



عنوان:

یترولوژی، ژئوشیی ویتروژنرکنید پی آ داکیتی شال باشتین، سنروار



خدیحه حمثیدی

اسآدرابها:

د کتر حبب اله قاسی

اسآد مثاور:

دكتر محمود صادقيان

رساله دكترى جهت اخذ دجه دكترى

مرداد۱۳۹۴

شماره : ۱۱۷ <mark>۰۱ ۱۱۷</mark> تاریخ : ۱۲ <mark>۰٫۲۴ ۹۴</mark> ویرایش :	باسمه تعالی دفاع از رساله دکتری (Ph.D)	اً <i>باً ہو:</i> یلات تکمیلی صورت جلسه مارہ ۱۱	دانله مديريت تعص فرم ش
تری رشته زمین سال ۹۰–۸۹ در فنبدهای آداکیتی : <i>مالی</i>	.یجه جمشیدی دانشجوی دک ۲۰۹۱۷۸۶۵ ورودی مهر ماه پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گ نمره ۵۰۰٬۰۰۰٬۰۰۰ به درجه	گواهی می شود خانم خد بِلوژی به شماره دانشجوی <u>ی</u> ۹۰ از رساله خود با عنوان: بن، سبزوٌار، دفاع و با اخذ	بدینوسیله شناسی/پترو تاریخ ۴/۵/۸ شمال باشتر نائل گردید.
۱۸/۹۹ – ۱۷ 🗌 فاع مجدد دارد 🗌	ب) درجه بسیار خوب:  نمره د) غیر قابل فبول و نیاز به د	عالی: نمره ۲۰–۱۹ ک نوب: نمره۱۶/۹۹–۱۵ 🗆	الف) درجه : ج) درجه خ

	امضاء	مرتبه علمی	نام و نام خانوادگی	هیئت داوران	رديف
5	1 DX	استاد	حبيب اله قاسمي	دكتر	١
_		دانشيار	محمود صادقيان	دكتر	٢
11	Millin .	دانشيار	قاسم قرباني	دكتر	٣
	-	دانشيار	سيد مسعود همام	دكتر	۴
	SP	استاديار -	مریم شیبی	دكتر	۵
(	V	كالتشيكر	عزيزاله طاهرى	دكتر	۶

مدیر محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه:

ه) رساله نیاز به اصلاحات دارد

ضمن تأیید مراتب فوق مقرر فرمائید اقدامات لازم بعمل آید. رئیس دانشکده و رئیس هیأت داوران: تاریخ و امضاء:

«بسم الله الذي بوكجل شي عليم» خداوند بزرگ راساس می کویم که دروازه ی علم و حکمتش را بربنده ی کوچکش اندگی کشود و از بیکران علمش قطره ای نصیبم ساخت تااین لطف و مرحمت، در قالب این دیباجه مهما کردد. در این راه دور، اسادی اساتید و معلمی معلانی بس بزرگوار، تهچون چراغی فروزان، روشگر راه من بود که ماشفقت و تدسیر، مراحون کودکی نوما، قدم به قدم پیش برده وراه نماینده اند ، بیچ حرف و کلمه ای امداره و مقدار آن را ندارد تابه رسم سایس من به ایشان تقدیم شود. به بمين الفاظ امدك و كوچك اكتفا مى كنم تا نامى از ايثيان در ابتدا برده باشم و ساسى تقديمثان؛ كه "من لِم يشكر المخلوق، لِم . بیگر انحالق». با تام احترام وادب نام می برم از اسادار حمند "جناب آقای دکتر حبیب اله قاسمی "که در تام این مدت و در قدم به قدم این راه، در حقّم پدری کرده و حق اسادی رابر من تام، هر چند حق ساکردی رابجانیاوردم . یاد می کنم از اساد محترم "آقای د کتر محمود صادقیان "که مرا از تجارب ارز شمند نبود بی نصیب نکذاردند. برای بهت ساسکزارم از دو اسطوره صبرو تکنیایی "مدر ومادر عزیزم "وبه بهان امدازه از بمسر مهربانم "جناب آقای دکتر صادق کریم یویی "که اکر نبودیاری بی دریغشان، قامت ناتوان من در رار سختی او مرارت ای این راه استوار نمی ماند. ساً سکزارم از زحات خالصانه اساتید و کارمندان محترم دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود به خصوص "جناب آقای دکتر مهدی رضایی و "سرکار خانم مهندس فارسی" . "حاصل تحقيق ميش رو، شامد جسران كوشه اي از زحاتشان "

دانشجو تأیید می نماید که مطالب مندرج در این رساله نتیجه تحقیقات خودش می باشد و در صورت استفاده از نتایج دیگران مرجع آن را ذکر نموده است.

کلیه حقوق مادی مترتب از نتایج مطالعات، آزمایشات و نوآوری ناشی از تحقیق موضوع این رساله متعلق به دانشگاه شاهرود می باشد.

مرداد ۱۳۹۴

سنگهای آذرین پساافیولیتی با طیف ترکیبی آندزیت/تراکی آندزیت، تراکی داسیت/داسیت و ريوليت/ريوداسيت به شكل گنبد، استوک و دايک و به صورت گسترده، مجموعه افيوليتی سبزوار (کرتاسه بالایی \_ پالئوسن) را قطع کردهاند. کانیهای اصلی سازنده این سنگها را پلاژیوکلاز و آمفیبول تشکیل می-دهند. این سنگها، بافتهای متنوع فلسیتی پورفیری، میکرولیتی پورفیری، غربالی، جریانی و گلومروپورفیری را نشان میدهند. شیمی آمفیبولهای کلسیک از هاستینگزیت منیزیمدار و چرماکیت در ترکیبات آندزیتی/تراکیآندزیتی تا هورنبلند منیزیمدار در ترکیبات داسیتی متغیر است. همه آمفیبولها حاوی مقادیر پائین #H₂Omelt) و در تعادل با میزان H₂Omelt بین ۴/۲ تا ۱۰/۳ (۵/۰±) درصد وزنی هستند که با محدوده این مقادیر در ماگماهای کالکوآلکالن اولیه آبدار سازگار است. ترکیب پلاژیوکلازها نیز بین An<sub>70</sub> تا An<sub>8</sub> تغيير مي كند. مطالعات ژئوشيميايي نشانگر سرشت كالكوآلكالن و متاآلومين تا پرآلومين اين سنگها به عنوان شاخص کمانهای اتشفشانی است. غنی شدگی از LILE و LREE و تهیشدگی از HREE در نمودارهای به هنجار شده به ترکیب گوشته اولیه و کندریت قابل مشاهده است. این ویژگیها به همراه مقادیر بالای Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ،Na<sub>2</sub>O، تمرکز بالای Sr، نسبت بالای Sr/Y و تهی شدگی از HREE و Y به همراه نسبت پائین K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O و تهی شدگی از HFSE در نمونهها با محدوده مقادیر این عناصر در ماگماهای آداکیتی پرسیلیس (HSA) مطابقت دارد. سن جایگزینی این سنگها در زون افیولیتی سبزوار از طریق سن سنجی U-Pb به روش SHRIMP II بر روی کانی زیرکن، حدود ۴۵ میلیون سال به دست آمده است. براساس مطالعات دما- فشارسنجي أمفيبول، دما- فشارسنجي يلاژيوكلاز- مذاب و فشارسنجي كلينويير وكسن- مذاب، بلورهای پلاژیوکلاز غالباً در فشارهای ۳۵۰ MPa (۴۶۸–۱۳۰) متبلور شدهاند، در حالی که، بلورهای آمفیبولها دو سطح تبلور یکی در فشارهای کم (۳۰۰MPa~) و دیگری در فشارهای بالاتر (۲۰۰MPa) را نشان میدهند که با فشارهای محاسبه شده برای تبلور کلینوپیروکسن (۷۳۰MPa–۵۵۰) مطابقت دارد. حضور آمفیبول به همراه کلینوپیروکسن بدون حضور فنوکریست پلاژیوکلاز در یک نمونه دایک آندزیتی Mg دار با تفریق آمفیبول از ماگماهای آبدار در سطوح تبلور عمیق مطابقت دارد. این امر میتواند بیانگر یک فرایند مهم در تشدید ویژگیهای آداکیتی سنگهای تحول یافتهتر مورد مطالعه (داسیت و ریولیت) در اعماق باشد. امّا نتايج فشارسنجی به همراه شواهد عدم تعادل مانند منطقه بندی نوسانی در پلاژيوكلاز و بافت غربالی با حاشیههای غنی از An در نمونههای تحول یافتهتر نشان میدهند که تفریق نهایی ماگما در یک سیستم ماگمایی باز در سطوح پوسته بالایی رخ داده است. سنگهای پساافیولیتی زون سبزوار حاوی مقادیر نسبت-های ایزوتوپی اولیه <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (۷۰۳۷۹۰ تا ۰/۷۰۴۷۵۸)، و (۵ Ma) (۲۶ ۲/۲۶+ تا ۶/۵۴+) مشابه با این مقادیر در ترکیبات MORB هستند و با ویژگیهای ایزوتوپی ترکیبات آداکیتی حاصل از ذوب ورقههای اقيانوسی فرورانده شده سنوزوئیک مطابقت دارند. نتايج نشان ميدهند که ماگماي اوليه سازنده سنگهاي آداکیتی زون سبزوار از ذوب بخشی یک منبع گارنت آمفبیولیتی یا اکلوژیتی حاصل از دگرگونی لیتوسفر اقیانوسی فرورانده شده سبزوار در ائوسن آغازین حاصل شده است.

چکیدہ

**واژههای کلیدی:** سنگهای آذرین، پترولوژی، آداکیت، پساافیولیتی، باشتین، سبزوار.

ليست مقالات استخراج شده از اين پايان نامه عبارتند از:

الف) مقالات ISI و علمي ــ پژوهشي:

1- Jamshidi K., Ghasemi H., Troll V.R., Sadeghian M. and Dahren B. (2015) Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, northeast Iran. Solid Earth, 6, 49-72.

۲ **جمشیدی خ**، قاسمی ح، صادقیان م. (۱۳۹۳) سنگ شناسی و زمینشیمی سنگهای آداکیتی پرسیلیس پساافیولیتی سبزوار، **مجله پترولوژی**، سال پنجم، شماره هفدهم، صفحه ۵۱–۶۸.

۳ - جمشیدی خ.، قاسمی ح. (۱۳۹۴) سن سنجی U-Pb و تعیین ترکیب محل منشأ گنبدهای آداکیتی پساافیولیتی سبزوار، مجله پترولوژی (پذیرش شده و در نوبت چاپ).

ب) مقالات كنفرانسى داخل و خارج:

1- Jamshidi K., Ghasemi H. and Sadeghian M. (2013) Post Eocene adakite-like magmatism in Sabzevar ophiolitic zone, NE of Iran. 5th International Scientific Conference of young scientists and students, Baku, Azerbaijan.

۲ جمشیدی، خ.، قاسمی،ح. (۱۳۹۲) کاربرد شیمی بیوتیت در تعیین ماهیت ماگمای سازنده سنگهای آذرین پساافیولیتی جنوب جغتای (شمال سبزوار)، **اولین همایش زمین شیمی،** دانشگاه دامغان.

۳\_ جمشیدی خ.، قاسمی ح. (۱۳۹۲) منطقه بندی ترکیبی فلدسپار در سنگهای آذرین پساافیولیتی شمال سبزوار: شواهد ژئوشیمیایی عدم تعادل ماگمایی، هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی تهران.

۴ـ جمشیدی خ.، قاسمی ح. (۱۳۹۳) کاربرد شیمی آمفیبول در بازسازی شرایط تبلور و ذخیره ماگمایی سنگ های آذرین پساافیولیتی زون سبزوار، بیست و دومین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه شیراز.

# فهرست مطالب

فصل اول: كليات و سوابق تحقيق

۲.	۱ – ۱ – مقدمه
۵	۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه
۷	۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی
۹	۱-۴- زمین ریخت شناسی
١٠	۱-۵- ضرورت انجام تحقيق
١٢	۱-۶- مروری بر مطالعات پیشین
١۶.	۱–۷– اهداف مطالعه
۱۷	١-٨- روش انجام تحقيق

## فصل دوم: زمین شناسی عمومی

۲-۱- مقدمه
۲_۲_ زمین شناسی عمومی زون سبزوار
۲_۳_ زمین شناسی بخش جنوبی و شمالی مورد مطالعه از زون افیولیتی
۲-۳-۲ واحد أهكي كرتاسه بالايي
۲_۳_۱ مجموعه افیولیتی سبزوار
۲_۳_۲ مجموعه آتشفشانی _ رسوبی ائوسن
۲_۳_۴ واحد تخریبی _ مارنی الیگوسن
۲_۵_۲ توالی مارن میوسن۴۱
۲_۳_۶ سنگهای آذرین نیمه عمیق پساافیولیتی۴۱
۲_۳_۲ واحد کنگلومرای پلیوسن۴۸
۲_۳_۸ واحد کنگلومرای پلیوکواترنر۴۸
۲_۳_۹ واحدهای سنگی کواترنر۴۹
۲_۴_ مروری بر زمین شناسی اقتصادی منطقه مورد مطالعه ۵۰

# فصل سوم: مطالعات پتروگرافی

۵١	۲–۱– مقدمه
۵۵	۳_۲_ ترکیبات آندزیت/تراکی آندزیت
۶١	۳_۳_ واحدهای تراکی داسیتی/ داسیتی
99	۳۲_۴ واحدهای ریولیتی/ریوداسیتی

## فصل چهارم: شیمی کانیها و مطالعات دما – فشارسنجی

# فصل پنجم: ژئوشیمی سنگ کل

۱ مقدمه	۵–
۲- منابع بروز خطا در طی آمادهسازی و تجزیه شیمیایی نمونهها۲- منابع بروز خطا در طی آمادهسازی و تجزیه	۵–۵
۳- تصحیح دادههای حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی۳	'-Δ
-۱-۳- تصحيح مربوط به حذف مواد فرّار (L.O.I)	۵–
۲-۳- تصحیح نسبت Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO تصحیح نسبت	'-Δ
۴- ردهبندی و نامگذاری سنگهای پساافیولیتی سبزوار۴	<u>-</u> ۵
۱۱۰- ردەبندى نورماتيو	<u>-</u> ۵
۲-۴- ردهبندی شیمیایی	<u>-</u> ۵
۵- بررسی تغییر و تحولات سنگهای مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات	۵–۵
۵–۱– نمودارهای درصد وزنی اکسید ـ درصد SiO <sub>2</sub> ( نمودارهای هار کر)	۵–۵
۵-۲- نمودارهای درصد وزنی اکسید _ ضریب تفریق (.D.I)	۵–
۵-۳- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار در برابر SiO <sub>2</sub> و D.I	۵–۵

١٢٨	۵-۵-۴- نمودارهای تغییرات عناصر سازگار و ناسازگار
۱۳۲	۵-۵- ۵- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده (نمودارهای عنکبوتی)
۱۳۵	۵-۶- تعیین سری ماگمایی
۱۳۸	۵-۷- ماگماتیسم آداکیتی و خصوصیات سنگ شناسی آداکیتها
147	۵–۲–۲ – آداکیتهای سیلیس بالا (HSA)
۱۴۳	۵–۲–۲– آداکیتهای سیلیس پائین (LSA)

## فصل ششم: مطالعات سن سنجی

149	۲-۶ مقدمه
141	۲-۶- روش SHRIMP
۱۵۱	۶-۳- جدایش زیرکن از نمونههای سنگی میزبان
104	۶–۴– شرایط آزمایشگاهی انجام آنالیز
۱۵۵	۶-۵- زیرکن استاندارد
۱۵۶	۶-۶- سن سنجی U-Pb زیرکنهای جدا شده از نمونههای سنگی مورد مطالعه
184	-۷-۶ نتايج سنسنجي U-Pb

## فصل هفتم: پتروژنز

187	۱−۲ مقدمه
188	۲_۲_ایزوتوپهای Sr و Nd
۱۷۰	۲_۲_ محیط زمینساختی تشکیل سنگهای آذرین پساافیولیتی
۱۷۱	۷_۳_۱ تعیین محیط زمینساختی براساس شیمی سنگ کل
۱۷۳	۷_۳_۲ تعیین محیط زمین ساختی براساس شیمی کانیها
۱۷۷	۲_۴_ منشأ ماگمای آداکیتی
١٨١	۲_۴_۲ منشأ ماگماتیسم آداکیتی پساافیولیتی زون سبزوار
194	۲_۵_ ترکیب محل منبع ماگمای سازنده سنگهای پساافیولیتی زون سبزوار
۱۹۸	۲_۶_ نقش فرایندهای تحولی در خلال صعود ماگما
704	۷-۷- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگهای آداکیتی پساافیولیتی منطقه سبزوار
۲۱۳	۲-۸- ماگماتیسم آداکیتی در سایر نقاط ایران

# فصل هشتم: نتیجه گیری و پیشنهادات

۲۱۷.	 نه گیری	نتيج	- <b>۱</b> - ۸
۲۲۳	 هادات	پيشنم	-۲-۸

# فهرست جداول

فصل سوم

# فصل چهارم

جدول ۴-۱- ترکیب شیمیایی تعدادی از آمفیبولهای شاخص موجود در سنگهای پساافیولیتی۷۱
جدول ۴-۲- وضعیت یونهای مختلفی که مکانهای بلورشناسی A، B، A و OH را در واحد فرمول
جدول ۴-۳- ترکیب شیمیایی تعدادی از پلاژیوکلازهای انتخابی شاخص در سنگهای پساافیولیتی سبزوار۷۷
جدول ۴-۴- ترکیب شیمیایی شاخص برای چهار بلور کلینوپیروکسن در یک نمونه دایک آندزیتی۸۱
جدول ۴-۵- ترکیب شیمیایی تعدادی از بیوتیتهای انتخابی در دو نمونه سنگ پساافیولیتی
جدول ۴-۶- فرمولهای محاسباتی دما ـ فشار برای آمفیبولهای کلسیک سنگهای آذرین
جدول ۴-۲- مقادیر H <sub>2</sub> O <sub>melt</sub> ،P ،T و log( <b>f</b> O <sub>2</sub> ) برای انواع مختلف آمفیبول موجود در ترکیبات سنگی۹۵

# فصل پنجم

جدول ۵-۱- مشخصات جغرافیایی، محل برداشت و علائم اختصاری نمونههای سنگی انتخاب شده
جدول ۵-۲- مقادیر درصد وزنی اکسید عناصر اصلی، مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی
جدول ۵-۳- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای پسافیولیتی مورد مطالعه در بخـش شـمالی و جنـوبی زون
افیولیتی سبزوار با ویژگیهای ژئوشیمیایی ماگماتیسم آداکیتی
جدول ۵-۴- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتهـای پرسـیلیس و کـم سـیلیس معرفـی شـده توسـط مـارتین و
همکاران (۲۰۰۵) با میانگین نمونههای پساافیولیتی مورد مطالعه

## فصل ششم

149	اورانیوم (اشتایگر و یاگر، ۱۹۷۷)	ت تلاشی ایزوتوپهای طبیعی	جدول ۶–۱- نیمه عمر و ثاب
جهـت جـدايش زيـركن و	ی نمونههای سنگی انتخـاب شـده ·	ک شناسی و موقعیت جغرافیایے	جدول ۶-۲- مشخصات سناً
107			تعيين سن U-Pb
ی مورد نظر۱۵۷	زیرکن جدا شده از نمونههای سنگ	وتوپی U-Pb بر روی دانههای	جدول ۶-۳- نتايج آناليز ايز

# فصل هفتم

197	(Rb-Sr) و (Sm-Nd).	جدول ۷_۱_ نتایج آنالیزهای ایزوتوپی (
-----	--------------------	--------------------------------------

فهرست اشكال

	فصل اول
۶۱۳۸۲	شکل۱-۱- نقشه زونهای زمینشناسی ـ ساختاری ایران (آقانباتی،
λ	شکل۱-۲- مسیرهای دسترسی به منطقه مورد مطالعه

### فصل دوم

شکل ۲-۳- تصاویر ماهوارهای از رخنمون گنبدهای پساافیولیتی به رنگ سفید درون مجموعه افیولیتی	
شکل ۲-۳- تصاویر ماهواره ایی از رخنمون گنبدهای پساافیولیتی در هارز بورژیت سرپانتینیتی	نکل ۲-۲- تصاویر ماهوارهای از رخنمون گنبدهای پساافیولیتی به رنگ سفید درون مجموعه افیولیتی۲۵
شکل ۲-۴- تصویر ماهواره ایی رخنمون گنبد پساافیولیتی در روستای جلمبادان	نکل ۲-۳- تصاویر ماهوارهایی از رخنمون گنبدهای پساافیولیتی در هارزبورژیت سرپانتینیتی
شکل ۲–۵- تصاویر ماهوارهای از رخنمون گنبدهای پساافیولیتی در بخش شمالی زون افیولیتی	نکل ۲-۴- تصویر ماهوارهایی رخنمون گنبد پساافیولیتی در روستای جلمبادان
شکل ۲-۶- ایستگاههای برداشت و نمونهبرداری میدانی (دوایر زرد رنگ) در نقشه زمین شناسی	نکل ۲-۵- تصاویر ماهوارهای از رخنمون گنبدهای پساافیولیتی در بخش شمالی زون افیولیتی۲۸
شکل ۲–۷- نقشه زمین شناسی ساده شده از زون سبزوار به همراه تفکیک واحدهای مختلف زمین شناسی منطقه ۲۰ شکل ۲–۹- دو تصویر صحرایی از رخنمون آهک ضخیم لایه کرتاسه بالایی در جاده شفیع آباد به الله آباد شکل ۲–۱۰- تصاویر صحرایی از (الف) گدازههای بازالتی بالشی وابسته به مجموعه افیولیتی در جنوب باغهای جغتای شکل ۲–۱۱- تصاویر صحرایی از (الف) گدازههای بازالتی بالشی وابسته به مجموعه افیولیتی در جنوب باغهای جغتای (ب) بالشهای بازالتی با ابعاد متغیر ۱۵/۵ تا ۱متر و (چ) و (د) آهک پلاژیک قرمز رنگ	نکل ۲_2 ایستگاههای برداشت و نمونهبرداری میدانی (دوایر زرد رنگ) در نقشه زمین شناسی۲۹
شکل ۲-۸- دو تصویر صحرایی از رخنمون آهک ضخیم لایه کرتاسه بالایی در جاده شفیع آباد به الله آباد	نکل ۲-۷- نقشه زمین شناسی ساده شده از زون سبزوار به همراه تفکیک واحدهای مختلف زمین شناسی منطقه ۳۰
شکل ۲-۹- تصاویر صحرایی از مجموعه افیولیتی سبزوار	شکل ۲–۸- دو تصویر صحرایی از رخنمون آهک ضخیم لایه کرتاسه بالایی در جاده شفیع آباد به الله آباد۳۱
شکل ۲-۱۰- تصاویر صحرایی از (الف) گدازههای بازالتی بالشی وابسته به مجموعه افیولیتی در جنوب باغهای جغتای (ب) بالشهای بازالتی با ابعاد متغیر ۱۵، تا ۱متر و (ج) و (د) آهک پلاژیک قرمز رنگ شکل ۲-۱۱- تصاویر صحرایی از توالی آتشفشانی ـ رسوبی ائوسن	ئىكل ۲-۹- تصاوير صحرايى از مجموعه افيوليتى سبزوار
(ب) بالشهای بازالتی با ابعاد متغیر ۵/۰ تا ۱متر و (ج) و (د) آهک پلاژیک قرمز رنگ	نکل ۲-۱۰- تصاویر صحرایی از (الف) گدازههای بازالتی بالشی وابسته به مجموعه افیولیتی در جنوب باغهای جغتای،
شکل ۲–۱۱- تصاویر صحرایی از توالی آتشفشانی ـ رسوبی ائوسن	ب) بالشهای بازالتی با ابعاد متغیر ۵/۵ تا ۱متر و (ج) و (د) آهک پلاژیک قرمز رنگ۳۵
شکل ۲-۱۲- تصاویر صحرایی از توالی تخریبی - مارنی الیگوسن در زون سبزوار	نکل ۲–۱۱- تصاویر صحرایی از توالی آتشفشانی ـ رسوبی ائوسن ۳۸
شکل ۲–۱۳– تصاویر صحرایی از رخنمون توالی مارنی میوسن در منطقه مورد مطالعه	نکل ۲-۱۲- تصاویر صحرایی از توالی تخریبی - مارنی الیگوسن در زون سبزوار
شکل ۲–۱۴– تصاویر صحرایی از رخنمون سنگهای پساافیولیتی در بخش جنوبی زون افیولیتی سبزوار شکل ۲–۱۵– تصاویر صحرایی از سنگهای پساافیولیتی در بخش جنوبی زون افیولیتی	نکل ۲–۱۳– تصاویر صحرایی از رخنمون توالی مارنی میوسن در منطقه مورد مطالعه۴۱
شکل ۲–۱۵– تصاویر صحرایی از سنگهای پساافیولیتی در بخش جنوبی زون افیولیتی	نکل ۲-۱۴- تصاویر صحرایی از رخنمون سنگهای پساافیولیتی در بخش جنوبی زون افیولیتی سبزوار۴۳
شکل ۲-۱۶- تصاویر صحرایی از سنگهای نیمه عمیق پساافیولیتی در بخش شمالی مورد مطالعه شکل ۲-۱۷- تصاویری از سنگهای پساافیولیتی مورد مطالعه با بافت و ترکیب متنوع در مقیاس نمونه دستی شکل ۲-۱۸- تصاویر صحرایی از رخداد کنگلومرای پلیوسن و ارتباط آن با واحدهای دیگر شکل ۲-۱۹- تصاویر صحرایی از کنگلومرای پلیوکواترنر و واحدهای کواترنری در منطقه مورد مطالعه	نکل ۲-۱۵- تصاویر صحرایی از سنگهای پساافیولیتی در بخش جنوبی زون افیولیتی۴۴
شکل ۲-۱۷- تصاویری از سنگهای پساافیولیتی مورد مطالعه با بافت و ترکیب متنوع در مقیاس نمونه دستی۲۷ شکل ۲-۱۸- تصاویر صحرایی از رخداد کنگلومرای پلیوسن و ارتباط آن با واحدهای دیگر شکل ۲-۱۹- تصاویر صحرایی از کنگلومرای پلیوکواترنر و واحدهای کواترنری در منطقه مورد مطالعه	نکل ۲-۱۶- تصاویر صحرایی از سنگهای نیمه عمیق پساافیولیتی در بخش شمالی مورد مطالعه۴۶
شکل ۲-۱۸- تصاویر صحرایی از رخداد کنگلومرای پلیوسن و ارتباط آن با واحدهای دیگر شکل ۲-۱۹- تصاویر صحرایی از کنگلومرای پلیوکواترنر و واحدهای کواترنری در منطقه مورد مطالعه	نکل ۲-۱۷- تصاویری از سنگهای پساافیولیتی مورد مطالعه با بافت و ترکیب متنوع در مقیاس نمونه دستی۴۷
شکل ۲-۱۹- تصاویر صحرایی از کنگلومرای پلیوکواترنر و واحدهای کواترنری در منطقه مورد مطالعه	نکل ۲-۱۸- تصاویر صحرایی از رخداد کنگلومرای پلیوسن و ارتباط آن با واحدهای دیگر۴۹
	نکل ۲-۱۹- تصاویر صحرایی از کنگلومرای پلیوکواترنر و واحدهای کواترنری در منطقه مورد مطالعه
شکار ۲-۲۰- تصاویری از پتانسیا های اقتصادی و فعالیتهای معدنی در زون افیولیتی سیزوار سیسیسیسیسی	نکل ۲-۲۰- تصاویری از پتانسیلهای اقتصادی و فعالیتهای معدنی در زون افیولیتی سبزوار

## فصل سوم

۵۸	ر میکروسکوپی از مقاطع آندزیتی (نور xpl) .	شکل ۳-۱- تصاویر
۵۹	ر میکروسکوپی از مقاطع تراکی آندزیتی	شکل ۳-۲- تصاویر
ی (با ترکیب غالب آمفیبول) و سنگ میزبان۶۱	ر میکروسکوپی از محل تماس لختههای بلوری	شکل ۳-۳- تصاویر

۶۳	شکل ۳–۴– تصاویر میکروسکوپی از ترکیبات داسیتی/ تراکی داسیتی
۶۵	شکل ۳- ۵- تصاویر میکروسکوپی از گروه سنگی داسیت/تراکب داسیت
۶۷	شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع ریولیتی/ریوداسیتی

# فصل چهارم

شکل ۴-۱- نمودارهای تعیین سری آمفیبول از لیک و همکاران (۱۹۷۱)
شکل ۴-۲- نمودارهای طبقه بندی و نامگذاری آمفیبول براساس ترکیب عناصر اصلی
شکل ۴-۳- موقعیت ترکیبی تمامی آمفیبولهای موجود در سنگهای پساافیولیتی سـبزوار در (الـف) نمـودار <sup>۱</sup> ۸۱ در
مقابل <sup>IV</sup> A1 در واحد فرمولی و (ب) نمودار <sup>N</sup> a+K)در برابر Si در واحد فرمول
شکل ۴_۴ الف) تصویر BSE از آمفیبول با منطقه بندی نوسانی که به صورت زونهایی با رنگهای تیره و روشـن قابـل
مشاهده است. ب و ج) تغییرات عناصر اصلی در واحد فرمولی در فنوکریست آمفیبول
شکل ۴_۵۔ ترکیب شیمیایی تمام پلاژیوکلازهای انتخابی آنالیز شده (۲۱۲ نقطه)
شکل ۴_۶_ تصاویر BSE از دو فنوکریست پلاژیوکلاز انتخابی
شکل ۴_۷_ موقعیت ترکیبی چهار بلور کلینوپیروکسن انتخابی در یک نمونه آندزیت منیزمدار۸۱
شکل ۴_۸_ نمودار نامگذاری کانی بیوتیت از اسپیر (۱۹۸۱) و موقعیت بیوتیتهای انتخابی
شکل ۴-۹- نمودارهای سری ماگمایی براساس ترکیب شیمیایی کانیهای آمفیبول و کلینوپیروکسن انتخابی۸۶
شکل ۴_۱۰_ تخمین شرایط P-T برای آمفیبولهای کلسیک انتخابی
شکل ۴_۱۱_ نمودارهای الف) Log (fO <sub>2</sub> ) – T و ب) T- H <sub>2</sub> O <sub>melt</sub> برای آمفیبولهای انتخابی
شکل ۴_۱۲_ آزمون تعادل برای پلاژیوکلاز و چهار مذاب فرضی۹۷
شکل ۴_۱۳_ نتایج به دست آمده از دما _ فشارسنجی پلاژیوکلاز _ مذاب
شکل ۴-۱۴- الف- آزمون تعادل کانی ـ مذاب با استفاده از [Kd[Fe-Mg بین کلینوپیروکسن و مذاب آندزیتی۹۸
شکل ۴_۱۵_ فشار محاسبه شده برای کلینوپیروکسنهای انتخابی در سنگهای پساافیولیتی سبزوار
شکل ۴-۱۶- تصویر شماتیک از سیستم أشیانه ماگمایی برای سنگهای نیمه عمیق پساافیولیتی

# فصل پنجم

شکل ۵-۱- نمودار درصدهای وزنی SiO <sub>2</sub> -(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) (لومتر، ۱۹۷۶)
شکل ۵-۲- موقعیت سنگهای پساافیولیتی موجود در بخـشهـای شـمالی و جنـوبی زون افیـولیتی سـبزوار براسـاس
ترکیب نورماتیو و پارامترهای 🗆 Q و ANOR در نمودار رده بندی اشترکایزن و لومتر (۱۹۷۹)
شکل ۵-۳- نمودار مجموع درصد وزنی Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O در مقابل درصد وزنی SiO <sub>2</sub> سنگ کل
شکل ۵-۴- نمودار Zr/TiO <sub>2</sub> در مقابل SiO <sub>2</sub> (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)
شکل ۵–۵- نمودارهای تغییرات درصد اکسید ـ درصد SiO <sub>2</sub> (هارکر، ۱۹۰۹) برای نمونههای پساافیولیتی
شکل ۵-۶- نمودارهای تغییرات درصد اکسید ـ درصد SiO <sub>2</sub> (هارکر، ۱۹۰۹) برای نمونههای پساافیولیتی

شکل ۵-۷- نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق (D.I)
شکل ۵−۸- نمودارهای عناصر کمیاب Co،Rb،Ba،Sr و V در برابر SiO <sub>2</sub> و ضریب تفریق (D.I) برای۲۷
شکل ۵-۹- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار _ ناسازگار برای نمونههای پساافیولیتی زون سبزوار۹
شکل ۵-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار _ ناسازگار و نسبتهای آنها مقابل هم
شکل ۱۵–۱۱- نمودار تغییرات نسبتهای K2O/Na2O در مقابل Rb/Zr۲
شکل ۵-۱۲- الف) و ب) نمودارهای چند عنصری بهنجار شده۴
شکل ۵–۱۳- نمودارهای تعیین سری ماگمایی برای سنگهای آذرین پساافیولیتی زون سبزوار۳
شکل ۵–۱۴– نمودار Sr/Y در مقابل Y برای تعیین ماهیت سنگهای پساافیولیتی زون سبزوار
شکل ۵–۱۵- نمودارهای مقایسه آداکیتهای پرسیلیس (HSA) و آداکیتهای کم سیلیس (LSA)۴

فصل ششم	
شکل ۶–۱- تصویری از اجزای مختلف دستگاه SHRIMPH II در مرکز SHRIMP	
شکل ۶-۲- موقعیت جغرافیایی نمونههای انتخابی جهت جداسازی زیرکن بر روی نقشه زمین شناسی۱۵۲	
شکل ۶-۳- تصاویر CL تهیه شده از زیرکن استاندارد TEMORA	
شکل ۶-۴- تصاویر CL از دانههای زیرکن جدا شده از تعدادی از نمونههای سنگی هدف	
شکل ۶-۵- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس دادههای حاصل از آنالیزهای ایزوتـوپی بـه روش	
SHRIMP برای نمونههای ریولیتی موجود در بخش جنوبی افیولیت سبزوار	
شکل ۶-۶- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس دادههای حاصل از آنالیزهای ایزوتـوپی بـه روش	
SHRIMP برای نمونههای سنگی آذرین پساافیولیتی بخش شمالی زون افیولیتی سبزوار	

# فصل هفتم

شکل ۲_۱_ نمودارهای تمایز تکتوماگمایی از پیرس و همکاران (۱۹۸۴) برای سنگهای آذرین نیمه عمیق مورد
مطالعه، (الف) نمودار Nb در برابر Y و (ب) نمودار Ta در برابر Yb
شکل ۷_۲_ نمودارهای تمایز تکتوماگمایی از پیرس و همکاران (۱۹۸۴) بـرای سـنگهای آذریـن نیمـه عمیـق مـورد
مطالعه، (الف) نمودار Rb در برابر (Ta+Yb) و (ب) نمودار Rb در برابر (Y+Nb)
شکل ۷-۳ نمودارهای تعیین سری ماگمایی براساس ترکیب شیمی بیوتیت از عبدالرحمان
شکل ۲-۴- نمودار تغییرات مولفه F1 و F2 برای کلینوپیروکسنهای گدازههای بازالتی ماگماهای مختلف بـا اسـتفاده از
نسبت پیرس (۱۹۷۷)
شکل ۷_۵_ نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی و کمیاب در مقابل درصد وزنی SiO <sub>2</sub>
شکل ۲-۶۔ نمودارهای تعیین منشأ ماگماهای آداکیتی بر اساس تغییرات اکسید عناصر اصلی
شکل ۷_۷_ موقعیت قرارگیری نمونههای پساافیولیتی زون سبزوار بر روی نمودارهای تعیین منشأ
شکل ۲_۸_ نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در تعیین منشأ ماگمایی

شکل ۷-۹- نسبت <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr اولیه در برابر مقادیر (۴۸ Ma) N۳ برای ۱۳ نمونه انتخابی
شکل ۷-۱۰_ نمودار تغییرات نسبت <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr در مقابل Rb (دروموند و همکاران، ۱۹۹۶)
شکل ۲-۱۱_ نمودار تغییرات نسبتهای Nb/Ta در برابر Zr/Sm (کاندی، ۲۰۰۵)
شکل ۲-۱۲- نمودار تغییرات Th/Yb در برابر Th/Sm برای سنگهای آداکیتی پساافیولیتی زون سبزوار ۱۹۷
شکل ۲-۱۳- نمودارهای تغییرات نسبتهای (الف) Sr/Y، (ب) Zr/Sm و (ج) Gd/Yb در مقابل SiO <sub>2</sub> . (د) نمودار
تغییرات CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> در برابر FeO <sub>T</sub> /MgO برای نمونههای پساافیولیتی
شکل ۲-۱۴- نمودارهای تغییرات نسبتهای (الف) Sr/Y و (ب) [La/Yb] در برابر *Eu/Eu
شکل ۷_۱۵_ نمودارهای لگاریتمی تغییرات (الف) نسبت Rb/Sr در برابـر Sr، (ب) Ba در مقابـل Rb، (ج) نسـبت Sr در
مقابل Ba، (د) Rb در مقابل Sr و (ه) Rb/Sr در مقابل Sr/Ba برای بررسی نقش فرایند تبلور تفریقی
شکل ۲-۱۶- (الف)، (ب) و (ج) نمودارهای تغییرات درصد وزنـی MgO، SiO <sub>2</sub> ، MgO و نسـبت Rb/Sr در برابـر <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr ، (د)
نمودار تغییرات SiO <sub>2</sub> در مقابل (ENd (t=۴۵ Ma برای نشان دادن نقش تبلور تفریقی
شکل ۷-۱۷- نقشههای رخدادهای زمینساختی - ماگمایی موثر بر صفحه اوراسیا و ایران مرکزی
شکل ۷-۱۸- طرح کلی شروع تقریباً همزمان بازشدگیهای پشت کمان سبزوار، نائین – بافت، سیستان و جنوب
کاسپین در مقیاس منطقهای در صفحه بالایی (اوراسیا)
شکل ۷-۱۹- الگوی تحولات زمینساختی - ماگمایی زون ساختاری سبزوار در طول مراحل فرورانش نئوتتیس (بـدون
مقياس) در زمان پالئوسن ـ ائوسن

فصل اول

كليات وسوابق تحقيق

۱–۱ مقدمه

سرزمین ایران به دلیل قرار گرفتن در کمربند چین خورده آلپ – هیمالیا و ناحیه فشارشی ناشی از همگرایی دو ورقه عربی و اوراسیایی، همواره شاهد تحولات گوناگونی بوده که هر یک به نوعی در سرنوشت زمین شناسی آن تأثیرگذار بودهاند. همگرایی این دو ورقه، سبب دگرریختی ناحیهای پوسته قارهای شده است و این ناحیه را به یکی از بزرگترین نواحی دگرشکل یافته ناشی از همگرایی و در زمین مبدل ساخته است (آلن<sup>۱</sup>، ۲۰۰۴). رخدادهای ماگمایی سنوزوئیک مرتبط با این همگرایی و بسته شدن نئوتتیس در ترسیم چهره امروزی ایران اهمیت به سزایی داشته اند. گسترش آتشفشان-های سنوزوئیک از شمال غرب تا جنوب شرق (زون ارومیه – دختر)، پیرامون خرده قاره ایران مرکزی، شمال و شمال شرق ایران (کمان آتشفشانی سبزوار) حکایت از عظمت این فعالیتها دارد. چنین حجم بالایی از سنگهای آتشفشانی، توجه بسیاری از زمین شناسان را به خود جلب کرده است. بر روی نقشه زونهای ساختاری ایران دو نوار آتشفشانی یکی در ایران مرکزی (کمان ماگمایی ارومیه – دختر) و دیگری در لبه شمالی ایران مرکزی – لبه جنوبی البرز دیده میشود. آنچه که اکنون مسلم به نظر میرسد، فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس عامل اصلی فعالیتهای سنوزوئیک در این

کمان ماگمایی ارومیه ـ دختر به صورت یک نوار آتشفشانی ـ نفوذی طویل و مرتبط با فرورانش نئوتتیس از غرب ترکیه تا جنوب شرق ایران امتداد دارد (تکین<sup>۲</sup>، ۱۹۷۲؛ بربریان<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۸۲). با شروع فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی و تشکیل نوار دگرگونی سنندج ـ سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه ـ دختر در مزوزوئیک، یک حوضه کششی در پشت کمان ماگمایی ارومیه ـ دختر تشکیل شد که با گسترش بیشتر به یک حوضه اقیانوسی کوچک با حضور پوسته اقیانوسی جوان داغ تبدیل گردید. این حوضه اقیانوسی را به عنوان شاخههای شرقی نئوتتیس شناختهاند (عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸؛ شفاعی مقدم و همکاران، ۲۰۰۹؛ روستی و همکاران، ۲۰۱۰؛ آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). همزمان با آخرین رویدادهای فرورانش و بسته شدن نئوتتیس در امتداد زاگرس، بعد از کرتاسه \_ ائوسن و در اثر همگرایی و جمع شدن پوسته ایران، این حوضههای کوچک اقیانوسی نیز شروع به بسته شدن کردند. در اثر فرارانده شدن قطعاتی از لیتوسفر اقیانوسی بر روی قاره در خلال بسته شدن این حوضهها، نوارهای افیولیتی ایران مرکزی نظیر افیولیتهای تربت حیدریه، فریمان و سبزوار تشکیل شدند (رضوی، ۱۳۹۰ برگرفته از عزیزی و جهانگیری، ۲۰۰۸). در واقع لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به صورت کمربند ناپیوسته افیولیتی پیرامون خرده قاره ایران مرکزی برونزد دارد (تکین، ۱۹۷۲). از نظر لنچ و همکاران (۱۹۸۰) هر کدام از این تودههای افیولیتی دارای ویژگیهای منحصر به فردی هستند. افیولیت سبزوار (کرتاسه بالایی ـ پالئوسن) در مقایسه با دو مورد اخیر، کاملترین توالی افیولیتی را نشان میدهد که در طول نوار شمالی خرده قاره ایران مرکزی قرار گرفته است (شجاعت و همکاران، ۲۰۰۳). زمین شناسی، سنگ شناسی و ژئوشیمی مجموعه افیولیتی سبزوار به وسیله محققین متعددی نظیر فورستر (۱۹۶۸)، صدرالديني (۱۹۷۴)، علوي تهراني (۱۹۷۶)، لنچ و همکاران (۱۹۷۷)، نقرهئيان (۱۹۸۲)، باروز و همکاران (۱۹۸۳)، قاضی (۱۹۹۷)، ادهمی (۱۳۷۶)، شجاعت و همکاران (۲۰۰۳)، رهگشای و همکاران (۲۰۰۴)، چنانی و همکاران (۱۳۶۹)، سودی شعار (۱۳۷۵)، ایزدیناه (۱۳۷۷)، امینی (۱۳۷۸)، شجاعت (۱۳۷۸)، شیرزادی (۱۳۷۸)، حمزهیور (۱۳۷۹)، بازوبندی (۱۳۷۹)، مصلحی (۱۳۸۳)، کهنسال و همکاران (۱۳۸۹)، اسماعیل زاده مقدم و همکاران (۱۳۹۰) و ... مورد بررسی قرار گرفته است. به دنبال آن، زون سبزوار با فعالیتهای آتشفشانی دراز مدت از ائوسن تا پایان پلیوسن همراه بوده است (لنچ و همکاران، ۱۹۷۷؛ اسپایس<sup>6</sup> و همکاران، ۱۹۸۳؛ شجاعت و همکاران، ۲۰۰۳؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹، ۱۳۹۰، ۱۳۹۲؛ صادقیان و همکاران، ۱۳۸۶؛ شبانیان و همکاران، ۲۰۱۲؛ جمشیدی و

1- Rossetti

- 2- Agard
- 3-lensch
- 4- Baroz
- 5- Spies

همکاران، ۱۳۹۳). اسپایس و همکاران (۱۹۸۳)، فرورانش با شیب به سوی شمال لیتوسفر اقیانوسی تتیس را عامل اصلی پیدایش نوار ماگمایی جزیره کمانی از ائوسن میانی به بعد در این ناحیه می-دانند. همزمان با ماگماتیسم گسترده ائوسن در بسیاری از نقاط ایران مانند زون ارومیه – دختر (عمرانی، ۲۰۰۸؛ آفتابی و عطاپور، ۲۰۰۹)، فعالیت ماگمایی ائوسن در این کمان ماگمایی به صورت گدازه آندزیتی، بازالتی و پیروکلاستیکهای وابسته رخ داده است. سنگهای آتشفشانی – رسوبی ائوسن مناطق وسیعی را در زون سبزوار میپوشانند و توسط آقانباتی (۱۳۴۹)، اسپایس و همکاران (۱۹۸۳)، بومان<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۸۳)، بهرودی و عمرانی (۱۹۹۹)، حسنی پاک (۱۳۷۷)، بغدادی موسوی (۱۳۸۸)، الهیاری (۱۳۸۹)، رضوی (۱۳۹۰) و قاسمی و همکاران (۱۳۹۲)، مورد بررسی قرار

از طرف دیگر، در زون سبزوار یک رخداد ماگمایی مجزا با ترکیب حدواسط تا اسیدی و به شکل گنبدهای مرتفع و دایک درون توالی افیولیتی کرتاسه – پالئوسن سبزوار رخنمون دارد. محققین مختلف (اسپایس و همکاران، ۱۹۸۳؛ بومان و همکاران، ۱۹۸۳، قاسمی و فتاحی، ۱۳۸۳؛ فارسی، ۱۳۸۶؛ صادقیان و قاسمی، ۱۳۸۶؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹، ۱۳۹۰؛ شبانیان و همکاران، ۲۰۱۲؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳) این فعالیتهای ماگمایی را ادامه فعالیتهای آتشفشانی – رسوبی ائوسن و فورانهای بازالتی الیگوسن معرفی کردهاند که با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی در ارتباط بوده و تا پایان پلیوسن ادامه یافته است. مشابه این فعالیتهای ماگمایی با ماهیت کالکوآلکالن و متاآلومین را میتوان در کمان ماگمایی ارومیه – دختر (امامی،۱۹۸۱؛ اینوسنتی<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۸۲؛ کازمین<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۸۶؛ معین وزیری و همکاران، ۱۹۹۱؛ عطاپور و آفتابی، ۲۰۰۷؛ پیرمحمدی علیشاه،

1- Bauman

2- Innocenti

3- Kazmin

مذکور، به شکل گنبدهای مجزا و دایک در واحدهای قدیمی تر یعنی مجموعه افیولیتی رخنمون دارند. از این پس، سنگهای آذرین مزبور تحت عنوان "سنگهای آذرین پساافیولیتی" نامیده می شوند.

در سالهای اخیر، بررسیهای ژئوشیمیایی سنگهای آذرین پساافیولیتی در ایران منجر به شناسایی و گزارش این واحدها به عنوان سنگهای آداکیتی مرتبط با فرورانش نئوتیس در برخی مناطق از نوار آتشفشانی ارومیه دختر، شرق و شمال ایران مرکزی (جهانگیری، ۲۰۰۷؛ عطاپور و آفتابی، ۲۰۰۷؛ عمرانی، ۲۰۰۸؛ آفتابی و عطاپور، ۲۰۰۹؛ صالحی نژاد، ۱۳۸۷؛ دهنوی، ۱۳۸۸؛ تنها، آفتابی از ۲۰۰۷؛ عمرانی، ۲۰۰۸؛ آفتابی و عطاپور، ۲۰۰۹؛ صالحی نژاد، ۱۳۸۷؛ دهنوی، ۱۳۸۸؛ تنها، ۱۹۹۸؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۷؛ دلاور، ۱۳۸۹) شده است. واژه آداکیت توسط دوفان<sup>۱</sup> و دروموند<sup>۲</sup> مارم) وارد فرهنگ زمین شناسی و سنگ شناسی جهان شده است. در ایران، ارجمند زاده و علیرضایی (۱۳۸۴) برای اولین بار از این واژه یرای تفسیر ویژگیهای ژئوشیمیایی مشاهده شده در یک استوک پورفیری در آذربایجان شرقی در کمربند آتشفشانی ـ نفوذی سهند ـ بزمان استفاده رخنمون دارند نیز به عنوان آداکیتهای پرسیلیس مرتبط با فرورانش اقیانوس نئوتتیس گزارش شده-رخنمون دارند نیز به عنوان آداکیتهای پرسیلیس مرتبط با فرورانش اقیانوس نئوتتیس گزارش شده-اند (صالحی نژاد، ۱۳۸۷). لیکن تعیین ماهیت دقیق سنگهای مورد نظر براساس دادههای ژئوشیمیایی بیشتر، پاسخ به منشأ احتمالی تشکیل این واحدهای سنگی ای موره ی به عنوان شهمچنین تعیین سن دقیق جایگزینی آنها در مجموعه افیولیتی مبنای انتخاب این تحقیق به عنوان رساله دکتری بوده است.

## ۱ـ۲ـ موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه

مطالعه پیش رو در گستره وسیعی از زون افیولیتی سبزوار از مختصات جغرافیایی <sup>۲</sup>۰<sup>° ۵</sup>۶۰ تا <sup>۲</sup>۰۲ <sup>۵</sup>۷۷ طول شرقی و <sup>۲</sup>۰۲ <sup>۲</sup>۳۶<sup>°</sup> ۳۸ تا <sup>۲</sup>۳۶<sup>°</sup> عرض شمالی صورت گرفته است. مناطق مورد مطالعه به عنوان بخشهای از چهار نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مجاور هم یعنی چهارگوشهای

1- Defant
2- Drummond

باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹)، داورزن (رادفر و کهنسال، ۱۳۸۱)، جغتای (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) و فرومد (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹) از لحاظ زمین شناسی بخشی از زون ایران مرکزی (آقانباتی، ۱۳۸۳) و به عبارت دقیقتر بخشی از زون افیولیتی سبزوار (علوی، ۱۹۹۱) به شمار میآیند (شکل ۱–۱).



شکل ۱-۱ نقشه زونهای زمینشناسی ـ ساختاری ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳)، منطقه مورد مطالعه در زون ایران مرکزی واقع شده است و با علامت مربع سفید بر روی نقشه مشخص شده است.

به دلیل پراکندگی سنگهای آذرین مورد هدف در نوار کمربند افیولیتی سبزوار، پیمایش میدانی و مطالعات صحرایی در دو بخش جنوبی و شمالی این کمربند صورت پذیرفت. در بخش جنوبی از منطقه مورد بررسی، گنبدهای مرتفع پساافیولیتی از روستای آبرود در چهارگوش جنوبی از منطقه مورد بررسی، گنبدهای مرتفع پساافیولیتی از روستای آبرود در چهارگوش ۱/۱۰۰۰۰۰ داورزن واقع در شمالغرب شهرستان داورزن تا روستای نوده صرصره در شمال شرق شهرستان سبزوار مورد پیمایش قرار گرفتند. در حدفاصل این دو روستا، سایر گنبدهای مرتفع رخاص این دو روستای آبرود در جهارگوش ۱/۱۰۰۰۰۰ داورزن واقع در شمال غرب شهرستان داورزن تا روستای نوده صرصره در شمال شرق شهرستان سبزوار مورد پیمایش قرار گرفتند. در حدفاصل این دو روستا، سایر گنبدهای مرتفع رخنمون یافته در زون افیولیتی سبزوار واقع در شمال روستاهای مهر، مقیسه و زردکوهی نیز بررسی شدند. تمامی این مناطق در چهارگوش ۱/۱۰۰۰۰ باشتین قابل مشاهده هستند. مناسبترین راه دسترسی به این مناطق، از طریق جاده آسفالته شاهرود – سبزوار میباشد. از طریق این جاده میتوان به همه روستاهای مذکور یعنی روستاهای نوده صرصره، زردکوهی، ساروق، کلاته سادات، مهر، آبرود، دسترسی به این مناطق میز وستاهای نوده صرصره، زردکوهی این براه می دسترسی به این مناطق در جهارگوش ۱/۱۰۰۰۰۰ باشتین قابل مشاهده هستند. مناسبترین راه دسترسی به این مناطق، از طریق جاده آسفالته شاهرود – سبزوار میباشد. از طریق این جاده میتوان به همه روستاهای مذکور یعنی روستاهای نوده صرصره، زردکوهی، ساروق، کلاته سادات، مهر، آبرود، بیزه، فرومد و مناطق جنوبی تر بخش باشتین یعنی روستاهای مقیسه و نامن دسترسی پیدا کرد.

با توجه به پراکندگی رخداد گنبدها و دایکهای پساافیولیتی مورد نظر در بخش شمالی منطقه مورد بررسی، پیمایش و عملیات صحرایی از طریق مسیرهای مختلف صورت پذیرفته است. دسترسی به سنگهای آذرین مزبور در جنوب باغات شهرستان جغتای در نزدیکی روستاهای حطیطه و زرقان و در شمال روستای جلمبادان (جنوب شرق جغتای) از طریق جاده اصلی آسفالته جغتای \_ سبزوار و چندین جاده فرعی روستایی امکانپذیر میباشد. در مسیر خاکی و کوهستانی روستای جاورتان (جنوب غرب جغتای) به روستای منیدر (شمال فرومد) نیز چندین گنبد و دایک پساافیولیتی درون مجموعه افیولیتی به چشم میخورند. مسیرهای دسترسی به نواحی مختلف رخداد سنگهای آذرین در شمال و جنوب زون افیولیتی از طریق جادههای مذکور در شکل (۱–۲) آمده است.

## ۱\_۳\_ آب و هوا و جغرافیای انسانی

مناطق جنوبی زون افیولیتی سبزوار که گنبدهای سفید رنگ پساافیولیتی مورد نظر در آن سر به فلک کشیدهاند، به دلیل نزدیکی و همجواری با کویر در تابستانها گرم و خشک و در زمستانها سرد هستند. تنها نواحی کوهستانی و مرتفع شمال منطقه از تابستانهای معتدل و زمستانهای سرد برخوردار هستند. فقدان راههای فرعی مناسب و کوهستانی بودن ناحیه مانع از دسترسی آسان به گنبدهای مورد نظر میشود، از این رو، بررسی واحدهای سنگ شناسی مورد نظر در پارهای مناطق مانند شمال روستای ساروق، نوده صرصره و کلاته سادات تنها با کوهنوردی و پیمایش صحرایی امکانپذیر است. میانگین بارش سالانه در این منطقه پائین و در حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ میلیمتر در سال است (رادفر و کهنسال، ۱۳۸۱).



شکل ۱-۲- مسیرهای دسترسی به منطقه مورد مطالعه. روستاهایی که جهت دسترسی به رخنمونهای گنبدهای نیمه عمیق مناسب میباشند با دوایر توپر سیاه رنگ مشخص شدهاند.

به طور کلی توزیع جمعیت در این ناحیه به کوهپایهها و دشتها محدود است. منابع تأمین کننده آب آشامیدنی در روستاها و مناطق کشاورزی از محل کاریزها، سدهای محلی، چاههای عمیق و نیمه عمیق و چشمهسارها است. پوشش گیاهی تنها به بوتهها و درختچههای کوتاه مقاوم در برابر خشکی محدود می شود. برخلاف کشاورزی که محدود به بخشهای مرکز و جنوبی تر ناحیه است، دامپروری و کار در معادن، سهم قابل توجهی از اشتغال مردمان این ناحیه را به خود اختصاص داده ورقه جغتای که گنبدها و دایکهای پساافیولیتی بخش شمالی زون افیولیتی سبزوار در آن رخنمون دارند به لحاظ آب و هوایی معتدل و خشک است. در بخشهای مرتفعتر، دمای هوا در تابستانها بیش از ۳۸ درجه بالای صفر و کمترین مقدار دما در زمستانها به ۱۰ درجه زیر صفر می-رسد. میزان بارندگی سالیانه در این ناحیه به حدود ۱۳۰ میلی متر می رسد. پوشش گیاهی در شمال منطقه بسیار کم است و در جنوب منطقه به صورت بوته، درختچه و درختان پراکنده دیده می شود. این ناحیه فاقد رودخانههای دائمی است و رودهای فصلی، کال شور در بخش شمالی و رودخانه جوین در مرکز محدوده جای دارند. با وجود آب و هوای معتدل، خشک و کم باران، دشت جوین یکی از حاصلخیزترین مناطق کشاورزی این ناحیه محسوب می شود و کشاورزی مهمترین منبع درآمد اهالی این دیار به شمار می رود. به دلیل فراوانی محصول چغندرقند، کارخانه قند جوین به عنوان یکی از کارخانههای بزرگ منطقه تأسیس شده و امکان اشتغال شماری از اهالی منطقه را فراهم ساخته است.

#### ۱\_۴\_ زمین ریخت شناسی

زمین ریخت بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه متأثر از فعالیتهای آتشفشانی و فعالیتهای زمین ساختی است. به طور کلی محدوده موردنظر مرتفع بوده و گنبدهای نیمه عمیق مورد مطالعه، بلندترین ارتفاعات منطقه را تشکیل میدهند. متوسط ارتفاع ناحیه در حدود ۱۸۰۰ متر بوده و اختلاف ارتفاع بین بلندترین و پستترین بخش منطقه به طور متوسط ۲۰۰۰ متر است. کوه گر در شمال غربی روستای بیزه و با ارتفاع ۲۷۰۸ متر، بلندترین نقطه منطقه میباشد و مخروط افکنههای کواترنر، رسوبات آبراههای و پهنههای رسی در بخشهای جنوبی، مناطق کم ارتفاع و پست را به خود اختصاص دادهاند. ناحیه به طور مشخص به دو بخش کوهستانی در شمال و دشت در مرکز و جنوب آن قابل تقسیم است. در نواحی کوهستانی در شمال برونزدهای مجموعه افیولیتی، سنگهای دشتهای کم ارتفاع جنوبی، انباشتههای مارنی نئوژن و نهشتههای جوان تظاهر یافتهاند. آبراهههای اصلی عموماً از روند شمالی \_ جنوبی تا شمال شرقی \_ جنوب غربی تبعیت میکنند.

زمین ریخت بخش شمالی مورد مطالعه (یعنی ورقه جغتای) از عوامل گوناگونی مانند تنوع ترکیب سنگ شناسی رخنمونها، ساخت و بافت سنگها، عوامل زمین ساختی و همچنین تفاوتهای آب و هوایی و نجوه گسترش فرسایش تأثیر پذیرفته است (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲ ). به لحاظ ژئومرفولوژی این ورقه به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم می شود. بخش شمالی از دو رشته کوه موازی هم پدید آمده است و ارتفاع بلندترین نقطه آن یعنی کوه حاجی کشته به ۱۴۵۰ متر می شد. دشت جغتای جداکننده بخش شمالی از جنوب این ورقه میباشد و رودخانه کال شور با ارتفاع ۱۰۲۳ متر از سطح دریا در مرکز آن جای دارد. در بخش جنوبی، کوه جغتای جداکننده جلگه حاصلخیز جوین در شمال و جلگه سبزوار در جنوب است. کوه جغتای با ارتفاع ۲۳۵۶ متر از سطح دریا مرتفع ترین نقطه این بخش است. با توجه به تنوع سنگی، نوع فرسایش و گسترش آن در بخش شمالی و جنوبی یکسان نیست. به طوری که در بخش شمالی با رخداد کنگلومرایی و مواد سست مارنی، نواحی پست و درههای پهن و به نسبت عریض ایجاد شده است و اختلاف ارتفاع بلندترین و پست ترین نقطه از ۴۵۰ متر کمتر است. لیکن در بخش جنوبی به دلیل ترکیبات سنگی موجود که بیشتر از سنگهای اولترابازیک، بازیک و حدواسط تشکیل شدهاند ارتفاعات بلندی پدید آمده است و اختلاف ارتفاع بلندترین و پست ترین نقطه بیش از ۱۳۰۰ متر است. وجود پادگانهها و بادبزنهای آبرفتی بسیار گسترده در جنوب منطقه نشان دهنده فرسایش گسترده در این بخش است.

#### 1\_0\_ ضرورت انجام تحقيق

سنگهای آذرین حدواسط – اسیدی پساافیولیتی به شکل گنبدهای مرتفع و دایک به طور گسترده در زون افیولیتی رخنمون دارند. اگر چه تکامل ساختاری زون افیولیتی سبزوار که یکی از مهمترین زونهای افیولیتی ایران محسوب میشود، از دیرباز توجه بسیاری از زمین شناسان را به خود

معطوف داشته است و تحولات تکتونوماگمایی این زون توسط محققین مختلف مورد بررسی قرار گرفته است (لنچ و همکاران، ۱۹۷۷ و ۱۹۸۰؛ نقره ئیان، ۱۹۸۲؛ مجیدی، ۱۹۹۹؛ شجاعت و همکاران، ۲۰۰۳؛ خلعتبری جعفری و همکاران، ۲۰۱۳؛ شفاعی مقدم و همکاران، ۲۰۱۴ و ... )، با این وجود سنگهای نیمه عمیق پساافیولیتی موجود در آن که از منحصر به فردترین پدیدههای زمین شناسی منطقه میباشند، کمتر مورد توجه قرار گرفتهاند و سرنوشت این سنگها از نظر پتروژنز و موقعیت تکتونیکی، تا قبل از کار صالحی نژاد (۱۳۸۷)، مبهم بوده است. صالحی نژاد (۱۳۸۷) با بررسیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی بر روی تعدادی از این واحدهای سنگی، ماهیت آداکیتی این واحدهای سنگی را به اثبات رساند و تولید ماگمای سازنده این سنگها را به ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورو نئوتتیس نسبت داد. با توجه به پیچیدگی منشأ ماگماهای آداکیتی، به نظر می سد، فهم درست از منشأ واقعی سنگهای آداکیتی مورد مطالعه در زون افیولیتی سبزوار، تنها با انجام مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی گسترده به خصوص تجزیههای ژئوشیمیایی و ایزوتوپی دقیق امکانپذیر باشد. با وجود انجام مطالعه پسندیده صالحی نژاد (۱۳۸۷) بر روی این سنگها، اما همچنان از دیدگاه پترولوژیکی یک مدل جامع و کامل در ارتباط با ماهیت و چگونگی وقوع این رخداد ماگمایی گسترده ارائه نشده است. سن نسبی گزارش شده توسط صالحی نژاد (۱۳۸۷) برای گنبدهای نیمه عمیق زون افیولیتی سبزوار تقریبی بوده و با توجه به موقعیت چینهشناسی و شواهد صحرایی تخمین زده شده است. بر این اساس، تعیین سن دقیقتر این واحدهای سنگی میتواند به درک بهتر رخدادهای ماگمایی نئوژن زون سبزوار كمك شايان توجهى كند. با توجه به اهميت اين موضوع، لزوم انجام مطالعات بيشتر و دقیق تر بر روی سنگهای آذرین بعد از ائوسن و در مقیاس وسیعتر، ارتباط آنها با رخدادهای ماگمایی مشابه در سایر مناطقی که تحت تأثیر این فعالیت ماگمایی بودهاند (مانند کمان ماگمایی اسفراین ـ قوچان در شمال نوار افیولیتی سبزوار) احساس می شود.

#### ۱\_۶\_ مروری بر مطالعات پیشین

در این بخش با توجه به گزارش ماهیت آداکیتی سنگهای آذرین پساافیولیتی مورد هدف این تحقیق (صالحی نژاد، ۱۳۸۷) در ابتدا، قدمت مطالعات مرتبط با ماگماتیسم آداکیتی در ایران مورد بررسی قرار می گیرد. در ایران، ماگماتیسم آداکیتی اولین بار برای استوک پورفیری خاروانا در آذربایجان شرقی در کمربند آتشفشانی - نفوذی سهند بزمان معرفی شد. ویژگیهای ژئوشیمیایی این پورفیری با ترکیب ریوداسیت تا داسیت و آندزیت کالکوآلکالن، به ویژه مقادیر بالایٰ Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و Sr و مقادیر پایین Yb ،MgO و Y، قابل مقایسه با سریهای آداکیتی معرفی شده توسط دوفان و دروموند. (۱۹۹۰) می باشد (ارجمندزاده و علیرضایی، ۱۳۸۴). پس از آن، سنگهایی با ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتی در بخشهای مختلف کمانهای ماگمایی ارومیه ـ دختر و شمال ایران مرکزی شناسایی شدند. ماگماتیسم آداکیتی پر سیلیس میوسن در منطقه انار به صورت یک نوار باریک در مرکز کمان ارومیه دختر رخنمون دارد (عمرانی، ۲۰۰۸؛ آفتابی و عطاپور، ۲۰۰۹). حضور و توزیع این آداکیتهای سیلیس بالا بیانگر ذوب قطعه جداشده حاصل از گسیختگی ورقه اقیانوسی ٔ فرورونده نئوتتیس در اعماق طي ۵ ـ ۱۰ میلیون سال پیش و همزمان با تشدید حرکات تصادمی صفحه عربی ـ اوراسیا و افزایش جریان گرمایی لبه بالایی قطعه جدا شده میباشد (عمرانی، ۲۰۰۸). موسوی و همکاران (۱۳۹۱) در بررسی ژئوشیمیایی سنگهای آداکیتی آتشفشان سبلان به سن پلیوسن، منشأ مذاب اوليه را به ذوب پوسته اقيانوسي فرورو نسبت دادهاند كه در ادامه منجر به ذوب پوسته تحتاني و ايجاد مذابهای حدواسط شده است. در شمالیترین بخش از کمان ماگمایی ارومیه ـ دختر (شمال غرب ایران)، ولکانیسم آداکیتی میوسن به صورت گنبدهای نیمه عمیق پورفیری داسیتی ـ ریولیتی در طول گسلهای شمال تبریز، شمال میشو و دره دیز رخنمون دارد. رخداد سنگهای آداکیتی در میان سنگهای آذرین بعد از تصادم میتواند بیانگر اولین محصولات ماگمایی پس از فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی باشد (جهانگیری، ۲۰۰۷). در شرق ایران، گنبدهای آداکیتی

پرسیلیس جنوب غرب بیرجند درون سنگهای افیولیتی کرتاسه بالایی \_ پالئوسن و آتشفشانی \_ رسوبی ائوسن جایگزین شدهاند. بررسیهای ژئوشیمیایی صورت گرفته توسط دلاور (۱۳۸۹) حاکی از تشکیل ماگمای سازنده این سنگها در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش یافته بیرجند به زیر پوسته قارهای کاذب متشکل از افیولیتها و توالیهای آتشفشانی ائوسن میباشد.

در شمال و شمال شرق ایران نیز رخداد سنگهای آذرین با ماهیت آداکیتی پرسیلیس در طول زون افیولیتی سبزوار، بخشهایی از جنوب قوچان، نیشابور و جنوب سبزوار گزارش شده است. به عنوان مثال، ترکیبات آداکیتی پر سیلیس (HSA) در بخشهایی از نوار آتشفشانی کالکوآلکالن ـ آلکالن سنوزوئیک جنوب قوچان در شمال نوار افیولیتی سبزوار و به سن پلیو ـ پلیستوسن (۲ تا ۱۱ میلیون سال قبل) رخنمون دارند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۷؛ صالحی نژاد، ۱۳۸۷؛ تنها، ۱۳۸۸؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). این سنگها غالباً برروی شنگهای الیوین بازالتی ـ بازالتی به سن ائوسن تا میوسن زیرین قرار گرفتهاند. شواهد ژئوشیمیایی موجود در واحدهای سنگی گنبدها با ترکیب آندزیت تا ريوداسيت، بيانگر ماهيت آهکي ـ قليايي، سنگ منبع اکلوژيتي يا گارنت آمفيبوليتي حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده سبزوار به عنوان محل خاستگاه ماگما، نقش تبلور جدایشی، فرایندهای هضم و آلایش ماگمایی طی شکل گیری ماگمای سازنده این گنبدها میباشد. این ماگماهای آداکیتی، آخرین گدازههای حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده جوان نئوتتیس سبزوار و گوه گوشتهای روی آن است که به صورت گنبدهای آداکیتی نیمه عمیق جایگزین شده و تجلي یافتهاند (تنها، ۱۳۸۸ و قاسمي و همکاران، ۱۳۸۹). شبانیان و همکاران (۲۰۱۲) نیز در بررسي تعدادی از گنبدهای آداکیتی منطقه سراخور ٔ در جنوب قوچان، یک منشأ ذوب پوسته اقیانوسی فرورو و یا ذوب یوسته تحتانی مافیک را برای سنگهای نیمه عمیق این منطقه در نظر گرفتهاند که مورد اخير خود ناشي از بالا أمدن استنوسفر حاصل از گسيختگي ورقه فروروي اقيانوسي ميباشد. تودههای نیمه عمیق به شکل دایک، استوک و گنبدهای کوچک و با طیف ترکیبی آندزیت، تراکیآندزیت، داسیت و ریولیت در منطقه شهر فیروزه، غرب نیشابور نیز رخنمون دارند که در میان کنگلومرای پالئوسن و سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی ـ رسوبی ائوسن نفوذ کردهاند. دهنوی (۱۳۸۸)، این واحدهای سنگی را مشابه آداکیتهای پرسیلیس جنوب قوچان دانسته که از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده سبزوار با ترکیب گارنت آمفیبولیت به طرف شمال و به زیر زون بینالود حاصل شده اند و متعاقب آن با پریدوتیت گوه گوشته ای نیز واکنش دادهاند.

سنگهای پساافیولیتی مورد هدف در این تحقیق، تحت عنوان سنگهای آذرین بعد از ائوسن توسط بهرودی و همکار (۱۹۹۹)، مجیدی (۱۳۷۸)، بغدادی (۱۳۷۹)، فارسی (۱۳۸۶) و ... گزارش شدهاند. اسپایس و همکاران (۱۹۸۳)، با بررسی سنگهای آتشفشانی در مناطقی بین سبزوار و قوچان (شمال زون افیولیتی)، حضور سنگهای نیمه عمیق با محدوده سنی ۲/۱±۴۱ تا ۲/۰±۲/۷ میلیون سال را در این مناطق گزارش کرده است که به طرف قوچان به سن پلیوسن بالایی هم میرسد. صالحی نژاد (۱۳۸۷) تحت عنوان پایان نامه کارشناسی ارشد خود، به مطالعه تعدادی از این واحدهای سنگی در منطقه باشتین (غرب سبزوار) پرداخت و رخداد آنها را به صورت گنبدهای نیمه عمیق با ترکیب ریولیت، داسیت، تراکی آندزیت و آندزیت با ماهیت آداکیتی گزارش کرد. نامبرده با توجه با توجه به روابط صحرایی و چینه شناسی، یعنی حضور حجم زیادی از قطعات تخریبی نشأت گرفته از این گنبدها در کنگلومرای پلیوسن \_ پلیوستوسن و عدم حضور آنها در واحدهای مارنی میوسن، پیشنهاد کرد که احتمالاً این گنبدها در مرز میانی میوسن \_ پلیوسن در سطح زمین رخنمون یافتهاند. گنبدهای مذکور در بین سنگهای میزبان افیولیتی کرتاسه ـ پالئوسن و سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی \_ رسوبی ائوسن نفوذ کردهاند. براساس مطالعات ژئوشیمیایی صالحی نژاد (۱۳۸۷)، این سنگها دارای ماهیت متاآلومین و آهکی ـ قلیایی بوده و در گروه آداکیتهای غنی از سیلیس قرار می گیرند. ماگمای سازنده این گنبدهای آداکیتی از طریق ذوب بخشی درجه پائین تا متوسط ورقه

1- High Silica Adakite

اقیانوسی فرورونده داغ و جوان نئوتتیس سبزوار با ترکیب گارنت آمفیبولیت در یک زون فرورانش قوسی با شیب رو به شمال ایجاد شده و سپس از طریق فرایندهای تبلور تفریقی و آلایش ماگمایی تحول یافته است. حضور آنکلاوهایی از جنس سنگ میزبان افیولیتی در ترکیبات سنگی گنبدهای آداکیتی، مؤید این مطلب است (صالحی نژاد و همکاران، ۱۳۸۶ و صالحی نژاد، ۱۳۸۷). محمدی گورانی (۱۳۹۲) نیز ماهیت آداکیتی تعدادی از گنبدهای فلسیک در بخش جنوب غرب کمربند افیولیتی سبزوار را گزارش کرده است و به ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورو به عنوان منبع احتمالی این سنگها اشاره کرده است. روستی و همکاران (۲۰۱۴) به بررسی ژئوشیمیایی و سن سنجی تعدادی از گنبدهای اسیدی رخنمون یافته در بخشهای دگرگونی زون افیولیتی سبزوار در منطقه سلطان آباد (شرق محدوده مورد مطالعه) پرداختهاند. این محققین، رخداد سنگهای آذرین مزبور به سن ۵۸ میلیون سال با ماهیت کالکوآلکالن و آداکیتی در زون سبزوار را به ذوب بخشی آمفیبولیت آبدار در طول فرورانش اقیانوسی نسبت دادهاند و به نقش تبلور تفریقی خصوصاً جدایش بلوری آمفیبول در تحول ماگمای سازنده اشاره کردهاند. نقش مهم تفریق آمفیبول در اعماق یوسته میانی تا زیرین در تحول ماگمای سازنده سنگهای آذرین رخنمون یافته در زون افیولیتی توسط شیرزادی و همکاران (در نوبت چاپ) نیز گزارش شده است. فتح آبادی (۱۳۹۳) در بررسی تعدادی از گنبدهای داسیتی/تراکی داسیتی منطقه مقیسه در جنوب غرب سبزوار، ماهیت آداکیتی پرسیلیس مرتبط با زون فرورانش را برای این سنگها تعیین کرده است.

همانطور که قبلاً اشاره شد، در بخش شمالی نوار افیولیتی سبزوار یعنی به سمت نوار آتشفشانی نئوژن جنوب قوچان، گنبدهای نیمه عمیق با ترکیب مشابه ولی جوان تر از گنبدهای مورد مطالعه رخنمون دارند. در اثر تداوم فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به درون گوشته و هضم آن، آخرین فراوردههای ماگمایی آن تا پلیو – پلیستوسن نیز فوران داشتهاند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). در گذر زمان و با تداوم فرورانش، جبهه ماگمایی از جنوب در مجاورت نوار افیولیتی و دگرگونی سبزوار به سوی شمال در جنوب قوچان تغییر مکان داده و در نتیجه از افیولیتها به سمت شمال، سن ماگماتیسم به ترتیب از ائوسن به پلیو \_ پلیوستوسن کاهش یافته است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). به نظر میرسد که یک ارتباط زایشی بین ماگماتیسم گسترده آداکیتی در زون افیولیتی سبزوار با گنبدهای آداکیتی کمان ماگمایی اسفراین \_ قوچان وجود دارد.

۱\_۷\_ اهداف مطالعه

با توجه به مجموعه مطالب مذکور، مهمترین اهداف پیش رو در این تحقیق به شرح زیر بوده است:

ـ مطالعه میدانی سنگهای آذرین پساافیولیتی در گستره وسیعی از زون افیولیتی سبزوار از شمال غرب تا جنوب شرق و بررسی روابط صحرایی، چینه شناسی و زمانی این سنگها با واحدهای در برگیرنده و همچنین واحدهای جوانتر در منطقه مورد مطالعه.

– بررسی دقیق پتروگرافی و ویژگیهای ژئوشیمیایی واحدهای سنگی مورد مطالعه در مجموعه افیولیتی سبزوار.

ـ بررسی دقیق ترکیب شیمیایی کانیهای سازنده این واحدهای سنگی به منظور تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل آنها.

ـ تعیین زمان دقیق جایگزینی سنگهای آذرین مورد مطالعه در زون افیولیتی سبزوار براساس مطالعات ایزوتوپی.

عیین پتروژنز سنگهای آذرین پساافیولیتی در منطقه مورد مطالعه.

\_ مقایسه و بررسی ارتباط بین این رخداد آذرین در زون سبزوار با دیگر رخدادهای آذرین مشابه و مرتبط با فرورانش اقیانوس نئوتتیس در سایر مناطق ایران.

\_ارائه یک الگوی ژئودینامیکی در ارتباط با تشکیل سنگهای آذرین پساافیولیتی زون سبزوار.

۱\_۸\_ روش انجام تحقيق

در این مطالعه از روشها و ابزارهای متنوعی به شرح زیر برای دستیابی به مجموعه اهداف پیش رو استفاده شده است:

\_ گردآوری و مطالعه کلیه اطلاعات و منابع موجود از قبیل گزارشها، نقشهها، پایاننامهها و مقالات در رابطه با منطقه مود مطالعه.

\_ برداشتهای صحرایی و نمونهبرداری از رخنمونهای متنوع و پراکنده سنگهای ماگمایی مورد مطالعه در طول نوار افیولیتی از جنوب تا شمال آن.

- بررسی روابط صحرایی و چینه شناختی گنبدها و دایکهای مورد مطالعه با واحدهای سنگی دیگر در منطقه مانند افیولیت سبزوار و آتشفشانی - رسوبیهای ائوسن و رسوبات الیگومیوسن.

ـ تهیه بیش از ۱۵۰مقطع نازک میکروسکوپی از نمونه سنگهای برداشت شده و انجام مطالعات دقیق پتروگرافی بر روی آنها.

\_ انتخاب نمونههای مناسب و کمتر دگرسان شده و تهیه ۱۵ مقطع نازک \_ صیقلی از آنها به منظور انجام آنالیز مایکروپروب الکترونی.

ـ انجام آنالیز عناصر اصلی بر روی کانیهای انتخاب شده (شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن و بیوتیت) با استفاده از دستگاه مایکروپروب الکترونی (Jeol JXA 8530F) در مرکز مایکروپروب (CEMPEG) دانشگاه اوپسالا، سوئد. آنالیز کمّی با استفاده از ولتاژ شتاب پرتو KV 15، جریان پرتو nA 10 و مدت زمان ۱۰ ثانیه برای هر نقطه اوج صورت گرفته است.

ـ استفاده از جدیدترین روش دما \_ فشارسنجی آمفیبول (ریدالفی و رنزولی<sup>۱</sup>، ۲۰۱۲) در ماگماهای کالکوآلکالن جهت مطالعات دما \_ فشارسنجی و تعیین شرایط ذخیره و تبلور ماگمایی. تکمیل این مطالعات با استفاده از روش دما \_ فشارسنج پلاژیوکلاز \_ مذاب (پاتیرکا<sup>۲</sup>، ۲۰۰۸) و فشارسنج کلینوپیروکسن \_ مذاب (پاتیرکا، ۲۰۰۸) انجام پذیرفته است. جزئیات مربوط به هر روش در فصل (۴) ارائه شده است.

1- Ridolfi and Renzulli

ـ انتخاب و آماده سازی ۲۲ نمونه سنگی سالم تر و کمتر دگرسان شده به منظور انجام آنالیز ژئوشیمی در آزمایشگاه (ACME) کانادا. فراوانی کل اکسید عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر کمیاب سنگ کل با روش (ICP-ES)<sup>۱</sup> و با کد آنالیز (4A04)<sup>۲</sup> به دست آمده است. از روش (-ICP (MS)<sup>۳</sup> و با کد آنالیز (IT) (Group 1T)<sup>۹</sup> برای دستیابی به تمرکز سایر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نیز استفاده شده است.

ـ انجام آنالیز ایزوتوپی و تعیین نسبتهای ایزوتوپی (۲۰۱۴ ه) و (ه<sup>143</sup>Nd<sup>/144</sup>Nd) و لم<sup>8</sup> و همکاران (۲۰۱۰) و لی<sup><sup>3</sup></sup> و همکاران (۲۰۱۰) و لی<sup><sup>3</sup></sup> و همکاران (۲۰۱۰) و لی<sup><sup>3</sup></sup> و همکاران (۲۰۱۰) و دلم<sup>3</sup> و همکاران (۲۰۱۰) و دلم<sup>9</sup> و همکاران (۲۰۱۲ ه). جداسازی عناصر Sm ، Sr ، Rb و N با استفاده از روش کروماتوگرافی تبادل یونی دو مرحلهای انجام پذیرفته است و با استفاده از روش طیف سنج جرمی یونیزاسیون حرارتی<sup>۷</sup> در آزمایشگاه ایزوتوپ رادیوژنیک مؤسسه زمین شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین در پکن (IGGCAS)<sup>۸</sup> اندازه گیری شده است. این روش نیازمند کمتر از gr۰۶ برای Sm ، Sm ، Rd و تعین در پکن (IGGCAS)<sup>۸</sup> اندازه گیری شده است. این روش نیازمند کمتر از gr۰۶ برای Sm ، Sm ، Nd و تعین در پکن (Interpret است. در طول جمع آوری دادههای ایزوتوپی، به منظور ارزیابی دقت و ثبات دستگاه، از نمونه استاندارد (NBS-987) با میانگین نسبت دقت و ثبات دستگاه، از نمونه استاندارد (INdi-1) با میانگین نسبت (<sup>7</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) و نمونه استاندارد (INdi-1) با میانگین نسبت و (BCR-2) استفاده شده است. برای نظارت بر صحت روش آنالیز، نمونه استاندارد (BCR-2) با مقادیر (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=۰/۵۱۲۶۳۵) به دست آمده برای نمونه (INd<sup>144</sup>Nd) با دادههای با اندازه-مقادیر شد. دادههای (BCR-2) با دادههای ایزوتوی) با دادههای با دادههای با دادههای ایزوتوی میز مقادیر (Interpret است. میادی (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd) با دست هاد (ICR) با میانگین نسبت مقادیر (ICR) میزی (Interpret است. این اندازه با دست آمده برای نمونه استاندارد (BCR-2) با

6- Li

<sup>1-</sup> Inductively Coupled Plasma - Emission Spectrometry

<sup>2-</sup> LiBO2/Li2B4O7 fusion ICP-ES analysis

<sup>3-</sup> Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry

<sup>4-4</sup> Acid digestion Ultratrace ICP-MS analysis

<sup>5-</sup>Yang

<sup>7-</sup> Thermal ionization mass spectrometer

<sup>8-</sup> Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences

انتشار یافته قبلی از این نمونه به روشهای TIMS و MC-ICP-MS (لی و همکاران، ۲۰۱۲ a,b) از تطابق خوبی برخوردار است و درستی روش انتخابی را تأیید می *ک*ند.

ـ جدایش کانیهای زیرکن از تعداد هشت نمونه سنگی مورد مطالعه به منظور مطالعات سن سنجی U-Pb بر روی زیرکنهای جدا شده. پس از مراحل خردایش و پودر کردن نمونهها به ترتیب به وسیله دستگاه سنگ شکن فکی در آزمایشگاه کانه آرایی دانشگاه صنعتی امیر کبیر و دستگاه آسیاب میلهای در آزمایشگاه کانه آرایی مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی کرج، جدایش دانههای زیرکن به روشهای جدایش مغناطیسی فرانز<sup>۱</sup> و مایعات سنگین و در نهایت جدایش دستی<sup>۲</sup> زیر میکروسکوپ میکروسکوپ بینوکولار در آزمایشگاه جدایش کانی مرکز زمین شناسی منطقهای و منابع کانیایی<sup>۳</sup> واقع واقع در ایالت هبی<sup>۲</sup> چین صورت پذیرفت.

ـ انجام آنالیز U-Th-Pb بر روی دانههای زیرکن جدا شده به وسیله دستگاه مایکروپروپ یونی SHRIMP II در مرکز SHRIMP پکن واقع در انستیتوی زمین شناسی آکادمی علوم زمین چین<sup>۵</sup> انجام شد. روش آزمایشگاهی به کار گرفته شده برای این منظور به تفصیل در فصل مطالعات ایزوتوپی (فصل ۶) معرفی شده است.

- پردازش و تجزیه و تحلیل نتایج حاصل از دادههای ژئوشیمیایی و ایزوتوپی توسط نرم افزارهای پترولوژیکی مانند ISOPLOT و ISOPLOT.

1- Frantz

4- Hebei

<sup>2-</sup> Hand picking

<sup>3-</sup> the Institute of Regional Geology and Mineral Resources

<sup>5-</sup> Beijing SHRIMP Centre, institute of Geology, Chines Academy of Geological Sciences

فصل دوم زمین شناسی عمومی

۲\_۱\_ مقدمه

این بخش در ابتدا به بررسی موقعیت زمین شناسی عمومی زون افیولیتی سبزوار که سنگ-های نیمه عمیق پساافیولیتی مورد مطالعه در آن رخنمون دارند می پردازد. به دنبال آن، سنگهای مورد بحث این تحقیق که به شکل گنبدهای مرتفع و همچنین دایک در بخش وسیعی از گستره شمال غربی ـ جنوب شرقی مجموعه افیولیتی و دگرگونی سبزوار قابل مشاهده هستند، مورد بررسی قرار می گیرند. با توجه به پراکندگی سنگهای مورد نظر در منطقه مورد مطالعه، پیمایش میدانی و نمونه برداری از واحدهای مذکور در دو بخش شمال و جنوب زون افیولیتی انجام پذیرفته است که در این فصل به طور مفصل ارائه شده است.

#### ۲\_۲\_ زمین شناسی عمومی زون سبزوار

زون دگرگونی و افیولیتی سبزوار با ۱۵۰ کیلومتر طول و تقریباً ۱۰ کیلومتر پهنا، یک مجموعه افیولیتی بزرگ محسوب میشود که در طول نوار شمالی خرده قاره ایران مرکزی واقع شده است. بازسازی تکتونیک ورقهای پیشنهاد میکند که افیولیت سبزوار بخشی از پوسته اقیانوسی تتیس میباشد که در طول بازشدگی یک اقیانوس باریک اما عمیق در کرتاسه تشکیل شده است. این مسیر آبی (اقیانوس سبزوار) به عنوان شاخه شرقی اقیانوس نئوتتیس، خرده قاره ایران مرکزی را از صفحه اوراسیا جدا میکرده است. توالی افیولیتی سبزوار در طول فرورانش رو به شمال این اقیانوس در زمان کرتاسه بالایی ـ پالئوسن به وجود آمده است (شجاعت و همکاران، ۲۰۰۳). فرورانش رو به شمال اقیانوس سبزوار به زیر ورقه توران، منجر به تشکیل مجموعه افیولیتی سبزوار و به دنبال آن بروز فعالیتهای آتشفشانی پساافیولیتی دراز مدت از ائوسن (تقریباً ۴۰ میلیون سال) تا پایان پلیوسن (تقریباً ۳/۲ میلیون سال) شد (لنچ و همکاران، ۱۹۷۲؛ اسپایس و همکاران، ۱۹۸۳؛ شجاعت و همکاران، ۲۰۰۳). فعالیتهای آتشفشانی گسترده ائوسن در مرکز و شمال ایران شاهدی بر این مطلب است (برییان و کینگ<sup>1</sup>، ۱۹۸۱؛ بربریان و همکاران، ۱۹۸۲؛ بینا و همکاران، ۱۹۸۹؛ شجاعت و محکاران، ۲۰۰۳). فعالیتهای آتشفشانی گسترده ائوسن در مرکز و شمال ایران شاهدی بر این مطلب

از الیگوسن، فعالیتهای آتشفشانی به صورت متناوب (جهانگیری، ۲۰۰۷) و از ۱۰ میلیون سال پیش به شکل دورهای درون فلات قاره ایران ـ ترکیه ادامه داشته است (بربریان و بربریان، ۱۹۸۱؛

King
Stampfli and Borel
کِسکین<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۸؛ عزیزی و معین وزیری، ۲۰۰۹). در زون سبزوار، به طور ویژه، رسوبات و سنگهای آتشفشانی پساافیولیتی در طول این زون و همچنین در شمال و جنوب کمربند افیولیتی مشاهده میشوند. رسوبات ترشیری در ابتدا شامل رسوبات فلیش دریایی و سپس رسوبات قارهای هستند. از نظر زمین ساختی، این رسوبات با ظاهر به شدت فلسی غالباً به وسیله الیوین بازالتهای آلکالن الیگوسن به شکل دایک و روانههای گدازه و نیز پلاگهای ریولیتی / داسیتی قطع شدهاند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰).

به عقیده صالحی نژاد (۱۳۸۷)، فراوردههای فورانی با طبیعت ماگماتیسم آداکیتی درون مجموعه افیولیتی سبزوار با تداوم فرورانش پوسته اقیانوسی از میوسن به بعد مرتبط هستند که به شکل گنبدهای نیمه عمیق در زون سبزوار رخنمون دارند. اگر چه، مطالعات سال سنجی صورت یافته در این تحقیق بیانگر رخنمون ماگماتیسم مذکور در دوره زمانی قدیمیتر (ائوسن زیرین) در زون افیولیتی میباشد. علاوه بر این، تداوم فرورانش و مهاجرت جبهه آتشفشانی به طرف شمال تا پلیوسن - پلیستوسن، سبب برونزد گنبدهای آداکیتی موسوم به گنبدهای شمال مشکان (جنوب قوچان) در سطح زمین شده است (تنها، ۱۳۸۸). گنبدهای مشکان دارای ترکیب سنگشناسی و ژئوشیمیایی تقریباً مشابه با گنبدهای مناطق مورد مطالعه هستند، اما سن جوانتری دارند (صالحی نژاد، ۱۳۸۲) تنها، ۱۳۸۸). قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) با سال سنجی به روش K-Ar سنگ کل بر روی نمونههای نئوژن مشکان، پیدایش ماگماتیسم جوان (۲/۲ میلیون سال) را در این منطقه تأیید کردند.

شکل (۲–۱)، موقعیت جغرافیایی زون افیولیتی سبزوار در شمال ایران را نشان میدهد. در همین شکل، تصویر سمت چپ پائین، بیانگر محیط ژئودینامیک تصادم و فرورانش صفحه عربی ـ اوراسیایی است و بردارهای سیاه مشاهده شده بر روی این نمودار و شمارههای همراه با آن بیانگر

1- Keskin

جهت و سرعت حرکت صفحه عربی \_ اوراسیا بر حسب میلی متر بر سال از ریلینگر<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۶) است.



شکل ۲-۱- موقعیت زون افیولیتی سبزوار (SOZ) در شمال ایران از (شعبانیان و همکاران، ۲۰۱۲)، تصویر سمت چپ پائین، نشان دهنده محیط ژئودینامیک تصادم/فرورانش صفحه عربی ـ اوراسیا میباشد. بردارهای سیاه و شمارههای همراه با آن، سرعت حرکت صفحه عربی ـ اوراسیا بر حسب میلی متر بر سال را نشان میدهد.

### ۲\_۳\_ زمین شناسی بخش جنوبی و شمالی مورد مطالعه از زون افیولیتی

در بخش جنوبی از منطقه مورد مطالعه، گنبدهای پساافیولیتی مرتفع مورد مطالعه درون توالی افیولیتی رخنمون دارند. در این منطقه علاوه بر مجموعه افیولیتی، واحدهای آتشفشانی – رسوبی ائوسن و گنبدهای مذکور، رسوبات پراکنده میوسن با ترکیب کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن نیز مشاهده میشوند که توسط کوهزایی آلپی پسین به طور ملایم چین خوردهاند. پیشروی دریا در اوایل پلیوسن، سبب برجای نهادن کنگلومرا، مارن و گچ به طور ناپیوسته بر روی مجموعه سنگهای قدیمی تر شده است. به دنبال آن، نهشتههای آواری – قارهای پلیوسن به گونهای پیشرونده بر روی این واحدهای چین خورده قرار گرفتهاند. حرکات کوهزایی بعد از پلیوسن در اوایل کواترنر موجب چین خوردگی نهشتههای پلیوسن و دگرشیبی در قاعده نهشتههای کواترنر شد و منطقه شکل کنونی خود

1- Reilinger

را به دست آورد. با توجه به اطلاعات حاصل از نقشههای زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ سبزوار (مجیدی، ۱۳۸۷)، ۱/۱۰۰۰۰۰ باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹) و ۱/۱۰۰۰۰ داورزن (رادفر و کهنسال، ۱۳۸۱)، مطالعات زمین شناسی در جنوب زون سبزوار در طول سالهای اخیر (مانند صالحی نژاد، ۱۳۸۷؛ الهیاری، ۱۳۸۹؛ رضوی، ۱۳۹۰) و بررسیهای صحرایی صورت گرفته در مناطق مورد مطالعه در اطراف روستاهای آبرود، ساروق، نوده صرصره و کلاته سادات و مهر، پیکرههای سنگی موجود در مناطق مورد مطالعه عبارتند از: مجموعه افيوليتي سبزوار، واحد آتشفشاني \_ رسوبي ائوسن، واحد مارنی قرمز رنگ به همراه روانههای بازالتی الیگوسن، واحد مارنی سفید رنگ میوسن، سنگهای آذرین نیمه عمیق پساافیولیتی (مورد نظر در این تحقیق)، کنگلومرای پلیوسن، کنگلومرای پلیوکواترنر و رسوبات آبرفتی کواترنری. شکل (۲–۲– الف و ب) تصویر ماهوارهایی کلی تهیه شده از بخش جنوبی مورد مطالعه را نشان میدهد. تصاویر ماهوارهای جزییتر از هر کدام از گنبدهای پساافیولیتی سفید تا کرم رنگ مورد مطالعه که به وضوح درون هارزبورژیتهای سرپانتینیتی شده متعلق به مجموعه افیولیتی سبزوار رخنمون یافتهاند در شکل (۲–۳– الف تا و) قابل مشاهدهاند. اسامی تعلق یافته به هر کدام از گنبدها براساس همجواری این واحدها با روستاهای منطقه میباشد. از مهمترین این واحدهای آذرین میتوان به گنبدهای ساروق در ارتفاعات شمالی روستای ساروق، گنبد مهر و بهنگر در شمال روستاهای بهنگر و مهر، گنبد کلاته سادات در شمال روستای کلاته سادات و چندین گنبد کم ارتفاع در شرق روستای نوده صرصره اشاره کرد.



شکل ۲-۲- تصاویر ماهوارهای از رخنمون گنبدهای پساافیولیتی به رنگ سفید درون مجموعه افیولیتی در بخش جنوبی زون افیولیتی سبزوار. الف) گنبدهای شمال روستای ساروق و اطراف روستای نوده. ب) گنبدهای شمال روستاهای بهنگر (گنبد مهر) و صدخرو (گنبد سفید نهر) (منبع google earth).



شکل ۲-۳- تصاویر ماهوارهایی از رخنمون گنبدهای پساافیولیتی در هارزبورژیت سرپانتینیتی (سبز تیره در تصویر) در بخش جنوبی زون افیولیتی (منبع google earth).

در شمال زون سبزوار، گنبدها و دایکهای پساافیولیتی مورد هدف این مطالعه درون مجموعه افیولیتی سبزوار و همچنین واحدهای آتشفشانی – رسوبی ائوسن رخنمون دارند. رخنمون این واحدهای سنگی را میتوان در جنوب باغهای شهرستان جغتای، در اطراف روستای حطیطه و زرقان مشاهده کرد. با توجه به نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ جغتای (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲)، در نیمه شمالی شهرستان جغتای که واحدهای قدیمیتر از کرتاسه و همچنین رسوبات نئوژن حضور دارند، برونزد سنگهای پساافیولیتی مورد نظر قابل مشاهده نیست و لذا این بخش در دستور کار پیمایش صحرایی قرار نگرفته است. در بخش جنوبی این شهرستان علاوه بر گنبدها و دایکهای مذکور، سنگ- گسترش چشمگیری برخوردار هستند. با توجه به پیمایشهای میدانی، یک گنبد پساافیولیتی نیز در روستای جلمبادان در جنوب شرق جغتای در واحدهای ائوسن برونزد دارد. در مسیر جاده کوهستانی و پر پیچ و خم روستای جاورتان (جنوب جغتای) به سمت روستای منیدر (شمال فرومد) نیز چندین استوک و دایک پساافیولیتی به چشم میخورند که غالباً درون مجموعه افیولیتی برونزد دارند. در مقایسه با گنبدهای مرتفع بخش جنوبی که بزرگترین ارتفاعات این بخش را به خود اختصاص دادهاند، واحدهای پر پیچ و خم روستای منیدر (شمال فرومد) نیز چندین استوک و دایک پساافیولیتی به چشم میخورند که غالباً درون مجموعه افیولیتی برونزد دارند. در مقایسه با گنبدهای مرتفع بخش جنوبی که بزرگترین ارتفاعات این بخش را به خود اختصاص دادهاند، واحدهای پساافیولیتی در بخش شمالی زون افیولیتی اغلب به شکل دایکهای پراکنده و استوک و وضوح خوبی برخوردار نیستند. با این وجود، چند تصویر ماهوارهایی عموماً به سختی قابل روئیت هستند یا از وضوح خوبی برخوردار نیستند. با این وجود، چند تصویر ماهوارهای از رخنمون تعدادی از گنبدها در بخش شمالی زون افیولیتی جموی ماهوارهایی از رخنمون تعدادی از گنبدها در میدر میستند یا روئیت هستند یا از میدنمون تعدادی از گنبدها در وضوح خوبی برخوردار نیستند. با این وجود، چند تصویر ماهوارهایی از رخنمون تعدادی از گنبدها در وضوح خوبی برخوردار نیستند. با این وجود، چند تصویر ماهوارهای از رخنمون تعدادی از گنبدها در وضوح خوبی برخوردار نیستند. با این وجود، چند تصویر ماهوارهای از رخنمون تعدادی از گنبدها در وضوح خوبی مرخوردار نیستند. با این وجود، چند تصویر ماهواره ای از رخنمون تعدادی از گنبدها در وضوح خوبی میرخوردار نیستند. با این وجود، چند تصویر ماهواره ای از رخنمون تعدادی از روستای منیدر در وضوح خوبی میدادی زر دستای منیدر حر وضور میستای رون افیولیتی از جمله شرق روستای جلمبادان (شکل ۲–۴)، شمال روستای منیدر می روستای منیدر حر و میوسیر جاده خاکی منیدر – ورمد (شکل ۲–۵- ج) تهیه شده است.



شکل ۲-۴- تصویر ماهوارهایی رخنمون گنبد پساافیولیتی در روستای جلمبادان (جنوب شرق جغتای) در زون افیولیتی (منبع google earth).





شکل ۲-۵- تصاویر ماهوارهای از رخنمون گنبدهای پساافیولیتی در بخش شمالی زون افیولیتی (منبع google earth).

با توجه به موارد مذکور و به لحاظ شباهتهای زمین شناسی بسیار زیاد بخش شمالی و جنوبی زون افیولیتی سبزوار، ویژگیهای سنگی پیکرههای آذرین و رسوبی مشابه در دو منطقه به صورت یکجا و از قدیم به جدید در این فصل آورده شده است. شکل (۲–۶) شامل چهارگوشهای زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ به هم پیوسته باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹)، داورزن (رادفر و کهنسال، ۱۳۸۱)، جغتای (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) و فرومد (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹) میباشد. در این نقشه، ایستگاههای برداشت میدانی (تعداد ۳۴ ایستگاه) از سنگهای مورد مطالعه در شمال تا جنوب گستره زون افیولیتی به صورت دوایر زرد رنگ مشخص شده است. همچنین، نقشه زمین شناسی ساده شده زون سبزوار به همراه تفکیک واحدهای مختلف زمین شناسی منطقه و رخداد سنگهای نیمه عمیق پساافیولیتی در زون افیولیتی در شکل (۲–۲) نمایش داده شدهاند.



شکل ۲\_۶\_ ایستگاههای برداشت و نمونهبرداری میدانی (دوایر زرد رنگ) در نقشه زمین شناسی حاصل از به هم پیوست چهارگوشهای ۱/۱۰۰۰۰ باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹)، داورزن (رادفر و کهنسال، ۱۳۸۱)، جغتای (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) و فرومد (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹ ).



شکل ۲-۷- نقشه زمین شناسی ساده شده از زون سبزوار به همراه تفکیک واحدهای مختلف زمین شناسی منطقه و رخداد سنگهای نیمه عمیق پساافیولیتی در زون افیولیتی. بخش شمالی (کادر خط ممتد) و جنوبی (کادر نقطه چین) مورد مطالعه در تصویر مشخص شده است.

در شکل (۲–۷)، بخشهای شمالی و جنوبی زون سبزوار که هدف این مطالعه بودند به ترتیب با کادر خط ممتد و کادر نقطه چین مشخص شدهاند.

# ۲-۳-۱ واحد آهکی کرتاسه بالایی

واحد آهک تودهای کرتاسه بالایی به عنوان قدیمی ترین واحد زمین شناسی منطقه به صورت مجموعهای از سنگهای آهکی صخره ساز به رنگ کرم تا خاکستری تنها در جنوب دشت جغتای و شمال کمربند افیولیتی گسترش دارند و متشکل از آهک تودهای ضخیم تا متوسط لایه است. این واحد با شیب کلی ۳۰ تا ۳۵ درجه به طرف شمال دارای آثار چین خوردگی، گسلش بوده به طوری که به شکل مجموعهای رانده شده بر روی واحدهای جوانتر از جمله واحد آتشفشانی ـ رسوبی ائوسن دیده می شوند (شکل ۲–۸).



شکل ۲-۸- دو تصویر صحرایی از رخنمون آهک ضخیم لایه کرتاسه بالایی در جاده شفیع آباد به الله آباد که بر روی توالی شیل و ماسه سنگ ائوسن رانده شده است (دید رو به شمال).

#### ۲\_۳\_۲ مجموعه افیولیتی سبزوار

مجموعه افیولیتی سبزوار با ۱۵۰ کیلومتر درازا و ۱۰ تا ۳۰ کیلومتر پهنا، در حاشیه شمالی خرده قاره ایران مرکزی قرار دارد (شجاعت و همکاران، ۲۰۰۳). این مجموعه با سن کرتاسه پایانی ـ پالئوسن به عنوان بزرگترین مجموعه افیولیتی شمال شرق ایران در مرز بین خرده قاره ایران مرکزی و

صفحه توران در شمال واقع شده است (لنچ، ۱۹۸۰؛ شنگور <sup>۳۶</sup>، ۱۹۹۰) و بعد از واحد آهک کرتاسه، قدیمی ترین مجموعه سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه محسوب می شود. سنگهای مجموعه افیولیتی به طور کلی توسط گسلهای راندگی منطقه محدود شدهاند و به طور فراگیر دارای گسلش و خردشدگی فراوان درون خود هستند. این مجموعه به عنوان یک مجموعه افیولیتی کامل، همه سنگ-های شاخص یک واحد افیولیتی را دارد، به طوری که طیفی از سنگهای هارزبورژیتی سرپانتینی شده، دونیت، دونیت سرپانتینی شده، گابروهای تودهای و لایهای، دایکهای ورقهای، بازالتهای بالشی و گاهی اسپلیتی شده، لیستونیت و سنگهای سیلیسی قرمز رسوبی (چرتهای قرمز نواری)، سنگ-های آهکی قرمز رنگ و آهکهای خاکستری پلاژیک در توالی افیولیتی سبزوار مشاهده میشوند. سنگهای گوشتهای با ترکیب هارزبورژیت و دونیت، اصلیترین واحدهای سنگی مجموعه افیولیتی محسوب می شوند که در مناطق شمالی (مانند جنوب جغتای و مسیر جاورتان \_ منیدر) و مناطق جنوبی (گستره روستای آبرود تا روستای نوده صرصره) مورد مطالعه رخنمون گستردهای دارند. واحد هارزبورژیتی به عنوان سازنده پیکره اصلی سنگهای اولترامافیک مجموعه افیولیتی به شدت سرپانتینیتی شده و به رنگ سبز خاکستری تیره تا روشن دیده می شود (شکل ۲-۹- الف تا ج). ارتباط این واحد با سایر واحدهای مجموعه افیولیتی و حتی واحدهای جوانتر نئوژن به صورت گسله میباشد، به طوری که میتوان از همبری گسله این واحد با واحدهای نئوژن در امتداد گسلهای راندگی منطقه اشاره کرد. در مسیر روستای شفیع آباد، واحد هارزبورژیتی مورد بحث در اثر تنشهای تکتونیک منطقه به شدت برشی شده و فضای بین قطعات آن توسط کانی کلیست پر شده است (شکل ۲–۹– ب).



شکل ۲-۹- تصاویر صحرایی از مجموعه افیولیتی سبزوار (الف) نمایی از واحد هارزبورژیتی مرتبط با مجموعه افیولیتی در روستای آبرود که در اثر فرایند سرپانتینیزاسیون به رنگ سبز تیره در آمده است. (ب) واحد هاربورژیتی در شمال روستای شفیع آباد که به شدت برشی شده و فضاهای خالی توسط کلسیت پر شده است. (ج) نمایی از سرپانتین سبز رنگ در واحد هاربورژیتی سیاه رنگ. (د) تصویری از تشکیل عدسی رودانژیتی در تماس با سرپانتینیت در واحد هاربورژیتی. (ه) منیزیت زایی در محل شکستگیهای واحد هارزبوژیتی برشی شده. (و) تصویری از گابروی تودهای به رنگ در واحد.

آثاری از دگرسانی سرپانتینیت و هارزبورژیت سرپانتینی شده شده به عدسیهای رودانژیتی در بعضی مناطق مانند شمال روستای آبرود مشاهده شده است (شکل ۲–۹–د). رودانژیت به عنوان یک سنگ ریزدانه به رنگ سفید، سبز یا صورتی و غنی از کانیهای کالک سیلیکاته، غالباً در محل تماس سرپانتینیت - سنگ میزبان اولترامافیکی توسعه مییابد. این سنگهای متاسوماتیکی در اثر چرخش یک سیال آبدار Ph بالا و حاوی مقادیر بالای <sup>4</sup> Ca<sup>+2</sup> و OH<sup>-7</sup> در طول سرپانتینی شدن دما پائین سنگهای اولترامافیکی تشکیل میشوند (ایوانس<sup>۲۷</sup>، ۱۹۷۷؛ رایس<sup>۲۸</sup>، ۱۹۸۳). آثار منیزیتزایی نیز به شکل بلورهای سفیدرنگ در مجاورت هارزبورژیتهای مسیر روستای شفیع آباد مشاهده شده است (شکل ۲–۹– ه). در مجموعه افیولیتی پیرامون روستای منیدر شواهدی از لیستونیت به رنگ پرتقالی تا قهوهای و به صورت پراکنده دیده میشود. لیستونیت امروزه به عنوان پریدوتیتهای سیلیسی/کربناته شده ناشی از دگرسانی گرمابی/متاسوماتیکی دما پایین تا متوسط سنگهای اولترامافیکی سرپانتینیتی شناخته میشوند و شامل مجموعهای از کانیهای کربناته (منیزیت، آنکریت و دولومیت)، کوارتز و یا مسکویت کرومدار همراه با دانههای پراکنده سولفیدی و کانیهای همراه می-باشد (هالس و ژاو<sup>۳۹</sup>، ۱۹۹۵؛ تیکوروس<sup>۳۰</sup> و همکاران، ۲۰۰۶؛ آزر<sup>۲۱</sup>، ۲۰۱۳).

واحدهای اولترامافیکی در بعضی مناطق توسط دایکهای دیابازی و به میزان کمتر رخدادهای گابرویی قطع شدهاند. رخنمونهای مجزای سنگهای گابرویی تودهای وابسته به مجموعه افیولیتی در جنوب روستای منیدر و شمال روستای آبرود قابل مشاهده هستند (شکل ۲–۹– و). با توجه به مطالعات پتروگرافی، این واحدهای گابرویی به رنگ خاکستری تیره تا خاکستری – سبز با بافت ریزدانه تا متوسط دانه حاوی فنوکریستهای آمفیبول و پلاژیوکلاز بوده و ترکیب گابرونوریت تا نوریت دارند. از واحدهای پدید آورنده ردیفهای افیولیتی در بخشهای بالایی میتوان به سنگهای آتشفشانی سیاه رنگ تا قهوهای تیره همراه با ساخت بالشی اشاره کرد (شکل ۲–۱۰– الف). بالشها با ابعاد متغیر از ۵/۰ تا ۲ متر دارای سطوح مدور تا بیضوی شکل هستند (شکل ۲–۱۰– ب). پراکندگی این واحدها در جنوب روستاهای زرقان، جلمبادان و جاورتان (بخش شمالی مورد بررسی) و همچنین در شمال

37- Evans38- Rice39- Halls and Zhao40- Tsikouras41- Azer

روستای نوده صرصره مشاهده شده است. در مورد اخیر، حفرات موجود در این واحد آتشفشانی توسط کانیهای ثانویه پر شده و ظاهر بافت بادامکی را ایجاد کرده است.



شکل ۲-۱۰- تصاویر صحرایی از (الف) گدازههای بازالتی بالشی وابسته به مجموعه افیولیتی در جنوب باغ-های جغتای، (ب) بالشهای بازالتی با ابعاد متغیر ۵/۰ تا ۱متر و (ج) و (د) آهک پلاژیک قرمز رنگ برشی شده همراه با رگههای کلسیتی سفید رنگ فراوان.

براساس مطالعات ژئوشیمیایی شجاعت و همکاران (۲۰۰۳) و همچنین مطالعات پتروگرافی صورت یافته در این تحقیق، سنگهای آتشفشانی مزبور با بافت پورفیری، میکرولیتی و گاها اینترسرتال دارای محدوده ترکیبی بازالت و بازالت آندزیتی تا اسپلیت هستند. این سنگها عموماً به شدت خرد شده و فضای بین شکستگیها توسط کانیهای ثانویه مانند اپیدوت به رنگ سبز پر شده است. شواهد پراکندهای از آهک پلاژیک قرمز رنگ گلوبوترونکانادار و رادیولاریت قرمز رنگ در شمال روستای نوده صرصره و مسیر روستای شفیع آباد به چشم میخورد. آهک پلاژیک به صورت برونزدهای ناپیوسته بر روی واحدهای آتشفشانی زیردریایی دیده میشود و در اثر تکتونیک منطقه به شدت خرد شده و حاوی رگههای متعدد کلسیتی سفید رنگ است (شکل ۲-۱۰-ج و د). همانطور که ذکر شد، مجموعه افیولیتی در اثر جابجایی و راندگی، به هم ریخته بوده و اکثر واحدهای سنگی آن دارای مرز گسلی با دیگر واحدها هستند. سنگهای آذرین نیمه عمیق پساافیولیتی مورد مطالعه در شمال و جنوب زون افیولیتی به شکل گنبدهای مجزا و دایک درون مجموعه افیولیتی و عمدتاً واحدهای هارزبورژیت سرپانتینیتی رخنمون دارند.

# ۲\_۳\_۳ مجموعه آتشفشانی \_ رسوبی ائوسن

سنگهای آتشفشانی \_ رسوبی ائوسن شامل تناوبی از گدازههای بازیک \_ حدواسط فوران یافته در محیط خشکی و دریا، آذرآواریهای محیطهای خشکی و دریایی و نهشتههای رسوبی محیط خشکی، لاگون محصور و نیمه محصور و دریای کم عمق باز هستند که در حوضههای کششی محلی داخل کمان آتشفشانی سبزوار در ائوسن میانی \_ فوقانی نهشته شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). تنوع رخسارهای ائوسن نشانه تناوب پیشرویها و پسرویهای دریای کم عمق است (درویش زاده، ۱۳۸۳). واحد نازک لایه شیل و ماسه سنگ زیرین با ارتفاع کم و به رنگ سبز تا کرم در مناطق جنوبی زون افیولیتی (شمال کاهک، روستای کلاته سادات، بهنگر و زردکوهی) رخنمون دارد (شکل ۲-۱۱- الف). حضور عدسیهایی از آهک نومولیتدار درون این واحد رسوبی بیانگر سن ائوسن میانی برای آن است. سنگهای آذرآواری شامل آگلومرا، برش، لاپیلی و توف هستند که بر روی واحد شیلی و ماسه سنگی به سن ائوسن میانی قرار گرفتهاند. واحد آگلومرایی به عنوان گستردهترین واحد آذرآواری در مناطقی مانند شمال عباس آباد، جاده کاهک ـ فرومد و همچنین در بخش شمال زون افيوليتي يعنى اطراف روستاي جلمبادان و جنوب باغات جغتاي قابل مشاهده است (شكل ٢-١١- ب). این واحد حاوی قطعات گرد شده تراکی بازالتی و آندزیتی با اندازه چند سانتی متر تا ۱ متر میباشد که در برخی نقاط در اثر دگرسانی بلورهای پیروکسن موجود در این سنگها به کانی ثانویه کلریت به رنگ سبز ۔ آبی قابل مشاهده هستند (شکل ۲–۱۱– ج). طیف ترکیبی سنگهای آتشفشانی که نسبت به سایر سنگها از حجم بیشتری برخوردار هستند شامل تنوعی از سنگها از جمله الیوین بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت با مورفولوژی مرتفع میباشد (شکل ۲–۱۱– د).

آهک نومولیتدار به رنگ کرم تا خاکستری نیز در مسیر جاده کاهک به فرومد و همچنین شمال روستای بهنگر در مجاورت واحد تراکی بازالتی رخنمون دارند (شکل ۲–۱۱– ه تا ز ). در محل تماس گدازه با آهک، نومولیتها از فراوانی چشم گیری برخوردارند. این امر بیانگر فوران انفجاری گدازه بازالتی در محیط آبی میباشد که منجر به ریزش گدازه با سطح شیشهای و مواد پرتابی بر روی آهکهای نومولیتی شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). انباشتگی نومولیتهای درشت و ریز در کنار یکدیگر می تواند ناشی از تغییر ناگهانی شرایط محیطی و در نتیجه مرگ دسته جمعی نومولیتها در اثر ورود گدازه داغ به محیط زندگی این روزنداردان باشد (الهیاری، ۱۳۸۹؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). حضور روزنداران بدون منفذ و با منفد در توالی کربناته مورد بحث بیانگر محیطهای خشکی و دریایی کم عمق (لاگون محصور، لاگون باز و دریای باز ) برای نهشتههای ائوسن منطقه می باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). واحد شیل و ماسه سنگ بالایی شامل تناوبی از شیل و ماسه سنگ خاکستری تا قهوهای با لایه بندی نازک میباشد که در زیر واحد تخریبی ـ مارنی الیگوسن قرار دارد (شکل ۲–۱۱– ح). رخنمون این واحد به سن ائوسن \_ الیگوسن را می توان در بسیاری از نقاط بخش جنوبی و همچنین بخش شمالی زون افیولیتی سبزوار مشاهده کرد. در بعضی مناطق رخنمون مانند مسیر کاهک ـ فرومد و همچنین شمال بهنگر، این واحد رسوبی توسط دایکهای آندزیتی سبز رنگ با ضخامت تقريبي ۱ تا ۳ متر و با امتداد شمال شرق \_ جنوب غرب قطع شده است (شکل ۲\_۱۱- ح).



شکل ۲–۱۱- تصاویر صحرایی از توالی آتشفشانی ـ رسوبی ائوسن، (الف) توالی شیل و ماسه سنگ زیرین ائوسن میانی در جاده کاهک ـ فرومد. (ب) واحد آگلومرایی همراه با قطعات بازالتی و تراکی آندزیتی (ج) حضور کلریت به رنگ سبز۔ آبی ناشی از دگرسانی پیروکسنهای موجود در قطعات بازالتی آگلومرا. (د) فرسایش پوست پیازی در بازالت ائوسن در منطقه جلمبادان از بخش شمالی مورد مطالعه. (ه) آهک نومولیتدار در مجاورت گدازه بازالتی در جاده کاهک ـ فرومد. (و) و (ز) تصاویر میکروسکوپی از نومولیت و روزن داران (Triloculina) درون واحد آهکی ائوسن. (ح) توالی شیل و ماسه سنگ نازک لایه بالایی در شمال روستای بهنگر که توسط یک دایک آندزیتی سبز رنگ قطع شده است.

### ۲\_۳\_۴ واحد تخريبي \_ مارني اليگوسن

توالی تخریبی \_ مارنی الیگوسن با مورفولوژی ملایم همراه با ناپیوستگی فرسایشی و افقهای کنگلومرایی و ماسه سنگی متشکل از قطعات سنگهای ائوسن، برروی واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی \_ رسوبی ائوسن قرار میگیرد (شکل ۲–۱۲– الف) و سپس با مارنهای قرمز رنگ گچ دار الیگوسن \_ میوسن ادامه مییابد (شکل ۲–۱۲– ب). این واحد تخریبی \_ مارنی معادل سازند قرمز رنگ زیرین میباشد که در جنوب نوار افیولیتی و در حد فاصل داورزن \_ سبزوار از گسترش قابل توجهای برخوردار است. این واحد به علت قابلیت فرسایش پذیری بالا، دارای آبراهههای زیاد با الگوی شاخه درختی و دندانهای میباشدو توسط توالی مارنی سفیدگچ دار میوسن پوشیده میشود.

در مناطقی از شمال غرب سبزوار مانند شمال روستای کلاته سادات، روانههای پراکنده از گدازههای بازالتی و آذرآواریهای وابسته در میان بخش زیرین توالی تخریبی ـ مارنی قرمز رنگ گچ دار الیگوسن (سازند قرمز زیرین) دیده میشوند (شکل ۲–۱۲– ج و د). اگر چه در نقشه زمین شناسی ۲۰۰۰۰۱/۱ باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹)، این روانههای بازالتی به عنوان بازالتهای کواترنری معرفی شدهاند، لیکن مطالعه روابط چینهشناسی این واحدها با توالی مارنی الیگوسن توسط رضوی (۱۳۸۹)، برهمند (۱۳۸۹) و قاسمی و همکاران (۱۳۹۰) نشان میدهد که این روانههای بازالتی به الیگوسن تعلق داشته و سن کواترنری ارائه شده در نقشه زمینشناسی مذکور اشتباه است. حضور سنگهای آذرآواری در قاعده هر روانه نشان دهنده برون ریزی روانهها همراه با فورانهای انفجاری در محیط تشکیل مارنهاست که منجر به تشکیل افقهای کم ضخامت آگلومرا، لاپیلی و پپریتهای قرمز رنگ شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰). با توجه به مطالعات محققین مذکور، خصوصیات میتولوژیکی این واحدهای سنگی بیانگر یک محیط پشت کمانی اولیه نابالغ در زمان الیگوسن \_ میوسن در بخشهای از ایران مرکزی است که با رسوبگذاری نهشتههای تخریبی سازند قرمز زیرین و واحد مارن قرمز رنگ الیگوسن به طور تدریجی به وسیله واحد مارن سفید میوسن و سپس دیوارههای ضخیم گنگلومرای پلیوسن ادامه مییابد (شکل ۲–۱۲– ۵).



شکل ۲–۱۲– تصاویر صحرایی از توالی تخریبی \_ مارنی الیگوسن در زون سبزوار (الف) مارن الیگوسن که به صورت ناپیوسته بر روی سری آتشفشانی \_ رسوبی ائوسن قرار گرفته است. (ب) توالی مارن قرمز الیگوسن همراه با میان لایه-های گچی سفید رنگ با ضخامت متغیر. (ج) و (د) حضور چندین روانه بازالتی در میان توالی مارن قرمز رنگ الیگوسن. (ه) نمایی از توالی مارن الیگوسن که با توالی مارنی سفید رنگ میوسن و سپس کنگلومرای پلیوسن ادامه مییابد.

### ۲\_۳\_۵\_ توالی مارن میوسن

توالی مارن سفید رنگ میوسن با مورفولوژی ملایم بر روی توالی مارن قرمز رنگ الیگوسن رخنمون دارد. این واحد از گسترگی قابل توجه در طول شرقی ـ غربی بخش جنوبی زون افیولیتی برخوردار است. در بخش شمالی مورد مطالعه نیز میتوان رخنمونهای پراکنده این واحد را در مسیر جاده یوسف آباد به جغتای (اطراف سد کمایستان) مشاهده کرد. قابل ذکر است که این واحد در نیمه شمالی ورقه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ جغتای از گسترش قابل ملاحظهای برخوردار است، لیکن مطالعه میدانی این بخش در دستور کار تحقیق پیشِ رو نبوده است. در شمال روستاهای بهنگر، کلاته سادات و زردکوهی از بخش جنوبی مورد مطالعه، تپههای مارنی سفید رنگ با توپوگرافی ملایم و با پوشیده میشود (شکل ۲–۱۲- الف و ب).



شکل ۲–۱۳ - تصاویر صحرایی از رخنمون توالی مارنی میوسن در منطقه مورد مطالعه، (الف) دورنمایی از تپههای مارنی میوسن در شمال روستای زردکوهی، دید به سمت شرق و (ب) تصویری از توالی مارن میوسن در شمال روستای بهنگر که به طور تدریجی توسط توالی کنگلومرای پلیوسن پوشیده میشود، دید به سمت شمال شرق.

# ۲\_۳\_۶ سنگهای آذرین نیمه عمیق پساافیولیتی

سنگهای آذرین پساافیولیتی مورد مطالعه به صورت پراکنده و با گستردگی فراوان در بخش شمالی و جنوبی زون افیولیتی سبزوار رخنمون دارند. در هر دو بخش مطالعاتی، سنگهای نیمه عمیق مورد بحث به اشکال گنبد، دایک و استوک در بین سنگهای میزبان افیولیتی کرتاسه بالایی – پالئوسن، سری آتشفشانی و آتشفشانی – رسوبی ائوسن و توالی مارنی الیگوسن – میوسن تظاهر یافته-اند. با این تفاوت که در بخش شمالی، واحدهای مذکور غالباً به شکل دایکهای حدواسط و در نیمه جنوبی عمدتاً به صورت گنبد و استوکهای مجزا (شکل ۲–۱۴– الف تا ز) و گاهاً به شکل دایک (شکل ۲–۱۵– الف) و با ترکیب اسیدیتر برونزد دارند.

گنبدهای بخش جنوبی با امتداد شمال غربی \_ جنوب شرقی، که از روند زون افیولیتی تبعیت می کند، به گونهای آشکار هارزبورژیتهای سرپانتینیتی شده وابسته به مجموعه افیولیتی سبزوار را قطع کرده-اند (شکل ۲-۱۴- الف). رنگ این گنبدها از سفید تا خاکستری مایل به صورتی متغیر بوده و دارای طيف تركيبي ريوليت، ريوداسيت و داسيت هستند. اين گنبدها بلندترين ارتفاعات را در شمال روستاهای ساروق، کلاته سادات، بهنگر، مهر و نوده (از توابع بخش جنوبی مورد مطالعه) به وجود آوردهاند (شکل ۲–۱۴– ب تا ز). سنگهای نیمه عمیق مورد نظر دارای تنوع بافتی ریزبلور تا درشت بلور در مقیاس نمونه دستی هستند. درشت بلورهای بیوتیت، کوارتز، فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز در نمونههای سنگی مناطق مذکور قابل مشاهده است. با توجه به مطالعات میدانی، بیگانه سنگهایی با ابعاد و ترکیب متغیر در سنگهای نیمه عمیق مورد بحث مشاهده شده است. این بیگانه سنگها شامل قطعاتی از سنگهای مجموعه افیولیتی سبزوار و سنگهای آتشفشانی ـ رسوبی ائوسن میباشد. به عنوان مثال میتوان به حضور بیگانه سنگهای هارزبورژیتی سرپانتینی شده با ابعاد چند سانتی متر تا چند دسی متر (شکل ۲–۱۵– ج)، قطعاتی از ماسه سنگ (شکل ۲–۱۵– د) و توفهای ماسهای ائوسن (شکل ۲–۱۵– ه) در سنگهای آذرین پساافیولیتی بخش جنوبی اشاره کرد. شاهدی مبنی بر حضور قطعات مارنی به صورت بیگانه سنگ در سنگهای نیمه عمیق مورد مطالعه در این بخش دیده نشده است. لیکن، فتح آبادی (۱۳۹۳) در مطالعات صحرایی خود بر روی گنبدهای نیمه عمیق منطقه مقیسه در جنوب غرب سبزوار و تنها (۱۳۸۸) و قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) در جنوب قوچان به حضور بیگانه سنگهای مارنی الیگومیوسن نیز در این سنگها اشاره کردهاند.



شکل ۲–۱۴– تصاویر صحرایی از رخنمون سنگهای پساافیولیتی در بخش جنوبی زون افیولیتی سبزوار، (الف) نمایی دور از رخنمون گنبدهای پساافیولیتی با روند شمال غرب \_ جنوب شرق درون مجموعه افیولیتی سبزوار، دید به سمت شمال. (ب) و (ج) نمای نزدیکتر از این گنبدها و ارتباط آنها با واحدهای زمین شناسی دیگر در شمال روستای مهر شمال شرق روستای بهنگر. (د) و (ه) تصاویری از گنبد پساافیولیتی در شمال کلاته سادات، واحد مارنی و روانههای بازالتی الیگوسن در تصویر (د) دیده می شوند. (و) و (ح) نمایی از گنبدهای پساافیولیتی کرم رنگ به ترتیب در شمال



شکل ۲–۱۵– تصاویر صحرایی از سنگهای پساافیولیتی در بخش جنوبی زون افیولیتی (الف) نمایی از یک دایک پساافیولیتی در تماس با هارزبورژیت سرپانتینیتی در شمال آبرود. (ب) نمایی از ظاهر خرد شده از سنگهای نیمه عمیق مورد مطالعه. (ج) و (د) تصاویری از حضور بیگانه سنگهایی با ترکیب هارزبورژیت وابسته به سری افیولیتی توف ماسهای متعلق به سری آتشفشانی ـ رسوبی ائوسن در سنگهای نمیه عمیق پساافیولیتی در بخش جنوبی زون افیولیتی سبزوار.

در بخش شمالی زون افیولیتی، سنگهای آذرین پساافیولیتی غالباً به شکل دایک و با ضخامت متغیر در مناطقی مانند جنوب باغهای جغتای، جنوب روستای حطیطه و زرقان و مسیر جاورتان ـ منیدر در مجموعه افیولیتی سبزوار و گاهاً در سری آتشفشانی ـ رسوبی ائوسن برونزد دارند (شکل ۲–۱۶ ـ الف تا ح). شاهدی بر حضور این سنگهای آذرین در توالی مارنی بخش شمالی مشاهده نشده است. از مناطقی که گنبدهای پساافیولیتی بخش شمالی در آن رخنمون دارند میتوان به روستای جلمبادان (شرق جغتای) و شمال شفیع آباد اشاره کرد که مورد اول در سری آتشفشانی ائوسن و مورد دوم درون مجموعه افیولیتی برونزد دارد (شکل ۲–۱۶ ـ ب و ه). سنگهای نیمه عمیق پساافیولیتی بخش شمالی در مقایسه با بخش جنوبی دارای ترکیب حدواسط هستند، به طوری که یک سری ترکیبی از آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت با بافتهای متغیر را نشان میدهند. از جمله این بافتها میتوان به بافت پورفیری با درشت بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز و بافت جریانی در مقیاس نمونه دستی اشاره کرد (شکل ۲–۱۷– الف تا د). این سنگها در مجموع دانه ریز تا دانه متوسط هستند. همانند بخش جنوبی، سنگهای نیمه عمیق مورد مطالعه حاوی بیگانه سنگهایی از واحدهای قدیمی تر مانند هارزبورژیتهای افیولیتی هستند که بیانگر نفوذ این سنگها حداقل بعد از نوره زمانی پالئوسن است (شگل ۲–۱۷– ه). مطالعات میدانی در بخش شمالی نشان میدهند که نمونههای تراکی آندزیتی/ داسیتی حاوی تجمعاتی از درشت بلورهای آمفیبول به همراه پلاژیوکلاز به شکل لختههای بلوری است (شکل ۲–۱۷– و). این لختههای بلوری دارای ابعاد متغیر تا چند سانتی متر و به اشکال کروی تا بیضوی هستند.

صالحی نژاد (۱۳۸۷) براساس مطالعات صحرایی صورت یافته، سن سنگهای نیمه عمیق رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه را جوان تر از میوسن و قدیمی تر از پلیوسن معرفی کرده است. حضور قطعات ریولیتی این گنبدها در کنگلومرای پلیوسن و عدم حضور قطعات تخریبی ناشی از این گنبدها در واحدهای سنگی – رسوبی قدیمی تر یعنی رسوبات تخریبی میوسن یا توالیهای آتشفشانی – رسوبی ائوسن و مجموعه افیولیتی، شاهدی بر این مدعا است. با توجه به مطالعات میدانی انجام یافته در این تحقیق به خصوص حضور بسیار فراوان بیگانه سنگهای هارزبوژیتی تا ابعاد دسی متری، این مطلب کاملاً پذیرفته شده است که سنگهای آذرین نیمه عمیق زون سبزوار حداقل بعد از دوره زمانی پالئوسن (یعنی تشکیل مجموعه افیولیتی سبزوار) در این زون برونزد یافتهاند. مطالعات زمانی دقیق تر به وسیله دادههای سن سنجی در فصل (۵) مورد بررسی قرار می گیرد.



شکل ۲-۱۶- تصاویر صحرایی از سنگهای نیمه عمیق پساافیولیتی در بخش شمالی مورد مطالعه. (الف) حضور گنبد تراکی داسیتی در هارزبورژیت سرپانتینیتی شده از مجموعه افیولیتی سبزوار، جنوب باغات جغتای. (ب) گنبد تراکی آندزیتی درون مجموعه آتشفشانی ائوسن، روستای جلمبادان. (ج) گنبد تراکی داسیتی در محل تماس با هارزبورژیت، جنوب زرقان. (د) دایک پساافیولیتی تراکی آندزیتی که هارزبورژیت سری افیولیتی را قطع کرده است، مسیر روستای جاورتان – منیدر. (ه) گنبد پساافیولیتی داسیتی سفید رنگ شمال روستای شفیع آباد که در واحد هارزبورژیتی مجموعه افیولیتی رخنمون دارد. (و) و (ز) دایک پساافیولیتی تراکی آندزیتی که به ترتیب هارزبورژیت و آتشفشانی ائوسن را قطع کرده است. (ح) پلاگ پساافیولیتی درون هارزبورژیت افیولیتی، جنوب زرقان.



شکل ۲–۱۷– تصاویری از سنگهای پساافیولیتی مورد مطالعه با بافت و ترکیب متنوع در مقیاس نمونه دستی. (الف) بافت پورفیری و تجمع بلورهای آمفیبول به صورت ستارهای در یک دایک آندزیتی. (ب) بافت پورفیری و حضور درشت بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز در یک تراکی آندزیت. (ج) یک نمونه تراکی داسیتی به همراه حضور پلاژیوکلاز و آمفیبول. (د) یک نمونه داسیتی با حضور فراوان درشت بلورهای سفید رنگ پلاژیوکلاز. (ه) حضور بیگانه سنگی هارزبورژیتی در یک نمونه داسیت، شمال شفیع آباد. (و) حضور لختههای بلوری با ترکیب درشت بلورهای آمفیبول و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز در یک نمونه تراکی داسیتی.

### ۲\_۷\_۷ واحد کنگلومرای پلیوسن

واحد کنگلومرایی نسبتاً گسترده و ضخیم پلیوسن با دیوارمهای قائم در هر دو بخش شمالی و جنوبی مورد مطالعه رخنمون دارند. این واحد رسوبی بر روی واحد مارن میوسن قرار گرفته (شکل ۲– ۸۱- الف و ب) و حاوی قطعاتی از سنگهای قدیمی تر منطقه از جمله سنگهای آذرین وابسته به مجموعه افیولیتی سبزوار، سری آتشفشانی – رسوبی ائوسن و سنگهای نیمه عمیق پساافیولیتی مورد مطالعه است (شکل ۲–۱۸– ج). این امر بیان کننده آن است که در زمان تشکیل این واحد کنگلومرایی تمامی واحدهای سنگی مذکور در سطح زمین رخنمون داشتهاند. رنگ این کنگلومرا بسته به نوع و فراوانی قطعات تشکیل دهنده آن از خاکستری تیره تا کرم مایل به سفید تغییر می کند. جورشدگی و گردشدگی در این کنگلومرا متوسط تا ضعیف بوده و قطعات تشکیل دهنده آن عمدتاً سنگهای هارزبورژیتی مرتبط با مجموعه افیولیتی بر روی این واحد کنگلومرایی رانده شدهاند (شکل سنگهای هارزبورژیتی مرتبط با مجموعه افیولیتی بر روی این واحد کنگلومرایی رانده شدهاند (شکل ت-۱۸– د). این امر را می توان به عملکرد گسلهای راندگی جوان منطقه همچون آبرود، بیزه و دهنو نسبت داد (مجیدی، ۱۳۸۷).

### ۲\_۳\_۸ \_ واحد کنگلومرای پلیوکواترنر

یک واحد کنگلومرایی سست با جورشدگی ضعیف و شیب بسیار ملایم (حدود ۵ تا ۱۰ درجه به سمت شمال و شرق)، به طور دگر شیب بر روی کنگلومرای پلیوسن قرار گرفته است. این واحد کنگلومرایی در مقایسه با کنگلومرای پلیوسن دانه ریزتر بوده و از شیب و ضخامت کمتری برخوردار است. گسلهای راندگی منطقه سبب رانده شدن برونزدهای هارزبورژیتی، مارن میوسن، کنگلومرای پلیوسن و توفهای ائوسن میانی بر روی کنگلومرای پلیوکواترنر شده است (مجیدی، ۱۳۸۷). در حوالی روستای آبرود، کنگلومرای پلیوسن بر روی رخنمونهایی از واحد کنگلومرایی پلیوکواترنر رانده شده است (شکل ۲–۱۹–الف).



شکل ۲–۱۸– تصاویر صحرایی از رخداد کنگلومرای پلیوسن و ارتباط آن با واحدهای دیگر، (الف) نمایی از کنگلومرای پلیوسن با دیوارههای قائم به همراه مارن سفید رنگ میوسن و گنبد نیمه عمیق پساافیولیتی در شمال روستای بهنگر. (ب) نمای نزدیکتر از کنگلومرای ضخیم لایه پلیوسن با دیوارههای قائم در شمال روستای ساروق از بخش جنوبی مورد مطالعه. (ج) تصاویر صحرایی از کنگلومرای پلیوسن که حاوی قطعات سنگی با ابعاد و ترکیب مختلف مانند قطعات مجموعه افیولیتی، آتشفشانیهای ائوسن و همچنین قطعات سفید رنگ ریولیتی ـ داسیتی پساافیولیتی می اشد. (د) تصویری از راندگی هارزبورژیت سرپانتینیتی بر روی کنگلومرای ضخیم لایه پلیوسن در شمال روستای آبرود از بخش

## ۲\_۳\_۹ واحدهای سنگی کواترنر

رسوبات آبرفتی ـ دشتی و رودخانهای کواترنری به عنوان جوانترین واحدهای زمین شناسی در منطقه مورد مطالعه، عمدتاً در مسیر رودها و آبراهههای فصلی و موقت رخنمون دارند. به عنوان مثال، رخنمونهایی از این رسوبات را میتوان در مسیر رودخانههای فصلی شمال روستاهای بهنگر و مهر مشاهده کرد که به صورت دگرشیب واحدهای مارنی میوسن را پوشاندهاند (شکل ۲–۱۹– ب). این رسوبات آبرفتی محیط مساعدی را برای کشت و کار یا تمرکز و تشکیل روستاها فراهم ساختهاند.



شکل ۲–۱۹– تصاویر صحرایی از کنگلومرای پلیوکواترنر و واحدهای کواترنری در منطقه مورد مطالعه، (الف) نمایی از کنگلومرای پلیوکواترنر در مسیر روستای آبرود از بخش جنوبی مورد مطالعه، راندگی هارزبورژیت سرپانتینیتی بر روی کنگلومرای پلیوسن و همچنین راندگی این واحد کنگلومرایی بر روی کنگلومرای پلیوکواترنر در تصویر مشخص است. دید به سمت شمال شرق. (ب) تصویری از رسوبات کواترنری در مسیر روستای کلاته سادات که به صورت دگرشیب بر روی مارن میوسن رخنمون دارد. حفرات ناشی از فرسایش در واحد مارنی توسط رسوبات کواترنری پر شده است.

### ۲\_۴\_ مروری بر زمین شناسی اقتصادی منطقه مورد مطالعه

پتانسیل معدنی ـ اقتصادی منطقه مورد مطالعه در شمال و جنوب در طول کمربند افیولیتی سبزوار متمرکز است. این کمربند به واسطه حضور گسترده سنگهای هارزبورژیتی ـ دونیتی که به عنوان بستر مهم و اصلی کانسارهای کرومیت به شمار میآیند، همواره مورد توجه بوده و کارهای معدنی از مطالعات اکتشافی تا استخراج کرومیت دارای گذشتهای بس دراز در این منطقه است. معادن فعال و غیرفعال و نیز اندیسهای کرومیتی پرشمار در طول کمربند افیولیتی گواه این مطلب است. انباشتههای کرومیتی در سنگهای دونیتی به گونهای فراگیر به اشکال عدسیهای کوچک و بزرگ و یا انبانی شکل هستند. بیشتر کانسارهای موجود در منطقه با سیستمهای شکستگی اصلی، به ویژه گسلهای راندگی در ارتباط هستند. ناحیه معدنی سرور در شمال فرومد، ناحیه معدنی مسیح آباد، کانسار کوه ارباب در جنوب زرقان، کانسار نیستانی در شرق کمربند افیولیتی و کانسار کال چناری از آن جملهاند.

علاوه بر کرومیت، آثار فراوانی از منیزیت در سرپانتینیتها به ویژه در نواحی دگرسانی شدید در سنگهای اولترامافیک دیده می شود. توالی آهک ضخیم لایه کرتاسه از بخش شمالی مورد مطالعه، به عنوان ماده خام برای کارخانه سیمان جوین و کارخانه سیمان الله آباد استخراج میشود (شکل ۲-۲۰- الف). آثار کانهزایی مس مرتبط با فعالیتهای آتشفشانی ائوسن در منطقه عباس آباد و مسیر جاده کاهک \_ فرومد به چشم میخورد (شکل ۲-۲۰- ب). تجمع رگچههای پر شده از ترکیبات مس-دار به طور عمده در واحد تراکی بازالت و سایر گدازههای ائوسن دیده میشود. وجود سربارههای مس باقیمانده از زمان گذشته در منطقه عباس آباد نیز نشانگر توجه کاوشگران فلز در این منطقه بوده است. کانه زایی مس به صورت مالاکیت و آزوریت در سطح و بورنیت وکوولیت در اعماق سنگهای میزبان میباشد (صادق زاده، ۱۳۷۷).

در چند نقطه از بخش جنوبی مورد مطالعه، سنگهای آذرین پساافیولیتی نیمه عمیق نیز بستر مناسبی را برای ایجاد معادن سنگ ساختمانی و سنگ نما پدید آوردهاند. معدن گرانیت دنیا مهرگان وگرانیت مهر از جمله معادن فعال سنگ ساختمانی در این بخش به شمار میآیند (شکل ۲-۲۰- ج و د). همچنین این سنگها به منظور سنگ لاشه در جاده سازی و پل سازی استخراج می-شوند. سنگهای مورد بهره برداری در واقع سنگهای سفید رنگ با ترکیب ریولیتی هستند که در اصطلاح معدنکاری به گرانیت معروف هستند. خرد شدگی و داشتن درز و شکاف زیاد باعث شده است که استخراج سنگهای مورد بحث با مشکلات زیادی همراه باشد و ظاهراً معدن کاری در آن مقرون به صرفه نبوده است، به طوری که یکی از معادن به نام معدن گرانیت کمر سفید پس از ۴ سال بهره-برداری به صورت غیر فعال در آمده است.



شکل ۲-۲۰- تصاویری از پتانسیلهای اقتصادی و فعالیتهای معدنی در زون افیولیتی سبزوار. الف) نمایی از کارخانه سیمان جوین که از آهک کرتاسه منطقه به عنوان ماده خام در صنعت سیمان استفاده میکند. ب) کانه زایی مس در بین سنگهای آتشفشانی ائوسن در شمال فرومد. ج) و د) به ترتیب معدن گرانیت مهر و دنیای مهرگان که ریولیت سفید رنگ پساافیولیتی را به منظور سنگ ساختمانی و نما استخراج میکنند.

فصل سوم مطالعات شروکرافی «

#### ۳\_۱ مقدمه

پس از مطالعات میدانی و نمونه برداری از سنگهای آذرین نیمه عمیق مورد هدف از بخش شمال تا جنوب زون افیولیتی سبزوار، به منظور انجام گام بعدی یعنی مطالعات دقیق سنگ شناسی بیش از ۱۵۰ نمونه سنگی براساس طیف ترکیبی و تنوع سنگ شناسی انتخاب شدند. از برشهای تهیه شده از این نمونهها مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شد که در مطالعات پتروگرافی مورد استفاده قرار گرفتند. مطالعات اولیه سنگشناسی بر روی این مقاطع بیانگر دو طیف ترکیبی حدواسط و اسیدی بود که با پیمایشهای میدانی مطابقت داشت. طیف ترکیبی حدواسط که غالباً در بخش شمالی زون افیولیتی سبزوار رخنمون داشته و شامل ترکیبات آندزیت، تراکیآندزیت و تراکیداسیت میباشد. در مقابل، طیف ترکیبی اسیدی با ترکیب عمدتاً ریولیتی و ریوداسیتی و گاهاً داسیتی در

با توجه به نتایج اولیه مطالعات سنگ شناسی، در این بخش سنگهای آذرین مورد مطالعه به سه گروه تقسیم میشوند که شامل (۱) ترکیبات آندزیتی/ تراکیآندزیتی، (۲) ترکیبات تراکیداسیتی/ داسیتی و (۳) ترکیبات ریولیتی میباشد. از میان این ۳ گروه، سنگهای اسیدیتر ریولیتی عمدتاً به صورت گنبد و در بخش جنوبی زون افیولیتی دیده میشوند، حال آنکه ترکیبات حدواسطتر در بخش شمال این زون و غالباً به شکل دایک، استوک و گنبد رخنمون دارند. تعدادی از گنبد ریولیتی نیز در بخش شمالل این فصل در جدول (۳–۱) آورده شده است.

نام کانی	علامت اختصاري	نام کانی	علامت اختصاري
كلينوپيروكسن	CPx	آپاتيت	Ар
آمفيبول	Amp	منيتيت	Mag
پلاژيوكلاز	Pl	كلسيت	Cal
بيوتيت	Bt	كلريت	Chl
سانيدين	Sa		

جدول ۳-۱- علائم اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی

۲-۲ ترکیبات آندزیت/تراکی آندزیت

واحدهای آندزیت/تراکیآندزیتی غالباً به صورت دایک یا گنبدهای سبز- خاکستری رنگ در بخش شمالی مورد مطالعه و درون مجموعه افیولیتی رخنمون دارند. بررسی مقاطع نازک تهیه شده از این نمونههای سنگی نشان دهنده بافتهای غالب از نوع پورفیری، سوزنی و جریانی و حضور فنوکریستهای آمفیبول و پلاژیوکلاز میباشد.

بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار آمفیبول به عنوان فراوانترین کانی فرومنیزین به صورت فنوکریست در زمینهای ریز بلور قابل مشاهده هستند (شکل ۳–۱– الف). رخ دو جهتی غیر قائم در بسیاری از این بلورهای شکلدار به وضوح دیده میشود. غالب این فنوکریستها دارای حواشی سوخته<sup>۴۴</sup> هستند (شکل ۳–۱– ب)، امری که در فنوکریستهای آمفیبول موجود در ترکیبات تراکی آندزیتی و تراکی داسیتی نیز به چشم میخورد. این پدیده را میتوان به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب در ضمن تشکیل کانی و از دست رفتن آب در خلال فوران ماگما نسبت داد (بست<sup>۳۴</sup>،

42- Opacity 43- Best ۲۰۰۳). به اعتقاد دییر<sup>۴۴</sup> و همکاران (۱۹۹۱)، ضمن فوران گدازه داغ (تا حدود ۸۰۰ درجه سانتیگراد)، هورنبلند در مجاورت با هوا به هورنبلند بازالتی تبدیل میشود. در این فرایند، هیدروژن از یونهای هیدروکسیل جدا شده و یونهای اکسیژن آزاد میشوند. آزاد شدن یونهای اکسیژن سبب تبدیل Fe<sup>+2</sup> به Fe<sup>+3</sup> میشود و در نتیجه Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> یا منیتیت در حواشی هورنبلند تشکیل میشود. منیتیتهای تولید شده دانه ریز بوده و به صورت حاشیهای اطراف بلورهای آمفیبول و همچنین بیوتیت را فرا می-گیرند و حالتی شبیه به سوختگی در اطراف این کانیها ایجاد میکنند.

فنوکریستهای پلاژیوکلاز با ماکل پلی سینتتیک (شکل ۳–۱– ب) و گاهاً منطقهبندی ترکیبی در ترکیبات آندزیتی حضور دارند. مقادیر متغیری از ریزبلورهای آمفیبول، میکرولیتهای پلاژیوکلاز و اکسیدهای Ti-Fe در زمینه سنگ به چشم میخورند. حضور فنوکریستهای کلینوییروکسن تنها به مقاطع نازک تهیه شده از یک نمونه دایک آندزیتی محدود می شود. این دایک با ترکیب آندزیت بازالتی و با بافت پورفیری و گلومروپورفیری، حاوی فنوکریستهای آمفیبول و به ميزان كمتر كلينوپيروكسن بدون حضور فنوكريست پلاژيوكلاز مي باشد (شكل ٣-١-ج). در اين واحد سنگی، بلورهای آمفیبول عمدتاً به اشکال منشوری کشیده (تا طول ۱ سانتیمتر) و تجمعات تک کانیایی در زمینهای از ریزبلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند و کلینوپیروکسن قابل مشاهده هستند که بافت گلومروپورفیری را به نمایش می گذارند (شکل ۳-۱-ج). به نظر کرکپاتریک<sup>۴۵</sup> (۱۹۷۷)، تجمع بلورها و تشکیل گلومرول می تواند ناشی از نطفهبندی ناهمگن این کانی ها باشد. در هنگام صعود ماگما، بلورهایی که دارای شبکه بلوری موازی هم باشند و یا در اثر برخورد با یکدیگر در جهت ماکلی و یا روابط اپی تاکسیالی مناسب هم قرار گیرند، به یکدیگر چسبیده و گلومرولها را ایجاد میکنند (شلے، ۱۹۹۳). به اعتقاد ژو<sup>۴۶</sup> و همکاران (۲۰۰۹)، بافت گلومروپورفیری شامل فنوکریستهای تجمع یافته<sup>۴۷</sup> است که در ۳ مرحله تشکیل می شود. در مرحله اول و طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق

44- Deer

- 45- Kirkpatrichk
- 46- Xu
- 47- Accumulated phenocrysts

ماگمایی، فنوکریستها از مذاب متبلور میشوند. در مرحله دوم، با تزریق تصادفی مذاب درون ماگمای در حال تبلور در اتاق ماگمایی، مذابهای مختلط تولید می شوند. کاهش چگالی و گرانروی مذاب احاطه کننده این فنوکریستها، باعث تجمع فنوکریستهای چگالتر به صورت انباشتی در کف آشیانه ماگمایی می شود. اتاق ماگمایی مذکور ممکن است از طریق سیستم دایک با آشیانههای ماگمایی عمیقتر در ارتباط باشد. لذا در مرحله سوم، تزریق ماگمای چگالتر با حرکات سریع رو به بالا، سبب آشفتگی مخزن، انتقال و در نتیجه، اختلاط مذاب می شود. همچنین، این دایکها می توانند فشار زیادی را از آشیانه ماگمایی عمیقتر به طرف اتاق ماگمایی در حال جایگزینی انتقال دهند. اگر فشار ماگما در اتاق ماگمایی اخیر، بیشتر از مقاومت سنگ میزبان باشد، سنگ می شکند و مذاب به وسیله گرادیان فشار به درون شکستگیها نفوذ کرده و آنها را پر میکند. سپس، این مذاب به سمت بالا حرکت کرده و در آشیانههای ماگمایی کم عمقتر جایگزین می شود. در این زمان، کاهش فشار، یک نیروی انبساطی قوی برای فنوکریستهای انباشتی ایجاد میکند و سبب جوشش و احتمالاً انفجار در مذاب مذکور میشود. حال آن که، تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی را بین فنوکریستها و مذاب تحريک مي کند. نيروي انبساطي و تنش برشي، باعث قطعه قطعه شدن و برشي شدن بلورهاي انباشتی در ماگما و تولید تجمعات و لختههای گلومروپورفیری می شوند که با صعود مذاب، به طرف بالا آورده میشوند. اتصال گلومروپورفیریها در مذابهای درونی، احتمالاً به کاهش دما و افزایش گرانروی ناشی از آن مرتبط است (بیکر<sup>۴۸</sup>، ۱۹۹۸). در نهایت، صعود و انجماد سریع مذابهای باقی مانده باعث انجماد زمینه و در برگرفتن تجمعات فنوکریستی و گلومروپورفیری قدیمی می شود.

کلریت به عنوان یک کانی ثانویه با بافت اسفرولیتی در حفرات سنگ قابل مشاهده است. این کانی در اثر دگرسانی کانیهای فرومنیزین مانند آمفیبول حاصل میشود و نشاندهنده حضور فاز سیال در طی دگرسانی و خروج Na و Ca از هورنبلند است (شکل ۳-۱-د).
ترکیبات تراکیآندزیتی حاوی فنوکریستهای آمفیبول و پلاژیوکلاز به عنوان کانیهای اصلی هستند (شکل ۳–۲– الف تا و). علیرغم آمفیبولهای بدون منطقهبندی در ترکیبات آندزیتی، درشت بلورهای آمفیبول در ترکیبات تراکیآندزیتی با اشکال منشوری کشیده تا سوزنی به وضوح منطقهبندی ترکیبی نشان میدهند (شکل ۳–۲– الف و ه). حواشی سوخته به وفور در این بلورها نیز مشاهده می-شود (شکل ۳–۲– ب).



شکل ۳-۱- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع آندزیتی (نور xpl)، (الف) بافت جریانی به همراه حضور بلورهای سوزنی آمفیبول و پلاژیوکلاز و (ب) حضور فنوکریستهای شکل دار پلاژیوکلاز با ماکل پلی سینتتیک و آمفیبول با حاشیه سوخته در یک نمونه آندزیتی، (ج) بافت گلومروپورفیری و تجمع بلوهای کشیده و منشوری آمفیبول به همراه حضور کلینوپیروکسن در نمونه دایک آندزیتی، (د) حضور کانی ثانویه کلریت با بافت اسفرولیتی در حفرات به همراه میکرولیتهای پلاژیوکلاز در زمینه یک نمونه سنگ آندزیتی.

پلاژیوکلاز متداول ترین فاز کانیایی بی آب است که عمدتاً به صورت متعادل با کانی آمفیبول در مذابهای سیلیکاته حدواسط یافت می شود. این کانی دارای یک سری محلول جامد کامل بین اعضای نهایی غنی از سدیم (آلبیت، NaA1Si<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) و غنی از کلسیم (آنورتیت، CaA1<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>) می-باشد. منطقه بندی ترکیبی که یک عارضه معمول در بسیاری از پلاژیوکلازهای آذرین محسوب می- شود، در فنوکریستهای پلاژیوکلاز موجود در ترکیبات تراکیآندزیتی نیز متداول است (شکل ۳-۲-ج و د). منطقهبندی در پلاژیوکلاز عبارتست از تغییرات آنورتیت درصد (۸۳%) یک بلور واحد از مرکز به سمت حاشیه و به صورت کم و بیش منظم که به وسیله تغییرات آنورتیت درصد (۱۹۳۰) از مرکز به طرف حاشیه بلور در مقیاس چند ده میکرون مشخص می شود (لوروکس<sup>۴۹</sup>، ۱۹۹۷).



49- L'Heureux

شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تراکی آندزیتی، (الف) بافت پورفیری و جریانی و حضور فنوکریستهای دوکی شکل آمفیبول با منطقهبندی ترکیبی (نور xpl)، (ب) فنوکریستهای آمفیبول با حاشیه سوخته، پلاژیوکلاز و بیوتیت در زمینهای ریزبلور که بافت جریانی را ایجاد کردهاند (نور xpl)، (ج) منطقه بندی ترکیبی پلاژیوکلاز به همراه آمفیبول و کانیهای اوپک (منیتیت) در زمینهای از میکرولیتهای پلاژیوکلاز و ریزبلورهای آمفیبول (نور xpl)، (د) بافت پورفیری، پلاژیوکلاز با منطقه بندی ترکیبی به همراه بلورهای کشیده بیوتیت و منیتیت (نور xpl)، ترکیب زمینه شامل میکرولیتهای پلاژیوکلاز، کوارتز، کانیهای اپک و کانیهای ثانویه مانند کلریت میباشد، (ه) فنوکریستهای آمفیبول سبز با منطقه بندی ترکیبی و رخ دو جهتی غیر قائم که از حاشیه به کلریت تبدیل شده است. بیوتیت قهوهای هم در تصویر دیده میشود (نور pl)، (و) حضور کانیهای ثانویه کلسیت و کلریت به همراه بلورهای ریز کوارتز در مفرات و زمینه سنگ (نور xpl).

منطقهبندی ترکیبی در پلاژیوکلاز عموماً به عنوان اثرات کینتیکی در لایه مرزی در سطح مشترک بلور - مذاب در نظر گرفته میشود (الیگره و همکاران، ۱۹۸۱؛ بوتینگا<sup>۵۰</sup> و همکاران، ۱۹۶۶). همچنین، این رخداد را میتوان به تغییرات بزرگ مقیاس در پارامترهای دما، فشار، میزان 1950 و ترکیب مذاب نسبت داد که احتمالاً با ورود مذاب جدید به آشیانه ماگمایی همراه است (فولی<sup>۵۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۳). انواع منطقه بندی ترکیبی در کانیهای آمفیبول و پلاژیوکلاز به طور مفصل در فصل شیمی کانیها (فصل ۴) مورد بررسی قرار گرفته است. علاوه بر فنوکریستهای آمفیبول و پلاژیوکلاز به عنوان سازندگان اصلی سنگ، ترکیبات تراکیآندزیتی حاوی بیوتیتهای خودشکل تا نیمه خودشکل با چندرنگی قهوهای روشن تا تیره و رخ یک جهتی میکایی میباشند (شکل ۳-۲- د). ترکیب شیمی این بیوتیتها در فصل (۴) و در خلال مطالعات مایکروپروپ الکترونی مورد بررسی قرار گرفته است.

کانیهای فرعی در این واحدهای سنگی به ترتیب فراوانی شامل اکسیدهای Ti-Fe، آپاتیت و به ندرت آلکالی فلدسپار هستند. ادخالهای از اکسیدهای Ti-Fe به شکل میکروفنوکریستهای خودشکل در فنوکریستهای آمفیبول و بیوتیت حضور دارند.

مطالعات مایکروپروپ صورت یافته بیانگر ترکیب منیتیت تیتاندار برای این اکسیدها می باشد. آپاتیتها هم در زمینه سنگ و هم به صورت ادخال با اشکال سوزنی و کشیده شکل دار در

50- Bottinga 51- Foley فنوکریستهای سازنده سنگ قابل مشاهده هستند. از کانیهای ثانویه در ترکیب این سنگها میتوان به حضور کلسیت و کلریت اشاره کرد (شکل ۳-۲- ه تا و). کلسیت و کلریت در اثر آزادسازی عناصر مورد نیاز در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز یا کانیهای فرومنیزین کلسیمدار نظیر آمفیبول ایجاد شدهاند.

از شواهد پتروگرافی مشاهده شده در ترکیبات تراکیآندزیتی میتوان به حضور لختههای بلوری با ترکیب آمفیبول اشاره کرد، امری که در مطالعات میدانی نیز به آن پرداخته شد. این لختهها با ابعاد متغیر و عموماً با اشکال بیضوی در نمونه دستی و مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده هستند (شکل ۳–۳– الف تا د).



شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی از محل تماس لختههای بلوری با ترکیب غالب آمفیبول و سنگ میزبان تراکی-آندزیتی به ترتیب در نور xpl (الف) و ppl (ب). تصاویر با بزرگنمایی بیشتر از لختههای بلوری با محتوی بلورهای شکلدار و نیمه شکلدار آمفیبول و سوزنهای آپاتیت. حفرات و فضاهای خالی توسط کلریت پر شده است (ج و د).

آثاری از حاشیه انجماد سریع در محل تماس این لختهها با سنگ میزبان دیده نمیشود. این لختههای بلوری ممکن است خوشههای بلوری متبلور شده در آشیانه ماگمایی (گارسیا و جیکوبسون<sup>۲۵</sup>، ۱۹۷۹)، محصولات حاصل از شکسته شدن و خرد شدن فنوکریستهای آمفیبول (استوارت<sup>۳۳</sup>، ۱۹۷۹) و یا قطعات کنده شده از دیواره سرد باشند (هامفریس<sup>۹۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۹). همچنین این لختههای بلوری ممکن است قطعاتی از انباشتههای از هم

52 -Garcia and Jacobson53- Stewart54- Humphreys

گسیخته<sup>۵۵</sup> و یا زونهای افروشه بلورین<sup>۶۶</sup> (چیارادیا<sup>۹۷</sup> و همکاران، ۲۰۱۱) و یا قطعاتی از یک بیگانه سنگ باشند (چیارادیا و همکاران، ۲۰۰۹). ماهیت لختههای بلوری در سنگهای مورد مطالعه در فصل شیمی کانیها (فصل ۴) و با توجه به مطالعات مایکروپروپ و دما – فشارسنجی صورت یافته بر روی این لختهها مورد بحث قرار گرفته است. بلورهای سوزنی و یا شش ضلعی آپاتیت به صورت مجزا و یا به شکل ادخال در آمفیبول به همراه کانی ثانویه کلریت در زمینه و یا در حفرات این لختههای بلوری به چشم میخوردند (شکل ۳–۳– ج و د).

### ۳\_۳\_واحدهای تراکیداسیتی/ داسیتی

سنگهای تراکیداسیتی/ داسیتی به صورت گنبدها و دایکهای خاکستری روشن درون مجموعه افیولیتی رخنمون دارند. این گروه سنگی فراوانترین ترکیبات سنگی پساافیولیتی در بخش شمالی مورد مطالعه هستند. مشابه چنین گنبدهایی با ترکیبات داسیتی/تراکیداسیتی در بخش جنوب غرب سبزوار یعنی منطقه مقیسه وجود دارد که توسط فتح آبادی (۱۳۹۳) مورد مطالعه قرار گرفته است. بافتهای غالب مشاهده شده در این سنگها از نوع پورفیری و جریانی هستند (شکل ۳-۴- الف و ب). فنوکریستهای پلاژیوکلاز به رنگ سفید به عنوان فاز غالب به فراوانی در مقاطع نازک تهیه شده از این واحدها به خصوص ترکیبات داسیتی قابل مشاهده است. حال آنکه، فنوکریستهای

فنوکریستهای آمفیبول به اشکال دوکی و منشوری شکل با منطقه بندی ترکیبی و حواشی سوخته به همراه فنوکریستهای پلاژیوکلاز در ترکیبات تراکی داسیتی دیده میشوند (شکل ۳-۴-الف و ب). همانند پلاژیوکلازهای موجود در ترکیبات تراکی آندزیتی، غالب فنوکریستهای پلاژیوکلاز در این واحدها نیز منطقه بندی ترکیبی و ماکل پلی سینتیتیک نشان میدهند (شکل ۳-۴- ج و د).

55- disrupted cumulates 56- crystal mush zones 57- Chiaradia



شکل ۳–۴– تصاویر میکروسکوپی از ترکیبات داسیتی/ تراکیداسیتی، (الف) و (ب) بافت جریانی و حضور آمفیبول دوکی شکل با حاشیه سوخته و پلاژیوکلاز به ترتیب در نور (xpl) و (ppl). (ج) و (د) وفور بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه بندی ترکیبی به همراه مقادیر کمتری از آمفیبول، بیوتیت، کوارتز و کانیهای ایک در زمینه و یا به صورت ادخال در فنوکریست پلاژیوکلاز در ترکیبات داسیتی. (ه) و (و) بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی و منطقه بندی ترکیبی به همراه آمفیبول در زمینهای ریزبلور از میکرولیتهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، منیتیت و کوارتز.

از دیگر شواهد پتروگرافی این گروه سنگی میتوان به بافت غربالی در فنوکریستهای پلاژیوکلاز اشاره کرد (شکل ۳-۴- ه تا و) به طوری که، یک هسته وسیع با بافت جزیرهای یا غربالی به وسیله یک حاشیه با منطقهبندی ساده و یا نوسانی احاطه شده است. حضور چنین بافتی به همراه رخداد منطقه بندی نوسانی که به وفور در فنوکریستهای پلاژیوکلاز در سنگهای آتشفشانی قابل مشاهده است، می تواند بیانگر شرایط عدم تعادل ماگمایی باشد. بافت غربالی حاصل به دام افتادن ادخالهای مذاب در بلور است. تشکیل این بافت و ایجاد خوردگی در بلورها، دارای تفسیرهای سنگ-زادی متفاوت از قبیل تغییرات ترکیبی، گرمایی و فشاری در ماگمای در حال تبلور میباشد. دو سازوکار مهم که برای چگونگی ایجاد بافت غربالی در پلاژیوکلازها پیشنهاد شدهاند عبارتند از اختلاط ماگمایی (دونگان و رودس<sup>۸۰</sup>، ۱۹۷۸؛ تسوکیاما<sup>۹۰</sup>، ۱۹۸۵) و کاهش فشار ماگما (وانس<sup>۰۰</sup>، ۱۹۶۵؛ استورمر ۲۰، ۱۹۷۲؛ نلسون۲۰، ۱۹۸۹). اختلاط یک ماگمای مافیک با یک ماگمای سیلیسی تر و حاوی پلاژيوكلاز سديكدار سبب عدم پايدارى پلاژيوكلاز سديك مىشود (تسوچياما، ١٩٨۵). چنين فرایندی به تولید بلورهای پلاژیوکلاز کلسیکتر اطراف هسته ذوب شده و غربالی سدیکتر می انجامد. ورود ماگمای تازه به داخل آشیانه ماگمایی در حال تبلور و انجام اختلاط ماگمایی، هضم و آلایش ماگما با مواد خارجی سنگ دیواره و بالاخره، انجام حرکات همرفتی در یک مخزن ماگمایی با منطقه بندی حرارتی و احتمالاً ترکیبی قائم، همگی میتواند سبب تغییر ترکیب ماگمای در خلال تبلور و ایجاد بافت غربالی شوند. فرایندی دیگر که برای تولید بافت غربالی پیشنهاد شده است تأثیر حرکات همرفتی در فرورفتن بلورهای پلاژیوکلاز سدیکتر لایههای سردتر بخش بالایی مخزن و قرار گرفتن آنها در لایههای گرمتر بخشهای پائینتر و در نتیجه، عدم تعادل ترکیبی آنها در شرایط جدید میباشد. همچنین، حرکت سریع ماگما به سمت بالا و کاهش فشار وارد بر بلورها و تحلیل رفتگی و انحلال آنها در امتداد رخها و شکستگیها به عنوان یک عامل موثر در ایجاد بافت غربالی معرفی شده است (استوارت و پیرس، ۱۹۸۷). عامل رخداد بافت غربالی به همراه منطقهبندی نوسانی پلاژیوکلازها در سنگهای مورد مطالعه در فصل شیمی کانیها (فصل ۴) به تفصیل مورد بررسی قرار گرفته است.

58- Dungan and Rhodes

- 59- Tsuchiyama
- 60- Vance
- 61- Stormer
- 62- Nelson

فلدسپات آلکالن از نوع سانیدین و نیز بیوتیت با رخ میکایی به میزان کمتر در واحدهای تراکی داسیتی/داسیتی حضور دارند (شکل ۳–۵– الف و ب).



شکل ۳- ۵- تصاویر میکروسکوپی از گروه سنگی داسیت/تراکب داسیت. (الف) و (ب) حضور بیوتیت، فلدسپات آلکالن، پلاژیوکلاز و سانیدین در یک زمینه ریز بلور از این کانیها. (ج) و (د) لختههای بلوری با ترکیب آمفیبول و پلاژیوکلاز و ریزبلورهای آپاتیت در ترکیبات تراکی داسیتی.

مشابه آنچه در ترکیبات تراکیآندزیتی مشاهده شد، ترکیبات تراکی داسیتی نیز حاوی لخته-های بلوری با ابعاد متغیر چند میلی متر تا چند سانتی متر و با ترکیب آمفیبول و نیز پلاژیوکلاز هستند (شکل ۳–۵– ج و د). این امر میتواند شاهدی بر تفریق همزمان آمفیبول و پلاژیوکلاز در مرحله تشکیل این گروه سنگی باشد. هیچ گونه شاهدی مبنی بر ایجاد حاشیه انجماد سریع در محل تماس این لختهها و سنگ میزبان وجود ندارد. با توجه به شیمی این کانیها که در فصل (۴) به آن پرداخته خواهد شد، این لختهها منشأ بیگانه ندارند، بلکه احتمالاً خوشههای بلوری متبلور شده از ماگمای میزبان در آشیانه ماگمایی پویا هستند. ریزبلورهای آپاتیت به صورت ادخال در آمفیبولها حضور دارد (شکل ۳–۵– د).

## ۳\_۴\_ واحدهای ریولیتی /ریوداسیتی

سنگهای اسیدیتر با ترکیب عمده ریولیت/ریوداسیت به صورت گنبدهای سفیدرنگ، ارتفاعات بخش جنوب- جنوب شرق زون افیولیتی (شمال روستاهای کلاته سادات، ساروق، مهر و نوده از توابع شهرستان سبزوار) را به خود اختصاص میدهند. تعدادی از گنبدهای منطقه شفیع آباد از بخش شمال شرق مورد مطالعه نیز از نوع ریولیتی هستند. بخشی از سنگهای مورد مطالعه در این بخش كاملا ريز بلور هستند، ليكن غالب آنها حاوى فنوكريستهايي مانند كوارتز و سانيدين هستند و بافتهای پورفیری و جریانی را به نمایش می گذارند (شکل ۳-۶- الف). فنوکریستهای کوارتز با حاشیه گرد شده و یا حواشی خلیج خوردگی<sup>۶۳</sup>، بلورهای خودشکل و نیمه خودشکل سانیدین و پلاژیوکلاز (با ترکیب آلبیتی) در یک زمینه ریزبلور از همین کانیها و نیز بیوتیت حضور دارند (شکل ۳-۶- الف تا و). اگر چه فنوکریستهای کوچکتر کوارتز دارای حواشی صاف هستند، لیکن بسیاری از بلورهای بزرگتر کوارتز از حواشی گرد شده و دارای خلیج خوردگی برخوردار هستند (شکل ۳-۶- ج تا و). بعضی از این حواشی کوچک بوده و تنها به لبههای بلور محدود می شوند. در مقابل، تعدادی دیگر از این حواشی خلیجی تا عمق هسته بلورهای کوارتز نفوذ کردهاند. مناسبترین فرایند که قادر به توضیح چنین حواشی خلیجی عمیق در بلورهای کوارتز میباشد، فرایند انحلال در یک مذاب ريوليتي داغ و اشباع از آب ناشي از صعود و كاهش فشار ماگما و يا اختلاط ماگمايي است (دونالدسون و هندرسون ۲، ۱۹۸۹؛ چانگ و مینرت، ۲۰۰۴). فنوکریستهای سفید رنگ سانیدین به صورت شکل دار و نیمه شکل دار در این گروه سنگی حضور دارند. سانیدین عموماً تحت دگرسانی شدید قرار گرفتهاند و ظاهری کدر و ابری شکل به خود گرفتهاند (شکل ۳-۶- الف تا و).

63- embayed edges

64- Donaldson and Henderson



شکل ۳–۶- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع ریولیتی/ریوداسیتی در نور (xpl) (الف) بافت پورفیری و حضور بلورهای شکلدار سانیدین با ماکل کارلسباد به همراه پلاژیوکلاز در یک زمینه ریز بلور از این کانیها، بیوتیت کوارتز، (ب) فنوکریست شکلدار سانیدین به همراه پلاژیوکلاز و بلور کشیده بیوتیت که بافت جریانی و پورفیری را به نمایش گذاشتهاند، (ج) بافت پورفیری، فنوکریست کوارتز با حواشی گرد شده به همراه سانیدین در زمینهای ریز بلور از کوارتز، سانیدین و بیوتیت، (د) فنوکریست پلاژیوکلاز با ادخالهایی از ریزبلورهای بیوتیت و آمفیبول به همراه کوارتز با حاشی گرد شده و خلیج خوردگی، (ه) و (د) فنوکریستهای کوارتز با حاشیه خلیج خوردگی که تا هسته بلور امتداد یافته است و حضور سانیدین و پلاژیوکلاز در یک زمینه ریز بلور از این کانیها و بیوتیت که بافت پورفیری را به نمایش

فصل جهارم \* م سمی کانی او مطالعات دما - فشار سحی

۴\_۱\_ مقدمه:

پس از انجام مطالعات پتروگرافی بر روی مقاطع نازک تهیه شده از سنگهای آذرین پساافیولیتی موجود در افیولیت سبزوار، به منظور انجام مطالعات مایکروپروپ الکترونی بر روی کانی- های سازنده سنگهای مورد نظر، تعداد ۱۵ مقطع نازک – صیقلی<sup>53</sup> از این سنگها تهیه شد. در انتخاب سنگهای مورد هدف برای تهیه مقاطع نازک – صیقلی، تنوع کانیایی و همچنین سالم بودن و عدم دگرسانی کانیهای هدف در نظر گرفته شده است. پس از آماده سازی مقاطع، کانیهای مورد هدف شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن در هر مقطع انتخاب شده و مورد آنالیز مایکروپروپ الکترونی<sup>52</sup> قرار گرفتهاند. این آزمایش در مرکز مایکروپروپ دانشگاه اوپسالای سوئد و با استفاده از دستگاه مایکروپروپ الکترونی (Jeol JXA 8530F) صورت پذیرفته است. مجموعه دادههای حاصل از آنالیز شامل ۱۹۷ نقطه بر روی آمفیبول، ۲۱۲ نقطه بر روی پلاژیوکلاز، ۲۹ نقطه بر روی کلینوپیروکسن و ۹ نقطه بر روی بیوتیت میباشد که از ۳۶ بلور مجزای آمفیبول، ۲۶ پلاژیوکلاز، ۴ کلینوپیروکسن و ۲ بیوتیت به دست آمدهاند. در این فصل با پردازش دادههای حاصل، به تعیین ترکیب شیمیایی و تغییرات ترکیبی کانیها و در نهایت انجام مطالعات دما – فشارسنجی پرداخته شده است.

در سنگهای مورد مطالعه، آمفیبول و پلاژیوکلاز به صورت گسترده در نمونههای سنگی حدواسط حضور دارند. در این مطالعه جهت تعیین شرایط تبلور و ذخیره ماگمایی از روش دما ـ فشارسنج آمفیبول (ریدالفی و رنزولی، ۲۰۱۲) استفاده شده است. همچنین، به منظور تکمیل و آزمون نتایج دما ـ فشارسنج مذکور، دو روش دما ـ فشارسنج پلاژیوکلاز ـ مذاب (پاتیرکا، ۲۰۰۸) و فشارسنج کلینوپیروکسن ـ مذاب (پاتیرکا، ۲۰۰۸) به کار گرفته شده است.

### ۴\_۲\_ شیمی کانیها

در این بخش، با توجه به دادههای اکسید عناصر اصلی حاصل از آنالیز مایکروپروپ الکترونی، ترکیب شیمیایی کانیهای انتخابی یعنی آمفیبول، پلاژیوکلاز، بیوتیت و کلینوپیروکسن از سنگهای

65- thin- polish section 66- electron probe analysis پساافیولیتی زون سبزوار مورد بررسی قرار می گیرد. علاوه براین، مطالعات بافتی برای کانیهای اصلی یعنی آمفیبول و پلاژیوکلاز صورت پذیرفته است.

۴\_۲\_۱ آمفيبول

آمفیبول به عنوان یک کانی اصلی سنگساز در گستره وسیعی از سنگهای آذرین و دگرگونی دیده میشود. این کانی به طور ویژه در سنگهای آذرین سری کالکوآلکالن حضور دارد. مطالعات آزمایشگاهی انجام شده توسط بلوندی<sup>۱۲</sup> و هولند<sup>۲۸</sup> (۱۹۹۰) نشان دهنده پایداری آمفیبول در محدوده گستردهای از شرایط T-T یعنی تا فشار ۲۳۰۰MPa و دمای °۱۱۵۰C میباشد. بنابراین، آمفیبول به عنوان یک کانی شاخص در تعیین شرایط تبلور از پتانسیل قابل توجهای برخوردار است و به عنوان دماسنج و همچنین فشارسنج دارای کاربرد فراوانی میباشد (بلوندی و هولند، ۱۹۹۰) ریدالفی، ۲۰۱۰).

در سنگهای آذرین نیمه عمیق در بخش شمالی افیولیتهای سبزوار، کانی آمفیبول به شکل درشت بلورهای خودشکل با منطقهبندی ترکیبی در واحدهای تراکیآندزیتی، تراکیداسیتی و داسیتی قابل مشاهده است. بلورهای آمفیبول به صورت سوزنی یا تجمعات ستارهای شکل در دایکهای آندزیتی نیز یافت میشوند. به منظور انجام آنالیز مایکروپروپ و به دست آوردن ترکیب عناصر اصلی آمفیبولهای موجود در این سنگها تعداد ۳۶ بلور آمفیبول کمتر دگرسان شده انتخاب شد. دادههای تجزیهای شاخص تعدادی از کانیهای آمفیبول انتخابی اعم از آمفیبولهای بدون منطقه بندی، آمفیبولهای با منطقهبندی عادی و نوسانی و ترکیب آمفیبول در لختههای بلوری به صورت آمویبولهای با منطقهبندی عادی و نوسانی و ترکیب آمفیبول در لختههای بلوری به صورت آمویبولهای با منطقهبندی عادی و نوسانی و ترکیب آمفیبول در لختههای بلوری به صورت آمویبولهای با منطقهبندی عادی و نوسانی و ترکیب آمفیبول در لختههای بلوری به صورت اکسیدهای عناصر اصلی در جدول (۴–۱) آورده شده است. برای دستیابی به ترکیب آمفیبولها از

67- Blundy 68- Holland 69- Leake آمفیبول یعنی  $_{2}^{(0)}(OH; F; Cl)_{2}^{(0)}$  پایه گذاری شده، استفاده شده است. مقادیر  $A_{0-1}B_{2}^{V1}C_{5}^{1V}T_{8}O_{22}(OH; F; Cl)_{2}$  کاتیونی محاسبه شده براساس واحد فرمول آمفیبول در جدول (۴–۱) ارائه شدهاند. هر یک از اجزای این فرمول یعنی A، B، C، T و OH بیانگر مکانهای بلورشناختی در واحد فرمولی آمفیبول هستد که به وسیله یونهایی خاص اشغال می شوند. یونهایی که به طور معمول این مکانها را اشغال می کنند در جدول (۴–۲) آورده شده اند.

JoinJoinJoinJoin $juicN-1 (andesite)N-11 (*T.andesite)N-12 (*T.dacite)positionCoreRimCoreRimCoreSiO241.0340.7144.1946.1842.645.31TiO23.553.121.561.421.241.62TiO23.553.121.561.421.241.62Al2O312.7712.5811.8111.113.4311.16FeO10.119.8913.4411.061511.87MnO0.0600.260.140.240MgO14.5314.9513.3716.0211.3615.17Ma2O2.452.612.112.312.412.332.31K2O0.960.990.160.160.300.120.2Cr2O30.030.120.070.060.010.07Total97.4797.0298.6799.2197.1898.3098.95Amphibole Formula on the basis of 13 cations (Leake et al., 1997)Si6.005.986.416.416.226.396.40$	تركيبى N-4 ( Bright zone 47.73 1.03 8.79 12.25 0.32 14.77 11.19	(*T.dacite) <b>Rim</b> 44.98 1.45 11.11 13.06 0.25 14.02 11.55	N- Rim 43.19 1.91 11.89 12.99 0.06 14.15	-6 (*T.andes Core 44.63 2.19 10.96 12.61 0.11	Rim       43.79       2.28       11.86       12.69       0.00
N-1 (andesite)N-11 (*T.andesite)N-12 (*T.dacite)positionCoreRimCoreRimCoreSiO241.0340.7144.1946.1842.645.3146.09TiO23.553.121.561.421.241.621.66Al2O312.7712.5811.8111.113.4311.1611.52FeO10.119.8913.4411.061511.879.15MnO0.0600.260.140.2400.23MgO14.5314.9513.3716.0211.3615.1716.65CaO11.9912.0511.6910.7510.5810.7111.04Na2O2.452.612.112.312.412.332.31K2O0.960.990.160.160.300.120.2Cr2O30.030.120.070.060.010.07Total97.4797.0298.6799.2197.1898.3098.95Amphibole Formula on the basis of 13 cations (Leake et al., 1997)Si6.406.416.416.226.396.40	N-4 ( Bright zone 47.73 1.03 8.79 12.25 0.32 14.77 11.19	(*T.dacite) <b>Rim</b> 44.98 1.45 11.11 13.06 0.25 14.02 11.55	N- Rim 43.19 1.91 11.89 12.99 0.06 14.15	-6 (*T.andes Core 44.63 2.19 10.96 12.61 0.11 14.21	Rim       43.79       2.28       11.86       12.69       0.00
$\begin{tabular}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Bright zone 47.73 1.03 8.79 12.25 0.32 14.77 11.19	Rim 44.98 1.45 11.11 13.06 0.25 14.02 11.55	Rim       43.19       1.91       11.89       12.99       0.06       14.15	Core 44.63 2.19 10.96 12.61 0.11	Rim 43.79 2.28 11.86 12.69 0.00
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	47.73 1.03 8.79 12.25 0.32 14.77 11.19	44.98 1.45 11.11 13.06 0.25 14.02 11.55	43.19 1.91 11.89 12.99 0.06 14.15	44.63 2.19 10.96 12.61 0.11	43.79 2.28 11.86 12.69 0.00
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	1.03 8.79 12.25 0.32 14.77 11.19	1.45 11.11 13.06 0.25 14.02 11.55	1.91 11.89 12.99 0.06 14.15	2.19 10.96 12.61 0.11	2.28 11.86 12.69 0.00
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	8.79 12.25 0.32 14.77 11.19	11.11 13.06 0.25 14.02 11.55	11.89 12.99 0.06 14.15	10.96 12.61 0.11	11.86 12.69 0.00
FeO10.119.8913.4411.061511.879.15MnO0.0600.260.140.2400.23MgO14.5314.9513.3716.0211.3615.1716.65CaO11.9912.0511.6910.7510.5810.7111.04Na <sub>2</sub> O2.452.612.112.312.412.332.31K <sub>2</sub> O0.960.990.160.160.300.120.2Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.030.120.070.060.010.010.07Total97.4797.0298.6799.2197.1898.3098.95Amphibole Formula on the basis of 13 cations (Leake et al., 1997)	12.25 0.32 14.77 11.19	13.06 0.25 14.02 11.55	12.99 0.06 14.15	12.61 0.11	12.69 0.00
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	0.32 14.77 11.19	0.25 14.02 11.55	0.06 14.15	0.11	0.00
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	14.77 11.19	14.02 11.55	14.15	14.21	
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	11.19	11.55		14.31	13.79
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $			11.16	11.12	11.06
K <sub>2</sub> O     0.96     0.99     0.16     0.16     0.30     0.12     0.2       Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.03     0.12     0.07     0.06     0.01     0.01     0.07       Total     97.47     97.02     98.67     99.21     97.18     98.30     98.95       Amphibole Formula on the basis of 13 cations (Leake et al., 1997)     Si     6.00     5.98     6.41     6.41     6.22     6.39     6.40	1.68	2.3	2.09	2.09	2.22
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	0.19	0.18	0.28	0.29	0.37
Total     97.47     97.02     98.67     99.21     97.18     98.30     98.95       Amphibole Formula on the basis of 13 cations (Leake et al., 1997)     Si     6.00     5.98     6.41     6.41     6.22     6.39     6.40	0.04	0.02	0.00	0.01	0.01
Amphibole Formula on the basis of 13 cations (Leake et al., 1997)       Si     6.00     5.98     6.41     6.41     6.22     6.39     6.40	98.00	98.93	97.73	98.33	98.07
Si 600 598 641 641 622 639 640					
	6.79	6.41	6.19	6.36	6.28
Al <sup>iv</sup> 2.00 2.02 1.59 1.59 1.78 1.61 1.60	1.21	1.59	1.81	1.64	1.72
Al <sup>vi</sup> 0.20 0.15 0.23 0.23 0.53 0.24 0.28	0.26	0.28	0.20	0.21	0.28
Ti 0.39 0.34 0.15 0.15 0.14 0.17 0.17	0.11	0.16	0.21	0.23	0.25
$ Fe^{+3} 0.39 0.44 1.21 1.21 0.93 1.14 1.02 $	0.82	0.80	1.13	0.93	0.86
Mg 3.17 3.27 3.32 3.32 2.47 3.19 3.45	3.13	2.98	0.43	0.57	0.66
Fe <sup>+2</sup> 0.84 0.77 0.08 0.08 0.90 0.26 0.04	0.63	0.75	0.01	0.01	0.00
Mn 0.01 0.00 0.02 0.02 0.03 0.00 0.03	0.04	0.03	3.03	3.04	2.95
Ca 1.88 1.90 1.79 1.60 1.65 1.62 1.64	1.70	1.76	1.71	1.70	1.70
Na 0.57 0.64 0.38 0.22 0.34 0.25 0.26	0.17	0.40	0.58	0.58	0.62
K 0.18 0.19 0.03 0.03 0.06 0.02 0.04	0.03	0.03	0.05	0.05	0.07

جدول ۴-۱- ترکیب شیمیایی تعدادی از آمفیبولهای شاخص موجود در سنگهای پساافیولیتی بخش شمالی افیولیت سبزوار که به صورت اکسید عناصر اصلی و همچنین کاتیون بر واحد فرمول ارائه شده است.

جدول ۴-۲- وضعیت یونهای مختلفی که مکانهای بلورشناسی A، B، A، T و OH را در واحد فرمول آمفیبول اشغال میکنند.

K	فقط مکان A	Zr <sup>4+</sup> ،Fe <sup>3+</sup> و خیلی به	فقط در مکان C
Na	مکان A یا B	ندرت <sup>+2</sup> Mn و Cr <sup>3+</sup>	
Са	فقط مکان B	Si	فقط در مکان T

Li $Mn^{2+}$ $Fe^{2+}Mg$	مکان B یا C		
Hl و Ti <sup>4+</sup>	مکان C یا T	یونهای O، F ،Cl و OH	مكان "OH"

به دلیل مشخص نبودن مقادیر آب و هالوژنها در نتایج آنالیزها، فرمول آمفیبول براساس ۳۲ اکسیژن محاسبه شده است. در ابتدا، تمامی آمفیبولهای انتخابی در این مطالعه براساس اتم بر واحد فرمول <sup>۷۰</sup> Ca و NA در جایگاه B طبقه بندی شدند (یعنی <sub>B</sub>[Ca+Na]). با توجه به این طبقه بندی، آمفیبولهای مورد مطالعه در محدوده آمفیبولهای کلسیک قرار می گیرند. مقادیر Si در واحد فرمول در این آمفیبولهای مورد مطالعه در محدوده آمفیبولهای کلسیک قرار می گیرند. مقادیر Si در واحد فرمول در این آمفیبولهای مورد مطالعه در محدوده آمفیبولهای کلسیک قرار می گیرند. مقادیر Si در واحد فرمول در این آمفیبولهای از ۲ تجاوز نمی کند که از خواص ویژه آمفیبولهای با منشأ آذرین می باشد (لیک، در این آمفیبولهای از ۲ تجاوز نمی کند که از خواص ویژه آمفیبولهای با منشأ آذرین می باشد (لیک، ۱۹۷۸). با توجه به نمودار تغییرات (Ca + Na + K) در مقابل Si در واحد فرمولی (لیک و همکاران، ۱۹۷۸) تمامی آمفیبولهای انتخابی موجود در سنگهای پساافیولیتی سبزوار در محدوده آمفیبول-

ترکیب آمفیبولهای انتخابی از واحدهای آندزیتی، تراکیآندزیتی، تراکیداسیتی و داسیتی در نمودار طبقه بندی (Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) در مقابل Si (لیک و همکاران، ۱۹۹۷) نشان داده شده است (شکل ۴-۲). آمفیبولهای موجود در نمونههای آندزیتی ترکیب هاستینگزیت منیزیمدار<sup>۲۷</sup>تا چرماکیت <sup>۲۷</sup>دارند (شکل ۴-۲- الف و ب). آمفیبولهای نمونههای تراکیآندزیتی و تراکیداسیتی از نوع چرماکیت هستند، درحالی که نمونههای داسیتی غالباً دارای ترکیب هونبلند منیزیمدار میباشند (شکل ۴-۲- ج).

<sup>70-</sup> atoms per formula unit

<sup>71-</sup> Mg-Hastingsite



هاستینگزیت منیزیمدار را میتوان براساس مقادیر کاتیونهای <sup>IV</sup>A و <sup>Fe+3</sup> از آمفیبول نوع پارگازیتی تشخیص داد، به طوری که هاستینگزیت در مقایسه با پارگازیت از مقادیر <sup>IV</sup>A کمتری نسبت به <sup>Fe+3</sup> برخوردار است (شکل ۴–۲– ب). نمودار <sup>IV</sup>A (در جایگاه C) در مقابل <sup>VI</sup>A (در جایگاه T) ترسیم شده برای تمامی آمفیبولهای انتخابی نشان میدهد که Al به طور ترجیحی در جایگاه تترائدری جایگزین شده است (شکل ۴–۳– الف). این شاهد به همراه انطباق منفی بین <sup>A</sup>(Na+K) در برابر Si (شکل ۴–۳– ب) نشان دهنده غلبه جانشینی نوع ادنیت (edenite) برای همه آمفیبولهای



شکل ۴-۲- نمودارهای طبقه بندی و نامگذاری آمفیبول براساس ترکیب عناصر اصلی. الف) آمفیبولهای انتخابی در نمونههای آندزیت منیزیمدار بر روی نمودار (Mg+Fe<sup>2+</sup>) Mg در برابر Si در واحد فرمولی از لیک و همکاران (۱۹۹۷ و ۲۰۰۴). ب) آمفیبول موجود در آندزیتها با مقادیر <sup>V1</sup>Al< Fe<sup>+3</sup> که در میدان هاستینگزیت منیزیمدار قرار گرفته است. ج) ترکیب آمفیبول در واحدهای تراکیآندزیتی، تراکیداسیتی، داسیتی و لختههای بلوری بر روی نمودار Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>).

برخلاف بسیاری از آمفیبولهای فاقد منطقه بندی موجود در واحدهای آندزیتی، دو نوع منطقه بندی در فنوکریستهای آمفیبول موجود در نمونههای تراکیآندزیتی و تراکیداسیتی مشاهده میشود. آمفیبولهایی با منطقه بندی ساده<sup>۷۳</sup> که به وسیله هستههایی وسیع همراه با ادخالهای نیمه خودشکل کوچک از اکسیدهای Fe-Ti مشخص هستند. هسته این فنوکریستها دارای ترکیب

73- simple- zoned



در نمونههای داسیتی و تراکیداسیتی، فنوکریستهای آمفیبول با منطقه بندی نوسانی<sup><sup>۹۷</sup></sup> نیز قابل مشاهده هستند. در تصویر (BSE)<sup>۹۷</sup> گرفته شده از یک فنوکریست آمفیبول، منطقهبندی مذکور به شکل زونهای روشن و تیره نمایان شده است (شکل ۴\_۴\_ الف). این منطقهبندی به صورت هسته-های چرماکیتی با ادخالهایی کوچک از آپاتیت و اکسیدهای Fe-Ti مشخص میشود. هسته این آمفیبولها یک کاهش در مقدار Mg (از ۴/۴۴ به ۲/۸ در واحد فرمول) و افزایش در مقادیر <sup>۱</sup>اA (از ۱/۵۹ به ۱/۵۳ در واحد فرمولی) و <sup>۸</sup>(Ha+K) (از ۰۳/۰ به ۲۱/۱ در واحد فرمول) به سمت حاشیه نشان میدهد. این هسته چرماکیتی به وسیله یک زون تیره رنگ با ترکیب هورنبلند منیزیمدار احاطه میشود که به طور آشکار حاوی مقادیر<sup>۱</sup> Al (۱/۳۶) و <sup>۸</sup>(Ha+K) و (۱/۱۰) کمتر در مقایسه با هسته می باشد. تغییرات مرزی در این زون عبارتند از: کاهش در میزان Mg (از ۲/۱۷ به ۲/۶۲) و افزایش می باشد. تغییرات مرزی در این زون عبارتند از: کاهش در میزان Mg (از ۲/۱۷ به ۲/۱۷) کمتر در مقایسه با هسته

74- oscillatory zoning

75- Back Scattered Electone image

هورنبلند منیزیمدار به وسیله یک حاشیه با رنگ روشن تر و با ترکیب چرماکیت آهندار ادامه مییابد (شکل ۴-۴- الف). این زون انتهایی منعکس کننده منطقه بندی عادی بوده که به صورت افزایش در مقادیر Fe<sup>+2</sup> (از ۱ به ۰/۲۱)، ۱۸<sup>IV</sup> (از ۱/۷۷ به ۰/۵۹) و ۸(K + K) (از ۳/۰۴ به ۰/۳۳) و کاهش در مقادیر Mg (از ۳ به ۳/۱۴) قابل تشخیص است (شکل ۴-۴- ب و ج).



شکل ۴-۴- الف) تصویر BSE از آمفیبول با منطقه بندی نوسانی که به صورت زون هایی با رنگ های تیره و روشن قابل مشاهده است. ب و ج) تغییرات عناصر اصلی در واحد فرمولی در فنوکریست آمفیبول با منطقه بندی نوسانی. جهت بردار زرد رنگ بیانگر حرکت از مرکز به سمت حاشیه کانی است. مقیاس تصویر ۱۰۰μm میباشد.

#### ۴\_۲\_۲\_ پلاژيوکلاز

2.5

1.5

1

0.5

ترکیب و شکل بلوری فلدسپارهای آذرین عموماً منعکس کننده تغییرات پیشرونده در خلال تبلور است. لذا، این کانیها با شواهد قابل اعتمادی از شرایط تبلور از یک مذاب همزیست و تاریخچه ترکیبی و دمایی آن همراه هستند (ترول و شمینک<sup>۲۱</sup>، ۲۰۰۲؛ اسلبی و گوتز<sup>۷۷</sup>، ۲۰۰۴). در بین فازهای بی آب موجود در مذابهای حدواسط \_ فلسیک، کانی پلاژیوکلاز عمدتاً در تعادل با آمفیبولها یافت میشود. این کانی به صورت فنوکریست، میکروفنوکریست و میکرولیت، به وفور در همه نمونه-های سنگی مورد مطالعه در بخش شمالی افیولیت سبزوار حضور دارد. اگر چه، اندازه بلوری این کانی معمولاً بین ۳–۵/۰ سانتیمتر متغیر است، اما فنوکریستهای درشت آن (تا ۲ سانتیمتر طول) در نمونههای با ترکیب داسیتی یافت میشوند. ترکیب شیمیایی تعدادی از پلاژیوکلازهای شاخص انتخابی در جدول (۴–۳) آمده است.

پلاژيوكلاز كانى		ز بدون	پلاژيوكلاز	بندى	لاز با منطقه	پلاژيوك	پلاژيوكلاز با بافت		·N/5 *NI.		
		پەرى	بندى	منطقه ب		تر کیبی		لى	غربا	وتدر	پر <u>ر</u> ي
سنگ میزبان	N-10 (A	-10 (Andesite) N-11 (*T.andesite)			N-17 (dacite)			N-18	(dacite)	S-37 (Rhyolite)	
Position	Core	Rim	Core	Rim	Core	inner	Rim	Core	Rim	Core	Rim
						zone					
$SiO_2$	51.37	53.32	58.99	61.88	63.58	54.97	60.38	67.11	58.68	67.66	68.50
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.04	0.07	0.01	0	0.054	0	0.02	0.02	0	0.00
$Al_2O_3$	30.63	29.62	26.90	24.80	23.72	28.27	25.64	22.22	27.07	21.58	20.54
FeO	0.58	0.55	0.18	0.14	0.08	0.22	0.17	0.12	0.41	0	0.05
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03	0	0.03	0.03	0	0	0.1157	0.18
MgO	0.08	0.06	0.01	0.00	0.02	0	0	0.04	0.02	0.0089	0.00
CaO	14.04	13.00	9.15	7.03	5.61	11.32	8.09	4.09	9.54	2.63	2.32
Na <sub>2</sub> O	3.25	3.88	4.57	5.99	7.34	5.1	5.64	6.59	5.69	7.95	7.45
$K_2O$	0.08	0.15	0.08	0.12	0.36	0.14	0.26	0.46	0.23	0.4767	0.55
Total	100.14	100.61	99.96	100.01	100.72	100.11	100.22	100.67	101.66	100.428	99.59
	-		-		Feldspar Con						
An	0.70	0.65	0.52	0.39	0.29	0.55	0.43	0.25	0.47	0.15	0.14
Ab	0.29	0.34	0.47	0.60	0.69	0.45	0.55	0.72	0.51	0.82	0.82
Or	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.03	0.04

جدول ۴-۳- ترکیب شیمیایی تعدادی از پلاژیوکلازهای انتخابی شاخص در سنگهای پساافیولیتی سبزوار که به صورت درصد اکسید عناصر اصلی و مقادیر محاسبه شده سازندههای (An ، An و Or) ارائه شده است.

مرکیب پلاژیوکلاز در سنگهای آندزیتی/تراکیآندزیتی به ترتیب از An<sub>53</sub> تا An<sub>70</sub> الابرادوریت) و از An<sub>56</sub> تا An<sub>56</sub> (آندزین) متغیر است. حضور لختههای بلوری متشکل از فنوکریست-های آمفیبول (با ترکیب چرماکیتی) و پلاژیوکلاز (An<sub>56</sub>-An<sub>63</sub>) در واحدهای تراکیآندزیتی نشان دهنده شواهد انباشت همزمان آمفیبول و پلاژیوکلاز است (منشأ کومولایی لختهها). همچنین، کانی پلاژیوکلاز با ترکیب (An<sub>40</sub>-An<sub>24</sub>)، فاز کانیایی غالب در نمونههای داسیتی میباشد. سنگهای

۲٦- Troll and Schmincke

ریولیتی در بخش جنوبی افیولیت سبزوار نیز حاوی درشت بلورها و میکرولیتهای پلاژیوکلاز با ترکیب (An<sub>20</sub>-An<sub>8</sub>) هستند. علیرغم حضور فنوکریستهای پلاژیوکلاز بدون منطقهبندی در نمونه-های آندزیتی بخش شمالی، بسیاری از فنوکریستهای پلاژیوکلاز در سایر واحدهای سنگی مخصوصاً واحدهای تراکیداسیتی و داسیتی دارای منطقه بندی ترکیبی هستند. همچنین، میکرولیتهای پلاژیوکلاز معمولاً بدون منطقهبندی بوده، ترکیب ثابتی دارند و به ندرت منطقه بندی نرمال نشان میدهند. شکل (۴–۵) نشان دهنده ترکیب شیمیایی همه پلاژیوکلازهای انتخابی در نمودار شاخص ترکیب فلدسپارها میباشد.



دو نوع منطقه بندی شامل منطقه بندی عادی و نوسانی (شکل ۴-۶- الف) در فنوکریستهای پلاژیوکلاز دیده میشود. از طرف دیگر، بافت غربالی در فنوکریستهای پلاژیوکلاز موجود در نمونه-های داسیتی و تراکی داسیتی قابل مشاهده است (شکل ۴-۶- ب). منطقه بندی عادی نشان دهنده تغییرات ترکیبی پلاژیوکلاز از نوع کلسیمدار در مرکز به سمت سدیمدار در حاشیه در خلال رشد بلور میباشد (بوتینگا و همکاران<sup>۲۰</sup>، ۱۹۹۶؛ لوروکس، ۱۹۹۷؛ ترول و شمینکه، ۲۰۰۲). این منطقه بندی میباشد (بوتینگا و همکاران<sup>۲۰</sup>، ۱۹۹۶؛ لوروکس، ۱۹۹۷؛ ترول و شمینکه، ۲۰۰۲). این منطقه بندی

78- Bottinga

های داسیتی مشاهده میشوند و بدون سطح انحلالی داخلی<sup>۳۹</sup> میباشد. این منطقهبندی به روشنی منعکس کننده رشد بلورهای پلاژیوکلاز در شرایط نزدیک به تعادل با مذابی است که به طور پیشرونده از اجزای تبلور یافته مانند Ca تهی میشود. تغییرات ترکیبی با دامنه ناچیز در این پلاژیوکلازهای با منطقهبندی عادی را احتمالاً میتوان به عدم تعادلهای موضعی کوچک و یا تغییرات دما و فشار کوچک مقیاس نسبت داد (پیرس<sup>۰۰</sup>، ۱۹۹۴؛ لوروکس، ۱۹۹۷).

منطقهبندی نوسانی در فلدسپارهای آذرین، به صورت بلورهای پلاژیوکلاز دارای زونهای باریک با مقادیر An متغیر دیده می شود (آلگری (<sup>۸۰</sup> و همکاران، ۱۹۸۱؛ بوتانیگا و همکاران، ۱۹۹۶؛ لوروکس، ۱۹۹۷ ). در نمونههای مورد مطالعه، زونهای مجاور هم در پلاژیوکلازهای مورد نظر معمولاً به وسیله افزایش در مقادیر An (تا ۱۵ درصد مولی) مشخص می شوند (شکل ۴\_۶\_ ج). این فنو کریست-ها به طور معمول خودشکل بوده و در ترکیبات تراکیداسیتی و داسیتی یافت میشوند. مقادیر آنورتیت در مرکز این بلورها از مقادیر An<sub>29</sub> تا An<sub>39</sub> به سمت حاشیه تغییر می کند. با این توضیح که این فاصله حاوی چند زون با تغییر قابل ملاحظه و ناگهانی X<sub>An</sub> (An<sub>46</sub>-55) میباشد. این زونهای غنی از An به وسیله منطقه بندی عادی پرشیب ادامه می یابند. حاشیه خارجی این فنوکریستها ( 100~ μm) نشان دهنده یک منطقه بندی معکوس با افزایش X<sub>An</sub> (به عنوان مثال از An<sub>39</sub> به سمت An<sub>44</sub>) میباشد. انحلال ساده در بعضی مرزهای زونهای خارجی تر فنوکریست به صورت سطوح موجی کوتاه با حواشی گرد شده دیده می شود. بلورهای خودشکل پلاژیوکلاز با بافت غربالی در تراکی داسیت و داسیت، دارای یک هسته وسیع با بافت جزیرهای یا غربالی و ترکیب پلاژیوکلاز آلبیتی (An<sub>24-34</sub>) است که به وسیله یک حاشیه با منطقهبندی نوسانی غنی تر از An (An<sub>36</sub>-47) احاطه می شود (شکل ۴\_۹\_ ب و د). ترکیب مرکز درشت بلورها به ترکیب میکرولیتهای پلاژیوکلاز موجود در زمینه این سنگها بسیار نزدیک است. افزایش X<sub>An</sub> بلور با افزایش مقادیر Fe و Mg در واحد فرمولی همراه است.

79- internal dissolution surface80-Pearce81- Allegre

این بافت نشان میدهد که پلاژیوکلاز آلبیتی، هسته اولیه را ساخته و تبلور حاشیه آنورتیتی تر با انحلال بخشی هسته آلبیتی همراه بوده است.



شکل ۴-2- تصاویر BSE از دو فنوکریست پلاژیوکلاز انتخابی که بیانگر الف) زون بندی نوسانی همراه با زونهایی با افزایش ناگهانی میزان An (تا ۱۵ درصد وزنی) به سمت حاشیه بلور، ب) پلاژیوکلاز با بافت غربالی که به وسیله حاشیهای با ۸<sub>A</sub>۸ بیشتر نسبت به مرکز احاطه میشود. بردارهای زرد رنگ در این اشکال نشان دهنده حرکت از مرکز به سمت حاشیه میباشد. نمودارهای تغییرات ۸<sub>A</sub>۸ و اکسید عناصر اصلی (و) برای پلاژیوکلاز با منطقه بندی نوسانی و پلاژیوکلاز با بافت غربالی از مرکز به سمت حاشیه بلور به ترتیب در شکل (ج) و (د) نشان داده شده است.

۴\_۲\_۳\_ کلینوپیروکسن

تنها در یک نمونه دایک با ترکیب آندزیت پر منیزیم در منطقه منیدر از بخش شمالی افیولیت سبزوار، بلورهای کلینوپیروکسن با ترکیب شیمیایی تقریباً همگن یافت شده است. نتایج آنالیز شیمی چهار بلور کلینوپیروکسن انتخابی بیانگر ترکیب شیمیایی تقریباً همگن با تغییرات ترکیبی اندک از مرکز بلور به سمت حاشیه میباشد. هیچ گونه شاهد پتروگرافی روشنی مبنی بر شرایط عدم تعادل بلورهای پیروکسن مورد نظر با ماگمای میزبان آندزیتی مشاهده نشده است. این بلورها معمولاً به اشکال خودشکل و بدون منطقهبندی ترکیبی بارز در سنگ آندزیتی قابل مشاهده هستند. ترکیب شیمیایی شاخص برای چهار بلور کلینوپیروکسن به صورت اکسید عناصر اصلی و همچنین مقادیر کاتیونهای محاسبه شده بر واحد فرمول کلینوپیروکسن در جدول (۴-۴) ارائه شده است. شکل (۴-۲) بیانگر ماهیت غالباً دیوپسیدی تا اوژیتی این بلورها میباشد.

جدول ۴-۴- ترکیب شیمیایی شاخص برای چهار بلور کلینوپیروکسن در یک نمونه دایک آندزیتی در بخش شمالی افیولیت سبزوار که درصد وزنی اکسید عناصر اصلی و مقادیر کاتیونی در واحد فرمولی آمده است.

کانی	كلينوپيروكسن											
سنگ میزبان	N-1 (a	andesite)	N-1 (a	ndesite)	N-1 (ai	ndesite)		N-1 (an	desite)			
Position	Core Rim		Core	Rim	Rim	Rim Core		Rim Core				
$SiO_2$	48.82	49.01	53.27	49.02	49.72	48.94	52.7	53.58	53.54			
TiO <sub>2</sub>	1.33	1.28	0.53	0.84	1.19	1.44	0.32	0.33	0.36			
$Al_2O_3$	5.16	4.40	2.29	2.81	4.41	4.91	2	1.98	2.31			
FeO	7.08	7.77	5.46	6.66	7.04	7.41	6.06	5.92	6			
MnO	0.06	0.22	0.09	0.22	0.15	0	0.21	0.21	0.3			
MgO	13.68	14.49	16.49	15.49	14.64	13.67	16.52	16.69	16.45			
CaO	22.89	21.79	22.26	22.07	21.91	22.91	21.5	21.38	21.16			
Na <sub>2</sub> O	0.34	0.39	0.40	0.42	0.49	0.42	0.43	0.37	0.40			
K <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.30	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02			
$Cr_2O_3$	0.01	0.00	0.30	0.02	0.05	0.00	0.25	0.29	0.26			
Total	99.37	99.35	101.12	97.55	99.96	99.71	100.00	100.76	100.79			
Si	1.77	1.94	1.94	1.78	1.81	1.78	1.91	1.95	1.95			
Ti	0.04	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01			
Al	0.17	0.07	0.07	0.09	0.14	0.16	0.06	0.08	0.07			
Al <sup>iv</sup>	0.23	0.06	0.06	0.22	0.19	0.22	0.08	0.05	0.05			
Al <sup>vi</sup>	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05	0.06	0.02	0.03	0.02			
Fe <sup>2+</sup>	0.22	0.17	0.17	0.21	0.22	0.23	0.18	0.18	0.18			
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01			
Mg	0.76	0.89	0.89	0.88	0.81	0.76	0.90	0.90	0.89			
Ca	0.92	0.87	0.87	0.90	0.88	0.92	0.85	0.83	0.82			
Na	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03			
Mg#	0.77	0.84	0.84	0.81	0.79	0.78	0.83	0.83	0.83			



میکاهای با ترکیب غنی از Fe (% ۱۰ wt.) و Fe (% wt.) بنوعی از میکاهای ماگمایی محسوب میشوند که تحت عنوان بیوتیت نامگذاری شدهاند. در این مطالعه، فنوکریستهای بیوتیت به صورت خودشکل تا نیمه خودشکل و با چند رنگی قهوهای قرمز روشن تا تیره، غالباً در ترکیبات سنگی تراکی داسیتی و به صورت همیافت با آمفیبول حضور دارند. بیوتیتهای تیغهای در نمونههای فلسیکتر قابل مشاهده هستند. آپاتیتهای نیمه خودشکل و اکسیدهای Fi-7 (غالباً با ترکیب منیتیت) از جمله ادخالهای فرعی معمول در این بیوتیتها به شمار میروند. ترکیب شیمیایی بیوتیتهای انتخابی در جدول (۴\_۵) ارائه شده است. با استفاده از برنامه محاسبه ترکیب فرمولی میکا (تیندل<sup>۲۲</sup> و وب<sup>۳۳</sup>، ۱۹۹۰)، فرمول ساختاری بیوتیتها محاسبه شده است.

کانی				يوتيت	2			
سنگ میزبان	Ν	N-17			S-37			
SiO <sub>2</sub>	38.63	38.28	38.82	30.29	30.50	30.56	30.13	28.41
TiO <sub>2</sub>	2.74	3.03	3.22	2.51	2.42	2.51	2.50	2.77
$Al_2O_3$	15.46	15.04	15.56	16.30	16.08	15.49	16.84	16.32
FeO	15.18	15.35	14.56	16.80	17.15	16.63	16.81	17.25
MnO	0.15	0.12	0.28	1.06	0.97	0.83	1.35	0.79
MgO	15.75	15.44	15.26	17.50	17.11	16.68	17.29	16.93
CaO	0.09	0.10	0.02	1.02	0.76	0.90	0.84	0.75
Na <sub>2</sub> O	0.92	0.96	0.99	0.00	0.07	0.03	0.05	0.08
$K_2O$	7.92	8.35	8.07	0.22	0.15	0.32	0.25	0.05
$Cr_2O_3$	0.02	0.04	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00
							Biot	ite Formula
Si	5.51	5.51	5.53	4.92	4.98	5.06	4.88	4.77
Al <sup>iv</sup>	2.49	2.49	2.47	3.08	3.02	2.94	3.12	3.23
Al <sup>vi</sup>	0.11	0.06	0.14	0.04	0.08	0.08	0.09	0.00
Ti	0.29	0.33	0.34	0.31	0.30	0.31	0.30	0.35
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	1.81	1.85	1.73	2.28	2.34	2.30	2.28	2.42
Mn	0.02	0.01	0.03	0.15	0.13	0.12	0.19	0.11
Mg	3.35	3.31	3.24	4.24	4.17	4.11	4.17	4.24
Li	0.88	0.83	0.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.02	0.00	0.18	0.13	0.16	0.15	0.13
Na	0.25	0.27	0.27	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02
K	1.44	1.53	1.47	0.05	0.03	0.07	0.05	0.01
Al total	2.60	2.55	2.61	3.12	3.10	3.02	3.21	3.23
Fe/Fe+Mg	0.35	0.36	0.35	0.35	0.36	0.36	0.35	0.36

جدول ۴–۵- ترکیب شیمیایی تعدادی از بیوتیتهای انتخابی در دو نمونه سنگ پساافیولیتی به همراه دادههای کاتیونی بیوتیت بر واحد فرمول.

طبقهبندی و نامگذاری بیوتیتهای مذکور براساس روش اسپیر<sup><sup>\*\*</sup></sup> (۱۹۸۴) و دییر<sup>\*\*</sup> (۱۹۸۶) صورت پذیرفته است. با توجه به این طبقهبندی، همه بیوتیتهای آنالیز شده با میانگین Al<sub>total</sub> (۱۹۸۲-۱۷<sup>۸۱)</sup>) برابر با ۲/۹ و میانگین عدد منیزیم برابر با ۱۶/۴، در میدان بیوتیت اما نزدیک به میدان فلوگوپیت قرار می گیرند (شکل ۴\_۸). همه بیوتیتها از نظر ترکیبی همگن بوده و ترکیبشان در نمونه-های مختلف تقریباً یکسان است.



۴-۳- نتایج حاصل از مطالعات بافتی کانیها

تغییرات ترکیبی از مرکز به حاشیه در فنوکریستهای آمفیبول با منطقه بندی عـادی نشـان دهنده یک روند کاهشی عمومی در میزان <sup>۱</sup>٬۸۱<sup>٬۰</sup> (Na+K) و <sup>Fe+2</sup> به همراه افـزایش X<sub>Mg</sub> بـه سـمت حاشیه بلور میباشد. الگوی مشاهده شده میتواند با سرد شدن تدریجی در طول فرایند تبلور تفریقـی

84- Speer 85- Deer قابل توضیح باشد (هامفریس و همکاران، ۲۰۰۶)، به گونهای که احتمالاً ترکیب آمفیبول در پاسخ به تغییرات ترکیب مذاب در اثر تبلور پلاژیوکلاز، تغییر کرده است (هولند و بلاندی، ۱۹۹۴). افزایش اندک در میزان H<sub>2</sub>O مذاب میتواند سبب تبلور پلاژیوکلازهای غنی از An شود (هوش و لور<sup>۹</sup>, ۱۹۹۱). اگرچه منطقه بندی عادی و تغییرات ترکیبی کوچک در کانیهای آمفیبول و پلاژیوکلاز را میتوان به شرایط عدم تعادل محلی و یا تغییرات کوچک مقیاس دما فشار نسبت داد (پیرس و کولیسنیک<sup>۹۸</sup>، ۱۹۹۰)، لیکن رخداد فنوکریستها با ترکیب و بافت نامتعادل مانند پلاژیوکلاز و آمفیبول با منطقه بندی نوسانی و پلاژیوکلاز با بافت غربالی در سنگهای مورد مطالعه را نمیتوان تنها به وسیله فرایند تفریق بلوری ساده در یک سیستم بسته توجیه کرد.

تغییر ترکیب فازهای متبلور شده معرفی شده است، میتواند دلیلی بر ایجاد بلورهای آمفیبول با تغییر ترکیب فازهای متبلور شده معرفی شده است، میتواند دلیلی بر ایجاد بلورهای آمفیبول با منطقه بندی ساده و فنوکریستهای پلاژیوکلاز با منطقه بندی نوسانی باشد. منطقه بندی نوسانی در فنوکریستهای پلاژیوکلاز غالباً به وسیله سطوح انحلالی که به شکل فصول مشترک گرد شده و موجی شکل نمایان هستند مشخص میشود (شکل ۴–۶- الف). این سطوح بیانگر تغییرات بزرگ مقیاس در پارامترهای دما، فشار، ترکیب مذاب و یا مقادیر H<sub>2</sub>O مذاب هستند و عموماً با رخداد مقیاس در پارامترهای دما، فشار، ترکیب مذاب و یا مقادیر H<sub>2</sub>O مذاب هستند و عموماً با رخداد اختلاط و تغذیه مجدد مذاب در آشیانه ماگمایی در ارتباط هستند. اگرچه، سطوح انحلالی میتواند منعکس کننده تغییرات محلی در پارامترهای مذکور در اثر حرکات کنوکسیونی در آشیانه ماگمایی پلاژیوکلازهای با منطقهبندی نوسانی در نمونههای داسیتی و قابل ملاحظه الا (تا ۱۵ میول درصد) در پلاژیوکلازهای با منطقهبندی نوسانی در نمونههای داسیتی و تراکی داسیتی احتمالاً منعکس کننده اختلاط ماگمایی و ورود بستههای ماگمایی مافیکتر به آشیانه میباشد (فولی و همکاران، ۲۰۱۳).

86- Housh and Luhr87- Kolisnik88- Nelson and Montana

کوارتز با حاشیه خلیج خوردگی در ریولیتهای منطقه تأییدی بر این مطلب است. زمانی که یک ماگمای مافیک و گرم به یک مخزن ماگمایی تفریق یافتهتر و سردتر نفوذ پیدا می کند، بلورهای نزدیک به فصل مشترک اختلاط بار دیگر ذوب شده و بافت غربالی و خلیج خوردگی ایجاد می کنند (دونالدسون و هندرسون<sup>۹</sup>، ۱۹۸۸؛ تمپلی<sup>۹</sup> و همکاران ۲۰۰۱؛ اندروس<sup>۹۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۸)، از طرفی دیگر این امر منجر به رشد پلاژیوکلازهای آنورتیتیتر بر روی قطعات پلاژیوکلاز باقیمانده می-شود (ترول و همکاران، ۲۰۰۴). این تفسیر به وسیله بافتهای غربالی مشاهده شده در مراکز تعدادی از بلورهای پلاژیوکلاز نمونههای داسیتی که با حواشی آنورتیتیتر ( ۸۱<sub>۴۴</sub>) و محتوی FeO و MgO و محتوی MgO و MgO.

# ۴۔۴۔ تعیین سری ماگمایی براساس شیمی کانیھا

ترکیب شیمیایی کانیهای سازنده سنگ میتواند در تعیین سری ماگمایی آن نقش مهمی داشته باشد. لذا در این بخش، از ترکیب شیمیایی آمفیبولها، کلینوپیروکسنها و بیوتیتهای انتخابی جهت بررسی ماهیت ماگمای سازنده سنگهای پساافیولیتی سبزوار استفاده شده است. ریدالفی و رنزولی (۲۰۱۲) از روابط (<sup>II</sup>A-Al<sup>IV</sup>) آمفیبولها برای تمایز بلورهای آمفیبول حاصل از مایعات کالکوآلکالن نسبت به آمفیبولهای تبلوریافته از ماگماهای آلکالن استفاده کردند. مقادیر K در آمفیبولهای کالکوآلکالن همواره کمتر از این مقادیر در آمفیبولهایی است که با ماگماهای آلکالن در تعادل بودهاند. در نمودار K در مقابل <sup>II</sup> معرفی شده توسط ریدالفی و رنزولی (۲۰۱۲)، تمامی آمفیبولهای انتخابی در این مطالعه در محدوده آمفیبولهای کالکوآلکالن واقع میشوند (شکل ۴-۹-الف). از طرف دیگر دامنه گسترده ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسنها در انواع سنگهای آذرین می-

89- Donaldson and Henderson 90- Tepley

<sup>91-</sup> Andrews

تواند برای نشان دادن وابستگیهای ماگمایی مورد استفاده قرار گیرد (لتریه<sup>۹۲</sup> و همکاران، ۱۹۸۲). از جمله نمودارهای تعیین سری ماگمایی براساس شیمی کلینوپیروکسن میتوان به نمودار تغییرات Ti در برابر AI معرفی شده توسط لتریه و همکاران (۱۹۸۲) اشاره کرد. با توجه به این نمودار، کلینوپیروکسنهای انتخابی از یک نمونه آندزیتی در این تحقیق به طور قابل انتظاری در محدوده ماگماهای کالکوآلکالن قرار می گیرند (شکل ۴–۹– ب).



شکل ۴-۹- نمودارهای سری ماگمایی براساس ترکیب شیمیایی کانیهای آمفیبول و کلینوپیروکسن انتخابی، الف) نمودار تغییرات A<sup>VI</sup> در مقابل K<sup>A</sup> بر واحد فرمول (ریدالفی و رنزولی، ۲۰۱۲) و موقعیت قرارگیری آمفیبولهای کلسیک مورد مطالعه در میدان کالکوآلکالن. ب) موقعیت کلینوپیروکسنهای مورد مطالعه در نمودار تغییرات Ti در برابر AI کل بر واحد فرمول (لتریه و همکاران، ۱۹۸۲). ج) نمودار تغییرات AI کل در برابر Ti بر واحد فرمول (ناچیت و همکاران، ۱۹۸۶) برای بیوتیتهای انتخابی سنگهای مورد مطالعه.

مطاعات زیادی وجود دارند که از ترکیب شیمی بیوتیتهای آذرین به عنوان ابزاری مفید در تعیین سری ماگمایی استفاده کردهاند (مانند ناچیت<sup>۹۲</sup> و همکاران، ۱۹۸۶؛ عبدالرحمان<sup>۹۴</sup>، ۱۹۹۴ و ...). زمانی که بیوتیت دائماً در حال تعادل با ماگمای میزبان است، ترکیب آن منعکس کننده ترکیب ماگمایی است که از آن متبلور میشود. در این بخش تنها به ذکر یک نمودار از ناچیت و همکاران (۱۹۸۶) بسنده می کنیم که براساس مقادیر Mg و Al کل (۱۹<sup>۸۱</sup>+۸<sup>۱۱</sup>) در فرمول ساختاری بیوتیت پایه گذاری شده است و قادر به تعیین ماهیتهای مختلف ماگمای سازنده سنگ میزبان بیوتیت می-باشد. در این طبقه بندی، ماگماهای آلومینوپتاسیک آلکالن، ساب آلکالن، کالکوآلکالن و پرآلکالن از یکدیگر تفکیک شدهاند. در نمودار تغییرات Mg در مقابل Al کل (بر واحد فرمول)، بیوتیتهای انتخابی از ترکیبات حدواسط و اسیدی مورد مطالعه در میدان ماگماهای کالکوآلکالن واقع میشوند (شکل ۴–۹–ج).

### ۴\_۵\_ دما \_ فشارسنجی

در سنگهای مورد مطالعه، آمفیبول و پلاژیوکلاز به صورت گستردهای در نمونههای سنگی حدواسط بخش شمالی افیولیت سبزوار حضور دارند. در این مطالعه جهت تعیین شرایط تبلور و ذخیره ماگمایی از روش دما \_ فشارسنجی آمفیبول (ریدالفی و رنزولی، ۲۰۱۲) استفاده شده است. همچنین، به منظور تکمیل و آزمودن نتایج دما \_ فشارسنجی مذکور، دو روش دما \_ فشارسنجی پلاژیوکلاز \_ مذاب (پاتیرکا، ۲۰۰۸) و فشارسنجی کلینوپیروکسن \_ مذاب (پاتیرکا، ۲۰۰۸) نیز به کار گرفته شده-اند. قبل از بررسی نتایج دما \_ فشارسنجی، هر کدام از روشهای مذکور به اختصار معرفی میشوند.

93- Nachit 94- Abdel-Rahman

# ۴\_۵\_۱ روش دما \_ فشارسنجی آمفیبول

با اعمال جدیدترین روش دما – فشارسنجی آمفیبول یعنی روش ریـدالفی و رنزولی (۲۰۱۲) بـر روی ترکیب آمفیبولهای انتخابی، شرایط دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن و H<sub>2</sub>O<sub>meth</sub> مورد ارزیابی قرار گرفته است. روش مذکور قادر به تخمین ۲، P و *O*/ در محدوده گستردهای از شرایط تبلور آمفیبول است. این مدل که تنها به ترکیب آمفیبول نیازمند است توانایی تخمین شـرایط فیزیکی – شـیمیایی با خطای پائین (۲۰۲۵±۲، //۲۱۵±۲، //۲۸۷۰±۲۰۷۸۰) بـرای ماگماهای آلکالن و کالکوآلکالن تا معای پائین (۲۲۰۵±۲، //۲۰۱۵±۹، //۲۸۷۰ بایوان) بـرای ماگماهای آلکالن و کالکوآلکالن تا ما معای پائین (۲۲۰۵±۲، //۲۰۱۵±۹۰) ما ایولیت سرزوار استفاده شده است. این مسئله قابل ذکـر است کـه ما ما ما منگی بخش شمالی افیولیت سبزوار استفاده شده است. این مسئله قابل ذکـر است کـه کاربرد این روش محدود به درشت بلورهای آمفیبول بوده و نباید برای رگههای آمفیبول دار مـرتبط با نامتعادل هستند به کار رود (ریدالفی و رنزولی، ۲۰۱۲). قبـل از تعـین دما و فشار، لازم است کـه فرمول آمفیبول براساس روش ۱۳ کاتیون (لیک و همکـاران، ۱۹۹۷) و بـا اسـتفاده از برنامـه (-Amp نامتعادل هستند به کار رود (ریدالفی و رنزولی، ۲۰۱۲). قبـل از تعـین دما و فشـار، لازم است کـه فرمول آمفیبول براساس روش ۱۳ کاتیون (لیک و همکـاران، ۱۹۹۷) و بـا اسـتفاده از برنامـه (-TB.xls معرفی شود. با توجه به دستورالعمل معرفی شده توسط ریدالفی و رنزولی (۲۰۱۲)، پارامترهای طکله ما و P (MPa) باید بـا اسـتفاده از روش-های تجربی زیر و براساس مقادیر ارائه شده در جدول (۴–۶) محاسبه شود:

(۱) محاسبه مقادیر فشار (P) براساس فرمول Ia (Pla)، Ib (Plo)، Ic (Plo)، Id (Plo) و Ie (Ple). به عنوان مثال فرمول (Eq. 1a) با توجه به جدول (۴-۶) به صورت زیر محاسبه می شود: فرمول (Eq. 1a)

lnP = 125.93 -9.5876Si -10.116Ti -8.1735Al -9.2261Fe -8.7934Mg -1.6659Ca +2.4835Na +2.5192K

سایر فرمولها از (1b) تا (1e) نیـز بـه همـین روش و براسـاس مقـادیر آورده شـده در جـدول (۴-۶) محاسبه می شوند.

Eq	Dependent variable	N	Constant	Independent variable coefficients								$R^2$	
				Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	Na	К	Pressure	
1a	InP (130/2,200 MPa)	61	125.93	-9.5876	-10.116	-8.1735	-9.2261	-8.7934	-1.6659	2.4835	2.5192	-	0.945
1b	lnP (130/500 MPa)	41	38.723	-2.6957	-2.3565	-1.3006	-2.7780	-2.4838	-0.6614	-0.2705	0.1117	-	0.912
1c	P (130/500 MPa)	41	24,023	-1,925.3	-1,720.6	-1,478.5	-1,843.2	-1,746.9	-158.28	-40.444	253.52	-	0.917
1d	P (400/1,500 MPa)	32	26,106	-1,991.9	-3,035.0	-1,472.2	-2,454.8	-2,125.8	-830.64	2,708.8	2,204.1	-	0.892
1e	InP (930/2,200 MPa)	20	26.543	-1.2085	-3.8593	-1.1054	-2.9068	-2.6483	0.5134	2.9752	1.8147	-	0.839
2	T (°C) (800 /1130°C)	61	17,098	-1,322.3	-1,035.1	-1,208.2	-1,230.4	-1,152.9	-130.40	200.54	29.408	24.410 <sup>a</sup>	0.927
3	ANNO (-2.1/3.6 log units)	21	214.39	-17.042	-26.080	-16.389	-18.397	-15.152	0.2162	6.1987	14.389	-	0.955
4	lnH2Omelt (2.8/12.2 wt%)	28	-65.907	5.0981	3.1308	4.9211	4.9744	4.6536	1.0018	-0.7890	-0.539	0.4642 <sup>a</sup>	0.845
5	SiO2 (52.6/78.1 wt%)	52	-142.31	22.008	-15.306	2.1880	16.455	12.868	0.4085	6.7100	20.980	-9.6423 <sup>b</sup>	0.972
6	lnTiO <sub>2</sub> (0.1/2.4 wt%)	52	97.954	-9.0415	-4.2383	-4.4955	-8.4409	-7.2865	-1.9255	-0.5651	0.1928	42.139°	0.890
7	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (12.2/19.8 wt%)	52	-52.839	3.3116	6.8641	8.6400	6.0760	6.9081	-0.3402	1.9713	-0.7151	4.8816 <sup>d</sup>	0.950
8	InFeO (0.5/10.8 wt%)	52	-8.6576	0.0070	4.5518	1.8145	1.1984	1.2713	0.3236	-0.8030	-5.3301	-	0.924
9	MgO (0.0/4.9 wt%)	52	73.818	-6.2053	-0.320	-3.9986	-6.2767	-5.3359	1.1256	-2.8936	-5.5058	8.6765°	0.875
10	CaO (0.4/8.7 wt%)	52	130.54	-12.941	-2.2341	3.0863	-12.813	-10.362	-4.0160	-7.4515	-13.561	224.48 <sup>f</sup>	0.935
11	lnK <sub>2</sub> O (0.8/5.8 wt%)	52	7.1059	-0.1302	-2.1327	-1.0459	-0.5768	-0.5424	-0.9955	1.0093	9.2310	$-0.00051^8$	0.924

جدول ۴-۶- فرمول های محاسباتی دما \_ فشار برای آمفیبول های کلسیک سنگهای آذرین (ریدالفی و رنزولی، ۲۰۱۲).

XPae = (P1a-P1e) / P1a e = P1d-P1b (۲) محاسبه DPdb = P1d-P1b (۲)

(۳) تخمین P2 براساس شرایط زیر:

اگر P1b<335 MPa، آنگاه P2 = P1b؛ اگر P1c<415 MPa، آنگاه P2 = P1e؛ اگر P1d<470 MPa، آنگاه P2 = P1e، آگر ΔPdb<100 MPa، آنگاه ΔPdb<250 MPa آنگاه P2 = P1e؛ اگر ΔPdb>250 MPa آنگاه P2 = P1e؛ اگر P2 = P1c، آنگاه P2 = P1e؛ در سایر موارد P2 برابر است با میانگین P2 - P1c، آنگاه P1c, P1e

(۴) تعیین <sup>۹۵</sup> APE با استفاده از محاسبه مقادیر مطلق ;(P1a + P2)، 200/(P1a + P2)؛ اگر ,%Store (P1a) اگر (P1a) الارج)
آنگاه P2 = P2 در غیر اینصورت فشار (P) برابر است با میانگین P2 و P1a.
(۳) برای تعیین (°C) (P1a) (P1a) (P1a) (P1a) (P1a) (P1a) (P1a) (P1a)
(۳) محاسبه شد، سایر فرمولهای مطرح شده در جدول (۴-۶) برای تعیین (°C) (P1a) (P1a

DNNO و (wt.%) H2O به راحتی و با جایگزینی مقادیر P محاسبه خواهند شد.

### ۴\_۲\_4 روش دما \_ فشارسنجی پلاژیوکلاز \_ مذاب

به منظور تکمیل و آزمودن نتایج حاصل از دما \_ فشارسنجی آمفیبول، یک دما \_ فشارسنج پلاژیوکلاز \_ مذاب (پاتیرکا، ۲۰۰۸) مورد استفاده قرار گرفت. این روش برای سیستمهای آبدار معرفی شده است و دارای خطای استاندارد °C ۲۶ برای دما و ۲۴۷ MPa برای فشار میباشد. مذاب

<sup>90-</sup> apparent percentage error

فرضی همیافت با پلاژیوکلاز میتواند ترکیب سنگ کل، زمینه سنگ و یا ترکیب شیشه باشد (پاتیرکا و همکاران، ۲۰۰۳؛ پاتیرکا، ۲۰۰۸). در این مطالعه از ترکیب سنگ کل به عنوان ترکیب فرضی مذاب استفاده شده است. جهت آزمودن تعادل بین پلاژیوکلاز و مذاب فرضی، از ضرایب توزیع سازندههای آنورتیت و آلبیت یعنی [Kd[An-Ab] (پاتیرکا، ۲۰۰۸) استفاده شده است. ثابت تعادل (Kd) به دما و فشار حساس است به طوری که در دماهای کمتر از °۲۰۵۰، مقدار ثابت تعادل باید ۲۰۰۰± باشد و در دماهای بیشتر از °۱۰۵۰۰، مقدار آن ۲۰۱۱±/۱۰ است. سازندگان پلاژیوکلازی که در شرایط دما و فشار معین با یک مذاب معین در تعادل هستند باید دارای [Kd[An-Ab] مناسب با آن مذاب باشند.

معادلات مورد استفاده برای محاسبه P و T به روش دما \_ فشارسنجی پلاژیوکلاز \_ مذاب همیافت، شامل معادلات (۲۳) و (۲۵۵) معرفی شده توسط پاتیرکا (۲۰۰۸) به قرار زیر میباشد: معادله (۲۳):

 $\frac{10^4}{T(K)} = 6.12 + 0.257$ 

+ 1.

که در آن،  $X^{pl}_{Ab} = X^{pl}_{NaO_{0.5}} + X^{pl}_{NaO_{0.5}} + X^{pl}_{KO_{0.5}} e (X^{pl}_{CaO} + X^{pl}_{NaO_{0.5}} + X^{pl}_{KO_{0.5}}))$   $X^{pl}_{An} = X^{pl}_{CaO} / (X^{pl}_{CaO} + X^{pl}_{NaO_{0.5}} + X^{pl}_{KO_{0.5}})$  i (مانیکه، سازندگان کانیایی و سازندگان مذاب به جز H<sub>2</sub>O، به صورت جزء کاتیونی<sup>۴۴</sup> محاسبه شدهاند. H<sub>2</sub>O به شکل درصد وزنی در فاز مذاب است. معادله (۲۵۵):

P(kbar) = -

 $-382.3 (X_{SiO_2}^{liq})^2 + 514.$ 

96- Cation fractions

#### ۴\_۵\_۳ روش فشارسنجی کلینوپیروکسن \_مذاب

با هدف آزمون نتایج حاصل از دو روش قبل، مدل فشارسنجی کلینوپیروکسن ـ مذاب معرفی شده توسط پاتیرکا (۲۰۰۸، معادله ۳۲۵) مورد استفاده قرار گرفت. این مدل بر پایه توزیع AI بین شده توسط پاتیرکا (۲۰۰۸، معادله ۳۲۵) مورد استفاده قرار گرفت. این مدل بر پایه توزیع AI بین کلینوپیروکسن و مذاب همزیست در سیستمهای ماگمایی آبدار بنا شده است و مقدار خطای استاندارد آن MPa مداند معاند روش فشارسنجی پلاژیوکلاز ـ مذاب، در این روش نیز از ترکیب سنگ کل به عنوان ترکیب مذاب فرضی استفاده شده است. قبل از بررسی شرایط فشار تبلور، ابتدا شرایط تعادلی کلینوپیروکسن ـ مذاب فرضی استفاده شده است. قبل از بررسی شرایط فشار تبلور، ابتدا شرایط تعادلی کلینوپیروکسن ـ مذاب فرضی با استفاده از دو روش مورد بررسی قرار گرفت. در ترکیب سنگ کل به عنوان ترکیب مذاب فرضی با استفاده از دو روش مورد بررسی قرار گرفت. محدوده ابتدا شرایط تعادلی کلینوپیروکسن ـ مذاب فرضی با استفاده از دو روش مورد بررسی قرار گرفت. در توری و BM بین کلینوپیروکسن و مذاب معین مورد توجه قرار گرفت. محدوده مورد قبول (Re-Mg) برابر با ۲۰/۰ ±۲/۰ میباشد (پاتیرکا، ۲۰۰۸). آن دسته از دادههای ترکیب مورد قبول روس ترزیع تعادلی ایر با ۸۰/۰ ±۲/۰ میباشد (پاتیرکا، ۲۰۰۸). آن دسته از دادههای ترکیب مورد قبول (Re-Mg) برابر با ۲۰/۰ ±۲۱/۰ میباشد (پاتیرکا، ۲۰۰۸). آن دسته از دادههای ترکیب مورد قروش توزیع تعادلی این محدوده واقع شدند در مرحله بعد مورد آزمایش تعادل با مذاب همزیست به روش توزیع تعادلی اماه-Cal (پاتیرکا، ۱۹۹۹) قرار گرفتند. در این روش، مقادیر سازندههای پیش بینی شده <sup>۸۹</sup> کلینوپیروکسن که از یک مذاب فرضی متبلور میشوند با مقادیر سازندههای پیش بینی شده <sup>۸۹</sup> در پیروکسن مورد مقایسه قرار میگیرند. جفتهای کانی ـ مذاب فرضی برای حصول مشاهده شده <sup>۸۹</sup> در پیروکسن مورد مقایسه قرار میگیرند. جفتهای کانی ـ مذاب فرضی برای معاول میشوند با مقادیر سازندههای مشاهده شده <sup>۸۹</sup> در پیروکسن مورد مقایسه قرار میگیرند. جفتهای کانی ـ مذاب فرضی برای حصول مشاهده شده و سازندگان بیش بینی شده و سازندگان مشاهده شده

معادله (۳۲۲) مورد استفاده برای فشارسنجی کلینوپیروکسن \_ مذاب (پاتیرکا، ۲۰۰۸) به شرح ذیل است:

P(Kbar) = -

- 153

97- predicted component values98- observed component values

### ۴\_۶\_ نتایج حاصل از دما \_ فشارسنجی کانی های سنگ

### ۴\_۱\_۶ نتایج دما \_ فشارسنجی آمفیبول

با توجه به نتایج حاصل از دما ـ فشارسنجی بر روی آمفیبولهای انتخابی به روش ریدالفی و رنزولی (۲۰۱۲)، هاستینگزیتهای غنی از منیزیم در نمونههای آندزیتی دمای تبلور ۹۴۷ تا ۲۳/۵± ۹۸۶ درجه سانتیگراد نشان میدهند (شکل ۴–۱۰). آمفیبولهای نوع چرماکیتی در نمونههای تراکی-آندزیتی و تراکیداسیتی به ترتیب نشان دهنده دماهای تبلور ۸۶۸ تا ۲۳/۵± ۹۶۰ درجه سانتیگراد و ۸۵۸ الی ۲۳/۵±۹۶۶ درجه سانتیگراد میباشند. دمای تبلور هورنبلندهای منیزیمدار در نمونههای داسیتی بین ۹۳۶ تا ۲۳/۵±۹۲۲ درجه سانتیگراد درجه سانتیگراد متغیر است (شکل ۴–۱۰). در نمودار T–۹، آمفیبولهای نوع هاستینگزیت منیزیمدار بالاترین پایداری دمایی را نشان میدهد که با الگوی منحنی حداکثر پایداری مطابقت دارد. دماهای به دست آمده برای آمفیبولهای چرماکیتی موجود در لختههای بلوری بین ۹۷۴ تا ۲۳/۵

با توجه به روش دما ـ فشارسنجی مذکور، مقادیر فشار، درصد H<sub>2</sub>O مذاب و فوگاسیته اکسیژن نیز مورد محاسبه قرار گرفت. ترکیب آمفیبولهای هاستینگزیتی موجود در نمونههای آندزیتی نشان دهنده فشار میانگین ۵۵۹ مگاپاسکال (۳۴۹–۸۲۰ مگاپاسکال) میباشد (شکل ۴ـ ۱۰). قابل توجه است که بالاترین میزان فشار به دست آمده از این روش به آمفیبولهای هاستینگزیتی یک نمونه دایک آندزیتی پُرمنیزیم تعلق دارد (۲۰۰–۸۲۰ مگاپاسکال). فشار بدست آمده برای آمفیبول-های چرماکیتی به ترتیب بین ۴۶۲–۲۱۴ مگاپاسکال (میانگین ۳۷۲ مگاپاسکال) برای نمونههای های چرماکیتی و ۲۶۸–۸۸۸ مگاپاسکال (میانگین ۳۱۲ مگاپاسکال) برای نمونههای تراکآندزیتی و ۲۶۸–۸۸۸ مگاپاسکال (میانگین ۱۹۱ مگاپاسکال) برای نمونههای است. هورنبلندهای منیزیم در نمونههای داسیتی فشار میانگین ۱۹۱ مگاپاسکال (۲۰۹–۲۲۶ مگاپاسکال (مانگین ۵۹۵ مگاپاسکال (میانگین ۱۹۱ مگاپاسکال) برای نمونههای تراکیداسیتی متغیر مگاپاسکال) را نشان میدهند. آمفیبولهای چرماکیتی در لختههای بلوری تغییرات فشار بین ۲۱۲ تا



شکل ۴-۱۰ - تخمین شرایط T-۲ برای آمفیبولهای کلسیک انتخابی در سنگهای پساافیولیتی سبزوار براساس روش دما - فشارسنجی آمفیبول از ریدالفی و رنزولی (۲۰۱۲) با عدم قطعیت پائین (C° ۲/۵ ± T، ٪/۱۱/٤ ۲ ). آمفیبول-های مورد بررسی در این تحقیق در میدان فیزیکو - شیمیایی حاصل از آمفیبولهای مورد آزمایش توسط ریدالفی و رنزولی (۲۰۱۲) قرار گرفتهاند.

فوگاسیته اکسیژن مذاب که به وسیله روش ریدالفی و و رنزولی (۲۰۱۲) به دست آمده است با میزان منیزیم آمفیبولهای انتخابی مطابقت دارد. مقادیر (fO2) log برای هاستینگزیت منیزیمدار موجود در ترکیبات آندزیتی از ۹/۸- تا ۱۰– متغیر است (شکل ۴–۱۱– الف). مقادیر (fO2) log برای آمفیبولهای چرماکیتی در نمونههای تراکیآندزیتی و تراکیداسیتی به ترتیب بین ۵/۹– تا ۱۱– و ۸/۹ تا ۱۱– تغییر می کند. آمفیبولهای نوع هورنبلند منیزیمدار بیانگر تغییرات فوگاسیته اکسیژن بین ۱۰/۹ تا ۱۱۱– تغییر می کند. آمفیبولهای نوع هورنبلند منیزیمدار بیانگر تغییرات فوگاسیته اکسیژن بین ۱۰/۹ میباشند (شکل ۴–۱۱– الف). آمفیبول چرماکیتی در لختههای بلوری نیز مقادیر log (fO2) مشابه با چرماکیتهای موجود در نمونههای تراکیآندزیتی نشان میدهد (یعنی ۳/۹– – ۱۰/۹– اور) مشابه با چرماکیتهای موجود در نمونههای تراکیآندزیتی نشان میدهد (یعنی ۳/۹– – ۱۰/۹– میزیزیمدار کم عمق تر روند افزایشی نشان میدهد. این امر با مقادیر و همچنین تغییرات فوگاسیته
اکسیژن در ماگماهای کالکوآلکالن مطابقت دارد (گیل<sup>۱۹</sup>، ۱۹۸۱؛ مارتل<sup>۱۰۰</sup> و همکاران، ۱۹۹۹؛ مونتنر '' و همکاران، ۲۰۰۱؛ بهرنس و گیلارد''، ۲۰۰۶). شکل (۴\_۱۱\_ ب)، نشان دهنده تغییرات H<sub>2</sub>O-T مذاب به دست آمده از آمفیبولهای انتخابی در سنگهای آتشفشانی مختلف است که توسط ریدالفی و رنزولی (۲۰۱۲) ارائه شده است. این شکل همچنین با میدان پایداری آمفیبولهای آزمایشگاهی سازگار میباشد که به وسیله منحنی حداکثر پایداری (منحنی خط چین) محدود شده است. بلورهای آمفیبول آزمایشگاهی با مقادیر ۲۱/۰  $\leq$  Al#، در شرایط تعادل با مذابهای آزمایشگاهی ساخته شدهاند که با الگوهای اصلی Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> در سنگها و شیشههای آتشفشانی همپوشانی زیاد دارند (ریدالفی و همکاران، ۲۰۱۰). این درحالی است که آمفیبولهای ناسازگار با مقادیر #Al مشابه با بلورهای آمفیبول و یا پارگازیتهای آزمایشگاهی (یعنی بیشتر از ۰/۲۱)، غالباً در تعادل با مذابهایی با نسبتهای بالای Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> میباشند. با توجه به موارد مذکور، همه آمفیبولهای مورد مطالعه با مقادیر پائین #Al (۰/۲۱) در محدوده آمفیبولهای سازگار قرار می گیرند. این مقدار #Al می تواند در تعادل با H2O مذاب بین A/۲±۲/۸ ـ ۳/۷ درصد وزنی یافت شود که با مقادیر H<sub>2</sub>O موجود در ماگماهای کالکوآلکالن سازگار می باشد (گیل، ۱۹۸۱). مقادیر H<sub>2</sub>O مذابی که توسط ترکیب شیمی آمفیبولهای نوع هاستینگزیت منیزیمدار به دست آمده است بین ۵ تا ۸/۵ ± ۸/۳ درصد وزنی میباشد. ترکیب آمفیبولهای نوع چرماکیتی و هورنبلند منیزیمدار به ترتیب بیانگر مقادیر H<sub>2</sub>O مذاب بین 4/۵± ۱۰/۳ ـ ۴/۲ درصد وزنی و ۵/۰± ۷\_ ۵ درصد وزنی هستند. ترکیب آمفیبولهای نوع چرماکیتی در لختههای بلوری با مقادیر H<sub>2</sub>O مذاب 4/۳± ۹/۳\_ ۵/۵ درصد وزنی مطابقت دارد که بسیار مشابه با این مقدار در سنگ میزبان میباشد. جدول (۴–۷) بیانگر مقادیر دما، فشار، H<sub>2</sub>O مذاب و log (fO<sub>2</sub>) برای آمفیبولهای انتخابی یعنی هاستینگزیت منیزیمدار (-Mg

99- Gill 100- Martel 101- Müntener .Hst)، چرماکیت (.Tsch) و هورنبلند منیزیمدار (.Mg-Hb) موجود در ترکیبات سنگی مورد مطالعه از آندزیت تا داسیت و نیز آمفیبولهای چرماکیتی موجود در لختههای بلوری میباشد.



شکل ۴–۱۱ نمودارهای الف) T -  $H_2O_{melt}$  و ب)  $Log (fO_2) - T$  برای آمفیبولهای انتخابی در سنگهای پساافیولیتی سبزوار که از روش دما – فشارسنجی ریدالفی و رنزولی (۲۰۱۲) با عدم قطعیت پائین برای H\_2O (%wt (+ ± + 2 % 0 % 0 % 0 ) و NNO و +2 NNO توسط اونیل و پونسبی<sup>۲۰۲</sup> (۱۹۹۳) تعیین شده است.

جدول  $^{+}$ -۲- مقادیر  $H_2O_{met}$ ، P، T و  $\log(fO_2)$  برای انواع مختلف آمفیبول موجود در ترکیبات سنگی مورد مطالعه.

		<b>C</b> ,		
Mineral/ Rock	T(°c)	P(MPa)	H <sub>2</sub> O <sub>melt</sub>	log (fO <sub>2</sub> )
Milleraly Hoek	(±23.5)	(± 11.5%)	(± 0.5)	(± 0.2)
Mg-Hst. / Andesites	984 -947	820-349	5-8.3	-8.9 to -10
Tsch. / Trachyandesites	960 -868	714-246	4.2-10	-9.5 to -11
Tsch. / Trahydacites	873-836	388-268	6-10.3	-9.8 to -11
Mg-Hb. / Dacites	873-836	226-145	5-7	-10.9 to -12.1
Tsch. / crystal clots	974-874	780-217	5.5-9.3	-9.3 to -10.4

همانطور که قبلاً در فصول صحرایی و پتروگرافی بیان شد،، لختههای بلوری با ترکیب عمدتاً آمفیبول به وفور در سنگهای تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی مشاهده میشوند. لختههای بلوری ممکن است دارای ماهیت و منشأهای مختلف باشند که در فصل (۳) به تعدادی از آنها اشاره شده است. مجموعه نتایج به دست آمده از ترکیب و شرایط تبلور (**P**، **T** و (**fO**) کانیهای آمفیبول تشکیل دهنده این لختههای بلوری با شرایط تبلور فنوکریستهای آمفیبول موجود در سنگ میزبان همخوانی نزدیک دارد. این امر نشان میدهد که این لختههای بلوری، خوشههای انباشتی از فنوکریستهای

۱۰۳- O'Neill and Pownceby

آمفیبول هستند که از آشیانه ماگمایی متبلور شدهاند و بنابراین بخشهایی نیمه منجمد<sup>۱۰۴</sup> از یک سیستم پویای ماگمایی میباشند.

# ۴\_۶\_۲\_ نتایج دما \_ فشارسنجی پلاژیوکلاز \_ مذاب

به منظور سنجش درستی نتایج به دست آمده از روش دما \_ فشارسنجی آمفیبول، یک روش دما \_ فشارسنجی پلاژیوکلاز از پاتیرکا (۲۰۰۸) نیز به کار گرفته شد. سنجش ضریب توزیع تعادل [Ab-An] نشان میدهد که پلاژیوکلازهای با میزان 70-An<sub>50</sub> با ترکیب سنگ کل آندزیتی در تعادل هستند و فشارهایی بین ۴۶۸ تا ۳۳۵ مگاپاسکال را نشان میدهند (اشکال ۴-۲۱و ۴-۱۳). در مقابل، پلاژیوکلازهای با آنورتیت درصد پائینتر یعنی An<sub>50-30</sub> و An<sub>20</sub> با مذابهای آندزیتی در تعادل نبوده و ضریب توزیع [Ab-An] آنها به ترتیب با ترکیب شیمیایی مذابهای تراکیداسیتی و داسیتی بلاژیوکلازهای با آنورتیت درصد پائینتر یعنی An<sub>50-30</sub> و 30-100 با مذابهای آندزیتی در تعادل نبوده و ضریب توزیع [Ab-An] آنها به ترتیب با ترکیب شیمیایی مذابهای تراکیداسیتی و داسیتی مورد مطالعه تعادل بیشتری نشان میدهند (اشکال ۴-11 و ۴-۱۳). فشارهای بدست آمده از پلاژیوکلازها با 10-40 و 10-40 آنها به ترتیب بین ۲۳۵ تا ۱۹۱ مگاپاسکال و ۲۸۳ تا ۱۳۰ مگاپاسکال متغیر است (شکل ۴-۱۳). پلاژیوکلازهای موجود در ترکیبات ریولیتی بخش جنوبی افیولیت سبزوار با ترکیب مراسد (میار ۲۰ ماله ای ۱۹۰۱ تا ۲۷۲ مگاپاسکال هستند. نتایج حاصل از روش دما -فشارسنجی پلاژیوکلاز نشان دهنده مشارهای ۱۰۱ تا ۲۷۲ مگاپاسکال هستند. نتایج حاصل از روش دما فشارسنجی پلاژیوکلاز نشان دهنده محل آشیانه ماگمایی در پوسته میانی – بالایی (عمق معادل با در نمونههای تراکی داسیتی و داسیتی همخوانی بسیار نزدیکی دارد.



شکل ۴–۱۲ آزمون تعادل برای پلاژیوکلاز و چهار مذاب فرضی در سنگهای پساافیولیتی سبزوار. به نظر میرسد که نمونههای آندزیتی با پلاژیوکلازهایی با آنورتیت درصد بالا (An<sub>70-50</sub>) در تعادل باشند، درحالیکه نمونههای سنگ کل تراکی آندزیت/تراکی داسیتی و نمونههای داسیتی به ترتیب با پلاژیوکلاز با An<sub>50-30</sub> و An<sub>30-20</sub> در تعادلند. نمونههای ریولیتی در تعادل با پلاژیوکلاز با آنورتیت پائین An<sub>20-10</sub> هستند.



شکل ۴\_۱۳\_نتایج به دست آمده از دما \_ فشارسنجی پلاژیوکلاز \_ مذاب (پاتیرکا، ۲۰۰۸) در سنگهای پساافیولیتی سبزوار. خطای استاندارد دما و فشار در این روش به ترتیب ۳۶± درجه سانتیگراد و ۲۴۷± مگاپاسکال است.

#### ۴\_۶\_۳ نتایج فشارسنجی کلینوپیروکسن \_مذاب

با توجه به آزمون تعادل کانی ـ مذاب همیافت که در شکل (۴–۱۴–الف و ب) به نمایش در آمده است، کلینوپیروکسنهای انتخابی با ترکیب سنگ کل یک نمونه آندزیت پُرمنیزیم (۱۰ N-۱ I) شرایط تعادل رضایت بخشی را نشان میدهند. لذا، ترکیب سنگ کل این نمونه به عنوان ترکیب مذاب فرضی همزیست با کلینوپیروکسنهای موجود انتخاب شد. پس از آزمودن تعادل کانی ـ مذاب، فشار تبلور کلینوپیروکسن با استفاده از فشارسنج کلینوپیروکسن ـ مذاب (پاتیرکا، ۲۰۰۸) مورد ارزیابی قرار گرفت. میانگین فشار به دست آمده از این روش برابر با ۶۰۰ MPa (۲۰۰ - ۵۱) میباشد که از فشار حاصل از فشارسنج پلاژیوکلاز ـ مذاب بالاتر بوده ولی با فشار آن دسته از آمفیبولهای موجود در نمونههای آندزیتی که در اعماق بیشتر تفریق یافتهاند همپوشانی دارد (شکل ۴–۱۵).



(دیوپسید+ هدنبرژیت) با توجه به مذاب فرضی (ترکیب نمونه آندزیتی). نتیجه هر دو آزمون نشان میدهد که ترکیب سنگ کل آندزیتی میتواند به عنوان مذاب فرضی همزیست با کلینوپیروکسنها انتخاب شود.



شکل ۴\_۱۵\_ فشار محاسبه شده برای کلینوپیروکسنهای انتخابی در سنگهای پساافیولیتی سبزوار با استفاده از روش فشارسنج کلینوپیرکسن \_ مذاب (پاتیرکا، ۲۰۰۸).

## ۴\_۷\_ نتیجه گیری کلی دما \_ فشارسنجی

مطالعات حاصل از دما – فشارسنجی آمفیبولها و پلاژیوکلازهای انتخابی و همچنین نتایج فشارسنجی کلینوپیروکسنها در نمونههای سنگی بخش شمالی افیولیت سبزوار بیانگر دو دسته مجزای دما و فشار تبلور است. این امر نشان دهنده دو سطح مجزا از تبلور و بنابراین دو منطقه مجزای ذخیره ماگماست (یعنی به طور میانگین در عمق معادل با ۷۵۰ MPa و ۳۵۰ MP۵). با توجه به این مطالعات، آمفیبولهای انتخابی در دو سطح مجزا یعنی فشار ۲۰۰ تا ۵۰۰ و ۳۵۰ تا ۴۵۰ مگاپاسکال متبلور شدهاند، در حالی که، پلاژیوکلازها در فشار بین ۳۰۰ تا ۴۵۰ مگاپاسکال تبلور یافتهاند. به منظور درک بیشتر، تصویر شماتیکی از سیستم آشیانه ماگمایی سنگهای مورد مطالعه براساس نتایج دما – فشارسنجی این تحقیق ترسیم شده است (شکل ۴–۱۶). در این تصویر سعی شده است تا ترتیب تبلور هر یک از کانیهای سنگ ساز به همراه شواهد بافتی آنها و با اشکال مناسب نمایش داده شود. \_ گوشته در ایران مرکزی و شمال شرق ایران توسط متقی و همکاران (۲۰۱۲) نشان دهنده تغییرات زیاد عمق موهو از ۳۵ کیلومتر در زیر ایران مرکزی تا ۵۵ کیلومتر در زیر شمال شرق ایران میباشد. با توجه به این مدل و همچنین مطالعات قبلی دهقانی و همکاران (۱۹۸۳)، در این مطالعه عمق موهو ۴۵ کیلومتر در نظر گرفته شد. بنابراین، هاستینگزیت منیزیمدار در نمونههای آندزیتی فشار پوسته زیرین تا میانی را ثبت میکنند (میانگین ۲۰۰MPa، شکل ۴–۱۶). در مقابل، سایر آمفیبولهای انتخابی یعنی چرماکیت و هورنبلند منیزیم دار و همچنین پلاژیوکلازهای انتخابی در طول مرحله بعدی تبلور و در عمق کمتر (معادل فشار ۳۰۰MPa) تشکیل شدهاند (شکل ۴–۱۶). نبود فنوکریست یلاژیوکلاز در نمونه دایک آندزیتی منیزیمدار ممکن است نشان دهنده مقادیر بالای آب در منبع ماگما باشد، زیرا پلاژیوکلاز در فشار بالای آب ناپایدار است (وانگ و همکاران، ۲۰۱۲). زمانی که آمفيبول و كلينوپيروكسن به صورت فنوكريست متبلور مي شوند مقدار آب موجود در منبع ماگما ممکن است ۵/۵ درصد وزنی باشد. هرچند در زمینه این نمونه آندزیتی حاوی بلورهای ریز پلاژیوکلاز با %An بالای ۷۰ درصد میباشد. براساس شواهد آزمایشگاهی و شرایط پایداری پلاژیوکلاز (سیسون<sup>°۰۰</sup> و گراو<sup>۲۰۰</sup>، ۱۹۹۳؛ راموس<sup>۲۰۰</sup> و همکاران، ۲۰۰۵)، حضور پلاژیوکلاز با ۸۳% بالا در زمینه سنگ نیز با یک منبع ماگمایی عمیق همراه با مقادیر بالای آب سازگار است. بنابراین، نمونه دایک آندزیتی پُرمنیزیم احتمالاً از یک ماگمای مافیک در پوسته میانی ـ زیرین تشکیل شده است که می توان آن را ماگمای والد اولیه سنگهای پساافیولیتی در نظر گرفت. این محل ذخیره ماگمایی توسط نتايج به دست آمده از فشارسنجي كلينوپيروكسن \_ مذاب نيز حمايت مي شود.

نتایج دما \_ فشارسنجی فنوکریستهای پلاژیوکلاز با سازنده آنورتیتی متوسط (An<sub>53</sub>-30) که به فراوانی در ترکیبات تحول یافتهتر مانند تراکی داسیت و داسیت حضور دارند، بیانگر شرایط تبلور این بلورها در اعماق کمتر یعنی پوسته بالایی (معادل فشار میانگین ۳۰۰MPa) است (شکل ۴–۱۶).

105- Sisson 106- Grove 107- Ramos این امر با محل ذخیره ماگمایی کم عمق که به وسیله فشارسنجی آمفیبولهای چرماکیتی و هورنبلند به دست آمده است سازگاری دارد. با توجه به موارد مذکور میتوان تبلور تفریقی آمفیبول از یک ماگمای والد در اعماق پوسته زیرین – میانی را به عنوان یک عامل مهم در ایجاد ماگماهای تحول یافتهتر در سطوح کم عمقتر پوسته در نظر گرفت. اثر مهم تفریق آمفیبول در تحول ماگمای اولیه در فصل ژئوشیمی سنگ کل (فصل ۵) و به ویژه در فصل مطالعات پتروژنز (فصل ۷) به طور مفصل بررسی خواهد شد.



شکل ۴–۱۶- تصویر شماتیک از سیستم آشیانه ماگمایی برای سنگهای نیمه عمیق پساافیولیتی زون سبزوار براساس دادههای دما ـ فشارسنجی به دست آمده در این مطالعه.



۵\_۱\_مقدمه

انجام یک مطالعه پترولوژیکی جامع و کامل بدون انجام تجزیههای شیمیایی بر روی نمونهها و تحلیل دادههای ژئوشیمیایی امکانپذیر نیست. تفسیر منشأ و پتروژنز سنگها نیازمند انجام مطالعات دقیق ژئوشیمیایی، پردازش دادهها و تحلیل درست نتایج حاصل است. لذا پس از بررسیهای صحرایی و پتروگرافی سنگها و همچنین مطالعات شیمی کانیهای سازنده سنگها، مطالعه خصوصیات ژئوشیمیایی آنها از اهمیت زیادی برخوردار است.

با توجه به در دسترس بودن نتایج آنالیز ژئوشیمیایی صورت یافته توسط صالحی نژاد (۱۳۸۷) بر روی نمونههای پساافیولیتی مورد مطالعه در زون افیولیتی سبزوار (تعداد ۲۸ نمونه)، در این مطالعه جهت تکمیل مطالعات ژئوشیمیایی سنگهای آذرین مورد نظر، تعداد ۱۳ نمونه سنگی از رخنمونهای بخش شمالی و تعداد ۵ نمونه از برونزدهای بخش جنوبی انتخاب شد و پس از انجام مراحل آماده سازی اولیه، خردایش و آسیاب، جهت تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی سنگ کل به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا ارسال شد. اساس انتخاب این ۱۹ نمونه، تنوع سنگشناختی و پراکندگی آنها در گستره مورد مطالعه بوده است. نمونههای سنگی انتخاب فراوانی کل اکسید عناصر اصلی و تعدادی از عناصر کمیاب به روش (ICP-ES)<sup>۱</sup> با کد آنالیز (AO4) و مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش (ICP-MS)<sup>۲</sup> با کد آنالیز (ICP)) به دست آمد. مورد اخیر روشی است که که از توسعه روش طیفسنجی نشر پلاسمای جفت شده القایی ایجاد شده است (رولینسون<sup>7</sup>، ۱۹۹۳). اور یوژگیهای مهم این روش، حد آشکار سازی بسیار پائین، صحت و دقت بالای آن میباشد. برای تجزیه گستره وسیعی از عناصر جزئی در یک محلول و با مقدار اندکی نمونه، میتوان از این روش

<sup>1-</sup> inductively coupled plasma-emission spectrometry

<sup>2-</sup> ICP-mass spectrometry

<sup>3-</sup> Rollinson

تنوع ترکیبی و حداقل دگرسانی باشند. سپس، نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی با استفاده از نرم افزارهای مختلف پترولوژیکی نظیر GCDKIT و IGPET مورد پردازش قرار گرفتهاند. به طور کلی مطالعات ژئوشیمیایی نشان میدهند که نمونههای انتخاب شده از بخش شمالی دارای طیف ترکیبی آندزیت تا داسیت میباشند، درحالیکه نمونههای آنالیز شده بخش جنوبی دارای ترکیب اسیدیتر (ریولیتی) هستند. شماره نمونهها و مختصات جغرافیایی محل برداشت آنها به همراه نام و علامت اختصاری آنها در جدول (۵–۱) آمده است. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی این ۱۹ نمونه به همراه نتایج آنالیز سنگ کل صالحی نژاد (۱۳۸۷) بر روی ۲۸ نمونه (جمعاً ۴۷ نمونه سنگ کل) در جدول (۵–۲) ارائه شده است. اکسیدهای عناصر اصلی به صورت درصد وزنی (%wt) و مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) گزارش شده است. تصحیحات لازم از جمله حذف مواد فرار (L.O.I) و تصحیح نسبت Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO به روشهای معمول در پترولوژی اعمال شده است.

	موقعیت جغرافیایی (UTM)											
شماره نمونه	نام سنگ	طول جغرافيايي	عرض جغرافيايي	محل نمونهبردارى								
		شرقى	شمالی									
N-1	آندزيت	4056267	478601	شمال منيدر								
N-2	تراکی داسیت	4051929	475095	شفيع آباد								
N-4	تراکی داسیت	4055372	483716	جادہ جاورتان _ منیدر								
N-5	داسيت	4047702	478259	جادہ منیدر _ فرومد								
N-6	داسيت	4038111	493974	شمال آبرود								
N-10	آندزيت	4054750	483681	شمال منيدر								
N-11	آندزيت	4048066	503108	جنوب جغتاى								
N-12	داسیت	4049289	500887	جنوب جغتاى								
N-13	آندزيت	4036695	493560	شمال آبرود								
N-17	تراکی آندزیت	4035911	539645	جلمبادان								
N-18	تراکی آندزیت	4044566	511734	حطيطه (جنوب جغتاي)								
N-19	تراکی آندزیت	4030946	577572	سلطان آباد (داشخانه)								
N-21	تراکی آندزیت	4049075	501360	جنوب جغتاى								
S-32	ريوليت	4026186	514695	شمالغرب بهنگر								
S-34	ريوليت	4026140	517977	شمال شرق بهنگر								
S-35	ريوليت	4022962	532727	نوده صرصره								

جدول ۵-۱- مشخصات جغرافیایی، محل برداشت و علائم اختصاری نمونههای سنگی انتخاب شده در این مطالعه جهت آنالیز ژئوشیمیایی سنگ کل.

كلاته سادات	521022	4027168	ريوليت	<b>S-37</b>
شمال مهر	510502	4030766	ريوليت	S-40
ساروق	527936	4022137	ريوليت	S-42

جدول ۵-۲- مقادیر درصد وزنی اکسید عناصر اصلی، مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) برای نمونههای پساافیولیتی بخش شمالی و جنوبی زون افیولیتی سبزوار، شمال شرق ایران.

N0.	N1	N2	N3	N4	N5	N6	N7	N8	N9	N10	N11	N12	N13	N14	N15	N16
SiO <sub>2</sub>	55.01	57.35	57.42	58.28	58.29	58.74	58.74	55.53	56.86	58.81	58.97	59.49	59.28	60.10	60.41	62.56
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.58	0.52	0.48	0.53	0.71	0.56	0.70	0.64	0.66	0.44	0.59	0.43	0.50	0.45	0.48
$Al_2O_3$	17.25	14.25	18.06	17.08	15.03	16.70	18.59	18.24	18.22	16.75	17.27	15.20	15.59	19.07	17.82	17.74
FeO	4.30	3.37	2.44	2.57	1.94	1.97	2.19	3.03	2.69	2.78	3.11	2.70	2.24	1.68	1.52	1.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.87	3.37	4.53	2.57	1.94	1.97	4.06	4.55	4.03	1.85	2.07	2.70	1.49	3.12	2.28	2.68
MnO	0.14	0.13	0.13	0.15	0.18	0.21	0.12	0.11	0.11	0.24	0.16	0.13	0.17	0.04	0.06	0.09
MgO	4.23	3.03	3.91	3.25	2.83	3.82	2.61	4.98	4.38	2.76	1.86	3.74	4.56	2.06	4.62	3.06
CaO	5.21	5.38	7.06	3.96	3.51	1.50	6.44	4.31	4.40	5.25	5.63	3.08	4.59	5.21	4.12	5.41
Na <sub>2</sub> O	5.27	5.26	3.91	5.42	4.80	5.47	4.06	6.05	6.68	4.15	4.13	6.97	4.38	3.98	4.93	4.39
K <sub>2</sub> O	1.15	2.95	1.28	1.74	2.50	1.75	0.59	1.23	1.10	1.25	0.63	1.02	1.59	1.73	1.87	0.72
$P_2O_5$	0.13	0.11	0.19	0.11	0.06	0.07	0.16	0.11	0.15	0.18	0.10	0.10	0.07	0.18	0.15	0.11
L.O.I.	1.8	0.5	2.10	2.1	4.2	3.5	3.30	2.70	2.10	2.6	2.8	2.1	2.7	3.70	3.10	2.40
Sum	99.87	99.85	101.5	99.89	99.93	101.43	99.89	101.63	101.33	99.89	99.93	99.90	99.93	101.35	101.91	101.41
Ba	122	96	357.7	143	288	470	130.1	135.7	149.7	238	153	102	270	206.0	381.0	130.3
Co	44.3	54.3	21.90	35.6	28.6	30.5	13.10	24.80	21.00	46.7	27.4	18.9	44.2	8.70	15.60	13.50
Cs	0.1	0.1	0.60	0.5	1.4	1.4	0.40	1.00	0.10	1.6	0.2	0.2	0.6	0.50	0.60	0.20
Ga	16.82	12.69	17.40	16.8	14.02	16.41	17.70	16.40	17.50	16.72	16.85	14.67	15.82	16.30	15.80	15.90
Hf	1.8	1.62	2.00	0.94	1.22	1.49	2.20	2.10	2.20	2.89	1.18	2.41	1.11	2.70	2.90	2.40
Nb	5	5	2.00	5	5	8	2.70	1.70	1.90	8	5	5	5	4.10	4.80	2.40
Rb	4	12.4	19.80	12.7	39.1	18.5	9.20	22.60	10.20	17.6	3.1	5.7	7.7	22.40	31.80	10.10
Sr	390	150	780.6	350	403	465	366.1	463.9	208.6	476	407	138	783	470.0	731.7	507.1
Та	0.2	0.3	0.10	0.3	0.4	0.6	0.20	0.10	0.20	0.5	0.3	0.2	0.5	0.30	0.40	0.10
Th	0.5	0.6	2.50	0.3	1.6	1.2	1.30	1.10	0.90	2.2	0.5	0.8	1.2	1.50	3.00	0.80
U	0.2	0.1	0.80	0.1	0.5	0.6	0.40	0.30	0.40	0.8	0.1	0.3	0.3	0.50	1.20	0.40
V	176	167	208.00	111	76	80	134.00	207.00	170.00	117	87	119	82	70.00	76.00	86.00
Zr	81	66	69.20	87	109	124	72.60	64.60	66.60	132	87	93	110	110.60	103.30	85.70
Y	17	14	11.70	14	10	11	14.60	17.30	17.10	14	14	19	8	14.50	8.70	16.80
La	3.3	4.7	10.90	3.7	6	5.8	7.50	5.80	5.60	7.8	5	4.3	7.3	8.80	11.90	6.10
Ce	9.13	11.31	23.40	9.97	14.03	14.18	17.20	13.10	13.00	18.36	11.46	11.1	16	21.40	22.20	15.80
Pr	1.4	1.7	2.94	1.4	1.9	1.9	2.31	1.92	1.96	2.3	1.6	1.9	2	2.70	2.66	2.25
Nd	6.2	7.5	12.70	6	7.2	7.4	10.70	9.60	9.30	8.3	7	7.1	7	10.90	10.60	10.30
Sm	1.9	2.3	2.60	1.7	1.7	1.7	2.30	2.70	2.60	1.9	1.7	2.2	1.5	2.50	2.10	2.50
Eu	0.8	0.8	0.79	0.7	0.5	0.6	0.72	0.77	0.80	0.6	0.6	0.8	0.4	0.79	0.59	0.72
Gd	2.7	2.8	2.16	1.7	1.7	1.6	2.81	3.12	3.02	2.1	2	2.4	1.1	2.67	1.97	2.80
Tb	0.4	0.4	0.38	0.3	0.3	0.2	0.45	0.55	0.52	0.4	0.3	0.5	0.3	0.43	0.30	0.49
Dy	2.3	2.8	2.06	1.5	1.5	1.7	2.62	3.21	2.80	2.5	1.9	2.6	1.1	2.54	1.63	2.88
Но	0.6	0.5	0.37	0.4	0.3	0.3	0.50	0.61	0.57	0.5	0.3	0.7	0.2	0.43	0.29	0.54
Er	1.5	1.7	1.14	1	0.9	0.7	1.50	1.76	1.84	1.2	0.9	1.9	0.6	1.35	0.88	1.82
Yb	1.3	1.6	1.10	0.9	0.8	0.7	1.54	1.67	1.73	1.3	0.9	2	0.6	1.35	0.84	1.67
Lu	0.2	0.3	0.18	0.1	0.1	0.1	0.24	0.29	0.28	0.2	0.1	0.3	0.1	0.23	0.14	0.29

No.	N17	N18	N19	N20	N21	N22	N23	S24	S25	S26	S27	S28	S29	<b>S30</b>	S31	S32
SiO <sub>2</sub>	60.07	62.31	64.09	62.78	68.61	63.60	63.71	69.72	70.23	70.28	70.40	70.72	70.78	70.95	71.27	70.78
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.42	0.32	0.41	0.15	0.47	0.31	0.02	0.04	0.10	0.04	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.13	15.51	17.04	18.31	18.82	17.29	16.78	20.64	20.24	18.73	19.81	18.67	16.60	18.2	17.14	15.44
FeO	2.43	2.33	1.53	1.63	0.81	1.80	1.88	0.25	0.30	0.51	0.28	0.41	0.36	0.44	0.42	0.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.62	1.55	1.53	1.63	0.81	2.70	1.25	0.25	0.30	0.51	0.28	0.41	0.36	0.44	0.24	0.49
MnO	0.22	0.12	0.20	0.05	0.08	0.08	0.15	0.06	0.04	0.04	0.04	0.03	0.06	0.04	0.05	0.05
MgO	2.17	2.96	1.17	2.45	0.75	2.92	2.10	0.10	0.18	0.25	0.16	0.24	0.22	0.23	0.43	0.25
CaO	4.38	4.26	3.31	3.62	0.87	5.25	4.59	1.25	0.46	1.97	0.42	0.81	2.68	1.81	0.35	1.75
Na <sub>2</sub> O	4.58	4.19	4.69	5.27	6.51	4.51	4.35	4.57	5.38	5.33	5.37	5.73	4.85	5.26	6.32	5.13
K <sub>2</sub> O	1.54	1.35	2.13	2.05	2.24	0.77	1.11	3.57	3.62	2.90	3.48	3.35	1.92	2.67	3.46	2.62
$P_2O_5$	0.06	0.08	0.09	0.22	0.13	0.13	0.06	0.03	0.05	0.04	0.03	0.03	0.06	0.06	0.06	0.05
L.O.I.	2.6	2.4	1.9	3.10	1.60	1.90	1.8	1.10	0.70	0.80	1.10	1.00	3.50	1.20	0.80	1.4
Total	99.94	99.98	99.95	101.43	101.32	101.4	99.93	101.50	101.53	101.41	101.41	101.44	101.43	101.34	100.62	99.98
Ba	272	181	300	445.6	463.9	132.5	323	518.0	545.1	481.0	559.6	539.2	318.5	413.4	424.3	408
Co	22.2	49.5	26.6	9.30	1.20	13.60	31.8	2.00	2.00	2.00	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	36.9
Cs	0.4	0.4	1	0.90	0.80	0.20	0.7	0.5	0.50	1.00	0.5	1.10	1.20	1.30	0.50	1.3
Ga	15.97	16.28	15.36	16.80	17.70	15.80	15.71	2.60	1.80	0.80	1.80	17.40	17.20	17.80	16.50	17.9
Hf	2.69	1.95	0.58	3.20	2.70	2.80	0.9	18.70	16.10	16.40	16.00	1.90	2.10	2.40	2.00	0.96
Nb	9	8	15	5.80	7.70	2.60	5	2.10	1.90	2.00	1.90	5.20	5.40	5.00	5.20	5
Rb	9.3	11.6	42.4	38.70	43.10	10.5	10.9	6.80	3.70	5.00	4.10	65.50	35.70	52.70	65.30	60
Sr	550	283	358	848.5	673.5	400	670	70.10	73.60	58.00	68.30	811.00	512.2	810.6	208.2	774
Та	0.6	0.4	0.9	0.40	0.60	0.10	0.5	337.80	344.50	894.50	335.10	0.40	0.30	0.30	0.40	0.6
Th	3.6	1.4	4.7	3.60	3.80	0.70	1.1	0.60	0.30	0.30	0.30	0.50	0.70	0.70	0.80	0.9
U	0.9	0.5	1	1.20	1.20	0.40	0.2	1.60	1.70	1.50	1.50	1.10	0.70	1.10	1.30	0.8
V	64	88	31	58.00	19.00	90.00	68	1.80	1.00	1.10	1.00	6.00	7.00	7.00	8.00	6
Zr	160	92	186	124 30	90.10	88.00	71	5	5	9.00	5	46 40	50.0	53.8	49.0	59
Y	12	10	15	9.20	9.20	17.00	5	38.40	40.50	61.40	38.80	2.90	2.70	3.20	2.70	3
La	12.6	4.9	15.9	13.00	15.40	6.90	6.1	6.30	5.70	3.40	5.50	2.70	2.50	3.40	2.40	3.3
Ce	26.61	11.37	35.1	26.40	31.50	16.30	12.27	3.80	5.50	5.10	5.90	4.70	4.60	6.80	4.50	7.05
Pr	3	1.7	4	3.04	3.60	2.34	1.4	7.50	10.10	9.20	10.20	0.63	0.59	0.82	0.53	0.9
Nd	10.9	6.2	13.6	11.10	12.90	10.10	5.9	0.93	1.21	1.14	1.29	2.70	2.20	3.20	2.10	3.3
Sm	1.8	1.7	2.4	2.10	1.90	2.50	1.5	3.50	4.30	4.20	5.10	0.50	0.40	0.60	0.40	0.5
Eu	0.7	0.6	0.6	0.61	0.55	0.69	0.4	0.80	1.00	0.80	1.00	0.14	0.16	0.18	0.16	0.2
Gd	1.9	1.7	1.7	1.59	1.59	2.83	0.8	0.26	0.25	0.24	0.29	0.39	0.38	0.50	0.38	0.5
Tb	0.3	0.3	0.4	0.27	0.26	0.48	0.1	1.02	0.96	0.61	0.97	0.08	0.07	0.09	0.08	<0.1
Dy	1.4	1.6	1.7	1.46	1.39	2.74	0.7	0.18	0.17	0.10	0.16	0.39	0.39	0.45	0.37	0.5
Но	0.4	0.4	0.4	0.29	0.26	0.59	0.1	0.96	0.77	0.54	0.91	0.08	0.07	0.09	0.08	0.1
Er	1	1	0.9	0.86	0.78	1.70	0.4	0.18	0.16	0.10	0.16	0.21	0.22	0.27	0.20	0.2
Yb	1.1	0.8	0.7	0.77	0.78	1.73	0.4	0.52	0.43	0.25	0.41	0.17	0.18	0.22	0.19	0.1
Lu	0.2	0.1	0.1	0.14	0.13	0.30	0.1	0.47	0.38	0.26	0.42	0.03	0.03	0.03	0.03	0.1

ادامه جدول (۵-۲)

ادامه جدول (۵–۲)

No.	<b>S33</b>	<b>S34</b>	<b>S35</b>	<b>S36</b>	<b>S37</b>	S38	<b>S39</b>	S40	S41	S42	S43	S44	S45	S46	S47
SiO <sub>2</sub>	71.39	71.17	71.59	72.30	72.59	73.22	72.09	72.30	72.32	72.46	72.54	72.64	72.92	73.14	73.62
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.10	0.02	0.03	0.04	0.02	17.64	17.53	17.62	16.88	16.94	17.23	17.52	17.55	0.03
$Al_2O_3$	16.63	16.34	15.24	15.53	14.90	16.45	0.32	0.34	0.38	0.34	0.28	0.37	0.35	0.36	15.19
FeO	0.66	0.41	0.33	0.36	0.34	0.39	0.32	0.34	0.38	0.34	0.28	0.37	0.35	0.36	0.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.66	0.50	0.40	0.44	0.42	0.39	0.12	0.18	0.24	0.13	0.14	0.18	0.16	0.16	0.31
MnO	0.15	0.05	0.09	0.09	0.04	0.08	1.52	0.40	0.26	0.51	0.80	0.60	1.34	1.63	0.05
MgO	0.53	0.26	0.20	0.25	0.21	0.13	5.12	6.50	7.07	5.57	5.27	6.22	5.58	5.17	0.15
CaO	0.97	1.85	0.37	1.26	0.42	1.19	3.48	3.10	2.65	4.21	3.55	3.17	2.36	2.32	0.92
Na <sub>2</sub> O	5.27	5.50	5.80	5.18	5.43	5.10	0.03	0.05	0.05	0.02	0.02	0.05	0.01	0.01	5.35
K <sub>2</sub> O	3.50	2.76	2.91	2.56	3.47	3.75	0.06	0.04	0.06	0.03	0.01	0.06	0.01	0.01	3.33
$P_2O_5$	0.17	0.05	0.08	0.07	0.05	0.05	0.06	0.03	0.03	0.06	0.09	0.03	0.07	0.06	0.04
L.O.I.	1.40	0.4	1.4	0.9	1	0.80	0.90	0.70	0.60	1.00	1.50	0.60	0.80	0.70	0.3
Total	101.42	99.97	99.96	99.98	99.98	101.53	101.63	101.50	101.61	101.52	101.42	101.55	101.41	101.45	99.97
Ba	558.9	416	541	471	479	493.8	507.5	466.5	445.5	510.1	502.8	487.8	310.8	304	508
Be	2.00	38.6	31.7	14.3	34.9	3.00	1.00	2.00	1.00	3.00	2.00	2.00	1.00	1.00	42.2
Cs	1.30	0.4	0.9	0.6	2.3	3.20	2.50	0.70	0.50	1.30	2.00	1.20	1.20	1.70	2.2
Ga	17.40	17.2	17.66	17.67	16.22	16.90	18.20	18.40	16.90	18.10	16.80	17.20	18.30	19.80	17.5
Hf	3.20	0.66	0.96	1.09	1.18	2.10	2.00	1.90	1.40	2.10	2.10	1.90	1.90	1.70	1.01
Nb	9.40	5	12	7	5	9.30	7.20	6.40	6.70	9.30	7.10	6.30	10.60	10.60	9
Rb	70.90	49.3	60.4	52.7	68.2	83.10	72.70	67.80	52.40	92.10	71.30	65.90	46.00	47.50	74.5
Sr	338.8	790	350	221	362	365.7	475.5	537.7	377.5	459.9	246.7	644.3	283.2	314.10	523
Та	0.80	0.6	1	0.7	0.6	0.70	0.60	0.50	0.40	0.80	0.70	0.50	1.00	1.00	0.9
Th	4.80	1	3.1	2.7	0.8	1.70	1.20	1.00	0.10	1.00	2.10	1.20	0.40	0.30	1.7
U	2.60	0.7	1.5	1.3	1.3	1.90	1.40	1.70	1.10	2.40	2.00	1.50	1.90	1.70	1.7
V	10.0	7	1	1	2	5	5	5	5	5	5	5	5	5	1
Zr	74.0	67	52	45	41	39.50	41.1	43.9	31.60	39.4	41.9	43.70	24.80	24.70	42
Y	13.1	3	7	7	5	3.60	5.60	4.70	2.20	3.40	6.40	4.30	4.80	4.90	5
La	15.6	4.3	9.6	8.9	1.8	5.10	5.10	4.40	1.00	4.60	4.10	3.40	3.00	2.90	4.8
Ce	30.8	9.12	20.09	17.59	4.07	9.90	10.0	7.10	1.40	9.00	7.90	6.90	4.70	5.30	9.53
Pr	3.72	1	2.2	2	0.5	1.19	1.19	0.91	0.17	1.08	0.98	0.84	0.61	0.63	1.2
Nd	13.4	3.7	8.4	7.2	1.9	5.00	4.70	3.60	0.70	4.10	3.30	3.60	2.50	2.50	4.6
Sm	2.50	0.6	1.4	1.3	0.3	1.00	0.90	0.80	0.20	0.80	1.00	0.70	1.00	1.00	0.9
Eu	0.42	0.2	0.4	0.3	0.2	0.24	0.24	0.27	0.13	0.24	0.23	0.26	0.30	0.32	0.2
Ga	2.22	0.5	1.2	1.5	0.7	0.94	0.87	0.78	0.28	0.83	1.04	0.64	1.23	1.20	0.7
10	0.37	<0.1	0.2	0.2	0.1	0.14	0.17	0.14	0.06	0.14	0.18	0.14	0.19	0.21	0.2
Лу	2.15	0.3	1	1.1	0.7	0.72	0.85	0.71	0.36	0.63	0.96	0.68	0.89	1.03	0.8
п0 Е	0.37	0.1	0.2	0.2	0.2	0.09	0.14	0.12	< 0.05	0.07	0.16	0.12	0.11	0.11	0.2
Er VL	1.07	0.1	0.4	0.7	0.4	0.17	0.41	0.33	0.13	0.14	0.45	0.30	0.19	0.21	0.3
¥D 1	1.06	0.1	0.4	0.6	0.5	0.11	0.40	0.33	0.05	0.10	0.46	0.32	0.08	0.11	0.3
Lu	0.17	0.1	0.1	0.1	0.1	0.01	0.06	0.05	0.01	0.01	0.07	0.05	0.01	0.01	0.1

۵ ـ۲ـ منابع بروز خطا در طی آمادهسازی و تجزیه شیمیایی نمونهها

نتایج تجزیه شیمیایی نمونههای سنگی به دلایل مختلف، از جمله آلودگی در هنگام خرد کردن و آسیاب نمودن نمونه، آلایش در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از همپوشانی پیکها و آلایش حاصل از واکنشگرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه، دچار خطا میشوند (رولینسون، ۱۹۹۳). آلودگی در خلال آماده سازی نمونهها (خرد و آسیاب کردن) میتواند مهمترین منبع جدی خطا در تجزیههای ژئوشیمیایی باشد. این آلودگی از راه تمیز کردن دقیق و آغشته کردن دستگاههای خُردکن و آسیاب با نمونهای که باید خرد یا آسیاب شود، تا حد زیادی برطرف میشود. به دلیل ترکیب آهنی دستگاه آسیاب مورد استفاده در آزمایشگاه دانشگاه صنعتی امیر کبیر تهران، اضافه شدن مقدار جزئی آهن در مرحله آماده سازی نمونهها، امری اجتناب ناپذیر بوده است.

لازم به ذکر است که نمونههای مورد مطالعه در آزمایشگاه ACME کانادا و به روشهای تجزیهای دقیق ICP-ES و ICP-MS تجزیه شدهاند. اعتبار جهانی آزمایشگاه، حد آشکارسازی بسیار پائین، سرعت بالا، درستی و دقت بالای این روشها باعث می شود تا با اطمینان بیشتری، نتایج حاصل از تجزیه نمونهها مورد بحث و تحلیل قرار گیرد.

## ۵–۳– تصحیح دادههای حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از نتایج به دست آمده از تجزیههای ژئوشیمیایی نمونههای مورد مطالعه و پردازش آنها، لازم است تغییرات و تصحیحات مربوط به حذف مواد فرّار (L.O.I) و نسبت Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO بر روی آنها صورت گیرد.

### ۵−۳−۱ تصحیح مربوط به حذف مواد فرّار (L.O.I)

دادههای حاصل از تجزیههای ژئوشیمیایی بیانگر میزان مواد فرّار (L.O.I) نمونههای مورد مطالعه در محدودهی ۲/۳ تا ۴/۲ درصد است. برای حذف مواد فرّار، درصد L.O.I هر نمونه سنگی را از مقدار حاصل جمع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد بدست آمده، مقدار جدید اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرّار آن حذف شده است. پس از آن، نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، درصد اکسیدها بدون مواد فرّار محاسبه میشود. به عنوان مثال، ضریب حذف مواد فرّار (Z) برای نمونه شماره (N-۱)، به صورت زیر قابل محاسبه است:

> $(N-1) \rightarrow Sum = 99.87, L.O.I = 1.8$ Sum <sub>New</sub>= (Sum - L.O.I) = 99.87 - 1.8 = 98.07 Z = 100 /98.07 = 1.02

#### Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO تصحيح نسبت -۲-۳-۵

در تجزیههای شیمیایی سنگها، مقدار اکسید آهن به صورت Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> کل ارائه میشود. Feo در ساختمان سیلیکاتها و Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در فازهای اکسیدی به صورت کانیهای ایک وارد میشود. نسبت Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO در سنگهای آذرین به دلیل دگرسانی در شرایط اکسیدان افزایش مییابد. بنابراین مقادیر محاسبه شدهی آهن فرو (FeO) و آهن فریک (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)، مقادیر واقعی نخواهد بود. این مسأله تأثیر قابل توجهی بر ترکیب کانی شناسی نورماتیو سنگ خواهد داشت، به طوری که در محاسبهی نورم سنگ اکسید شده، به دلیل افزایش نسبت Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO، میزان مگنتیت نورماتیو، بیشتر از مقدار واقعی و مقادیر سیلیکاتهای آهندار کمتر از مقدار حقیقی خواهد بود (میدلموست<sup>1</sup>، ۱۹۹۸). برای

1- Middlemost 2- Le Maitre (شکل ۵–۱). <sup>۱</sup>نسبت Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO براساس این نمودار به دست آمده و مقادیر Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و Fe<sub>2</sub>O جدید که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیکتر است، محاسبه شدهاند. مقادیر تصحیح شده Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و Fe<sub>2</sub>O برای هر نمونه سنگی، در جدول (۵–۲) ارائه شده است.



شکل ۵-۱- نمودار درصدهای وزنی SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) (لومتر، ۱۹۷۶) که در آن خطوط نسبتهای اکسیداسیونی مساوی (FeO/[FeO+ Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>]) برای سنگهای آذرین درونی (با خطوط ممتد) و برای سنگهای آتشفشانی (با خط-چین) نشان داده شده است. موقعیت ترکیبی نمونههای مورد مطالعه بر روی این شکل نشان داده شده است و نتایج به دست آمده از آن مبنای محاسبات و تصحیح مقادیر FeO و Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> مد نظر قرار گرفته است. علائم به کار رفته در این نمودار در نمودارهای بعدی این فصل نیز تکرار شده است.

# ۵-۴- ردهبندی و نامگذاری سنگهای پساافیولیتی سبزوار

به طور کلی از نتایج دادههای عناصر اصلی برای ردهبندی سنگها، تهیه نمودارهای تغییرات و تعیین محیط زمین ساختی تشکیل مجموعههای آذرین استفاده می شود (رولینسون، ۱۹۹۳). یکی از کاربردهای مهم شیمی عناصر اصلی رده بندی و نامگذاری سنگهای آذرین است. در تجزیه شیمیایی

1

سنگها، غلظت عناصر اصلی (K و ایم ایم ایم ایم ایم Mn، Mg، Fe، Al، Ti، Si) و K) بر حسب درصد وزنی اکسید آنها بیان شده است. جهت نامگذاری سنگهای آذرین مورد مطالعه براساس مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی آنها، از ردهبندیهای نورماتیو و شیمیایی استفاده شده است.

#### ۵–۴–۱– رده بندی نورماتیو

محاسبه نورم، روشی برای تعیین کانی شناسی سنگها براساس نتایج تجزیه شیمیایی آن-هاست، به طوری که یک رده بندی شبه کانی شناسی را ارائه میدهد. مقادیر کانیهای مجازی به دست آمده از طریق نورم به روشهای مختلف در نامگذاری و رده بندی سنگها استفاده میشوند. نورم (CIPW) پرکاربردترین روش محاسبه نورم است که در آن شیمی سنگ کل به نسبت مولکولی تبدیل میشود و در نهایت، نسبت کانیهای نورماتیو دوباره با ضرب کردن در وزن مولکولی به درصد وزنی تبدیل میگردد که به نام نورم درصد وزنی شناخته میشود.

مقادیر کانیهای نورماتیو سنگهای پساافیولیتی مورد مطالعه به کمک نرم افزار (GCDKIT) مقادیر کانیهای نورماتیو سنگهای پساافیولیتی مورد مطالعه به کمک نرم افزار (GCDKIT) تعیین شد. سپس، از نمودار رده بندی نورماتیو اشترکایزن<sup>۱</sup> و لومتر (۱۹۷۹) که براساس ترکیب نورماتیو سنگهای آتشفشانی و درونی و با هدف نمایاندن رده بندی QAPF اشترکایزن میباشد، استفاده شده است. در این نمودار پارامتر Q (محور X) نمایانگر ترکیب در حال تغییر فلدسپار و پارامتر ANOR (محور Y) بیانگر ترکیب در حال تعییر فلدسپار و پارامتر ANOR (محور Y) بیانگر درجه اشباع شدگی از سیلیس میباشد. پارامترهای Q و ANOR (محور T) بیانگر درجه اشباع شدگی از سیلیس میباشد. پارامترهای Q و ANOR به صورت زیر محاسبه میشوند:

 $Q \square = (Q/(Q+Or+Ab+An) \times 100)$  $ANOR = An/(Or+An) \times 100$ 

1- Stereckeisen

بر روی نمودار مذکور، سنگهای آذرین پساافیولیتی از بخش شمالی مورد مطالعه در محدوده آندزیت، داسیت و ریوداسیت واقع میشوند. نمونههای اسیدی تر بخش جنوبی نیز در محدوده ریولیت/ریوداسیت قرار گرفتهاند (شکل ۵–۲).



### ۵-۴-۲ ردهبندی شیمیایی

یکی از مهمترین و بهترین روشهای ردهبندی و نامگذاری شیمیایی سنگها، استفاده از نمودار ردهبندی مجموع آلکالی (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) در مقابل SiO<sub>2</sub> است که توسط پژوهشگران متعدد نظیر کاکس<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۷۹)، میدلموست (۱۹۸۵)، لو باس<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۸۶) ارائه شده است. استفاده از سیلیس در طبقهبندی شیمیایی سنگهای آذرین اهمیت خاصی دارد، زیرا مقدار SiO<sub>2</sub> به عنوان اصلیترین اکسید سازنده سنگهای ماگمایی معمول در زمین، خواص فیزیکی و ساختمانی مذاب را کنترل میکند (میدلموست، ۱۹۹۸). همچنین استفاده از مقادیر Na<sub>2</sub>O و SiO در محاسبات الف- نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (لو باس و همکاران، ۱۹۸۶)

در نمودار لو باس و همکاران (۱۹۸۶)، مجموع درصد وزنی Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل درصد وزنی SiO<sub>2</sub> سنگ کل ترسیم میشود. با توجه به این نمودار، سنگهای آذرین نیمه عمیق پساافیولیتی بخش شمالی افیولیت سبزوار در محدوده آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت و داسیت قرار می-گیرند (شکل ۵–۳–الف). نمونههای اسیدیتر بخش جنوبی در میدان ریولیت واقع میشوند. با توجه به خط ممتد خمیده جداکننده ترکیبات آلکالن و ساب آلکالن/تولوئیتی بر روی نمودار مذکور، تمامی نمونههای سنگی مورد مطالعه دور از محدوده آلکالن و در میدان ترکیبات ساب آلکالن/تولوئیتی قرار می گیرند. نمودار مجموع آلکالی در برابر SiO<sub>2</sub> از کاکس و همکاران (۱۹۷۹) نیز برای سنگهای می گیرند. نمودار مجموع آلکالی در برابر SiO<sub>2</sub> از کاکس و همکاران (۱۹۷۹) نیز برای سنگهای می گیرند. نمودار مجموع آلکالی در برابر مودار نیز بر پایه مقدار SiO<sub>2</sub> سنگ به گروههای اولترابازیک، بازیک، حدواسط و اسیدی تقسیم شده است و خط ممتد خمیده در این نمودار، سنگ-های آلکالن را از ساب آلکالن/تولوئیتی جدا می کند. سنگهای آذرین مورد مطالعه بر روی این نمودار در میدان ساب آلکالن و در محدوده ترکیبی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت قرار گرفتهاند در میدان ساب آلکالن و در محدوده ترکیبی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت آر گرفتهان



(۱۹۸۶)، (ب) از کاکس و همکاران (۱۹۷۹).

ب– نمودار Zr/TiO<sub>2</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> (وینچستر<sup>'</sup> و فلوید<sup>'</sup>، ۱۹۷۷)

از آنجایی که فرایند دگرسانی سنگ بر روی انتشار و تمرکز عناصر اصلی آن اثر میگذارد، نمودارهای مربوط به عناصر کمیاب که در درجات کم دگرسانی به صورت غیر متحرک باقی میمانند (مانند Ir، Zr، Nb، Ti، رو Y)، میتواند ابزار مفیدتری جهت تعیین ترکیب و ماهیت سنگها باشند. لذا نمودار 2r/TiO<sub>2</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> از وینچستر و فلوید (۱۹۷۷) که براساس درجه آلکالینیتی طبقه-بندی شده است برای نامگذاری سنگهای پساافیولیتی مورد نظر استفاده شده است. با توجه نمودار مذکور، نمونههای حدواسط از بخش شمالی در محدوده آندزیت، تراکیآندزیت، تراکیت و داسیت/ریوداسیت قرار گرفتهاند. نمونههای اسیدیتر بخش جنوبی در میدان داسیت/ ریوداسیت/ریولیت واقع شدهاند (شکل ۵–۴).



شکل ۵-۴- نمودار Zr/TiO<sub>2</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) برای نامگذاری سنگهای آذرین پساافیولیتی سبزوار.

1- Winchester 2- Floyed ۵–۵– بررسی تحولات ماگمایی سنگهای مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات

نمودارهای تغییرات شامل نمودارهای دو متغیره یا سه متغیرهای هستند که توسط پترولوژیستها برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب و تحولات پترولوژیکی در خلال تفریق ماگما معرفی شدهاند. در نمودارهای دو متغیره، عنصر واقع بر محور (x) باید به گونهای انتخاب شود که بیشترین تغییرپذیری را در بین نمونههای سنگ کل نشان دهد، برای این منظور غالباً از (رولینسون، ۱۹۹۳). از پرکاربردترین نمودارهای دو متغیره به خصوص برای ترکیبات سنگی اسیدی و درولینسون، ۱۹۹۳). از پرکاربردترین نمودارهای دو متغیره به خصوص برای ترکیبات سنگی اسیدی و (نمودارهای هارکر<sup>1</sup>، ۱۹۹۹) از پرکاربردترین نمودارهای دو متغیره به خصوص برای ترکیبات سنگی اسیدی و (نمودارهای هارکر<sup>1</sup>، ۱۹۹۹) از پرکاربردترین نمودارهای دو متغیره به عنوان اکسید شاخص برای بررسی حرواسط میتوان به نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل درصد وزنی SiO2 (وند تغییرات عناصر اصلی در نظر گرفته میشود. یادآور میشود که در مورد سنگهای بازیک و اولترابازیک به علت گستره ناچیز غلظت SiO2، بهتر است به جای نمودارهای هارکر از نمودارهای روند تغییرات عناصر اصلی در نظر گرفته میشود. یادآور میشود که در مورد سنگهای بازیک و برصد اکسید در مقابل درصد وزنی MgO (نمودارهای فنر<sup>7</sup>، ۱۹۴۸) استفاده شود. در این بخش، علاوه بر نمودارهای هارکر، از نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل ضریب تفریق (D.I) نیز برای بررسی تحول ماگمای سازنده سنگهای پسالفیولیتی در زون سبزوار استفاده شده است.

۵–۵–۱– نمودارهای درصد وزنی اکسید ــ درصد SiO₂ ( نمودارهای هارکر)

پرکاربردترین نمودارهای تغییرات برای بررسی روند تغییرات در سنگهای اسیدی و حدواسط، نمودارهای درصد وزنی اکسید \_ درصد SiO<sub>2</sub> (نمودارهای هارکر) هستند. روند معیّن و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونههای مختلف یک سری سنگی بر روی این نمودارها، بیانگر

1- Harker 2- Fenner

خویشاوندی احتمالی بین ماگماهای آن سری میباشد. با توجه به نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر SiO<sub>2</sub> (شکل ۵–۵)، روند تعییرات و تحولات ماگمایی سنگهای پساافیولیتی سبزوار مورد بررسی قرار گرفته است. طیف تغییرات SiO<sub>2</sub> در سنگهای پساافیولیتی بخش شمالی از ۵۵ درصد وزنی در یک نمونه آندزیتی تا ۶۴ درصد وزنی در یک نمونه داسیتی متغیر میباشد. این درحالی است که نمونههای بخش جنوبی در مقایسه با نمونههای بخش شمالی حاوی مقادیر بالاتر سیلیس ولی با طیف محدودتر هستند و میزان SiO<sub>2</sub> آنها بین ۶۸/۹ تا ۷۳/۶ درصد وزنی متغیر است. نمونههای اخیر با تنوع ترکیبی محدود بر روی نمودارهای هارکر محدوده کوچکی را به خود اختصاص دادهاند و روند تغییرات خاصی را دنبال نمی *ک*نند. البته در نمودار تغییرات K<sub>2</sub>O و Na<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> یک روند افزایشی محسوسی در بین نمونههای ریولیتی بخش جنوبی مشاهده میشود. در مقابل، سنگهای آذرین بخش شمالی از نظر پتروگرافی متنوع بوده و از روند تغییرات خاصی بر روی نمودارهای هارکر برخوردارند. در تمامی این نمودارهای تغییرات مشاهده می شود که نمونههای بخش شمالی یک روند خطی را دنبال میکنند و با کاهش مقدار SiO<sub>2</sub> یا افزایش تفریق ماگما، مقادیر Na<sub>2</sub>O ،Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و K<sub>2</sub>O و K<sub>2</sub>O افزایش و مقادیر MnO ، Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ، MnO و P<sub>2</sub>O و P<sub>2</sub>O کاهش می یابند. این امر میتواند بیانگر نقش تبلور تفریقی در تحول ماگما از سمت آندزیت به طرف سنگهای تحول یافتهتر نظیر داسیت و در نتیجه منشأ گرفتن همه آنها از یک منبع واحد باشد. از طرف دیگر و با توجه به نمودارهای تغییرات هارکر به نظر می رسد که یک وقفه ترکیبی بین نمونههای حدواسط/ اسیدی بخش شمالی و نمونههای ریولیتی بخش جنوبی وجود دارد. لذا، این تصور خارج از ذهن نخواهد بود که سنگهای بخش شمالی و جنوبی از دو منشأ متفاوت باشند. در مطالعات میدانی، بین سنگهای ریولیتی بخش جنوبی و سنگهای حدواسط/ اسیدی بخش شمالی اجتماع قابل ملاحظهای مشاهده نشده است. در حالی که سنگهای پساافیولیتی بخش شمالی به صورت دایک و گنبدهای کم ارتفاع، کوچک و با وسعت کم ظاهر شدهاند، سنگهای ریولیتی موجود غالباً به شکل گنبدهای مرتفع مجزا رخنمون دارند. لازمه دستیابی به یک نتیجه قابل قبول و دقیقتر شاید توسعه دیدگاه در مقیاس وسیعتر باشد. لذا، نتایج آنالیز شیمیایی فتح آبادی (۱۳۹۳) بر روی گنبدهای پساافیولیتی در جنوب سبزوار موسوم به گنبدهای داسیتی مقیسه جهت مقایسه با نمونههای پساافیولیتی شمالی و جنوبی نیز مورد استفاده قرار گرفته است. با استفاده از دادههای شیمیایی این گنبدها در نمودارهای تغییرات هارکر، وقفه ترکیبی بین گنبدهای ریولیتی بخش جنوبی و سنگهای حداسط/اسیدی بخش شمالی به خوبی پر شده است و با احتیاط میتوان نتیجه گرفت که ترکیبات ریولیتی بخش جنوبی فازهای بسیار تفریق یافته ماگماهای سازنده ترکیبات حدواسط بخش شمالی باشند که به ترازهای بالاتر صعود کرده و به شکل گنبدهای مرتفع در مجموعه افیولیتی جایگزین شدهاند (شکل ۵-۶).



ريوليت 🔴 داسيت 🛆 تراكي داسيت 🔺 تراكي آندزيت 🔿 آندزيت 📕

شکل ۵–۵- نمودارهای تغییرات درصد اکسید ـ درصد SiO<sub>2</sub> (هارکر، ۱۹۰۹) برای نمونههای پساافیولیتی از بخش شمالی (کادر آبی رنگ) و نمونههای ریولیتی بخش جنوبی مورد مطالعه که با دوایر قرمز رنگ پر مشخص شده است.

الف) تغییرات MgO در برابر SiO<sub>2</sub>

همانگونه که در نمودار درصد وزنی MgO در برابر درصد وزنی SiO<sub>2</sub> (شکل ۵-۵-الف) مشخص است، نمونههای سنگی بخش شمالی دارای گستره وسیعتر تغییرات میزان MgO هستند (۶-۱/۲ درصد وزنی)، به طوی که با افزایش تفریق و در نتیجه افزایش SiO<sub>2</sub> مذاب، میزان MgO از نمونههای آندزیتی/تراکی آندزیتی بخش شمالی به سمت نمونههای تفریق یافته تر این بخش یعنی نمونههای داسیتی کاهش مییابد ساختار ترکیبی فازهای اولیه تفریق یافته از مذاب مانند کلینوپیروکسن و یا پلاژیوکلاز کلسیمدار فقیر از SiO است، بنابراین، مایع باقیمانده از سیلیس غنی خواهد بود. از طرف دیگر به دلیل مشارکت MgO در تبلور فازهای اولیه مانند کلینوپیروکسن، هورنبلند و بیوتیت، مقدار این اکسید در مراحل بعدی تفریق کاهش مییابد. ترکیبات ریولیتی بخش جنوبی دارای دامنه تغییرات بسیار پائین MgO (۵/۰۰–۱/۰ درصد وزنی) هستند و تغییرات میزان MgO در برابر SiO<sub>2</sub> برای این دسته از سنگهای مورد مطالعه از روند خاصی تبعیت نمیکند.

#### ب) تغییرات Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> کل در برابر SiO<sub>2</sub>

در شکل (۵–۵–ب)، با کاهش SiO<sub>2</sub> و افزایش تفریق، تغییرات Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> کل (۳/۱–۷/۶ درصد وزنی) نمونههای سنگی بخش شمالی مورد مطالعه یک روند نزولی نشان میدهد. این روند با تبلور تفریقی کانیهای مافیک مانند کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و مگنتیت در نمونههای مافیکتر و کاهش میزان Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در مایع باقیمانده مطابقت دارد. لذا نمونههای تفریق یافتهتر بخش شمالی مانند داسیت که حاوی کانیهای مافیک کمتری هستند، کمترین میزان Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> را نشان میدهند. نمونه-های ریولیتی بخش جنوبی که حاوی مقادیر بسیار پائین Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> با دامنه تغییرات بسیار اندک (۵/۰–

ج) تغییرات CaO در برابر SiO<sub>2</sub>

در نمودار تغییرات CaO در برابر SiO<sub>2</sub> (شکل ۵-۵-ج)، نمونههای بخش شمالی با میزان متغیر CaO (۵/۱-۷ درصد وزنی)، یک همبستگی منفی بین تغییرات CaO با میزان SiO<sub>2</sub> نشان -میدهد. این اکسید وارد ساختمان کانیهایی مانند پلاژیوکلاز آنورتیتی، پیروکسنهای غنی از کلسیم (دیوپسید و اوژیت)، هورنبلند و آپاتیت میشود (داچنز و چارلیه<sup>۱</sup>، ۲۰۰۵)، لذا مقدار آن در مایع باقیمانده کاهش مییابد. میزان بالای CaO با حضور کانیهای مزبور در نمونههای مافیکتر بخش شمالی سازگار است. از طرفی دیگر ترکیبات ریولیتی بخش جنوبی حاوی مقادیر پائینتر CaO هستند (۲۲۶-۲/۲ درصد وزنی) و میزان تغییرات این اکسید در برابر SiO<sub>2</sub> بسیار ناچیز بوده و روند خاصی را نشان نمیدهد.

د) تغییرات Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در برابر SiO<sub>2</sub>

مقدار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در نمونههای مورد مطالعه بخش شمالی از ۱۴/۲ در یک نمونه داسیتی تا ۱۹ درصد وزنی در یک نمونه آندزیتی متغیر است. به طور کلی روند قابل ملاحظهای بر روی نمودار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در برابر SiO<sub>2</sub> (شکل ۵–۵– د) مشاهده نمیشود. میزان Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> سنگ عمدتاً متأثر از وجود فلدسپارها نظیر پلاژیوکلاز و ارتوکلاز میباشد، حضور فنوکریستهای پلاژیوکلاز در نمونههای حدواسط بخش شمالی که در بررسیهای سنگشناسی نیز به آن اشاره شد، موید این مطلب است. ترکیب نمونههای ریولیتی بخش جنوبی بیانگر تغییرات نسبتاً زیاد میزان Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> میباشد (۵ تا ۲۰ درصد وزنی). بیشترین مقدار SiO<sub>2</sub> (۵ سنگ سنگ میباشد (۲۰/۵ تا ۲۰ درصد وزنی). بیشترین مقدار SiO<sub>2</sub> (۵ سنگ میباش ایعاد چند میزان در میباشد (۱۵ تا ۲۰ برابر با

1- Duchesne and Charlier

#### ه) تغییرات 2TiO در مقابل 2SiO

براساس روند تغییرات مشاهده شده بر روی نمودار TiO<sub>2</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> (شکل ۵–۵–۵)، در مورد نمونههای بخش شمالی با میزان TiO<sub>2</sub> (۲/۰–۷/۰ درصد وزنی) با افزایش SiO<sub>2</sub> میزان TiO<sub>2</sub> از سمت آندزیت به طرف ترکیبات فلسیکتر روند کاهشی نشان میدهد. Ti جانشین AI با عدد کئوردیناسیون شش گردیده و به همین دلیل در پیروکسن (تیتان اوژیت)، آمفیبول و بیوتیت حضور دارد. آمفیبول در مقایسه با پیروکسن حاوی TiO<sub>2</sub> بسیار بالاتری است (واسکوئز و فرانز<sup>۱</sup>، ۲۰۰۸). با پیشرفت تفریق و کاهش فوگاسیته اکسیژن و دما، محتوی Ti در کانیهای تیتاندار کاهش مییابد (اسپیر<sup>۲</sup>،۱۹۹۰). همچنین این اکسید در ساختار منیتیت، تیتانومنیتیت و اسفن مصرف میشود. مطالعات پتروگرافی و حضور فراوانِ آمفیبول و کانیهای Ti-Ti در نمونههای حدواسط بخش شمالی مؤید این مطلب است. تغییرات میزان 2010 در ترکیبات ریولیتی بخش جنوبی ناچیز بوده (۱۰/۰–

#### و) تغییرات MnO در برابر SiO<sub>2</sub>

روند تغییرات MnO در مقابل SiO<sub>2</sub> برای نمونههای بخش شمالی همانند روند تغییرات Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و MgO است و با افزایش مقدار SiO<sub>2</sub> از نمونه آندزیتی به سمت داسیت نزولی است (شکل ۵–۵– و). میزان MnO در نمونههای پساافیولیتی بخش شمالی از حداکثر ۱/۱۷ درصد وزنی در نمونه آندزیتی تا حداقل ۲۰/۴ درصد وزنی در داسیت متغیر است. منگنز در سنگهای آذرین جانشین آهن فرّو (Fe<sup>+2</sup>) شده و به دلیل اندازه بزرگترِ یون منگنز (Mn<sup>+2</sup>) نسبت به آهن، به صورت پذیرفته شده در کانیهای فرّومنیزین حضور دارد.

1- Vásquez and Franz

ح) تغییرات Na<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub>

در نمونههای سنگی پسافیولیتی بخش شمالی، میزان Na<sub>2</sub>O بین ۴ درصد وزنی در یک نمونه آندزیتی تا ۷ درصد وزنی در نمونه تراکی داسیتی متغیر است. براساس نمودار تغییرات Na<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (شکل ۵–۵–ز)، نمونههای سنگی این بخش با افزایش 2O و افزایش تفریق یک روند افزایشی در میزان Na<sub>2</sub>O (شکل ۵–۵–ز)، نمونههای سنگی این بخش با افزایش مقدار این اکسید در فازهای انتهایی تفریق است. سدیم با شعاع یونی بزرگ خود (Å ۱/۰۲)، در شبکه کانیهای مراحل اولیه تبلور مانند پلاژیوکلاز کلسیمدار و پیروکسن وارد نمیشود. با افزایش تفریق و تشکیل فلدسپارهای آلکالن و پلاژیوکلازهای سدیک در نمونههای تفریق یافتهتر مقدار این اکسید افزایش می یابد. نمونههای پلاژیوکلازهای سدیک در نمونههای تفریق یافتهتر مقدار این اکسید افزایش می یابد. نمونههای بالاتر Om بین ۵ تا ۷/۱ درصد وزنی هستند. لیکن باز هم به دلیل گستره محدود SiO روند قابل توجهای بر روی نمودار تغییرات این دو اکسید نسبت به هم مشاهده نمیشود.

#### ط) تغییرات K<sub>2</sub>O در برابر SiO<sub>2</sub>

براساس نمودار تغییرات K<sub>2</sub>O در برابر SiO<sub>2</sub> (شکل ۵–۵–ح)، در نمونههای پساافیولیتی بخش شمالی با افزایش SiO<sub>2</sub> مقدار K<sub>2</sub>O روند افزایشی ناچیزی نشان میدهد. میزان K<sub>2</sub>O در این نمونهها بین ۶/۰ در یک نمونه آندزیتی تا ۳ درصد وزنی در یک نمونه داسیتی متغیر است. بخش اعظم پتاسیم با شعاع یونی Å ۸/۸، تا مراحل پایانی تفریق در مایع باقی میماند و در نهایت در ساختمان بیوتیت و فلدسپات پتاسیمدار شرکت میکند. ترکیبات داسیتی نسبت به سایر ترکیبات مورد مطالعه، میزان K<sub>2</sub>O بیشتری دارند (تقریباً ۳ درصد وزنی)، این امر با حضور فلدسپات پتاسیمدار و بیوتیت در مطالعات پتروگرافی این سنگها قابل توجیه است. ترکیبات اسیدیتر بخش جنوبی در مقایسه با نمونههای بخش شمالی حاوی مقادیر بالاتر K<sub>2</sub>O هستند (۲ تا ۲/۲ درصد وزنی) و یک روند نسبتاً



شکل ۵-۶- نمودارهای تغییرات درصد اکسید ـ درصد SiO<sub>2</sub> (هارکر، ۱۹۰۹) برای نمونههای پساافیولیتی از بخش شمالی و نمونههای ریولیتی بخش جنوبی افیولیت سبزوار که با دوایر قرمز رنگ پر مشخص شده است. محدوده مربوط به نمونههای داسیتی مقیسه با خط تیره قرمز رنگ به نمایش در آمده است.

ز) تغییرات P2O<sub>5</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub>

در نمونههای حدواسط/سیدی بخش شمالی، به طور کلی تغییرات P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (%.Wt Wt) - ۰/۲۵ Wt) در مقابل SiO<sub>2</sub> (شکل ۵–۵– ط) از روند پراکندهای برخوردار است. با این وجود، ترکیبات حدواسطتر آندزیتی/ تراکی آندزیتی مقادیر بالاتر P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> را نشان میدهند که با مطالعات پتروگرافی و حضور آپاتیتهای سوزنی یا کاملاً شکلدار و به حالت ادخال در کانیهای دیگر مثل آمفیبول مطابقت مینماید. با ادامه روند تفریق، مقدار P2O<sub>5</sub> مذاب کاهش مییابد و نمونههای تفریق یافته ر بخش می نیز شمالی مانند داسیتها حاوی P2O<sub>5</sub> کمتری هستند. در مورد نمونههای ریولیتی بخش جنوبی نیز میزان P2O<sub>5</sub> به کمترین مقدار خود رسیده است (%.۷۲ Wt.) و یک سیر نزولی از ترکیبات با SiO<sub>2</sub> پائین تر (%.SiO<sub>2</sub> پائین تر (%.SiO<sub>2</sub> نشان می دهد.

### ۵-۵-۲ نمودارهای درصد وزنی اکسید - ضریب تفریق (D.I.)

برای بررسی روند تغییر و تحول ماگما در جریان فرآیند تفریق، از نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق (.D.I) معرفی شده توسط تورنتن و تاتل ( ۱۹۶۰) استفاده شده است. ضریب تفریق براساس مجموع درصد کانیهای روشن (کوارتز، ارتوکلاز، اَلبیت، نفلین، لوسیت و کالسیلیت) محاسبه شده از طریق نورم CIPW به دست میآید. لازم به ذکر است که کانیهای نفلین، لوسیت و کالسیلیت در تعیین ضریب تفریق نمونههای تحت اشباع قابل استفاده هستند، لذا ضریب تفريق نمونههاي سنگي مورد مطالعه تنها براساس مجموع درصد نورماتيو كانيهاي كوارتز، ألبيت و ارتوکلاز محاسبه شده است. نمودارهای ضریب تفریق برای این نمونهها در شکل (۵–۷) نشان داده شده است. به طور کلی در این نمودارها با افزایش D.I، مقادیر Na<sub>2</sub>O، Na<sub>2</sub>O و K<sub>2</sub>O روند صعودی و مقادير CaO، CaO، Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> کل، MgO و MnO روند نزولی نشان می دهند. ضریب تفریق، بیانگر روند تفريق ماگماست که با پيشرفت تفريق، ترکيب مايع باقيمانده، سيليسيتر و فلسيکتر ميشود. در نمودارهای تغییرات Na<sub>2</sub>O و K<sub>2</sub>O در مقابل D.I، با افزایش تفریق از ترکیبات حدواسطتر به سمت نمونههای داسیت و مصرف این اکسیدها در فازهای تفریق یافتهتر در ساختمان آلکالی فلدسیار و پلاژیوکلاز سدیک، روند صعودی دیده می شود. در مراحل اولیه تبلور، کلسیم در ساختمان پلاژیوکلاز کلسیمدار و پیروکسن مصرف شده و آهن و منیزیم در شبکه کانیهای فروّمنیزین نظیر آمفیبول و پيروكسن وارد ميشوند، لذا با افزايش تفريق مقادير اين اكسيدها در مايع باقيمانده كاهش مييابد.

1- Thoronton 2- Tattle همچنین، میزان MnO در نمودار تغییرات این اکسید در برابر ضریب تفریق با افزایش .D.I، روند نزولی نشان میدهد. جانشینی منگنز (Mn<sup>+2</sup>) به جای آهن دو ظرفیتی در شبکه کانیهای آهندار که در مراحل ابتدایی تبلور تشکیل میشوند، سبب کاهش میزان MnO در مایع باقیمانده شده و در نتیجه، در واحدهای تفریق یافتهتر مقدار این اکسید کمتر است. مقدار TiO<sub>2</sub> هر سنگ با مقدار FeO آن رابطه مستقیم دارد (وان بونینگ<sup>1</sup> و نبلک<sup>۲</sup>، ۲۰۰۸). روند تغییرات 2OT در نمودار تغییرات این اکسید در مقابل.D.I (شکل ۵–۷– و)، تبلور نسبتهای متفاوتی از فازهای آمفیبول، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن – تیتان را در مراحل مختلف تفریق، منعکس میکند. به طور کلی تغییرات P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در مقابل ضریب تفریق به صورت نزولی است، به طوری که با افزایش تفریق، میزان این اکسید از نمونه-های حدواسط آندزیتی به سمت داسیت کاهش مییابد.

در مورد نمونههای بخش جنوبی به دلیل محدوده ترکیبی کوچک (%.SiO<sub>2</sub> = ۶۹-۷۳ wt) و SiO<sub>2</sub> و K<sub>2</sub>O و K<sub>2</sub>O و K<sub>2</sub>O مای تغییرات اکسیدهای عناصر در مقابل .D.I به استثنای نمودارهای CaO ،CaO و K<sub>2</sub>O و روندهای قابل ملاحظهای نشان نمیدهند. با افزایش تفریق، نمودار CaO در مقابل .D.I روند نزولی و نمودارهای O.I. روند معودی نشان میدهند. در نمودار تغییرات اکسید عناصر در مقابل نمودارهای Na<sub>2</sub>O و Na<sub>2</sub>O ،CaO در مقابل .D.I روند نزولی و نمودارهای O.I. رفت در مقابل .L. روند مودار مای CaO در مقابل .D.I روند نزولی و نمودارهای O.I. روند معودی نشان میدهند. با افزایش تفریق، نمودار تغییرات اکسید عناصر در مقابل نمودارهای O.I. روند صعودی نشان میدهند. در نمودار تغییرات اکسید عناصر در مقابل .D.I در مقابل .c. روند معودی نشان میدهند. در نمودار تغییرات اکسید عناصر در مقابل .D.I در مقابل .c. روند معودی نشان میدهند. در نمودار تغییرات اکسید عناصر در مقابل .c. روند معودی نشان میدهند. در نمودار تغییرات اکسید عناصر در مقابل .c. روند معودی نشان میدهند. در نمودار تغییرات اکسید عناصر در مقابل .c. روند معودی نشان میدهند. در نمودار تغییرات اکسید عناصر در مقابل .c. رود روند معودی نشان میدهند. در نمودار تغییرات اکسید عناصر در مقابل .c. رود روند معودی نشان میدهند. در نمودار تغییرات اکسید عناصر در مقابل .c. روند معودی این میدهای حدواسط/اسیدی بخش شمالی و ترکیبات ریولیتی بخش جنوبی قابل مشاهده است. البته با استفاده از دادههای ژئوشیمیایی نمونههای داسیتی مقیسه (فتح آبادی، ۱۳۹۳)، این وقفه ترکیبی تعدیل یافته است.



D.I و SiO<sub>2</sub> نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار در برابر SiO<sub>2</sub> و D.I

روند تغییرات عناصر نادر مانند Ba ،Sr و Rb که در ساختار کانیهای اصلی به ویژه فلدسپارها شرکت دارند میتواند به عنوان یک ابزار مفید در تعیین نقش فرآیند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی استفاده شود. از طرف دیگر، کاهش مقادیر عناصر سازگاری مانند Co و V همراه با افزایش SiO<sub>2</sub> و D.I با روندهای تبلور تفریقی سازگاری دارد (کورکاوغلو<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۸). به این منظور نمودارهای تغییرات این عناصر در برابر SiO<sub>2</sub> و ضریب تفریق (D.I) ترسیم شده است.

در نمودار تغییرات Sr در مقابل SiO<sub>2</sub> (شکل ۵–۸–الف)، با افزایش میزان SiO<sub>2</sub> و تفریق ماگمایی، مقادیر Sr نمونههای حدواسط /اسیدی بخش شمالی یک روند افزایشی کلی نشان میدهند. اندازه یون استرانسیوم (۸/۱۱۳) نشان میدهد که این عنصر میتواند جانشین کلسیم و پتاسیم شود، به این ترتیب که به دلیل شعاع یونی بیشتر نسبت به Ca، در کانیهای کلسیمدار به صورت پذیرفته شده و به خاطر بار یونی بیشتر نسبت به K، در کانیهای پتاسیمدار به صورت اسیر شده حضور دارد. این عنصر در پلاژیوکلازها از تراکم بالایی برخوردار است و به هنگام ذوب یا تبلور، همانند عناصر سازگار رفتار کرده و جانشین Ca در شبکه پلاژیوکلاز و همچنین هورنبلند سبز میشود. نمونههای سازگار رفتار کرده و جانشین Ca در شبکه پلاژیوکلاز و همچنین هورنبلند سبز میشود. نمونههای داسیتی و تراکی داسیتی بخش شمالی به دلیل حضور سرشار پلاژیوکلاز کلسیمدار در مقایسه با سایر نمونههای این منطقه از میزان ST بالاتری برخوردار هستند. نمونههای ریولیتی بخش جنوبی با حضور نمونههای این منطقه از میزان ST بالاتری برخوردار هستند. نمونههای ریولیتی بخش جنوبی با حضور فراوان فلدسپار پتاسیم (سانیدین)، حاوی مقادیر بالا اما پراکنده Sr هستند و بر روی نمودار Sr در برابر Sio2 نیز روند پراکنده و نامشخصی را نشان میدهند (شکل ۵–۸–الف). پراکندگی این روند را میتوان به تحرک بالای عنصر قلیایی استرانسیم در خلال دگرسانی نمونههای سنگی بخش جنوبی

روند افزایشی نمونههای حدواسط /سیدی بخش شمالی بر روی نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO<sub>2</sub> (شکل ۵–۸–ب) با قابلیت جانشینی باریم به جای K در ساختار بیوتیت و فلدسپار پتاسیمدار مطابقت دارد. Ba به دلیل بار بیشتر نسبت به K ، به صورت عنصری اسیر شده عمل کرده و در کانی-های پتاسیمداری که ابتدا تشکیل میشوند، تمرکز مییابد. لذا مقدار باریم در بیوتیت فراوانتر از فلدسپار پتاسیمدار است. به طور کلی، مقادیر بالای Ba و Rb در یک نمونه سنگی، با حضور بیوتیت در آن نمونه سازگار است (وان بونینگ و نبِلک، ۲۰۰۸). از طرف دیگر این عنصر رفتاری مشابه

1- Kürkcüoğlu

استرانسیوم داشته و میتواند در ساختار پلاژیوکلاز و حتی هورنبلند به عنوان جانشین Ca پذیرفته شود. در بین نمونههای بخش شمالی، ترکیبات تراکی آندزیتی حاوی بیشترین مقدار باریم هستند که در درجه اول با حضور فراوان بیوتیت به عنوان فاز اولیه پتاسیمدار و همچنین مقادیر بالای فنوکریست پلاژیوکلاز و آمفیبول در این ترکیبات سازگار است. نمونههای ریولیتی بخش جنوبی نیز با دارا بودن درصد بالایی از کانیهای بیوتیت و فلدسپار آلکالن حاوی مقادیر بالای Ba هستند، لیکن به دلیل گستره ترکیبی محدود، در نمودار Ba در مقابل SiO<sub>2</sub> روند افزایشی ناچیزی را نشان میدهند (شکل D.I و SiO<sub>2</sub> مستند (شکل ۵–۸–ج و د).

در نمودار تغییرات وانادیوم در برابر ضریب تفریق، نمونههای بخش شمالی دارای روند نزولی محسوس با افزایش تفریق هستند. (شکل ۵–۸–۵). مقادیر بالایی از وانادیوم (<sup>۲+</sup>۷) جانشین <sup>۲+</sup>e در ساختار منیتیتهای اولیه میشود. همچنین، این عنصر در شبکه کانیهایی مانند آمفیبول، اوژیت و بیوتیت نیز وارد میشود. بالا بودن مقادیر V در نمونههای حدواسطتر این بخش (مانند آندزیت) با مشاهدات پتروگرافی و حضور منیتیت، کلینوپیروکسن اوژیتی و آمفیبول در ترکیبات مذکور قابل توجیه است. تفریق مقادیر قابل توجه آمفیبول باعث تهیشدگی مایع باقیمانده از وانادیوم و ایجاد یک روند منفی با پیشرفت تفریق میشود (کلیسون و میرور<sup>۱</sup>، ۲۰۰۴). مقادیر بسیار پائین عنصر در نتیجه آنالیز سنگهای ریولیتی بخش جنوبی میتواند با عدم حضور کانیهای آمفیبول و منیتیت در ساختار این سنگها قابل توجیه باشد.

<sup>1-</sup> Claeson and Meurer



مطالعه در بخش شمالی و جنوبی زون افیولیتی.

همانند نمودار تغییرات V در برابر D.I، روند تغییرات Co برای نمونههای حدواسط اسیدی بخش شمالی با افزایش سیلیس به صورت کاهشی است (شکل ۵-۹-و). این امر با تفریق کانیهای

منیزیمدار که در ابتدا متبلور میشوند سازگار است. نمونههای ریولیتی بخش جنوبی حاوی مقادیر بسیار پائین Co هستند و به دلیل محدوده ترکیبی کوچک روند قابل ملاحظهای نشان نمیدهند.

روند افزایشی مشاهده شده بر روی نمودارهای Ba ،Sr و U در برابر SiO2 و نمودار Rb در برابر D.I به همراه روندهای کاهشی نمودارهای Co و V در مقابل افزایش تفریق برای نمونههای حدواسط/اسیدی بخش شمالی میتواند با تشکیل سنگهای این بخش از یک منبع ماگمایی مشترک و اهمیت تبلور تفریقی در طول تحولات ماگمایی همخوانی داشته باشد. بررسی نمودارهای SiO2 و ضریب تفریق برای نمونههای سنگی بخش جنوبی نیز روندهای تقریباً مشابه نشان میدهند. لیکن همانند نمودارهای هارکر و ضریب تفریق، در تمامی نمودارهای مذکور یک وقفه ترکیبی بین ترکیبات بخش شمالی و جنوبی مشاهده میشود. با کنار هم قرار دادن نتایج این تحقیق و نتایج آنالیز مقیسه (فتح آبادی، ۱۳۹۳) بر روی نمودارهای مذکور، وقفه ترکیبی بین نمونههای دو بخش مورد مطالعه تا حدود زیادی پر میشود و میتوان با احتیاط وجود یک منشاً ماگمایی مشترک را برای سنگهای پساافیولیتی در بخش شمالی و جنوبی افیولیت سبزوار متصور شد (شکل ۵–۸–الف تا و).

۵–۵–۴– نمودارهای تغییرات عناصر سازگار – ناسازگار

عناصر سازگار و ناسازگار مفیدترین عناصر برای بررسی مسیر تحول سنگهای آذرین از ناحیه منشأ تا مکان جایگیری هستند. غلظت عناصر ناسازگار موجود در یک ماگما نسبت به فرآیند ذوب بخشی بسیار حساس است در حالی که غلظت عناصر سازگار هنگام تبلور تفریقی به شدت تغییر می-کند. زمانی که نمودار تغیییرات دو عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر، دارای روند خطی و صعودی باشد که از مبدأ مختصات نیز بگذرد، همچنین نمودار تغییرات عناصر سازگار \_ ناسازگار روند خطی و نزولی نشان دهد، در این صورت تبلور تفریقی، فرآیند غالب تشکیل دهنده سنگها خواهد بود. از طرف دیگر، روند منفی در نمودار تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به هم و روند مثبت در نمودار تغییرات عناصر سازگار \_ ناسازگار، بیانگر ذوب بخشی به عنوان فرآیند اصلی در تحولات ماگمایی میباشد. هر
تغییری در نسبت، نشان دهنده ناهمگنی در منشأ بوده که ناشی از فرآیندهایی نظیر آمیختگیِ محل منشأ یا آلایش است (رولینسون، ۱۹۹۳).

نمودار تغییرات عناصر سازگار V و Co در برابر عناصر ناسازگار Rb ،Ba و U برای نمونههای پساافیولیتی مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۵–۹– الف تا ج). بر روی این نمودارها، نمونههای حدواسط اسیدی از بخش شمالی به طور قابل انتظاری روند کاهشی محسوس نشان میدهند که حاکی از نقش تبلور تفریقی در تشکیل این سنگهاست. مقادیر عناصر V و Co در نمونههای ریولیتی بخش جنوبی بسیار پائین بوده و این سنگها بر روی نمودارهای مذکور، به تنهایی روند مشخصی نشان نمیدهند. لیکن با قرار دادن نمونههای داسیتی مقیسه میتوان در مجموعه یک روند کلی کاهشی برای تمام ترکیبات سنگی پساافیولیتی در نظر گرفت.



شکل ۵–۹- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار ـ ناسازگار برای نمونههای پساافیولیتی زون سبزوار، (الف) Ba در برابر Co، (ب) و (ج) به ترتیب نمودارهای Bb و U در برابر V.

تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به یکدیگر برای نمونههای مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار نسبت Ma/Y و نمودار تغییرات Ba در برابر نسبت Ba/Y نشان Zr در برابر Mb ، Hf در برابر الف تا د). تغییرات عناصر ناسازگار مانند Hf در شرایط تبلور ماگما، داده شده است (شکلهای ۵–۱۰- الف تا د). تغییرات عناصر و راتنا<sup>۱</sup>، ۲۰۰۷). در تمام این نمودارها، الگوی با تغییرات Zr

1- Kumar and Rathna

تغییرات نمونههای بخش شمالی از روند خطی و یا تقریباً خطی و صعودی تبعیت میکند که از مبدأ مختصات نیز میگذرد.



در بخش شمالی و جنوبی زون افیولیتی سبزوار.

نمودارهای تغییرات نسبتهای عناصر ناسازگار مانند Th/Yb در مقابل Th/Sm و Nb/Y (شکل ۵-۱۰- ۵) در برابر Rb/Y (شکل ۵-۱۰- و) نیز نشان دهنده روند افزایشی برای نمونههای بخش شمالی هستند. همچنین یک روند افزایشی محسوس از نمونههای بخش شمالی تا نمونههای بخش جنوبی و نمونههای مقیسه مشاهده می شود. با توجه به تمامی نمودارهای ارائه شده، فرضیه تشکیل ترکیبات ریولیتی از تفریق ماگمای سازنده ترکیبات حدواسط تر قوّت بیشتری می یابد.

در پایان دو نمودار تغییرات نسبتهای عناصر اصلی به همراه عناصر کمیاب نیز برای نمونه-های مذکور ترسیم شد. با توجه به نمودار K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O در مقابل Rb/Zr (اسپرانکا<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۲) و نمودار تغییرات FeO<sub>T</sub>/MgO در برابر CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)، نقش تبلور تفریقی کانی آمفیبول و سپس پلاژیوکلاز در تحول ماگمای سازنده سنگهای حدواسط پساافیولیتی بخش شمالی و تشکیل ترکیبات فلسیک تر محزر می شود (شکل ۵-۱۱- الف و ب).



1- Esperanca

# ۵-۵-۵- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده (نمودارهای عنکبوتی)

نمودارهای چند عنصری بهنجار شده براساس گروه بندی عناصر ناسازگار نسبت به یک کانی-شناسی خاص ترسیم میشوند (رولینسون، ۱۹۹۳). برای بهنجارسازی، از مقادیر گوشتهای یا شخانه-های کندریتی استفاده میشود و انحراف از ترکیب اولیه اندازهگیری میشود. در نمودارهای بهنجار شده معمولاً تعداد ۱۵ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب میشوند. این عناصر (La تا La) به گروه عناصر نادر خاکی (REE) معروف هستند و به دلیل تغییر بسیار ملایم شعاع یونی، نمایشگرهای حساسی برای فرآیندهای مختلف آذرین مانند تفریق ماگمایی هستند.

نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان<sup>'</sup> و مک دونوف<sup>'</sup>، ۱۹۸۹) و نسبت به کندریت (سان و همکاران، ۱۹۸۰) برای نمونههای مورد مطالعه در بخش شمالی و جنوبی ترسیم شده است (شکل ۵–۱۲–الف و ب). همچنین نمودارهای چند عنصری بهنجار شده برای نمونه-های داسیتی مقیسه جهت مقایسه با ترکیبات مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۵–۱۲–ج و د). های داسیتی مقیسه جهت مقایسه با ترکیبات مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۵–۲۱–ج و د). تمامی نمونهها این دو نمودار شامل غنی شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILEs)<sup>۲</sup> مانند (LILEs) نمونهها این دو نمودار شامل غنی شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (ودانش (A، K، Sr) ای نسبت به عناصر نادر خاکی سبک (LREEs)<sup>۴</sup> و غنی شدگی این دو گروه نسبت به عناصر با قدرت میدان بالا (HFSEs)<sup>۵</sup> نشان دهنده الگوی عناصر کمیاب شاخص محیطهای فرورانش میباشد. از طرف دیگر، سنگهای مورد مطالعه یک الگوی غنی شدگی نسبی از و عوام نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین یعنی (HFSEs)<sup>2</sup> (HREEs))، تهی شدگی از Y و دوانش آنومالی LRE ایش نمونههای سنگهای مورد مطالعه یک الگوی غنی شدگی نسبی از PV بدون میباشد. از طرف دیگر، سنگهای مورد مطالعه یک الگوی غنی شدگی نسبی از Y و یواند بیانگر ارتباط زایشی نمونههای سنگی پسالفیولیتی با یکدیگر باشد. بعلاوه، ریولیتهای بخش جنوبی در مقایسه با ترکیبات حدواسط شمالی تا ۱۰ برابر از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر سنگ دوست

1- Sun

<sup>2-</sup> McDonough

<sup>3-</sup> Large Ion Lithophile Elements

<sup>4-</sup> Light Rare Earth Elements

<sup>5-</sup> High Field Strength Elements

<sup>6-</sup> Heavy Rare Earth Elements

بزرگ یون، غنی شدگی و به همین مقدار از عناصر نادر خاکی سنگین، تهی شدگی نشان میدهند که می تواند دلیلی بر منشأ تفریقی آن ها از ماگمای حدواسط آندزیتی است.

ناهنجاری منفی از عناصر HFS مانند HF و Nb از ویژگیهای شاخص محیطهای کمانی میباشد (گیل<sup>۱</sup>، ۱۹۸۱؛ هوکسورس<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۳). این امر اگر چه ممکن است تا حدودی ناشی از آغشتگی ماگها با مواد پوستهای تهی از این عناصر در خلال صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد (رولینسون، ۱۹۹۳)، ولی بسیاری از پژوهشگران مانند یونوف<sup>۳</sup> و هافمن<sup>۴</sup> (۱۹۹۵)، استالدر<sup>۵</sup> و همکاران (۱۹۹۸) و آیرس<sup>\*</sup> (۱۹۹۸)، نامحلول بودن این عناصر در فاز سیال آبگون دگرنهاد دگرنهاد کننده گوشته و باقی ماندن آنها در فازهای تفالهای دیرگذاز موجود در سنگ کره فرورونده رروتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتاندار، اسفن، گارنت، آپاتیت و زیرکن) را عامل اصلی این امر میدانند. به عنوان مثال، ضریب توزیع بالای عناصر SHF در فاز گارنت در محل منشأ میتواند موجب تهی شدگی این عناصر در مذاب حاصله شود. از طرف دیگر، کپلر<sup>۷</sup> (۱۹۹۶)) از سیالات غنی از کلر به عنوان عامل تهی شدگی ماگهاهای کمان از عناصر با شدت میدان بالا و غنی شدگی آنها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) یاد میکند. حلالیت بالای ELL در این سیالات و شستشو و حمل نقل آنها از سنگ کره اقیانوسی فرورونده به داخل گوه گوشتهای محل منشأ ماگها و همچنین نامحلول و نامتحرک بودن عناصر SHF در این رخداد، نقش مهمی در توزیع این عناصر در سنگ می ماگمایی آنها از سنگ کره اقیانوسی فرورونده به داخل گوه گوشتهای محل منشأ ماگها و همچنین نامحلول و مناطق کمانی دارد.

در یک جمع بندی میتوان گفت که ویژگیهای ژئوشیمیایی مشاهده شده نمونههای پساافیولیتی بخش شمالی و جنوبی افیولیت سبزوار بر روی نمودارهای چند عنصری مانند غنی شدگی از LILEs و تهی شدگی از Nb) HFSEs (م و Ti)، شاخص ماگماهای آهکی ـ قلیایی زون فرورانش است.

7- Keppler

<sup>1-</sup> Gill 2- Hawkesworth 3- Ionov 4- Hofman 5- Stalder 6- Ayers



همکاران، ۱۹۸۰). (ج) و (د) به ترتیب نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه و کندریت برای ترکیبات داسیتی مقیسه.

از طرف دیگر، نمونههای مورد مطالعه در بخش شمالی حاوی تمرکز بالای Sr بین ۱۳۸ تا ۸۴۸/۵ پی پی ام (میانگین ۹۶۴ ppm) و مقادیر پائین Y (۹۶۳ ۲۰/۲) و Y (۹۶۳ ۲۰۰۲) در مقایسه با ماگماتیسم معمول قوس میباشد. نمونههای ریولیتی بخش جنوبی نیز حاوی تمرکزهای بالا و متغیر Sr (۹۶۳ ۸۰۲۰ ۸۹۴/۵ میاشد. نمونههای ریولیتی بخش جنوبی نیز حاوی تمرکزهای بالا این ویژگیها شبیه به محدوده مقادیر این عناصر در ماگماهای آداکیتی معمول کمان معرفی شده توسط دوفان و دروموند<sup>۲</sup> (۱۹۹۰) هستند. خصوصیات ژئوشیمیایی شبه آداکیتی بیشتر برای سنگ-های مورد مطالعه شامل الگوهای تفریق یافته همراه با میانگین <sub>N</sub> (La/Yb) برابر با ۲۰/۲ برای نمونه-

1- Defant
2- Drummond

های ریولیتی بخش جنوبی و میانگین La/Yb) برابر با ۸ برای نمونههای حدواسط شمالی، غنی شدگی از K و U، نبود آنومالی محسوس Eu و مقادیر نسبتاً بالای Sr/Y و Sr/Y میباشد.

## ۵–۶– تعیین سری ماگمایی

با توجه به آنچه در فصل (۴) مورد بررسی قرار گرفت، شیمی کانی های سازنده سنگ مانند آمفیبول، کلینوپیروکسن و همچنین کانی بیوتیت بیانگر ماهیت کالکوآلکالن ماگمای میزبان این کانیهاست (شکل ۴–۹– الف تا ج). از طرف دیگر، شیمی سنگ کل نیز یک ابزار مفید و پرکاربرد در تعیین سری ماگمایی سنگها به حساب میآید. براین اساس، نمودارهای ژئوشیمیایی مختلفی که بر يايه شيمي، سنگ كل استوار هستند معرفي شدهاند. نمودار AFM معرفي شده توسط ايروين' و باراگار<sup>۲</sup> (۱۹۷۱)، نمودار FeO<sub>Total</sub>/MgO در برابر SiO<sub>2</sub> از میاشیرو<sup>۳</sup> (۱۹۷۴) برای این منظور مورد استفاده قرار گرفته است (شکل ۵–۱۳– الف و ب). با توجه به این دو نمودار و همچنین نمودار K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> از یکسریلو<sup>†</sup> و تیلور<sup>۵</sup> (۱۹۷۶)، نمونههای یساافیولیتی حدواسط /سیدی بخش شمالی به سری کالکوآلکالن و نمونههای ریولیتی بخش جنوبی در محدوده کالکوآلکالن تا کالکوآلکالن پتاسیم بالا تعلق دارند (شکل ۵–۱۳-الف تا ج). در طبقه بندی معرفی شده توسط ترنر ٌ و همکاران (۱۹۹۶) که براساس نسبت درصد وزنی عناصر آلکالی سنگ پایه گذاری شده است، سنگهای پساافیولیتی سبزوار با میانگین نسبت K2O/Na2O کمتر از ۰/۵، در محدوده ترکیبات کالکوآلکالن قرار گرفتهاند. (شکل ۵–۱۳– د). زیرکونیوم (Zr) به عنوان یک عنصر ناسازگار معمولاً در طول فرآیندهای دگرسانی و یا هوازدگی به صورت پایدار باقی میماند (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷). با توجه به دگرسانی نمونههای مورد مطالعه و مقاومت بیشتر Zr و P در برابر هوازدگی نسبت به عناصر آلکالی (Na و K)، نمودارهایی

1- Irvin

- 2- Baragar
- 3- Miyashiro
- 4- Peccerillo
- 5- Taylor
- 6- Turner

که براساس این دو عنصر طراحی شدهاند از اعتبار بالاتری برای تعیین سری ماگمایی برخوردار هستند. از طرف دیگر، ترکیبات آلکالن در مقایسه با سنگهای ساب آلکالن با مقادیر یکسان Zr دارای P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> بالاتری هستند و در نمودار Zr در برابر P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)، این دو محدوده با یک خط مستقیم از هم جدا میشوند. با توجه به این نمودار، نمونههای مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالن و به دور از محدوده آلکالن واقع شدهاند (شکل ۵–۱۳– ۵). از طرف دیگر، نمونههای بخش شمالی بر روی نمودار شاخص ویژگیهای شاخص A/NK در برابر A/CNK (مانیر و پیکولی<sup>۱</sup>، ۱۹۸۹) ویژگیهای ماگماهای متاآلومین تا اندکی پرآلومین را نشان میدهند (شکل ۵–۱۳– و). در حالی که نمونههای ریولیتی بخش جنوبی به سری ماگمایی پرآلومین تعلق دارند. در این نمودارها، نمونههای داسیتی مقیسه، همانند نمونههای داسیتی بخش شمالی، ویژگی ماگماهای کالکوآلکالن و متاآلومین را نشان میدهند.

با توجه به نتایج تجزیه و تحلیل دادههای ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه که حاکی از شباهت بسیار نزدیک این سنگها با ماگماتیسم آداکیتی است (مانند اشکال ۵–۱۲– الف و ب، ۵–۱۳– ج و و)، در این قسمت ابتدا تاریخچه مختصر و معیارهای سنگشناختی ماگماتیسم آداکیتی معرفی شده و سپس این خصوصیات با شواهد ژئوشیمیایی مشاهده شده در سنگهای پساافیولیتی مذکور مقایسه شده است.



شکل ۵–۱۳– نمودارهای تعیین سری ماگمایی برای سنگهای آذرین پساافیولیتی زون سبزوار. (الف) نمودار AFM (آیروین و باراگار، ۱۹۷۱)، (ب) نمودار MgO FeO<sub>Total</sub>/MgO در برابر SiO (میاشیرو، ۱۹۷۴)، (ج) نمودار K2O در مقابل SiO<sub>2</sub> (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶)، میدان آداکیت مشخص شده بر روی نمودار از لازارو<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۱۱) میباشد، (د) نمودار تغییرات درصد وزنی K<sub>2</sub>O در مقابل Na<sub>2</sub>O (ترنر و همکاران، ۱۹۹۶). (ه) نمودار تغییرات Zr در برابر P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) و (و) نمودار شاخص A/NK در برابر A/CNK (مانیر و پیکولی، ۱۹۸۹).

1- Lázaro

## ۵\_۷\_ ماگماتیسم آداکیتی و خصوصیات سنگ شناسی آداکیتها

در ابتدا، کای (۱۹۷۸)، آندزیتهای منیزیمدار جزیره آداک در غرب زنجیره آتشفشانی اًلئوشین ٔ را مورد بررسی قرار داد و ویژگیهای ژئوشیمیایی غیر معمول مشاهده شده در این سنگها را به تاریخچه پتروزنزی متفاوت آنها در مقایسه با گدازههای معمول حواشی همگرا یعنی آندزیت، داسیت و ریولیت (ADR) نسبت داد. این آندزیتها دارای مقادیر بالای SiO<sub>2</sub> (۵۹ wt.%)، (۵ wt.%) MgO (۵ wt.%) و مقادير بالاتر Sr و مقادير بالاتر Sr و La/Yb)، نسبت پائين FeO/MgO (۱/۲) و مقادير بالاتر نسبت به گدازههای معمول زون فرورانش بودند. به عقیده کای (۱۹۷۸)، این آندزیتها از طریق ذوب بخشي پوسته بازالتي فرورونده اقيانوس آرام كه تا حد رخساره آمفيبوليت يا اكلوژيت دگرگون شده است تشکیل شدهاند. ساندرس ٌ و همکاران (۱۹۸۷)، به بررسی سنگهایی با ویژگیهای ترکیبی مشابه آندزیتهای مذکور در شبه جزیره باجاکالیفرنیا (مکزیک) پرداختند و با نامگذاری آنها تحت عنوان باجائیت'، منشأ ذوب ورقه فرورونده را عامل تولید این واحدهای سنگی در نظر گرفتند. در طول دهه هفتاد میلادی، نظریه ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده برای تشریح گدازههایی با خصوصیات ترکیبی غیر معمول در کاسکاد (کاندی^ و اسونسون'، ۱۹۷۳) و آند جنوبی (لوپزـ اسکوبار'' و همکاران، ۱۹۷۷) نیز مطرح شد. دوفان و دروموند (۱۹۹۰)، براساس مطالعات کای (۱۹۷۸)، این سنگهای غیر معمول را تحت عنوان آداکیت نامگذاری کردند. آداکیت، یک واژه پترولوژیکی است که این دو محقق، برای تشریح گروهی از سنگهای غنی از سیلیس آتشفشانی (آندزیت ـ داسیت ـ یولیت) یا نفوذی (دیوریت \_ تونالیت \_ ترونجمیت \_ گرانودیوریت \_ گرانیت) در کمان های سنوزوئیک مرتبط با فرورانش ليتوسفر اقيانوسي جوان با سن كمتر يا مساوى ٢۵ ميليون سال ارائه كردند.

- 1- Kay
- 2- Adak
- 3- Aleutions
- 4- ADR= Andesite, Dasite, Riolite
- 5- Saunders
- 6- Baja California
- 7- bajaites 8- Condie
- 9- Swenson
- 10- Lopez-Escobar

دوفان و دروموند (۱۹۹۰)، خصوصیات شیمی عناصر اصلی و کمیاب این سنگها را به اشتقاق آنها از ذوب بخشی لیتوسفر داغ و جوان فرورونده نسبت میدهند. ویژگیهای شاخص این سنگهای غیر معمول آتشفشانی عبارتند از: %Na2O که SiO2 و %Na2O مقادیر بالای Na2O (%Nu LILE ، مقادیر Ppm، مقادیر Sr بالا (۳۰۰ های در ۲۶/۰۰)، مقادیر Sr بالا (۳۰۰ های در وموند، ۱۹۹۰) بالا (۲۹۹۰ - ۴۰۰۰) و HREE پائین (۲۹ ۸۸ ک۲) (دوفان و دروموند، ۱۹۹۰) مارتین ، ۱۹۹۹؛ کاستیلو ، ۲۰۰۶).

ترکیب کلی و سنگ شناسی آداکیتها به سنگهای آذرین معمول کمان شباهت زیادی دارد و از طریق شیمی عناصر کمیاب (مانند نسبتهای/۲۲ و La/Yb و مقادیر Y و Y) از ماگماهای معمول کمان تشخیص داده می شود (کاستیلو، ۲۰۱۱). از نظر وانگ<sup>7</sup> و همکاران (۲۰۰۸)، آندزیتها، داسیتها و ریولیتهای معمول جزایر کمانی در مقایسه با آداکیتها: ۱) دارای Y و عناصر نادر سنگین (HREE) بالاتری هستند، ۲) نسبت Sr/Y پائینی دارند، ۳) آنومالی منفی E و Sr دارند. آداکیتها نسبت به ADR دارای مقادیر بالاتر Sr و N، مقادیر کمتر Y و dy و نسبتهای بالای Sr/Y هستند (دوفان و دروموند، ۱۹۹۰؛ ژائو<sup>7</sup> و همکاران، ۲۰۰۸). مقادیر پائین HREE در آداکیتها منعکس کننده نقش کانیهایی با ضریب توزیع بیشتر از یک برای این عناصر در طول ذوب است (مارتین، ۲۰۰۵). این امر به همراه نسبتهای بالای Yr/S و Sr/Y هستند (موین<sup>۵</sup>، ۲۰۰۹). در این فشار مافیک در میدان پایداری گارنت یعنی در فشار حداقل ۱۰–۱۲ هستند (موین<sup>۵</sup>، ۲۰۰۹). در این فشار بالا، مقادیر زیادی از Y و Y را در خود حفظ میکند.

غالب سنگهای سیلیسی کمان سنوزوئیک که توسط دوفان و دروموند (۱۹۹۰) معرفی شدند حاوی میزان MgO کمتر از ۳ درصد وزنی هستند. بنابراین، محدوده ترکیبی سنگهای آداکیتی از

- 4- Zhao
- 5- Moyen

<sup>1-</sup> Martin

<sup>2-</sup> Castillo

<sup>3-</sup> Wang

ماگماهای سیلیسی اولیه مشتق شده از ذوب پوسته بازالتی فرورونده جوان تا ماگماهای آندزیتی منیزیمدار تولید شده از طریق تعادل ماگماهای سیلیسی مذکور با پریدوتیت گوه گوشتهای تغییر می-کند (دوفان و دروموند، ۱۹۹۰). فازهای کانیایی معمول در سنگهای آداکیتی غالباً شامل فنوکریست-های پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی، هورنبلند و بیوتیت است. فنوکریستهای ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن غایبند (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵؛ وارول<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۷) و تنها در آندزیتهای مافیک یافت شده در آلئوشین و مکزیک شناسایی شدهاند (کای، ۱۹۷۸؛ کالموس<sup>۲</sup> و همکاران، (۲۰۰۳). آپاتیت، زیرکن، اسفن و تیتانومنیتیت از فازهای فرعی معمول در آداکیتها به شمار میروند

با توجه به جدول (۵–۳)، نمونههای سنگی پساافیولیتی در بخش شمالی و جنوبی افیولیت سبزوار به طور قابل انتظاری با ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتها مشابهت بسیار نزدیک دارند. نمونه-های سنگی مورد مطالعه در نمودار Y در مقابل Y/۲ از دوفان و دروموند (۱۹۹۰) نیز در محدوده ترکیبی آداکیتها و دور از محدوده سنگهای معمول کمان یعنی آندزیت، داسیت و ریولیت (ADR) قرار گرفتهاند (شکل ۵–۱۴). نمونههای داسیتی مقیسه نیز در نمودار مذکور در محدوده آداکیتها قرار گرفتهاند. همچنین، الگوی قرارگیری نمونههای مورد مطالعه بر روی نمودار مذکور از روند تفریق ترفتهاند. همچنین، الگوی قرارگیری نمونههای مورد مطالعه بر روی نمودار مذکور از روند تفریق بلوری فاز کانیایی آمفیبول تبعیت میکند که با دیگر شواهد ژئوشیمیایی ذکر شده برای جدایش آمفیبول مطابقت دارد. لازم به ذکر است که مطالعات پتروگرافی صورت یافته بر روی مقاطع نازک سنگهای پساافیولیتی شمال و جنوب زون سبزوار (فصل ۳) نیز شاهدی بر ماهیت آداکیتی آنهاست. ترکیب سنگ شناسی و کانیایی این نمونهها با ترکیبات معمول آداکیتی همخوانی بسیار نزدیک دارد. به طور کلی فازهای کانیایی معمول در سنگهای مورد مطالعه با ترکیب آندزیت تا ریولیت، شامل بارگیب منگر شناسی و کانیایی این نمونهها با ترکیبات معمول آداکیتی همخوانی بسیار نزدیک دارد.

1- Varol
2- Calmus

مقادير و نسبت-	معیارهای شناخت	مقادیر میانگین محاسبه شده برای	مقادیر میانگین محاسبه شده برای
های عناصر	آداكيتها	سنگهای پساافیولیتی بخش شمالی	سنگهای پساافیولیتی بخش جنوبی
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	68>	۶.	۷۱/۵
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt.%)	۱۵≥	1.1	14
MgO (wt.%)	٣<	٣	٠/٢٣
Na <sub>2</sub> O (wt.%)	>٣	۵	$\Delta / \Delta$
Sr (ppm)	۳۰۰>	488	۴۸۰
Eu (ppm)	فقدان أنومالي منفى	فقدان آنومالي منفى	فقدان آنومالی منفی
Y (ppm)	۱۵<	11/8	۵
Sr/Y	۲.>	۵١/٣	۱۳۳
Yb (ppm)	١/٩<	١/٢	• /٣
La/Yb	18>	٨	۲ ۱
HFSE	مقدار کم	مقدار کم	مقدار کم
LREE	تمركز خيلى بالا	تمركز خيلى بالا	تمركز خيلى بالا
HREE	تمركز خيلى پائين	تمركز خيلى پائين	تمركز خيلى پائين

جدول ۵–۳- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای پسافیولیتی مورد مطالعه در بخش شمالی و جنوبی زون افیولیتی سبزوار با ویژگیهای ژئوشیمیایی ماگماتیسم آداکیتی مطرح شده توسط دوفان و دروموند (۱۹۹۰) و کاستیلو (۲۰۰۶)



شکل ۵–۱۴– نمودار Sr/Y در مقابل Y برای تعیین ماهیت سنگهای پساافیولیتی زون سبزوار. میدان آداکیت و سنگ-های معمول قوس توسط دوفان و دروموند (۱۹۹۰) معرفی شده است. نمونههای مورد مطالعه در بخش شمالی و جنوبی زون افیولیتی و همچنین نمونههای داسیتی مقیسه در محدوده آداکیتی قرار گرفتهاند.

مارتین و موین<sup>۱</sup> (۲۰۰۳) براساس محتوی سیلیس موجود در سنگ، دو نوع ماگمای آداکیتی یکی غنی از سیلیس (HSA)<sup>۲</sup> و دیگری با سیلیس پائین (LSA)<sup>۳</sup> معرفی کردند که به ترتیب با آداکیتهای شناسایی شده توسط دوفان و دروموند (۱۹۹۰) و آندزیتهای منیزمدارِ کای (۱۹۷۸) سازگار هستند. این دو گروه آداکیتی از نظر خصوصیات کانی شناسی، ژئوشیمیایی و پتروژنز با هم متفاوتند که در این بخش به اختصار مورد بررسی قرار گرفتهاند.

### ۵\_۷\_۱\_ آداکیتهای سیلیس بالا (HSA):

این گروه از آداکیتها، با ترکیب آندزیت هورنبلنددار تا داسیت و ریوداسیت، فاقد فنوکریستهای پیروکسن هستند. آداکیتهای پرسیلیس به عنوان مذابهای حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده با ترکیب اکلوژیت یا آمفیبولیت گارنتدار در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت تفسیر میشود که در طول صعود از گوه گوشتهای با پریدوتیت آن واکنش دادهاند (مارتین، ۲۰۰۵). این مذاب در خلال صعود از میان گوه گوشتهای، پریدوتیت را هضم میکند (رپ<sup>3</sup>، ۲۰۰۶). به علاوه، این مذاب در خلال صعود از میان پریدوتیت گوشتهای، آن را متحمل متاسوماتیسم کرده و خود نیز به مرور مصرف میشود. زمانی که نسبت مذاب ورقه فرورو به پریدوتیت بالا باشد، در خلال متاسوماتیسم تمام مذاب مصرف نمیشود، بنابراین مذاب آلایش یافته (با ترکیب آداکیت) صعود کرده و به درون پوسته و یا به سطح میرسد. ولی اگر این نسبت پائین باشد، تمام مذاب در واکنش متاسوماتیسمی مصرف میشود بدون اینکه مذاب آداکیتی به سطح برسد. حضور ادخالهایی با ماهیت آداکیتی درون نودولهای پریدوتیتی علی رغم فوران مذاب آداکیتی در جزیره باتان<sup>۵</sup> تأییدی بر این مطلب است (شیانو<sup>3</sup> و همکاران، ۱۹۹۵). به طور کلی میتوان گفت که آداکیتهای پرسیلیس شاخص مذابهای

1- Moyen

- 2- High Silica Adakite
- 3- Low Silica Adakite
- 4- Rapp
- 5- Batan
- 6- Schiano

ورقهای حاصل از ذوب سنگهای مافیک ورقه اقیانوسی فرورونده در فشار بالا (گستره پایداری گارنت = رخسارههای اکلوژیت و یا گارنت آمفیبولیت) هستند.

بین آداکیتهای پرسیلیس و سریهای تونالیت – ترنجمیت – گرانودیوریت (TTG)<sup>۱</sup> اواخر آرکئن شباهت ژئوشیمیایی زیادی وجود دارد. علیرغم این همپوشانی ژئوشیمیایی، آداکیتها در مقایسه با TTG مافیکترند و به وسیله مقادیر بالای Ni ،Mg ،Sr و Cr از TTG تمیز داده میشوند. به نظر کاندی<sup>۲</sup> (۲۰۰۵)، TTG حاصل ذوب بخشی پوسته آبدار زیرین هستند درحالیکه، ماگماهای آداکیتی پر سیلیس عمدتاً از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورو تولید میشوند.

### ۵\_۷\_۲\_ آداکیتهای سیلیس پائین (LSA):

گدازههای LSA با ترکیب آندزیتی و بازالتی حاوی فنوکریست پیروکسن بوده و دارای ترکیبات ناسازگار با ذوب بازالت هستند. این گروه آداکیتی از مذاب حاصل از ذوب پریدوتیت گوشته-ایی متاسوماتیسم شده حاصل می شوند که ترکیب آن در اثر واکنش با مذاب ورقه اقیانوسی (در نسبت مذاب به پریدوتیت پائین) تغییر کرده است (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵).

در یک نگاه کلی میتوان گفت که HSA در مقایسه با LSA، حاوی مقادیر پائین تر MgO (۱۱ wt.%) CaO+Na<sub>2</sub>O (۱/۵-۴ wt.%) و Sr (۱۱۰۰ ppm) Sr) هستند. در نمودارهای بهنجار شده به گوشته اولیه، LREA نسبت به HSA، معمولاً حاوی مقادیر بالاتر LREE، آنومالی مثبت Sr، مقادیر پائین تر Rb و نسبت بالاتر Sr/Y در یک مقدار معینی از Y است (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵).

با توجه به جدول (۵–۴) و نمودارهای تمایز انواع آداکیتها (شکل ۵–۱۵– الف تا د) معرفی شده توسط مارتین و همکاران (۲۰۰۵)، سنگهای پساافیولیتی مورد مطالعه در دو بخش شمالی و جنوبی زون افیولیتی سبزوار در گروه آداکیتهای غنی از سیلیس (HSA) طبقه بندی میشوند.

<sup>1-</sup> Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite

<sup>2-</sup> Condie

میانگین نمونههای بخش شمالی	میانگین نمونههای بخش جنوبی	HSA	LSA	مقادیرو نسبت- های عناصر
۶.	Υ1/Δ	> <b>%</b> •	<۶۰	SiO <sub>2</sub> (wt.%)
٣	. / ۲ ۳	۴_۰/۵	۹_۴	
یک نمونه حاوی فنوکریست	فاقد فركات المرا	فاقد فنوكريست	گاهی حاوی فنوکریست	MgO (wt.%)
پيروكسن	فاقد فنو تريست پيرو تسن	پيروكسن	پيروكسن	
۹/۵	٧	<11	>1.	CaO+Na <sub>2</sub> O
•/۶	• /٣	•/\۶-•/٩٨	•/•9-Y	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O
499	۴۸۰	<11	>1	S (
آنومالی مثبت کم	أنومالي مثبت كم	أنومالي مثبت كم	أنومالي مثبت شديد	Sr (ppm)
• /۵	•/•۵	<•/٩	>٣	TiO <sub>2</sub> (wt.%)
LREE پائينتر در مقايسه	LREE پائين تر در	LREE پائين تر در	LREE بالاتر در مقایسه با	LDEE
با LSA	مقایسه با LSA	مقایسه با LSA	HSA	LKEE

جدول ۵-۴- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتهای پرسیلیس و کم سیلیس معرفی شده توسط مارتین و همکاران (۲۰۰۵) با میانگین نمونههای پساافیولیتی مورد مطالعه در بخش شمالی و جنوبی نوار افیولیتی سبزوار.



شکل ۵–۱۵– نمودارهای مقایسه آداکیتهای پرسیلیس (HSA) و آداکیتهای کم سیلیس (LSA) از مارتین و همکاران (۲۰۰۵). در تمامی نمودارها، نمونههای مورد مطالعه بخش شمالی و جنوبی و همچنین نمونههای داسیتی مقیسه در محدوده آداکیتهای پرسیلیس واقع میشوند.

فصل شم مطالعات سن سحی

۶–۱– مقدمه

ایزوتوپهای رادیوژنیک یک ابزار بسیار قدرتمند در تعیین سن سنگها و شخانهها و نیز بازسازی فرایندهای زمین شناسی و محیطی محسوب میشوند که به طور گسترده در علوم زمین کاربرد دارد. تنوعی از ابزارها و روشهای زمین شناسی ایزوتوپی برای تخمین سن سنگها از میلیارد سال تا هزار سال وجود دارد. سن سنجی U-Pb یکی از روشهای قابل اعتماد برای زمانهای زمین-شناسی از ۸۰۰ هزار سال تا آرکئن محسوب میشود. این روش بر مبنای تلاشی ایزوتوپهای ناپایدار U به ایزوتوپ پایدار dP استوار است. <sup>4+</sup>U (شعاع یونی Å ۵۰/۱) از اعضای سری عناصر گروه اکتینیدهاست و به طور طبیعی دارای سه ایزوتوپ رادیواکتیو U<sup>25</sup>، U<sup>82</sup> و U<sup>25</sup> میباشد. U<sup>82</sup> و U<sup>235</sup> در زنجیره تلاشی عناصر نوزاد حدواسط که در نهایت به یک ایزوتوپ سرب پایدار ختم میشود، به عنوان یک عنصر مادر عمل میکنند. فراوانی و ثابت تلاشی ایزوتوپهای اوارنیوم معرفی شده توسط اشتایگر<sup>4</sup> و یاگر<sup>7</sup> (۱۹۷۷) در جدول (۶–۱) آمده است.

.ول ۶-۱- نیمه عمر و ثابت تلاشی ایزوتوپهای طبیعی اورانیوم (اشتایگر و یاگر، ۱۹۷۷)
---

ثابت تلاشی (در سال)	نيمه عمر (سال)	ايزوتوپ
1/22122×1.	۴/۴۶ <b>۸×۱・<sup>۹</sup></b>	<sup>238</sup> U
9/XFXQ×1 • ``	۰ / ۷ ۰ ۳ ۸× ۱ ۰ <sup>۹</sup>	<sup>235</sup> U
۲/X·۵×۱·۶	۲/۴۷×۱۰ <sup>۵</sup>	<sup>234</sup> U

تلاشی <sup>238</sup>U سریهای اورانیومی تولید میکند که در آن <sup>234</sup>U به عنوان عنصر نوزاد حدواسط و <sup>206</sup>Pb به عنوان ایزوتوپ پایدار نهایی میباشد (فرمول ۶–۱). تلاشی <sup>235</sup>U به ایجاد سری آکتینیم منجر شده و پس از انتشار هفت ذره آلفا و چهار ذره بتا به <sup>207</sup>Pb پایدار ختم میشود (فرمول ۶–۲).

1- Steiger 2- Jager

$$^{238}_{92}$$
U =  $^{206}_{82}$ Pb+8  $^{4}_{2}$ He + 6  $\beta^{-}$  + Q (فرمول ۶-۲)  
 $^{237}_{92}$ U =  $^{207}_{82}$ Pb+7  $^{4}_{2}$ He + 4  $\beta^{-}$  + Q (۲-۶ فرمول ۶-۲)

در طول چند دهه گذشته، روشهای سنسنجی مختلف بر پایه تلاشی اورانیوم به سرب در تک بلورهای زیرکن معرفی شده است. از جمله این روشها میتوان به تکنیکهای استفاده از ریزپرتوها مانند روش <sup>(SIMS، SIMS)</sup> LA-ICPMS و <sup>TMIMP</sup> اشاره کرد که از درستی و دقّت بالایی برخوردارند و به طور گسترده در سنسنجی رادیومتری استفاده میشوند. مزّیت روش SIMS نسبت به روش LA-ICPMS دقت اندازگیری بالاتر روش (کمتر از ۵٪، بین ۵- ۵/۰٪) و قطر کوچکتر نقاط

<sup>1-</sup> Secondary ion mass spectrometry

<sup>2-</sup> Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry

<sup>3-</sup> Sensitive High Resolution Ion MicroProbe

آنالیز شونده است که امکان اندازه گیری نسبتهای ایزوتوپی در زیر کنهایی با اندازههای کمتر از ۳۰ میکرون را نیز فراهم می آورد.

در این مطالعه، از روش سن سنجی U-Pb با تکنیک SHRIMP II استفاده شده است. این تکنیک با حساسیت و وضوح بسیار بالا، قادر به تخمین زمان زمین شناسی از یک میلیون تا ۴۶۰۰ میلیون سال با خطا در دقت اندازه گیری کمتر از ۱ درصد است. جهت مطالعات سنسنجی U-Pb پس از انتخاب نمونههای سنگی هدف، خردایش و تهیه پودر نمونهها، جدایش کانی زیرکن با استفاده از تکنیکهای آبشویی، مایعات سنگین، جدایش مغناطیسی و در نهایت جدایش دستی در زیر میکروسکوپ بینوکولار انجام شد. زیرکنهای جدا شده جهت آنالیز دستگاهی و اندازه گیری نسبتهای ایزوتوپهای U و dP به روش II SHRIMP در مرکز SHRIMP آکادمی علوم زمین پکن آماده شدند. نتایج سنسنجیهای بدست آمده از این روش در ترسیم نمودارهای سازگاری و میانگین سنی مورد

### ۶-۲- روش SHRIMP

در مورد تاریخچه این روش باید گفت که ساخت اولین دستگاه مایکروپروپ یونی با حساسیت و وضوح بالا، با پیشنهاد کامپسون (۱۹۷۳)، در مدرسه تحقیقاتی علوم زمین در دانشگاه ملی استرالیا (ANU) آغاز شد. در آن زمان، این دستگاه توانست حساسیت و وضوح پروپهای یونی در دسترس را ارتقا بخشد. طراحی دستگاه مایکروپروپ یونی با وضوح بسیار بالا (SHRIMP) توسط کلمنت<sup>1</sup> و همکاران (۱۹۷۷) منجر به ایجاد یک رویکرد جدید و بسیار ارزشمند در علم ژئوکورنولوژی به ویژه در ارتباط با سن سنجی HRIMP زیرکن شد. . اولین پروژه انجام شده به روش SHRIMP بر روی زیرکن-های قدیمی غرب استرالیا و زیرکنهای ماه صورت پذیرفت و نتایج حاصل از آن بیانگر درستی و دقت بسیار بالای آنالیز بود. اثر بخشی بسیار زیاد این تکنولوژی در تحقیقات زمین شناسی چند دهه اخیر بسیار گسترده و عظیم بوده است. با ارزشترین مزیت روش SHRIMP فراهم کردن ابزاری برای تعیین دقیق نسبتهای ایزوتوپی U–Pb در نقاط ریز میکرون بر روی دانههای صیقل داده شده زیرکن و کانیهای اورانیوم دار دیگر است. دستگاه SHRIMP از تعدادی سیستم یا بخش تشکیل شده است که هر کدام دارای عملکرد خاص خود هستند. اگر چه بررسی بخشهای مختلف دستگاه از اهداف رساله پیش رو محسوب نمیشود، لیکن اسامی هر بخش و خصوصیات آن به طور خلاصه در ادامه آورده شده است.

ستون اولیه یا منبع یونی اولیه، اتاقک نمونه ، آنالیزور الکترواستاتیک و سیستم الکترومگنت و گردآورنده و سیستم پردازش دادهها ؟

شکل (۶-۱) تصویری از دستگاه SHRIMP II و اجزای مختلف آن در مرکز SHRIMP آ آکادمی علوم زمین چین را نشان میدهد. یک دوپلاسماترون <sup>۷</sup> که قابلیت تولید یونهای مثبت و منفی را داراست، به عنوان منبع یونی اولیه استفاده میشود. دوپلاسماترون یک منبع یونی است که در آن یک رشته کاتد، الکترونها را درون یک محفظه خلأ ساطع میکنند. گازی مانند اکسیژن یا آرگون در مقادیر خیلی کم به داخل محفظه فرستاده میشود، باردار شده و یا از طریق الکترونهای آزاد کاتد یونیزه میشوند و پلاسما را تشکیل میدهند. اشعههای یونی تولید شده از پلاسما خارج شده و با سرعت زیاد شتاب میگیرند. در روشهای آزمایشگاهی معمول سن سنجی، یک پرتو از یونهای اولیه <sup>1-</sup>(O2) از طریق فرستادن گاز اکسیژن با خلوص بالا درون کاتد Ni نقطه هدف میتواند از ۵ تا ۳۰ میکرومتر تغییر کند. تراکم پرتو یونی بر روی نمونه تقریباً pA/μm<sup>2</sup> نقطه هدف میتواند از ۵ تا ۲۰ میکرومتر تغییر کند. تراکم پرتو یونی بر روی نمونه تقریباً

کند.

1- primary column

- 2- secondary extraction system
- 3- secondary analyzer
- 4- magnet control
- 5- Collector
- 6- data handling system
- 7- Duoplasmatron

در بخش اتاقک نمونه، پرتو اولیه با زوایه ۴۵ درجه به سطح نمونه برخورد میکند. یونهای ثانویه ایجاد و با شتاب ۲۰ kv شتاب مییابند. سه لنز چهار قطبی، یونهای ثانویه را متمرکز کرده، به طوری که حداکثر انتقال یونی صورت پذیرد. در طول آنالیز، یک عدسی شیئی، زمینه مشاهده میکروسکوپی مستقیم نمونه در نور انعکاسی را فراهم میکند.



شکل ۶-۱- تصویری از اجزای مختلف دستگاه SHRIMPH II در مرکز SHRIMP واقع در آکادمی علوم زمین چین.

برای رسیدن به درجه وضوح بالا در آنالیز یونهای ثانویه، یک طیف سنج جرمی متمرکزکننده ضروری است. این بخش شامل ترکیبی از یک آنالیزور الکترواستاتیک، یک لنز چهارقطبی الکترواستاتیک و یک میدان مغناطیسی همگن برای حذف هرگونه آشفتگی قابل ملاحظه میباشد. یونهای ثانویه براساس انرژی جنبشی خود، به وسیله آنالیزور الکترواستاتیک فیلتر و متمرکز میشوند و از طریق یک شکاف که به طور مکانیکی عمل میکند، به صورت طیفی از انرژی به درون بخش الکترومگنت انتقال مییابند. از لنز الکترواستاتیک چهار قطبی برای کاهش انحراف و آشفتگی در انتقال یونها به بخش مگنت استفاده میشود. الکترومگنت با شعاع ۱۰۰۰ میلی متر، یونهای ثانویه را براساس نسبت جرم/بار متمرکز میکند. اساساً، مسیر یک یون سبکتر در مقایسه با یک یون سنگینتر از میان میدان مغناطیسی با انحناهای بیشتری همراه است. بنابراین، تغییر جریان در الکترومگنت، سبب تمرکز گونههای جرمی خاص در بخش گردآورنده میشود. یونها از میان شکاف گردآورنده در محل صفحه کانونی بخش الکترومگنت عبور میکنند. به منظور بهبود بخشیدن به تمرکز یک گونه معین ایزوتوپی، بخش گردآورنده میتواند در امتداد یک محور حرکت کند.

بسته به سن نمونههای مورد مطالعه، اساساً دو روش متفاوت در سن سنجی به روش SHRIMP به کار گرفته میشود. سیستم ایزوتوپی <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb برای سنیابی نمونههای مزوپروتوزوئیک و قدیمیتر بسیار مناسب است. به طور کلی، سطوح نسبتاً پائین <sup>207</sup>Pb (که از نیمه عمر به نسبت کوتاه U<sup>235</sup> مادر حاصل میشود) سبب تبدیل این روش به یک روش نامناسب برای زیرکنهای جوان (به ویژه زیرکنهای فانروزوئیک) شده است. اندازه گیری سن SHRIMP برای چنین زیرکنهایی به روش دوم یعنی تعیین دقیق فراوانی نسبی مقادیر به نسبت بیشتر ایزوتوپ <sup>206</sup>Pb

# ۶–۳– جدایش زیرکن از نمونههای سنگی میزبان

جدایش کانیهای زیرکن از نمونههای سنگی مورد نظر فرایندی دقیق و پر اهمیت محسوب میشود، به گونهای که انجام دقیق این مرحله به کسب نتایج بهتر و قابل استنادتر میانجامد. در قدم اول، تعداد هشت نمونه سنگی سالم و مناسب با ترکیب حدواسط تا اسیدی و با توجه به پراکندگی جغرافیایی در گستره منطقه مورد مطالعه انتخاب شدند. از این میان، تعداد چهار نمونه مربوط به ترکیبات حدواسط بخش شمالی و تعداد چهار نمونه نیز از ریولیتهای بخش جنوبی انتخاب شدند. اسامی نمونههای سنگی انتخاب شده، مشخصات سنگ شناسی و موقعیت جغرافیایی آنها در جدول سنگ شکن فکی موجود در آزمایشگاه کانه آرایی دانشگاه شاهرود انجام پذیرفت. لازم به ذکر است جهت جلوگیری از آلایش دستگاهی قبل از قرار دادن نمونهها در دستگاه از قطعات شیشه جهت خردایش استفاده شد تا دستگاه کاملاً تمیز شده و از آلودگیهای احتمالی زدوده شود.

جدول ۶-۲- مشخصات سنگ شناسی و موقعیت جغرافیایی نمونههای سنگی انتخاب شده جهت جدایش زیرکن و

ىغىيىن سن ٢٥-0.									
شماره نمیزه	محل برداشت	موقعیت جغرافیایی (UTM	سنگ						
سمارة شوته	نمونه	(	شناسی						
S-40	گنبد سفید	4030766 510502	ريوليت						
<b>S-37</b>	كلاته سادات	4027168 521022	ريوليت						
S-34	شمالشرق بهنگر	4026140 517977	ريوليت						
S-35	نوده صرصره	4022962 532727	ريوليت						
N-11	جغتاي	4048066 503108	آندزيت						
N-13	شمال أبرود	4036695 493560	آندزيت						
N-17	جلمبادان	4035911 539645	تراکی داسیت						
N-18	حطيطه	4044566 511734	داسيت						



یس از خردایش هر نمونه دستگاه کاملاً تمیز شده تا از آلایش هر نمونه با نمونه بعدی نیز جلوگیری شود. پس از خردایش جهت پودر کردن نمونههای سنگی از دستگاه آسیاب میلهای موجود در آزمایشگاه فرآوری مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی کرج استفاده شد. در این مرحله هر نمونه به ذراتی با اندازههای بین ۲۵۰– ۳۸ میکرومتر پودر شد. از هر نمونه مقدار ۲۰۰ گرم اندازه گیری و جهت ارسال به آزمایشگاه جدایش زیرکن بسته بندی شد. زیرکنهای مورد هدف در این نمونهها با استفاده از جدایش مغناطیسی فرانز و روش مایعات سنگین و در نهایت جدایش دستی در آزمایشگاه جدایش کانی مرکز زمین شناسی منطقهای و منابع کانیایی واقع در ایالت هبی چین مورد جدایش قرار گرفتند. با استفاده از روش فرانز، کانیهای غیرمغناطیسی مانند زیرکن و فلدسپارها از کانیهای ایک و کانیهایی با خاصیت مغناطیسی ضعیفتر مانند بیوتیت جدا می شوند. در مرحله بعد، با توجه به وزن مخصوص بالای کانی زیرکن ( $F/F - F/Y \text{ gr/cm}^3$ )، از مایعات با وزن مخصوص بالا برای جدایش زیرکن از کانیهای غیر مغناطیسی دیگر استفاده شده است. در نهایت، جدایش دستی زیرکنهای موجود توسط تیوپهای مخصوص در زیر میکروسکوپ بینوکولار انجام پذیرفت. زیرکن-های جدا شده با پوششی از اپوکسی رزین پوشیده شدند و تا زمانی که مرکز دانهها نمایان شود (جهت آشکار شدن ساختار داخلی آنها)، صیقل داده شدند.

قبل از انجام آنالیز ایزوتوپی، به منظور شناسایی مورفولوژی و ساختار داخلی دانههای زیرکن، مطالعه میکروسکوپی با استفاده از میکروسکوپ نوری انجام شده و تصاویر کاتادولومینسانس (CL) <sup>۱</sup>با استفاده از دستگاه مایکروپروپ اسکن الکترونی (SEM)<sup>۲</sup> تهیه شدند. این تصاویر در انتخاب محلهای هدف برای آنالیزهای ایزوتوپی U-Th-Pb بلورها از اهمیت زیادی برخوردار هستند. تصاویر (CL) تهیه شده بیانگر اشکال عمدتاً منشوری کوتاه تا طویل، بدون هستههای به ارث رسیده برای دانههای زیرکن هستند که گاهاً از منطقه بندی ترکیبی برخوردارند.

1- Cathodoluminesce

2- Scan Electron Microprobe

# ۶–۴– شرایط آزمایشگاهی انجام آنالیز

همانطور که ذکر شد، آنالیز U-Th-Pb در مرکز SHRIMP یکن در انستیتوی زمین به وسیله دستگاه مایکروپروپ یونی SHRIMP II در مرکز SHRIMP پکن در انستیتوی زمین شناسی آکادمی علوم زمین چین انجام شد. روشهای آزمایشگاهی به کار گرفته شده مشابه روش معرفی شده توسط کامپستون<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۸۴) میباشد. وضوح جرمی<sup>۲</sup> در طول آنالیز معرفی شده توسط کامپستون<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۸۴) میباشد. وضوح جرمی<sup>۲</sup> در طول آنالیز معرفی شده توسط کامپستون<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۸۴) میباشد. وضوح جرمی<sup>۲</sup> در طول آنالیز استاندارد SL13 (کلائو-لانگ<sup>۲</sup>، ۱۹۹۵) با میزان U برابر با mp ۲۸–۵۲ و زیرکن استاندارد TEMORA (بلک<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۳) با میزان U برابر با mp ۹<sup>20</sup> برابر با ۴۱۷ میلیون سال به ترتیب برای کالیبره کردن فراوانی U و نسبتهای ایزوتوپی به کار گرفته شده است. همچنین، از ثابتهای تلاشی پیشنهاد شده توسط اشتایگر و یاگر (۱۹۷۷) برای محاسبه سن استفاده شده تابتهای تلاشی پیشنهاد شده توسط اشتایگر و یاگر (۱۹۷۷) برای محاسبه سن استفاده شده دادهها توسط برنامههای GUID و تصحیح سرب معمول به کار گرفته شد و پردازش دادهها توسط برنامههای GUID و TOPL (لودویگ<sup>۵</sup>، ۲۰۰۳) انجام شد. عدم قطعیتها با

همانطور که اشاره شد، به خاطر تشکیل مقادیر اندک <sup>207</sup>Pb در زیرکنهای جوان (کمتر از ۱۰۰۰ میلیون سال) که سبب بروز عدم قطعیت بالا در نتیجه آنالیز میشود، تعیین سن برای زیرکن-های جوان باید براساس نسبتهای U<sup>208</sup>Pb/<sup>238</sup>U آنها انجام شود. در مقابل، سنهای قدیمیتر زیرکن از نسبتهای Pb/<sup>206</sup>Pb اشتقاق میشود.

1- Compston

- 2 Mass resolution
- 3- Claoué-Long
- 4- Black
- 5- Ludwig

۶-۵- زیرکن استاندارد

درستی و قابل اعتماد بودن سن سنجی های U-Pb زیرکن که توسط آنالیزهای ریزیز تو به دست می آید، به کیفیت استاندارد مورد استفاده بستگی دارد. از نظر بلک و همکاران (۲۰۰۳)، برای کسب بالاترین درجه دقت، این مسئله مهم است که استاندارد مورد استفاده در هر مقیاسی (ریزمیکرون تا بین دانهای<sup>۲</sup>) نسبت به Pb/U همگن و ثابت باشد و نیز به وسیله یک تکنیک خاص و منحصر به فرد به طور قابل اعتمادی سن یابی شده باشد. از لحاظ زمین شناسی، زیرکنی که متعلق به نسل اول است و آشفتگیهای ایزوتوپی ثانویه را تجربه نکرده باشد می تواند گزینه مناسب به عنوان استاندارد باشد. از طرف دیگر، یک استاندارد باید به اندازه کافی فراوان و به آسانی قابل دسترس باشد تا به شکل نامحدود در هر آزمایشگاهی مورد استفاده قرار گیرد (بلک و همکاران، ۲۰۰۳). زیرکن استاندارد TEMORA متعلق به نمونه دیوریت گابرویی میدلدیل<sup>۳</sup> از یک استوک مافیکی درون کوهزایی پالئوزوئیک لاچلان ٔ در شرق استرالیا میباشد که خصوصیات ذکر شده برای یک استاندارد مناسب را دارا بوده و به وسیله روشهای مجزای IDTIMS°، SHRIMP و ELA-ICP-MS<sup>T</sup> سن یابی، شده است (بلک و همکاران، ۲۰۰۳). سن <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U به دست آمده به روش IDTIMS برای این زیرکن برابر با ۲۴/۷۵±۴۱۶/۷۵ میلیون سال (با حد اطمینان ۹۵٪) می باشد. تصاویر CL تهیه شده از زیرکن TEMORA بیانگر دانههای درشت زیرکن با اشکال یوهدرال و منطقه بندی بخشی می باشد (شکل ۶–۳).

1- Micro-beam

3- Middledale

- isotope dilution thermal ionisation mass-spectrometry - Excimer laser ablation-inductively coupled plasma-masspectrometry

<sup>2-</sup> Intergranular

<sup>4-</sup> Lachlan



شکل ۶-۳- تصاویر CL تهیه شده از زیرکن استاندارد TEMORA در طول انجام آنالیز ایزوتوپی زیرکنهای مورد تحقیق این مطالعه.

# ۶-۶- سن سنجی U-Pb زیرکنهای جدا شده از نمونههای سنگی مورد مطالعه

همانطور که قبلاً توضیح داده شد، جدایش زیرکن از تعداد ۸ نمونه سنگی از مجموع بخش شمالی و جنوبی منطقه مورد مطالعه انجام پذیرفت و به روش SHRIMP II مورد آنالیز ایزوتوپی -U Pb قرار گرفت. ویژگیهای نمونههای سنگی انتخاب شده و موقعیت جغرافیایی محل برداشت آنها در جدول (۶–۲) ارائه شده است. نتایج حاصل از آنالیز ایزوتوپی d-Pb دانههای زیرکن جدا شده در این بخش مورد بررسی قرار می گیرد. جدول (۶–۳) بیانگر دادههای ایزوتوپی آنالیز d-Pb بر روی زیرکن-های هدف می باشد. تصاویر کاتودولومینسانس (CL) تهیهشده از زیرکنهای جدا شده داز ای انکال نمونههای سنگی مورد مطالعه در شکل (۶–۴) آمده است. دانههای زیرکن جدا شده دارای اشکال یوهدرال تا منشوری شکل کوتاه هستند و تعدادی از آنها منطقهبندی نشان می دهند. لیکن، بیشتر زیرکنها به شکل دانههای بی رنگ و گاهاً شکسته شده هستند که منطقه بندی نواری از خود نشان می دهند و اشکال منشوری در آنها به طور کامل توسعه نیافته است. تمامی خصوصیات ساختاری ذکر

1- co- magmatic

•	الفيمات	₹:	هندت شم	ا شده ا:	1~ .5	دانههای زیر		آذال دارد متمر	<del>حرات: _۳_</del> ۶	
زون	, پسااقيوليىي	سنكى	هشت بمونه	دا سده از	ِ نن جد	دانەھاي زير	۰۳۵ بر روی	أناليز أيزونوپي	۲-۱-۲ سايج	جدول

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	± (%)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb	± (%)	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	± (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (Ma; ±1)
S-34-1.1	903	150	0.17	0.0493	4.6	0.0455	4.0	0.00786	2.2	50.7
S-34-2.1	1071	131	0.13	0.0494	4.0	0.0489	3.3	0.00733	2.2	46.7
S-34-3.1	1016	159	0.16	0.0493	4.8	0.0486	4.3	0.00735	2.2	47.1
S-34-4.1	886	138	0.16	0.0466	6.0	0.0458	5.6	0.00737	2.3	47.0
S-34-5.1	283	34	0.12	0.0500	10	0.0485	9.8	0.00749	2.7	47.1
S-34-6.1	409	29	0.07	0.0464	6.1	0.0422	5.6	0.00798	2.4	50.9
S-34-7.1	2300	2	0.00	0.0479	3.1	0.0466	2.4	0.00746	2.1	47.8
S-34-8.1	1241	934	0.78	0.0495	3.7	0.0482	3.0	0.00744	2.1	47.8
S-34-9.1	558	22	0.04	0.0468	5.4	0.0491	4.9	0.00691	2.3	44.3
S-34-10.1	535	40	0.08	0.0485	5.3	0.0490	4.6	0.00718	2.6	45.3
S-34-11.1	336	18	0.05	0.0421	1.2	0.0436	6./	0.00701	2.5	44.1
S-34-12.1 S-34-13.1	1111	124	0.17	0.0510	4.8	0.0510	2.6	0.00723	2.8	40.3
3-34-13.1	1111	1505	1.40	0.0390	5.5	0.0373	2.0	0.00731	2.1	47.0
S-35-1.1	1034	179	0.17	0.0480	4.3	0.0450	3.5	0.00776	2.5	49.7
S-35-2.1	867	165	0.19	0.0453	6.3	0.0420	5.7	0.00784	2.5	50.2
S-35-3.1	383	167	0.44	0.0430	13	0.0418	12	0.00757	2.7	48.0
S-35-4.1	795	138	0.17	0.0477	11	0.0462	11	0.00752	2.5	48.1
S-35-5.1	1134	189	0.17	0.0378	10	0.0371	9.9	0.00746	2.5	47.4
S-35-6.1	1137	189	0.17	0.0454	4.6	0.0440	3.9	0.00750	2.5	48.1
S-33-7.1	903	18/	0.21	0.0393	5.6	0.0383	5.0	0.00735	2.5	48.0
S-35-9.1	421	175	0.39	0.0329	13	0.0490	12	0.00773	3.2	50.1
S-35-10.1	737	335	0.45	0.0480	6.8	0.0469	6.3	0.00744	2.5	47.7
S-35-11.1	1007	198	0.20	0.0477	6.0	0.0465	5.4	0.00744	2.5	47.8
S-35-12.1	568	204	0.36	0.0470	5.6	0.0469	4.9	0.00728	2.6	46.6
S-35-13.1	935	153	0.16	0.0520	4.9	0.0491	4.2	0.00767	2.5	49.3
S-35-14.1	506	219	0.43	0.0401	12	0.0406	12	0.00726	2.6	46.0
S-35-15.1	818	141	0.17	0.0342	14	0.0340	14	0.00742	2.5	46.9
S-35-16.1	1175	182	0.16	0.0478	7.0	0.0470	6.5	0.00739	2.5	47.4
6.25.1.1	1051	00	0.05	0.0522	2.0	0.0407		0.00770	2.0	40.6
S-37-1.1	1951	89	0.05	0.0522	3.0	0.0487	2.3	0.00778	2.0	49.6
S-3/-4.1 S 37 5 1	3154 070	//	0.03	0.0521	2.8	0.04772	2.0	0.00791	2.0	50.8
S-37-6.1	3056	66	0.03	0.0505	2.7	0.04785	17	0.00775	2.1	49.2
S-37-7.1	2146	78	0.04	0.0505	3.0	0.0476	2.2	0.00769	2.0	49.2
S-37-8.1	1222	255	0.22	0.0550	3.5	0.0513	2.8	0.00778	2.1	50.0
S-37-9.1	1253	134	0.11	0.0479	3.8	0.0455	3.1	0.00764	2.1	48.6
S-37-10.1	2245	133	0.06	0.0524	3.0	0.0485	2.1	0.00784	2.0	50.4
S-37-11.1	1005	216	0.22	0.0511	4.2	0.0502	3.6	0.00738	2.2	47.1
S-37-12.1	2751	109	0.04	0.0528	2.9	0.04870	2.0	0.00786	2.0	50.1
S-37-13.1 S 27 14 1	1565	91	0.06	0.0519	3.4	0.0502	2.7	0.00730	2.1	47.9
5-57-14.1	962	144	0.15	0.0310	4.5	0.0300	3.7	0.00739	2.2	47.0
S-40-1.1	965	101	0.11	0.0433	4.8	0.0469	4.2	0.00670	2.3	43.24
S-40-2.1	894	108	0.13	0.0399	5.1	0.0420	4.7	0.00688	2.0	43.78
S-40-3.1	1126	102	0.09	0.0392	4.6	0.0437	4.2	0.00651	1.9	42.18
S-40-4.1	1061	108	0.11	0.0396	4.6	0.0452	4.2	0.00636	1.9	41.19
S-40-5.1	920	73	0.08	0.0414	4.9	0.0451	4.5	0.00665	2.0	42.87
S-40-6.1	852	84	0.10	0.0407	6.4	0.0433	6.1	0.00682	2.0	43.51
S-40-7.1	8/3	91	0.11	0.0404	5.0	0.0440	5.5	0.00666	2.0	43.66
S-40-8.1 S-40-9.1	733	01	0.11	0.0381	5.5	0.0418	5.0	0.00666	2.0	42.88
S-40-10 1	688	371	0.15	0.0415	63	0.0432	5.1	0.00697	2.0	43.9
S-40-11.1	1018	93	0.09	0.0411	6.0	0.0446	5.7	0.00669	2.0	43.24
S-40-12.1	973	82	0.09	0.0442	4.7	0.0471	4.3	0.00681	2.0	43.46
S-40-13.1	474	38	0.08	0.0440	7.0	0.0449	6.7	0.00711	2.2	45.9
S-40-14.1	957	80	0.09	0.0385	5.3	0.0419	4.7	0.00667	2.3	43.01

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	± (%)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb	± (%)	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	± (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (Ma; ±1)
N-13-1.1	269	240	0.92	0.0389	11	0.0420	10	0.00671	2.5	43.4
N-13-2.1	190	135	0.74	0.0435	12	0.0438	12	0.00720	2.7	46.4
N-13-3.1	575	374	0.67	0.0543	5.7	0.0539	5.3	0.00730	2.2	46.5
N-13-4.1	326	219	0.69	0.0561	6.5	0.0551	6.1	0.00739	2.3	47.0
N-13-5.1	212	128	0.62	0.0557	9.1	0.0517	8.7	0.00780	2.5	49.8
N-13-6.1	415	304	0.76	0.0432	7.5	0.0439	7.2	0.00714	2.2	46.0
N-13-7.1	198	119	0.62	0.0389	13	0.0369	13	0.00763	2.6	49.6
N-13-8.1	512	276	0.56	0.0477	7.7	0.0500	7.3	0.00691	2.5	44.2
N-13-9.1	729	1100	1.56	0.0727	4.1	0.0769	2.8	0.00685	3.0	42.4
N-13-10.1	341	228	0.69	0.0462	7.2	0.0462	6.9	0.00726	2.3	46.7
N-13-11.1	657	480	0.76	0.0429	5.3	0.0482	4.8	0.00645	2.4	41.39
N-13-12.1	418	294	0.73	0.0462	6.7	0.0473	6.4	0.00708	2.2	45.48
N-13-13.1	250	214	0.89	0.0488	8.1	0.0506	7.7	0.00699	2.4	44.7
N-13-14.1	1/9	112	0.65	0.0459	11	0.0460	11	0.00724	2.9	46.5
N 17 1 1	210	267	0.80	0.0440	0.6	0.0450	0.2	0.00605	2.2	44.2
N-1/-1.1	310	267	0.89	0.0440	8.6	0.0459	8.3	0.00695	2.3	44.3
N-17-2.1	217	143	0.08	0.04//	9.7	0.0490	9.4	0.00700	2.3	45.1
N-17-5.1	247	147	0.73	0.0317	7.9 Q 1	0.0321	7.0	0.00719	2.5	40.0
N-17-4.1	247 454	284	0.65	0.0480	73	0.0408	6.8	0.00743	2.5	40.5
N-17-6.1	317	204	0.81	0.0534	83	0.0548	8.0	0.00707	2.0	44.1
N-17-7 1	416	210	0.60	0.0554	6.0	0.0572	5.6	0.00702	2.1	44.4
N-17-8 1	315	327	1.07	0.0501	7.6	0.0526	7.2	0.00692	2.2	44.0
N-17-9.1	351	229	0.67	0.0380	93	0.0400	9.0	0.00689	2.3	44.3
N-17-10.1	795	689	0.90	0.0424	5.4	0.0476	4.8	0.00647	2.4	41.0
N-17-11.1	702	472	0.69	0.0456	5.2	0.0489	4.8	0.00675	2.0	42.77
N-17-12.1	440	286	0.67	0.0468	8.3	0.0474	8.0	0.00715	2.2	45.6
N-17-13.1	233	112	0.49	0.0427	10	0.0414	10	0.00748	2.5	47.3
N-17-14.1	210	128	0.63	0.0378	12	0.0386	12	0.00711	2.8	45.3
N-17-15.1	251	157	0.64	0.0296	15	0.0285	15	0.00755	2.5	48.9
N-18-1.1	271	260	0.99	0.0540	6.3	0.0557	5.6	0.00704	2.8	44.4
N-18-2.1	236	207	0.91	0.0551	5.9	0.0573	5.2	0.00698	2.9	43.1
N-18-3.1	79	47	0.62	0.0340	16	0.0341	15	0.00723	3.2	47.3
N-18-4.1	145	150	1.07	0.0564	7.6	0.0542	7.0	0.00755	2.9	46.8
N-18-5.1	76	60	0.81	0.0774	9.5	0.0742	9.0	0.00756	3.3	47.1
N-18-6.1	114	77	0.70	0.0413	12	0.0424	11	0.00706	3.0	44.9
N-18-7.1	163	171	1.08	0.0600	6.7	0.0605	6.1	0.00719	2.8	44.4
N-18-8.1	111	61	0.56	0.0456	10	0.0464	10	0.00713	3.0	47.0
N-18-9.1	315	432	1.42	0.0640	4.9	0.06/3	4.2	0.00690	2.6	42.6
N-18-10.1	348	263	0.78	0.0487	5.8	0.0520	5.2	0.00680	2.6	43.2
N-18-11.1	286	193	0.70	0.0468	0.3	0.0496	5./	0.00686	2.6	42.9
N-18-12.1	227	234	1.13	0.0420	1.5	0.0437	7.0	0.00676	2.1	42.9
N 18 14 1	50	25	0.51	0.0393	20	0.0399	4.0	0.00720	2.0	44.7
IN-10-14.1	30	23	0.31	0.0464	20	0.0318	19	0.00078	5.0	40.2
N-11-1 1	256	13	0.05	0.0332	18	0.0335	18	0.00719	2.9	46.2
N-11-2.1	366	62	0.05	0.0352	18	0.0355	18	0.00702	3.0	45.1
N-11-3 1	1776	9	0.01	0.0567	49	0.0547	4 3	0.00752	2.4	48.3
N-11-4 1	1164	6	0.00	0.0577	9.0	0.0558	8.6	0.00750	2.5	48.1
N-11-5.1	1136	245	0.22	0.0494	4.4	0.0478	3.7	0.00751	2.5	48.2
N-11-6.1	1253	1	0.00	0.0462	6.3	0.0460	5.8	0.00729	2.5	46.8
N-11-8.1	566	13	0.02	0.0403	20	0.0403	19	0.00726	2.7	46.6
N-11-9.1	1286	2	0.00	0.0474	5.7	0.0467	5.1	0.00737	2.5	47.3
N-11-10.1	479	31	0.07	0.0457	16	0.0422	16	0.00785	2.7	50.4
N-11-11.1	90	3	0.03	0.039	34	0.041	34	0.00695	3.8	44.6
N-11-12.1	143	40	0.29	0.027	43	0.029	43	0.00695	3.6	44.6
N-11-13.1	241	12	0.05	0.0284	22	0.0283	21	0.00728	3.0	46.7
N-11-14 1	1454	1	0.00	0.0425	6.2	0.0428	5.7	0.00721	2.4	46.3

ادامه جدول (۶–۳)

از طرف دیگر، میانگین نسبت Th/U در زیرکنهای آنالیز شده برابر با ۰/۴۲ است که بیشتر از این نسبت در زیرکنهای دگرگونی (۲۰/۱ / Th/U) بوده و با مقدار این نسبت در زیرکنهای ماگمایی سازگاری دارد (هاسکین و بلک<sup>۱</sup>، ۲۰۰۰). تعدادی از دانههای زیرکن، به ویژه در نمونههای حدواسطتر (مانند N-18) دارای بلورهای منشوری زیرکن با حاشیههای گرد شده است که به عنوان زیرکنهای به ارث رسیده یا بیگانه بلور در نظر گرفته شده و مطالعات سن سنجی بر روی آنها صورت نگرفته است. از بین زیرکنهای جدا شده از هر نمونه به طور میانگین ۱۴ نقطه انتخاب و مورد آنالیز قرار گرفتند. دادههای حاصل از این اندازه گیری برای ترسیم نمودار سنسنجی منحنی سازگاری<sup>۲</sup> و نیز نمودار میانگین سنی<sup>۳</sup> مورد استفاده قرار گرفتند.

دانههای زیرکن جدا شده از نمونه ریولیتی (S-34) دارای سنهای U<sup>207</sup>Pb<sup>/235</sup> در محدودهای از ۲/۱±۱/۳ تا ۱/۱±۷/۷ میلیون سال هستند. نمودارهای سازگاری و میانگین سنی <sup>206</sup>Pb<sup>/238</sup>U زیرکنهای این نمونه در شکل (۶–۵– الف و ب) ارائه شده است. با توجه به این نمودارها، سن زیرکنهای این نمونه در شکل (۶–۵– الف و ب) ارائه شده است. با توجه به این نمودارها، سن سازگاری ASWD این نمونه به دست آمده است. نمودار میانگین سنی USWD =1/۱ برای زیرکنهای آنالیز شده این نمونه به دست آمده است. نمودار میانگین سنی MSWD و با درصد خطای ۱/۹ و حد اطمینان ۹۵٪ را نشان میدهد.

1- Hoskin and Black

#### 2 - Concordia curve

#### 3- Weighted average



نمونه (S-34)



نمونه (S-35)



نمونه (S-37)



نمونه (N-18)



نمونه (N-11)

شکل ۶-۴- تصاویر CL از دانههای زیرکن جدا شده از تعدادی از نمونههای سنگی هدف. نقاط آنالیز و نتایج سن سنجی هر کدام از نقاط بر روی تصاویر مشخص شده است.



شکل ۶–۵- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس دادههای حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی به روش SHRIMP برای نمونههای ریولیتی بخش جنوبی مورد مطالعه (۶-3، 35-3، S-37 و S-40).

S-) نتایج آنالیز ایزوتوپی بر روی چهارده نقطه انتخاب شده از دانههای زیرکن نمونه ریولیتی (-S) بیانگر محدوده سنی U<sup>285</sup> از ۸/۰± ۲/۱۲ تا ۱/۱± ۹۵/۹ میلیون سال است. نمودار سازگاری ترسیم شده، سن سازگاری MSWD (+ ۴۲/۹۰ با ۳/۱= ۳/۱۸ ما برای این نمونه نشان می-دهد که با سن میانگین حاصله یعنی Ma ۵/۰± ۹/۵/۹ (۳/۱= ۳/۱۳ ما برای این نمونه نشان می-دهد که با سن میانگین حاصله یعنی A ما ۵/۰± ۹/۵۰ (۳/۱= ۳/۱۳ ما برای این نمونه نشان می-(شکل ۶-۵- ز و ح). دادههای تجزیهای حاصل از آنالیز دانههای زیرکن جداشده از چهار نمونه سنگی حدواسط متعلق به بخشهای شمالی تر منطقه نشان دهنده همبستگی سنی بسیار نزدیک این نمونهها با ترکیبات اسیدی تر بخش جنوبی است. آنالیز ایزوتوپی یازده زیرکن متعلق به نمونه آندزیتی (-N)، محدوده سنی U<sup>286</sup>Pb<sup>238</sup> از ۸۹/۰± ۶۰/۸۶ تا ۱/1± ۴/۱۴ ما برای این نمونه نشان میدهد. با ترکیبات اسیدی تر بخش جنوبی است. آنالیز ایزوتوپی یازده زیرکن متعلق به نمونه آندزیتی (-N)، محدوده سنی U<sup>286</sup>Pb<sup>238</sup> از ۸۹/۰± ۶۰/۸۶ تا ۱/1± ۴/۱۴ ما برای این نمونه نشان میدهد. با A ۲/۵ میانگین سنی و سازگاری ترسیم شده براساس این دادهها، سن سازگاری U<sup>286</sup>Pb<sup>190</sup> برابر برابر عدادهای میانگین اینی و سازگاری ترسیم شده براساس این دادهها، سن سازگاری U یامودارهای میانگین سنی و سازگاری ترسیم شده براساس این دادهها، سن سازگاری U یایزوتوپی حاصله، محدودههای سنی MSWD با ۲۵/۵۴ با MSWD برابر با ۱/۱۰ درصد خطای ۲/۱ و با ایزوتوپی حاصله، محدودههای سنی U<sup>286</sup>Pb<sup>196</sup> از ۸۸/۰± ۲۸/۵ با ۲/۱۴ برابر با ۱/۱۰ درصد خطای ۲/۱ و با ایزوتوپی حاصله، محدودههای سنی MSWD<sup>238</sup> از ۸۸/۰± ۲۵/۱۰ با ۲/۱± ۲/۱۴ میلیون سال با سن ایزوتوپی حاصله، محدودههای سنی MSWD<sup>238</sup> از ۸۸/۰± ۲۹ با ۲/۱± ۲/۱۴ ما ۱۰ و درصد خطای ایزوتوپی ماصله، محدودههای سنی MSWD<sup>238</sup> از ۸۸/۰± ۲۵/۱۰ با ۲۰۱۰ با ۲۰۱۰ ما در در ما میار و درمی دادههای سازگاری داینهای مونه نشان می دهند (شکل ۶-۶ با ۲۱/۱± ۲۱/۱۰ و درمد خطای ایزوتوپی ماصله، محدودههای سنی MSWD<sup>238</sup> از ۸۸/۱۰ با با ۲۰۱۰ با ۲۱/۱۰ با ۲۱/۱ و درصد خطای سازگاری ما ۲/۱ را با ی زیرکه ۲۰۹۶ و سن میانگین ها ۲۰۷۲ (۱۰ ۲۰۰ ۲۰۱۰ با ۲۰۰ ما ی درمی ۶-۶ ما ی ۱۰ ۱۰ درصد خطای ۲۰ ۱۰ درمد خطای ۲۰ ۱۰ درمد خطای ۲۰ ۱۰ درمد درشکا ۲-۶۰ مو دی.

نتایج آنالیز ایزوتوپی بر روی سیزده دانه زیرکن از نمونه داسیتی (N-18) بیانگر محدوده سنی  $^{206}Pb/^{238}$  از  $^{1/1} \pm ^{7/1}$  تا  $^{1/1} \pm ^{1/1}$  میلیون سال است. نمودار سازگاری ترسیم شده، سن سازگاری معدوده شان می دهد (شکل  $^{2-8}$ - ه) که با سازگاری معنان می دهد (شکل  $^{2-8}$ - ه) که با سازگاری معنان می دهد (شکل  $^{2-8}$ - ه) که با سن میانگین حاصله یعنی MSWD=1/1 را برای این نمونه نشان می دهد (شکل  $^{2-8}$ - ه) که با سن میانگین حاصله یعنی ماه MSWD (را برای این نمونه نشان می دهد (شکل  $^{205}$  در اس می میانگین حاصله یعنی ماه می از نمونه آندزیتی(N-11) از انطباق بسیار نزدیکی برخوردار است (شکل  $^{207}Pb/^{235}$  در معنان می دهد (شکل  $^{207}Pb/^{235}$  در معدودهای از  $^{1/1}\pm ^{1/1}$  تا  $^{1/1}\pm ^{1/1}$  میلیون سال هستند.



شکل ۶-۶- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس دادههای حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی به روش SHRIMP برای نمونههای سنگی از بخش شمالیتر زون افیولیتی سبزوار (N-13، N-17، IS، و N-11).

نمودارهای سازگاری و میانگین سنی <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U ترسیم شده بیانگر سن سازگاری MSWD =-۱/۹۲ و MSWD ±۰/۷۶Ma و نیز سن میانگین <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U برابر با MSWD =-۱/۲ و MSWD = ۱/۲ (خطای ۱/۹٪ و حد اطمینان ۹۵٪) میباشد (شکل ۶–۶-ز و ح).

#### ۷-۷- نتایج سنسنجی U-Pb

سنگهای پساافیولیتی زون سبزوار شامل ترکیبات حداوسط تا اسیدی است که از شمال تا جنوب زون افیولیتی به صورت پراکنده رخنمون دارد. نتایج سن سنجی U-Pb بر روی دانههای زیرکن جدا شده از نمونههای سنگی حدواسط بخش شمالیتر منطقه مورد مطالعه با دادههای به دست آمده از زیرکنهای نمونههای ریولیتی بخش جنوبی از همخوانی بسیار نزدیکی برخوردار است. به طور کلی و با توجه به مجموع دادههای تجزیهای این تحقیق، محدوده سنی ۰/۸۴±۴۰/۸۶ تا ۱±۵۰/۸ میلیون سال برای سنگهای پساافیولیتی زون سبزوار در نظر گرفته شده است که براساس زمان زمین شناسی معادل با ائوسن زیرین تا میانی (اواخر اشکوب ایپرزین ٔ لوتتین ٔ) میباشد. سن به دست آمده برای سنگهای مزبور با تعیین سنهای انجام شده توسط اسپایس و همکاران (۱۹۸۳) به روش K-Ar سنگکل (بر روی تعدادی از سنگهای ساب آلکالن آتشفشانی رخنمون یافته در مناطق بین سبزوار تا قوچان همخوانی نزدیکی دارد. سال سنجی این محققین که به روش Ar سنگکل انجام پذیرفته است بیانگر برونزد سنگهای نیمه عمیق از محدوده سنی ۲/۱ Ma در جنوب زون افیولیتی سبزوار (یعنی محدوده مورد مطالعه) تا سنگهای مشابه اما جوان تر با سن میوسن بالایی تا ابتدای پلیوسن (۲/۲ Ma) در قوچان می باشد. قاسمی و همکاران (۱۳۹۰) نیز با سال سنجی به روش-K Ar بر روی نمونههای سنگکل تعدادی از گنبدهای آداکیتی جنوب قوچان، سن جایگزینی ۲ میلیون سال را برای آنها به دست آوردهاند. با توجه به نظر نامبردگان، تدوام فرورانش و حرکت جبهه

1- Ypresian
آتشفشانی به سمت شمال در طول پلیوسن ـ پلیوستوسن، سبب تشکیل آخرین فراوردههای ماگمایی جوان با ماهیت آداکیتی در جنوب قوچان، به دور از زون افیولیتی سبزوار شده است.

طی سالهای اخیر، روزتی و همکاران (۲۰۱۴) با مطالعات ایزوتوپی و تعیین سن U-Pb بر روی دانههای زیرکن و نیز تعیین سن <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar بر روی میکای سفید و آمفیبول بر روی واحدهای سنگی مشابه در منطقه سلطان آباد (شرق منطقه مورد مطالعه)، سن انتهای پالئوسن ـ ابتدای ائوسن را برای این سنگها به دست آوردند. الگوی تشکیل ماگماتیسم پساافیولیتی سبزوار به طور مفصل در فصل (۷) مورد بررسی قرار خواهد گرفت. لیکن با توجه به مجموع نتایج ژئوشیمیایی و سن سنجی به دست آمده میتوان چنین استنباط کرد که با پایان بسته شدن اقیانوس سبزوار در انتهای پالئوسن و پوسته فرورو به تولید یک پلوم ماگمایی در محل تماس ورقه فرورو - گوشته انجامیده است. صعود رو به بالای پلوم ماگمایی مذکور شرایط مساعدی را برای تشکیل ماگماتیسم افوسن زیرین ـ میانی به بالای پلوم ماگمایی در طول ائوسن فراهم کرده است.

\

فصل مفتم فصل مقتم شرورنر

#### ۷\_۱\_ مقدمه

نتایج حاصل از بررسی ویژگیهای صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای آذرین مناطق مورد مطالعه در شمال و جنوب زون افیولیتی سبزوار در فصلهای پیشین، نشاندهنده برونزد سنگهای آذرین نیمه عمیق با ترکیب حدواسط تا اسیدی و ماهیت آداکیتی به صورت گنبد، استوک و دایک در مجموعه افیولیتی سبزوار است. با توجه به شواهد چینهشناختی و براساس نتایج حاصل از سن سنجی U-Pb بر روی کانی زیرکن جداشده از تعدادی از نمونههای سنگی مورد مطالعه، سن جایگزینی ائوسن زیرین (به طور متوسط ۴۵ میلیون سال) برای این سنگها در نظر گرفته شده است. براساس مطالعات ژئوشیمیایی، سنگهای پساافیولیتی یادشده دارای طیف ترکیبی آندزیت، تراکی-آندزیت، تراکیداسیت، داسیت و ریولیت هستند و همگی دارای ماهیت کالکوالکالن تا کالکوالکالن یتاسیم بالا هستند. با توجه به نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی، مهمترین عامل درگیر در تحولات ماگمایی سنگهای مورد مطالعه، از ترکیبات حدواسطتر بخش شمالی تا ترکیبات فلسیکتر بخش جنوبی، فرایند تبلور تفریقی و به ویژه تفریق بلوری آمفیبول بوده است. در این فصل، ابتدا جایگاه زمینساختی تشکیل سنگهای مورد مطالعه براساس نمودارهای معمول تمایز محیط زمینساختی که بر پایه ترکیب سنگکل و ترکیب کانیایی استوارند، مشخص می شود و سپس با توجه به ماهیت آداکیتی این سنگها، خصوصیات محل منشأ و چگونگی تشکیل این ماگمای آداکیتی و الگوی تكتونوماگمایی تشكیل آن مورد بررسی قرار خواهد گرفت. برای نیل به هدف اخیر، نتایج آنالیز ژئوشیمیایی (جدول ۵–۲) و همچنین نتایج آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd انجام یافته بر روی تعدادی از سنگ کلهای اسیدی و حدواسط مورد استفاده قرار گرفته است. آنالیز ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd

سنگ کل با استفاده از طیف سنج جرمی (Finnigan MAT-261) در آزمایشگاه ایزوتوپ رادیوژنیک مؤسسه زمین شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین در پکن (IGGCAS) اندازه گیری شده است. (جدول ۷–۱). شرایط آزمایشگاهی انجام آنالیز در بخش روش انجام تحقیق (فصل ۱) آمده است. انطباق منفی نسبتهای ایزوتوپی <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr و Nd/<sup>144</sup>Nd اسبب تبدیل آن به ابزاری مفید در مطالعه منشأ سنگهای آذرین شده است. پیش از شروع بررسیهای پتروژنزی سنگهای پساافیولیتی مورد مطالعه، جهت درک بهتر، ترکیبات ایزوتوپهای Sr و Nd به اختصار معرفی شده است.

#### ۲\_۷ ایزو توپهای Sr و Nd

روبیدیوم (Rb) به عنوان یکی از عناصر گروه قلیایی فلزی (گروه IA) جدول تناوبی دارای دو ایزوتوپ طبیعی <sup>85</sup>RB پایدار و <sup>87</sup>RB رادیواکتیو است. <sup>87</sup>Rb در اثر تلاشی و با انتشار یک ذره منفی (Å) بتا و با نیمه عمر ('`````) سال به <sup>87</sup>Sr پایدار واپاشی میشود. استرانسیوم (Sr) با شعاع یونی (Å (۱/۱۳) عضوی از عناصر قلیایی خاکی گروه (IIA) است. استرانسیوم به عنوان عنصری پراکنده در کانیهای کلسیمدار نظیر پلاژیوکلاز، آپاتیت و کربنات کلسیم یافت میشود. استرانسیوم دارای چهار ایزوتوپ طبیعی (<sup>87</sup>Sr پایدار نظیر پلاژیوکلاز، آپاتیت و کربنات کلسیم یافت میشود. استرانسیوم دارای چهار نانیهای کلسیمدار نظیر پلاژیوکلاز، آپاتیت و کربنات کلسیم یافت میشود. استرانسیوم دارای چهار ایزوتوپ طبیعی (<sup>87</sup>Sr, <sup>88</sup>Sr, <sup>87</sup>Sr, <sup>88</sup>Sr, <sup>88</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>87</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Cr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Cr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Cr, <sup>80</sup>Cr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Cr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Cr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Cr, <sup>80</sup>Cr, <sup>80</sup>Cr, <sup>80</sup>Cr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Cr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Cr, <sup>80</sup>Sr, <sup>80</sup>Cr, <sup>80</sup>Cr,

$$({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\rm m} = ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\rm initial} + ({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_{\rm m} (e^{\lambda t} - 1)$$
(1-V)

در این معادله، «<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) نسبت ایزوتوپی اندازه گیری شده در سنگ در زمان حال<sup>۱</sup>، در این معادله، «<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) نسبت ایزوتوپی زمان (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) بیانگر این نسبت در سنگ در زمان تشکیل آن، «<sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr) نسبت ایزوتوپی زمان حال اندازه گیری شده در سنگ، λ ثابت تلاشی <sup>87</sup>Rb برابر با <sup>۱-</sup>y<sup>۱۱</sup> (اشتایگر و یاگر، ۱۹۷۷) و t بیانگر سن سنگ (و به طور دقیق تر، سن بسته شدن سیستم سنگ) است.

ساماریم (Sm) و نئودیمیم (Nd) از عناصر خاکی نادر در گروه (III B) جدول تناوبی هستند که در کانیهای سنگساز متداول جایگزین یونهای اصلی میشوند. یکی از ایزوتوپهای ساماریم یعنی <sup>147</sup>60 رادیواکتیو است و با انتشار یک ذره آلفا به ایزوتوپ پایدار <sup>143</sup>0 متلاشی میشود. تلاشی <sup>147</sup>Sm و رشد <sup>143</sup>Nd توسط فرمول زیر توصیف میشود:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}} + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}}(e^{\lambda t} - 1)$$
(Y-Y)

در این معادله، <sup>144</sup>Nd به عنوان ایزوتوپ مرجع مورد استفاده قرار گرفته است. (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd) نسبت ایزوتوپی زمان حال اندازه گیری شده در سنگ، <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd) مقدار اولیه این نسبت در زمان تشکیل سنگ و ش(<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd) نسبت اندازه گیری شده در زمان حال میباشد. مقدار پذیرفته شده ضریب تلاشی (<sup>1-</sup> ۲<sup>۰۱۰</sup> × ۱۰<sup>-۱۰</sup> × *م*وسط اندازه گیریهای انجام شده توسط لوگمیر و مارتی<sup>۲</sup> (۱۹۸۷) و t، سن سنگ است. با توجه به دو معادله یادشده در بالا و جایگزینی مقادیر سنی (t) سنگهای مورد مطالعه که از روش سن سنجی U-Pb زیرکنهای جداشده به دست آمده است (فصل ۶)، مقادیر نسبتهای اولیه (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) و (<sup>147</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd) محاسبه شد. از طرف دیگر، تحول ایزوتوپی Nd در زمین به وسیله تلاشی <sup>147</sup>Sm<sup>147</sup> در یک مخزن متحدالشکل کندریتی که <sup>۳</sup>CHUR نامیده میشود، توصیف میشود. لذا، نسبتهای ایزوتوپی (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd) نمونههای

<sup>1-</sup> measured present-day isotopic ratios

<sup>2-</sup> Lugmair and Marti

<sup>3-</sup> CHUR= chondritic uniform reservoir

زمینی برحسب تابع اپسیلون (٤)<sup>۱</sup> که مقدار آن توسط مقایسه با CHUR تعیین می شود، بیان می شود. مقادیر مثبت اپسیلون بیانگر تولید Nd از منابع تهی شدهتر با نسبت Sm/Nd بالاتر از CHUR است، حال آنکه مقادیر منفی این پارامتر، نشانگر سرچشمه گرفتن از منابع غنی شدهتر و دارای نسبت Sm/Nd کمتر از CHUR است. تابع اپسیلون به همراه مجموع دادههای ایزوتوپی به دست آمده جهت بررسی منشأ سنگهای پساافیولیتی زون سبزوار به کار گرفته شد.

## ۷\_۳\_ محیط زمینساختی تشکیل سنگهای آذرین پساافیولیتی

ویژگیهای ژئوشیمیایی و پترولوژیکی سنگهای آتشفشانی ممکن است مستقیماً با محیط زمینساختی تشکیل آنها مرتبط باشد. هرچند، فرایندهایی مانند دگرسانی بعد از جایگزینی ممکن است ویژگیهای کانیشناسی و ژئوشیمیایی اولیه سنگهای آتشفشانی را تغییـر دهـد و بنـابراین در بازسازی شرایط دیرینهزمینساخت مشکلاتی را ایجاد کند. در این بخش، به منظور تشخیص جایگاه زمینساختی و منشأ احتمالی تشکیل ماگمای کالکوآلکالن سازنده سنگهای مورد مطالعه از تعـدادی نمودار تمایز تکتونوماگمایی استفاده شده است. اساس پایه گذاری این نمودارها، ترکیب شیمی سنگ کل و همچنین شیمی کانیهای سازنده سنگ است. در ترسیم این نمودارهای تمایز محیط زمین-ساختی از عناصری استفاده شده است که نسبت به فرایندهای ثانویه و دگرسانی حساس نباشند و توسط یک روش تجزیهای ساده، به سرعت و با دقت خوب حتی در غلظتهای پائین به آسانی قابل اندازه گیری باشند (رولینسون، ۱۹۹۳). پیرس و همکاران (۱۹۸۴)، تعدادی نمودار تمایز تکتوماگمایی سنگ کل برای گرانیتوئیدها معرفی کردهاند که بر پایه تغییرات عناصر Rb-Y-Nb و Rb-Yb-Ta می-باشد. این عناصر به عنوان تمایز گرهای بسیار مؤثر برای بیشتر انـواع گرانیتوئیـدهای پشـته اقیانوسـی (ORG)، گرانیتوئیدهای درون صفحهای (WPG)، گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیتوئیدهای همزمان با زمینساخت (syn-COLG) بر گزیده شدهاند.

1- Epsilon parameter

ترکیب شیمی سنگ کل سنگهای مورد مطالعه به همراه ترکیبات داسیتی منطقه مقیسه (فتح آبادی، ۱۳۹۳)، بر روی تعدادی از نمودارهای تمایزی قرار گرفته است. همانطور که به تفکیک ملاحظه خواهد شد، تمامی نمونههای داسیتی مقیسه از نظر محیط زمینساختی نیز در میدانهای مشابه با ترکیبات مورد مطالعه قرار گرفتهاند. در نهایت، ویژگیهای محیط زمینساختی سنگهای مورد نظر براساس ترکیب کانیایی دو کانی بیوتیت و کلینوپیروکسن بررسی شده است.

#### ۷\_۳\_۱ تعیین محیط زمینساختی براساس شیمی سنگ کل

#### الف ــ نمودارهای تمایزی Nb-Y و Nb-Y

نمودار دو متغیره Y-Wb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) را میتوان به سه میدان تقسیم کرد که در آن گرانیتوئیدهای اقیانوسی (ORG)، درون صفحهای (WPG) و کمان آتشفشانی (VAG) همراه با گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (syn-COLG) پیاده شدهاند. تمامی نمونههای پساافیولیتی حداسط و اسیدی مورد مطالعه بر روی این نمودار در موقعیت گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی به اضافه گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد قرار گرفتهاند (شکل ۲–۱– الف). این نمودار قادر به تفکیک میدان-های (VAG) و (syn-COLG) نیست، لذا برای دستیابی به یک نتیجه بهتر از نمودار تمایزی مشابه یعنی نمودار Ta در مقابل Yb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) استفاده شده است که در آن میدانهای گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد و کمان آتشفشانی به خوبی از هم تفکیک شدهاند. نمونههای پساافیولیتی زون سبزوار بر روی این نمودار نیـز در موقعیـت گرانیتوئیـدهای کمان آتشفشانی قرار

همانطور که ملاحظه می شود، در هر دو نمودار، ترکیبات داسیتی منطقه مقیسه نیز در موقعیتهای مشابه با سنگهای مورد مطالعه یعنی در میدان (VAG) قرار گرفتهاند. مارتین (۱۹۹۹) با توجه به مطالعات تجربی و براساس مقادیر عناصر کمیابی مانند Nb و Y، قلمرو ترکیبات آداکیتی کمان قارهای را بر روی نمودار تغییرات Nb در مقابل Y معرفی شده توسط پیرس و همکاران (۱۹۸۴) مشخص کرده است. با توجه به شکل (۷–۱– الف)، غالب نمونههای پساافیولیتی زون سبزوار در قلمرو معرفی شده قرار گرفتهاند.



(الف) نمودار Nb در برابر Y و (ب) نمودار Ta در برابر Yb. ميدان آداكيت توسط مارتين (۱۹۹۹) معرفی شده است.

ب \_ نمودار تمایزی Rb در مقابل (Yb+Ta) و (Yh+Nb) و

نمودار دو متغیره (Rb-(Yb+Ta) (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد را از گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی و گرانیتوئیدهای درون صفحهای را از (ORG) به خوبی از هم تفکیک کرده است (شکل ۷–۲– الف). نمودار دو متغیره مشابه Rb در مقابل (Y+Nb) نیز از میدانهای مشابهی برخوردار است (شکل ۷–۲– ب). موقعیت قرارگیری سنگهای پساافیولیتی مورد بحث بر روی این دو نمودار، بیانگر محیط زمینساختی کمان آتشفشانی (VAG) برای این سنگهاست. نمونههای داسیتی مقیسه نیز به طور قابل انتظاری در میدان (VAG) قرار گرفتهاند.

از طرف دیگر، با توجه به شکل (۷-۲- ب)، غالب نمونههای آداکیتی مورد مطالعه در قلمرو ترکیبات آداکیتی مرتبط با کمان قارهای معرفی شده توسط مارتین (۱۹۹۹) قرار می گیرند.



شکل ۷–۲ نمودارهای تمایز تکتوماگمایی از پیرس و همکاران (۱۹۸۴) برای سنگهای آذرین نیمه عمیق مورد مطالعه، (الف) نمودار Rb در برابر (Ta+Yb) و (ب) نمودار Rb در برابر (Y+Nb). میدان آداکیت توسط مارتین (۱۹۹۹) معرفی شده است.

#### ۷-۳-۲ تعیین محیط زمین ساختی براساس شیمی کانیها

محیط زمین ساختی سنگهای پساافیولیتی مورد مطالعه بر اساس ترکیب شیمیایی کانیهای بیوتیت و کلینوپیروکسن مورد بررسی قرار گرفته است.

الف ـ تعیین محیط زمین ساختی براساس ترکیب شیمی بیوتیت

ترکیب شیمیایی بیوتیت یک ابزار مفید و پرکاربرد در تعیین ماهیت ماگماهای گرانیتوئیدی تشکیل شده در محیطهای زمینساختی مختلف محسوب میشود. عبدالرحمان<sup>۱</sup> (۱۹۹۴)، با به-کارگیری اکسید عناصر اصلی بیوتیت (یعنی Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ،FeO و MgO) در سنگهای آذرینی که از سه نوع ماگمای متمایز متبلور میشوند، تعدادی نمودار برای تعیین منشأ ماگماهای گرانیتوئیدی پیشنهاد کرده است (شکل ۲–۳ الف تا د). این ۳ نوع ماگما عبارتند از: ۱. ماگمای نوع A یعنی ماگماهای

1- Abdel-Rahman

آلکالن غیر کوهزایی<sup>۰</sup>، ۲. ماگمای نوع P یعنی پرآلومین<sup>۲</sup>(تیپ S) و ۳. ماگمای نوع C یعنی ماگمای کالکوآلکالن مرتبط با کوهزایی<sup>۳</sup>.





براساس این نمودارها، بیوتیتهای موجود در واحدهای آلکالن غیرکوهزایی (میدان A) غالباً بیوتیتهای غنی از آهن (نزدیک به ترکیب آنیت) با میانگین نسبت FeO/MgO = ۷/۰۵ هستند، بیوتیتهای متعلق به واحدهای پرآلومین (تیپ S) با میانگین نسبت FeO/MgO = ۳/۴۸ از نظر

<sup>1-</sup> Alkaline anorogenic suite

<sup>2-</sup> Peraluminous suite

<sup>3-</sup> Calc-alkaline orogenic suite

ترکیبی سیدروفیلیتی هستند و در میدان P قرار میگیرند. در مقابل، بیوتیتهای موجود در سنگ-های کالکوآلکالن مرتبط با کوهزایی (میدان C) به طور متوسط غنی از منیزیم بوده و دارای میانگین نسبت FeO/MgO = ۱/۷۶ هستند. با توجه به تمامی نمودارهای یادشده، بیوتیتهای انتخابی، با میانگین نسبت FeO/MgO برابر با ۱/۱ به طور قابل انتظاری در میدان C واقع میشوند (شکل ۷-۳-الف تا د). به عبارت دیگر، سنگهای بیوتیتدار مورد مطالعه، از یک ماگمای کالکوآلکالن در یک محیط کوهزایی تشکیل شدهاند. در چنین ماگمایی، شکست O2 و آزادسازی H، سبب غنی شدن محیط کوهزایی تشکیل شدهاند. در چنین ماگمایی، شکست O2 و آزادسازی H، سبب غنی شدن محیط کوهزایی تا کاسیژن در مرحله اول میشود. در دسترس بودن اکسیژن و در نتیجه تبلور اولیه آمفیبول-های غنی از آهن و اکسیدهای آهن (منیتیت) به نوبه خود مانع از تمرکز آهن در مذابهای کالکوآلکالن شده و به تبلور بلورهای بیوتیت غنی از منیزیم میانجامد (عبدالرحمان، ۱۹۹۴؛ شعبانی و لالوند<sup>(</sup>، ۲۰۰۳).

### ب ـ تعیین محیط زمین ساختی براساس ترکیب شیمی کلینوپیروکسن

پژوهشگران زیادی بر وابستگی ترکیب شیمی کلینوپیروکسن با محل ماگمای میزبانی که از آن متبلور می شود، اشاره کردهاند (مانند نیسبت<sup>۲</sup> و پیرس، ۱۹۷۷؛ لتریه و همکاران، ۱۹۸۲). ویژگی-های ژئوشیمیایی کلینوپیروکسنهای اولیه در خلال فرایندهای دگرسانی حفظ می شود و ممکن است به عنوان یک ابزار مناسب جهت تشخیص خصوصیات زمین-ساختی ماگمای میزبان کاربرد داشته باشد. تفاوتهای شیمیایی موجود بین سریهای ماگمایی اصلی در ترکیب کلینوپیروکسنهای متبلور شده از آن ماگما تجلی می یابد (لتریه و همکاران، ۱۹۸۲). نیسبت و پیرس (۱۹۷۷) با توجه به مقادیر اکسید عناصر در کلینوپیروکسنهای متبلور شده از ماگماهای مختلف در محیطهای زمینساختی اصلی یعنی ماگماهای بازالتی درون صفحهای (۱۹۹۷)، کمان آتشفشانی (VAB) و بستر اقیانوسی (OFB)، دو فاکتور (F1) و (F2) معرفی کردند. این دو فاکتور به صورت زیر محاسبه می شود.

1- Lalonde 2- Nisbet 
$$\begin{split} \mathbf{F1} &= -0.012 \times \mathrm{SiO}_2 - 0.0807 \times \mathrm{TiO}_2 + 0.0026 \times \mathrm{A1}_2\mathrm{O}_3 - 0.0012 \times \mathrm{FeO}^* - 0.0026 \times \mathrm{MnO} \\ &+ 0.0087 \times \mathrm{MgO} - 0.0128 \times \mathrm{CaO} - 0.0419 \times \mathrm{Na}_2\mathrm{O} \\ \mathbf{F2} &= -0.0469 \times \mathrm{SiO}_2 - 0.0818 \times \mathrm{TiO}_2 - 0.0212 \times \mathrm{A1}_2\mathrm{O}_3 - 0.0041 \times \mathrm{FeO}^* - 0.1435 \times \mathrm{MnO} \\ &- 0.0029 \times \mathrm{MgO} + 0.0085 \times \mathrm{CaO} + 0.0160 \times \mathrm{Na}_2\mathrm{O} \\ &- \mathrm{CaO} + 0.0160 \times \mathrm{Na}_2\mathrm{O} \\ &- \mathrm{c} \ \mathrm{list} \ \mathrm{ce} \ \mathrm{e} \ \mathrm{co} \ \mathrm{e} \ \mathrm{co} \ \mathrm{sing} \ \mathrm{co} \ \mathrm{co}$$



شکل ۷-۴- نمودار تغییرات مولفه F1 و F2 برای کلینوپیروکسنهای گدازههای بازالتی ماگماهای مختلف با استفاده از نسبت پیرس (۱۹۷۷): بازالتهای بستر اقیانوسی (OFB)، بازالتهای کمان قارهای (VAB)، بازالتهای تولوئیتی درون صفحهای (WPT) و بازالتهای درون صفحهای آلکالن (WPA). کلینوپیروکسنهای انتخابی سنگهای موردمطالعه در محدوده مذابهای کمان قارهای و بستر اقیانوس قرار می گیرند.

۲\_۴\_ منشأ ماگمای آداکیتی

همانطور که در فصل ژئوشیمی به-طور مفصل مورد بررسی قرار گرفت، سنگهای آذرین پساافیولیتی با ماهیت کالکوآلکالن متاآلومین تا پرآلومین در قلمرو ترکیبات غیرمعمول کمان آتشفشانی یعنی گروه آداکیتها قرار میگیرند. پیش از بررسی منشأ احتمالی ماگمای آداکیتی سازنده سنگهای مورد مطالعه، نگاهی اجمالی بر چگونگی تشکیل ماگماهای آداکیتی و فرضیههای ارائه شده مرتبط با آن ضروری به نظر میرسد. در طول سالهای اخیر، تولید و اثرات پتروژنتیکی این گروه سنگی به طور گسترده مورد بررسی قرار گرفته است، اما مطالعات حاصل سرشار از مجادلات و سردرگمی هستند. فرضیه تولید آداکیتها از طریق ذوب پوسته بازالتی فرورونده که در حد رخساره گارنت آمفيبوليت يا اكلوژيت دگرگون شده است، بر پايه مشاهدات آزمايشگاهي قدرت يافته است. مطالعات آزمایشگاهی درگیر با ذوب متابازالت و آمفیبولیتها تحت شرایط فشار بالاتر از ۱۰ کیلوبار (شرایط پایداری گارنت)، به تولید مذابهای آداکیتی منجر شد (برد' و لافجرن'، ۱۹۸۹؛ راشمر'، ۱۹۹۱). در این آزمایشها، تجمعات باقیمانده حاصل از ذوب شامل گارنت + آمفیبول ± پلاژیوکلاز ± کلینوپیروکسن ± ایلمنیت در فشار ۱۶ kb و تجمعات فازهای گارنت + کلینوپیروکسن ± روتیل در فشارهای بالاتر بودند. حضور آمفیبول و یا اکسیدهای Fe-Ti پسمانده در همه آزمایشها، ظاهراً مسئول آنومالی منفی Ti-Nb-Ta مشاهده شده در مذابهای آداکیتی یادشده است. این نتایج آزمایشگاهی، با مشاهده بازالتهای اقیانوسی فرورونده در جزیره کاتالینای کالیفرنیا، سازگارند (مارتین، ۲۰۰۵ برگرفته از بیبوت ٔ و بارتون ٌ، ۱۹۹۳). این متابازالتها، به آمفیبولیت گارنتدار و اکلوژیت تبدیل شده و حاوی رگههای میگماتیتی همراه با ترکیبات آداکیتی هستند که به عنوان مذابهای بخشی تشکیل شده در دماهای ۶۵۰–۷۵۰ درجه و فشارهای ۹–۱۱ کیلوبار تفسیر می شوند.

1- Beard

- 2- Lofgren
- 3- Rushmer
- 4- Bebout
- 5- Barton

از طرف دیگر، حضور آداکیتها در زونهای فرورانش، بر یک رژیم دمایی غیر معمول دلالت دارد (مکفرسون و همکاران، ۲۰۰۶). پوسته اقیانوسی داغ و جوان در مقایسه با پوسته اقیانوسی سرد و قدیمی تر، بخش بیشتری از گرمای اولیه خود را حفظ کرده و برای ذوب مستعدتر است (دوفان و درومون، ۱۹۹۰)، لذا تشکیل ماگماهای آداکیتی از ذوب پوسته اقیانوسی جوان محتمل تر به نظر می-رسد. لیکن، مطالعات گستردهتر نشان داد که سنگهای آداکیتی لزوماً مذابهای خالص ورقه فرورونده داغ و جوان نیستند، بلکه در محیطهای زمینساختی مختلف و از طریق فرایندهای پتروژنتیکی متنوع تشکیل می شوند (آترتون کو پتفورد ، ۱۹۹۳؛ مارتین و همکاران، ۲۰۰۵؛ موین ، ۲۰۰۹؛ گو و همکاران، ۲۰۱۰). به عنوان مثال، بسیاری از آداکیتها در مقایسه با مذابهای آزمایشگاهی در مقدار معینی از سیلیس، دارای Ni ،Cr ،MgO و عدد منیزیم بالاتری هستند که به واکنش مذابهای بازالتی با پریدوتیتهای گوه گوشتهای نسبت داده می شود (مارتین، ۲۰۰۵؛ ژو<sup>7</sup> و همکاران، ۲۰۰۹). به عقیده ری<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۹۹)، آداکیتها، مذابهای ورقه فرورو هستند که ترکیبشان در طول صعود از بین گوه گوشتهای، به وسیله برهم کنش با پریدوتیت گوشتهای تغییر میکند. از نظر بسیاری از پژوهشگران دیگر نیز (مانند ساجونا^ و همکاران، ۲۰۰۰؛ پروتئو و همکاران، ۲۰۰۱؛ بوردن ۲۰ و همکاران، ۲۰۰۲)، اغلب آداکیتهای جهان دارای این منشأ بوده و از فرورانش پوسته گرم یا پشته اقيانوسی داغ که با گوشته پريدوتيتی واکنش داده است، توليد می شوند.

در مدل ذوب گراو<sup>۱۱</sup> و همکاران (۲۰۰۵)، برخی گدازههای آداکیتی از تبلور ماگمای گوشته آبدار حاصل می شوند که خود به وسیله مذاب ورقه فرورو متحمل متاسوماتیسم شده است. در این

1- Macpherson

- 2- Atherton
- 3- Petford
- 4- Moyen 5- Gao
- 5- Clao 6- Zhu
- 7- Raap
- 8- Sajona
- 9- Proteo
- 10- Borden
- 11- Grove

مدل، ویژگیهای عناصر اصلی (مقادیر Ni Mgo، Ni و Cr) این ماگماها از فرایند ذوب گوه گوشته-ای و خصوصیات عناصر کمیاب و ایزوتوپی (مانند مقادیر REE y cr) آنها از اختلاط با سیالات و مذاب ورقه فرورونده به ارث برده میشود. بنابراین احتمال دارد که بعضی از سنگهای آتشفشانی با ویژگیهای آداکیتی ابداً مذابهای خالص ورقه فرورنده نباشند، بلکه از یک منبع گوه گوشتهای متاسوماتیسم و رگهای شده توسط مذابهای ورقه فرورو مشتق شده باشند. گو و همکاران (۲۰۰۷)، مقادیر بالای LILE (مانند Ba، X و R) آداکیتهای جنوب تبت در مقایسه با سنگهای آداکیتی معمول را به اشتقاق ماگمای سازنده آنها از ذوب گوشته متاسوماتیسم شده رگهای نسبت دادهاند. در سنگهای آداکیتی، عدد منیزیم بالا (۳۰–۷۰) و کاهش نسبت Y/۲ با افزایش عدد منیزیم، بیانگر منشأ گوشته پریدوتیتی است (گو و همکاران، ۲۰۱۰). حضور ادخالهای شیشهای با ترکیب آداکیتی منشأ گوشته پریدوتیتی است (گو و همکاران، ۲۰۱۰). حضور ادخالهای شیشهای با ترکیب آداکیتی در بلورهای الیوین زینولیتهای پریدوتیتی موجود در مذابهای مرتبط با فرورانش، شاهد مستقیمی برای برهمکنش بین مذاب ورقه فرورو و پریدوتیت گوشتهای فراهم می کنند (شیانو<sup>۱</sup>، ۱۹۹۵)

تعدادی از واحدهای آداکیتی در محل پوسته اقیانوسی قدیمی و سرد، شناسایی شدهاند. برخی از پژوهشگران (پتفورد و آترتون، ۱۹۹۶؛ ژو<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۲)، تشکیل این واحدها را به ذوب ذوب بخشی پوسته مافیک ضخیم شده (حداقل ۳۰ کیلومتر) ناشی از زیرراندگی پریدوتیت گوشتهای و یا ضخیم شدگی لیتوسفر قارهای در زونهای پس از برخورد نسبت دادهاند. ضخیم شدگی پوسته باعث دگرگونی پوسته تحتانی تا حد رخساره گارنت آمفیبولیت/ اکلوژیت می شود (هو<sup>۲</sup> و همکاران، باعث دگرگونی پوسته در فشار حداقل ۱۵ کیلوبار و دمای ۲۰۰ تا ۲۰۰ درجه (محدوده پایداری گارنت) منجر به تولید ماگماهایی با ماهیت آداکیتی می شود (پیکاک<sup>1</sup>، ۱۹۹۶). حضور آنکلاوهای شیستی و گنایسی در برخی نمونههای آداکیتی، حاکی از منشأ گرفتن ماگمای سازنده آن-

1- Schiano

<sup>3-</sup> Hou

ها از منابع زیر پوستهای است. تمایز بین سنگهای آداکیتی حاصل از ذوب پوسته تحتانی و ترکیبات آداکیتی مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده تا حدودی مشکل است. زیرا ممکن است، ماگمای حاصل از ذوب ورقه فرورونده در حین صعود متحمل آلایش پوستهای شده و کمبود عناصر پوستهای در ماگمای اولیه جبران شود. با این حال معیارهایی به شرح ذیل جهت تفکیک نسبی ماگماهای حاصل از این دو منبع وجود دارد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۹): - ماگمای حاصل از ذوب پوسته تحتانی در مقایسه با ماگمای تولید شده از ذوب ورقه فرورونده اقیانوسی از فوگاسیته اکسیژن کمتری برخوردار است.

\_ ماگمای آداکیتی مشتق شده از ذوب پوسته زیرین حاوی مقادیر بالاتر عناصر شدیداً ناسازگار ماننـد U ،Rb ،Ba و Th در مقایسه با مذابهای آداکیتی ورقه فرورو است.

\_ آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته تحتانی در مقایسه با آداکیتهای حاصل از منابع دیگر، از پتانسیل بالاتری برای کانهزایی طلا و مس برخوردارند.

سایر مدلهای ارائه شده برای تشکیل ماگماهای آداکیتی که از محبوبیت کمتری برخوردار هستند به اختصار عبارتند از: (۱) اشتقاق سنگهای آداکیتی از اتساع پوسته تحتانی که با گوشته پریدوتیتی واکنش داده است (دوفان و همکاران، ۲۰۰۲؛ وانگ و همکاران، ۲۰۰۴)، (۲) تولید ماگمای آداکیتی از تبلور تفریقی ماگمای بازالتی حاصل از ذوب گوشته در فشار بالا و درون میدان پایداری گارنت (مکفرسون<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۶) و یا وقوع فرایند تفریق همراه با آلایش (گاریسون<sup>۲</sup> و دیویدسون<sup>۳</sup>، ۲۰۰۳) و (۳) تولید ماگمای آداکیتی از ذوب مجدد ماگماهای قوس که در فشار بالا

در هر حال، تولید ماگمای آداکیتی به سه روش زیر بیشتر مورد توافق عمومی قرار گرفته است: (۱) ذوب بخشی ورقه فرورونده اقیانوسی و واکنش بعدی مذاب حاصل با گوشته پریدوتیتی، (۲)

1- Macpherson 2- Garison

3- Dividson

تبلور تفریقی گارنت + آمفیبول از مذابهای بخشی معمول حاصل از ذوب گوه گوشتهای و (۳) ذوب مجدد بازالت گارنتدار و آمفیبولدار در بخش زیرین پوسته ضخیم لیتوسفری.

براساس مطالب یادشده، منشأ آداکیتها با یک سردرگمی و آشفتگی جهانی همراه بوده است. هر مدل پتروژنتیکی ارائه شده در مورد منشأ سنگهای آداکیتی باید تفسیر قابل قبولی برای ویژگی-های زمانی ـ مکانی و توزیع آنها در طول کمربند قوسی داشـته باشـد. بررسـی ترکیبات سـنگی بـا ماهیت آداکیتی میتواند به افزایش فهم متاسوماتیسم گوه گوشتهای و بازسازی پوستهای کمک کنـد. از طرف دیگر، بسیاری از تودههای نفوذی آداکیتی در سرتاسر جهان با کانهزایی طلا و مس در ارتباط هستند، لذا رخداد آداکیت میتواند یک ابزار اکتشـافی مفیـد محسـوب شـود (دوفـان و کپژینکـاس<sup>۱</sup>، ۲۰۰۱؛ کاستیلو، ۲۰۱۱).

# ۷\_۴\_۱ منشأ ماگماتیسم آداکیتی پساافیولیتی زون سبزوار

سنگهای آذرین پساافیولیتی در مجموعه افیولیتی سیزوار دارای ویژگیهای آداکیتی پرسیلیس هستند. با توجه به مجموعه شواهد ژئوشیمیایی و ایزوتوپی موجود، منشأ احتمالی این ماگمای آداکیتی مورد بحث قرار گرفته و در نهایت یک برداشت و نتیجه گیری قابل قبول ارائه شده است. از طرف دیگر، به منظور مقایسه پتروژنز سنگهای پساافیولیتی مورد مطالعه با موارد مشابه در سایر نقاط جهان، از دادههای ژئوشیمیایی و ایزوتوپی سنگهای آداکیتی مرتبط با فرورانش سنوزوئیک در کمربند کوهزایی Pontides شرقی در شمال شرق ترکیه (ایوب اقلو<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲) استفاده شده است. کمربند کوهزایی یادشده یک نمونه خوب حفظ شده از سری قوسهای قارهای مرتبط با کمربند آلپ ـ هیمالیاست و به منزله یکی از مهمترین محیطهای ژئودینامیکی کوهزایی آلپ تلقی میشود. ماگماتیسم آداکیتی پرسیلیس یادشده همراه با مقادیر بالای Sr/Y و ۱۹/۱۹ و نیز مقادیر

1- Kepezhinskas 2- Eyuboglu شمال مهاجرت کرده است و در ۴۷ میلیون سال پیش (ائوسن میانی) به اوج خود رسیده است (ایوب اقلو و همکاران، ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲). پژوهشگران یادشده، ماگماتیسم آداکیتی شمال شرق ترکیه را به فرورانش نئوتتیس و ایجاد دریچه اسلب<sup>(</sup> (ورقه فرورو) در یک زون فرورانش با شیب تند نسبت داده-اند. ویژگیهای بسیار مشابه زمین شناسی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی سنگهای آداکیتی Pontides شرقی با سنگهای نیمه عمیق مورد مطالعه سبب انتخاب آن جهت مقایسه شده است. لذا، میدان آداکیتهای سنوزوئیک مرتبط با دریچه اسلب در Pontides شرقی در تعدادی از نمودارهای پتروژنزی مشخص شده است.

همان گونه که اشاره شد، مطالعات پژوهشگران مختلف نشان میدهند که ذوب بخشی سنگ-های متابازیک در رخساره اکلوژیت تا آمفیبولیت، هـم در پوسـته اقیانوسـی فرورانـده شـده و هـم در پوسته قارهای ضخیم شده، قادر به تولید مذابهایی با ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتهاست (دوفان و دروموند، ۱۹۹۰؛ آترتون و پتفورد، ۱۹۹۳؛ رپ و همکاران، ۱۹۹۹؛ وانگ و همکـاران، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۸ گو و همکاران، ۲۰۰۷). فرضیه فروافت<sup>۲</sup> بخشهایی از مواد پوسته قارهای زیـرین بـه داخـل گوشـته و ذوب بخشی بعدی آن نیز ممکن است فرایندی مؤثر در تولید مذابهای آداکیتی باشد (ژو و همکاران، ۲۰۰۲). چنین مذابی به دلیل واکنش با پریدوتیت گوشتهای، حاوی مقادیر بـالاتری از موه همکاران، مقابل مقادیر پائینتری از Sio2، داری ایردوتیت گوشتهای، حاوی مقادیر بـالاتری از مواد او م مقابل مقادیر پائینتری از Sio2، داری ایردوتیت گوشتهای، حاوی مقادیر بـالاتری از مواه، او در مقابل مقادیر پائینتری از Sio2، داری ایردوتیت گوشتهای، حاوی مقادیر بـالاتری از NgO، از و در مقابل مقادیر پائینتری از Sio2، داری ایردوتیت گوشتهای، حاوی مقادیر بـالاتری از مونههـای سـنگی مقابل مقادیر پائینتری از Sio2، داری ایر داری هستند، لیکن غالب نمونههای مورد مطالعه، حاوی مقادیر پائین MgO (مـیانگین ۲۰۱۷۲ ای ایر ایری هستند، لیکن غالب نمونههای مورد مطالعه، حاوی مقادیر پائین NgO (میـیانگین ۲۰۷۱ ای ایر ایر ایری مورد مطالعه از مقادیر بـالای داری (۲۰۱۶ (۱۰ ۲۰۰۶) و ۲۰٫۸) هستند. همچنین، تمامی نمونههای مورد مطالعه از مقادیر بـالای داری (۱۰/۲۰۰۲ (۱۰) و در ۱۰٫۷۱ (۲۰۱۷ (۲۰۱۰ ) برخوردارند که احتمال وجود یک منشأ حاصل از فروافت پوسـته تحتانی درون گوشته و ذوب بعدی آن را برای سنگـهای مورد مطالعه منتغی میسازد. از طرف دیگر، بالا بودن

1- Slab Window 2- Delamination مقادیر MgO و NI در تعدادی از نمونه ها میتواند بیانگر بر هم کنش مذاب ورقه فرورو اقیانوسی با گوشته پریدوتیتی در خلال صعود باشد، فرضیه ی که به عقیده بسیاری از پژوهشگران، عامل اصلی رخدادهای آداکیتی در بسیاری از نقاط جهان است (رپ و همکاران، ۱۹۹۹؛ ساجونا و همکاران، ۲۰۰۰؛ پروتئو و همکاران، ۲۰۰۱؛ بوردن و همکاران، ۲۰۰۲؛ مارتین، ۲۰۰۵؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۹). اگرچه بالا بودن مقادیر K<sub>2</sub>O و ماهیت پرآلومین سنگهای مورد مطالعه در بخش جنوبی مورد مطالعه در مقایسه با ترکیبات آداکیتی معمول، احتمال نقش داشتن یک منشأ پوسته قارهای زیرین در تشکیل ماگمای سازنده این سنگها را محتمل می سازد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸)، امّا مجموع داده-های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی به دست آمده از این پژوهش، با منشأ مذاب حاصل از ذوب بخشی های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی به دست آمده از این پژوهش، با منشأ مذاب حاصل از ذوب بخشی ایتوسفر اقیانوسی فرورانده شده، سازگارتر است. مذابی که در خلال صعود احتمالاً با پریدوتیت است، وای سایر خصوصیات ماند ترکیب عناصر اصلی آن اندکی دستخوش شده است، ولی سایر خصوصیات مانند ترکیب عناصر اصلی آن از منشأ لیتوسفر اقیانوسی به ارث برده شده است. از جمله این ویژگیها میتوان به موارد ذیل اشاره کرد:

۱ سنگهای آذرین پساافیولیتی مورد مطالعه از نوع آداکیتهای پرسیلیس هستند (رجوع به فصل ۵). به طور کلی، آداکیتهای پرسیلیس به عنوان مذابهای حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده با ترکیب اکلوژیت یا گارنت آمفیبولیت در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت تفسیر می-شوند که غالباً در طول صعود از گوه گوشتهای با پریدوتیت آن واکنش دهند (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵).

۲ ـ ژو و وانگ (۱۹۸۳)، با به کارگیری تعدادی از نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی، نسبت این اکسیدها و تغییرات عناصر کمیاب در مقابل درصد وزنی SiO<sub>2</sub> (نمودارهای هارکر) به بررسی منشأ ماگماهای آداکیتی پرداختهاند. در این بخش، از شش نمودار معرفی شده توسط ژو و همکاران (۱۹۸۳)، که بعدها توسط پژوهشگران دیگر مانند وانگ و همکاران (۲۰۰۴ و ۲۰۰۶) تصحیح و تکمیل شد، یعنی نمودارهای تغییرات Al2O<sub>3</sub>، Al2O<sub>3</sub>، یTiO<sub>2</sub>، نسبت اکسیدهای FeO<sub>Total</sub>/MgO و عناصر کمیاب Th و Yb در مقابل درصد وزنی SiO<sub>2</sub> برای تعیین منشأ احتمالی ترکیبات آداکیتی مورد مطالعه استفاده شده است. دادههای مربوط به آداکیتهای مشتق شده از پوسته زیـرین فروافتـاده در گوشته از ژو و همکاران (۲۰۰۲) و وانگ و همکاران (۲۰۰۶) گرفته شده است. میدان ترکیبی آداکیتهای مشتق شده از ذوب پوسته اقیانوسی فرورو با توجه به دادههای دوفان و درومون (۱۹۹۰)، استرن و کیلیان ( (۱۹۹۶)، ساجونا و همکاران (۲۰۰۰) و مارتین و و همکاران (۲۰۰۵) بازسازی شده است. با توجه به مجموعه دادههای به دست آمده از آترتون و پتفورد (۱۹۹۳)، پتفورد و آترتون (۱۹۹۶)، چانگ و همکاران (۲۰۰۳) و ژیانگ و همکاران (۲۰۰۵)، میدان سنگهای آداکیتی وابسته به ذوب پوسته قارهای زیرین بر روی نمودارهای یادشده ترسیم شده است. اگرچه، میادین مشخص شده بر روی این نمودارها یعنی میدان آداکیتهای مشتق شده از ذوب پوسته فرورو، آداکیتهای حاصل از پوسته قارهای زیرین و آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته فروافتاده در گوشته با یکدیگر همپوشانی نزدیکی دارند، نمونههای آداکیتی پساافیولیتی حدواسط بر روی نمودارهای یادشده بیشـتر ویژگی آداکیتهای مشتق شده از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورو را نشان میدهند (اشکال ۷\_۵). ضمن اینکه، در نمودار TiO<sub>2</sub> در برابر SiO<sub>2</sub> (شکل ۲–۵– د)، غالب نمونههای حدواسط مورد مطالعه با میدان آداکیتهای سنوزوئیک Pontide مرتبط با دریچـه اسـلب معرفـی شـده توسـط ایـوب اوغلـو و همکاران (۲۰۱۱) نیز همپوشانی دارند. نمونههای ریولیتی در محدوده همپوشان با آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته فرورو و پوسته قارهای زیرین واقع شدهاند (شکل ۷\_۵). تعدادی از این نمونهها نیز خارج محدودههای معرفی شده قرار گرفتهاند.

<sup>1-</sup> Stern and Kilian

<sup>2-</sup> Chung

<sup>3-</sup> Xiong



شکل ۷\_۵\_ نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی و کمیاب در مقابل درصد وزنی SiO₂، میدانهای مشخص شده بر روی این نمودارها توسط ژو و همکاران (۱۹۸۳) معرفی شده است.

۳۔ در نمودار تغییرات MgO در مقابل SiO<sub>2</sub> (شکل ۲-۶۔ الف)، معرفی شدہ توسط وانگ و همکاران (۲۰۰۶)، نمونههای پساافیولیتی بخش شمالی در میدان آداکیتهای مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورو تشکیل شدهاند. اگرچه، این میدان با محدوده آداکیتهای حاصل از پوسته قاره-ای زیرین فروافتاده در گوشته و همچنین میدان مذابهای آزمایشگاهی واکنش داده با گوشته پریدوتیتی، همپوشانی دارد. ترکیبات اسیدیتر بخش جنوبی در میدان همپوشان مذابهای آزمایشگاهی متابازیتی∥کلوژیتی (P=1/۴\_4 Ga) و آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته قارهای تحتانی قرار گرفتهاند. با توجه به نمودار SiO<sub>2</sub> در مقابل عدد منیزیم (#Mg) نیز نمونههای حدواسط بخش شمالی زون سبزوار ویژگی آداکیتهای مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده را نشان میدهند. (شکل ۷-۶ ب). تعدادی از این نمونهها در میدان مشابه با آداکیتهای سنوزوئیک مرتبط با دریچه اسلب (ایوب اغلو و همکاران، ۲۰۱۱) قرار گرفتهاند. لیکن، ترکیبات ریولیتی با دارا بودن مقادیر پائین-تر #Mg (۵۰-۲۵)، غالباً در محدوده همپوشان با مذابهای تجربی حاصل از اکلوژیت و آمفیبولیت (P=1/4\_4 Ga) و آداکیتهای مشتق شده از پوسته قارهای زیرین قرار می گیرند. در هر دو نمودار، با افزایش SiO<sub>2</sub> و در نتیجه افزایش تفریق، یک روند نزولی از سمت ترکیبات حدواسط به سمت ترکیبات فلسیکتر مشاهده میشود. همانطور که در فصل (۵) به طور مفصل به این امر پرداخته شده، روند مشاهده شده در این دو نمودار با تولید ترکیبات اسیدیتر منطقه از تبلور تفریقی ماگماهای حدواسط منطبق دارد. لذا منشأ پوسته قارهای زیرین، مشابه آنچه که در نمودار تغییرات عدد منیزیم و MgO در مقابل SiO<sub>2</sub> دیده میشود، را نمیتوان برای سنگهای اسیدیتر منطقه پذیرفت. چرا که این سنگها از تبلور تفریقی ماگمای سازنده سنگهای حدواسط موجود در منطقه که خود منشأ ذوب پوسته اقیانوسی فرورو را نشان میدهند ایجاد شدهاند. برای دستیابی به یک نتیجه بهتر از نمودار تغییرات K<sub>2</sub>O در برابر SiO<sub>2</sub> و نمودار شاخص آلومینیوم (A/NK در برابر A/CNK) استفاده شده است. در ایـن دو نمودار، گوان و همکاران (۲۰۱۲) براساس محتوی K<sub>2</sub>O و Na<sub>2</sub>O موجود در آداکیتها به عنوان

1- Guan

پارامترهای مشخص کننده منشأهای مختلف، دو محدوده آداکیتی حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورو و ذوب پوسته قارهای زیرین تعیین کردند (شکل ۷-۶- ج و د). نمونههای آداکیتی حدواسط مورد مطالعه باز هم در محدوده آداکیتهای مرتبط با پوسته اقیانوسی فرورو قرار گرفتهاند و ترکیبات اسیدیتر ویژگی آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته قارهای را نشان میدهند.



شکل ۲-۶- نمودارهای تعیین منشأ ماگماهای آداکیتی بر اساس تغییرات اکسید عناصر اصلی، (الف) نمودار تغییرات MgO و (ب) نمودار تغییرات MgR در برابر SiO<sub>2</sub> برای سنگهای آداکیتی مورد مطالعه. میدانهای مشخص شده در این دو نمودار توسط وانگ و همکاران (۲۰۰۶) معرفی شده است. میدان آداکیتهای سنوزوئیک Pontide مرتبط با بازشدگی اسلب توسط ایوب اغلو همکاران (۲۰۱۱) معرفی شده است. (ج) نمودار تغییرات K<sub>2</sub>O در برابر SiO<sub>2</sub> و (د) نمودار N/NK در برابر A/NK (شاند، ۱۹۴۳). محدوده آداکیتهای مشتق شده از پوسته فرورو و پوسته قارهای زیرین بر روی نمودار (ج) و (د) توسط گوان و همکاران (۲۰۱۲) معرفی شده است. (ج) مشتق شده از پوسته فرورو ای پوسته قاره ای

۴- در نمودارهای تغییرات K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O در مقابل درصد وزنی Nl<sub>2</sub>O، و مقادیر Sr از یک طرف با توجه به مقادیر تعریف شده نسبت (Al<sub>2</sub>O) (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O)، (K<sub>2</sub>O) و مقادیر (Pf با توجه به مقادیر تعریف شده نسبت (Al<sub>2</sub>O) (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O)، میدان ترکیبات آداکیتی و Sr) در آداکیتهای سنوزوئیک (دوفان و دروموند، ۱۹۹۰؛ مارتین، ۱۹۹۹)، میدان ترکیبات آداکیتی و ترکیبات غیر آداکیتی از یکدیگر تفکیک شدهاند (شکل Y-Y- الف و ب). از طرف دیگر، این دو نمودار قادر به تفکیک محدودههای آداکیتهای مشتق شده از ذوب پوسته اقیانوسی فرورو (دوفان و همکاران، ۱۹۹۱؛ ساجونا و همکاران، ۱۹۹۳؛ کامیی<sup>۱</sup>، ۲۰۰۴) و آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته قارهای زیرین (پتفورد و آترتون، ۱۹۹۶؛ توپاز و همکاران، ۲۰۰۴) هستند. با توجه به این دو نمودار، غالب نمونههای مورد مطالعه در میدان آداکیتی و در محدوده آداکیتهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورو قرار گرفتهاند (شکل Y-۷- الف و ب). در این میان، بیشتر ترکیبات ریولیتی منطقه با دارا بودن مقادیر بالاتر Oی K<sub>2</sub> در مقایسه با ترکیبات آداکیتهای مشتو شده از داکیتهای مشتو شده از داکیتهای مشتو دارا بودن مقادیر بالاتر Oی در مقایسه با ترکیبات آداکیتی معمول، در محدوده همپوشان آداکیتهای

در نمودار تغییرات نسبت Th/La در مقابل درصد وزنی K<sub>2</sub>O (شکل Y-Y - ج) نیـز نمونـههای حدواسط مورد مطالعه به طور قابل انتظاری در محدوده ماگماهای آداکیتی حاصل از ذوب پوسـته فرورو معرفی شده توسط استرن و کیلیان (۱۹۹۶) قرار گرفتهانـد کـه بـه خـوبی از میـدان ترکیبات آداکیتی پتاسیم بالای شناخته شـده در جنـوب تبـت (هـو<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۴) و همچنـین میـدان آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته قارهای زیرین در ایالت (سانگپان ـ گنزه)<sup>۲</sup>در تبت (وانگ و همکاران، آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته قارهای زیرین در ایالت (سانگپان ـ گنزه)<sup>۲</sup>در تبت (وانگ و همکاران، مورد مطالعه با مقادیر بالاتر OD در محدوده ماگماهای آداکیتی حاصل از ذوب پوسـته اقیانوسـی قـرار نگرفتهاند.

1- Kamei

<sup>2-</sup> Hou

<sup>3-</sup> Sangpan-Ganze Terrane



شکل ۷–۷ موقعیت قرارگیری نمونههای پساافیولیتی زون سبزوار بر روی نمودارهای تعیین منشأ ماگماهای آداکیتی، (الف) و (ب) نمودارهای تغییرات نسبت K2O/Na2O به ترتیب در مقابل درصد وزنی Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و (ppm) Sr (ج) نمودار تغییرات نسبت Th/La در مقابل درصد وزنی K2O، (د) نمودار تغییرات نسبت Th/La در مقابل Th، میدان آداکیتهای نمودار تغییرات نسبت Th/La در مقابل درصد وزنی SiO<sub>2</sub>، (د) نمودارهای تغییرات Ni (ppm) Ni در مقابل SiO<sub>2</sub> در مدوزنی SiO<sub>2</sub>). و عدد منیزیم (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶).

همچنین، از نمودار تغییرات نسبت Th/La در مقابل Th نیز به عنوان یک نمودار مفید در تفکیک محیطهای مختلف زمینساختی تشکیل انواع آداکیتها استفاده شده است (شکل ۲–۷– د). با توجه به این نمودار، نمونههای مورد مطالعه در محدوده ماگماهای آداکیتی حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورو (دوفان و همکاران، ۲۰۰۲ و مارتین و همکاران، ۲۰۰۵) همپوشان با میدان آداکیت-های سنوزوئیک Pontide (ایوب اغلو و همکاران، ۲۰۱۱) قرار گرفتهاند. به علاوه، ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای پساافیولیتی سبزوار با ویژگیهای آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته قارهای فرورو (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸)، آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته قارهای همکاران، ۲۰۱۲) و یا پوسته قارهای بالایی (کاندی<sup>۱</sup>، ۱۹۹۳) همخوانی ندارد.

در نمودارهای تغییرات Ni در برابر SiO<sub>2</sub> (شکل ۷–۷– ه) و عـدد منیـزیم (شـکل ۷–۷– و) معرفی شده توسط وانگ و همکـاران (۲۰۰۶) نیـز نمونـههـای پسـاافیولیتی حدواسـط غالبـاً ویژگـی آداکیتهای مشتق شده از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورو را نشان میدهند و ترکیبات ریولیتی در محدوده آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته قارهای تحتانی واقع شدهاند.

۵- تمامی نمونههای مورد مطالعه اعم از ترکیبات حدواسط و اسیدی، حاوی مقادیر به نسبت پائین تر عناصر ناسازگار U (۲/۶ ppm) Th (۲/۶ ppm) و نسبت Th/U (۶–۱۰) در مقایسه با مقادیر این عناصر در آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته تحتانی هستند. این ویژگی، با ویژگیهای آداکیتهای حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی سنوزوئیک مطابقت دارد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸) و احتمال دخالت یک منشأ پوسته تحتانی را برای آنها منتفی می سازد. با توجه به نمودار تغییرات U در برابر Th/U، نمونههای مورد مطالعه به دور از محدوده مذابهای پوسته قارهای زیرین (LCC)<sup>۲</sup> و پوسته میانی (MCC)<sup>۲</sup> معرفی شده توسط رادنیک<sup>۴</sup> و گو (۲۰۰۳) و در نزدیکی محدوده مذابهای بوسته میانی ای محدوده مذابهای و می ای محدوده مذابهای بوسته ای محدوده مذابهای

1- Condie

2- Lower continental crust

3- Middle continental crust

4- Radnick

در مقابل Th/Ce نیز سنگهای پساافیولیتی مورد بررسی در میدان آداکیتهای مشتق از ذوب ورقه فرورونده کمان سنوزوئیک قرار گرفتهاند (شکل ۷\_۸\_ ب).

۶ همانطور که ملاحظه شد، مطالعات تعیین منشأ براساس نمودارهای پتروژنزی که بر پایه ترکیب ژئوشیمی سنگ هستند با ابهاماتی روبرو است. به طوری که در بیشتر موارد، دو یا چند محدوده پتروژنزی با یکدیگر همپوشانی دارند. این در حالی است که تمرکز و تغییرات ایزوتوپهای رادیوژنیک سنگکل میتواند یک ابزار بسیار مفیدتر و کاردبردیتر در تعیین منشأ و مدلهای پتروژنزی سنگهای آذرین باشد. لذا، برای دستیابی به نتایج بهتر در تحلیل منشأ احتمالی سنگهای آذرین پساافیولیتی زون سبزوار از دادههای ایزوتوپی Sm-Nd و Sm-Nd سنگ کل تعدادی از نمونههای اسیدی و حدواسط پساافیولیتی استفاده شده است.



Th/U شکل ۷ـ۸- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در تعیین منشأ ماگمایی، (الف) نمودار تغییرات U در مقابل Th/U برای نمونههای پساافیولیتی موجود در زون سبزوار، محدوده LCC (پوسته قارهای زیرین)، MCC (پوسته قارهای میانی) از رادنیک و گو (۲۰۰۳) و محدوده مورب از سان و همکاران (۲۰۰۸) گرفته شده است. (ب) نمودار تغییرات Th در مقابل Th/Ce برای نمونههای پساافیولیتی. میدانهای مشخص شده بر روی نمودار از وانگ و همکاران (۲۰۰۸) می-باشد.

دادههای ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr سنگ کل در جدول (۷–۱) ارائه شده است. با توجه به معادلات (۷–۱ و ۷–۲) و براساس سن U-Pb (میانگین ۴۵ میلیون سال) به دست آمده از کانیهای زیرکن جدا شده از نمونههای سنگی (فصل ۶)، نسبتهای ایزوتوپی اولیه Nd و Sr نمونههای یادشده محاسبه شده است. با توجه به نتایج این محاسبات، تمامی نمونههای مورد مطالعه دارای ویژگیهای ایزوتوپی Nd-Sr بسیار مشابه هستند و با یک منشأ ذوب ورقه اقیانوسی مطابقت دارند. مقادیر نسبت ایزوتوپی Nd-Sr اولیه در محدوده ۲۵۲۸۹۴ تا ۲۵۱۲۹۱۱ قرار دارد و مقادیر نسبت <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd بین <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd اولیه در محدوده ۲۵۱۲۸۴۶ تا ۲۵۱۲۹۱۱ قرار دارد و مقادیر نسبت مورد مطالعه دارای مقادیر بین ۲۵۸۸ اولیه در محدوده ۲۵۲۸۴۶۶ تا ۲۵۱۲۹۱۱ قررین پساافیولیتی مورد مطالعه دارای مقادیر بین ۸۵۲۴۵۸ اولیه در محدوده ۲۵۱۲۸۴۶ تا ۲۵۸۹ از دارد و مقادیر نسبت <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd بین ۸۵۲۴۵۸۲ تا ۲۵۱۲۹۱۰ تا ۲۵۱۲۹۱۱ قررین پساافیولیتی مورد مطالعه دارای مقادیر (۲۰۴۵ همای آذرین پساافیولیتی مورد مطالعه دارای مقادیر در مقادیر داد ۲۰۴۵ میز ۲۰۰۹ میند و در نمودار تغییرات ۳۶<sup>8</sup>Sr/<sup>86</sup> اولیه در مقابل ۱۹۵۵ ماه ماه ماه ماه ماه دارای مقادیر ۲۵۸۵ ماه ماه ماه ماه ماه دارای مقادیر ۲۵۸ ماه ماه ماه ماه ماه دارای مقادیر ۲۵۸۵ ماه ماه دارای مقادیر ۲۵۸۵ ماه ماه ماه ماه ماه ماه ماه دارای مقادیر در معاد و در محدوده آداکیتهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده سنوزوئیک معرفی شده توسط دوان و همکاران (۱۹۹۲) و دور از میدان آداکیتهای میوسن حاصل از ذوب پوسته قارهای زیرین (ایوب اغلو و همکاران (۲۰۱۲) و نیز آداکیتهای بعد از تصادم میوسن (ژو و همکاران، ۲۰۱۲) قرار رایوب اغلو و همکاران، ۲۰۱۲) و نیز آداکیتهای بعد از تصادم میوسن (ژو و همکاران، ۲۰۱۴).

جدول ۲\_۱\_ نتایج آنالیزهای ایزوتوپی (Rb-Sr) و (Sm-Nd) برای ۴ نمونه ریولیتی (Rhy)، چهار نمونه داسیتی (Da)، یک نمونه تراکی داسیتی (T.da) و چهار نمونه آندزیتی (An) انتخابی مورد مطالعه در زون سبزوار.

Sample	Sm [ppm]	Nd [ppm]	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> N d	I <sub>Nd</sub> (45Ма)	εNd (45Ma)	Error (2σ)	Rb [ppm]	Sr [ppm]	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> S r	l <sub>Sr</sub>	Error (2σ)
S-4(Rhy)	0.91	4.08	0.512930	0.51288 8	6.09	0.000008	74.04	511.4 3	0.7043 7	0.704082	0.000012
S-5(Rhy)	1.02	4.81	0.512903	0.51286 3	5.59	0.00008	87.35	346.0 8	0.7042 9	0.703790	0.000011
S-7(Rhy)	0.70	3.95	0.512917	0.51288 3	5.99	0.000009	53.18	768.1 3	0.7045 6	0.704427	0.000014
S-8(Rhy)	1.84	9.64	0.512947	0.51291 1	6.52	0.000009	61.42	360.9 6	0.7041 4	0.703802	0.000013
S-21(Da)	3.80	8.52	0.512930	0.51284 6	5.26	0.00008	23.15	668.5 7	0.7040 2	0.703954	0.000011
S-11(Da)	2.07	8.72	0.512944	0.51289 9	6.07	0.000009	25.95	284.2 5	0.7045 2	0.704341	0.000015
Da	2.51	13.46	0.512947	0.51291 1	6.54	0.00008	18.08	547.7 1	0.7038 5	0.703912	0.000015
Da	2.18	7.74	0.512942	0.51288 9	6.1	0.000010	14.23	61.30	0.7045 6	0.705019	0.000009
An	2.67	12.24	0.512926	0.51288 5	6.03	0.00008	35.32	453.6 7	0.7039 4	0.704093	0.000012
An	8.97	52.97	0.512881	0.51284 9	5.32	0.000007	28.63	688.2 2	0.7041 8	0.704260	0.000015
An	0.97	9.84	0.512882	0.51286 3	5.60	0.00008	10.46	416.1 7	0.7047 6	0.704808	0.000008
An	2.81	12.78	0.512931	0.51288 9	6.11	0.000009	51.97	465.5 4	0.7039 0	0.704119	0.000009
T.da	2.14	8.37	0.51294	0.51289 2	6.15	0.000008	29.57	354.2 3	0.7044 4	0.704605	0.000015

محدوده قرارگیری نمونههای مورد مطالعه با میدان آداکیتهای ائوسن Pontide (ایوب اغلو و همکاران، ۲۰۱۱) مرتبط با ذوب ورقه فرورو همپوشانی دارد. همچنین، با توجه به نمودار <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr در برابر Rb (دروموند و همکاران، ۱۹۹۶) نیز نمونههای مورد مطالعه در میدان آداکیتهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده سنوزوئیک قرار می گیرند (شکل ۷\_۱۰).



شکل ۷-۹- نسبت <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr اولیه در برابر مقادیر (۸ Ma) Nd برای ۱۳ نمونه انتخابی از سنگهای پساافیولیتی زون افیولیتی سبزوار. میدانهای آداکیتهای مرتبط با فرورانش سنوزوئیک (دوفان و همکاران، ۱۹۹۲)، آداکیتهای میوسن مرتبط با ذوب پوسته قارهای زیرین (ایوب اغلو و همکاران، ۲۰۱۲)، آداکیتهای ابتدای سنوزوئیک مرتبط با دریچه اسلب (ایوب اغلو و همکاران، ۲۰۱۱)، آداکیتهای بعد از تصادم (ژو و همکاران، ۲۰۰۹) در شکل مشخص شدهاند. سنگهای مورد مطالعه در میدان آداکیتهای مرتبط با فرورانش سنوزوئیک قرار گرفتهاند که با میدان



پساافیولیتی مورد مطالعه در محدوده آداکیتهای مرتبط با ذوب ورقه فرورونده سنوزوئیک قرار می گیرند.

## ۷\_۵\_ ترکیب محل منبع ماگمای سازنده سنگهای پساافیولیتی زون سبزوار

با مروری بر ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای آذرین پساافیولیتی حدواسط و اسیدی زون افیولیتی سبزوار (فصل ۵) و نیز با توجه به خصوصیات ایزوتوپی بحث شده در این فصل، این امر مورد تائید قرار گرفته است که سنگهای آذرین مورد نظر با ترکیبات آداکیتی جدید پرسیلیس معرفی شده توسط مارتین و همکاران (۲۰۰۵) و نیز آداکیتهای مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورو مطابقت دارند. در این بخش، برای تعیین ماهیت احتمالی محل منبع مـذاب، بـار دیگـر از مجمـوع دادههـای ژئوشیمیایی موجود کمک گرفته شده است. ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعـه هماننـد ۲هـیشـدگی از Sr/۷ ppm (MREE) و کر (۷/۰~) بـه همـراه مقـادیر بـالای ۲/۱۶ (۳۰۶~) و ۲هـیشـدگی از Si/۷ pm (مراح) و کر (۷/۰) و کر (۷/۰) ماین مورد مطالعـه هماننـد ۲هـیشـدگی از HFE منبع در طول ذوب بخشی و شرایط فشار بالای ذوب است (رپ و همکاران، ۲۰۰۳). همچنین، تهیشدگی از عناصر HFS مانند Nb و Ti در این سنگها نیز بر حضور فازهای کانیایی باقیمانده مانند روتیل و یا آمفیبول تیتان-دار در محل منشأ حکایت دارد (ژیانگ و همکاران، ۲۰۰۵). از طرف دیگر، بالا بودن مقادیر Sr (ppm) ۵۰۰) و Sr/Y نشان میدهد که پلاژیوکلاز نمی تواند به عنوان یک فاز باقیمانده معمول در محل منبع به شمار آيد. تمامي اين ويژگيها بازگوكننده تشكيل ماگماي سازنده سـنگهـاي پسـاافيوليتي زون سبزوار از ذوب بخشی یک منبع گارنت آمفیبولیتی یا اکلوژیتی ناشی از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده سبزوار است. برای تأیید این ادعا، از نمودار تغییرات Nb/Ta در برابر Zr/Sm (کاندی'، ۲۰۰۵) استفاده شده است (شکل ۷\_۱۱). موقعیت قرار گیری نمونههای پساافیولیتی در محدوده ترکیبات آداکیتی و TTG، بیانگر ذوببخشی یک محل منشأ با ترکیب آمفیبولیت و یا اکلوژیت هورنبلنددار است. همان طور که انتظار می رود، سنگهای داسیتی منطقه مقیسه که از ویژگی ژئوشیمیایی مشابه با ترکیبات سنگی مورد مطالعه برخوردارند نیز در نمودار یادشده در محدوده مشابه قـرار گرفتـهانـد. محدودههای OIB ،MORB و IAB مشخص شده بر روی این نمودار توسط فولی و همکاران (۲۰۰۲) معرفی شدهاند و نسبتهای Nb/Ta (۱۷/۴) و Zr/Sm (۲۵/۲) برای گوشته اولیه که بر روی نمودار آمدهاند از سان و مک دونوف (۱۹۸۹) گرفته شده است. ضریب توزیع بالای عناصر HFS (ماننـد Nb و Ta) در آمفیبول، به همراه روند انطباق منفی در نمودار تغییرات نسبت Nb/Ta در برابر Zr/Sm (شـکل ۲-۱۱)، با حضور آمفیبول به عنوان فاز باقیمانده در طول ذوب بخشی پوسته اقیانوسی سازگاری دارد (کلمه و همکاران، ۲۰۰۲؛ فولی و همکاران، ۲۰۰۲، ژیانگ و همکاران، ۲۰۰۵).

همچنین، منشأ آمفیبولیتی میتواند به وسیله روند مثبت Sr/Y در مقابل افزایش SiO<sub>2</sub> مورد تأیید قرار گیرد (شکل Y-۱۲-الف). مقادیر La/Yb در تعدادی از سنگهای پساافیولیتی زون سبزوار بهویژه ترکیبات حدواسط، در مقایسه با مقادیر این نسبت در آداکیتهای معمول (۱۶<La/Yb)، پائین-تر است. مقادیر پائین این نسبت به همراه مقادیر بسیار پائین Vb را میتوان با حضور گارنت و نیز فازهای حاوی LREE (La) مانند اپیدوت در محل منبع توجیه کرد (روستی و همکاران، ۲۰۱۴).

1- Condie 2- Klemme



شکل ۱۹\_۱۱ نمودار تغییرات نسبتهای Nb/Ta در برابر Zr/Sm (کاندی، ۲۰۰۵) برای سنگهای پساافیولیتی اسیدی و حدواسط موجود در زون افیولیتی سبزوار. میدانهای OIB، MORB و IAB توسط فولی و همکاران (۲۰۰۲) و نسبت-های Nb/Ta (۱۷/۴) و Zr/Sm (۲۵/۲) گوشته اولیه توسط سان و مک دونوف (۱۹۸۹) معرفی شده است.

سنگهای آداکیتی پساافیولیتی زون سبزوار به خصوص ترکیبات تحول یافتهتر به طور قابل ملاحظهای ماهیت پرآلومین نشان میدهند و حاوی مقادیر بالاتر K در مقایسه با آداکیتهای معمول کمانها هستند. ماهیت پرآلومینی مذاب مشتق شده از یک منشأ متابازیتی قابل تأمل است. این ویژگی، به همراه بالا بودن مقادیر K در سنگهای ریولیتی را میتوان با تأثیر رسوبات فرورونده شده و مشارکت آنها در ذوب توجیه کرد (لازارو و همکاران، ۲۰۱۱). در محیطهای کمانی امروزی که مقادیر قابل توجهای رسوب به همراه پوسته اقیانوسی فرورانده میشود، نسبت dt/Yb در مذاب از ۲ بیشتر است، امتا در محیطهای کمانی بدون مشارکت رسوبات، این نسبت در مذاب حاصله به کمتر از ۱ می- رسد (وودهد<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۱؛ نبل<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۷). مقادیر نسبت Th/Yb در سنگهای آداکیتی جنوب سبزوار تا ۱۰ هم میرسد و میتواند مشارکت رسوبات روی ورقه فرورنده را در تشکیل مذاب سازنده سنگهای مزبور پیشنهاد کند. موقعیت قرارگیری نمونههای سنگی مذکور در نمودار تغییرات Th/Yb در برابر Th/Sm که از یک روند خطی برخوردار است (شکل ۷–۱۲) میتواند بیانگر ذوب ورقه فرورنده به همراه اندکی مشارکت رسوبات در تشکیل ماگمای سازنده سنگها باشد (ژو و همکاران، ۲۰۰۹).



شکل ۲–۱۲– نمودار تغییرات Th/Yb در برابر Th/Sm باشد (ژو و همکاران، ۲۰۰۹) برای سنگهای آداکیتی پساافیولیتی زون سبزوار. نمونهها در بین مذابهای حاصل از ذوب ورقه فرورونده و رسوبات قرار گرفتهاند. موقعیت (Slab melt) به وسیله (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) معرفی شده است.

1- Woodhead 2- Nebel

#### ۷\_۶\_ نقش فرایندهای تحولی در خلال صعود ماگما

با توجه به مطالب یادشده، ماگمای سازنده سنگهای اسید- حدواسط پسافیولیتی با ماهیت آداکیتی در زون سبزوار، از ذوب بخشی یک منبع گارنت آمفیبولیتی ناشی از دگرگونی پوسته اقیانوسی نئوتتیس سبزوار حاصل شده است. براساس آنچه که در فصل ژئوشیمی (فصل ۵) به آن پرداخته شد و با توجه به روند نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی مورد استفاده در آن فصل، نقش فرایند تبلور تفریقی در تحول ماگمای سازنده و ایجاد ترکیبات اسیدی تر منطقه محرز شده است. همانطور که در فصل (۵) ذکر شد، انطباق قابل توجه بین نسبتهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO2 بین نمونههای حدواسط بخش شمالی و ترکیبات پرسیلیس جنوبی زون سبزوار منجر به تقویت این فرضیه میشود که سنگهای بخش جنوبی از مذابهای حدواسط شمالی طی فرایندهای آشیانه ماگمایی (تبلور تفریقی و احیاناً هضم و آلایش پوستهای)، حاصل شدهاند. در این بخش، به منظور بررسی بیشتر فرایندهای تحولی درگیر در طول صعود ماگمای یادشده، از مجموعه دادههای ژئوشیمیایی سنگکل و

روندهای منفی مشاهده شده در نمودارهای تغییرات Gd/y Go ، GeO ، MgO ، GeO در مقابل افزایش ضریب تفریق و SiO<sub>2</sub> (فصل ۵)، برای ترکیبات آداکیتی مورد مطالعه، با نقش مهم تبلور تفریقی سازگاری دارد. تحول همزمان ماگماهای حدواسط شمالی و سنگهای فلسیک بخش جنوبی، میتواند ppm) MREE با تفریق قابل توجه آمفیبول از ماگمای یادشده در ارتباط مستقیم باشد. مقادیر پائین GAP (ppm) (Tb=-/۱ و Y به همراه روند تقریباً کاهشی نسبت Gd/Yb با افزایش تفریق و افزایش قابل توجه نسبت Yr/2 و Sr/S در ترکیبات تحول یافتهتر مانند داسیت و ریولیت (شکل ۷-۱۳- الف تا چ) میتواند با تبلور تفریقی آمفیبول به عنوان عامل مهم تحول ماگما توجیه شود (دیویدسون<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۷). به دلیل ضریب توزیع پائین تر Zr در مقایسه با MREE (مانند Sm) بین آمفیبول و

1- Davidson

مذاب اسیدی (کلین<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۷)، با افزایش تفریق بلوری آمفیبول، نسبت Zr/Sm روند افزایشی نشان میدهد. اثر جدایش بلوری آمفیبول بر روی آنومالی مثبت Zr در مقایسه با MREE را میتوان در نمودارهای چندعنصری به هنجارشده نیز مشاهده کرد (فصل ۵، شکل ۵- ۱۲- الف و ب).



افزایش نسبت Sr/Y در مقابل افزایش تفریق بلوری نیز با ضریب توزیع این عناصر بین آمفیبول و مذابهای تونالیتی سازگار است (شکل ۲–۱۳– الف)، یعنی D<sub>sr</sub>/D<sub>Y</sub><1 (کلین<sup>۲</sup> و همکاران،

1- Klein 2- Klein ۱۹۹۷؛ بدارد<sup>۱</sup>، ۲۰۰۶؛ دیویدسون و همکاران، ۲۰۰۷ در روستی و همکاران، ۲۰۱۴). تغییرات ترکیبی کانی آمفیبول، منعکس کننده تغییرات دما، فشار، فشار بخار آب و ترکیب مذاب میزبان است (رونی<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۰) و تفریق قابلتوجه آن، به افزایش نسبت ۲/۲ و کاهش تمرکز ۲ در مذاب منجر خواهد شد؛ لذا ترکیب مذاب به سمت ترکیبات آداکیتی تر با نسبت بالای Sr/Y تمایل پیدا می کند (فولی<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۳). روند مشاهده شده در نمودار تغییرات FeO<sub>T</sub>/MgO در برابر CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> است (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) نیز با جدایش بلوری آمفیبول از ماگمای سازنده سنگها سازگار است (شکل ۷–۱۳– د).

به دلیل ضریب توزیع بالای Eu و Sr در پلاژیوکلاز، تجمع این کانی در سنگ میتواند به بروز آنومالی مثبت Eu در آن بیانجامد. آنومالی مثبت Eu در تعدادی از نمونههای مورد مطالعه بهویژه ترکیبات فلسیک تر میتواند نشاندهنده میزان متغیری از تجمع پلاژیوکلاز در سنگ باشد. لیکن، همانطور که توضیح داده شد، افزایش قابل توجه نسبتهای Sr/Y و Sr/Y در مذاب را میتوان به اثر تفریق بلوری آمفیبول و یا گارنت در فشارهای نسبتاً بالا و یا به ذوب بخشی و باقیماندن فازهای باقیمانده دیرگداز آمفیبول و یا گارنت در فشارهای نسبتاً بالا و یا به ذوب بخشی و باقیماندن فازهای افزایش مقادیر SiO2 مذاب و در نتیجه انطباق مثبت این اکسید با نسبتهای یادشده خواهد شد (مکفرسون و همکاران، SiO2 مذاب و در نتیجه انطباق مثبت این اکسید با نسبتهای یادشده خواهد شد (مکفرسون و همکاران، SiO2). همانطور که در نمودارهای تغییرات نسبتهای Yr و SiZ و La/Yb در برابر افزایش مقادیر SiO2 مذاب و در نتیجه انطباق مثبت این اکسید با نسبتهای یادشده خواهد شد (مکفرسون و همکاران، SiO2). همانطور که در نمودارهای تغییرات نسبتهای Yr و SiZ و La/Yb در برابر مشاهده میشود (شکل ۲۰۰۶– الف و ب)، روندهای مشاهده شده برای نمونههای مورد موالعه، از روند تجمع پلاژیوکلاز در سنگ تبعیت نمیکنند، لذا تجمع پلاژیوکلاز را نمیتوان یک مطالعه، از روند تجمع پلاژیوکلاز در سنگ مورد بررسی به شمار آورد.

1- Bédard 2- Rooney 3- Foley


با توجه به مجموع موارد یادشده، میتوان چنین استنباط کرد که به دلیل ضریب توزیع بالای عناصر REE و HFS در آمفیبول، این کانی چه به عنوان یک فاز لیکیدوس در طول تحول ماگما و چه به عنوان یک فاز باقیمانده در طول ذوب بخشی محل منبع، میتواند به بروز آنومالیهای منفی Ta، Nb و Ti منجر شود (فصل۵، شکل ۵-۱۲- الف و ب). از طرف دیگر، این امر، به افزایش نسبت Zr/Sm

در مقایسه با مقدار این نسبت در گوشته اولیه (Zr/Sm=۲۵/۲) منجر میشود (شکل ۷–۱۱). رفتار عناصر ناسازگاری مانند Ba ،Rb و Sr همواره به عنوان یک ابزار مفید در تمایز فرایند تبلورتفریقی از سایر فرایندهای تحول ماگمایی (مانند ذوب بخشی و فرایندهای پیچیدهتر مانند هضم و آلایش ماگمایی)، اهمیت بسزایی دارد. چندین نمودار ژئوشیمیایی براساس تغییرات این عناصر ناسازگار نسبت به هم معرفی شده است. به عنوان مثال، نمودارهای تغییرات نسبت Rb/Sr در برابر Sr و تغییرات Ba در مقابل Rb، توسط دینگ<sup>1</sup>و همکاران (۲۰۱۱)، برای نشان دادن نقش تفریق فازهای مختلف مانند آمفیبول، پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن و بیوتیت در تحول ماگما ارائه شدهاند (شکل ۷– ۱۵ – الف و ب).



شکل ۲ـ1۵ـ نمودارهای لگاریتمی تغییرات (الف) نسبت Rb/Sr در برابر Sr، (ب) Ba در مقابل Rb، (ج) نسبت Sr در مقابل Ba، (د) Rb در مقابل Sr و (ه) Rb/Sr در مقابل Sr/Ba برای بررسی نقش فرایند تبلور تفریقی کانیهای مختلف در تحول ماگمای سازنده سنگهای پساافیولیتی زون سبزوار.

با توجه به این دو نمودار و همچنین نمودارهای لگارتیمی Sr در مقابل Ba (شکل ۷–۱۵– ج)، Ab در مقابل Sr (شکل ۷–۱۵– د) و Rb/Sr در مقابل Sr/Ba (شکل ۷–۱۵– ۵) که توسط هانسون (۱۹۸۹) معرفی شده است، روند تغییرات سنگهای آداکیتی پساافیولیتی مورد مطالعه با نقش فرایند تبلور تفریقی آمفیبول در طول تحول ماگمای سازنده و ایجاد ترکیبات تحول یافتهتر داسیتی وریولیتی از مذابهای اولیهتر حدواسط، سازگار است. در تأیید این مطلب، میتوان به حضور فراوان فنوکریستهای آمفیبول در ترکیبات آندزیتی تا داسیتی مورد مطالعه اشاره کرد (فصل ۳). حضور لغنوکریستهای آمفیبول در ترکیبات آندزیتی تا داسیتی مورد مطالعه اشاره کرد (فصل ۳). حضور معیول به عنوان فاز لیکیدوس اصلی در خلال تبلور ماگما و تجمع آن در آشیانه ماگمایی و سپس آمفیبول به عنوان فاز لیکیدوس اصلی در خلال تبلور ماگما و تجمع آن در آشیانه ماگمایی و سپس گریختگی آن در اثر بروز آشفتگی در آشیانه باشد که به ایجاد بافت گلومروپورفیری (ژو و همکاران، و Northal این در نمونههای آذرین پساافیولیتی مورد مطالعه، ساگرایی و سپس آمفیبول به عنوان فاز لیکیدوس اصلی در خلال تبلور ماگما و تجمع آن در آشیانه ماگمایی و سپس آمفیبول به عنوان فاز لیکیدوس اصلی در تو شینه باشد که به ایجاد بافت گلومروپورفیری (ژو و همکاران، آمفیبول به منوان فاز لیکیدوس اصلی در تو اینه باشد که به ایجاد بافت گلومروپورفیری (ژو و همکاران، آمفیبول به عنوان فاز لیکیدوس اصلی در تو مینه باشد که به ایجاد بافت گلومروپورفیری (ژو و همکاران، آمنیختگی آن در اثر بروز آشفتگی در آشیانه باشد که به ایجاد بافت گلومروپورفیری (ژو و همکاران، و Northal در نمونههای آذرین پساافیولیتی زون سبزوار در برابر اکسید سیلیس و نسبت ۲۰/۲

همانطور که در فصل (۴) بهطور مفصل بررسی شد، رخداد ترکیبات نامتعادل مانند منطقه-بندی نوسانی در فنوکریستهای پلاژیوکلاز با سطوح انحلالی گردشده، منطقهبندی نوسانی در فنوکریستهای آمفیبول با حاشیههای سرشار از Mg و حضور بافتهای نامتعادل غربالی در فنوکریستهای پلاژیوکلاز را نمیتوان تنها به وسیله تفریق بلوری ساده در یک سیستم درحال تبلور بسته، توجیه کرد. مجموعه این شواهد بافتی به همراه بلورهای کوارتز با حاشیه خلیج خوردگی می-تواند یک سیستم تفریق بلوری باز را پیشنهاد کند که درادامه با ورود بستههای ماگمایی مافیکتر و داغتر به آشیانه، تحت تأثیر قرار گرفته است (فصل ۴، بخش ۴–۳).



۷-۷- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگهای آداکیتی پساافیولیتی منطقه

سبزوار

در نقشه رخدادهای زمینساختی و ماگمایی آگارد و همکاران (۲۰۱۱)، میتوان بهطور خلاصه مجموعه رخدادهای کرتاسه (۸۵ Ma) تا میوسن (۱۰ Ma) ایران، از زاگرس تا ایران مرکزی را مشاهده کرد (شکل ۲–۱۷). همراه با تحولات نوار آلپ – هیمالیا، حرکت رو به شمال صفحه عربی به سمت صفحه اوراسیا در مزوزوئیک بالایی (احتمالاً تریاس بالایی – ژوراسیک زیرین، آگارد و همکاران، ۲۰۱۱) و با سرعت ۲۶±۲ mmyr<sup>-۱</sup> (ورنانت<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۴)، با فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر صفحه اوراسیا همراه بوده است. هر چند، زمان دقیق تصادم دو صفحه عربی و اوراسیایی و بسته شدن کامل نئوتتیس، مورد مجادله است و یک محدوده زمانی از انتهای کرتاسه (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) تا میوسن (بربریان و بربریان، ۱۹۸۱) و حتی پلیوسن (اشتوکلین، ۱۹۶۸)، برای آن ارائه شده است، لیکن با توجه به بسیاری از شواهد، بازه زمانی انتهای ائوسن \_ الیگوسن، مناسبترین گزینه برای تصادم اولیه دو صفحه محسوب می شود (آگارد و همکاران، ۲۰۰۵؛ بالاتو و همکاران، ۲۰۱۰). فرورانش نئوتتیس، به ایجاد الگوهای متفاوتی از دگرریختی در بخشهای مختلف زون تصادم منجر شده است (متقی و همكاران، ۲۰۱۲؛ شعبانیان و همكاران، ۲۰۱۲). دگرریختی یادشده غالباً در زاگرس، البرز و كپه داغ و نیز در زونهای بُرشی احاطه کننده خرده قاره ایران مرکزی متمرکز شده است (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). کوهزاد زاگرس، یک ساختار پیچیده از رخداد تصادم صفحات است که چندین فاز از حوادث فرورانش، تصادم و کشش های بعد از تصادم همراه با ماگماتیسم گسترده کرتاسه تا سنوزوئیک (کمان ماگمایی ارومیه \_ دختر) را در خود جای داده است. همانطور که در شکل (۷–۱۷) قابل مشاهده است، دگرریختیهای حاصل از تصادم صفحه عربی \_ اوراسیایی در عرض زاگرس را میتوان به صورت باز و بستهشدن حوضههای پشت کمان از کرتاسه میانی تا پالئوسن، گسیختگی ورقه فرورو در انتهای پالئوسن، رژیم فشارشی ابتدای ائوسن همراه با افزایش سرعت برخورد، رژیم کششی ائوسن میانی در سرتاسر صفحه بالایی (اوراسیا) بهویژه در منطقه عباس آباد- سبزوار (قاسمی و رضایی، ۲۰۱۵)، به هم فشردگی انتهای ائوسن \_ اوایل الیگوسن، کشش پشت کمان الیگوسن- میوسن (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰؛ قاسمی و برهمند، ۱۳۹۲) و تشدید کوتاه شدگی از انتهای میوسن (۵–۱۰ Ma) تا زمان حال، خلاصه کرد. همانند بسیاری از دیگر نقاط نوار آلپ ـ هیمالیا مانند شمال شرق ترکیه، اوج فعالیتهای آتشفشانی مرتبط با فرورانش در سرتاسر ایران در دوره ائوسن بوده است.

1- Vernant 2- Ballato



extension; Am F – Amiran flysch; BS – blueschist; CC – core-complex; DF – Dezful fault; AE – Alborz N – Neyriz; NB – Nain-Baft; NGF – Nayband and Gowk HZT – High Zagros thrust; K – Kermanshah; SCB – South-Caspian faults; OBD – obduction; P – Piranshar; SB – slab break-off; Sabz. – Sabzevar; Basin; SF – Sistan Fault; ZF – Zagros thrust front; MZT– Main Zagros Thrust; SSZ – Sanandaj–Sirjan UDMA – Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc Zone.

و همکاران، ۲۰۰۸؛ شفاعی مقدم و همکاران، ۲۰۰۹؛ روستی و همکاران، ۲۰۱۰). زون سنندج ـ سیرجان و ایران مرکزی، به همراه زون ارومیه ـ دختر را میتوان به عنوان قلمروهایی از صفحه بالایی (اوراسیا) در طول همگرایی و تصادم صفحه عربی ـ اوراسیایی در نظر گرفت.

به نظر می سد که سه قلمرو اقیانوسی، در پشت کمان اصلی ارومیه- دختر در ایران مرکزی، یعنی اقیانوسهای سبزوار (Sabz. ocean)، نائین ـ بافت (NB. ocean) و سیستان (Sistan ocean)، از ژوراسیک میانی شروع به بازشدن کردند (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰،۱۳۹۲؛ اصغرزاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج و همکاران، ۱۳۹۲) و در طول کرتاسه میانی - بالایی بهخوبی گسترش یافتند و در پالئوسن یا حداکثر در فاصله گذر از پالئوسن به ائوسن بسته شدهاند (Ma -۶- ۹۰، باروز و همکاران، ۱۹۸۳؛ آروین و رابینسون<sup>۱</sup>، ۱۹۹۴؛ شجاعت و همکاران، ۲۰۰۳؛ بابازاده و دی ویور<sup>۲</sup>، ۲۰۰۴، شکل ۷-الا و شکل ۷–۱۸). به نظر می سد که فرایند عقب نشینی ورقه<sup>۳</sup> نئوتتیس که معمولاً به وسیله افزایش سرعتهای همگرایی در زون فرورانشی اتفاق می افتد (کانراد<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۴؛ شیلارت<sup>6</sup> و

افیولیتهای احاطه کننده خردهقاره ایران مرکزی، به عنوان بخشی از منطقه اقیانوسی نئوتتیس، از فراراندگی این اقیانوسهای کوچک به وجود آمده اند و بیانگر جایگزینی سنگ کره اقیانوسی پشت کمان هستند (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). بخش شمال شرق زون تصادم عربی – اوراسیایی در شمال شرق ایران قرار دارد، جائی که مجموعه افیولیتی سبزوار با ۲۰۰ کیلومتر طول و ده کیلومتر پهنا، در امتداد نوار شمالی خرده قاره ایران مرکزی قرار دارد. تشکیل افیولیت سبزوار، با ایجاد یک گذرگاه آبی باریک امّا عمیق، یعنی همان اقیانوس سبزوار در طول بازشدگی کرتاسه در ارتباط است.

1- Arvin and Robinson

- 2- de Wever
- 3- Slab retreat
- 4- Conrad
- 5- Schellart



شکل ۷-۱۸- طرح کلی شروع تقریباً همزمان بازشدگیهای پشت کمان سبزوار، نائین – بافت، سیستان و جنوب کاسپین در مقیاس منطقهای در صفحه بالایی (اوراسیا)، برونزدگی شیست آبی در طول زون فرورانشی نئوتتیس (بردارهای قرمز) و فراراندگی بر روی صفحه عربی معرفی شده توسط آگارد و همکاران (۲۰۱۱) در ۹۰-۸۵ میلیون سال پیش.

جغرافیایی دیرین قلمروی آبی سبزوار نامعلوم است، به طوری که عدهای از پژوهشگران این گذرگاه آبی را در ارتباط با قلمرو نائین \_ بافت (اشتامفلی و بورل<sup>۱</sup>، ۲۰۰۲؛ باقری و اشتامفلی، ۲۰۰۸) و یا قلمرو سیستان (برییر و ریلینک<sup>۲</sup>، ۲۰۰۸) میدانند و عدهای دیگر آن را یک حوضه آبی کوچک مستقل برشمردهاند (ساکانی<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۱۰). اقیانوس سبزوار، حداقل از زمان کرتاسه میانی، بین بلوک لوت در جنوب و بلوک توران در شمال، شروع به گسترش کرد و میتوان گفت که این راه آبی، جداکننده خرده قاره ایران مرکزی از صفحه اوراسیا بوده است (شکل ۷–۱۷ و ۷–۱۸). مجموعه افیولیتی سبزوار در طول رخداد فرورانش روبه شمال و پرشیب اقیانوس سبزوار و در نهایت بسته شدن

1- Borel

<sup>2-</sup> Barrier and Vrielynck

<sup>3-</sup> Saccani

جايگزيني كمربند افيوليتي سبزوار به وسيله فعاليتهاي آتشفشاني پساافيوليتي از ائوسن (۴۰ Ma) تا انتهای پلیوسن (۲/۳ Ma) ادامه یافته است (لنچ و همکاران، ۱۹۷۷؛ اسپایس و همکاران، ۱۹۸۳؛ شجاعت و همکاران، ۲۰۰۳؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). همانند سایر نقاط ایران، فعالیتهای آتشفشانی دوره ائوسن در زون سبزوار از گسترش قابل توجهتری برخوردار است (قاسمی و رضایی، ۲۰۱۵). وردل و همکاران (۲۰۱۰) به ظهور سه فاز مهم آتشفشانی پالئوژن در مرکز و شمال شرق ایران اشاره کردهاند: (۱) فاز ماگمایی انتهای پالئوسن \_ ابتدای ائوسن، رخداد ماگماتیسم آداکیتی سبزوار را میتوان به این فاز ماگمایی نسبت داد. (۲) فاز ماگمایی ائوسن میانی با فورانهای آتشفشانی زیاد و (۳) فاز آتشفشانی محدود به انتهای ائوسن \_ ابتدای الیگوسن همراه با ویژگیهای ژئوشیمیایی حوضههای پشت کمان. سنگهای ماگمایی ائوسن میانی ـ الیگوسن سبزوار که به طور گسترده در بخش جنوبی زون افیولیتی قابل مشاهده هستند، با فازهای ماگمایی دوم و سوم در ارتباط هستند و پیوند روشنی با ماگماتیسم ارومیه ـ دختر (UDMA) نشان میدهند. گسیختگی ٰ لیتوسفر فرورونده نئوتتیس به زیر زاگرس (مولینارو' و همکاران، ۲۰۰۵) و یا ضخیم شدگی لیتوسفر همراه با فروافت ٔ بخشی پوسته (هازفلد و مولنار <sup>°</sup>، ۲۰۱۰) از سازوکارهای پیشنهادشده برای فعالیتهای اًتشفشانی سنوزوئیک ـ کواترنری در سرتاسر ایران به شمار میروند. اگرچه، سنگهای ماگمایی کمان انتهای کرتاسه \_ پالئوسن در (UDMA) ناشی از فرورانش صفحه عربی است، لیکن، فعالیتهای آتشفشانی در شمال شرق و مرکز ایران احتمالاً از طریق فروروانش لیتوسفر اقیانوسی سبزوار به عنوان شاخه شرقي اقيانوس نئوتتيس كنترل مي شده است. اين مسئله مي تواند پاسخ مناسبي براي ايجاد ماگماتیسم آداکیتی در انتهای پالئوسن ـ ابتدای ائوسن فراهم کند که به درون مجموعه افیولیتی سبزوار نفوذ کرده است.

1- Vardel

- 2- Break- off
- 3- Molinaro
- 4- Delamination

<sup>5-</sup> Hatzfeld and Molnar

برخلاف مطالعات گذشته که براساس مطالعات صحرایی سن انتهای میوسن \_ پلیوسن را برای ماگماتیسم آداکیتی زون سبزوار در نظر گرفتهاند (مانند صالحی نژاد، ۱۳۸۸)، مطالعات دقیق سن سنجی انجام یافته در این تحقیق به روش U-Pb، بیانگر سن ائوسن میانی (۴۱-۵۲ Ma) برای ماگماتیسم آداکیتی منطقه سبزوار است. دادههای حاصل با سن انتهای پالئوسن (۵۸ Ma) به دست آمده توسط روستی و همکاران (۲۰۱۴) برای سنگهای آداکیتی مشابه در سلطان آباد (شرق سبزوار) همخوانی نزدیک دارد. با توجه به محدوده سنی به دست آمده، میتوان چنین استنباط کرد که ذوب بخشی پوسته اقیانوسی سبزوار، حداقل در انتهای پالئوسن رخ داده است. شکل (۷–۱۹) بیانگر الگوی احتمالي تحولات براي زون ساختاري سبزوار در طول پالئوسن ـ ائوسن زيرين با الهام از أگارد و همکاران (۲۰۱۱) و روستی و همکاران (۲۰۱۴) است. همانطور که مطرح شد، ادامه فاز همگرایی در طول پالئوسن \_ ائوسن، منجر به بسته شدن حوضههای اقیانوسی پشت کمان از جمله اقیانوس سبزوار شد که در صفحه بالایی زون فروانشی نئوتتیس (یعنی صفحه اوراسیایی) تشکیل شده بودهاند. این امر با تشکیل زونهای جوش خورده افیولیتی در اطراف خرده قاره ایران مرکزی همراه بوده است. حفظ مذابهای حاصل از ذوب ورقه فرورونده اقیانوسی درون کانال فرورانشی منجر به ایجاد یک محیط فرورانشی همراه با جریان سیالات بسیار داغ می شود (پیکاک و وانگ، ۱۹۹۹؛ هاکر و همکاران، ۲۰۰۳؛ پیکاک و همکاران، ۲۰۰۵)، به طوری که ساختار دمایی بسیار داغ کانال فرورانشی، شرایط مساعدی را برای ذوب آمفیبولیت و ایجاد سریهای ماگمایی تونالیت ـ ترونجمیت ـ گرانودیوریت فراهم می کند (پیکاک و همکاران، ۱۹۹۴؛ مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). از آنجایی که ساختار دمایی کانال فرروانش، توسط ساختار دمایی لیتوسفر فرورو و نیز سرعت همگرایی کنترل می شود (پیکاک، ۱۹۹۶)، لذا، از بین رفتن یوسته اقیانوسی سبزوار، در مدت کوتاهی پس از تشکیل آن شروع شده و

1- Suture Zone

2- Subduction Channel

<sup>3-</sup> Hacker

زون جوش خورده افیولیتی سبزوار، پس از فرورانش لیتوسفر جوان و البته داغ اقیانوسی آن به وجود آمده است (روستی و همکاران، ۲۰۱۴).



شکل ۷–۱۸– الگوی تحولات زمینساختی – ماگمایی زون ساختاری سبزوار در طول مراحل فرورانش نئوتتیس (بدون مقیاس) در زمان پالئوسن ـ ائوسن با الهام از آگارد و همکاران (۲۰۱۱) و مدل ارائه شده توسط روستی و همکاران (۲۰۱۴). (ج) تصویر نمادین از سیستم آشیانه ماگمایی برای سنگهای نیمهعمیق پساافیولیتی زون سبزوار براساس دادههای دما ـ فشارسنجی به دست آمده از این مطالعه.

با این توصیف، ذوب آبدار پوسته اقیانوسی فرورو به تولید ستونهای مذابی میانجامد که به سمت بالا صعود كرده و در فصل مشترك ورقه فرورو \_ گوشته تبلور مى يابند (بلانكو \_ كوينترو و همكاران، ۲۰۱۱). چنین سازوكاری میتواند محیط مناسبی برای ایجاد ماگماتیسم آداكیتی انتهای پالئوسن \_ ابتدای ائوسن سبزوار فراهم کند. توسعه شبکه زونهای بُرشی فشارشی، به ایجاد فضاهای مناسب برای مسیر صعود، تفرق بلوری و نفوذ ماگمای آداکیتی در مجموعه افیولیتی سبزوار کمک كرده است (روستى و همكاران، ۲۰۱۴). الكوى ارائه شده، با مجموع دادهها و نتايج ژئوشيميايي و ایزوتوپی Sr-Nd که به تفصیل در ابتدای این فصل به آن پرداخته شد، همخوانی دارد. در این الگو، رويداد ذوب بخشي آبدار آمفيبوليت در طول فرورانش ليتوسفر اقيانوسي سبزوار، عامل اصلي تشكيل ماگماتیسم آداکیتی در زون سبزوار بوده است. از طرف دیگر، با توجه به مطالعات دما \_ فشارسنجی برروی آمفیبول و پلاژیوکلاز (فصل ۴)، دو منطقه یا دو سطح مجزای ذخیره ماگمایی برای سنگهای پساافیولیتی مورد مطالعه به دست آمده است: یکی در عمق پوسته زیرین و دیگری در سطوح کم عمقتر پوسته بالایی. برای تسهیل کار، تصویر نمادین از سیستم مخرن ماگمایی سنگهای پساافیولیتی سبزوار که در فصل (۴) ارائه شده بود، بار دیگر در این بخش آورده شده است (شکل ۷-۱۹-ج). همان طور که در این تصویر مشخص است، آمفیبول های نوع هاستینگزیت Mg دار به همراه کلینوپیروکسن، فشارهای بالای پوسته زیرین تا میانی (۹۰۰-۷۰۰ مگاپاسکال) را ثبت کردهاند؛ در حالیکه، سایر آمفیبولها به همراه پلاژیوکلازها، یک محل ذخیره ماگمایی کم عمقتر معادل با فشار ۳۰۰ مگاپاسکال را نشان میدهند. فرایندهای تفریق ماگما و جدایش بلوری فشار بالای آمفیبول از مذاب مشتقشده از ورقه فرورو، به عنوان عوامل غالب در آشیانه ماگمایی عمل کردهاند و به نوبه خود سبب تشدید ویژگیهای آداکیتی مذاب صعود کننده به مخزن ماگمایی کم عمقتر شدهاند. به طوری که، ترکیبات اسیدی تر منطقه یعنی داسیتها و ریولیتها، در مقایسه با ترکیبات حدواسط، از ماهیت آداکیتی قابل ملاحظهتری برخوردارند (فصل ۵). براساس مطالعات چاوسارد<sup>۱</sup> و آملانگ<sup>۲</sup> (۲۰۱۴)، توسعه مخازن ماگمایی کم عمق (۳۳–۱) در کمانهای قارهای، که دارای پوستههای نازک و جوان هستند، در مقایسه با پوستههای قدیمی و ضخیم، محتملتر است. مخازن ماگمایی کمعمق به دست آمده برای سنگهای پساافیولیتی مورد مطالعه (۳۰۰MPa، معادل تقریباً ۲۳۹)، در مقایسه با عمق مخازن ماگمایی در پوستههای جوان (۳ km)، تا حدودی عمیقتر است. اگرچه، اثرات محلی مانند ناهمگنی پوسته ناشی از شکستگیها یا لایه بندی رسوبی و جنس سنگهای میزبان (چگالی آنها) احتمالاً بر روی عمق برآورد شده برای محل ذخیره ماگما تأثیر می گذارد، لیکن به نظر می رسد که عمق بالاتر مخزن ماگمایی سنگهای مورد مطالعه، احتمالاً از پوسته ضخیم تر در منطقه سبزوار (حدود km) و ویژگیهای غالب بستر افیولیتی ناشی می شود.

## ۸-۸- ماگماتیسم آداکیتی در سایر نقاط ایران

علاوه بر ماگماتیسم آداکیتی ابتدای ائوسن در این منطقه که غالباً در داخل مجموعه افیولیتی سبزوار (در جنوب تا شمال این نوار) رخنمون دارند و در گروه آداکیتهای مشتق شده از ذوب بخشی ورقه فرورونده اقیانوسی (اقیانوس سبزوار) طبقه بندی میشوند، رخداد ماگماتیسم آداکیتی در بخش-های شمالیتر و دورتر از مجموعه افیولیتی نیز به اثبات رسیده است. از جمله میتوان به برونزد گنبدهای نیمهعمیق با ماهیت آداکیتی پرسیلیس در منطقه مشکان در جنوب قوچان (شمال سبزوار) اشاره کرد (تنها، ۱۳۸۸؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). براساس مطالعات قاسمی و همکاران (۱۳۸۹)، سن K-Ar سنگکل نمونههای داسیتی تا آندزیتی منطقه مشکان در محدوده ۵/۰±۵/۱۹ سن K-۸۲ میلیون سال قرار میگیرند و با توجه به نسبتهای بالای ۲/۲۹ و «[dyb]، مقادیر پائین Y به همراه نسبتهای پائین Sr/<sup>86</sup>Sr (کمتر از ۲۰/۰) در تعدادی از این نمونههای سنگی، ذوب بخشی یک منبع گارنتدار مرتبط با پوسته اقیانوسی دگرگون شده نئوژن سبزوار به عنوان منشأ

1- Chaussard 2- Amelung آنها درنظر گرفته شده است. از طرف دیگر، تعدادی از نمونههای سنگی مشکان تنها ۱±۲/۴ میلیون سال سن دارند (شبانیان و همکاران، ۲۰۰۹؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹)، بنابراین، شاید به راحتی نتوان رخداد این سنگها را تنها به ماگماهای حاصل از ذوب بخشی ورقه فرورانده شده اقیانوس سبزوار نسبت داد. این امر به همراه نسبتهای بالاتر ۶<sup>58</sup>/۲<sup>6</sup><sup>6</sup> (بیش از ۲۰/۵۰) در غالب نمونههای داسیتی منطقه مشکان، فرضیه ذوب پوسته مافیک قارهای زیرین با گارنت باقیمانده در محل منبع را مطرح می کند (شبانیان و همکاران، ۲۰۱۲). رخداد فورانهای آداکیتی درازمدت در منطقه مشکان، در فاصله ۲۰ میلیون سال پس از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی سبزوار (انتهای پالئوسن)، با فرضیه بالازدگی گوشته و ذوب پوسته قارهای زیرین در یک محیط کششی توجیه پذیرتر است تا تشکیل آن-ها از مذابهای حاصل از ذوب مستقیم ورقه فرورونده. در این فرضیه، بالاآمدن استنوسفر از طریق دریچه اسلب درنتیجه گسیختگی ورقه فرورو (slab break-off)، شرایط دمایی مناسب برای ذوب پوسته قارهای زیرین ضخیم منطقه مشکان و در نهایت تشکیل مذاب آداکیتی را فراهم کرده است (شبانیان و همکاران، ۲۰۱۲).

ماگماتیسم آداکیتی جوان (میوسن ـ پلیوسن)، علاوه بر شمال شرق ایران (منطقه مشکان)، در سایر نقاط ایران از جمله در طول زون ارومیه ـ دختر نیز گزارش شده است. در مقایسه با ماگماتیسم کالکوآلکالن معمول کمان که در هر بخشی از زون فرورانشی یادشده یافت میشود، قلمروهای آداکیتی در این زون به دو بخش شمال غرب ایران (جهانگیری، ۲۰۰۷) و بخش مرکزی زون ارومیه- دختر در اطراف انار (عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸) محدود میشوند. با توجه به روابط چینهنگاری و نتایج اخیر حاصل از سنهای رادیوژنیک به دست آمده، محدودههای سنی بین ۱۰ تا ۱ میلیون سال برای ماگماتیسم آداکیتی این بخش از ایران در نظر گرفته شده است (چیو<sup>۱</sup> و همکاران، معلیون سال برای ماگماتیسم آداکیتی این بخش از ایران در نظر گرفته شده است (چیو<sup>۱</sup> و همکاران، ماگماتیسم محرانی و همکاران (۲۰۰۸ و ۲۰۰۹)، با توجه به نوع و محل آداکیتهای پرسیلیس، زاگرس نسبت دادهاند که نشان دهنده جداشدن و انفصال ورقه نئوتتیس زیر منطقه انار و احتمالاً شمال غرب ایران است. تعداد زیادی از مدلهای ارائه شده، یک زمان تأخیری ۱۰ تا ۲۰ میلیون ساله را برای گسیختگی ورقه فرورو، بعد از شروع تصادم پیشنهاد میکنند (مانند وان هونن و آلن، ۲۰۱۱) که با زمان شروع گسیختگی ورقه نئوتتیس در ۵±۱۰ میلیون سال پیش مطابقت دارد (عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸).

با توجه به موارد یادشده، میتوان چنین استنباط کرد که ماگماتیسم آداکیتی در ایران به دو محدوده زمانی با اختلاف زمانی ۲۰ تا ۳۰ میلیون ساله قابل تقسیم بندی است: (۱) ماگماتیسم آداکیتی انتهای پالئوسن \_ ابتدای ائوسن که به طور مستقیم با ذوب بخشی ورقه فرورو اقیانوسی در ارتباط است. نمونه بارز آن ترکیبات آداکیتی مورد مطالعه این تحقیق در زون افیولیتی سبزوار است که در درجه اول با ذوب یک محل منبع گارنت آمفیبولیتی مرتبط با لیتوسفر اقیانوسی دگرگون شده سبزوار در ارتباط است، هرچند که فرایندهای تفریق بلوری آمفیبول در تشدید ویژگیهای آداکیتی ماگمای اولیه تأثیر بسزایی داشته است. (۲) ماگماتیسم آداکیتی انتهای میوسن \_ پلیوسن با یک دوره تأخیر ۲۰ ساله که با فرایند گسیختگی ورقه فرورو اقیانوسی و در نتیجه بالا آمدن استنوسفر و احتمالاً ذوب بخشی پوسته قارهای زیرین در ارتباط بوده است، مشابه آنچه در شمال شرق ایران (منطقه مشکان) و در طول زون ارومیه \_ دختر در محدودههای شمال غرب ایران و منطقه انار (در مرکز زون)

ماگماتیسم آداکیتی پالئوسن – ائوسن و بازالتی آلکالن به سن الیگوسن- میوسن (با همان تأخیر زمانی ۲۰ تا ۱۰ میلیون ساله) در مناطق جنوب شاهرود – سبزوار- قوچان- تربت حیدریه-بیرجند را بهخوبی میتوان با همین مدل تصادم فرورانشی و رخداد کشش و وارفتگی پس از آن که با گسیختگی ورقه فرورو (Slab break-off) همراه بوده است، توجیه کرد.

فصل مشم متابح وينشهادات

۸-۱- نتایج

در این مطالعه، برای رسیدن به اهداف مورد نظر از روشها و ابزارهای مختلف مانند مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی، مایکروپروپ الکترونی و ایزوتوپی استفاده شده است. نتایج به دست آمده از مجموع مطالعات مذکور به شرح زیر ارائه میشود:

۱- سنگهای آذرین پساافیولیتی زون سبزوار در شمال شرق ایران به صورت گنبدهای مرتفع، دایک و استوک درون مجموعه افیولیتی سبزوار رخنمون دارند. برونزد سنگهای پساافیولیتی با ترکیب حدواسط تا اسیدی را میتوان به صورت پراکنده در طول زون افیولیتی مشاهده کرد. در این تحقیق، مطالعات صحرایی در دو بخش جنوب و شمال زون افیولیتی صورت پذیرفته است. بخش جنوبی شامل گنبدهای مرتفع و سفید رنگ با ترکیب اسیدی (ریولیت/ریوداسیت) در شمال روستاهای نوده صرصره، ساروق، زردکوهی، کلاته سادات، مهر، بهنگر میباشند که درون هارزبورژیتهای وابسته به مجموعه افیولیتی رخنمون دارد. به سمت شمال، ترکیب سنگهای پساافیولیتی مافیکتر شده، به طوری که گنبدها و دایکهای آندزیتی تا تراکی داسیتی و داسیتی به صورت پراکنده درون مجموعه افیولیتی قابل مشاهده هستند. برونزد این واحدها را میتوان در جنوب باغهای جغتای، شمال منیدر،

۲ مطالعات پتروگرافی بر روی مقاطع نازک تهیه شده از نمونههای پساافیولیتی زون سبزوار بیانگر دو طیف ترکیبی حدواسط و اسیدی بود که با پیمایشهای میدانی مطابقت داشت. طیف ترکیبی حدواسط غالباً در بخش شمالی زون افیولیتی سبزوار رخنمون داشته و شامل ترکیبات آندزیتی/ تراکی آندزیتی و تراکی داسیتی/ داسیتی میباشد. دایکها و گنبدهای سبز- خاکستری رنگ آندزیت/تراکی آندزیتی با بافتهای غالب پورفیری، سوزنی و جریانی حاوی درشت بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار آمفیبول به همراه پلاژیوکلاز با منطقه بندی ترکیبی در زمینهای ریزبلور از آمفیبول، میکرولیتهای پلاژیوکلاز و اکسیدهای Ti-Fe میباشند. حواشی سوخته آمفیبولها را میتوان به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب در ضمن تشکیل کانی و از دست رفتن آب در خلال فوران ماگما نسبت داد. تنها در یک نمونه دایک آندزیت بازالتی در منطقه شمال منیدر، فنوکریستهای کلینوپیروکسن به همراه آمفیبول منشوری بدون حضور فنوکریست پلاژیوکلاز و با بافت پورفیری و گلومروپورفیری حضور دارند. ترکیبات تراکی آندزیتی حاوی فنوکریستهای منشوری تا سوزنی آمفیبول با حاشیه سوخته، پلاژیوکلاز با منطقه بندی ترکیبی و بیوتیتهای خودشکل تا نیمه خودشکل با چندرنگی قهوهای روشن تا تیره به همراه کانیهای اساسی اکسیدهای خودشکل تا نیمه خودشکل با چندرنگی قهوهای روشن تا تیره به همراه کانیهای اساسی اکسیدهای خودشکل تا نیمه به ندرت آلکالی فلدسپار هستند. حضور لختههای بلوری با ابعاد متغیر و عموماً به شکل بیضوی و با به ندرت آلکالی فلدسپار هستند. حضور لختههای بلوری با ابعاد متغیر و عموماً به شکل بیضوی و با ترکیب آمفیبول در ترکیبات تراکی آندزیتی از شواهد دیگر پتروگرافی است. گنبدها و دایکهای ترکیبی تراکلی داسیتی/ داسیتی/ دانی مالی بیفوی و با خاکستری تراکی داسیتی/ داسیتی به عنوان فراوانترین طیف ترکیبی رخنمون یافته در بخش شمالی فاز غالب به همراه فنوکریستهای سوی رفته داری با بافتهای پلاژیوکلاز و نیز حضور سانیدین و بیوتیت به همراه لختههای بلوری با ابعاد منازلی در خانون یا و دایکهای ترکیبی تراکلی داسیتی/ داسیتی/ داسیتی به عنوان فراوانترین طیف ترکیبی رخنمون یافته در بخش شمالی فاز غالب به همراه فنوکریستهای پورفیری و جریانی، حاوی فنوکریستهای سفید رنگ پلاژیوکلاز به عنوان فاز غالب به همراه فنوکریستهای دوکی شکل آمفیبول میباشد. رخداد بافت غربالی در فنوکریستهای پلاژیوکلاز و نیز حضور سانیدین و بیوتیت به همراه لختههای بلوری از دیگر شواهد پتروگرافی است. گنبدهای سفید رنگ ریولیتی/ریوداسیتی در جنوب جنوب شرق زون افیولیتی از فنوکریستهای کوارتز با حاشیه گرد شده و خلیج خوردگی و بلورهای خودشکل و نیمه خودشکل سانیدین و پلاژیوکلاز را ترکیب آز داور در داری و بیرولی و باز فنوکریستهای کوارتز با حاشیه گرد شده و خلیج خوردگی و بلورهای خودشکل و نیمه خودشکل سانیدین و بلاریوکلاز را ترکیب آلبیتی) در یک زمینه ریزبلور از همین کانیها و نیز بیوتیت تشکیل شدهاد.

۳ مطالعات بافتی صورت یافته بر روی مقاطع – نازک صیقلی و حضور عوارض عدم نامتعادل مانند منطقه بندی نوسانی با افزایش ناگهانی An (تا ۱۵ مول درصد) و بافت غربالی با حواشی آنورتیتیتر (An<sub>44</sub>) نسبت به مرکز (An<sub>23</sub>) فنوکریستهای پلاژیوکلاز، حواشی گرد شده و خلیج خوردگی در فنوکریستهای کوارتز و منطقه بندی نوسانی با حاشیه X<sub>Mg</sub> بالا در فنوکریستهای آمفیبول میتواند یک سیستم ماگمایی باز را پیشنهاد کند که احتمالاً شرایط فیزیکوشیمیایی آن به وسیله ورود ماگماهای مافیکتر و داغتر دستخوش تغییر میشده است.

۲۹ نتایج آنالیز مایکروپروپ الکترونی بر روی ۳۶ بلور مجزای آمفیبول (۱۹۷ نقطه آنالیز)، ۲۶ بلور پلاژیوکلاز (۲۱۲ نقطه آنالیز)، چهار بلور کلینوپیروکسن (۲۹ نقطه آنالیز) و دو بلور بیوتیت (۹ نقطه آنالیز) انجام پذیرفت. براین اساس، آمفیبولهای انتخابی از نوع آمفیبولهای کلسیک با منشأ آذرین و دارای طیف ترکیبی هاستینگزیت Mg دار، چرماکیت و هورنبلند منیزیمدار هستند. ترکیب پلاژیوکلازها از An<sub>70</sub> در واحدهای آندزیتی تا An<sub>08</sub> در ترکیبات ریوداسیتی متغیر است. کلینوپیروکسنهای انتخابی از واحد آندزیت بازالتی دارای ترکیب دیوپسیدی تا اوژیتی هستند. همه بیوتیتها با میانگین عدد منیزیم برابر با ۱۶/۰۶، از ترکیب نسبتاً همگن و یکسانی برخوردار هستند.

۵ـ ترکیب شیمی کانیهای انتخابی اعم از آمفیبول، کلینوپیروکسن و بیوتیت بیانگر ماهیت کالکوآلکالن ماگمای سازنده سنگهای پساافیولیتی سبزوار میباشد. از طرف دیگر، تمام آمفیبولهای انتخابی حاوی مقادیر پائین #Al (۲۰/۲۱) و در تعادل با مقادیر بالا H2Omelt (%۰/۲۱) (۲۰/۳–۱۰/۳) هستند. محدوده این مقادیر در ماگماهای کالکوآلکالن آبدار سازگاری دارد.

۶- مطالعات دما \_ فشارسنجی آمفیبولها (۵۰ ۳۳۶ ۲۰۹۹ ۳۰ ۲۰۹۳) در نمونه-های پساافیولیتی بخش شمالی افیولیت سبزوار نشان دهنده دو سطح مجزا از تبلور و بنابراین دو منطقه مجزای ذخیره ماگماست. آمفیبولهای نوع هاستینگزیت Mg دار، بیانگر فشارهای پوسته زیرین \_ میانی (۹۰۰ ۲۰۰ ۲۰۰۰) که با نتایج فشارسنجی کلینوپیروکسنهای دایک آندزیت بازالتی همخوانی دارد. سایر آمفیبولها یک محل ذخیره ماگمایی کم عمق تر برابر با فشارهای ۳۹۰ نشان میدهند که با نتایج دما \_ فشار سنجی پلاژیوکلاز \_ مذاب مطابقت میکند. پلاژیوکلازهای انتخابی در نمونههای ریولیتی بخش جنوبی نیز فشارهای تبلور بین ۲۳ تا ۱۱۰مگاپاسکال را نشان می-دهند که بیانگر مخرن ماگمایی در اعماق کمتر پوسته بالایی است. حضور فنوکریستهای آمفیبول و کلینوپیروکسن بدون حضور فنوکریست پلاژیوکلاز در نمونه دایک آندزیت بازالتی و نیز رخداد لخته-های بلوری حاوی آمفیبول در واحدهای تراکی آندزیتی و تراکی داسیتی نشان میدهد که تفریق بلوری آمفیبول از یک ماگمای OP بالا، فرایندی موثر در تولید ترکیبات متنوع سنگهای پساافیولیتی از آندزیت تا داسیت و ریولیت بوده است.

۲\_ با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی، نمونههای حدواسط (%SiO<sub>2</sub>=۵۵-۶۴ wt) از بخش شمالی در محدوده آندزیت، تراکیآندزیت، تراکیت و داسیت/ریوداسیت و نمونههای اسیدیتر (%.wt SiO<sub>2</sub>=۷۳/۶-۶۸/۹) بخش جنوبی افیولیت سبزوار در میدان داسیت/ ریوداسیت/ریولیت واقع می شوند. تمامی نمونههای پساافیولیتی از ماهیت کالکوآلکالن، متاآلومین تا پرآلومین برخوردار هستند. الگوی تغییرات اکسید عناصر اصلی، عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار بیانگر وجود یک منشأ ماگمایی مشترک برای سنگهای پساافیولیتی زون سبزوار و نقش مهم تبلور تفریقی در خلال تحول ماگماست. ویژگیهای ژئوشیمیایی مشاهده شده بر روی نمودارهای چند عنصری مانند غنی شدگی از LILEs و تهی شدگی از Nb) HFSEs (d و Ti)، از خصوصیات معمول ماگماهای آهکی ـ قلیایی مناطق فرورانش است. از طرف دیگر، ترکیبات حدواسط بخش شمالی از تمرکز بالای Sr (میانگین ۴۶۶ ppm)، نسبت بالای Sr/Y (میانگین ۵۶) و مقادیر پائین Y (۱۷/۲ ما/۲ ۲ ۹۲) و Sr/Y (۰/۴-۲ ppm) ۲) در مقایسه با ماگماتیسم معمول قوس برخوردار هستند. نمونههای ریولیتی بخش جنوبی افیولیت سبزوار نیز حاوی تمرکزهای بالا و متغیر Sr/Y (میانگین ۲۰۸-۸۹۴/۵ ppm) مقادیر پائین Y (wt.%) Na<sub>2</sub>O و ۱/۷–۱/۱) و ۱/۷–۱/۱) هستند. این خصوصیات به همراه مقادیر بالای Na<sub>2</sub>O (% ۲۰-۱۵)، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، (۲۰-۱۵)، نسبت بالای نسبت پائین K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (میانگین ۵/۵)، در تمامی نمونههای پساافیولیتی با محدوده مقادیر این عناصر در ماگماهای آداکیتی پرسیلیس (HSA) کمان (دوفان و دروموند، ۱۹۹۰؛ مارتین و همکاران، ۲۰۰۵) همخوانی بسیار نزدیک دارد.

۸ نتایج سن سنجی U-Pb به روش (SHRIMP II) بر روی دانههای زیرکن جدا شده از چهار نمونه سنگی اسیدی بخش جنوبی و چهار نمونه حدواسط بخش شمال افیولیت سبزوار از همخوانی بسیار نزدیکی برخوردار هستند و محدوده سنی ۴۰/۸۶±۴۰/۸۶ تا ۱±۵۰/۸ میلیون سال (ائوسن زیرین تا میانی، اواخر اشکوب ایپرزین- لوتتین) را نشان میدهند.

۹\_ مطالعات پتروژنزی و تعیین محیط تکتونیکی تشکیل ماگما براساس ترکیب شیمی سنگ کل و فازهای کانیایی بیانگر تشکیل سنگهای پساافیولیتی زون افیولیتی سبزوار در یک محیط کمان آتشفشانی است. با توجه به مجموع ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای پساافیولیتی مورد نظر، تشکیل ماگمای آداکیتی سازنده آنها از ذوب ورقه فروروی اقیانوسی در مقایسه با یک منبع پوسته قارهای تحتانی محتمل تر است. همچنین، نتایج آنالیز ایزوتوپی Sm-Nd و Sm-St سنگ کل نشان دهنده مقادیر نسبتهای ایزوتوپی اولیه Sr/<sup>86</sup>Sr (۲۷۹۹۰ تا Sm-۷۵۴۸)، نسبت Md/<sup>144</sup>Nd اولیه مقادیر نسبتهای ایزوتوپی اولیه Sr/<sup>86</sup>Sr (۴۵ کار ۲۷۹۹۰ تا ۲۹/۹۰)، نسبت Md/<sup>144</sup>Nd اولیه مقادیر نسبتهای ایزوتوپی اولیه Sr/<sup>86</sup>Sr (۴۵ کار ۲۰ تا ۲۹/۹۰)، نسبت Md/<sup>144</sup>Nd اولیه مقادیر نسبتهای ایزوتوپی اولیه ۲۵<sup>85</sup> (۲۰۳۷۹۰ تا ۲۹/۹۰) مشابه با این مقادیر در ترکیبات MORB هستند و با ویژگیهای ایزوتوپی ترکیبات آداکیتی حاصل از ذوب ورقههای اقیانوسی فرورانده شده سنوزوئیک مطابقت دارند. ویژگیهای ژئوشیمیایی مانند تهیشدگی از HREE (۲۰۷۷ پاک (۲۰/۰۰)، مقادیر بالای Sr/۷۲ (۳۹/۹۰)، ۱ انطباق منفی تغییرات نسبت Nb/Ta در برابر Zr/Sm به همراه همبستگی مثبت Yr/۶ در مقابل SiO بازگوکننده تشکیل ماگمای سازنده سنگهای پساافیولیتی زون سبزوار از ذوب بخشی یک منبع گارنت آمفیبولیتی یا اکلوژیتی ناشی از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده سبزوار است.

۱۰- انطباق منفی تغییرات FeO<sub>total</sub> MgO ، FeO<sub>total</sub> و نسبت CaO در مقابل افزایش ضریب تفریق و نیز الگوی تغییرات نسبتهای <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr و <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nt در برابر اکسید سیلیس و نسبت Rb/Sr برای ترکیبات آداکیتی مورد مطالعه، با نقش مهم تبلور تفریقی در تحول ماگمای اولیه سازگاری دارد. بررسی رفتار عناصر ناسازگاری مانند Ba، Rb و Sr به همراه مقادیر پائین MREE (Tb=۰/۱ ppm) (Tb=۰/۱ ppm) و Y به همراه روند تقریباً کاهشی نسبت Gd/Yb با افزایش تفریق و افزایش قابل توجه نسبت Yr/Sc و Y به همراه روند تقریباً کاهشی نسبت Gd/Yb با افزایش تفریق و افزایش قابل توجه نسبت Yr/Sc و Xr/Sm در ترکیبات تحول یافتهتر مانند داسیت و ریولیت میتواند با تبلور تفریقی آمفیبول به عنوان عامل مهم تحول ماگمای اولیه توجیه شود. در تأیید این مطلب، میتوان به حضور فراوان فنوکریست-های آمفیبول در ترکیبات آندزیتی تا داسیتی مورد مطالعه اشاره کرد. رخداد لختههای بلوری آمفیبول در زمینه سنگهای پساافیولیتی میتواند نشانگر حضور آمفیبول به عنوان فاز لیکیدوس اصلی در خلال تبلور ماگما و تجمع آن در آشیانه ماگمایی و سپس گسیختگی آن در اثر بروز آشفتگی در آشیانه باشد. تفریق ماگما و جدایش بلوری فشار بالای آمفیبول از مذاب مشتقشده از ورقه فرورو، به عنوان عوامل غالب در آشیانه ماگمایی پوسته زیرین (۲۰۰ MPa-) عمل کردهاند و به نوبه خود سبب تشدید ویژگیهای آداکیتی مذاب صعود کننده به مخزن ماگمایی کم عمق تر (۳۰۰ MPa-) شدهاند. به طوری که، ترکیبات اسیدی تر منطقه در مقایسه با ترکیبات حدواسط، از ماهیت آداکیتی قابل ملاحظه تری برخوردارند.

۱۱ ـ حرکت رو به شمال صفحه عربی به سمت صفحه اوراسیا در مزوزوئیک بالایی و در نتیجه فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر صفحه اوراسیا با تشکیل نوار ماگمایی سنندج - سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه ـ دختر به موازات راندگی اصلی زاگرس و نیز ایجاد چندین قلمرو اقیانوسی پشت کمانی در ایران مرکزی همراه بوده است. قلمرو اقیانوسی اقیانوسی سبزوار از ژوراسیک میانی شروع به بازشدن کرده و در طول کرتاسه میانی- بالایی بهخوبی گسترش یافته است و در پالئوسن یا حداکثر در فاصله گذر از پالئوسن به ائوسن بسته شده است. مجموعه افیولیتی سبزوار در طول رخداد فرورانش روبه شمال و پرشیب اقیانوس سبزوار و در نهایت بسته شدن این راه آبی حاصل شده است. نتایج سن سنجی U-Pb زیرکن به دست آمده در این تحقیق و مطالعات مشابه در مناطق همجوار نشان میدهد که ذوب بخشی پوسته اقیانوسی سبزوار حداقل از انتهای پالئوسن رخ داده است و از بین رفتن پوسته اقیانوسی سبزوار در مدت کوتاهی پس از تشکیل آن شروع شده است. ذوب آبدار آمفیبولیت در طول فرورانش لیتوسفر اقیانوسی سبزوار به تولید ستونهای مذاب با ماهیت آداکیتی انجامیده که از طریق توسعه شبکه زونهای بُرشی فشارشی به سمت بالا صعود کردهاند.

۲-۸- پیشنهادات

با توجه به مجموع کارهای انجام شده در این تحقیق به نظر میرسد که

۱\_ مطالعات میدانی و آزمایشگاهی به منظور بررسی روابط بین ماگماتیسم آداکیتی مورد مطالعه در زون افیولیتی سبزوار با فرایندهای تکتونیکی منطقه.

۲\_ مطالعات سن سنجی و ایزوتوپی بر روی برونزدهای گنبدهای آداکیتی در مناطق همجوار از جمله شمال زون سبزوار در جنوب قوچان و بررسی ارتباط زمانی و منشأ این واحدها با سنگهای پساافیولیتی آداکیتی زون سبزوار.

- ـ ادهمی ف، (۱۳۷۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی افیولیتهای منطقه باغجر (سبزوار)"، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- ارجمندزاده ر. و علیرضایی سعید، (۱۳۸۴)، "ماگماتیزم آداکیتی و نهشتههای مس طلای پورفیری؛ مثال از خاروانا، شمال غرب ایران"، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- ۔ اسلامیت ف، درگاهی س. و شاکر اردکانی ع، (۱۳۹۰)، "پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ های نیمه عمیق داسیتی ۔ ریولیتی نئوژن بدبخت کوه، جنوب غرب رفسنجان ۔ کرمان"، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- اسماعیل زاده مقدم ح، قربانی ق. و شفایی مقدم ه، (۱۳۹۰)، "بررسی ژئوشیمیایی و محیط تشکیل گابروها و گابرونوریتهای افیولیتهای منطقه سلیمانیه، سبزوار"، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- ۔ الهیاری س، (۱۳۸۹)، پایاننامه کارشناسی ارشد: "پتروژنز سنگهای آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک ـ عباس آباد"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- امینی ا، (۱۳۷۸) "گزارش بررسیهای کانه زایی و فراوری کانسنگ آنتیموان ارغش" طرح اکتشاف طلا، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور . تهران،
- ۔ آقانباتی آ، (۱۳۸۳) "زمین شناسی ایران" چاپ اول، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۵۸۶.
- ـ بازوبندی م، (۱۳۷۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه پتروگرافی و پترولوژی مجموعه دگرگونی سلطان آباد در ارتباط با مجموعه افیولیت ملانژ سبزوار"، دانشگاه تهران.
- بغدادی ۱، (۱۳۷۹) "ویژگیهای ژئوشیمیایی و پترولوژی در تعیین موقعیت ولکانیکهای فرومد
  (شمال غرب سبزوار)" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۳۵.
- \_ بهرودی ا. و عمرانی ج، (۱۹۹۹) "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ باشتین"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- پیرمحمدی علیشاه ف، (۱۳۹۰)، "پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای ریولیتی و آندزیتی منطقه سهند، شمال غرب ایران"، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران. دانشگاه تربیت معلم تهران.

- ـ تنها ع، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پتروژنز سنگهای آذرین نئوژن، شمال عنبرآباد (مشکان)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ـ جمشیدی خ، قاسمی ح، صادقیان م، (۱۳۹۳)، "سنگ شناسی و زمین شیمی سنگهای آداکیتی پرسیلیس پساافیولیتی سبزوار " مجله پترولوژی، شماره هفدهم، دوره ۵: ص ۵۱-۶۸.
- ۔ چنانی ح، سعدونی ج، کریمی م.ر. و مالگرد ش، (۱۳۶۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمین شناسی و سنگ شناسی مجموعه افیولیتی ناحیه سبزوار"، دانشگاه شهید چمران اهواز.
- \_ حسنی پاک ۱، (۱۳۷۷) "گزارش اکتشافات ژئوشیمی سیستمایک در محدوده ورقه ۱/۱۰۰۰۰ سبزوار" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۱۱۱.
- ـ حمزه پور ب، (۱۳۷۹) "مختصری راجع به زمین شناسی نیمه جنوبی چهار گوش سبزوار" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۳۵.
- دادگر ۱۰، قربانی ق. و شفایی مقدم ۱۰ (۱۳۹۰)، "پترولوژی و ژئوشیمی پریدوتیتهای افیولیت سبزوار(کوه سیاه)، شمال شرق ایران: مثالی از یک گوشته مرتبط با زون فرورانش"، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران. دانشگاه تربیت معلم تهران.
  - \_ درویش زاده ع، (۱۳۸۳)، "زمین شناسی ایران" انتشارات امیر کبیر تهران، ص ۴۲۳.
- \_ دلاور ز، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای ساب ولکانیک جنوب غرب بیرجند"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ـ دهنوی، ن. (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین منطقه شهر فیروزه (غرب سبزوار) و کانه زایی وابسته به آنها"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- \_ رادفر ج، (۱۳۸۰) "نقشه زمین شناسی صفی آباد" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- \_ رحمتی ایلخچی م (۱۳۸۲)، " نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ جغتای"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- \_ سودی شعار م، (۱۳۷۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پتانسیل یابی کرومیت و بررسی افیولیت سیاه کوه (شمال غرب سبزوار)"، دانشگاه تهران.
- شجاعت ب، (۱۳۷۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونیک افیولیت سبزوار، شمال ایران مرکزی"، دانشگاه آزاد اسلامی تهران

ـ شیرزادی ا.ر، (۱۳۷۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت و سنگهای بعد از افیولیت در شمال سبزوار، شمال روستای فرومد"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال. - صادقیان م، قاسمی ح، (۱۳۸۶)، "پترولوژی و ژئوشیمی تودههای آذرین بعد از ائوسن نوار افیولیتی سبزوار"، یازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد.

\_ صالحی نژاد ح، (۱۳۸۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای ساب ولکانیک منطقه باشتین (جنوب غربی سبزوار)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- صالحی نژاد ح، صادقیان م. و قاسمی ح.، (۱۳۸۶)، "ماگماتیسم آداکیتی در منطقه باشتین، غرب سبزوار"، یازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- \_ فارسی ز، (۱۳۸۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ـ فتاحی ا، (۱۳۸۲ ، پایان نامه کارشناسی ارشد: "رخسارهها و مکانیسم فوران آتشفشان مارکوه، جنوب غرب قوچان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- \_ فتح آبادی ف، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمین شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای ساب ولکانیک منطقه مقیسه، جنوب غرب سبزوار" ، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ۔ قاسمی ح، تنها ع، صادقیان م. و خانعلی زاده ع، (۱۳۸۷)، "اولین گزارش از ماگماتیسم آداکیتی نئوژن در جنوب قوچان"، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ص ۵۸۴–۵۸۸. اهواز.
- قاسمی ح، الهیاری س، طاهری ع. و صادقیان م، (۱۳۹۲) "موقعیت چینه شناختی و تحلیل بافتی سنگهای آتشفشانی نوار آتشفشانی - رسوبی عبای آباد، شمال شرق شاهرود" پژوهشهای چینهنگاری و رسوب شناسی، شماره ۱، دوره ۲۹: ص ۲۵-۴۲.
- \_ قاسمی ح، برهمند م. و صادقیان م، (۱۳۹۰) "گدازههای بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود: شاهدی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگو \_ میوسن ایران مرکزی" مجله پترولوژی، شماره ۷؛ دوره ۲: ص ۷۷–۹۴.
- قاسمی ح، صادقیان م، خانعلیزاده ع. و تنها ع، (۱۳۸۹) "سنگ شناسی، ژئوشیمی و سن تابش سنجی گنبدهای آداکیتی پرسیلیس کمان قارهای نئوژن، جنوب قوچان" مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳، دوره ۱۸: ص ۳۴۷-۳۷۰.
- \_ قاسمی ح، فتاحی ۱، (۱۳۸۳)، "ماگماتیسم نئوژن در منطقه سرولایت، جنوب قوچان"، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، شاهرود.

- \_ قریب ف. و فتونی ع، (۱۳۸۲) "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ جاجرم" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.
- کهنسال ر، ذوالفقاری ص. و قهرایی پور م، (۱۳۸۹) "ماگماتیسم ژوراسیک و کرتاسه در ناحیه مری
  اسبکشان، شمال شمال باختر زیر پهنه درونه کاشمر (خارتوران)" فصلنامه علوم زمین،
  شماره ۷۶، دوره ۱۹: ص ۱۵۹–۱۶۸.
- \_ مجیدی ج، (۱۳۷۸) "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ سبزوار" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.
- \_ محمدی گورانی ی، قربانی ق، شفائی مقدم ه، (۱۳۹۲)، "منشأ آداکیتهای SiO<sub>2</sub> بالا در بخش جنوب غرب افیولیت سبزوار"، اولین کنفرانس ملی زمین شناسی فلات ایران.
- مصلحی ز، (۱۳۸۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کانی شناسی و پترولوژی رودنژیتهای بخشی از افیولیتهای سبزوار (مناطق باغجر و سلیمانیه)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
  موسوی س، قلمقاش ج، درویش زاده ع، وثوقی عابدینی م، (۱۳۹۱)، "ژئوشیمی و پتروژنز سنگ های آداکیتی آتشفشان سبلان" بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

## References

- Abdel-Rahman A. (1994) "Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas" J. Petrol., 35, 525-541.
- Aftabi A. and Atapour H. (2009) "Comments on Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences by J. Omrani, P. Agard, H. Whitechurch, M. Bennoit, G. Prouteau, L. Jolivet" Lithos, 113, 844-846.
- Agard P., Omrani J., Jolivet L. and Mouthereau F. (2005) "Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation" Int. J. Earth. Sci., 94, 401-419.
- Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B. and Wortel R. (2011) "Zagros orogeny: a subduction-dominated process" Geol. Mag., 148, 692-725.
- Alavi M. (1991) "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Teths remnants in Iran" Geol. Soc. Am. Bull., 103, 983-992.

- Alavi-Tehrani M. (1976) "Sedimentary and structural characteristics of the paleo Tethys remnants in northeastern Iran" **J. Geol.**, 103, 983-992.
- Alavi-Tehrani N. (1979) "Ophiolitic rocks in Iran, results and problems" Geological Survey of Iran.
- Allegre C.J., Provost A. And Jaupart C. (1981) "Oscillatory zoning: a pathological case of crystal growth. **Nature**, 294, 223-228.
- Allen M., Jackson J. and Walker R. (2004) "Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates" **Tectonics**, 23, TC2008.
- Andrews B. J., Gardner J. E. and Housh T. B. (2008) "Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magmas erupted from El Chichón as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts" J. Volcanol. Geoth. Res., 175, 415-426.
- Annen C., Blundy J. D. and Sparks R. S. J. (2006) "The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones" **J. Petrol.**, 47, 505-539.
- Arvin M. and Robinson P.T. (1994) "The petrogenesis and tectonic setting of lava from Baft ophiolitic melange, SW Kerman, Iran" **Can. J.Earth Sci.**, 31, 824-834.
- Atapour H. and Aftabi A. (2007) "The geochemistry of gossans associated with Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Rafsanjani, Kerman, Iran: implications for exploration and the environment" J. Geochem. Explor., 93, 47-65.
- Atherton M.P. and Petford N. (1993) "Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust" **Nature**, 362,144-146.
- Ayers J.C. (1998) "Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite inter action in the wedge of subduction zones. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 132, 390-404.
- Azer M.K (2013) "Evolution and economic significance of listwaenites associated with Neoproterozoic ophiolites in South Eastern Desert, Egypt" Geologica Acta, 11, 113-128.
- Azizi H. and Moinevaziri H. (2009) "Review for tectonic setting for Cretaceous to Quaternary volcanism in NW Iran" J. Geodyn., 47, 167-179.
- Babazadeh S. A and De Wever P. (2004) "Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Sistan Suture (eastern Iran)" **Geodiversitas**, 26, 185-206.
- Bagheri S. and Stampfli G.M. (2008) "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. **Tectonophysics**, 451, 123-55.
- Baker D.R. (1998) "Granitic melt viscosity and dike formation" J. Struct. Geol., 20, 1395-1404.
- Baroz F., Macaudiere J., Montigny R., Noghreyan M., Ohnenstetter M. and Rocci, G. (1983) "Ophiolites and related formations in the Central part of the Sabzevar range (Iran) and possible geotectonic reconstructions, Geo. Suv of Iran. Report no.51.

- Barrier E. and Vrielynck B. (2008) "Palaeotectonic maps of the Middle East. Tectonosedimentary-palinspastic maps from Late Norian to Pliocene" 14 maps. Paris: CGMW/CCGM.
- Bauman A., Spies O. and Lensch G. (1983) "Strantium isotopic composition of postophiolithic tertiary volcanics between kashmar, sabzevar and Quchan NE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran, Final report" Geo. Suv of Iran. Report no.51.
- Beard J.S. and Lofgren G.E. (1989) "Effect of water on the composition of partial melts of greenstones and amphibolites" **Science**, 144, 195-197.
- Behrens H. and Gaillard F. (2006) "Geochemical aspects of melts: volatiles and redox behavior" **Elements**, 2, 275-280.
- Berberian F. and Berberian M. (1981) "Tectono-plutonic episodes in Iran, in Zagros, Hindu Kush, Himalaya: Geodynamic Evolution" **Geodynamics**, 3, 5-32.
- Berberian F., Muir I. D., Pankhurst R. J. and Berberian M. (1982) "Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran" J. Geol. Soc. London, 139, 605-614.
- Berberian M. and King G.C.P. (1981) "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran" **Can. J. Earth Sci.**, 18, 210-265.
- Best G. (2003) "Igneous and metamorphic petrology" Blackwell Science, 729p.
- Bina M. M., Bucur I., Pervot M., Meyerfeld Y., Daly L., Cantagrel J. M. and Mergoil, J. (1986) "Palaeomagnetism petrology and geochronology of Tertiary magmatic and sedimentary units from Iran" Tectonophysics, 121, 303-329.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.A., Davis D.W., Korsch J.R. and Foudolis C. (2003) "TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology" **Chem. Geol.**, 200, 155-170.
- Blanco-Quintero I.F., Rojas-Agramonte Y., García-Casco A., Kröner A., Mertz D.F., Lázaro C., Blanco-Moreno J. and Renne P.R. (2011) "Timing of subduction and exhumation in a subduction channel: Evidence from slab melts from La Corea mélange (eastern Cuba)" Lithos, 127, 86-100.
- Blundy J. D. and Holland T. J. B. (1990) "Calcic amphibole equilibria and a new amphiboleplagioclase geothermometer" **Contrib. Mineral. Petrol.,** 104, 208-224.
- Bottinga Y. Kudo A. and Weill D. (1966) "Some observation on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase" **Am. Mineral.**, 51, 792-806.
- Bourdon E., Eissen J.P., Monzier M., Robin C. and Martin H. (2002) "Adakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): evidence from slab melt metasomatism beneath the Andean Northern volcanic zone" **J. Petrol.**, 2, 43, 199-217.
- Calmus T., Aguillon-Robles A., Maury R.C., Bellon H., Benoit M., Cotten J., Bourgois J. and Michaud F. (2003) "Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (bajaites Q) from Baja California, Mexico: the role of slab melts" Lithos, 66, 77-105.
- Castillo P.R. (2006) "An overview of adakite petrogenesis" Chin. Sci. Bull. 3, 51, 257-268.

Castillo P.R. (2012) "Adakite petrogenesis" Lithos, 134, 304-316.

- Castillo P.R., Janney P.E. and Solidum R. (1999) "Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights into the source of adakite and other lavas in a complex arc tectonic setting. Contrib. Mineral. Petrol., 134, 33-51.
- Chang Z. and Meinert L.D. (2004) The magmatic-hydrothermal transition- evidence from quartz phenocryst textures and endoskarn abundance in Cu–Zn skarns at the Empire Mine, Idaho" **USA. Chem. Geol.**, 210, 149-171.
- Chaussard E. and Amelung F. (2014) "Regional controls on magma ascent and storage in volcanic Arcs" **Geochem. Geophys. Geosyst.**, 1407-1418.
- Chiaradia M., Müntener O., Beate B. and Fontignie D. (2009) "Adakite like volcanism of Ecuador: lower crust magmatic evolution and recycling" Contrib. Mineral. **Petrol.**, 158, 563-588.
- Chiu H.Y., Zarrinkoub M. H., Chung S.L., Lin I.J., Yang, H.M., Lo C.H., Mohammadi S.S. and Khatib M.M. (2010) "Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the magmatic and tectonic evolution in Iran" In Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia, Ankara, Turkey, Abstracts, p. 31.
- Chung S.L., Liu D.Y., Ji J.Q., Chu M.F., Lee H.Y., Wen D.J., Lo C.H., Lee T.Y., Qian Q. and Zhang Q. (2003) "Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet" Geology, 31, 1021-1024.
- Claeson D.T. and Meurer W.P. (2004) "Fractional crystalization of hydrous basaltic arctype magmas and the formation of amphibole gabbroic cumulates" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 147, 288-304.
- Claoue-Long J.C., Compston W., Roberts J. and Fanning C.M. (1995) "Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar analysis. In: Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.P. and Hardenbol J. (Eds.), Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation" **SEPM**, 4, 3-21.
- Compston W., Williams I.S. and Meyer C. (1984) "U–Pb geochronology of zircons from breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe Proceedings 14th Lunar and Planetary Science Conference" J. Geophys. Res. 89, B525-B534.
- Condie K.C. (2005) "TTGs and adakites: are they both slab melts?" Lithos, 80, 33-44.
- Condie K.C. and Swenson D.H. (1973) "Compositional variations in three Cascade stratovolcanoes: Jefferson, Rainier and Shasta" **Bull. Volcanol.**, 37, 205-320.
- Conrad C.P., Bilek S., and Lithgow Bertelloni C. (2004) "Great earthquakes and slabpull: interaction between seismic coupling and plate-slab coupling. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 218, 109-22.
- Cox K.G., Bell J.D. and Pankhurst R.J. (1979) "The interpretation of igneous rocks" Geoge allen and uniwin, London.450p.
- Davidson J., Turner S., Handley H., Mcpherson C. and Dosseto A. (2007) "Amphibole "sponge" in arc crust?" **Geology**, 35, 787-790.

- Deer W.A., Howie R.A. and Sussman J.Z. (1986) "An introduction to rock- forming minerals" Longman Ltd, 528 pp.
- Defant M.J. and Drummond M.S. (1990) "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere" **Nature**, 347,662-665.
- Defant M.J. and Kepezhinskas P. (2001) "Evidence suggests slab melting in arc magmas" EOS, **T. Am. Geophys. Union** 82, 62-70.
- Defant M.J., Richerson M., De Boer J.Z., Strwart R.H., Maury R.C., Bellon H., Drummond M.S. and Jackson T.E. (1991) "Dacite genesis via both slab melting and differentiation: Petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama" J.Petrol. 32, 1101-1142.
- Defant M.J., Xu J.F., Kepezhinskas P., Wang Q., Zhang Q. and Xiao L. (2002) "Adakites: some variations on a theme" Acta Petrol. Sin., 18, 129-142.
- Ding L.X., Ma C.Q., Li J.W., P.T., Deng X.D., Zhang C., Xu W.C. (2011) "Timing and genesis of the adakitic and shoshonitic intrusions in the Laoniushan complex, southern margin of the North China Craton: Implications for post-collisional magmatism associated with the Qinling Orogen" Lithos, 126, 212-232.
- Donaldson C. H. and Henderson C. M. B. (1988) "A new interpretation of round embayments quartz crystals" Mineral. Mag., 52, 27–33.
- Drummond M.S. and Defant, M.J. (1990) "A model for trondhjemitetonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archean to modern comparisons" J. Geophy. Res., 95, 21503-21521.
- Drummond M.S., Defant M.J. and Kepezhinskas P.K. (1996) "The petrogenesis of slab
- Duchesne J.C. and Charlier B. (2005) "Geochemistry of cumulates from the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (S. Norway). Part I: Constraints from major elements on the mechanism of umulate formation and on the jotunite liquid line of descent" **Lithos**, 83, 229-254.
- Dungan M.A. and Rhodes J.M (1978) "Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP legs 45-46: Evidence for magma mixing" Contrib. Mineral. Petrol., 67, 413-431.
- Emami M.H. (1981) "Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'étude dynamique et géochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central" Thèse Ph.D, University of Grénoble, France, 489 pp.
- Eyuboglu Y., Chung S.L., Santosh M., Dudas F.O. and Akaryalı E. (2011) "Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the eastern Pontides, NE Turkey: Implications for slab window melting" **Gondwana Res.**, 19, 413-429.
- Eyuboglu Y., Santosh M., Yi K. and Bektaş O. and Kwon S. (2012) "Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean region" Lithos, 146-147, 218-232.
- Foley F., Norman J., Pearson N. J., Rushmer T., Turner S. and Adam J. (2013) "Magmatic evolution and magma mixing of Quaternary adakites at Solander and little Solander Islands, New Zealand" J. Petrol., 54, 1-42.

- Foley S.F., Tiepolo M. Vannucci R. (2002) "Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones" **Nature**, 417, 837-840.
- Gao Y., Hou Z., Kamber B.S., Wei R., Meng X. and Zhao, R. (2007) "Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 153,105-120.
- Gao Y., Yang Z., Santosh M., Hou Z., Wei R. and Tian S. (2010) "Adakitic rocks from slab melt-modified mantle sources in the continental collision zone of southern Tibet" Lithos 119, 651-663.
- Gao Y.F., Hou Z.Q., Kamber B.S., Wei R.H., Meng X.J. and Zhao R.S. (2007) "Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 153, 105-120.
- Gao Y.F., Yang Z.S., Santosh M., Hou Z.Q., Wei R.H. and Tian S.H. (2010) "Adakitic rocks from slab melt-modified mantle sources in the continental collision zone of southern Tibet. **Lithos**, 119, 651-663.
- Garcia M. O. and Jacobson S. S. (1979) "Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 69, 319-327.
- Garrison J.M. and Davidson J.P. (2003) "Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes" **Geology**, 31, 565-568.
- Ghazi A.M., Hassanipak A.A. and Wallace K. (1977) "Geochemistry, petrology and geology of the Sabzevar ophiolite, northeastern Iran: implication on Tethyan tectonics" GSA., Abstracts and Programs, 29, A-229.
- Gill J. B. (1981) "Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Berlin, Springer-Verlag. p.401.
- Gill J. B. (1981) "Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, New York, Springer-Verlag, 390 pp.
- Ginibre C., Gerhard Wörner G. and Kronz A. (2002) "Minor- and trace element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 143, 300-315.
- Grove T.L., Baker M.B., Price R.C., Parman S.W., Elkin-Tanton L.T., Chatterjee N. and Müntener O. (2005) "Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H2O-rich mantle melts" Contrib. Mineral. Petrol., 148, 542-565.
- Guan Q., Zhu D.C., Zhao Z.D., Dong G.C., Zhang L.L., Li X.W., Liu M., Liu Y.S., Yuan H.L. (2012) "Late Cretaceous adakites from the eastern segment of the Gangdese Belt, Southern Tibet: prod ucts of Neo-Tethyan mid-ocean ridge subduction" Gondwana Res., 21, 88-99.
- Guan Q., Zhu D.C., Zhao Z.D., Zhang L.L., Liu M., Li X.W., Yu F., Liu M.H. and Mo X.X. (2010) "Late Cretaceous adakites from the eastern segment of the Gangdese Belt, Southern Tibet: prod ucts of Neo-Tethyan mid-ocean ridge subduction" Acta Petrol. Sin., 26, 2165-2179 (in Chinese with English abstract).

- Hacker B.R., Abers G.A. and Peacock S.M. (2003) "Subduction factory: 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H<sub>2</sub>O contents" J. Geophys. Res., 108, no. B1, 2029.
- Halls C., and Zhao R. (1995) "Listwaenite and related rocks: perspectives on terminology and mineralogy with reference to an occurrence at Cregganbaun, Co. Mayo, Republic of Ireland" **Mineralium Deposita**, 30, 303-313.
- Hatzfeld D. and Molnar P. (2010) "Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications" **Rev. Geophys.**, 48, RG2005, 48 pp.
- Hawkesworth C.J., Gallagher K. and Hergt J. M. (1993) "Mantle and slab contributions in arc magmas" Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 21, 175-204.
- Holland T. J. B. and Blundy, J. D. " (1994) "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry" Contrib. Mineral. Petrol., 116, 433-447.
- Hoskin P.W.O. and Black L.P. (2000) "Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon" J. Metamorph. Geol., 18, 423-439.
- Hou Z.Q., Gao Y.F., Qu X.M., Rui Z.Y. and Mo X.X. (2004) "Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet" Earth Planet. Sci. Lett., 220, 139-155.
- Houseman G. A., McKenzie D. P. and Molnar P. J. (1981) "Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts" **J. Geophys. Res.**, 86, 6115-6132.
- Housh T. B. and Luhr J. F. (1991) "Plagioclase-melt equilibria in hydrous system" Am. Mineral., 76, 477-492.
- Humphreys M. C. S., Blundy J. D. and Sparks R. S. J. (2006) "Magma evolution and open-system processes at Shiveluch volcano: insights from phenocrysts zoning" J. Petrol., 47, 2303-2334.
- Humphreys M. C. S., Christopher T. and Hards V. (2009) "Microlite transfer by disaggregation of mafic inclusions following magma mixing at Soufrie're Hills volcano, Montserrat" Contrib. Mineral. Petrol., 157, 609-624.
- Innocenti, F., Manetti, P., Nazzoli, R., Pasquare, G., Villari, R., 1982. In: Thorpe, R.S. (Ed.), Anatolia and northwestern Iran. InJohn Wiley & Sons, Andesites, 327-349.
- Ionov D.A. and Hofmann A.W. (1995) "Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations" Earth Planet. Sci. Lett., 131, 341-356.
- Irvin T. and Baragar W.R.A. (1971) "A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks" **Can. J. earth Sci. Lett.**, 8, 523-548.
- Irvine T. N. and Baragar W. R. A. (1971) "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks" **Can. J. Earth Sci.**, 8, 523-548.
- Jahangiri A. (2007) "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications" **J. Asian Earth Sci.**, 30, 433-447.

- Kamei A., Owada M., Nagao T. and Shiraki K. (2004) "High-Mg diorites derived from sanukitic HMA magmas, Kyushu Island, southwest Japan arc: evidence from clinopyroxene and whole rock compositions" Lithos, 75, 359-371.
- Kay R.W. (1978) "Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust" J. Volcanol. Geoth. Res., 4,117-132.
- Kazmin V.G., Ricou L.E. and Sbortshikov I.M. (1986) "Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys" **Tectonophysics**, 123, 153-179.
- Kepezhinskas P.K., Defant M.J. and Drummond M.S. (1996) "Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths" **Geochim.Cosmochim. Acta**, 60, 1217-1229.
- Keppler H. (1996) "Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids" **Nature**, 380, 237-240.
- Keskin M., Pearce J. A. and Mitchell J. G. (1998) "Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum- Kars Plateau, North Eastern Turkey" J. Volcanol. Geoth. Res., 85, 355-404.
- Khalatbari Jafari M., Babaie H. A. and Gani M. (2013) "Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-back arc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran" J. Asian Earth Sci., 70, 209-230.
- Kirkpatrichk R.G. (1977) "Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhe and Alane lava lakes Kilauea volcano, hawaii" Geol. Soc. Am. Bull., 88, 78-84.
- Kohn M. J. and Parkinson C. D. (2002) "Petrologic case for Eocene slab break off during the Indo-Asian collision" **Geology**, 30, 591-594.
- Kumar K.V. and Rathna K. (2008) "Geochemistry of the mafic dykes in the Prakasam Alkaline Province of Eastern Ghats Belt, India: Implications for the genesis of continental rift-zone magmatism" Lithos, 104, 306-326
- Kürkcüoğlu K., Furman T. and Hanan B. (2008) "Geochemistry of post-collisional mafic lavas from the North Anatolian Fault zone, Northwestern Turkey" Lithos 101, 416-434.
- L'Heureux I. (1977) "Oscillatory zoning in plagioclase: thermal effects" **Physica A**, 239, 137-1.
- Lázaro C., Blanco-Quintero I.F., Marchesi C., Bosch D., Rojas-Agramonte Y. and García-Casco A. (2011) "The imprint of subduction fluids on subducted MORB derived melts (Sierra del Convento mélange, Cuba)" Lithos, 126, 341-354.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A. and Zanettin B. (1986) "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram" J. Petrol., 27, 745-750.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol., 27, 745-750.
- Le Maitre R. W. (1976) "Some Problems of the Projection of Chemical Data into Mineralogical Classifications" Contrib. Mineral. Petrol., 56, 181-189.
- Leake B. E. (1978) "Nomenclature of amphiboles" Am. Mineral., 63, 1023-1052.

- Leake B. E., Wooley A. R., Birch W. D., Burke E. A. J., Ferraris G, Grice J. D., Hawthorne F. C., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Schumacher J. C., Stephenson N. C. N. and Whittaker E. J. W. (2004) "Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Associations amphibole nomenclature" Am. Mineral., 89, 883-887..
- Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W. and Youzhi G. (1997) "Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names" Am. Mineral., 82, 1019-1037.
- Lensch G. (1980) "Major element geochemistry of the ophiolites in northeastern Iran, in: "Ophiolites, Proceedings Intern. Ophiolite Symposium, Cyprus 1979", edited by: Panayotou, A." Geological Survey Department, Cyprus, 398-401.
- Lensch G., Mihn A. and Alavi-Tehrani N. (1977) "Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar/ Khorasan (Iran)" Neues Jahrb. Geol. P-M., 131, 156-178.
- Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D. and Marchal M. (1982) "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 59, 139-154
- Li C., Li X., Li Q., Guo J., Li X., Feng L., Chu Z. (2012b) "Simultaneous determination of <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd and <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd ratios and Sm-Nd contents from the same filament loaded with purified Sm-Nd aliquot from geological samples by isotope dilution thermal ionization mass spectrometry" **Anal. Chem.** 84, 6040-6047.
- Li C.F., Li X.H., Li Q.L., Guo J.H., Li X.H. and Yang Y.H. (2012a) "Rapid and precise determination of Sr and Nd isotopic ratios in geological samples from the same filament loading by thermal ionization mass spectrometry employing a single-step separation scheme" Anal. Chim. Acta, 727, 54-60.
- Lopez-Escobar L., Frey F.A. and Vergara M. (1977) "Andesites and high-alumina basalts from Central South Chile high Andes: geochemical evidences bearing to their petrogenesis" Contrib. Mineral. Petrol., 63, 199- 228.
- Ludwig K.R. (2003) "User's manual for isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel" **BGC**, Berkeley, California, 1-70.
- Macpherson C.G., Dreher S.T. and Thirlwall M.F. (2006) "Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines" Earth Planet. Sci. Lett., 243, 581-593.
- Maniar P. D. and Piccoli P. M. (1989) "Tectonic discrimination of granitoids" Geol. Soc. Am. Bull., 101, 635-643.
- Martel C., Pichavant M., Holtz F., Scaillet B., Bourdier J. L. Traineau H. (1999) "Effects of fO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O on andesite phase relation between 2 and 4 kbar" J. Geophys. Res., 104, 29453-29470.

- Martin H. (1999) "Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids" Lithos, 3,411-429.
- Martin H. and Moyen J.F. (2003) "Secular changes in TTG composition: comparison with modern adakites" EGS-AGU-EUG joint meeting, Nice, April, VGP7-1FR2O-001.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F. and Champion D. (2005) "An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution" **Lithos**, 79, 1-24.
- Miyashiro A. (1974) "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins" Am. J. Sci., 274, 321-355.
- Moine-Vaziri H., khalili-Mrandi S.H. and Brousse R. (1991) "L' importance d' un volcanisme potassique au Miocene Supérieur en Azaerbaijan (Iran)" Compte. Rendu. Academic. Science, Paris, 3, 1603-1610.
- Molinaro M., Zeyen H. and Laurencin X. (2005) "Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off?" Terra Nova, 17, 1-6.
- Motaghi K., Tatar M., Shomali Z. H., Kaviani K. and Priestley K. (2012) "High resolution image of uppermost mantle beneath NE Iran continental collision zone" **Phys. Earth Planet. In.**, 208, 38-49.
- Moyen J.F. (2009) "High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature" Lithos, 112, 556-574.
- Müntener O., Kelemen P. B. and Grove T. L. (2001) "The role of H<sub>2</sub>O during the crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 141, 643-658.
- Müntener, O. (2005). "Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H2O-rich mantle melts" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 148, 542-565.
- Murphy J. B., Blais S. A., Tubrett M., McNeil D. and Middleton M. (2012) "Microchemistry of amphiboles near the roof of a mafic magma chamber: Insights into high level melt evolution" **Lithos**, 148, 162-175.
- Nachite H. (1986) "Contribution an l e' tude analytique ET experimental des biotites des granitoids applications typologiques" These de Doctorat De L'Univesite' de Bretagne accidentale, Brest, France.
- Nebel O., Münker, C., Nebel-Jacobsen Y.J., Kleine T., Mezger K. and Mortimer N. (2007) "Hf-Nd-Pb isotope evidence from Permian arc rocks for the long-term presence of the Indian-Pacific mantle boundary in the SW Pacific" Earth Planet. Sci. Lett., 254, 377-392.
- Nelson S.T. (1989) "Geologic map of the Geyser Peak quadrangle, Sevier and Wayne Counties, Utah Geologic report included). Utah Geological and Mineral Survey Map Publication I14, scale 1:24000.
- Nelson S.T. and Montana A. (1992) "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression" **Am. Mineral.**, 77, 1242-1249.
- Nisbet E.G. and Pearce J.A. (1977) "Clinopyroxene Composition in Marie Lavas from Different Tectonic Settings" Contrib. Mineral. Petrol., 63, 149-160.
- Noghreyan M. K. (1982) "Evolution geochimique, mineralogique, et structural d'un edifice ophiolitique singulier: Le massif de Sabzevar (Partie Central), NE d'Iran" **These Sci, Univ. de Nancy I**, France, 239 pp.
- O'Neill H. S. C. and Pownceby M. L. (1993) "Thermodynamic data from redox reactions at high temperatures, I. An experimental and theoretical assessment of the electrochemical method using stabilized zirconia electrolytes, with revised values for the Fe-"FeO", Co-CoO, Ni-NiO, and Cu-Cu<sub>2</sub>O oxygen buffers, and new data for the W-WO<sub>2</sub> buffer" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 114, 296-314.
- Omrani J., Agard P., Witechurch H., Benoit M., Prouteau G. and Jolivet L. (2008) "Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences" **Lithos**, 106, 380-398.
- Omrani J., Agard P., Witechurch H., Benoit M., Prouteau G. and Jolivet L. (2009) "Reply to: Comment by Aftabi and Atapour on Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences" Lithos, 113, 847-9.
- Peacock S.M. (1996) "Thermal and petrologic structure of subduction zones, in Bebout G.E., Scholl D.W., Kirby S.H. and Platt J.P., eds., Subduction Top to Bottom: AGU, Geophys Monogr. Ser., 88, 45-65.
- Peacock S.M. and Wang K. (1999) "Seismic consequences of warm versus cool subduction zone metamorphism: Examples from northeast and southwest Japan" Science, 286, 937-939.
- Peacock S.M., van Keken P.E., Holloway S.D., Hacker B.R., Abers G. and Fergason R.L. (2005) "Thermal structure of the Costa Rica–Nicaragua subduction zone: Slab metamorphism, seismicity and arc magmatism" Phys. Earth Planet. In., 149, 187-200.
- Peacock SM., Rushmer T. and Thompson A.L. (1994) "Partial melting of subducted oceanic crust" Earth Planet. Sci. Lett. 121, 227-244.
- Pearce J.A., Harris N.B.W. and Tindle A.G. (1984) "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks" J. Petrol., 25, 956-983.
- Pearce T.H. and Kolisnik A.M. (1990) "Observations of plagioclase zoning using interference imaging" Earth-Sci. Rev., 29, 9-26.
- Peccerillo R. and Taylor S.R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 58, 63-81.
- Peccerillo R. and Taylor S.R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northernTurkey" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 58, 63-81.
- Petford N. and Atherton M. (1996) "Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru" J. Petrol., 37, 1491-1521.

- Prouteau G., Scaillet B., Pichavant M. and Maury R. (2001) "Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust" Nature, 410, 197-200.
- Putirka K. D., Mikaelian Ryerson H., F. and Shaw H. (2003) "New clinopyroxeneliquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho" Am. Mineral., 88, 1542-1554.
- Putirka K.D. (2008) "Thermometers and barometers for volcanic systems, in: Minerals, inclusions and volcanic processes, edited by: Putrika, K. and Tepley, F." Rev. Mineral. Geochem., 69, 61-120.
- Ramos F. C., Wolff J. A. and Tollstrup D. L. (2005) "Sr isotope disequilibrium in Columbia River flood basalts: evidences for rapid shallow-level open-system processes, Geology, 33, 457-460.
- Rapp R.P., Shimizu N. and Norman M.D. (1999) "Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa" Chem. Geol., 160, 335-356.
- Rapp R.P., Shimizu N. and Norman M.D. (2003) "Growth of early continental crust by partial melting of eclogite" **Nature**, 425, 605-609.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D. and Applegate G.S. (2006) "Reaction between slab derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa" Chem. Geol., 160, 335-356.
- Reilinger R., McClusky S., Vernant P., Lawrence S., Semih Ergintav S., Cakmak R., Haluk Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sakr K., ArRajehi A., Paradissis D., Al-Aydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitrotsa A., Filikov S. V., Gomez F., Riad Al-Ghazzi, R. and Karam G. (2006) "GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions" J. Geophys. Res., 111, B05411.
- Ridolfi F. and Renzulli A. (2012) "Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 163, 877-895.
- Ridolfi F., Renzulli A. and Puerini M. (2010) "Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes" Contrib. Mineral. Petrol., 160, 45-66.
- Rollinson H.R. (1993) "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation" Longman.
- Rooney T.O., Franceschi P. and Hall C.M. (2010) "Water-saturated magmas in the Panama Canal region: a precursor to adakite like magma generation" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 161, 373-388.
- Rossetti F., Nasrabady M., Theye T., Gerdes A., Monié P., Lucci F. and Vignaroli G. (2014) "Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The

late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran)" **Geol. Soc .Am. Bull.,** 126, 317-343.

- Rossetti F., Nasrabady M., Vignaroli G., Theye T., Gerdes A., Razavi S. M. H. and Moin- Vaziri H. (2010) "Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): Implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran" **Terra Nova**, 22, 26-34.
- Rudnick R.L. and Gao S. (2003) "Composition of the continental crust. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), **Treatise geochem.**, 3. Elsevier, Oxford, 1-64.
- Rushmer T. (1991) "Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 107, 41-59.
- S. Clement S., Compston W. and Newstead G. (1977) "Design of a large, High Resolution Ion Microprobe" In: Abstract volume of 1st International Conference on Secondary Ion Mass Spectrometry, Münster, (published in full as Appendix 1 of Ireland et al., 2008).
- Saccani E., Delavari M., Beccaluva L. and Amini S. (2010) "Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean" Lithos, 117, 209-28.
- Sadredini E. (1974) "Geologie und petrography im Mittelteil des Ophiolith zuges nordlich Sabzevar Khorasan (Iran)" Disertation, Univ, Saarbruchen, pp, 120.
- Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotten J., Defant M.J., Pubellier M. and Rangin C. (1993) "Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines" Geology, 21, 1007-1010.
- Sajona F.G., Maury R.C., Pubellier M., Leterrier J., Bellon H. and Cotton J. (2000) "Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collisional setting, central Mindanao (Philippines)" Lithos, 54, 173-206.
- Schellart W.P., Freeman J., Stegman D.R., Moresi L. and May D. (2007) "Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width" **Nature** 446, 308-11.
- Schiano P., Clocchiattl R. and Shimizu N. (1995) "Hydrous, silica-rich melts in the subarc mantle and their relationship with erupted arc lavas" **Nature**, 377, 595-600.
- Seaman S.J. (2000) "Crystal clusters, feldspar glomerocrysts and magma envelopes in the Atascosa lookout lava flow, Southern Arizona, USA: recorders of magmatic events" **J. Petrol.**, 41, 693-716.
- Sengor A.M.C. (1990) "A new model for the Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implication for Oman. In: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., Ries, A.C. (Eds.). The Geology and Tectonics of the Oman Region" Geological Society, London, 37, 119-181.
- Shabanian E., Acocella V., Gioncada A., Ghasemi H. and Bellier O. (2012) "Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey" Tectonics, 31, 3013-3042.
- Shabbani A.T and Lalonde A. (2003) "Composition of Biotite from Granitic Rocks of the Canadian Appalachian: A potential tectonomagmatic indicator?" Can. Mineral., 41, 1381-1396.

- Shafaii Moghadam H. S., Whitechurch H., Rahgoshay M. and Monsef I. (2009) "Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): Short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone" C. R. Geosci., 341, 1016-1028.
- Shafaii Moghadam S. H., Zaki Khedr M., Arai S., Stern R. J., Ghorbani G., Tamura A. and Ottley C. (2015) "Arc-related harzburgite-dunite-chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: a model for formation of podiform chromitites" Gondwana Res., 27,575-593
- Shelly D. (1993) "Igneous and metamorphic rocks under microscope: classification features, microstructures and mineral preferred orientations" Chapman & Hall, London, 405p.
- Shojaat B., Hassanipak A.A., Mobasher K. and Ghazi A.M. (2003) "Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. J. Asian Earth Sci., 21, 1053-1067.
- Sisson T. W. and Grove T. L. (1993) "Experimental investigations of the role of H<sub>2</sub>O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism" Contrib. Mineral. Petrol., 113, 143-166.
- Slaby E. and Götze J. (2004) "Feldspar crystallization under magma mixing conditions shown by cathodoluminescence and geochemical modeling- a case study from the Karkonosze pluton (SW Poland)" Mineral. Mag., 68, 561-577.
- Speer J.A. (1984) "Micas in igneous rocks. In Micas (S.W. Bailey, ed)" Revised Mineralogy 13, 299-356 Piedmont, U.S.A. Can. Miner., 19, 35-46, 1981.
- Spies O. Lensch G. and Mihem A. (1983) "Geochemistry of the post- ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NE Iran)" GSI, Report no. 51, 247-266.
- Stalder R., Foley S.F., Brey G.P. and Horn I. (1998) "Mineral- aqueous fluid partitioning of trace -Elements at 900-1200 c and 3-5.7 GPA: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism" Geochem. Cosmochem. Acta, 62, 1781-1801.
- Stampfli G.M. and Borel G. D. (2002) "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones, **Earth Planet. Sci. Lett.**, 196, 17-33.
- Stern C.R. and Kilian R. (1996) "Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone" Contrib. Mineral. Petrol., 123, 263-281.
- Stewart D. C. (1975) "Crystal clots in calc-alkaline andesites as breakdown products of high-Al amphiboles" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 53, 195-204.
- Stöcklin J. (1981) "Structural history and tectonics of Iran: a review" Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 52, 1229-1258.
- Stormer J.C. (1972) "Mineralogy and petrology of the Raton-Clayton volcanic field, northeastern New Mexico. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 3299-3322.
- Sun S.S. (1980) "Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs" **Philos. T. Roy. Soc.**, 297, 409-445.

- Sun S.S. and McDonough W. F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes, in: Magmatism in oceanic basins, edited by: Saunders A. D. and Norry M. J." Geol. Soc. London, 42, 313-345.
- Sun W.D., Hu Y.H., Kamenetsky V.S., Eggins S.M., Chen M. and Arculus R.J. (2008) "Constancy of Nb/U in the mantle revisited. Geochim Cosmochim Acta 72, 3542-3549.
- Takin M. (1972) "Iranian geology and continental drift in the Middle East" Nature, 235,147-150.
- Tepley F.J., Davidson J., Tilling R.I. and Arth J.G. (2000) "Magma mixing, recharge and eruptive histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichón Volcano, Mexico" J. Petrol., 41, 1397-1411.
- Topuz G., Altherr R., Schwarz W.H., Siebel W., Satir M. and Dokuz A. (2005) "Postcollisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycik granodiorite (Eastern Pontides, Turkey). Contrib. Mineral. Petrol., 150, 441-455.
- Topuz G., Okay A.I., Altherr R., Schwarz W.H., Siebel W., Zack T., Satır M. and Şen, C. (2011) "Post-collisional adakite-like magmatism in the Ağvanis Massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey)" Lithos, 125, 131-150.
- Troll V. R. and Schmincke H.U. (2002) "Magma mixing and crustal recycling recorded in ternary feldspar from compositionally zoned peralkaline ignimbrite "A", Gran Canaria, Canary Island" **J. Petrol.**, 43, 243-270.
- Troll V.R., Donaldson C.H. and Emeleus C.H. (2004) "Pre-eruptive magma mixing in ash-flow deposites of the Tertisry Rum Igneous Centre, Scotland" Contrib. Mineral. Petrol., 147, 722-739.
- Tsikouras B., Karapi S., Grammatikopoulos A.T. and Hatzipanagiotou K. (2006) Listwaenite evolution in the ophiolite mélange of Iti Mountain" Eur. J. Mineralogy, 18, 243-255.
- Tsuchiyama A., (1985) "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 89, 1-16.
- Turner S., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Kelley S., Calsteren P. and Deng W. (1996) "Post-collisional, shoshonitic volcanism on the Tibetean plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts" J. Petrol., 37, 45-71.
- Van Boening A.M. and Nabelek P.I. (2008) "Petrogenesis and tectonic implications of paleoproterozoic mafic rocks in the Black Hills, South Dakota" Precambrian Research Lett., 167, 363-376.
- Van Hunen J. and Allen M.B. (2011) "Continental collision and slab break-off: A comparison of 3-D numerical models with observations" Earth Planet. Sci. Lett., 302, 27-37.

- Vance J.A. (1965) "Zoning in igneousp lagioclase:P atchy zoning." J. Geology, 13, 637-651.
- Varol E., Temel A., Gourgaud A. and Herve Bellon H. (2007) "Early Miocene adakitelike volcanism in the Balkuyumcu region, central Anatolia, Turkey: Petrology and geochemistry" J. Asian Earth Sci., 30, 613-628.
- Vásquez P. and Franz Z. (2008) "The Triassic Cobquecura Pluton (Central Chile): An example of a fayalite-bearing A-type intrusive massif at a continental margin" **Tectonophysics**, 459, 66-84.
- Verdel C., Wernicke B.P., Ramezani J., Hassanzadeh J., Renne P.R. and Spell T.L. (2007) "Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complex in the Saghand region of central Iran" Geol. Soc. Am. Bull., 119, 961-977.
- Vernant P., Nilforoushan F., Hatzfeld D., Abbasii M. R., Vigny C., Masson F., Nankali H., Martinod J., Ashtiani A., Bayer R., Tavakoli F. and Chery J (2004) "Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman" Geophys. J. Int., 157, 381-98.
- Wang Q., McDermott F., Xu J.F., Bellon H. and Zhu Y.T. (2005) "Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting" **Geology**, 33, 465-468.
- Wang Q., Wyman D. A., Xu J.-F., Zhao Z. H., Jian P., Xiong X. L., Bao Z. W., Li C. F. and Bai Z. H. (2006) "Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (Eastern China): implications for geodynamics and Cu-Au mineralization" Lithos, 89, 424-446.
- Wang Q., Wyman D.A., Xu J.F., Wan Y.S., Li C.F., Zi F., Jiang X.Q., Qiu H.N., Chu Z.Y., Zhao Z.H. and Dong Y.H. (2008) "Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge" Contrib. Mineral. Petrol., 155, 473-490.
- Wang Q., Xu J.F., Zhao Z.H., Bao Z.W., Xu W. and Xiong X.L. (2004) "Cretaceous highpotassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent" Geochem. J., 38, 417-434.
- Wang X. L., Shu X. J., Xu X., Tang M. and Gaschnig R. (2012) "Petrogenesis of the Early Cretaceous adakite-like porphyries and associated basaltic andesites in the eastern Jiangnan orogen, southern China" J. Asian Earth Sci., 61, 243-256.
- Winchester J.A. and Floyd P.A. (1976) "Geological magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks" Earth and Planet. Sci., 28, 459-469.
- Winchester J.A. and Floyd P.A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma serier and their differentiation products using immobile element Geology" **Chem. Geol.**, 20, 249-287.

- Woodhead J.D., Hergt J.M., Davidson J.P. and Eggins S.M. (2001) "Hafnium isotope evidence for conservative element mobility during subduction zone processes" Earth Planet. Sci. Lett., 192, 331-346.
- Xiong X.L., Adam J. and Green T.H. (2005) "Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis" **Chem. Geol.**, 218, 339-359.
- Xu J., Shinjo R., Defant M.J., Wang Q. and Rapp R.P. (2002) "Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust?" Geology, 12, 30, 1111-1114.
- Xu X.W., Jiang N., Yang K., Zhang B.L., Liang G.H., Mao Q., Li J.X., Du S.J., Ma Y.G., Zhang Y., Qin K.Z. (2009) "Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanho area, western Yunnan, China" Lithos, 113, 595-611.
- Yang Y.H., Zhang H.F., Chu Zh.Y., Xie L.W. and Wu F.Y. (2010) "Combined chemical separation of Lu, Hf, Rb, Sr, Sm and Nd from a single rock digest and precise and accurate isotope determinations of Lu–Hf, Rb–Sr and Sm–Nd isotope systems using Multi-Collector ICP-MS and TIMS" Int. J. Mass Spectrom., 290, 120-126.
- Zhao Z.H., Xiong X.L., Wang Q., Wyman D.A., Bao Z.W. and Bai Z.H. Qiao, Y.L. (2008) "Underplating-related adakites in Xinjiang Tianshan China" Lithos, 102, 374-391.
- Zhu A.C., Zhao Z.D., Pan G.T., Lee H.Y., Kang Z.Q., Liao Z.L., Wang L.Q., Li G.M., Dong G.C. and Liu B. (2009) "Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction?" J. Asian Earth Sci., 34, 298-309.

## Abstract

The post-ophiolite igneous rocks with andesite/trachyandesite, trachydacite/dacite and rhyolite/rhyodacite in composition cut the late Cretaceous-Paleocene Sabzevar ophiolitic complex as widespread domes, stock and dykes. The most abundant minerals in these rocks are plagioclase and amphibole. These rocks show various textures such as Amphibole felsitic porphyry, microlitic porphyry, sieve, flow and glomeroporphyric. chemistry ranges from Mg-hastingsites and tschermakites in andesites/trachyandesites to magnesiohornblende in dacites. All amphiboles are low Al# (<0.21) and are found to be in equilibrium with high  $H_2O_{melt}$  values of 4.2 to 10.3 wt% (±0.5), consistent with values assumed for 'wet' primitive calc-alkaline magma suites. Plagioclase compositions vary between An<sub>70</sub> to An<sub>8</sub>. Geochemical studies show calc-alkaline and metaluminous to peraluminous nature of these rocks which is characteristics of the arc volcanics. Enrichment in light rare earth elements (LREEs) and large ion lithophile elements (LILEs) and depletion in heavy rare earth elements (HREEs) are obvious in their primitive mantle and chondrite normalized spider diagrams. These characteristics combined with high Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Sr, high Sr/Y and low K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratios with depletion in HREEs, Y and HFSE are similar to the range observed in typical high-silica adakites (HSA). The emplacement age of these rocks into the Sabzevar ophiolitic zone obtained Based on the about 45 Ma by SHRIMP II U-Pb method on separated zircons. amphibole thermobarometry, plagioclase/melt thermobarometry and clinopyroxene/ melt barometry models, plagioclase crystallized dominantly at pressures of 350 (130 to 468) MPa, while amphiboles record both low pressures (300MPa) and very high pressures (>700MPa) of crystallization. The latter is supported by the calculated pressures for clinopyroxene crystallization (550 to 730MPa). The association of amphibole with clinopyroxene and no plagioclase phenocrysts in the most primitive samples (Mg-andesites) is consistent with amphibole fractionation from very hydrous magmas at deep crustal levels of the plumbing system, which may have been a key process in intensifying adakite-type affinities in more evolved suites (dacite and rhyolite). Barometry, combined with disequilibrium features such as oscillatory-zoned sieve-textured plagioclase crystals with An-rich overgrowths in more evolved and samples, implies that final magma differentiation occurred in an open magma system in . The post-ophiolite rocks of Sabzevar zone display initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr upper crustal levels. values of 0.704758 to 0.703790 and +5.26 to +6.54 respectively, ratios and  $\epsilon$ Nd (45 Ma) as same as these values in MORB compositions which are corresponding to adakitic The results compositions derived from melting of Cenozoic oceanic subducted slabs. show that parental magma of the Sabzevar adakitic rocks were generated by partial melting of a garnet-amphibolite or eclogite source derived from metamorphism of Sabzevar subducted oceanic lithosphere in early Eocene time.

Keywords: Igneous rocks, Petrology, Adakite, Post-ophiolite, Bashtin, Sabzevar.



University of Shahrood Faculty of Geosciences

## Petroloy, geochemistry and petrogenesis of North Bashtin adakitic domes, Sabzevar

Khadije Jamshidi

Supervisor: Habibollah Ghasemi

July, 2015