت تغییر می کند . گارنت مانند اسپینل مهمترین حمل کننده آلومنیوم در لرزولیت است اما چگالی بیشتری از اسپینل دارد و در اعماق کمتر از ۳۰ کیلومتری پلاژیوکلاز لرزولیت می تواند پایدار باشد . بنابراین ما دلیلی داریم که فرض کنیم که ماگماهای بازالتی در گوشته فوقانی و در زیر پشته های میان اقیانوسی (MOR) در عمقی در حدود ۷۰ تا ۹۰ کیلومتر شکل می گیرند . در زیر قاره ها و بسیاری از جزایر اقیانوسی که در زیر آنها لیتوسفر نسبت به پشته های میان اقیانوسی سرد و ضخیم تر است ، ماگمای بازالتی آلكالنه در اعماق ۸۰ تا ۱۵۰ کیلومتری شکل می گیرند . زون ریشه بسیار متفاوتی باید برای ماگماهای ریولیتی تا داسیتی وجود داشته باشد . ماگماهای داسیتی و ریولیتی بر پایه ترکیب شیمیاییشان نمی توانند از گوشته زمین مشتق شوند . اما احتمال زیادی وجود دارد که از پوسته زیرین مشتق شوند . دماهای فوران یافتن این ماگماها در حدود ۷۰۰ درجه سانتی گراد برای ماگماهای غنی از H_2O گرانیتهی و بیش از 1000°C ماگماهای مافیک با ترکیب گرانودیوریتی بیش از دماهایی است که به طور عادی در پوسته زمین یافت می شود . این دماهای بالا گمان می رود که از ماگماهای بازالتی بسیار داغ که در زون ریشه این ماگماها در پوسته زیرین تحت فرایندی موسوم به زیر صفحه شدگی (underplating) جایگزین می شود و ذوب بخشی آن را سبب می شود ایجاد می شوند . پوسته زیرین از لحاظ ژئوشیمیایی و کانی شناختی ناهمگن است و بنابراین می تواند یک بازه متنوع از ترکیبات ماگمایی را ایجاد کند (Schmincke, 2004).

۱-۲-۱) عوامل مؤثر شکل گیری ماگما در زون ریشه

آشفتگی در هر یک از پارامترهای فشار (P)، دما (T)، و ترکیب شیمیایی (X) در زون ریشه، سنگ های موجود در این ناحیه را به بالای منحنی سولیدوس (در شکل ۱-۲) انتقال داده و باعث ذوب بخشی و در نتیجه سبب ایجاد ماگما می شود که از این میان کاهش فشار (Decompression) و تغییر ترکیب شیمیایی توسط اضافه شدن سیالات نقش مهمی را در ایجاد ماگماتیسم دارند. ذوب بخشی ناشی از کاهش فشار در زون ریشه یک مکانیزم اساسی است که به وسیله آن حجم های بسیار وسیعی از ماگماهای بازالتی در پشته های میان اقیانوسی و در بالای پلوم های گوشته ای ایجاد می شود. کاهش فشار مهمترین عامل ذوب بخشی گوشته متاسوماتیزه در زون های بعد برخوردی و ایجاد پدیده آتشفشانی بعد برخوردی است. در میان تغییرات ممکن در ترکیبات شیمیایی زون ریشه که می تواند ذوب را در یک مقیاس جهانی را ایجاد کند، افزایش آب خیلی پر اهمیت است. افزایش در مقدار CO₂ یا دیگر مواد فرار در یک مقیاس موضعی ممکن است سبب ذوب زون ریشه شود. اما یک افزایش کوچک در مقدار آب می تواند به طور قابل ملاحظه ای سولیدوس سیستم سیلیکاته را پایین ببرد. این آشفتگی در زون های فرورانش جایی که پوسته اقیانوسی مرطوب و دگرسان شده همراه با رسوبات فرورانش کرده و H₂O و CO₂ و عناصری مانند K, Rb, Ba, Cs, Sr به همراه سیالات در طول گرم شدگی به گوه گوشته ای فوقانی آزاد می کنند و تولید ماگماهای بازالتی غنی از H₂O ویا حتی آندزیتی را می کند بسیار حائز اهمیت است. سیالات احتمالاً یک نقش مهم با مهاجرت به قلمروهای ذوب شدگی در دیگر محیط های تکتونیکی (مانند نقاط داغ) بازی می کند و بر همین اساس مواد گوشته ای را به صورت متاسوماتیسم تغییر می دهند و ذوب بخشی را تسهیل می سازند و نقش خیلی مهمی را در باروری زون ریشه دارند (Best, 2003).

۱-۳-۱) زون جدایش و صعود ماگما: (detachment & rise)

پیش از آن که زون ریشه به علت عوامل آشفته ساز اشاره شده دچار ذوب کامل شود مذاب ایجاد شده جدا گشته و از سنگ منشأ به سمت بیرون حرکت می کند و یا سنگ های به طور بخشی ذوب شده در زون ریشه به قدر کافی شناور گشته و به صورت یکجا و احتمالاً به شکل دیاپیر از ناحیه منشأ به سمت بالا برمی خیزد تا از تغییراتی که باعث آشفتگی در این زون می شود دور شوند. نیروی رانش اصلی که سبب می شود ماگما بالا بیاید، شناوری آن است که از تفاوت چگالی ماگما و سنگ های احاطه کننده آن ناشی می شود. ماگمای ایجاد شده به وسیله ذوب بخشی سنگ های جامد گوشته فوقانی کم چگالتر از سنگ های احاطه کننده آن است و بنابراین به طور گرانشی ناپایدار است و مستعد بالآمدن می باشد. اما آیا این که توده ماگمایی واقعاً می تواند به صورت شناوری صعود کند بستگی به بزرگی نسبی نیروی مقاومت که به وسیله رئولوژی ماگما اعمال می شود و به طور اساسی به گرانروی آن بستگی دارد. ماگماهای مافیک و الترامافیک در گوشته فوقانی کم چگالتر از پریدوتیت های گوشته ای که ممکن است در آن ایجاد شوند هستند و بنابراین به طور مثبتی شناور هستند و پتانسیل بالآمدن را دارند. مرز گوشته و پوسته به وسیله جهش چگالی از ۳/۳ به ۲/۸ g/cm³ که به ناپیوستگی موهو موسوم است شناخته می شود زیرا در بالای موهو سنگ های پوسته ای اکثراً فلدسپاتی تر از سنگ های غنی از الیوین گوشته هستند و شناوری مثبت بسیاری از ماگماهای بازیک به شدت کاهش می یابد. تفاوت جزئی چند دهم گرم در هر سانتی مکعب در چگالی ماگما با سنگ های پوسته ای کافی است تا شناوری آن را از مثبت به منفی تبدیل کند. در پوسته اقیانوسی چگالی آن با ضخامت حدوداً هفت کیلومتر با افزایش عمق به علت کاهش



شکل ۱-۲) A - B عوامل مؤثر بر زون ریشه و سازکارهای مختلف ایجاد ماگما و نقش آنها در ایجاد ماگماتیسزم در محیط های تکتونیکی . a - افزایش دما b - افت فشار c - پایین رفتن نقطه ذوب با افزودن سیالات (schmincke 2004).

فزاینده حفره دار شدگی و بسته شدن فضاهای خالی و خروج آب افزایش می یابد و ماگمای بازالتی مشتق از گوشته غنی در الیوین (پیکریت) و پوسته اقیانوسی در عمق ۳ تا ۱ کیلومتری دارای چگالی یکسانی هستند و از این رو در این افق که افق شناوری طبیعی (NBH) نامیده می شود ماگما ممکن است توقف کرده و انباشته شود و بزرگ شدگی جانبی آشیانه ماگمایی در مراکز گسترش اقیانوس ها ممکن است در این افق روی دهد . ماگماهای تحول یافته کم چگالی تر می توانند از راه دایک ها به سطح آمده و به بیرون بریزند . پوسته قاره ای به مراتب ناهمگون تر از پوسته اقیانوسی است که اظهار نظر درباره صعود ماگما را نامطمئن تر می سازد . در پوسته قاره ای در زیر پوششی از سنگ های رسوبی با ضخامت متغیر که چگالیشان از 2.2 g/cm^3 تا 2.7 g/cm^3 تغییر می کند سنگ های پوسته ای آذرین و دگرگونی که چگالیشان از 2.6 تا 2.9 g/cm^3 تغییر میکند که دارای چگالی متوسط تقریبی 2.7 g/cm^3 مشابه با ترکیبات کلی گرانودیوریت تا دیوریتی قرار دارند . در بسیاری از جاها پوسته قاره ای زیرین چگالی تقریبی 2.9 g/cm^3 مشابه با ترکیبات خیلی مافیک مانند آمفیبولیت ها دارد. آندزیتها و ماگماهای سیلیسی کم چگالتر احتمالاً در پوسته با هر ترکیبی به طور مثبتی شناور هستند و می توانند از تمام راه ها به سطح بالا بیایند . ماگماهای بازالتی فقیر از مواد فرار ، چگالی بیش از 2.7 g/cm^3 دارند و انتظار نمی رود که به طور شناوری از میان پوسته قاره ای کم چگال با ترکیبات اسیدی بالا بیایند . هنگامی که حجم زیادی از ماگمای بازالتی با بیش از 1200°C از گوشته به پوسته برمی خیزد در نزدیکی مرز گوشته- پوسته یا سطح (Netural bouyance Horizone) یا (NBH) به صورت تالاب (pond) انباشته می شوند و باعث رشد پوسته زمین از زیر به وسیله تزریق ماگمای بازالتی در فرایندی موسوم به زیرصفحه شدگی (under plating) می شوند . شواهد زمین شناختی محکمی بر زیر صفحه شدگی قابل توجه به پوسته قاره ای زیرین و همچنین تزریق به داخل آن وجود دارد . بنابراین سنگ های فلدسپاتی پوسته ای می توانند به صورت یک فیلتر چگال مؤثر عمل کرده و باعث متوقف شدن

صعود ماگمای چگال مافیک مشتق از گوشته می شود و با سرد شدن آهسته ماگمای بازالتی متوقف شده، شروع به تبلور می کند و گرمای بیشتری که گرمای نهان یا گرمای تبلور نامیده می شود را ایجاد می کند. همچنین در پوسته قاره ای زیرین واکنش های آزدایی کانی ها همراه با دگرگونی ممکن است آب لازم برای شروع ذوب بخشی را فراهم آورد و علاوه بر این ماگمای گوشته ای ممکن است مقداری H_2O و CO_2 در ضمن تبلور به بیرون بدهد که سبب تسهیل و افزایش ذوب بخشی پوسته زیرین می شوند. ماگمای گوشته ای ممکن است دچار تفریق الیوین شود و ماگمای تفریق یافته ای را ایجاد کند که دارای مواد جذب شده از محیط و همچنین مواد جدا شده از آن مانند مواد فرار و دارای آلایش ماگمایی با مواد پوسته ای سیلیسی باشد که در آن صورت این ماگمای حاصل به قدر کافی چگالی کمتری خواهد داشت تا بالا بیاید. همچنین بسیاری از ماگماهای گرانیته و ریولیتی احتمالاً در پوسته زیرین به وسیله این فرایند ذوب بخشی همان طور که به وسیله ترکیب شیمیایشان نیز تأیید می شوند، ایجاد می شوند. با این حال به طور متناقضی بعضا ماگماهای نسبتاً اولیه و تحول نیافته که چگالی هایی بیش از سنگ های پوسته ای دارند و معمولاً به صورت گدازه در سطح زمین در نواحی قاره ای و حتی بر روی آبرفت های متخلخل که چگالی کمتر از g/cm^3 دارند بیرون ریخته اند که در این امر شناوری ماگما به علت وجود گسل ها به خصوص گسل های بزرگ و عمیق نقش مهمی دارند. گسل ها سبب می شوند تا به علت کم شدن فشار خارجی ماگما بتواند مقداری از گازهای محلول در خود را آزاد سازد. آزاد شدن مواد فرار و تبدیل هیپوماگما به پیروماگما سبب انبساط ماگما می شود و ماگما را به سمت رژیم فشارش کمتر یعنی به درون زون گسلی هدایت کرده و سبب حرکت آن به سطح زمین می شود. از دیگر نیروهایی که در جدایش و خیزش ماگماها نقش دارند می توان به جدایش و انبساط حباب ها در ماگمای اشباع از مواد فرار اشاره کرد که می تواند به طور قابل چگالی ماگما را کاهش دهد و شناوری ماگما را بالا ببرد و سبب فوران آتشفشانی شود ملاحظه ای اشاره کرد. ماگما ها همچنین سازوکار راندگی دیگری که مستقل از جدایش مواد فرار است که می تواند آنها را حتی از میان سنگ های کم چگالتر نیز به جلو براند دارند و این نیروی جلو برنده بیش فشاری است که از وزن طبقات رویی ایجاد می شود (معین وزیری، ۱۳۷۹) Schmincke (2004).

۴-۱-۱) زون توقف و تفریق : (stagnation & differentiation)

به ندرت پیش می آید که ماگما به محض تشکیل و بدون توقف در داخل زون ریشه یکسره به سطح زمین بریزد که این حالت نادر را معمولاً تراپ می گویند و آن موقعی است که محل تشکیل ماگما نسبت به سطح زمین فاصله زیادی نداشته باشد و در آن محل فعالیت تکتونیکی شدید از قبیل اشتقاق قاره ای صورت بگیرد. در اکثر موارد ماگما پس از تشکیل و صعود به سمت بالا در بخش هایی از پوسته که می تواند برای خود جا باز کند متوقف می شود که این محل زون سوم سیستم ولکانو-ماگمایی موسوم به زون توقف و تفریق، موسوم به مخزن ماگمایی را تشکیل می دهد. در مخزن ماگمایی، ماگما بسته به مدت توقف تحولات مختلفی مانند فرایند های تفریق و FC و AFC و دیگر فرایندها را متحمل خواهد شد و باعث تغییر ترکیب ماگما اولیه می شود و هرچه قدر طول مدت توقف ماگما بیشتر باشد دامنه تغییرات فوق زیادتر خواهد بود. گاهی پیش می آید که بر اثر حرکات تکتونیکی و پرشدگی مخزن ماگمایی، ماگما جابه جا می شود یعنی قسمت اعظم و یا قسمت کمی از آن بخش های بالاتر و نزدیکتر سطح زمین حرکت کرده و در مخزن ماگمایی دوم تحولات جداگانه ای را طی خواهد کرد. مخازن ماگمایی نه تنها مخازن نگهداشت موقتی برای ماگماها در زیر آتشفشان ها هستند همچنین مکان نهایی برای تبلور بسیاری از ماگماها، جایی که آنها به صورت