

دانشكده علوم زمين

زمین شناسی- پترولوژی

پتروژنز و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی زون فریمان تربت – جام

حسین گلیخطیر استاد راهنما دکتر حسین مهدیزاده استاد مشاور دکتر فرج اله فردوست

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد در رشته زمین شناسی (گرایش پترولوژی)

بهمن ۱۳۸۹

رسول الله ﷺ : کُا َّ أَمْرِ ذي بال لايُبْدَأَ فيهِ بِ« بِسْم اللهِ الرَّحْمن الرَّحيم » أَقْطَعُ هر كارمهمّى كه با « بسم الله الرّحمن ال آغاز نشود بىفرجام است . منتخب ميزان الحكمه ح ٣١٣٢

تقديم به

سلطان محبت، مادرم



تقديم به

سلطان رنج، روح پدرم

تقديم به

استاد بزرگوارم و کسانی که دوستشان می دارم

تشکر و قدر دانی

اکنون که با یاری ایزد متعال، فصلی دیگر از زندگی و مقطعی دیگر از تحصیل را به پایان رساندهام شایسته میدانم، زحمات و راهنماییهای کلیه کسانی را که در طی دوران تحصیلم به من یاری رساندهاند ارج نهاده و مراتب تشکر قلبی خویش را از نقش اساسی و ماندگار آنها ابراز دارم. اذعان میدارم که اتمام این پایان نامه بدون یاری عزیزانی که ذکر نام همگی آنها امکان پذیر نیست، محقق نمی گردید. واژهها قاصر از درک زحمات و تلاشهای این بزرگواران است، بنابراین خود لازم میدانم و شایسته است، مراتب تشکر و قدردانی خود را ابراز نمایم.

در ابتدا از مادر عزیزم، برادران خوبم به خاطر فراهم نمودن مسیر پیشرفتهایم در عرصههای مختلف بینهایت سپاسگزاری مینمایم.

از آقای دکتر حسین مهدیزاده که بیدریغ عمر و وقت خود را در خدمت به دانشجویان دانشکده علوم زمین قرار دادهاند، و همچنین به عنوان استاد راهنما اینجانب را در بررسیهای صحرایی و نمونهبرداری یاری رسانیدند، کمال تشکر و امتنان را دارم.

از استاد مشاور بزرگوارم جناب آقای دکتر فرجا... فردوست که با راهنماییهای خود در به ثمر رسیدن این پایان نامه مرا یاری نمودند متشکر و سپاس گذارم.

مراتب تشکر و سپاس خود را از آقایان دکتر محمود صادقیان، دکتر حبیب ا... قاسمی، دکتر شفاهی و خانم دکتر شیبی و نیز کارشناسان آزمایشگاه، آقایان مهندس میرباقری و مهندس علیرضا خانعلیزاده جهت همکاری در پیشبرد رساله ابراز میدارم.

از اساتید و کارمندان محترم دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، آقایان دکتر کرمی، دکتر امیدی، دکتر رمضانی اومالی و خانمها سعیدی و فارسی کمال تشکر و امتنان را دارم.

کمکهای دوستان عزیزم آقایان محمد برهمند، احمد بسکابادی، مهدی خداپرست، علی صادقی، حامد فیضی، کاظم کاظمی، مجتبی گراوند و خانمها تیموری، دلاور غفاری و که هر یک به نوعی در بخشهای مختلف این رساله سهیم بودهاند، قابل تقدیر است.

حمایتها و پشتیبانی خانواده عزیز و بزرگوارم در تمامی مراحل زندگی شامل حال من بوده و ضمن تشکر، سلامتی آنها را از درگاه خداوند متعال خواستارم. دانشجو تأیید می نماید که مطالب مندرج در این پایان نامه نتیجه تحقیقات خودش می باشد و در صورت استفاده از نتایج دیگران مرجع آن را ذکر نموده است. کلیه حقوق مادی مرتبت از نتایج مطالعات، آزمایشات و نو آوری ناشی از تحقیق موضوع این پایان نامه متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد.

حسين گلىخطير

زمستان ۱۳۸۹

توده گرانیتوئیدی نوار فریمان – تربت جام در استان خراسان رضوی و در ۳۵ کیلومتری جنوب شرق شهرستان فریمان واقع شده است. این توده در شیلهای ژوراسیک نفوذ نموده است . با توجه به مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی این توده دارای طیف ترکیبی شامل گرانیت، آلکالی گرانیت، گرانودیوریت و دایکهای میکروگابرویی میباشد. کانیهای موجود در این توده نشانههایی از دگر ریختی را نشان میدهند. از جمله این علائم میتوان به خاموشی موجی شدید، خرد شدگی و تبلور مجدد کوارتزها، ماکلهای ثانویه، خمش ماکل و ساختهای ساب ماگمایی در پلاژیوکلازها، تبدیل ارتوز به میکروکیلین در اثر فشار و ایجاد عدسیهای ارتوز در درجات بالای دگر ریختی، خمیدگی رخها و تبدیل به تجمعات ریزتری از کلریت در دگر ریختیهای شدید، در بیوتیتها میباشد، اشاره نمود. این نشانهها در نتیجهی پدیده ی میلونیتی شدن در این گرانیتوئیدها میباشد.

روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب نمونههای مورد مطالعه خطی و مشابه هم است. الگوی نمودارهای REE بهنجار شده کندریتی با غنی شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک و تهی شدگی از عناصر کمیاب خاکی سنگین مشخص میشوند. مقادیر بالای Th/K/Rb و مقادیر پائین Nb/Ti/P/Sr بیانگر آلودگی ماگما به وسیله پوسته یا ماگماتیسم به همراه فرورانش میباشد.

مطالعات ژئوشیمیایی نشان میدهند که ماگمای والد توده مورد مطالعه پرآلومین ضعیف تا متاآلومین بوده و دارای ماهیت پتاسیم متوسط تا بالا میباشند. تبلور تفریقی و آلایش عامل اصلی در تحول ماگمای سازنده توده مورد مطالعه میباشد.

نمودارهای تمایز تکتونیکی نشان میدهد که این توده به محیطهای قوس قارهای و قوس حواشی فعال قارهای تعلق دارد و احتمالاً در طی رخداد کوهزایی سیمیرین میانی و زون فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه قارهای ایران مرکزی منجر به تشکیل ماگمای آندزیتی کالکوآلکالن شده است، سپس این ماگماها در پوسته زیرین جایگزین شده و در نتیجه ذوب بخش آن، ماگماهای گرانیتی با ماهیت پرآلومین ضعیف و متاآلومین را ایجاد نموده است، در ادامه با ادامه یافتن تبلور تفریقی این مذابها این سنگهای گرانیتی میتوانسته ایجاد شود.

مقالات مستخرج از این پایان نامه

- ل شواهد دگرریختی در توده گرانیتوئیدی نوار فریمان تربت جام. هجدهمین همایش بلور شناسی و کانی شناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه تبریز، تابستان ۱۳۸۹.
- ✓ بررسی پتروگرافی و شواهد متاسوماتیسم در توده گرانیتوئیدی نوارفریمان تربت جام. چهاردهمین
 همایش انجمن زمین شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه ارومیه،
 تابستان ۱۳۸۹.
- ✓ طبیعت و منشأ توده گرانیتوئیدی گرانیتوئیدی نوار فریمان- تربت جام. چهارمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور، دانشگاه پیام نور مشهد، پاییز ۱۳۸۹.

	فهرست مطالب
	عنوان
	صفحه
	فصل اول (كليات)
۲	۱–۱– مقدمه
۲	۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه
۳	۱-۳- آب و هوا، پوشش گیاهی و مشاغل
۴	۱–۴– ژئومورفولوژی
۵	۱–۵– تاریخچه مطالعات قبلی
۶	۱–۶– هدف کلی از مطالعه
۶	۱-۷- روشهای مطالعاتی
	فصل دوم (زمین شناسی عمومی منطقه)
۹	۲–۱– مقدمه
۱۳	۲-۲- خلاصهای از پیکرههای سنگی منطقهی مورد مطالعه
۱۳	۲-۲-۱ پروتروزوئیک
۱۴	۲-۲-۲ پالئوزوئیک
۱۵	۲-۲-۳ مزوزوئیک
١۶	۲-۲-۴ سنوزوئیک
۱۷	۲-۳- توصیف صحرایی سنگهای آذرین منطقهی مورد مطالعه
۱۷	۲-۳-۲ اختصاصات سنگشناسی میکروگابروها
۱۸	۲-۳-۲ اختصاصات سنگشناسی گرانودیوریتها
۱۹	۲-۳-۲ اختصاصات سنگشناسی گرانیتها
۱۹	۲-۳-۴ اختصاصات سنگشناسی آلکالی گرانیتها
۲۰	۲-۳-۵ اختصاصات سنگشناسی گرانیتهای دگرشکل شده
۲۱	۲-۳-۶ اختصاصات سنگشناسی تودههای آندزیتی
۲۱	۲-۴- انکلاوها
۲۲	۲-۵- پتانسیلهای معدنی منطقه مورد مطالعه

	27	مطالعه	نه مورد	ساختمانى منطق	شناسی	و زمين	تکتونیک	٢
--	----	--------	---------	---------------	-------	--------	---------	---

	فصل سوم (پتروگرافی)
۲۷	۳–۱– مقدمه
۲۷	٣-٢- ميكرو گابرو
۳۱	۳-۳- گرانوديوريتها
۳۵	۳-۴- گرانیت ها
۳۸	۳-۵- آلکالی فلدسپات گرانیتها
۴۳	۳-۶- تودەھاىآندزىتى
۴۵	۳-۷- شواهد دگرریختی در توده گرانیتوئیدی نوار فریمان-تربت جام
۴٩	۳-۸-تجزیه و تحلیل بافتهای مشاهده شده در مقاطع نازک
۵۲	۳-۹- انكلاوها
۵۴	۳-۱۰- ترتیب تبلور سنگهای توده گرانیتوئیدی زون فریمان – تربت جام
۵۶	۳-۱۱- خلاصه فصل
	فصل چهارم (ژئوشیمی)
۵۹	۴– ۱– مقدمه
۵۰	۲-۴- منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونهها
۶۲	۴–۳- تصحیح دادههای تجزیه ژئوشیمایی
۶۲	۴-۳-۴ تصحیح مربوط به حذف مواد فرّار (L.O.I)
۶۲	۲−۳-۴ - ۲ -تصحیح نسبت Fe ₂ O ₃ /FeO -۳-۴
99	۴-۴- کاربرد دادههای ژئوشیمیایی
99	۴-۴-۱ عناصر اصلی
۶۷	۴-۴-۲ عناصر فرعی
۶۷	۴-۴-۳ عناصر کمیاب
۶۷	۴-۵- رده بندی سنگهای مورد مطالعه
۶۷	۴–۵–۱ – رده بندی نورماتیو
۶۸	الف- رده بندی نورماتیو QAP (اشترکایزن و لو متره، ۱۹۷۹)
۶۸	ب- رده بندی (اوکانر، ۱۹۶۵)

۶۹	۴–۵–۲–رده بندی شیمیایی
۶۹	الف- نمودارSio ₂ در برار مجموع آلکالی (کاکس، ۱۹۷۹؛ ویلسون، ۱۹۸۹)
٧٠	ب- رده بندی (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰)
۷۱	پ–رده بندی (میدلموست، ۱۹۸۵)
۷۱	ت- رده بندی (میدلموست، ۱۹۹۴)
۷۲	۴-۶- تغییرات شیمیایی
کمک روش-	۴-۶-۱ مطالعه بر روی تغییرات تغییرات ایجاد شده در ماگما و سنگهای حاصل از آن با
	های
۷۲	ژئوشيميايى
۷۳	۴-۶-۲- بررسی تغییر وتحولات ژئوشیمیایی به کمک نمودارهای تغییرات
۷۳	۴-۶-۳ بررسی روند تغییرات عناصر اصلی در مقابل Sio2 (نمودار های هارکر)
٧۶	۴-۶-۴- کاربرد عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در بررسی روند تحولات ماگما
٧٧	- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر SiO ₂
۸۲	۴-۷- فرایندهای مؤثر در تحولات ماگمایی
۸۳	الف- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار
٨۴	ب- نمودار تغییرات عناصر سازگار در مقابل ناسازگار
٨۵	پ- نمودار تغییرات نسبت- نسبت
٨۶	- نمودار تغییرات La/Sm در مقابل La.
٨۶	-نمودار تغييرات Th/Sm در مقابل Th/Yb
۸۷	- نمودار تغییرات Rb/Th در مقابل Rb
λ٧	ت- ساير نمودارها
λ٧	- نمودار Y/Zr (ترویل و جورن، ۱۹۷۵ ؛ عبدالله و همکاران، ۱۹۹۷)
٨٨	- نمودار Nb/Y در برابر Nb ، (ترویل و جورن ، ۱۹۷۹)
٨٨	۴−۸− درجه اشباع از آلومین (ASI)
٨٩	- رده بندی (دوبون لوفور،۱۹۸۳) به همراه پارامترهای B / B (اصلاحی ویلاسکا، ۱۹۹۸)
٩٠	۴-۹-تعیین میزان سدیک و پتاسیک سنگ های منطقه مورد مطالعه
٩٠	- نمودار Ce/Yb در مقابل Ta/Yb (ورنیک و منزس ، ۲۰۰۱)
۹١	۴-۱۰-تعیین سری ماگمایی

۱۱	الف- نمودار تفکیک آلکالی - ساب آلکالی، (ایروین- باراگار، ۱۹۷۱)
۱۱	ب- نمودار مثلثی AFM
۹۲	پ-نمودار K2O در مقابل Sio2 (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶)
۱۳	ت-نمودار K2O در مقابل Sio2 (لومتر، ۲۰۰۲)
۱۴	۴–۱۱– روند تغییرات عناصر کمیاب
9۴	۴-۱۱-۱ نمودارهای چندعنصری عادی سازی (نمودارهای عنکبوتی)
9۴	الف- نمودار های عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت
94	- نمودار سان و مک دونو(سان و مک دونو، ۱۹۸۰)
٩٧	ب- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده عناصرکمیاب خاکی (REES) نسبت به کندریت
٩٧	– نمودار (بوينتن، ۱۹۸۴)
٩٩	پ-نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه
٩٩	-نمودار(سان و مک دونو، ۱۹۸۹)
۱۰۱	ث- تغییرات عناصر کمیاب خاکی در نمودارهای بهنجار شده نسبت به پوسته قارهای
۱۰۳	۴–۱۲– خلاصه فصل
	فصل پنجم (جایگاه تکتونیکی و پتروژنز)
۱۰۵	۵–۱– مقدمه
۱۰۵	۵-۲- انواع تقسیم بندی گرانیتوئیدها
۱۰۶	۵-۲-۱ - تقسیم بندی ژنتیکی انواع گرانیتوئید های (S-I-A-M)
۱۰۸	۵-۲-۲ ویژگیهای توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه
۱۱۱	۵-۲-۳ نمودارهای ژئوشیمیایی متمایز کننده انواع گرانیتوئیدها
111	الف- تفکیک گرانیتهای نوع I و S از گرانیتهای نوع A
111	- نمودار Zr در مقابل SiO ₂ و Ce در مقابل Sio ₂ (کالینز و همکاران،۱۹۸۲)
111	- نمودارهای Ga در مقابل Al ₂ 0 ₃ (وایت و چاپل، ۱۹۸۳)
117	- نمودارهای (والن و همکاران،۱۹۸۷)
۱۱۳	- نمودار NbدرمقابلSio2 (كلمنوتوويست، ۱۹۸۹درفارنتز وهمكاران،۱۹۹۶)
۱۱۳	- نمودار Y در مقابل SiO ₂ (فارنتز و همکاران، ۱۹۹۶)
114	- نمودار Na ₂ O در مقابل K ₂ O (چاپل و وایت، ۲۰۰۱)

114	- نمودار A/CNK-SiOz (عبدالرحمن ، ۱۹۹۰)
114	- نمودار P2O5 در مقابل SiO2 (چاپل و وایت، ۱۹۹۲)
۱۱۵	– نمودارK2O در مقابل Na2O (چاپل و وایت، ۲۰۰۱)
118	۵-۳- تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها
118	۵-۳-۱- ردهبندی محیطهای تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر اصلی
۱۱۶	الف- رده بندی (باچلور و بودن، ۱۹۸۵)
۱۱۷	ب- نمودار(مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)
۱۱۸	پ – رده بندی (بارباریان، ۱۹۹۰)
١٢٠	۵ -۳-۲ رده بندی محیطهای تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر کمیاب
١٢٠	الف- نمودارهای محیط تکتونیکی (هریس و همکاران، ۱۹۸۶)
۱۲۱	-نمودار Rb/Zr در مقابل Sio ₂
١٢١	ب- ردهبندی (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴ و ۱۹۹۶)
۱۲۳	پ- نمودار La/Yb در مقابل Th/Yb (کوندی،۱۹۸۹)
174	ت – نمودار Al ₂ O ₃ در مقابل TiO ₂
174	- نمودار Yدر مقابل Zr (مولر و گرووز، ۲۰۰۰)
174	۵-۴- تعیین محیط تکتونیکی میکروگابروها
۱۲۵	- نمودار مثلثی TiO2-Y/20-K2O
۱۲۵	– نمودارهای Th/ Ta در مقابلTa/Yb و Th/ Hf در مقابل Ta/ Hf (گورتون و شاند، ۲۰۰۲)
178	۵-۵-پتروژنز توده گرانیتوئیدی نوار فریمان - تربت جام
۱۲۹	۵-۶-الگوی تکتنوماگمایی
۱۳۲	۵-۷-تخمین شرایط دما، فشار و عمق تشکیل توده مورد مطالعه
۱۳۴	۵-۸- خلاصه مطالب فصل پنجم
	فصل ششم(نتیجه گیری و پیشنهادات)
۱۳۶	۶–۱– نتیجه گیری
۱۳۸	۲-۶- پیشنهادات

فهرست اشكال

	فصل اول
مطالعه	شکل ۱–۱– نقشه راههای ارتباطی منطقه مورد

۴	سکل ۱-۲-نمایی از پوشش گیاهی منطقه مورد مطالعه
۴	شکل ۱-۳-دورنمایی از منطقه مورد مطالعه
جام با استفاده از ماهوارهی (Land	شکل ۱–۴– تصویر ماهواره ای تودهی گرانیتوئیدی فریمان - تربت ·
	(Sa

شکل ۱– ۵– تصویر سه بعدی از منطقهی مورد مطالعه که توسط نرمافزار Global maper یردازش شده است..... فصل دوم شکل۲-۱- واحد های ساختمانی رسوبی ایران(نبوی، ۱۳۵۵)......۹ شكل٢-٢- حدود البرز وكيه داغ ورسوبات يليو - كواترنر خزر (مجيدي، ١٩٧٨)...... نقشه تقسیم بندی زونهای ساختاری ایران (اشتوکیلین، ۱۹۶۸، ۱۹۷۷؛ نبوی،۱۹۷۶: نظافتی،۲۰۰۶-۱۰....(شکل ۲-۴- تصویر بخشی از نقشه زمینشناسی کهریزنو با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰ و موقعیت توده گرانیتوئیدی مورد مطالعهدر آن (چاپ سازمان زمین شناسی کشور)........................ شکل۲-۵- نمایی از سنگهای دگرگون شده (در حد اسلیت)...... شکل ۲-۶- رخنمون صحرایی دایکهای میکروگابرویی موجود در گرانیتها...... شکل۲-۷- دایکهای میکروگابرویی موجود در آلکالی گرانیتها..... شکل۲–۸– نمایی از گرانودیوریتها و رگهی ارتوز موجود در آنها(دید به سمت شرق)......۱۹ شکل۲–۹– گرانودیوریتی که سطح آن با دی اکسید منگنز پوشیده شده است...... شکل۲-۱۰- نمایی کلی از سنگهای گرانیتی (دید به سمت شمال)..... شکل۲–۱۱– نمایی از کنتاکت سنگهای گرانیتی و سنگهای دگرگونه (شیستها)....... شکل۲-۱۲- نمایی کلی از آلکالی گرانیتهای پلورزه..... شکل۲-۱۳- نمایی کلی از کانی ارتوکلاز در ابعاد چند سانتیمتری (دید به سمت غرب) شکل۲–۱۴– نمایی از حالت گنیسی ایجاد شده در اثر فشار جهتدار در آلکالی گرانیتها۲۱

۲۱	در نزدیکی روستای پلورزه	ده های آندزیتی موجود	شکل۲– ۱۵– نمایی از تو
۲۲	افیک در میان آلکالی گرانیت	للاوهاي ميكروگرانولار م	شکل۲-۱۶- نمایی از انک
ورد مطالعه	جود در گرانیتهای منطقه م	سنگهای هماتیتی مو	شکل۲-۱۷- نمایی از قلوه
۲۳	ىنگھاى گرانيتى	ار سازی اولیژیست در س	شکل۲–۱۸– نمایی از کانس
قیقات ذخایر معدنی شرق	ی کهریز نو(منبع: مرکز تحذ	دگی گسل ها در ورقه	شکل۲-۱۹- نقشهی پراکن
۲۵			ايران)

فصل سوم

شکل ۳-۱- تصویر میکروسکوپی از بافت اینتر گرانولاردر سنگهای میکرو گابرویی (XpL)............. شکل ۳-۲- حضوربلور بی شکل اوژیت در سنگهای میکرو گابرویی (XPL)....... شکل ۳-۳- تصویر میکروسکوپی از اورالیتی شدن پیروکسن در سنگهای میکرو گابرویی (XpL)۳۰

شکل ۳-۴- بلور فلوگوییت به همراه کانیهای اویک در سنگهای میکروگابرویی (PPL)......۳۰ شکل۳–۵- حضور سوزن های ریز آیاتیت در متن بلور پلاژیوکلاز درسنگهای میکروگابرویی(XPL)....۳۱ شکل ۳–۶- نمایی از مگنتیتهای اسکلتی در سنگهای میکروگابرویی(ppL)..... شکل ۳-۷- نمایی از کلریتی شدن پیروکسن در سنگهای میکروگابرویی(ppL)......۳۱ شکل ۳–۸– دگرسانی مراکز بلور پلاژیوکلاز به داموریت در سنگهای میکروگابرویی(XPL)......۳۱ شکل ۳-۹- حضور بلورهای ریز و شعاعی اییدوت در حفرات سنگهای میکروگابرویی (XPL).....۳۱ شکل ۳-۱۰-آمفیبولها در سنگهای میکروگابرویی عمدتاًحاصل از دگرسانی فلوگوپیت (XPL)......۳۱ شکل ۳-۱۱- بافت دانهای نیمه شکل دار موجود در گرانودیوریتها (XPL)................. شکل ۳-۱۲- منطقه بندی پلاژیوکلاز موجود در گرانودیوریتها (XPL)...... شکل ۳–۱۳– ماکل کارلسباد موجود در فلدسیاتهای آلکالن (XPL) شکل ۳-۱۴- نمایی از اجتماعات بیوتیتها به صورت گلومرول (XPL).................. شکل ۳-۱۵- نمایی از هورنبلندهای موجود در گرانودیوریتها با ماکل اوژیتی (XPL)......۳۴ شکل ۳-۱۶- سوزنهای ریز آپاتیت موجود در متن سنگ (XPL)..... شکل ۳–۱۷– بلور زیرکن موجود در کوارتز موجود در گرانودیوریتها (XPL)............... شکل ۳–۱۸–دگرسانی مراکز بلور پلاژیوکلازها به کلریت (XPL)...... شکل ۳–۱۹–دگرسانی مراکز بلور پلاژیوکلازها به داموریت (XPL)...... شکل ۳-۲۰-دگرسانی پلاژیوکلازها به کانیهای رسی (XPL)......

۳۵	شكل ٣-٢١- نمايي از اپيدوتي شدن پلاژيوكلازها (XPL)
۳۸	شکل ۳-۲۲- نمایی از بافت پورفیروئیدی در سنگهای گرانیتی (XPL)
۳۸	شکل ۳-۲۳- خاموشی موجی شدید کوارتزهای موجود در سنگهای گرانیتی (XPL)
۳۸	شکل ۳-۲۴- بلور پلاژیوکلاز کوچک درون پلاژیوکلاز بزرگ (XPL)
۳۸	شکل ۳–۲۵- نمایی از بافت گرانوفیری موجود در گرانیتها(XPL)
٣٩	شکل ۳-۲۶- نمایی از ادخالهای اوپک و زیرکن موجود در بیوتیتها (XPL)
٣٩	شکل ۳-۲۷- دگرسانی هورنبلند به کانیهای ثانویه کلریت و اپیدوت (XPL)
٣٩	شکل ۳-۲۸- نمایی از زیرکن موجود در گرانیتها (XPL)
٣٩	شکل ۳-۲۹- حضور آلانیت اولیه در گرانیتها (PPL)
٣٩	شکل ۳-۳۰- نمایی از کالکوپیریت موجود در گرانیتها (PPL)
٣٩	شکل ۳-۳۱- نمایی از کانیهای ثانویه اسفن، اوپکها و تورمالین (PPL)
۴۰	شكل۳-۳۲- دگرسانی پلاژیوكلاز به سریسیت(XPL)
۴۰	شکل۳–۳۳– دگرسانی فلدسپاتهای آلکالن به کانیهای رسی(PPL)
۴۰	شکل۳-۳۴- نمایی از تورمالینهای موجود درگرانیت ها(PPL)
۴۰	شکل۳-۳۵- دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت تحت فرایند سوسوریتیزاسیون(XPL)
۴۰	شکل۳-۳۶- رگه کلسیتی پر کننده فضای خالی در سنگهای گرانیتی(XPL)
۴۲	شکل۳-۳۷- نمایی از بافت نیمه دانهای موجود در آلکالی گرانیتها (XPL)
۴۲	شکل ۳-۳۸- فلدسپات آلکالن با ماکل کارلسباد (XPL)
۴۲	شکل ۳-۳۹- فلدسپات آلکالن به صورت ارتوز و میکروکیلین (XPL)
۴۲	شکل ۳-۴۰- بافتهای پرتیتی موجود در آلکالی گرانیتها (XPL)
۴۳	شكل ۳-۴۱- سريستى شدن پلاژيوكلازها (XPL)
۴۳	شکل ۳-۴۲- نمایی از بیوتیتهای موجود در آلکالی گرانیتها (PPL)
۴۳	شکل ۳-۴۳- نمایی نمایی از کلریتی شدن بیوتیتها (PPL)
۴۵	شکل ۳-۴۴- بافت میکروگرانولار پورفیری در سنگهای آندزیتی(XPL)
۴۵	شكل ٣-۴۵- كلريتى شدن پلاژيوكلازها(PPL)
۴۵	شکل ۳-۴۶- نمایی از اکسی هورنبلندهای موجود در آندزیتها (PPL)
۴۵	شکل ۳-۴۷- اجتماعاتی ازکانیهای اوپک(PPL)
۴۵	شکل ۳-۴۸- نمایی از آپاتیتهای سوزنی (PPL)

۴۵	شکل ۳-۴۹- نمایی از اسفنهای اولیه (PPL)
۴۷	شکل ۳-۵۰- خاموشی موجی و ساب گرین شدن کوارتز(XPL)
۴۷	شکل ۳–۵۱- کوارتزهای نواری معرف دگرشکلی درجه حرارت بالا(XPL)
۴۷	شکل ۳-۵۲- تجدید تبلورکوارتزها به صورت مهاجرت مرز دانهای(XPL)
۴۷	شکل ۳-۵۳- تجدید تبلور ایستایی و ایجاد کوارتزها به حالت دانههای پلیگونال (XPL)
۴۸	شکل ۳-۵۴- تجدید تبلور دینامیکی کوارتزها (XPL)
۴۸	شکل ۳-۵۵- شکستگی و ایجاد خمش در ماکل پلاژیوکلاز (XPL)
۴۸	شكل ۳-۵۶- بافتهای ساب ماگمایی در پلاژیوكلازها (XPL)
۴۸	شکل ۳-۵۷- تبدیل ارتوز به میکروکیلین در اثر فشار جهتدار (XPL)
۴۸	شکل ۳–۵۸- نمایی از فلدسپاتهای آلکالن که در اثر فشار به صورت عدسی درآمده اند (PL)
۴۸	شکل ۳-۵۹- پیچ و تاب خوردن و ایجاد خمش در رخهای بیوتیتها (XPL)
۴٩	شكل ٣-۶٠- تجزيه بيوتيت به كلريت (XPL)
۴٩	شکل ۳-۶۱- نمایی از مسکویتهای ناشی از تجزیه بیوتیتها (XPL)
۴٩	شکل ۳-۶۲- برگوارگی بیوتیتها در میلونیتها (XPL)
۵۴	شکل۳-۶۳-نمایی از انکلاوهای موجود در سنگهای گرانیتی(XPL)
	فصل چهارم
۶۸	شکل ۴-۱- رده بندی نورماتیو QAP (اشترکایزن لومتر، ۱۹۷۹)
۶٩	شکل ۴-۲- رده بندی (اوکانر، ۱۹۶۵)
٧٠	شکل۴-۳- نمودارSio ₂ در برار مجموع آلکالی (کاکس، ۱۹۷۹؛ ویلسون، ۱۹۸۹)
۷۱	شکل ۴-۴- رده بندی (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰)
۷۱	شکل ۴–۵- رده بندی (میدلموست، ۱۹۸۵)
۷۲	شکل۴–۶- رده بندی (میدلموست، ۱۹۹۴)
عناصر	شکل ۴-۷، الف تا خ- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات اکسیدهای
٧۶	اصلی در مقابل SiO_2 (نمودارهای هارکر)
كمياب	شکل ۴–۸، الف تا ژ– موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر ک
۸۱	در مقابل SiO ₂
۸۲	
	شکل ۴-۹، الف تا ج - نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار

٨۵	شکل ۴–۱۱- نمودار La/Sm- La از ژانگ و همکاران (۲۰۰۷)،
دارای روند خطی و صعودی	شکل ۴–۱۲– نمودار تغییرات Th/Sm در مقابل Th/Yb و مورد مطالعه
٨۵	نمونهها
ن، ۲۰۰۶)	شکل ۴–۱۳- نمودار تغییرات نسبت Rb/Th در برابر Rb (چامنی و همکارار
ایند تبلور تفریقی همراه با	شکل ۴–۱۴- نمودار Y در مقابل Zr جهت تمایز تفریق بلوری (F.c)، فر
ان، ۱۹۹۷)	هضم (AFC) و ذوب بخشی (P.m) (ترویل و جورن، ۱۹۷۹عبدالله و همکار
λΥ	شکل۴–۱۵- نمودار Nb/Y در برابر Nb ، (ترویل و جورن ، ۱۹۷۹)
رامترهای کاتیونی A / B	شکل ۴–۱۶- رده بندی شیمیایی سنگ های آذرین درونی با استفاده از پا
٨٩	(دبون و لوفور، ۱۹۸۳ و ویلاسکا و همکاران، ۱۹۹۸)
٨٩	شکل ۴–۱۷– نمودار تغییرات Ce/Yb در مقابلTa/Yb
بهت تعیین سری ماگمایی	شکل ۴–۱۸– نمودار Na ₂ O+K ₂ O در مقابل (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) ج
مورد	نمونههای
٩٠	مطالعه
ن، ۱۹۹۰) و قرارگیری اکثر	شکل ۴–۱۹– نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، اصلاحی (عبدالرحمر
٩٠	نمونههای منطقه در موقعیت سری کالکآلکالن
٩٢	شکل ۴-۲۰- نمودار (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶)
٩٢	شکل ۴–۲۱- نمودار(لی مایتره، ۲۰۰۲)
(سان و مک دونو، ۱۹۸۰)	شکل ۴-۲۲-الف تا ت- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت
ها	برای نمونههای گرانیتی، گرانودیوریتی، آلکالی فلدسپار گرانیتی و میکروگابرو
کندریت (بوینتن،۹۸	شکل ۴-۲۳-الف تا ت - نمودارهای عنکبوتی بهنجار شدهREEها نسبت به
ليه(سان و مک دونو، ۱۹۸۹	شکل ۴-۲۴-الف تا ت-نمودار های عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اوا
۱۰۰	
اره ای زیرین (تایلور و مک	شکل ۴–۲۵-الف تا پ-نمودار های عنکبوتی بهنجار شده نسبت به پوسته ق
۱۰۱	لنان، ۱۹۸۵)
	فصل پنجم
111	شکل ۵-۱-نمودار Zr در مقابل SiO ₂ (کولینز و همکاران، ۱۹۸۲)
111	شکل ۵-۲- نمودار Ceدر مقابل SiO ₂ (کولینز و همکاران، ۱۹۸۲)
111	شکل ۵-۳- نمودارهای Ga در مقابل Al ₂ O ₃ (وایت و چاپل، ۱۹۸۳)

شکل۵-۲۲-نمودار مولار Al₂O₃/MgO+FeO_t در مقابل مولار CaO/MgO+FeOt (آلتر و همکاران،۲۰۰۲)

۱۳۲	شکال ۵-۲۳ و ۵-۲۴ نمودار مثلثی Or, Ab, Q .
Sr (کوندی، ۱۹۸۹)	نکل ۵–۲۵- نمودار لگاریتمی نسبت Rb در مقابل ^۲

فهرست جداول
فصل سوم
جدول ۳-۱- علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال این فصل
جدول ۳-۲- ترتیب تبلور سنگهای منطقه مورد مطالعه
فصل چهارم
جدول ۴-۱- موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونههای سنگی انتخاب شده جهت تجزیه
شیمیایی
جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانیهای نورماتیو، عناصر کمیاب
و کمیاب خاکی نمونههای سنگی مناطق مورد مطالعه پس از حذف مواد فرّار و تصحیح
مقادیر نسبت Fe ₂ O ₃ /FeO
فصل پنجم
جدول ۵–۱- معیارهای صحرایی، کانی شناسی، پتروگرافی و شیمیائی گرانیتوئیدهای نوع S و I و
مقایسه آنها با ویژگیهای توده گرانیتوئید مورد مطالعه

فصل اول کلیات

۱–۱– مقدمه

توده گرانیتوئیدی زون فریمان – تربت جام به سن پروتروزوئیک با طیف ترکیبی شامل گرانیت، آلکالی گرانیت و گرانودیوریت با روندی شمال غربی – جنوب شرقی در جنوب فریمان واقع شده است. از آنجایی که مطالعات قبلی صورت گرفته بر روی منطقه مورد بحث محدود بوده و به طور کامل به توضیح و حل مسائل مربوط به زمین شناسی، سنگ شناسی و محیط تکتونیکی تشکیل توده گرانیتوئیدی زون فریمان – تربت جام نپرداخته است، لذا ادامه یک مطالعه جامع و دقیق ضروری به نظر می رسد و امید است نتایج حاصل از این پژوهش در جهت تکمیل مطالعات قبلی، اطلاعات مفیدی را در اختیار زمین شناسان جهت حل مسائل زمین شناسی این بخش از کشورمان قرار دهد.

۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه

توده گرانیتوئیدی مورد نظر با روند شمال غربی- جنوب شرقی به مساحت ۴۰ کیلومتر مربع، در جنوب شرق مشهد، ۳۵ کیلومتری جنوب شرق فریمان، در استان خراسان رضوی در زون سبزوار در محدوده ۴۰ تا '۳۰ ، ۶۰ طول شرقی و ۳۵ تا'۳۰، ۳۵ عرض شمالی واقع شده است.

مهمترین راههای ارتباطی در این منطقه جاده مشهد – فریمان – تربت جام و مشهد – رباط سفید است. از سایر راههای اصلی میتوان به جاده مشهد – نیشابور و راه آهان سراساری مشهد- تهاران در محدوده شمال غرب منطقه، اشاره نمود، راههای دسترسی به توده مورد مطالعه نسبتاً مناسب میباشند. برای مطالعه بخش شمالی توده از مسیر روستاهای قلندرآباد، گاودوشه، چهار تکاب میگذریم و به روستای ژرف میرسیم که شمالی ترین بخش از توده مورد مطالعه در ایان محدوده قرار دارد. راه دسترسی به بخش مرکزی توده از نصر آباد و قلعه شیر است. سرانجام برای مطالعه جنوبی ترین بخش توده از راههای داخلی بین روستاها استفاده مینمائیم که این روستاها شامل ابدال آباد، رونج، شیخ آباد و پلورزه (نزدیکترین روستا به توده) میباشند. بیشتر طول مسیرهای بین روستاییآسفالته و به مقدار کمتر جاده خاکی میباشد. در شکل ۱–۱ نقشه جغرافیایی و راههای دسترسی به محدوده مورد مطالعه مشخص شده است.



شكل ۱-۱-نقشه راههاى ارتباطى منطقه موردمطالعه (منبع: پايگاه اطلاع رسانى www.iranview.com).

۱-۳- آب و هوا، پوشش گیاهی و مشاغل

آب و هوای فریمان نیز مانند بسیاری از مناطق ایران، تابع وضعیت ریخت شناسی است، آب و هوای منطقه خشک است، تابستانهای گرم و زمستانهای سرد، حداکثر و حداقل درجه حرارت هوا در ایستگاه هواشناسی تربت جام و فریمان به ترتیب ۴۰ و ۱۹- درجه سانتی گراد گزارش شده است (سایت سازمان هواشناسی کشور:www.weather.ir). رودخانههای منطقه عبارتند از رودخانه فریمان، رودخانه قلندر آباد و رودخانه بردو که دو رودخانه اخیر مرز غربی و شرقی محدودهی مورد مطالعه را تشکیل میدهند. پوشش گیاهی شامل درختان ارس، پسته، گونههای گون، درمنه، قیاق و گل بنفشه است. فرآوردههای کشاورزی این شهرستان، گندم، جو، ذرت، چغندرقند و.... است. در شکل ۱-۲، نمایی از پوشش گیاهی منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. پرورش دامهای گون، درمنه، قیاق و گل بنفشه میری و گوشتی، مرغ، گوسفند و بز نیز در این شهرستان رواج دارد. کارخانه قند فریمان معروفترین و مهم ترین صنعت ماشینی شهرستان فریمان است. صنایع دستی یکی دیگر از مشاغل این شهرستان میباشد و شامل، فرش بافی، قالیچه و گلیم بافی به ویژه در نواحی عشایری و روستایی رواج دارد.



شکل ۱-۲-نمایی از پوش گیاهی منطقه مورد مطالعه.

۱–۴– ژئومورفولوژی

کوه کیلاغ با ۲۹۴۲ متر ارتفاع متر از سطح دریا مرتفعترین بخش و کوه بی بی غیب با ارتفاع ۲۸۸۱ متر، قطار النگ با ارتفاع ۲۶۰۵ متر و کوهدال (عقاب سیاه) با ارتفاع ۲۲۱۹ متر در زمره بلنـدترین قلـل این شهرستان به شمار میآیند (پایگاه ملـی دادههـای علـوم زمـین، www.ngdir.ir). محـدوده مـورد مطالعه عمدتاً شامل تپههای کم ارتفاع و فرسایش یافته میباشد اما تـوده گرانیتوئیـدی مـورد مطالعـه نسبت به مناطق همجوار، دارای ژئومورفولـوژی مرتفـعتـری مـیباشـد. در اشـکال ۱–۳ و ۱–۴ تصـویر ماهوارهای و تصویر سه بعدی محدوده مورد مطالعه نشان داده شده است.



شکل ۱-۳- تصویر ماهوارهای تودهی گرانیتوئیدی فریمان – تربت جام با استفاده از ماهوارهی (Land Sat).



شکل ۱- ۴- تصویر سه بعدی از منطقهی مورد مطالعه که توسط نرمافزار Global maper پردازش شده است.

-۵- تاریخچه مطالعات قبلی

به طور کلی کارهای انجام شده در این ناحیه بسیار کم میباشد، ولی میتوان به مواردی از آنها اشاره نمود:

- تهیهی نقشه زمین شناسی کهریزنو با مقیاس۱/۱۰۰۰۰ به وسیله ب.د.گرامونت؛ ی.گویلو و همکاران: (۱۹۷۹) ، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- علوی نائینی، م؛ واعظی پور، م ؛ خلقی، م. ح: (۱۳۶۲) ، زمین شناسی ناحیه فریمان - ژرف و مروری بر سنگهای دگرگون شده قسمتهایی ازشمال خاوری ایران.

- م.ج. واعظی پور و همکاران: (۱۳۷۰)، تهیـه نقشـه زمـین شناسـی ۱/۲۵۰۰۰۰ تربـت حیدریـه، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- اکرمی، م: (۱۳۷۳)، بررسی پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی تربت جـام و هالـه دگرگرنـی اطراف آن، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران. - دخیلی، م: (۱۳۷۴)، پترولوژی سنگهای ماگمایی و دگرگونی شمال شرق فریمان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

- شیرزاده، ب: (۱۳۸۱)، اکتشاف مقدماتی آندالوزیت درجنوب شرق فریمان، پایان نامـه کارشناسـی ارشد دانشگاه فردوسی مشهد.

-کریم پور، م. ح؛ سعید، س: (۱۳۸۵)، مطالعه و بررسی پتانسیلهای معدنی و تعیین اولویتهای اکتشافی با استفاده از دادههای ماهوارهای، آلتراسیون، ژئوشیمی و ژئوفیزیک در محدودهی ورقه کهریزنو، مرکز تحقیقات ذخایر معدنی شرق ایران.

- صفرائی، س: (۱۳۸۶)، پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای دگرگونه جنوب شرق فریمان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.

– زرین دست، ن؛ مهدیزاده شهری، ح؛ سعادت، سعید؛ صادقیان، م: (۱۳۸۶)، یازدهمین همایش انجمن زمینشناسی ایران – مشهد، دانشگاه فردوسی، پترولوژی تودههای گرانیتوئیدی نوار فریمان-تربت جام.

۱-۶- هدف کلی از مطالعه

۱-۷- روشهای مطالعاتی

۱- تهیه و گردآوری عکسهای هوایی، نقشههای توپوگرافی و نقشههای زمین شناسی.

۲- مطالعه کتابها، مقالات و نیز مطالعه پایان نامههای مربوط به منطقهی مورد مطالعه و مناطق مجاور.

۳- مطالعات صحرایی و بررسی روابط بین توده مورد نظر و سنگهای در برگیرنده، نمونهبرداری صحرایی از بخشهای مختلف توده بر اساس تنوع سنگی و عدم هوازدگی.

۴- انتخاب نمونههای مناسب برای تجزیه شیمیایی بر اساس ردهبندیهای میکروسکوپی و نیز عـدم وجود دگرسانی.

۵- مطالعه عناصر اصلي و عناصر كمياب خاكي.

۶-تجزیه و تحلیل داده ژئوشیمیایی با نرم افزارهای Exel, Newpet, Igpet, Gcdkit.
 ۷- تطبیق بخش های ژئوشیمی، پتروگرافی و صحرایی برای اطمینان از نتایج کارها.
 ۸- جمع بندی نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، در جهت تعیین منشأ و فرایندهای مؤثر در تشکیل سنگهای آذرین مورد مطالعه.

فصل دوم زمين شناسي عمومي منطقه

۲-۱- مقدمه

منطقهی مورد مطالعه از نظر تقسیمات واحدهای ساختمانی – رسوبی مختلف در جایگاههای متفاوتی قرار میگیرد. در قدیمی ترین تقسیمات، که توسط نبوی (۱۳۵۵) صورت گرفته تقریباً جزئی از زون ساختاری بینالود به شمار میرود (شکل۲–۱)، این زون را برخی از زمین شناسان البرز شرقی نیز مینامند. نبوی واحد زمین شناسی بینالود را زون تدریجی بین ایران مرکزی و البرز می داند. این واحد رشته کوههای بینالود را با روندی شرقی– غربی در بر می گیرد. مرز جنوبی آن گسل میامی یا شاهرود، مرز شمالی آن فرورفتگی کشف رود و مرز شمال غربی آن گسل سمنان می باشد. گسترش واقعی این زون بین نواحی شمالی سبزوار و نیشابور تا تربت – جام می باشد، ولی درآن سوی مرز افغانستان نیز قابل تعقیب می باشد، همچنین در نقشهی مجیدی (۱۹۷۸) در حدود البرز (زون بینالود)، اما در قابل تعقیب می باشد، همچنین در نقشه مجیدی (۱۹۷۸) در حدود البرز (زون بینالود)، اما در شمالی ترین بخش از بلوت لوت و نیز منتهی الیه بخش جنوبی زون ایران مرکزی قرار می گیرد (شکل۲– ۳). در (شکل ۲–۴) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین شناسی ۲۰۰۰۰ کهریز نو مشخص شده است.



شکل ۲- ۱- واحدهای ساختمانی رسوبی ایران(نبوی، ۱۳۵۵)، منطقه مورد مطالعه با 🔳 مشخص شده است.



شکل ۲-۲- حدود البرز و کپه داغ و رسوبات پليو −کواترنر خزر(مجيدي، ۱۹۷۸)، منطقه مورد مطالعه .



شکل۲ -۳ - نقشه تقسیم بندی زونهای ساختاری ایران (اشتوکیلین، ۱۹۶۸،۱۹۷۷؛ نبوی، ۱۹۷۶: نظافتی، ۲۰۰۶)، منطقه مورد مطالعه .

در نقشهی ۱/۱۰۰۰۰ کهریزنو سه بلوک قابل تشخیص است (واعظیپور و همکاران، ۱۳۷۰): ۱- بلوک شمال غرب ۲- بلوک جنوب شرق ۳- بلوک کوه سرخ حصار - کوه شهران. بلوک شمال غربی با روند شمال غربی - جنوب شرقی از دو بخش متفاوت تشکیل شده است، بخش شمالی شامل یک کمربند باریک گرانیتی (توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه) و سنگهای دگرگونی است، بخش جنوبی این بلوک متشکل از رسوبات اینفراکامبرین تا تریاس است که به شدت چین خورده بوده و توسط رسوبات ژوراسیک و کرتاسه پوشیده شده است. دو بخش موجود در این بلوک توسط یک سیستم گسلی تقریباً قائم از هم جدا می شوند. احتمالاً این دو بخش از بلوک شمال غربی به دو زون رسوبگذاری و تکامل ساختاری مختلف مربوط می شوند.

در بلوک جنوب شرقی سازندهای ائوسن بیرون زدگیهای گستردهای دارند، که به صورت مستقیم و یا به صورت ناپیوستگی، رسوبات پالئوزوئیک و تریاس میانی را پوشاندهاند. این بلوک توسط یک سیستم گسلی پیچیده از بلوک شمال غربی جدا میشود و روند عمومی آن شمال غربی – جنوب شرقی است.

بلوک کوه سرخ حصار – کوه شهران از سمت جنوب غربی و جنوبی توسط گسلهای منسوب به اواخر نئوژن مرزبندی شده است. البته مرز شمال شرقی نیز ممکن است یک گسل مخفی باشد که توسط رسوبات و فرایندهای ولکانیکی ائوسن پوشیده شده است.



LOW, CRET, UP. CRET		Breccia, coarse conglomerate, sandstone K ^{5s} : Red sandstone Calcareous sandst., sandy and conglom. limest. Dark calcareous shale, limestone Light-coloured Orbitolina limest., with interlayers of dark shale Conglomerate, red sandstone
JUR.	Js	Sandstone, shale (SHEMSHAK FORM.)
ASSIC	Rn Rn	Shale, sandstone, limestone (NAYBAND FORM.) \mathbb{R}_{n}^{j} .
PERM. TRI	R _{sh} di PJ PJ	Dolomite Diabase and laterite (SHOTORI FORM.) Limestone Sandstone quartzitic sandstone (JAMÃL FORM.)
DEVONIAN	D _d D _b D ^{qz}	Dolomite and dolomitic limestone Limestone (BAHRÂM FORM.) Quartzite Sandstone quartzite (PÂDEHÂ FORM.)
Low Cam Inf. Cam	I€ ^b I€ ^s I€ ^{gb}	Dolerite and micaceous shale (BĂRUT FORM.) Gabbro diabase lava (SOLTĂNIEH DOL.) I€ ^S : Dolomite
0	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	Granite, quartz diorite
0Z0	Ed	Recrystallized dolomite
PROTERO	P ⁸⁵ P ^{as} P ^{mb}	Schist, metalava, met. limest., dolomite locally gneiss-like Quartz, biotite, muscovite, sillimanite gneiss Andalusite garnet schist Crystalline limestone

شکل ۲-۴- تصویر بخشی از نقشه زمین شناسی کهریزنو با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰ و موقعیت توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه (سازمان زمین شناسی کشور).

۲-۲- خلاصهای از پیکرههای سنگی منطقهی مورد مطالعه

منطقهی مورد مطالعه دارای پیچیدگیهای بسیاری میباشد و با استفاده از روابط چینه شناسی نمی توان به طور یقین سن دقیقی را برای توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه و سنگ های میزبان تعیین نمود. با توجه به توضیحات فوق، با استفاده از مطالعات پیشین صورت گرفته، شامل توضیحات مندرج در نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ کهریز نو و مطالعات علوی نائینی؛ واعظی پور؛ خلقی: (۱۳۶۲)، (واعظی پور و همکاران، ۱۳۷۰)، (شیرزاد،۱۳۸۱)، (کریم پور و سعادت، ۱۳۸۵) به شرح پیکرههای سنگی منطقه مورد مطالعه می پردازیم:

۲-۲-۱- پروتروزوئیک

قدیمی ترین سنگهای شناخته شده در منطقه مورد مطالعه سنگهای دگر گون شده منسوب به پرکامبرین هستند که از ۸ کیلو متری جنوب شرقی روستای قلندر آباد واقع در انتهای شرقی چهار گوش تربت حیدریه تا جنوب روستای شیخ لو واقع در نقشهی کهریزنو در یک امتداد شمال غربی-جنوب شرقی رخنمون دارند و در آنها رخسارههای زیر قابل مشاهده می اشد:

- آندالوزیت گارنت شیستهای حاوی لنزهای کوچکی از تودههای شبه پگماتیتی با ضخامت زیاد که در قسمت جنوب روستای باغک رخنمون دارند.

- افقهایی از آهکهای تبلور مجدد یافته که به صورت نوارهایی درون میکاشیستها قرار گرفتهاند و با امتداد شمال غربی- جنوب شرقی در شمال غرب منطقه رخنمون دارند.

- سنگهای گنیسی که نسبت به میکاشیستها رنگ روشنتر و دانه بندی بهتری دارند. به طور کلی ترکیب کانیشناسی، بیوتیت، مسکویت، سیلیمانیت، گارنت و کوارتز دارند. این واحدها درجنوب واحد آندالوزیت گارنت شیست رخنمون دارد.

- واحد کمپلکس رسوبی- آتشفشانی (کمپلکس سیبک) که دارای انواع مختلفی از سنگها، شیست، آندالوزیت شیست، سنگهای کربناته تجدید تبلور یافته، متالاواها، متاگابروها، گرانیتوئیدها و سنگهایی که به طور محلی ساخت و بافت گنیسی از خود نشان میدهند، میباشد. این واحد به صورت نواری با عرض حدوداً یک کیلومتر و امتداد شمال غربی - جنوب شرقی، در بخش شمالی منطقه رخنمون دارد.

- واحدی از دولومیتهای تجدید تبلور یافته تیره رنگ در شمال غرب منطقه با یک مرزگسلی بر روی واحدهای سنگی کرتاسه رخنمون دارد. این واحد معادل دولومیت سلطانیه در نظر گرفته شده است. - واحد گرانیت و کوارتز دیوریتی که بیشترین رخنمون آنها دربخش مرکزی محدوده (جنوب شرق کمپلکس سیبک) قابل مشاهده است. بر روی زیرکن گرانیتهای این بخش تعیین سن مطلق انجام گرفته و یک سن تقریبی ۶۳۰ تا ۶۵۰ سال (پروتروزوئیک پایانی) را نشان داده است(گویلو و همکاران،۱۹۷۹)، از اینرو میتوان نتیجه گرفت که تمام توالیهای دگرگونی، شامل واحد دولومیتی مربوط به آغاز پروزوئیک بوده و در ارتباط با فرآیندهای دگرگونی و تکتونیکی کوهزایی آسینتیک باشند. با توجه به لیتولوژی ونتایج اطلاعات ایزوتوپی کمپلکس سیبک، بخش رسوبی – آتشفشانی و سریهای گرانیتی نفوذی همراه را میتوان با سنگهای اینفراکامبرین سری ریزو و گرانیت نریگان در مرکز ایران و بخش دولومیتی آن را با دولومیت سلطانیه در شمال غرب ایران معادل دانست.

۲-۲-۲- پالئوزوئيک

الف) كامبرين

 دولومیت خاکستری تبلور مجدد یافته با تداخلهایی از شیل، در بخش زیرین که به سمت بالا شامل تناوب دولومیت خاکستری متاراکم و شیل رسی میشود (سازند دولومیت سلطانیه).
 استروماتولیتهای چرتی شده و دولومیتی شده در سکانس فوق گزارش شدهاند.

- شیلهای میکادار که در غرب واحد دولومیتی واقع شدهاند و معادل سازند باروت در نظر گرفته می شوند.

ب) دونين

- ماسهسنگهای کوارتزیتی و کوارتزیت به ضخامت ۲۵۰ متر با تداخلهایی از دولومیت خاکستری که بیشتر در بخش مرکزی منطقه رخنمون دارند و معادل سازند پادها میباشند.

- واحد آهکی که معادل سازند بهرام بوده و در بخـش مرکـزی تـوده رخنمـون دارد، درایـن واحـد رخنمونهای میکروگابرویی دیده میشود.

- دولومیت و سنگ آهک دولومیتی با ضخامت ۳۰۰ متر که در بخش مرکزی منطقه رخنمون دارد. ج) پرمین

- ماسه سنگ، ماسه سنگ کوارتزیتی و سنگ آهک که معادل سازند جمال است. سکانس فوق با ماسه سنگ کوارتزیتی (ضخامت ۴۰ متر) شروع شده و باسنگ آهک دولومیتی شده به ضخامت ۵۵ متر ادامه پیدا کرده است.

۲-۲-۳- مزوزوئیک

الف) ترياس

واحد دولومیت و میکروگابرو، معادل سازند شتری، که بیشتر در غرب منطقه رخنمون دارد.
 شیل سیاه، ماسه سنگ و تداخل هایی از سنگ آهک با ضخامت ۵۰۰ متر، این واحد سنگی در غرب و جنوب ورقه کهریزنو رخنمون یافته است. این واحد به همراه واحد سنگ آهک ریفی، معادل سازند نای بند در نظر گرفته شده است.

- واحد سنگ آهک ریفی که با ضخامت تقریبی ۱۰۰ متر، در جنوب منطقه رخنمون دارد. ج) ژوراسیک

- شیلهای سیاه، ماسه سنگ کوارتزیتی، ماسه سنگ آهکی و سنگ آهک (معادل سازند شمشک در البز)، این واحد در بخشهای مرکزی منطقه، رسوبات پالئوزوئیک و تریاس میانی وتحتانی را می-پوشاند.

در قسمت جنوبی توده مورد مطالعه ملاحظه می شود که آلکالی گرانیتها در این رسوبات که معادل سازند شمشک در نظر گرفته شده، نفوذ نمودهاند و در بعضی موارد این سنگها را در حد اسلیت دگر گون نمودهاند (شکل۲–۵).



شکل۲-۵- نمایی از سنگهای دگرگون شده (در حد اسلیت) در قسمت جنوبی توده مورد مطالعه.

- افق زیرین شامل سنگهای کربناته و خردههای گیاهی. د) کر تاسه

تشکیلات مربوط به این دوره زمانی بیشتر در قسمت شـمال غـرب منطقـه (کـوه چشـمه پادشـاه) رخنمون دارند. این تشکیلات را از نظر زمانی میتوان به واحدهای کرتاسه تحتانی و فوقانی تقسیم کرد. بخش تحتانی عمدتاً شامل ماسه سنگ قرمز، کنگلومرای قرمز، شیل و سنگ آهک و بخش فوقانی شامل ماسه سنگ، کنگلومرا و بِرِش است.

- واحد کنگلومرا و ماسه سنگ قرمز (اوایل کرتاسه تحتانی) که در قسمت جنوب روستای مخالفگاه رخنمون دارد.

- واحد سنگ آهک اوربیتولیندار با تداخلهایی از شیلهای تیره (اواخـر کرتاسـه تحتـانی) کـه در بخشهای وسیعی از شمال غرب نقشه رخنمون دارد.

- واحد شیلهای آهکی تیره رنگ و سنگ آهک.

- ماسه سنگهای آهکی و آهک ماسهای که به طور تدریجی به سمت بالا و طرفین به ماسه سـنگ قرمز با سن کرتاسه فوقانی تبدیل میشوند.

۲-۲-۴- سنوزوئیک

الف) پالئوسن

تشکیلات مربوط به پالئوسن – ائوسن به دو کمپلکس رسوبی – آتشفشانی تقسیم شده است. فقط قسمتهای فوقانی کمپلکس بالایی تعیین سن شده که مربوط به ائوسن میانی- فوقانی است. کمپلکس تحتانی غالباً واحد آندزیت پورفیری است که در بعضی قسمتها توسط کنگلومرا و سنگ آهک پوشیده شده است.

- کمپلکس فوقانی از رسوبات و سنگهای رسوبی- آتشفشانی تشکیل شده است که بخش فوقانی آن اغلب شامل سنگهای آتشفشانی است.

- کنگلومرای قرمز با اجزایی از شیست و سنگ آهک و ماسه سنگ، این واحد در منتهی الیه شمال غرب نقشه رخنمون دارد.

- کنگلومرا با قطعات سنگهای آهکی و آتشفشانی که در شرق نقشه و در شمال غرب روستای شیخ آباد رخنمون دارد.

- واحد آندزیت، تراکی آندزیت، بازالت و ایگنمبریت، رخنمون های متعددی از آن در جنوب غرب، جنوب و شرق نقشه قابل مشاهده است.

– واحد آندزیت پورفیری که در جنوب غرب روستای تورانه رخنمون دارد.
 – واحد توفی که در جنوب روستای تورانه رخنمونهای محدودی دارد.

ب) ائوسن

- واحدکنگلومرای قاعدهای ضخیم و درشت دانه (با اجزای آندزیتی) که در مناطق زیـادی رخنمـون دارد. - واحد ماسهسنگی و کنگلومرای قرمز که رخنمون آن در جنوب شرق نقشه کهریزنو قابل مشاهده است.

- یک توالی رسوبی - آتشفشانی ضخیم، شامل مارن، شیل، ماسه سنگ، کنگلومرا، ژیـپس، تـوف و آندزیت که بخش وسیعی از جنوب شرق نقشه را به خود اختصاص داده است.

- واحد بازالت آندزیتی که دارای رخنمون کوچکی در شمال روستای سید محمد (جنوب شرق نقشه) است.

- واحد داسیت و آندزیت، رخنمونهای پراکنده آن در بخشهای جنوب شـرقی محـدوده مشـاهده میشود.

- مجموعهای شامل توف، توف داسیتی و ایگنمبریت به همراه گریوک و ماسه سـنگ اسـت کـه در جنوب شرق منطقه (شمال روستای سید محمد) رخنمون دارند .

- واحد سیل و دایکهای میکرو دیوریتی که در جنوب و جنوب شرق ورقه در واحدهای ماسه سنگ ولکانیکی قرمز تیره ائوسن و مارن، سنگهای ولکانیکی، ماسه سنگ، کنگلومرا و ژیپس ائوسن نفوذ نموده است.

۲-۳- توصیف صحرایی سنگهای آذرین منطقهی مورد مطالعه

بر اساس مطالعات صحرایی، کانیشناسی و بافتی صورت گرفته، توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه را میتوان به گروههای سنگی زیر تقسیم نمود: ۱- گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت ۲-دایکهای میکروگابرویی ۳ - دایکهای آندزیتی ۴- گرانیتهای دگرشکل شده.

۲-۲-۱ اختصاصات سنگشناسی دایکهای میکروگابرویی

سنگهای میکروگابرویی حجم کمی از توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه را تشکیل میدهند و رخنمون آنها به صورت دایک است که گرانیتها را قطع میکنند. بیشترین حجم رخنمون این سنگ-ها در بخش شمال غربی توده نفوذی میباشد، همچنین در قسمت جنوبی توده، در نزدیکی روستای پلورزه مشاهده میشوند که آلکالی گرانیتها را قطع مینمایند. این سنگها در نمونه دستی به رنگ سبز تا خاکستری دیده میشوند و هوازدگی بسیار شدیدی را متحمل شده و بسیار دگرسان شده می-باشند. بافت این سنگها گرانولار دانه درشت تا دانه متوسط است. کانیهای اصلی تشکیل دهندهی آن-ها پلاژیوکلاز، فلوگوپیت و آمفیبول میباشد. از کانیهای ثانویه موجود در آنها می توان کلریت و کلسیت را نام برد. در اشکال ۲ – ۶ ، ۲ – ۷، رخنمونهای سنگهای میکروگابرویی در منطقه مورد مطالعه دیده میشود.


شکل ۲-۶- رخنمون صحرایی دایکهای میکروگابرویی موجود در گرانیتهای بخش شمالی منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال غرب).



شکل۲-۷- الف و ب، دایکهای میکروگابرویی موجود در آلکالی گرانیتها.

۲-۳-۲ اختصاصات سنگشناسی گرانودیوریتها

این سنگها نسبت به انواع دیگر، گستردگی کمتری دارند. رخنمون این سنگها به صورت محدود در قسمت شمال غرب به همراه گرانیتها و در قسمت جنوب شرق همراه با آلکالی گرانیتها دیده شده است و در بعضی موارد دارای رگههایی از ارتوکلاز هستند که ضخامتشان به ندرت از پنج سانتیمتر تجاوز مینماید. گرانودیوریتهای منطقهی مورد مطالعه در نمونه دستی به رنگ خاکستری متمایل به سبز و دانه متوسط بوده، به نحوی که در نمونههای دستی هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز و کوارتز در آنها مشاهده میشود. در شکل ۲-۸ و ۲-۹ رخنمون سنگهای گرانودیوریتی نشان داده شده است.



شکل۲-۸- نمایی از گرانودیوریتها و رگهی ارتوز موجود در آنها(دید به سمت شرق).



شکل ۲-۹ - گرانودیوریتی که سطح آن با دی اکسید منگنز پوشیده شده است(دید به سمت شمال).

۲-۳-۳ اختصاصات سنگ شناسی گرانیت ها

این سنگها بیشترین بخش از رخنمون توده گرانیتوئیدی را به خود اختصاص میدهند و در اکثر بخشهای توده شامل (قسمت شمالی) با بیشترین حجم شیستهای منسوب به پرکامبرین را قطع نموده اند و در قسمتهای مرکزی و در قسمت جنوبی (جنوب روستای پلورزه و رونج) با حجم های نسبتاً کمتری رخنمون دارند، عموماً به رنگ سفید مایل به قهوهای و دانه متوسط تا دانه درشت، به ندرت کانی مافیک در آنها دیده میشود و نیز به شدت هوازده و فرسوده میباشند. رخنمونهای این سنگها در اشکال ۲-۱۰ و ۲-۱۱ نشان داده شده است.



شکل۲ – ۱۰ – نمایی کلی از سنگهای گرانیتی (دید به سمت شمال).



شکل ۲–۱۱- نمایی از کنتاکت سنگهای گرانیتی و سنگهای دگرگونه (شیستها) (دید به سمت شمال).

۲-۳-۴ اختصاصات سنگشناسی آلکالی گرانیتها

آلکالی گرانیتها بخش نسبتاً بزرگی از گرانیتوئیدهای منطقه را تشکیل میدهند و در قسمت جنوب شرقی توده نفوذی مورد مطالعه مشاهده میشوند (شکل های۲-۱۲، ۲-۱۳). از نظر توپوگرافی به صورت تپههای نسبت از مرتفع میباشد. این سنگها در نمونه دستی به رنگ صورتی و دانه متوسط دیده میشوند و نیز دارای ارتوکلازهای صورتی رنگ در اندازههای چند سانتیمتری میباشند.







شکل ۲- ۱۳- نمایی کلی از کانی ارتوز در ابعاد چند سانتیمتری (دید به سمت غرب).

۲-۳-۲ اختصاصات سنگشناسی گرانیتهای دگرشکل شده

گرانیتهای دگرشکل شده سنگهای دانه ریزی میباشند که در زونهای برشی و گسلی با دگرشکلی خمیری بالا به وجود میآیند. در اثر اعمال تنشهای غیر هیدرو استاتیک و ایجاد دگرشکلی مخرب، دانههای قبلی سنگ میشکنند و دانههای ریز تبلور مجدد یافتهای را به وجود میآورند (قاسمی جزوه درسی، ۱۳۸۸). در بخش کوچکی از آلکالی گرانیتها، در سنگ منظره گنیسی دیده میشود ولی گنیس واقعی که در اثر دگرگونی حاصل میشود نیست. ایجاد چنین ساختی میتواند به دلیل حاکم بودن فشار در هنگام تبلور و یا حتی بعد از تبلور کامل کانیهای سنگ باشد و به گنیس دگرگونی ارتباطی ندارد (شکل ۲–۱۴). تزریق مواد فلسیک با رنگ روشن به درون مواد مافیکتر قبلی نیز می-تواند عامل دیگری برای ایجاد این پدیده باشد. همچنین در بسیاری از موارد در مقاطع میکروسکوپی شاهد بافتهای میلونیتی میباشیم که به سنگ حالتی جهت یافته بخشیده است در حالی که در نمونه-



شکل ۲ – ۱۴– نمایی از حالت گنیسی ایجاد شده در اثر فشار جهتدار در آلکالی گرانیتها (دید به سمت شمال).

۲-۳-۴ اختصاصات سنگشناسی تودههای آندزیتی

این تودهها در اندازههای کوچک در حاشیه توده گرنیتوئیدی مورد مطالعه و تنها در نزدیکی روستای پلورزه قرار دارند. رخنمون اینها به صورت دو تودهی مجزا و با فاصلهی تقریباً ۱۰۰۰ متر از یکدیگر میباشد. رنگ این آندزیتها خاکستری میباشد که به علت هوازدگی و دگرسانی به رنگ سبز متمایل است و در بعضی موارد حتی ظاهری قرمز رنگ دارند. در شکل ۲–۱۵، رخنمون این سنگها نشان داده شده است. لازم به ذکر است این تودهها در نقشه زمینشناسی کهریزنو مشخص نشدهاند.





الف

شکل۲- ۱۵- الف و ب، نمایی از توده های آندزیتی موجود در نزدیکی روستای پلورزه (دید به سمت شرق).

۲-۴- انکلاوها

اغلب در داخل تودههای اسیدی حضور قطعات سنگهای بیگانه مرسوم میباشد که به نام انکلاو نامیده میشوند. در توده گرانیتوئیدی زون فریمان- تربت جام انکلاوها حضوری کمرنگ دارند. بدین گونه که تنها در حاشیه جنوبی توده و در میان آلکالی گرانیتها وجود دارند و همانطور که در اشکال ۲-۱۶- الف و ب مشاهده می شود، دارای رنگ تیره تری نسبت به سنگهای میزبان بوده و نسبت به آن-ها دانه ریزتر می باشند و به صورت اشکالی نظیر دوکی و بیضی شکل وجود دارند. درباره منشأ انکلاوهای موجود در سنگهای گرانیتوئیدی نظرات زیادی مطرح شده است که در فصل بعد به ذکر چند مورد از آنها می پردازیم.



شکل ۲- ۱۶ - الف و ب، نمایی از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در آلکالی گرانیتها (دید به سمت شمال غرب).

۲-۵- پتانسیلهای معدنی منطقه مورد مطالعه

براساس آمار منتشرشده از سوی سازمان صنایع و معادن استان (خراسان رضوی، ۱۳۸۴) ، علی رغم پتانسیل های با ارزش منطقه هیچ گونه معدن فعال فلزی در محدوده ورقه کهریزنو گزارش نشده است، اما در جدیدترین پژوهش که توسط مرادی و همکاران (۱۳۸۶)، در منطقه پلورزه – تربت جام بر روی رسوبات رودخانهای و نمونه های سنگی صورت گرفته، رسوبات رودخانه ای مستعد تجمعات پلاسری آهن و طلا تشخیص داده شده اند. پتانسیل کانسارسازی طلای موجود در رسوبات رودخانه ای به نظر می رسد وابسته به توده گرانیتوئیدی زون فریمان – تربت جام باشد. همچنین آندزیت ها نیز از نظر کانی سازی مس و آهن مستعد تشخیص داده شده اند. درقسمت شمالی منطقه مورد مطالعه و در محدوده توده گرانیتوئیدی چندین نمونه حاوی هماتیت مشاهده شد که احتمالاً از فرسایش گرانیت ها حاصل شده شده است در بخشهایی که گرانیت ها بافت پگماتیتی دارند رگههایی از اولیژیست و کالکوپیریت مشاهده شده است لذا احتمال کانی سازی آهن و مس در گرانیت ها نیز وجود داشته و نیاز به بررسی بیشتر می-باشد. در شکل ۲–۱۷ و ۲–۱۸ تصاویری از کانسارسازی اولیژیست و هماتیت را در گرانیت ها منطقه باشد. در شکل ۲–۱۷ و ۲–۱۸ ماری آهن و مس در گرانیت ها نیز وجود داشته و نیاز به بررسی بیشتر می-



شکل۲- ۱۷ - الف و ب، نمایی از قلوه سنگهای هماتیتی موجود در گرانیتهای منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال).



شکل ۲- ۱۸- نمایی از کانی سازی اولیژیست در سنگهای گرانیتی(دید به سمت شمال).

۲-۶- تکتونیک و زمین شناسی ساختمانی منطقه مورد مطالعه

ورقه فریمان در مرز برخورد ورقههای ایران و توران واقع شده است. این ورقه تحت تأثیر گسل تراستی فریمان میباشد. گسل تراستی فریمان دارای طول نامشخصی میباشد و تنها ۵۳/۵ کیلومتر از آن در سطح زمین رخنمون دارد و از هر دو سو در واحدهای رسوبی محو می گردد. این گسل دارای روند کلی شمال غربی- جنوب شرقی از روستای اسلام قلعه شروع شده و روند آن در سطح زمین متغییر است به طوری که ۵/۵۳ کیلومتر از آن دارای روند ۵۳ ۵ و ۱۸ کیلومتر از آن روند S۵۴E می-باشد. گسل در بخش غربی به چند گسل تراستی دیگر متصل می شود. تراستی بودن گسل از روی شواهدی نظیر پلههای گسلی و .. محرز میباشد. ولی میزان حرکت تراستی آن به طور دقیق مشخص نیست اما از آنجا که زونهای میلونیتی در امتداد گسل مشاهده شده است این گسل جزء گسلهای عمیق در زون بینالود میباشد (مهدور، ۱۳۸۶). حرکات کوهزایی پرکامبرین (بایکالین یا کاتانگایی) در دو سمت گسل فریمان یکسان عمل نکرده، به طوری که در قسمت شرقی این گسل مجموعههای پرکامبرین به شدت دگرگون شدهاند و شیست-های آندالوزیت و سیلیمانیتدار مربوط به رخساره آمفیبولیت را مشخص مینمایند، در صورتی که در جنوب غربی این گسل، پرکامبرین با رخساره شیلی مشخص شده است. در تمام زمان رسوبگذاری پالئوزوئیک هیچ گونه رویداد کوهزایی همراه با چین خوردگی در ناحیه وجود ندارد، به طوری که سریهای پالئوزوئیک به صورت هم شیب روی یکدیگر قرار می گیرند.

گسلهای راندگی در مراحل مختلف، رسوبات منطقه را تحت تأثیر قرار داده اند. نخستین گسلهای راندگی همزمان با فرورانش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس در پرمین ایجادشده است. در تریاس میانی نیز فعالیت این گسلها ادامه یافته است. این گسلها فاقد برش گسلی بوده و همزمان با پیدایش آنها، چینهای ایزوکلینال بر اثر راندگی در سنگها ایجاد شده است.

دراثر برخورد و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس گسلهای منطقه بار دیگر فعال شدهاند. دوّمین مرحله فعالیت این گسلها از پالئوسن آغاز و تا عهد حاضرادامه یافته است. این گسلها، گسلهای راندگی مرحله اول را قطع نمودهاند و در سطح آنها برش گسلی را میتوان مشاهده نمود. همچنین در اثر فشارهای وارده به ورق ایران و چرخش آن، گسلهای راست لغز در اطراف آن تشکیل شده که در انتها به راندگی تبدیل شدهاند. حرکت امتداد لغزی راستگرد درطول گسل در عکسهای هوایی و ماهوارهای مشهود است به طوری که گسل مذبور حداقل ۲۰۰ متر جابجایی را نشان میدهد فعالیت این گسلها از ائوسن آغاز شده وهنوز ادامه دارد (مهدور، ۱۳۸۶). در شکل ۲– ۱۵، نقشه ی پراکندگی گسلها در ورقهی کهریز نونشان داده شده است.



شکل ۲-۱۹- نقشهی پراکندگی گسل ها در ورقهی کهریز نو (مرکز تحقیقات ذخایر معدنی شرق ایران).

۳–۱– مقدمه

در این فصل ویژگیهای کانی شناسی، بافتی، نام سنگ، ترتیب تبلور سنگها و تحولات قابل مشاهده سنگ در مقیاس میکروسکوپی مورد بررسی قرار می گیرد تا از این طریق بتوان نام سنگهای مورد مطالعه را به طور دقیق تر مشخص نمود و نیز رفتار آنها را در طول عملکرد فرایندهایی نظیر شرایط حاکم بر تبلور، تبلور تفریقی، هضم، اختلاط ماگمایی، دگرسانی و غیره مورد بررسی قرار داد. براساس شواهد صحرایی و مشاهدات میکروسکپی، می توان توده مورد مطالعه را به پنج واحد متفاوت زیر تقسیم نمود:

۱- دایکهای میکروگابرویی۲- گرانودیوریت ۳- گرانیت ۴- آلکالی فلدسـپار گرانیت ۵- تـودههـای
آندزیتی

علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکپی در جدول ۳–۱ ارائه شدهاند لذا از توصیف مجدد آنها در اشکال خودداری میشود.

نوع کانی	علائم	نوع کانی	علائم اختصاري
	اختصارى		
اسفن	Sph	كلينوپيروكسن (اوژيت)	Срх
كلريت	Chl	هورنبلند سبز	Hb
اپيدوت	Epi	ارتوكلاز	Or
كالكوپيريت	Ср	پلاژيوكلاز	Plg
كلسيت	Ct	ميكروكيلين	Mic
آپاتیت	Ар	کوار تز	Qtz
تورمالين	Tur	اوپک	Opq

جدول ۳-۱- علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکپی.

۲-۳- میکروگابرو

دایکهای میکروگابرویی مافیکترین بخش سازنده توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه میباشند. پلاژیوکلاز و اوژیت از کانیهای اصلی این سنگها به حساب میآیند. ابعاد و نحوه قرارگیری این کانیها به گونهای است که در سنگ بافتهای گرانولار و اینترگرانولار به وجود آمده است. کانیهای فرعی این سنگها شامل، کانیهای اوپک (مگنتیت و تیتانو مگنتیت) و بلورهای سوزنی شکل و ریز آپاتیت (داخل بلورهای پلاژیوکلاز) میباشند. میکروگابروها دگرسانی زیادی را متحمل شدهاند که منجر به تشکیل کانیهای ثانویهای نظیر کلریت، سریسیت و اپیدوت شده است.

- الف-کانیهای اصلی
 - پلاژيوكلاز

پلاژیوکلازها را میتوان جزء فراوانترین کانیهای اصلی موجود در سنگهای میکروگابرویی برشمرد. این بلورها به صورت تیغهای شکلدار تا نیمهشکلدار دیده میشوند. این کانیها به اپیدوت، کلسیت، کلریت و سریسیت تجزیه شدهاند. بلورهای پلاژیوکلاز فاقد جهتگیری خاصی هستند و غالباً به صورت متقاطع در سنگ قرار میگیرند و در اثر قرارگیری بلورهای اوژیت در بین آنها، بافت اینترگرانولار در سنگ پدید آمده است (شکل۳–۱). از ویژگیهای بارز بلورهای پلاژیوکلاز، میتوان به ماکل پلیسنتیک و ماکل کارلسباد در این کانی اشاره نمود. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز در امتداد منطقهبندی، ادخال-هایی از کانیهای اوپک و آپاتیت دارند.

- اوژیت

اوژیت در سنگهای میکروگابرویی منطقه به صورت بلورهای ریز تا درشت، نیمه شکلدار تا بی شکل دیده می شود (شکل۳–۲) و در برخی قسمتها در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفته و در فضای بین بلوری پلاژیوکلازها قرار گرفته است که این امر می تواند نشانگر تبلور اولیه پلاژیوکلازها و تبلور بعدی پیروکسن باشد. قرارگیری بلورهای کوچک اوژیت در میان تیغههای پلاژیوکلاز، بافت اینترگرانولار را در این سنگها پدید آورده است. اوژیت در اثر دگرسانی عمدتاً به کلریت دگرسان شده است. علاوه بر این پدیده اورالیتی شدن را هم نشان می دهند. در شکل ۳–۳، اورالیتی شدن اوژیت و تبدیل آن به بلورهای ریز و سوزنی شکل اکتینوت به وضوح مشاهده می شود. به طور کل می توان گفت اورالیتی شدن عبارتست از جایگزینی تقریباً یکنواخت اوژیت و یا هورنبلندسبز با آمفیبول نوع ترمولیت-اکتینوت می باشد.

- ب-کانی های فرعی
 - فلوگوپيت

فلوگوپیت از فراوان ترین کانی های فرعی سازنده سنگ های میکرو گابرویی منطقه می باشد و به صورت بلور های صفحه ای نیمه شکل دار تا بی شکل دیده می شود (شکل۳-۴). این کانی عموماً به کلریت تجزیه شده است.

- آپاتيت

این کانی به صورت بلورهای ریز و طویل با برجستگی نسبتاً بالا و به رنگ خاکستری در نور پلاریـزه مشخص است که به حالت ادخال در کانیهای پلاژیوکلاز و آمفیبول یافت میشود *(شکل ۳-۵)*.

- کانیهای او پک

این کانیها غالباً از نوع مگنتیت و تیتانو مگنتیت میباشند و به صورت ادخال در بیوتیت، آمفیبول و نیز به صورت آزاد با حالت اسکلتی مشاهده میشوند *(شکل ۳-۶)*.

پ- کانیهای ثانویه

کانیهای ثانویه معمولاً از دگرسانی کانیهای اولیه موجود در سنگها به وجود میآیند. کانیهای ثانویه موجود در سنگهای میکروگابرویی منطقه مورد مطالعه شامل، کلریت و داموریت میباشند که میتوانند از دگرسانی پلاژیوکلازها به وجود بیایند. همچنین کانیهای ثانویه میتوانند در داخل حفرات سنگ نیز متبلور شوند، مانند اپیدوت که به صورت اجتماعاتی از بلورهای ریز، سوزنی و شعاعی، در داخل حفرات سنگ تشکیل شدهاند.

- كلريت

کلریتی شدن حالت خاصی از دگرسانی پروپلیتیک میباشد که به علت درصد بالای کلریت آن را دگرسانی کلریتی مینامند. کلریت میتواند از دگرسانی کانیهای فرومنیزین نظیر بیوتیت، پیروکسن و یا هورنبلند حاصل شود. معمولاً سیالات ماگمایی و یا محلولهای غنی از Al, Fe, Mg در سنگهای آذرین موجب تبدیل کانیهای فرومنیزین به کلریت میشوند. بنابراین، کلریتی شدن نشان دهنده حضور سیالات آبدار و دماهای پایین تا متوسط در طی دگرسانی سنگ میباشد. همچنین این کانیها در اثر دگرسانی در مراکز بلورهای پلاژیوکلازها به وجود آمدهاند (شکل ۳-۷).

– سريسيت

گاهی اوقات کانیهای سرشار از آلومینیوم توسط میکای سفید، ریز دانه و یا کانیهای مشابهی به نام سریسیت پوشیده میشوند (شکل۳–۸). این پوشش به صورت لکه لکه و یا کامل صورت می گیرد. رشد داموریت نیازمند افزایش آب و ⁺K در سنگ است. همان گونه که گفته شد یکی از منابع مهم پتاسیم در سنگهای میکروگابرویی کلریتی شدن بیوتیت میباشد. با حضور پتاسیم در سنگ، پتاسیم با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و کلسیم به صورت^{+C}Ca آزاد میشود. کلسیم آزاد شده میتواند در حفرات سنگ رسوب کند.

- اپيدوت

اپیدوت جزء کانی های ثانویه ای میباشد که به صورت اجتماعاتی از بلورهای ریز، سوزنی و شعاعی

در درون حفرات سنگ نیز متبلور شده است. همچنین اپیدوتهای ثانویه میتوانند در طی فرایندهای دگرسانی هیدروترمال، از دگرسانی اوژیت و پلاژیوکلازهای موجود در سنگ به وجود بیایند و در طول رگهها، شکستگیها و یا در داخل حفرات سنگ تشکیل شوند (دیر و همکاران، ۱۹۹۱) (شکل۳–۹). – آمفیبوا،

آمفیبولهای موجود در میکروگابروها از نوع هورنبلند سبز است که به شدت تجزیه شدهاند، این کانیها به صورت نیمه شکلدار بوده و مقدارشان در سنگ نسبتاً زیاد میباشد، اکثر آنها به کلریت و کلسیت دگرسان شدهاند (شکل ۳–۱۰). این کانیها ناشی از دگرسانی پیروکسنها میباشند و در اطراف این کانی قرار دارند.







شکل ۳-۲- حضور بلور بی شکل اوژیت در سنگهای میکرو گابرویی (XPL).



شکل ۳-۴- بلور فلوگوپیت به همراه کانیهای اوپک در سنگهای میکروگابرویی (PPL).



شکل ۳-۳- تصویر میکروسکوپی از اورالیتی شدن پیروکسن در سنگهای میکروگابرویی (Xpl).



شکل ۳-۵- حضور سوزنهای ریز آپاتیت در متن بلور پلاژیوکلاز در سنگهای میکروگابرویی(XPL).



شکل ۳-۷- نمایی از کلریتی شدن پیروکسن در سنگهای میکروگابرویی(ppL).





شکل ۳-۸- دگرسانی مراکز بلور پلاژیوکلاز به داموریت در سنگهای میکروگابرویی(XPL).

شکل ۳-۱۰- آمفیبولهای حاصل از دگرسانی

فلوگوييت (XPL).

\mph



شکل ۳-۹- حضور بلورهای ریز و شعاعی اپیدوت در حفرات سنگهای میکروگابرویی (XPL).

۳-۳- گرانودیوریتها

کانیهای اصلی این سنگها پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپات آلکالن میباشند، کانیهای فرعی شامل هورنبلند، اسفن، آپاتیت و کانیهای اوپک میباشند و کانیهای اپیدوت، کلریت، سریسیت به عنوان کانیهای ثانویه هستند. بافتهای مشاهده شده در این سنگها شامل بافتهای دانهای نیمه شکلدار میباشد (شکل ۳–۱۱).

کانی های اصلی

- کوار تز

کوارتزها در اغلب موارد دانهریز تا دانه متوسط، بی شکل تا نیمه شکل دار، دارای خاموشی موجی، شکستگی و دو مرحله تبلور می باشند، در مرحله اول به صورت بلورهای نیمه شکل دار و قبل از نقطه اوتکتیک، در مرحله دوم مایع باقیمانده غنی از سیلیس، که پر کننده ی حفرات بین بلوری می باشد.

- پلاژيوكلاز

این کانیها به صورت نیمهشکلدار تا شکلدار و دارای ماکل پلی سنتتیک میباشند و در برخی موارد دارای حالت منطقهبندی ترکیبی هستند (شکل۳–۱۲). محصول دگرسانی پلاژیوکلازها سریسیت، کائولن کلسیت و داموریت (نوعی میکای کلسیمدارکه قابلیت انعطاف پذیری کمی دارد) میباشند.

- فلدسپات آلکالن

نیمه شکلدار تا شکلدار با اندازههای مختلف و غالباً به صورت پورفیرهای درشت هستند و ماکل کارلسباد از خود نشان میدهند (شکل ۳–۱۳).

کانی های فرعی

- بيوتيت

به صورت نیمه شکل دار تا شکل دار می باشند و در نور عادی به رنگهای سبز و قهوه ای مشاهده می-شوند. همچنین اجتماعاتی از آن ها به صورت تجمعات پورفیری در بعضی از مقاطع دیده می شود (شکل۳–۱۴). به صورت مقاطع طولی و عرضی مشاهده می شوند و در مقاطع طولی در امتداد رخ به کلریت و مسکویت دگرسان شده اند.

- آمفيبول

نیمه شکل دار تا شکل دار، اندازه بلورها متوسط و اکثراً از نوع هورنبلند سبز مایل به *قهومای* که دارای ماکل اوژیت می باشند (شکل ۳–۱۵)، حاصل دگرسانی این کانیها بیوتیت و کلریت است. - **آباتیت**

این کانی به صورت بلورهای ریز و طویل با برجستگی نسبتاً بالا و با رنگ تداخلی خاکستری اغلب به صورت ادخال در بیوتیتها و پلاژیوکلازها یافت میشود(شکل ۳–۱۶).

- زيركن

این کانی به صورت شکلدار تا نیمه شکلدار دیـده مـیشـود، دارای هالـه پلـیکروئیـک بـوده و بـا برجستگی بالا و بیرفرنژانس زیاد مشخص میشود. معمولاً بـه صـورت ادخـال در پلاژیـوکلاز، بیوتیـت، کوارتز و در برخی موارد به صورت آزاد دیده میشود (شکل ۳–۱۷).

- کانی های او پک

اوپکها به صورت ادخال در درون پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند سبز دیده میشوند.کانیهای اوپک موجود در گرانودیوریتها غالباً از نوع مگنتیت و تیتانومگنتیت میباشند. بخشی از اکسیدهای آهن موجود حاصل از دگرسانی هورنبلند و بیوتیت میباشند.

کانیهای ثانویه

- کلریت

این کانی بر اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز حاصل شده است و عموماً همـراه بـا اپیـدوت، کلسیت و اسفن دیده میشود. حضور این کانیها مؤید دگرسان شدن کانیهای مافیـک در حضـور آب میباشد (شکل ۳–۱۸).

- داموريت

داموریتها در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و فلدسپاتهای آلکالن به وجود آمدهاند. دگرسانی در مراکز کلسیکتر، شدیدتر بوده و فراوانی داموریت در این نقطه بیشتر است (شکل ۳–۱۹).

- کانیهای رسی

کانیهای رسی در اثر دگرسانی فلدسپاتهای آلکالن ایجاد شدهاند و بر روی سطح فلدسپاتهای آلکالن ظاهری تار و تیره و غبار آلود ایجاد نمودهاند (شکل ۳-۲۰).

- اپيدوت

اپیدوت حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند میباشد و به همراه دیگر کانیهای ثانویه دیـده مـی-شود (شکل ۳–۲۱).



شکل ۳–۱۱– بافت دانهای نیمه شکلدار موجود در گرانودیوریتها (XPL).



شکل ۳-۱۲- منطقه بندی پلاژیوکلاز *موجود در گرانودیوریتها* (XPL).



شكل ۳-۱۳- ماكل كارلسباد موجود در فلدسپاتهاى *آلكالن* (XPL).



شکل ۳-۱۴-نمایی از اجتماعات بیوتیتها به صورت گلومرول (XPL).



شکل ۳–۱۵- نمایی از هورنبلندهای موجود در گرانودیوریتها با ماکل اوژیتی(XPL).



شکل ۳-۱۶- سوزنهای ریز آپاتیت موجود در متن سنگ (XPL).



شکل ۳–۱۷– بلور زیرکن موجود در کوارتز موجود در گرانودیوریتها (XPL).



شکل ۳-۱۸-دگرسانی مراکز بلور پلاژیوکلازها به کلریت (XPL).



شکل ۳–۱۹–دگرسانی مراکز بلور پلاژیوکلازها به داموریت (XPL).



شکل ۳-۲۰-دگرسانی پلاژیوکلازها به کانیهای رسی (XPL).



شکل ۳-۲۱- نمایی از اپیدوتی شدن پلاژیوکلازها (XPL).

۳-۴- گرانیتها

کانیهای اصلی تشکیل دهنده این سنگها کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن میباشند. بیوتیت کانی مافیک این سنگها است. از بافتهایی که در این سنگها مشاهده میشود میتوان به بافـتهـای گرانولار، گرانوفیری، پورفیروئید اشاره نمود (شکل۳-۲۲).

کانی های اصلی

- کوار تز

کوارتز مهمترین کانی متشکله گرانیتهاست، شکستگی و خاموشی موجی نشان میدهد (شکل۳-۲۳). عمدتاً بی شکل تا شکل دار می باشد و فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن را پر می نماید.

- پلاژيوكلاز

پلاژیوکلاز به همراه فلدسپات آلکالن فراوان ترین کانی تشکیل دهنده ی این سنگها هستند. پلاژیوکلازها بیشتر به صورت کشیده نیمه شکل دار تا شکل دار و دارای ماکل کارلسباد و پلی سینتتیک هستند. بعضی از آن ها منطقه بندی عادی از خود نشان می دهند و برخی در اثر عملکرد نیروهای تکتونیکی خمیدگی پیدا کرده اند. معمولاً ادخال هایی از آپاتیت در آن ها دیده می شود. در بعضی موارد بلورهای کوچکتر پلاژیوکلاز درون بلورهای بزرگتر به دام می افتد (شکل ۳–۲۲)، که از نشانه های اختلاط ماگمایی می باشد (فرناندز و بربریان، ۱۹۹۱). این کانی ها به علت دگرسانی به کانی هایی همچون کلسیت، سریسیت، اپیدوت، کائولینیت، تبدیل شده اند. دگرسانی در مرکز بلورها به علت کلسیکتر بودن از شدت بیشتری برخوردار است.

- فلدسپات آلکالن

فلدسپاتهای آلکالن در این سنگها شامل ارتوکلاز، ارتوکلازهای پرتیتی، میکروکیلین است. این کانیها بیشتر به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار مشاهده می شوند. بلورهای ارتوکلاز اغلب دارای ماکل کارلسباد می باشند. وجه تمایز فلدسپاتهای آلکالن نسبت به کانیهای دیگر، هم رشدی فلدسپات پتاسیم با کوارتز (بافت گرانوفیری) (شکل۳–۲۵) و حضور فلدسپات پتاسیم در کنار پلاژیوکلاز در قالب بافت پرتیتی می باشد. این کانی در اثر دگرسانی کانی به کانیهای ثانویه همچون کانیهای رسی تجزیه شده که در مقاطع میکروسکوپی دیده می شود.

کانیهای فرعی

- بيوتيت

این کانی در نور طبیعی به رنگ قهوهای مشاهده می شود و از خود چند رنگی نشان می دهد. نیمه شکل دار تا شکل دار بوده و در برخی مواقع دارای ادخال هایی از او پک (اکسیدهای آهن) و زیر کن با هاله ی پلئو کروئیک می باشد (شکل ۳–۲۶).

- هورنبلند سبز و قهوهای

این کانیها در گرانیتها، از فراوانی بسیار کمی برخورداراند. با توجه به شکل کانیهایی که به جای آنها تجمعی از کلریت، اسفن و اپیدوت تشکیل شده و با توجه به ماهیت سنگهای مورد مطالعه، کانیهای مافیک موجود در این سنگها از نوع هورنبلند سبز و قهوهای میباشد. این کانی تقریباً به طور کامل با کانیهای ثانویه همچون اپیدوت، کلریت و اسفن جایگزین شده است (شکل۳-۲۷).

- آپاتيت

آپاتیت به صورت بلورهای ریز نیمه شکلدار تا شکلدار و به حالت سوزنهای کشیده با برجستگی بالا به رنگ خاکستری کم رنگ در نور پلاریزه در درون پلاژیوکلازها و فلدسپاتها دیده میشود.

- زيركن

این کانی به صورت ادخال در بیوتیتها، کوارتز، فلدسپات وجود دارد و در برخی مواقع بلورهای آن به صورت آزاد دیده میشود که در این صورت از اندازههای مناسبی برخوردار و خود شکل میباشد (شکل۳–۲۸).

- آلانيت

- سريسيت

این کانی به صورت نیمه شکل تا شکلدار و به صورت تقریباً مستطیلی با برجستگی بالا دیده می-شود. در نورطبیعی تقریباً قهوهای کمرنگ و در نور پلاریزه به رنگ سبز مشاهده میشود (شکل۳–۲۹). **کانیهای ثانویه**

- اوپکها، اسفن و تورمالين

کانیهای اوپک به صورت پراکنده و نیز به صورت ادخال در بیوتیتها، پلاژیوکلاز و هورنبلنـد سـبز دیده میشوند. در بعضی از مقاطع اجتماعاتی از این کانیها وجـود دارد کـه بـه نظـر مـیرسـد بیـانگر دگرسان شدن کانیهای مافیکی نظیر هورنبلند میباشد. همچنین کالکوپیریت نیز یکی دیگر از کـانی-های اوپکی است که در این سنگها وجـود دارد (شـکل٣-٣٠). اسـفن اغلـب بـه صورت ثانویـه و بـا برجستگی قابل توجه و رنگ قهوهای بسیار کم رنگ در این سنگها مشاهده میشـود، تورمـالین دارای منطقه بندی ترکیبی با رنگهای قهوه ای سبز مایل به آبی مشاهده میشـود. حضـور تورمـالین معـرف حضور سیالات غنی از بُر میباشد. کانی مذکور بر اثر عملکرد شیرابههای باقیمانـده از مراحـل انتهـایی تفریق ماگماهای گرانیتی که خود نتیجه آناتکسی پوسته هستند تشکیل میشود (شکل٣-۳۱).

این کانی به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار به صورت سریسیت (بلورهای ریز و سوزنی حاصل از تجزیه فلدسپاتها) در پلاژیو کلازها دیده می شود (شکل۳-۳۲).

- کانی های رسی

این کانیها سطح بعضی از فلدسپاتهای آلکالن را کدر کرده و به این سنگها منظرهای غبار آلـود و ابر مانند بخشیدهاند (شکل۳-۳۳).

- اپيدوت

این کانیها در اثر دگرسانی سوسوریتیزاسیون پلاژیوکلازها تحت تأثیر محلولهای هیـدروترمال بـه وجود آمدهاند (شکل۳–۳۴).

- كلسيت

کلسیتها یا در نتیجه سوسریتیزاسیون در پلاژیوکلازها به وجود آمدهاند یا به صورت رگچـههـایی فضاهای خالی بین سنگها را پر مینمایند (شکل۳-۳۵).

- كلريت

این کانی در نتیجهی دگرسانی بیوتیتها و پلاژیوکلازها به وجود آمده است. در برخی از مقاطع بیوتیتهای کلریتی شده دیده میشود (شکل۳–۳۶).



شکل ۳-۲۲- نمایی از بافت پورفیروئیدی در سنگ-های گرانیتی (XPL).



شکل ۳-۲۴- بلور پلاژیوکلاز کوچک درون پلاژیوکلاز بزرگ (XPL).



شکل ۳-۲۳- خاموشی موجی شدید کوارتزهای موجود در سنگهای گرانیتی (XPL).



شکل ۳-۲۵- نمایی از بافت گرانوفیری موجود در گرانیتها(XPL).



شکل ۳-۲۶- نمایی از ادخالهای اوپک و زیرکن موجود در بیوتیتها (XPL).



شکل ۳-۲۸- نمایی از زیرکن موجود در گرانیتها (XPL)



شکل ۳-۲۷- دگرسانی هورنبلند به کانیهای ثانویه کلریت و اپیدوت (XPL).



شکل ۳-۲۹- حضور آلانیت اولیه در گرانیتها (PPL).



شکل ۳-۳۰- نمایی از کالکوپیریت موجود در گرانیتها (PPL).



شکل ۳-۳۱- نمایی از کانیهای ثانویه *اسفن، اوپکها* و تورمالین (PPL).



شکل۳-۳۲ دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت (XPL)



شکل۳-۳۳- دگرسانی فلدسپاتهای آلکالن به کانیهای رسی(PPL).



شکل۳-۳۴- دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت تحت فرایند سوسوریتیزاسیون(XPL).



شکل۳-۳۵- رگه کلسیتی پر کننده فضای خالی در سنگهای گرانیتی(XPL).



شکل۳-۳۶- دگرسانی بیوتیت به کلریت(XPL).

۳-۵- آلکالی فلدسپات گرانیتها

بافت آنها از دانهای بی شکل تا نیمه شکلدار متغییر است (شکل۳-۳۷). کانیهای روشن این سنگها شامل فلدسپات آلکالن، کوارتز و پلاژیوکلاز به مقدار کم و کانیهای فرعی شامل بیوتیت، هورنبلند سبز، اسفن و کانیهای اوپک میباشد. کلریت، سریسیت و اپیدوت به عنوان کانیهای ثانویه میباشند. فلدسپات آلکالن در این سنگها حضور بارزتری دارد.

کانی های اصلی

- کوار تز

کوارتز به مقدار زیاد در این سنگها یافت میشود. بیشتر به صورت بی شکل بوده و فضای بین بلورها را پر می کند. دانهها خاموشی موجی از خود نشان داده و شکستگی در آنها دیـده مـیشـود. از لحـاظ اندازه ذرات، به طور نسبی هم اندازه هستند و با مرز مضرس مشخص می شوند.

- فلدسپات آلکالن

فلدسپاتهای آلکالن به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار ، در اندازه های مختلف دیده می شوند. به صورت ار توز کلازهای با ماکل کارلسباد (شکل ۳–۳۸) ، میکرو کیلین و ار توز کلازهای پر تیتی با ماکل مشبک وجود دارند (اشکال ۳– ۳۹ و ۳–۴۰). حضور بلور میکرو کیلین معرف سرد شدن در دمای پایین در نزدیکی نقطه او تکتیک می باشد و با کوار تز بافت گرانوفیری را تشکیل می دهد که در تعبیرو تفسیرهای پترولوژیکی حائز اهمیت است و احتمالاً به دلیل کاهش دما تا نقطه اتکتیک سه گانه کوار تز، بافت گرانوفیری را تشکیل می دهد که در تعبیرو آلبیت، ار توز کلازهای است که تحت این شرایط کوار تز و ار توکلاز با هم رشد می کنند. در اثر دگرسانی اند کی کائولینیتی شده به طوری که در نور پلاریزه عادی اکثر دانه های از توز رنگ کرم مایل به قهوه ای در تشان می دهند. لازم به ذکر است که پلاژیوکلازها نیز سرنوشت مشابهی پیدا کرده و تا حدودی کائولینیتی شده و حالت غبار آلودی پیدا کردهاند.

- پلاژيوكلاز

پلاژیوکلازها یکی دیگر از کانیهای روشن و اصلی سازنده این سنگها میباشند، ولی از فراوانی کمتری نسبت به کوارتز و فلدسپات آلکالن برخورداراند. عموماً دانه ریز بوده و شکلدار تا نیمه شکلدار و دارای ماکل پلی سینتتیک میباشند. بلورهای پلاژیوکلاز به سرسیت، اپیدوت، و گاهی کلسیت دگرسان شدهاند (شکل۳–۴۱).

کانیهای فرعی

- بيو تيت

این کانی بی شکل تا نیمه شکل دار می باشد. در نور طبیعی قهوه ای و سبز رنگ است (شکل۳-۴۲). در بعضی موارد دارای ادخال هایی از اوپک و زیرکن می باشد

- آپاتيت

به صورت بلورهای سوزنی با برجستگی بالا در پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن دیده می شود.

کانیهای ثانویه

- سريسيت

این کانی نوعی مسکویت دانه ریز است که در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها به وجود آمده است. - **کانی های رسی**

این کانیها شکلی تیره و غبار آلود به فلدسپاتهای آلکالن میدهند. نوع کانی رسی کائولن است. - کلریت

این کانی در اثر دگرسانی بیوتیتها و پلاژیوکلازها به وجود آمده است (شکل ۴-۴۳).



شکل ۳-۳۷- نمایی از بافت نیمه دانهای موجود در آلکالی گرانیتها (XPL).



شکل ۳–۳۸– فلدسپات آلکالن با ماکل کارلسباد (XPL).



شکل ۳-۳۹- فلدسپات ألکالن به صورت ارتوکلاز و میکروکلین (XPL).



شکل ۳-۴۰- بافتهای پرتیتی موجود در آلکالی گرانیتها (XPL).



شكل ۳-۴۱- سريستى شدن پلاژيوكلازها (XPL).



شکل ۳-۴۲- نمایی از بیوتیتهای موجود در گرانیتها (PPL).



شکل ۳-۴۳- نمایی از کلریتی شدن بیوتیتها (PPL).

۳-۶-تودههای آندزیتی

بافت میکروگرانولار پورفیری از بافتهای اصلی تودههای آندزیتی میباشد (شکل ۳-۴۴). کانیهای اصلی شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند و اوژیت میباشد اسفن و آپاتیت کانیهای فرعی این سنگها محسوب میشوند. از دیگر کانیهای فرعی این تودهها میتوان به کانیهای اوپک اشاره نمود. کلریت و کلسیت از کانیهای ثانویه این سنگها میباشند.

کانی های اصلی

- پلاژيوکلاز

این کانی به وفور در آندزیتها به صورت فنوکریست و ریز بلور دیده می شود. پلاژیوکلازها اکثراً به صورت بلورهای تیغهای شکلدار و نیمه شکلدار با ماکل پلی سینتتیک دیده می شوند. بلورهای پلاژیوکلاز اغلب در اثر دگرسانی به کلریت دگرسان شدهاند (شکل ۳-۴۵).

- هورنبلند قهوهای (اکسی هورنبلند)

این کانی فراوانی نسبتاً زیادی در سنگ دارد، دارای هستههایی روشن و حاشیهی تیره و برجستگی نسبتاً بالا میباشد. در ادامهی کم شدن میزان فشار، همزمان با صعود مواد مذاب اکسی هورنبلندی در درون زمین تشکیل میشود که دیگر در حالت تعادل با ماگما قرار ندارد. در این راستا گسستگی زنجیره ای حاصل شده که به دنبال خود شکل گیری جدیدی از بخش مگنتیت، هماتیت و غیره را به دنبال خواهد داشت. این اوپاکزایی، عمدتاً حرکت خود را از حاشیه شروع میکند و میتواند تمامی بلور را متأثر سازد، در این فرایند قالب آن (جسد هورنبلند) بر جا میماند (شکل ۳–۴۶).

- اوژيت

این کانی به ندرت در نمونههای آندزیتی یافت میشود و فقط به صورت ریز در زمینه این سـنگهـا پیدا میشوند و معمولاً تحت تأثیر دگرسانی به کلریت تبدیل شده است.

کانیهای فرعی

- کانی های او پک

کانیهای اوپک به صورت بی شکل میباشند و به نظر میرسد احتمالاً ناشی از دگرسانی کانیهای مافیک نظیر هورنبلند باشند (شکل ۳-۴۷).

- آياتيت

این کانی به میزان کم و به صورت بلورهای کشیده (مستطیلی شکل) و ادخال مانند در بعضی از پلاژیوکلازها و هورنبلندها یافت میشود (شکل ۳–۴۸).

– اسفن

اسفن به میزان نسبتاً زیادی در این سنگها و به صورت اولیه یافت می شود (شکل ۳-۴۹). کانی های ثانویه

- كلريت

نمونههای آندزیتی مورد مطالعه به شدت کلریتی شدهاند. کلریتی شدن بیشتر در کانیهای پلاژیوکلاز، هورنبلند و همچنین در زمینه شیشهای سنگها صورت گرفته است. حضور کلریت معرّف وجود آب در طی دگرسانی است.













شکل ۳-۴۷- اجتماعاتی ازکانیهای اوپک (PPL).



شکل ۳-۴۸- نمایی از آپاتیت های سوزنی (PPL).



شکل ۳-۴۹- نمایی از اسفنهای اولیه (PPL).

۳-۷ – شواهد دگرریختی در کانیهای توده گرانیتوئیدی نوار فریمان – تربت جام مجموعه کانیهای موجود در سنگهای گرانیتی که تحت تأثیر دگرریختی قرار میگیرند، هر کدام رفتار مخصوصی را از خود نشان میدهندکه در زیر به آنها اشاره می شود:

کوارتز: کوارتزها اکثراً دارای حاشیههای مضرس می باشند، خاموشی موجی شدید و حالت خرد شدگی (ساب گرین شدن) و تبلور مجدد از خود نشان میدهند، همچنین در دگرشکلیهای شدیدتر-کوار تزها حالت نواری پیدا می کنند (اشکال۳-۵۰ و ۳-۵۱). تبلور مجدد کوار تزهای موجود در سنگهای منطقه به روشهای زیر می باشد: ۱- اغلب کوار تزهای موجود در سنگهای کمتر دگرشکل یافته منطقه تجدید تبلور یافته و خاموشی موجی و حالت خرد شدگی نشان میدهند. تجدید تبلور این کوارتزها با مکانیسم مهاجرت مرز دانهای صورت گرفته است (شکل ۳-۵۲). ۲- تجدید تبلور ایستایی، این تجدید تبلور پس از کاهش یا توقف دگرشکلی اتفاق میافتد، کوارتزهایی که در حین دگرشکلی حاشیههای نامنظم و موجی پیدا کردهاند ممکن است پس از افت نرخ دگرشکلی یا توقف آن، ناپایدار شوند و به تناسب شرایط حاکم بر محیط، متحمل تجدیدتبلور گردند (پشیه' و ترو، ۱۹۹۶). در شرایطی که دمای محيط يايين باشد، كوارتزها همان حالت كشيده و جهت يافته اوليه خود را حفظ مي كنند، اما در سنگهای میلونیتی به دلیل بالا بودن دمای محیط پس از افت یا اتمام دگرشکلی، کوارتزها دستخوش تبلور مجدد شده و به دانههای پلی گونال تبدیل می شوند، ایـن تجدیـد تبلـور اصـطلاحاً تجدیـد تبلـور ایستایی نامیده می شود (شکل ۳–۵۳). ۳- در بین پورفیروکلاستهای کوارتز، کوارتزهای دانه ریزی رشد نمودهاند که حاکی از تبلور مجدد کوارتزهای ریز در سنگ بوده که میتوان آنها را در بین پورفیروکلاستها مشاهده نمود. این تبلور دینامیکی است که از ویژگیهای دگرشکلی دینامیکی سنگ-ها به شمار مي آيد (شکل ۳-۵۴).

پلاژیوکلازها: یکی از بارزترین علائم دگرریختی در پلاژیوکلازها مشاهده می شود به این صورت که ماکلها در طی دگر ریختی حالت خمیده پیدا کرده و در واقع ماکل مکانیکی از خود نشان می دهند (شکل۳–۵۵). ماکل مکانیکی نوعی دگر ریختی پلاستیکی در یک بلور است. از دیگر شواهر دگر ریختی پلاژیوکلازها وجود ترکها و شکستگیهایی است که توسط کوارتز و فلدسپار پر می شود، این ساختها را نتیجه دگر شکلی شکننده در مقیاس دانه ای در حضور مذاب باقی مانده در نظر می گیرند و عمدتاً توسط شکستگیهای میکروسکوپی در پلاژیوکلازها و فلدسپاتها مشخص می شوند که توسط کوارتز پر می شوند (شکل ۳–۵۵) و می تواند دلالت بر وقوع دگر شکلی در حضور مذاب را می شوند که توسط کوارتز پر می شوند (شکل ۳–۵۵) و می تواند دلالت می می می در است داشته باشد (بل و

فلدسپاتهای آلکالن: وجود ماکل میکروکلین در بعضی از بلورهای ارتوکلاز (شکل ۳–۵۷) میتواند نشانهی دگرشکلی آنها در حالت جامد باشد (اگلتون و باسک، ۱۹۸۰؛ بوشه و همکاران، ۱۹۹۲). در بخشهایی که شدت دگر ریختی بالا است، رفتاری شکل پذیر و خمیری از خود نشان داده و به صورت

[\] -passchier&Trouw

عدسی شکل در آمدهاند (شکل۳–۵۸) ، که نشان دهنده بالا بودن دما در زونهای برشی است (پاشیر، ترو ۱۹۹۶).

بیوتیتها: بیوتیتها در اثر دگرشکلی دچار تغییراتی شدهاند. بلورها خاموشی موجی از خود نشان میدهند و در بعضی موارد کمی خمیده شدهاند (شکل ۳–۵۹). اما در سنگهایی که شدت تغییر شکل یافتگی بیشتر است و نیز در میلونیتها بیوتیتها به تجمعات ریزتری از کلریت تبدیل شدهاند (شکل ۳–۶۰) و مسکویتهای نو ظهور در حاشیه آنها به وجود آمدهاند (شکل ۳–۶۱). در فشارهای بسیار زیاد به صورت نوارهایی در آمدهاند که همان ساختارهای میکا ماهی را شکل دادهاند (شکل ۳–۶۹). به نظر (جانسون و همکاران، ۱۹۹۴) جهت یابی بیوتیتها یکی از عوامل مؤثر در گسترش ساختارهای جهت یافته در سنگهای میلونیتی میباشد.



شکل ۳-۵۰- خاموشی موجی و ساب گرین شدن کوارتز(XPL).



شکل ۳–۵۱- کوارتزهای نواری معرف دگرشکلی درجه حرارت بالا(XPL).



شکل ۳-۵۲- تجدید تبلورکوارتزها به صورت مهاجرت مرز دانهای(XPL).



شکل ۳–۵۳- تجدید تبلور ایستایی و ایجاد کوارتزها به حالت دانههای پلی گونال (XPL).



شکل ۳-۵۴- تجدید تبلور دینامیکی کوارتزها (XPL).



شکل ۳-۵۵- ایجاد خمش در ماکل پلاژیوکلاز (XPL).



شکل ۳–۵۶- بافتهای ساب ماگمایی در پلاژیوکلازها (XPL).



شکل ۳-۵۷- تبدیل ارتوکلاز به میکروکیلین در اثر فشار جهتدار (XPL).



شکل ۳–۵۸- نمایی از فلدسپاتهای آلکالن که در اثر فشار به صورت عدسی درآمده اند (XPL).



شکل ۳-۵۹- پیچ و تاب خوردن و ایجاد خمش در رخهای بیوتیتها (XPL).



شکل ۳-۶۰- تجزیه بیوتیت به کلریت (XPL).



شکل ۳-۶۱- نمای از مسکویتهای ناشی از تجزیه بیوتیتها (XPL).



شکل ۳-۶۲- برگوارگی بیوتیتها در میلونیتها (XPL).

۸-۳-تجزیه و تحلیل بافت های مشاهده شده در مقاطع نازک

بافتهای مشاهده شده در سنگهای گرانیتوئیدی شامل بافتهای اولیه و بافتهای ثانویه میباشند که به شرح آنها میپردازیم :

بافتهای اولیه

- بافت گرانولار

بیشترین بافت مشاهده شده در مقاطع نازک بافت دانهای نیمه شکل دار (گرانولار) است، این بافت آخرین مرحلهی به هم چسبیدن ذرات است که در انتهای تبلور، خلوطی از ذرات کم و بیش هم شکل و هم اندازه با شکلهای مختلف صفحهای شکل دار و بی شکل به هم می چسبند. شکل دارترین کانی ها، هورنبلند (در صورت وجود داشتن)، بیوتیت و پلاژیوکلاز می باشد. فلدسپات های آلکالن (در صورت وجود داشتن) بی شکل تا شکل دار هستند و بالاخره کوارتز کاملاً بی شکل است و فضاهای خالی بین دانه ها را پر می کند. در برخی موارد پلاژیوکلازها حالت منطقه بندی دارند که در این صورت ترکیب شان از پلاژیوکلاز خیلی کلسیک (معمولاً آندزین) تا پلاژیوکلاز سدیک یا آلبیت تغییر میکند (شلی، ۱۹۹۳).

- بافت پورفيروئيدي

در بعضی از نمونههای گرانیتی شاهد هستیم بلورهای بزرگی از کانیها نظیر پلاژیوکلاز در زمینهای دانهریز قرار گرفتهاند که منجر به ایجاد بافت پورفیروئیدی شده است. این بافتها پس از بافتهای گرانولار جزء گستردهترین بافتهای موجود در این سنگها شده است.

- بافتهای گرانوفیری

یکی از خصوصیات بارز گرانیتهای منطقهی مورد مطالعه وجود بافتهای گرانوفیری است که حاصل از رشد همزمان و نامنظم کوارتز و فلدسپات آلکالن میباشد. دربارهی مکانیسم تشکیل این بافت نظریات مختلفی مطرح شده است که ما نظریه شلی را بیان مینمائیم:

گرانوفیری رشد توأم کوارتز و فلدسپار آلکالن (سدیک و پتاسیک) که بیشتر در زمینه مشاهده می-شود و نشانهی نقش مایع گرانیتی است که ترکیبات سازنده فلدسپات آلکالن و کوارتز را به مقدار نسبتاً مساوی داشته است. در حقیقت بافت گرانوفیری به رشد نامنظم کواتز در درون فلدسپات آلکالن گفتـه میشود . اغلب گرانیتها حاوی بلورهای کوارتز و فلدسپات هستند که به طور جداگانه رشد نمودهانـد و این در نتیجه ی رشد آرام تقریباً تعادلی در فشار آب بسیار بالا است، یعنی بالا بودن فشار آب مانع بـه وجود آمدن محلول جامد در فلدسپات آلکالن میشود، ولی گرانیتهایی کـه در نزدیکی سطح زمـین بایگزین میشوند و بعضاً با ولکانیسم بازالتی همراهاند سریعتر و در فشار آب پاین تر متبلور میشوند و بنابراین در فلدسپاتهای آلکالن آنها نوعی محلـول جامـد پدیـد میآیـد و در نتیجـه کـوارتز و یک فلدسپات متبلور میشود.

تمایز بین رشد توأم گرانوفیری و گرافیکی در بسیاری از موارد غیر ممکن است و به همین دلیـل در اغلب موارد از واژه میکروپگماتیت استفاده میشود یا طبق گفتـهی روزن بـوش (۱۸۷۲)، گرانـوفیر نـام قابل قبول تری برای این سنگها میباشد.

دگرسانیها

- كلريتيزاسيون

در دماهای پایین تا متوسط، بیوتیت به راحتی به کلریت تبدیل می شود. فرآوردهی حاصل مجموعهای از لایه های کلریت است که در بین لایههای بیوتیت قرار گرفته اند.گاهی اوقات این جایگزینی را به غلط بر حسب افزایش آب به ساختمان صفحه ای میکای اولیه تفسیر میکنند. ولی در حقیقت، این فرایند پیچیده تر از این است و باید رفتار یون +K و دیگر یونها را بررسی نمود.

- اوراليتيزاسيون

یکی از محصولات دگرسانی دوتریک، اورالیت است که عبارت از جایگزینی تقریباً یکنواخت پیروکسن با آمفیبول است. تشخیص اینکه آنها در مراحل نهایی تبلور ماگمایی بر روی مواد قبلی رشد کردهاند و یا حاصل از واکنش ثانویه در مرز دانهها و در ارتباط با محلول های غنی از آب هستند، چندان ساده نیست اما با این وجود موقعی که کل بلور پیروکسن با آمفیبول ترمولیتی یا اکتینولیتی جایگزین میشود، مشخصاً فرایندهای ثانویه علت انجام این کار هستند و نیز از روی شکل کلی پیروکسن اولیه نیز شواهدی دریافت میشود (مقطع هشت گوش پیروکسن و نیز تکههای باقیماندهای که معمولاً حفظ میشوند، از جملهی این دلایلاند).

سریسیتیزاسیون و سوسوریتیزاسیون

سوسوریت محصول دیگر دگرسانی پلاژیوکلاز است که طی آن با افزایش آب سازندهی آنورتیتی به اپیدوت (کلینوزوئیزیت یا زوئیزیت) تغییر مییابد و پلاژیوکلاز باقیمانده نیز به صورت آلبیت در میآید. سوسوریت در شرایط رخسارهی شیست سبز تشکیل می شود. غالباً به همراه اپیدوت، آلبیت، کلسیت و سریسیت نیز به وجود میآید.

دگرسانی کربناتی

این دگرسانی یکی از شاخصههای فرعی دگرسانی پروپیلیتی شدن است و با تشکیل کربنات

مشخص می شود و در منطقه مورد مطالعه نوع کربنات حاصل از دگرسانی کربناتی، کلسیت است، در مقاطع مشاهده شده شاهد دگرسانی پلاژیوکلاز به کلسیت هستیم. در پارهای موارد نیز رگچههای از کلسیت در سنگها دیده می شود.

دگرسانی آرژیلیتی

این دگرسانی به نام دگرسانی رسی پیشرفته نیز مطرح میشود و در منطقه به صورت تبدیل فلدسپات به کانی رسی دیده میشود. در این نوع دگرسانی با کاهش عناصر قلیایی و افزایش آب مواجه

هستيم.

دگرسانی پروپیلیتی

مجموع کانیهای نشانگر این دگرسانی شامل کلریت، اپیدوت و کلسیت است. دگرسانی در منطقه با تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت و تبدیل کانیهای مافیک به کلریت همراه است و موجب کاهش عناصر قلیایی و قلیایی خاکی و افزایش آب می گردد.

دگرسانی آلبیتی

کانی نشانگر این دگرسانی آلبیت است که همراه با کلریت، اپیدوت و کلسیت دیده می شود. در اثر تبدیل پلاژیوکلاز به آلبیت به وجود می آید و موجب افزایش سدیم و کاهش کلسیم و پتاسیم می گردد. بافتهای به وجود آمده در اثر تنش

بافتهای موجود در اثر تنش همان بافتهای میلونیتی میباشند که در اثر فشار جهـتدار و درجـه حرارت بالا به وجود آمدهاند. شواهدی از دگرریختی ایجاد شده در کانیهای موجود درتوده گرانیتوئیدی و همچنین بافتهای میلونیتی موجود مورد مطالعه به طور کامل در مباحث قبل توضیح داده شدهاند و به این دلیل در اینجا تنها به ذکر این بافتها بسنده نمودهایم.

q_p انكلاوها

دیدیه و بارباریان^۲(۱۹۹۱) در ترکیان، (۱۳۸۰) در یک تقسیم بندی ژنتیکی انواع انکلاوهای موجود در سنگهای گرانیتوئیدی را به چهار دسته زیر تقسیم نموده اند:

۱- اتولیتها یا انکلاوهای هم منشأ (همزاد): این نوع انکلاوها از لحاظ ژنتیکی به زمان استراحت و توقف توده نفوذی در آشیانه ماگمایی مربوط هستند. آنها قطعات متبلور شدهی یک فاز قدیمی تر و مافیک ترند. به علاوه، ممکن است ناشی از تبلور زودتر کانیهای مافیک دانه ریز نسبت به کانیهای مافیک ترند. به علاوه، ممکن است ناشی از تبلور زودتر کانیهای مافیک دانه ریز نسبت به کانیهای مافیک باشند. در این مدل بسیاری از محققین با توجه به تشابه کانیشناسی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و سنگهای میزبان اظهار میدارند که ماگمای مافیک مول د ماگمای سنگ فاسیک میزبان، اظهار میدارند که ماگمای مافیک مول د ماگمای سنگ فلسیک میزبان، فلسیک میزبان اظهار میدارند که ماگمای مافیک مول د ماگمای سنگ فلسیک میزبان، همسن و دارای منشأ مشترک هستند. در توضیح چگونگی جدایش یک بخش مافیک از یک ماگمای فلسیک و تشکیل انکلاو میکروگرانولار مافیک، فرایندهایی مانند تمرکز کانیهای مافیک، پلاژیوکلاز و فلسیک و تشکیل انکلاو میکروگرانولار مافیک، فرایندهایی مانند تمرکز کانیهای مافیک، پلاژیوکلاز و فلسیک و تشکیل انکلاو میکروگرانولار مافیک، فرایندهایی مانند تمرکز کانیهای مافیک، پلاژیوکلاز و فلسیک و تشکیل انکلاو میزان اظهار میدار در توضیح چگونگی جدایش یک بخش مافیک، پلاژیوکلاز و فلسیک و تشکیل انکلاو میکروگرانولار مافیک، فرایندهایی مانند تمرکز کانیهای مافیک، پلاژیوکلاز و ناییهای فرعی از طریق تجمع یافتن یا ته نشینیاک آنها در کف اتاق ماگمایی پیشنهاد شده است (تفریق ثقلی درجا: دالی⁷، ۱۹۳۳). بر اساس یک مدل دیگر بیتمن و همکاران (۱۹۶۳) باتوجه به ریزدانه

^r - Didier & Barbarin

بودن انکلاوهای میکروگرانولار مافیک بیان میدارند که آنها قطعاتی از حاشیههای ریز دانه گسیخته شده در تودههای نفوذی هستند.

۲- انکلاوهای میکرو گرانیتوئیدی (انکلاوهای مافیک): محصول آمیختگی دو ماگمای اساساً اختلاط ناپذیر با ترکیب مختلف در یک فرآیند تزریق هستند. چنانچه ماگمای مافیک تر بط ور نسبی زودت ر از دیگری سرد گردد، انکلاوهای میکرو گرانیتوئیدی را به وجود میآورد. اندازه انکلاوهای میکرو گرانولار مافیک متغیر است و معمولاً از چند سانتیمتر تا چند دسیمتر در نوسان است. غالباً کنتاکت آنها با گرانیتوئیدهای میزبان مشخص است. جدا نمودن کامل این انکلاوها از سنگهای میزبان غیر ممکن است. انکلاوهای میکرو گرانولار مافیک عموماً گرد و بیضوی شکل هستند که این اشکال نتیجه خصوصیات فیزیکی اولیه و چگونگی عملکرد حرکات ماگمایی می باشند. شکل بیضوی انکلاوها به دگرشکلی مربوط میشود که در هنگام حرکت انکلاوها در ماگمایی گرا نیتی در حال جایگزینی صورت گرفته است (دیدیه، ۱۹۸۷).

۳- رستیتها یا باقیماندههای دیر گداز؛ در واقع بقایای دیـر گـداز سـنگهـای ناحیـهی وقـوع ذوب بخشیاند.

۴- زینولیت یا بیگانه سنگها؛ قطعاتی از سنگهای در برگیرنده هستند که به درون ماگمای گرانیتی راه یافته و از هضم در امان ماندهاند.

اختصاصات کلی انکلاوهای موجود در توده گرانیتوئیدی زون فریمان – تربت جام

در توده گرانیتوئیدی زون فریمان – تربت جام انکلاوها حضوری کمرنگ دارند بدین گونه که تنها در حاشیه جنوبی توده و در میان آلکالی گرانیتها وجود دارند و دارای رنگ تیره تری نسبت به سنگهای میزبان بوده و نسبت به آنها دانه ریزتر میباشند و به صورت اشکالی نظیر دوکی و بیضی شکل وجود دارند. وجود انکلاوهای میکروگرانولار مافیک یکی از ویژگیهای گرانیتوئیدهای ماگمایی کالکوآلکالن و خصوصاً گرانیتوئیدهای کالک آلکالن کوهزایی است که در مناطق فروانش جایگزین شدهاند (چاپل، ۱۹۸۷). اما لازم به ذکر است که این انکلاوهای میکروگرانولار مافیک تنها در قسمت جنوبی توده مشاهده شده و در هیچ جای دیگری وجود ندارند.

در (شکل۳–۶۳)، تصویر میکروسکوپی یک نمونه از انکلاوهای مورد مطالعه نشان داده شده است اما همانطور که ملاحظه مینماییم این مقطع بسیار هوازده بوده و به شدت تحت دگرسانی قرار گرفته است و این به دلیل برداشت نمونهی نامناسب بوده که به علت شکل و نحوه قرارگیری انکلاوهای مورد مطالعه میباشد که امکان برداشت نمونههای عمیق و هوانزده میسر نبوده است. این انکلاوها از نوع میکروگرانولار مافیک و از جنس میکرو گابرودیوریت و بافت اصلی آن میکروگرانولار میباشد. این
انکلاوها نسبت به سنگ میزبان خود دارای میزان بالاتری از فازهای فرومنیزین و پلاژیوکلاز و میزان پایین تری از کوار تز و فلدسپاتهای آلکالی میباشند. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک کم و بیش دارای همان کانیهای سنگهای میزبان خود میباشند. اما کانیهای مافیک در انکلاوها نسبت به سنگ میزبان دارای درصد بیشتری میباشند. در تصویر ملاحظه میشود که نمونه مورد مطالعه شدیا کلریتی شده است.



شکل۳-۶۳-نمایی از انکلاوهای موجود در سنگهای گرانیتی(XPL).

۳-۱۰- ترتیب تبلور کانیهای سازنده سنگهای گرانیتوئیدی زون فریمان تربت – جام

با پیشرفت تفریق و تبلور، کانیهای سازنده سنگهای مورد مطالعه به ترتیب متبلور شدهاند. این ترتیب تبلور را میتوان با وجود شواهدی که در بررسیهای پتروگرافی مشخص میشود، پی برد. برای تعیین توالیهای تبلور در سنگهای آذرین معیارهایی وجود دارد که شامل اندازه ذرات، روابط موجود بین ادخال و کانی در بر گیرنده آن و برهم رشدیها میباشد.

طبق قانون روزنبوش ٔ درباره مراحل تبلور کانیها:

- اگر یک کانی داخل کانی دیگر قرار گیرد، آن کانی زودتر از کانی دربرگیرنده متبلور شده است.

- کانیهای شکل دار زودتر از کانیهای نیمه شکل دار و کانیهای نیمه شکل دار زودتر از کانیهای بی شکل تشکیل شده اند.

- كانىھاى ثانويە سنگھا در تعيين ترتيب تبلور نقشى ندارند.

در توده گرانیتوئیدی زون فریمان - تربت جام پلاژیوکلاز ، اوژیت، هورنبلند، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و کوارتز کانیهای اصلی و آپاتیت، اسفن، زیرکن و مگنتیت، کانیهای فرعی هستند. وجود بلورهای ریز و شکل دار و سوزنی بلورهای آپاتیت در بلورهای پلاژیوکلاز، معرف تبلور زود هنگام آن

۴- Rozenbosch

است. حضور آپاتیت به صورت ادخال، در پلاژیوکلاز ، بیانگر تبلور اولیه این کانی است. بلورهای فلدسپاتهای آلکالن اغلب به صورت پوششی، پلاژیوکلازها را احاطه میکند و از طرفی بافت گرانوفیری و تبلور همزمان اورتوکلاز با کوارتز، همه بیانگر آن است که اورتوکلاز و کوارتز کانی تأخیری محسوب میشوند. از طرفی وجود کوارتزهای بیشکل به صورت بین دا نهای و پرکننده فضای بین سایر کانیها، تبلور نهایی این کانی را در مراحل پایانی تبلور تأیید مینماید.

بر اساس مطالعات پتروگرافی ترتیب تبلور کانیهای سازنده سـنگهـای مـورد مطالعـه بـه صـورت ترسیمی در جدول ۳-۲ به نمایش در آمده است.

نوع کانی	نوع سنگ
	ميكروگابروها
اوژيت	
هورنبلندسبز	
فلو گوپيت اوليه	
پلاژيوكلاز	
آپاتیت	
مگنتیت	
	گرانودیوریت
هورنبلندسبز	
پلاژيوكلاز	
ارتوكلاز	
كوارتز	
مگنتیت	
آپاتیت	
زیرکن	
	گرانیت و آلکالی گرانیتها
هورنبلندسبز	—
پلاژيوكلاز	
ارتوكلاز	
كوارتز	
مگنتیت	
زيركن	

جدول ۱-۳- ترتیب تبلور کانیهای موجود در سنگهای گرانیتوئیدی زون فریمان – تربت جام

۳–۱۱– خلاصه فصل

- سنگهای نفوذی منطقه فریمان - تربت جام به صورت تودههای بزرگ و نواری شکل با روندی شمال غربی - جنوب شرقی رخنمون داشته و از نظر پتروگرافی از سنگهای گرانیت، گرانودیوریت، آلکالی فلدسپارگرانیت، میکروگابرو و تودههای آندزیتی تشکیل شدهاند. از بین سنگهای نام برده گرانیتها بیشترین فراوانی و آندزیتها کمترین فراوا نی را دارند.

- این سنگها تنوعی از بافتهای گرانولار و میکروگرانولار، پورفیروئیدی، گرانوفیری را نشان میدهند. کانیهای فلسیک اغلب شامل پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی فلدسپار هستند. ارتوکلاز معمولاً به کانی-های رسی تجزیه شده است. پلاژیوکلازها غالباً با حجمی قابل توجه به صورت دانههای خودشکل هستند. برخی پلاژیوکلازها به سریسیت، کلریت، کانی رسی و در بعضی نمونهها به اپیدوت تجزیه شدهاند. عمده ترین کانیهای مافیک در تودههای مورد مطالعه هورنبلند سبز، اوژیت، و به خصوص بیوتیت است و معمولاً نیمهشکلدار میباشند

- برخی کانیهای مافیک سنگهای نفوذی منطقه مورد مطالعه مخصوصاً هورنبلند سبز، اوژیت و کمتر بیوتیتها دگرسان و کلریتی شدهاند. اپیدوتزایی در هورنبلندها و پلاژیوکلازها، کلریتزایی در هورنبلندها و بیوتیتها از مهم ترین دگرسانی مشاهده شده در این سنگها هستند.

- در اکثر نمونههای مورد نظر در اثر عوامل دگرسانی، کانیهای ثانویه ایجاد شدهاند به طوری که بلورهای پلاژیوکلاز غالباً سریسیتی، داموریتی و سوسوریتی شدهاند. فرآیند رسی شدن نیز در اکثر بلورهای فلدسپات آلکالن به چشم میخورد. کانیهای هورنبلند، دچار دگرسانی کلریتی شدهاند. این دگرسانی در هنگام سرد شدن توده رخ داده و با ورود و نفوذ محلولهای هیدروترمال در تودههای مزبور و با جابجایی عناصر شیمیایی همراه بوده است و فعالیت گسلها و شکستگیهای ناشی از آنها بر شدت دگرسانی هیدروترمال افزوده است.

- آپاتیت، مگنتیت، تیتانومگنتیت، زیرکن و کانیهای اوپک از کانیهای فرعی موجود در توده نفوذی مورد مطالعه میباشند.

- انکلاوهای میکرو گرانولار مافیک تنها در میان آلکالی گرانیتهای منطقه مورد مطالعه مشاهده شدهاند. این انکلاوها در ابعاد مختلف و اغلب بیضوی شکل و تیرهتر از سنگ میزبان در این سنگها دیده می شوند و در حقیقت بخشهای تبلور یافته اولیه ماگما هستند که سپس توسط ماگما حمل شدهاند و به قسمتهای بالاتر راه یافتهاند.

- از دیگر ویژگیهای سنگهای مورد مطالعه وجود اسفنهای ثانویه است که حاصل تخریب برخی هورنبلندها و بیوتیتها است. - حضور آلانیت اولیه در گرانیتها، وجود هورنبلند سبز در سنگهای منطقه مورد مطالعه و ادخال-های آپاتیت موجود در بلور پلاژیوکلازها، فراوانی مگنتیت و تیتانومگنتیت در تمامی ترکیبات سنگی و فقدان مسکویت و فقدان کانیهای دگرگونی از قبیل گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت، بیانگر نوع I بودن توده گرانیتوئیدی زون فریمان - تربت جام میباشد.

فصل چهام ژئوشیمی

۴–۱– مقدمه

ژئوشیمی علمی است که ترکیب یک سنگ نسبتاً پیچیده را به یک سری اعداد ساده تبدیل می-نماید (دی.بی.کلارک^۵۱۹۹۲، در ترکیان، ۱۳۸۱). به طور کلی هنگامی که نمی توان مشاهدات روابط صحرایی و یا پتروگرافی سنگها را تحلیل نمود بایستی از ژئوشیمی کمک گرفت، احتمالاً حتی زمانی که قادر به انجام این کار هستیم مطالعات ژئوشیمی ضروری است. به منظور استفاده از ژئوشیمی، اولین گام درک دقیق اصول آن و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ماگماهای سیلیکاته و سیالات وابسته به آنها میباشد (هاندرسون²، ۱۹۸۲). به منظور بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی تودهی مورد مطالعه، تحولات ماگمایی و ارتباط ژنتیکی بین بخشهای مختلف توده، منشأ ماگمای سازنده تودهی گرانیتوئیدی زون فریمان- تربت جام، تعداد ۱۴ نمونه از سالم ترین نمونهها که تحت تأثیر کمترین هوازدگی و دگرسانی قرار گرفته بودند انتخاب و پس از آماده سازی نمونهها با استفاده از دستگاههای برش، خرد کننده و شدند. آنالیزها به روش MC - MS (طیف سنجی جرمی گسیل پلاسمای جفتیده القائی) انجام گرفته و نتایج به دست آمده توسط نرم افزارهای مختلف ترما آن ها پلاسمای جفتیده القائی) انجام گرفته و نتایج به دست آمده توسط نرم افزارهای مختلف بر ولیش به آزمایشگاه معروف ACME کشور کانادا ارسال شدند. آنالیزها به روش MS - MS (طیف سنجی جرمی گسیل پلاسمای جفتیده القائی) انجام گرفته و نتایج به دست آمده توسط نرم افزارهای مختلف پرولوژیکی مورد پردازش قرار گرفتند. مختصات

استفاده از روش ICP – MS دارای مزایایی میباشد که در اینجا دو مورد را به اختصار نام میبریم: ۱- روشی جدید و ابزاری قدرتمند برای تجزیهی عناصر اصلی به خصوص عناصر کمیاب و ایزوتوپ-ها، به خاطرداشتن حد آشکار سازی پایین و صحت ودقت خوب میباشد.

۲- به مقادیر بسیار کمی از نمونه نیاز دارد (رولینسون^۷، ۱۹۹۳).

همچنین برای نتیجه گیریهای بهتر از تعداد ۱۰ نمونه تجزیه XRF مربوط به صفرایی که از بخش-های شمالی منطقه مورد مطالعه تهیه شده است، استفاده شده است.

∆–clark

۶-Handerson

3-Rollinson

نام سنگ	ت جغرافیایی	موقعيد	شماره مقطع	شماره نمونه
	طول جغرافيايي	عرض جغرافيايي		
گرانیت	N:35° 15' 16"	E:59° 48' 25"	ZG1	ZG1
گرانیت	N:35° 32' 09"	E:59° 54' 46"	ZG-3	ZG-3
ميكروگابرو	N: 35° 13' 17"	E:60° 19' 12"	ZpL-1	Zpl1
آلکالی گرانیت	N: 35° 14' 15"	E:60° 19' 09"	ZpL-14	ZpL-14
گرانیت	N:35° 15' 20"	E:60° 20' 21"	ZpL-15	ZpL-15
ميكروگابرو	N: 35° 15' 07"	E:60° 20' 14"	ZpL-5	ZpL-5
ميكروگابرو	N:35° 14' 10"	E:60° 19' 45"	ZpL-7	ZpL-7
ميكروگابرو	N: 35° 15' 07"	E:60° 20' 35"	REZpL-7	REZpL-7
گرانوديوريت	N:35° 17' 54"	E:60° 19' 16"	ZR-2	ZR-2
آلکالی گرانیت	N: 35° 16' 38"	E:60° 19' 48"	ZR-7	ZR-7
گرانیت	N: 35° 16' 28"	E: 60° 19' 25"	ZRE-13	ZRE-13
گرانیت	N:35° 19' 12"	E:60° 25' 30"	ZS-8	ZS-8
گرانوديوريت	N: 35° 18' 10"	E:60° 14' 05"	Zs-1	Zs-1

جدول ۱-۴- موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونههای سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی.

۲-۴- منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونهها

در تجزیههای شیمیایی چندین عامل بروز خطا در نتایج وجود دارند که مهمترین آنها عبارتند از: - **آلایش**

آلایش در طول آماده سازی نمونه، یک منبع مهم خطا در تجزیههای ژئوشیمیایی است. به احتمال زیاد این اتفاق در طول خرد کردن و پودر نمودن نمونه رخ میدهد که به صورت آلایش منتقل شده از نمونههایی که قبلاً آماده شدهاند و هم از خود دستگاه آسیاب ناشی میشود. آلایش منتقل شده توسط تمیز نمودن دقیق و یا آلوده نمودن دستگاه با نمونهای که آسیاب خواهد شد، مرتفع میشود. آلایش در طول آسیاب نمونه را فقط به وسیلهی کیفیت سطح آسیاب کننده میتوان کنترل نمود. برای تجزیـه-هایی با بیشترین دقت، آسیاب باید در آگات صورت گیرد اما این روش دشوار و گرانبهاست، بـه عـلاوه حتی آگات نیز ممکن است کمی آلایش ایجاد کند (جچوم و همکاران، ۱۹۹۰). کاربیـد تنگسـتن، یـک مادهی پودر کنندهی رایج هم در هاون خرد کننده و هـم در آسـیاب حلقـه ای بـوده و آلـودگی قابـل ملاحظهای از Co / Ta/ Co و مقـدار جزئـی W/ Nb را سـبب مـیشـود (نیسـبت و همکاران^۸، ۱۹۷۹؛ هیکسون و جوراس^۹، ۱۹۸۶؛ نورمن و همکاران^{۱۰}، ۱۹۸۹؛ جچوم و همکاران^{۱۱}، ۱۹۹۰).

– سنجه بندی

تمام روشهای تجزیه ای به جز طیف سنجی جرمی، غلظتها را نسبت به استاندارد با غلظت مشخص یا نسبت به منحنی سنجه بندی می سنجند و این منحنی نیز بر اساس استانداردهایی با غلظت معلوم رسم شده است. استانداردهای مورد استفاده در ترسیم منحنیهای سنجهبندی، یا معرفهای خیلی خاص شیمیایی هستند و یا در نمونههایی که در آنها تاثیرات زمینه مهم است، نمونههای محلی خوب تجزیه شده و یا نمونه های بین المللی مرجع، به عنوان استاندارد به کار می روند (گوین داراجو^{۱۲} ۱۹۸۴؛ ابی^{۱۳}، ۱۹۸۹). در بعضی موارد، باید استانداردها با استفاده از روشهای بسیار دقیق تجزیه شوند. روشن است که صحت تجزیه نهایی بستگی به صحت تجزیه استانداردهای مورد مصرف در سنجه بندی داشته و خطاهای سیستماتیک به راحتی می توانند وارد شوند.

- همپوشانی قله

در اکثر روشهای تجزیه ای مورد استفاده در ژئوشیمی، سعی اندکی در جدایش عنصر مورد تجزیه از بقیه سنگ یا کانیهای نمونه صورت می گیرد. تنها مورد استثناء در طیف سنجی جرمی است بنابراین امکان تداخل خطوط طیفی یا قلهها وجود دارد و در نتیجه مقادیر اندازه گیری شده، در اثر همپوشی با قلهی اضافی عنصر دیگر موجود در سنگ به طور مجازی بالا خواهند بود. تأثیر این تداخلات باید محاسبه و رفع شود.

^-Nisbet

⁹-Hickson&Juras

`-Norman

11–Jochum

^{۱۲}– Govin darjo

۱۳–Abbey

۴–۳– تصحیح دادههای تجزیه ژئوشیمایی

قبل از استفاده دادههای تجزیه شیمیایی در ترسیم نمودارها و تجزیه و تحلیل دادهها، تصحیحاتی در مورد آنها اعمال میشود. از جمله میتوان به حذف مواد فرّار (L.O.I) و تصحیح نسبت Fe2O3/FeO اشاره کرد. این موارد، در رابطه با نمونههای مورد مطالعه اعمال گردید.

۲-۴-۱- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I).

از آنجا که سنگهای مورد مطالعه، اغلب درجه ای از دگرسانی را متحمل شدهاند، مقدار درصد مواد از دست رفته در اثر گرم کردن نمونه (L.O.I) در نتایج تجزیه آنها در محدوده (۰/۷۰ تـا۶/۷۰ درصـد) است. به منظور حذف مواد فرّار برای هر نمونه سنگی، درصد I.O.I را از مقدار حاصل جمع اکسـیدهای آن نمونه کم نموده، عدد بدست آمده، مقدار جدید مجموع اکسیدهای سنگ خواهد بود که مـواد فـرّار آن حذف شده است. سپس نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصـد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب نموده، درصد وزنی اکسیدها بدون مواد فـرّار محاسـبه مـیشـود. بـه عنوان مثال، ضریب حذف مواد فرّار برای نمونه I-GZ، به صورت زیر محاسبه شده است:

> ZG-1: Sum =99.13 L.O.I = 1.60 Sum-L.O.I =99.13 - 1.60= 97.5 5 Z = 100/97.5 5=1.02511

Fe2O3/FeO - تصحيح نسبت - ۲ - ۳-۴

در تجزیههای شیمیایی، مقدار اکسیدهای آهن به صورت Fe₂O₃ کل ارائه شده است. نسبت Fe₂O₃/FeO درسنگهای آذرین دگرسان شده در شرایط اکسیدان افزایش مییابد. لذا مقادیر محاسبه شده آهن فرو (FeO) و آهن فریک (Fe₂O₃) به دور از مقدار واقعی است. این امر بر ترکیب کانیشناسی نورماتیو سنگ تأثیر عمده ای خواهد داشت، بدین ترتیب که سنگ اکسید شده مگنتیت بیشتری نشان خواهد داد (به دلیل افزایش نسبت Fe₂O₃/FeO). از این رو برای تبدیل Fe₂O₃ به دوره از مقادی موا از روش پیشنهادی (لومتر^{۱۴}، ۱۹۸۹) که برای سنگهای نفوذی مناسب است استفاده نمودهایم.

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های منطقه مورد مطالعه در جدول ۴-۲ و نتایج آنالیزهای شیمیایی (صفرایی، ۱۳۸۷) در جدول۴-۳ نمایش داده شده اند. اکسید عناصر اصلی و مقادیر نورماتیو کانی های مجازی به صورت درصد وزنی و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون می باشند. Fe₂O₃(T)*0.899=FeO(T) FeO/Fe₂O3+FeO=FeO/FeO(T)=0.88-(0.0016*SiO₂)-0.027*(Na₂O+K₂O)

¹⁻Le Maitre

FeO(T)-FeO)*1.1=Fe₂O₃)) و تصحیح نسبت Fe₂O₃/FeO برای تمام شایان ذکر است که تصحیحات لازم مانند حذف (L.O.I) و تصحیح نسبت Fe₂O₃/FeO برای تمام نمونههای سنگی اعمال گردیده است.

جدول ۴-۲- نتایج تجزیهی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر کانیهای نورماتیو، عناصر کمیاب و نادر خاکی

نمونههای سنگی منطقه مورد مطالعه پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت Fe ₂ O ₃ / FeO.									
Samples	ZG-1	ZG-3	ZpL-1	ZpL-14	ZpL-15	ZpL-5	ZpL-6	ZPL-7	REZPL-
									7
Major oxi	des (Wt%	()							
SiO ₂	٧۶,٨۴	74,47	47,97	٢٢,٣٧	۶۹ <u>,</u> ۱۹	41,120	49,70	47,94	۴۸,۳۰
Al ₂ O ₃	18,880	17,878	۲۰,۳۰	١٣,٧٩٨	۱۳,۸۰۳	11,774	۱۸,۲۸۰	11,449	18,887
FeO (t)	١,٠٠٨	1,87	۲,۳۵	1,874	۱,۸۵۴	٣,١٨٧	٣,٣۶۶	۳,۴۰۸	٣,٢١٣
FeO	• ,81٣	۰,۹۵۴	1,877	1,•10	1,18.	1,940	١,٩٩۵	7,•47	۵,۴
Fe ₂ O ₃	۴۳۹, ۰	۰,۷۴۱	۰,۷۵۴	۰,۷۳۴	•,٧٧٢	١,٣٨١	1,686	۱,۵۰۸	1,477
MgO	۰,۲۶۹	۰,۳۶۵	4,907	۰,۷۲۹	١,١٣٩	٣,٢٨٨	۳,۳۷۶	٣,۴٣١	3,477
CaO	۰,۷۸۵	١,٣٢٨	1.,878	١,٧۵٧	2,877	8,480	4,107	4,541	4,077
Na ₂ O	8,140	٣,٩٢۴	۳,۴۶۶	3,014	٣,۴٠٧	۶,۰۱۱	۶,۱۵۸	۶,۰۰۵	8,177
K ₂ O	•,٣١•	٣,۴١٧	۶۹۳,	٣,٢٩٨	۲,۸۵۳	۲,•٧•	7,074	7,47.	८,८४१
TiO ₂	۰,۲۰۷	۴ ۳۰,	١,٢٨٢	۰,۳۷۰	۵۷۵, ۰	۲,۲۵۸	7,418	۲,۵۰۸	۲,۵۰۲
P2O5	•,• ٢١	٠,٠٨١	۰,۰۲۸۹	۰,۰۸۲	•,177	١,• ۵٢	۰,۹۴۹	۰,۹۴۶	۹۲۶, ۰
MnO	۰,۰۲۱	۰,۰۳۰	۰,۱۸۵	۰,۰۴۱	1,•97	•,177	•,101	•,184	۰,۱۵۴
Cr ₂ O ₃	۰,۰۱۱	۰,۰۰۳	• ,• *\$	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۰۰۹	۰,۰۰۴	۰,۰۱۴	۰,۰۱۴
Sum	۹۹,۱۳۰	٩٩,۶٧٨	۱۰۰,۱۳	99,808	99,417	1,18.	۱۰۰,۰۱۸	1,188	1,17.
			١						
L.O.I	١,۶٠	۰٫۷۰	۱,۳۰	١,٢٠	۴,۸۰	۳,۶۰	۴,۵۰	۲,٩	۴,۵
Norm (CI	PW)								
Q	۳۷,۸۸۵	30,870	•	34,410	29,880	•	•	•	•
С	1,047	۰ ,۵۰۲	•	1,40	۰٫۵۵۹	•	•,141	•	•
Or	۱,۸۳۱	۲۰,۱۹۲	4,•97	19,49	18,88	17,784	14,914	14,799	14,177
Ab	۵۲	۳۳,۲۰۱	۲۹,۳۳	59,777	۲۸,۸۳	۳۰,۷۱۴	36,718	87,841	37,091
An	۳,۷۵۹	۶,۰۵۹	۳۷,۷۸۵	٨,١٧٩	17,417	18,808	14,799	18,780	۱۵,۸۵۹
Ne	•	•	•	•	•	۱۰,۹۱۷	۸,۲۸۴	۹,۸۴۴	1.,444
Di	•	•	۱۰,۸۱۱	•	•	४,• ९९	•	• ,481	۰,۸۷۷
Wo	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Ну	۶۶۶۹, ۰	۰,۹۸۵	۰,۷۰۱	7,47	۶,۶۰۷	•	•	•	•
Oli	•	•	٩,٨٨٧	•	•	1.,178	17,877	18,887	18,948
Mt	•	7,849	4,877	۲,۷۷۱	<i>۶</i> ,۳۶۹	•,٧•٣	١,• ٩٢	4,291	۴,۵۹
П	• ,• ۴۴	۰,۵۷۸	2,427	۰٫٧٠٣	1,•97	4,791	۴,۵۹	4,780	4,727

Samples	ZR2	ZR7	ZRE1	ZS8	ZS1
		MajOn Ovi	dog(W/t0/)	3	
SiO ₂	۶۸,۶۹۰	V12JOF 0X10	VF,TV.	۷۵,۰۶۰	88,810
Al ₂ O ₃	۱۳,۸۵۶	14,748	17,889	17,47.	18,774
FeO(t)	۱,۲۰۱	1,887	۱,۵۰۳	۱,۵۴۸	۱,۶۶۵
FeO	1,.44	1,.74	۰,۹۳۲	۰,۹۰۰	١,٠١٠
Fe ₂ O ₃	۰,۷۲۸	•,٧٢٢	•,\$75	۰,۷۲۱	۰,۷۲۹
MgO	١,٠٩٠	•,٧۴۴	•,٣٢۶	۰,۲۳۵	۵۴۵, ۰
CaO	۳,۰۵۵	۲,۸۹۳	1,819	۰ .۵۰ ۰	۲,۸۸۰
Na ₂ O	٣,٩٧۴	4,311	۳,٧۶٨	۳,۷۷۳	4,078
K2O	۲,۷۰۳	۲,۳۰۴	۲,۴۰۳	۳,۸۰۴	۲,۶۱۳
TiO ₂	•,۴١٧	۰,۴۰۳	۰,۱۷۳	•,٢٢۴	۰,۳۶۰
P2O5	۰,۱۰۷	۰,۱۰۳	۰,۰۳۱	۰,۰۴۱	۰,۰۷۲
MnO	• ,• ۶۴	۰,۰۸۳	•,117	۰,۰۲۰	•,184
Cr ₂ O ₃	۰,۰۰۴	۰,۰۰۶	۰,۰۴۶	۰,۰۰۳	۰,۰۰۸
Sum	٩٨,٧٢۵	99,877	99,001	٩٩,۵٣٧	99,677
L.O.I	٣,٢٠	١,۶٠	۰,۹۰	• ,• •	1,4.
Q	۲۷٫۸۹۳	27,762	37,975	۳۷,۲۵	۲۱,۳۶۲
С	•	•	۰,۹۹۷	۲,۲۹۵	۵۳۹, ۰
Or	10,978	118,810	14,708	22,479	10,447
Ab	۳۳,۶۲۹	38,041	31,114	81,977	۳۸,۳۰۱
An	11,988	17,884	۷,۸۳۴	۲,۲۱۳	۱۳,۸۲
Ne	•	•	•	•	•
Di	۲,۵	۰,۸۱۸	•	•	•
WO	•	•	•	•	
Hy	4,0.1	۳,۱۱۶	۳,۷۹۸	۰,۵۸۴	۶,۰۵۱
Oli		•	•		
Mt	۲,۹۲۸	۲٫۸۰۱	2,499	1,801	۲,۷۵۹
11	۰,٧٩٢	• ,٧۶۶	•,٣٢٩	1.,478	١,٣٧٢
Ар	• ,۲۵۳	۰,۲۴۵	۰,۰۷۲	٠,٠٩٧	٠,١٧١
a					
Sum	٩٨,۴٢٣	99,771	99,474	११,۴१٨	११,٣٧١

ادامه جدول ۴–۲

علائم معرف کانیهای نورماتیو عبارتند از :

Q: كوارتز، C: كروندوم، Or: ارتوز، Ab: آلبيت، An: آنورتيت، Ne: نفلين، Di: ديوپسيد، WO: ولاستونيت، Hy: هيپرستن، Oli: اوليوين، Mt: مگنتيت، II: ايلمنيت، Ap: آپاتيت.

Samples	ZG1	ZG3	ZpL1	ZpL14	ZpL1	ZpL	ZpL6	ZPL7	REZP
Trace elements(ppm)								L/	
Sc	۶	٨	۲.	٩	١٩	۷	٨	٩	٩
Ba	84,4	۶۱۷,۴	117,0	1808,8	1889,0	٣٩١,	۵۵۵,۷	422,9	۵۱۱٫۸
Ro	,	<u>ب</u>	A .V	,	,	۲	,	,	ç
De CO	1		•,11	1	1 G.V	1		1	
Co Cs	1	1,1 V C	۱۸,٦ د	۱,۱ س	7,1 7 a	14,7	1 ¥ ,¥	۱٦,۶ س	11,0
	•,۵	1,8	•,٢	1,1	1,1	1,1	1,^	1	1,8
ni Nb	۷,۱ ۱ ۴	Υ,1	1,0 x x	7,1 X A	N,7 N A	۷,٦ ۸۳.۷	۸,۵	۸,۲	۸,۲
Ph	1.1	1	1,1 se	γ,ω	γ,ω 	۵۱,۷	7• ^^ V	7•,1	۵٦,٦
KU S	٦,۶	1.1,1	r	۲٦,١	۷۱,۱	20	۵۵,۷	۵۷,۱	۵۸,۵
Sn	T	T	1	T	1	7	7	T T	T
Sr	74	V1, 1	401,9	142.0	147,8	544.5	47.	410,4	477,7
Ta	۸, ۰	1,7	۰,۳	۶, ۶	۵, ۰	۳,۴	۳,۶	۳,۷	۶, ۶
Th	۱۷,۱	51,1	٢	1.	۷,۲	4,1	4,7	۴,۵	۴
U	۱,۵	۲,۹	۰,۷	١,٩	١,٣	١,١	١,٣	١,٣	1,1
\mathbf{V}	٩	۱۵	١٩١	379	۶۵	77	۳۳	۳۵	۳۵
W	١	۲,۲	۰,۲	۰,۲	۰,۲	۰,۴	١,١	٨, •	٠,٩
Zr	777,1	222,0	188,8	519,5	799,4	۳۱۲,	۳۲۲,۷	۳۱۷,۲	۳۳۰,۳
V	77.7	F9.W	۲۳	77.8	74.V	7	۳۱.۴	۳۲.۹	۳۳.۲
Cu	۲۸	15	**	۴۸	۸.	15	~~~	40	٨9
Ni	^	Δ	۲٩	Δ	^	^	Δ.	Δ	ç
111		ω	1.	Rare Earth I	Elements (ppr	n)	ω	ω	,
La	۲۱	47,9	11,9	47,1	47,7	47,9	۴۲,۸	47,7	۴١,٨
Ce	47,8	99,9	۲۸,۲	۲٩	97,8	٩٣,٩	94	٩٣	۹۳,۱
Pr	۵,۱	17,47	٣,٩٣	٨,۶۶	11,79	17,87	17,07	17,08	17,77
Nd	۱۹,۳	47'4	18,9	۳۱,۱	47,8	41.4	۵۱٫۵	49,4	۵۰,۸
Sm	۳,۴	٨,۴	۳,۸	۴,۹	۷,۷	۵,۰۱	۱۰,۱	۱۰,۱	۹,۵
Eu	۰,۳۹	۰٫۸۹	1,71	1,74	1,49	۳,۳۱	۲,۸۹	۳,۰۲	۲,9۵
Gd	٣,٣٩	٧,۴١	۳,۷۸	4,•1	۶,۷۶	۸,۸۸	٨,۴۴	٨,۴٣	٨,١۴
Тb	۶۹, ۰	1,47	• ,٧۴	• ,٧٢	1,19	1,44	1,4	1,47	1,4
Dy	۳,۹۱	٨,•٧	۳,۹۳	۳٫۸۹	۶,۴۵	۶,۸۴	۶,۳۸	۶,۵۴	۶,۵۶
НО	۰٫۸۹	۱,۵۸	۰,۷۷	۰,۷۸	١,٣١	1,10	١,١٣	1,14	1,18
Er	۲,۷۲	4,91	7,77	۲,۳۲	۳,۶۷	۳,۰۸	۲,۷۵	۲,۹۳	۲,۹۶
Tm	۰,۳۸	۰,۷۲	۰,۳۵	۳۳, ۰	۰٫۵۱	۰,۳۸	۰,۳۶	۰,۳۷	۰,۳۷
Yb	۲,۵۷	۴,۸	۲,۱۸	۲,۲۸	۳,۱۵	۲,٣	2,79	۲,۲۹	7,74
Lu	•,۴۴	۰,۷۸	۰,۳۶	۰ ,۳۸	۰,۵۲	۰,۳۴	۰,۳۷	۰,۳۷	۰,۳۷

ادامه جدول ۴-۲

Sample	ZR2	ZR7	ZRE	ZS8	ZS1			
	15 Trace elements(ppm)							
Sc	11	11	٩	٨	۱۸			
Ba	۵۳۷,۶	۲۰۰,۴	Y41	۵۹۰	479,4			
Be	١	٢	١	١	٢			
СО	4,5	۴,۲	١,٨	١,۴	۲			
Cs	٢	٣,٢	۱,۵	۲,۱	۵,۶			
Hf	٧,٣	۶,۵	۶,۱	۴,۹	٨,٧			
Nb	٨,۴	٩	۵,۹	۷,۸	۱.			
Rb	۷۴,۵	٨۴,۵	88, 4	٩٣	۱۰۳,۱			
Sn	۴	١	١	٢	٣			
Sr	91,7	177,9	187,8	۵۲,۱	۱۸۸,۲			
Та	۰,۶	۵, ۰	۰,۴	۶, ۰	۰,۷			
Th	۱۰,۶	٨,٣	14,1	11	٧			
\mathbf{U}	٢	١,٢	١,٩	۲,۱	١,۶			
V	٣٢	۳۱	۶	۶	11			
W	٩	١	۰,۸	۰,۹	١,٨			
Zr	242,4	22,4	718,9	170,1	۳۳۵,۴			
Y	۳۱,۳	۲۵,۹	۳۰,۹	22,7	84,5			
Cu	۴۸		•					
Ni	۶	۵	۵	۵	۵			
La	۳۸,۸۳	٣٢	٧٧,٣	۲۷,۵	۲۰,۱			
Ce	ΥΥ,λ	84,9	189,8	۵۷,۶	44,1			
Pr	۹,۱۸	٧,۴	18,08	۶,۸۵	۵,۷۱			
Nd	٣۴	T9,8	59,4	۲۵٫۸	74			
Sm	۶,۵	۵,۵	٨,۴	۵,۱	۵,۵			
Eu	١,٢٨	1,74	1,49	۸۸, ۰	١,٧٧			
Gd	۵,۷۷	۴,۵۸	8,78	۴,۵۵	۵,۳۳			
Тb	۱,۰۵	۵۸, ۰	۱,۰۶	٨, ٠	١,•٢			
Dy	۵,۱۴	۴,۳۳	۵,۳۳	4,.4	۵,۵۳			
но	۱,۰۵	۰,۸۴	۱,۰۵	•,٧٧	١,١٧			
Er	۳,۱۳	۲,۲۸	۲,۹۳	۲,۲۳	۳,۳۸			
Tm	۴۳,	۰,۳	۰,۴۵	• ,٣٢	•,49			
Yb	٢,٨٧	1,94	۲,۸	۲,۳۳	۳,۵۵			
Lu	۰,۴۵	۰,۳۵	۰,۴۵	• ,٣۶	۰,۵۸			

ادامه جدول ۴–۲

۴-۴- کاربرد دادههای ژئوشیمیایی

۴-۴-۱- عناصر اصلی

P, Ti, Mn, Mg, Ca, K, Na, Fe, Al, Si عناصر اصلی میباشند که غلظت آنها در تجزیههای ژئوشیمیایی به صورت درصد وزنی اکسید آنها بیان میشود و دارای کاربردهای زیر هستند (رولینسون،۱۹۹۳):

۱- ردهبندی و نامگذاری سنگها.

۲- تهیه نمودارهای تغییرات و نمایش دادهها به صورت نمودارهای دو متغیره یا سه متغیره.

۳- به عنوان ابزاری جهت مقایسه با ترکیبات سنگهای تعیین شده به روش تجربی و پی بـردن بـه شرایط تشکیل سنگها.

۴- با کمک عناصر کمیاب در جهت تعیین جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگهای آذرین.

۴-۴-۲ عناصر فرعی

فراوانی این عناصر بین ۱/۰ تا ۱ درصد وزنی میباشد و اغلب همراه با عناصر اصلی گزارش میشوند. ۴-۴-۴ عناصر کمیاب

یک عنصر کمیاب عنصری است که غلظت آن در سنگ کمتر از ۰/۱ درصد و یا کمتر از ۱۰۰۰PPm باشد دراکثر موارد خودشان به تنهایی منشأ ایجاد کانی نیستند اما کمابیش در کانیهای متداول سنگ-های گرانیتوئیدی در موقعیتهای متعددی جا پیدا میکنند. توانایی کانیهای اصلی برای این که بتوانند یک عنصر کمیاب را در ساختمان بلوری جای دهند به چند عامل بستگی دارد:

- اندازه يوني.
 - بار يونى.
- فراهم بودن موقعیتهای ساختاری مناسب در کانی.
 - دما و فوگاسیته.

لازم به ذکر است که در بعضی موارد این عناصر کانی مخصوص به خود را میسازند به طور مثال کانی زیرکن، که این کانی در سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه به وفور مشاهده می شود.

۴-۵- رده بندی سنگهای مورد مطالعه

به منظور طبقه بندی و نامگذاری سنگهای منطقه مورد مطالعه نتایج حاصل از تجزیـه شـیمیایی عناصر اصلی، را مورد استفاده قرار دادیم و در آنها از دو یا چند اکسید اصلی که در ردهبندی سـنگ-های آذرین اهمیت ویژه ای دارند، استفاده نموده ایم. رده بندیهای صورت گرفته در این فصل شـامل، رده بندی کانیشناسی- شیمیایی (رده بندی نورماتیو) و رده بندی شیمیایی میباشد.

۴-۵-۱-رده بندی نورماتیو

محاسبهی نورم روشی است که تشخیص کانی را از طریق تجزیهی شیمیایی میسر ساخته و در زمینه ردهبندی سنگها یک روش مجازی است، نورم ممکن است بر اساس درصد وزنی باشد، هماننـد (نـورم اصلی،C.I.P.W) و یا بر اساس نورم مولکولی یا نورم کاتیونی بیان شود (میدلموست ۱۹۸۷٬^{۱۵}).

الف-رده بندی نورماتیو QAP (اشترکایزن و لومتر^۱٬، ۱۹۷۹)

این روش براساس مدال کانیهای روشن اصلی طراحی شده است ولی با انجام اصلاحاتی (به کمک روش مولر و براون،…) میتوان از نتایج آنالیز شیمی استفاده نمود. در این ردهبندی پس از انجام محاسبات نورم کانیهای فلدسپات آلکالن (ارتوکلاز)، کوارتز و پلاژیوکلاز (آلبیت و آنورتیت) محاسبه شده، مقادیر به دست آمده به ۱۰۰ رسانده می شود و بر روی نمودار مثلثی QAP برده می شوند، براساس این نمودار نمونههای مورد مطالعه در محدودههای مونزوگرانیت، کوارتز مونزونیت، مونزوگابرو، دیوریت، گابرو و آنورتوزیت قرار می گیرند (شکل ۴–۱).



ب- رده بندی (اوکانر^{۱۷}، ۱۹۶۵)

در این نمودار تعیین نام سنگ با استفاده از نمودار مثلثی فلدسپات نورماتیو (او کانر، ۱۹۶۵)، می-گیرد (او کانر، ۱۹۶۵ و بار کر، ۱۹۷۹) گرانیتوئیدها را با استفاده از این نمودار ردهبندی نموده اند. در این

1- Middlemost

¹⁹-Le Maitre[&]Streckeisen

^{\\Y}-Occonr

نمودار سه عضو آلبیت، ارتوکلاز و آنورتیت به صورت نورم محاسبه شده و با توجه به نسبتهای این کانیها نام سنگ بیان می گردد.

همانطور که در (شکل۴-۲) مشاهده می شود، اکثر نمونه ها در محدوده گرا نیت و گرنودیوریت قرار گرفته و بقیه نمونه ها در محدوده های تونالیت و ترونجمیت واقع می شوند.



شکل ۴-۲- رده بندی نورماتیو (اوکانر، ۱۹۶۵) برای نمونههای گرانیتوئیدی زون فریمان- تربت جام.

۴-۵-۲-رده بندی شیمیایی

در روش ردهبندی شیمیایی، محاسباتی که بر روی درصد های عناصر اصلی و اکسیدهای آنها انجام شده را مورد توجه قرار داده و نام سنگ تعیین می گردد. نمودارهای متعددی توسط دانشمندان مختلف در جهت نامگذاری سنگها به این روش پیشنهاد شده که بعضی از آنها جهت نامگذاری توده گرانیتوئیدی زون فریمان – تربت جام استفاده گردیده که در پائین به شرح آنها خواهیم پرداخت.

الف- نمودار SiO2 در مقابل مجموع آلکالی (کاکس^{۱۸}، ۱۹۷۹؛ ویلسون^{۱۹}، ۱۹۸۹)

این رده بندی توسط (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) به منظور جداسازی سنگهای آتشفشانی پیشنهاد گردیده است و در آن مجموع درصد وزنی مقادیر آلکالن سنگ (Na₂O+K₂O) در برابر درصد وزنی سیلیس (SiO₂) جهت نامگذاری سنگ مورد استفاده قرار گرفته است. با توجه به شکل می توان گفت که نمونههای گرفته شده از تودهی گرانیتوئیدی زون فریمان- تربت جام در محدودههای گرانیت، کوارتزدیوریت (گرانودیوریت)، سینو دیوریت و گابرو قرار می گیرند (شکل ۴-۳).



شکل۴-۳- رده بندی ژئوشیمیایی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار مجموع Na2O+K2O در مقابل SiO2(کاکس و همکاران، ۱۹۷۹).

ب- رده بندی (دولاروش^{۲۰} و همکاران، ۱۹۸۰)

در این ردهبندی نمونههای نفوذی در محدودهی آلکالی گرانیت، گرانیت، گرانودیویت، دیوریت، گابرو، سینوگابرو و سینودیوریت قرار میگیرند (شکل۴–۴).



شکل ۴-۴- موقعیت نمونههای منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقهبندی سنگهای نفوذی با استفاده از پارامترهای R₁-R₂ (دولارش و همکاران، ۱۹۸۰).

پ- رده بندی (میدلموست، ۱۹۸۵)

این نوع رده بندی نیز مانند نمودار گذشته مجموع درصد وزنی (Na₂O+K₂O) در برابر درصد وزنی سیلیس (SiO₂) واقع شده و ردهبندی صورت میپذیرد. محدودهی سنگهای آذرین مختلف در این دیاگرام مشخص میباشد، با توجه به این نمودار، نمونههای مورد مطالعه در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، گابرو، فوئید مونزو گابرو و فوئید گابرویی قرار می گیرند (شکل ۴-۵).



SiO₂ شکل۴-۵- طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار مجموع Na₂O+K₂Oدر مقابلSiO₂ شکل۴-۵- طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار مجموع

ت – رده بندی (میدلموست، ۱۹۹۴)

جدیدترین رده بندی (میدلموست، ۱۹۹۴) ارائه گردیده نیز بر نموداردرصد مجموع درصد وزنی (میدلموست، ۱۹۹۴) ارائه گردیده نیز بر نموداردرصد مجموع درصد وزنی (Na₂O+K₂O) در برابر درصد وزنی سیلیس (SiO₂) استوار بوده ولی محدودههای مجزایی دارد. درایـن نمودار که سعی شده تطبیق کامل تری بین سـنگهـای پلوتـونیکی و ولکـانیکی ارائـه گـردد، محـدوده

گرانیت به سمت مقدار بیشتر (SiO₂) حرکت نموده و د ر محدودهی گرانیت و گرانودیوریت قرار می-گیرند (شکل ۴-۶).



SiO2 شکل۴-۶- طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار Na2O+K2Oدر مقابلSiO2در مقابلSiO2 شکل۴-۶- طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار

در رده بندی سنگهای مورد مطالعه شاهد هستیم که بعضی از نمونههای مورد مطالعه در نمودارهای مختلف در مکانهای متفاوتی قرار می گیرند، دلیل این امر این است که در نمودارهای رده بندی موجود از پارامترهای گوناگونی استفاده می شود، بنابراین این امر طبیعی به نظر می رسد.

۴-۶- تغییرات شیمیایی

به طور کلی ترکیب شیمیایی و کانیشناسی سنگهای آذرین با ترکیب شیمیایی ماگما در محل تشکیل این سنگها در ارتباط است و همانطور که میدانیم ترکیب ماگما در حین بالا آمدن و رسیدن به سطح زمین متحمل تغییرات زیادی میشود و به موازات این فرایندها ترکیب عناصر اصلی و کمیاب ماگما هم تغییر میکند.

۴-۶-۱- مطالعه بر روی تغییرات ایجاد شده در ماگما و سنگ های حاصل از آن با کمک روشهای ژئوشیمیایی

زمانی که تغییرات شیمیای یکسری از سنگها تدریجی باشد و یا با هم همپوشانی داشته و یا در یک محدوده قرار گیرند نشانهی وجود خویشاوندی میان ماگمای تشکیل دهندهی آنها است به شرط آن که نمونهبرداری ها به طور کامل و جامع صورت گرفته باشد (رولینسون، ۱۹۹۳). از نمودارهای هارکر و نمودارهای مشابه نتایج زیر را میتوان دریافت:

- وقتی منحنی هموار و یکنواخت باشد شاهدی بر وجود تفریق ماگمایی است.

- وجود پیچ و خم در نمودارها دلیلی بر جدا شدن یک کانی جدید یا تجمع بلورها ودر نتیجه فرو رفتن و ته نشینی و یا شناور شدن آنها است، یعنی وقتی یک روند تفریق عادی و معمولی توسط ماگما طی میشود و انحنا در روند نمودار تغییرات شیمیایی به وجود میآید بدان معناست که یک فاز جدید به مایع وارد شده یا یک فاز جدید از مایع خارج شده است در تشخیص تبلور یا ذوب بخشی می بایست از انطباق مشاهدات پتروگرافی با نتایج حاصل از نموادرهای تغییرات شیمیایی استفاده نمود.

گاهی اوقات در نمودارهای تغییرات شیمیایی به جای یک روند مشخص، ابری پراکنده از دادهها مشخص می شود که دلایل زیر می تواند عامل ایجاد این مسئله باشد:

- نمونهها مربوط به يک ماگما نيستند.
- خطا در نمونه برداری و نا هماهنگی در نمونهها.
 - عدم صحت نتايج آناليز شيميايي.

- عواملی نظیر دگرسانی که به علت وجود سیستم درزه و شکستگی در سنگها به وجود آمده و باعث تغییرات در ترکیب شیمیایی و در نتیجه آشفتگی در نظم اولیه موجود در عناصر خواهد شد (رولینسون، ۱۹۹۳).

۴-۶-۲ بررسی تغییر وتحولات ژئوشیمیایی به کمک نمودارهای تغییرات

روند تغییرات عناصر میتواند بسیاری از تاریخچه تشکیل سنگ و تحولات ماگمایی آن را مشخص سازد. بدین منظور تعدادی از متخصصان علم پترولوژی با بررسیهای تجربی و ارائه نمودارهای مفید، کوشش نمودهاند تا نتایج جالبی را از این تغییرات به دست آورند. در اینجا تعدادی از نمودارهایی را که میتوان به وسیلهی آنها بررسیهای ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی را به انجام رساند، نام برده و به شرح آنها میپردازیم:

۱ - نمودارهای درصد وزنی اکسیدها در مقابل درصد وزنی SiO₂ (نمودارهای هار کر^{۲۱}).
۲ - نمودارهای درصد وزنی اکسیدها در مقابل ضریب تفریق.

۴-۶-۴ بررسی روند تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO₂ (نمودارهای هارکر)

نمودارهای هار کر که در آنها تغییرات وزنی اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل تغییرات درصد وزنی (SiO2) نشان داده میشود در سال ۱۹۰۹ توسط آلفرد هار کر در کتاب" تاریخ طبیعی سنگهای آذرین" ارائه شده و یکی از بهترین نمودارها برای نمایش تغییرات مقادیر عناصر در پترولوژی آذرین میباشد. با توجه به روند تغییرات مذکور میتوان به فرایندهای ذوب بخشی، تبلورجزء به جزء، اختلاط ماگمایی و بالاخره آلودگی پوستهای دست یافت (رولینسون، ۱۹۹۳).

CaO

با افزایش SiO₂ میزان CaO کاسته می شود که این امر با تشکیل پلاژیوکلازها سازگار است، همچنین این کاهش می تواند ناشی از کاهش سازنده آنور تیتی پلاژیوکلاز و یا کاهش فراوانی کانی فرومنیزین نمونه ها باشد (شکل۴–۷– الف).

MgO

روند کاهشی MgO نسبت به SiO₂ با تبلور کانیهای فرومنیزین مطابقت دارد زیرا منیزیم در فازهای اولیه تبلور ماگمایی بیشترین حضور را داشته و با ادامه تبلور از غلظت آن کاست میشود (شکل۴-۷- ب).

Al₂O₃

در نمودار Al₂O₃ در برابر SiO₂ با افزایش مقدار SiO₂ و ادامهی روند تفریق مقدار Al₂O₃ کاهش می ابد که احتمالاً بیانگر شرکت Al₂O₃ در ساخت کانیهای هورنبلند سبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز میباشد، لذا متناسب با سهم هر یک از کانیهای نامبرده و ترکیب آنها مقدار Al₂O₃ تغییر می ابد (شکل ۴–۷– پ).

TiO₂

مقدار TiO2 در برابر SiO2 روند کاهشی نشان میدهد، عنصر Ti دارای شعاع یونی مشابه با Fe است و در کانیهای مافیک میتواند جانشین Fe شود (شکل۴-۷- ت).

K₂O

نمودار K₂O در مقابل SiO₂ دارای روندی صعودی است. پتاسیم با دارا بودن شعاع یونی بالا قادر به شرکت در ساختمان کانیهای تشکیل شده در مراحل نخستین تفریق نبوده و به عنوان یک عنصر ناسازگار در ماگما عمل می کند بنابر این در مراحل نهایی تفریق ماگمایی نقش تعیین کننده ای در ترکیب آلکالی فلدسپاتها دارد و در فلدسپاتهای پتاسیم و پلاژیوکلاز آلبیتی متبلور می شود و بالا رفتن مقدار آن نشان دهنده ی ماهیت ناسازگار این عنصر و افزایش آن در مذاب تحول یافته است. Na2O

این اکسید روندی پراکنده و تقریباً نزولی از خود نشان میدهد که احتمالاً در اثر دگرسانی و آلایش ماگما میباشد (شکل۴-۲-ج). ویلسون (۱۹۸۹) اظهار نموده که تمایل و آرایش واگرا یا روندهای غیرخطی عناصری مثل K2O, Na2O و Rb در مقابل SiO2، ممکن است در نتیجه فرآیند متاسوماتیسم باشد، در شرایط معمولی روند خطی مثبت نشان میدهند (چاپل و وایت^{۲۲}، ۱۹۷۴).

^{٢٢} - Chappell & White

MnO در سنگهای آذرین اغلب جانشین^{+Fe}3 در شبکه کانیهای فرومنیزین میشود. بنابراین با کاهش فراوانی کانیهای فرومنیزین از فراوانی این عنصر نیز کاسته میشود (شکل۴–۷– چ). FeOt

نمودار تغییرات آهن کل در مقابل SiO2 برای نمونههای مورد مطالعه روند نزولی نشان میدهد (شکل۴–۷– ح). این روند نزولی را میتوان با تفریق کانیهای آهندار هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت توجیه نمود، زیرا در جریان تبلور ماگما، کانی فرومنیزینی که ابتدا در داخل این سنگها تشکیل شده این مقدار آهن را مصرف نمودهاند و سیر نزولی را برای آهن تشکیل داده اند. P2O5

روند منفی P₂O₅ نسبت به SiO₂ بیانگر رفتار سازگار فسفر در ماگما است، وجود ادخالهای کوچک آپاتیت به عنوان مهمترین کانی فسفردار نمونهها در بلورهای پلاژیوکلاز با تشکیل آپاتیت در مراحل اولیه تبلور ماگما و رفتار سازگار فسفر هماهنگ است، بنابراین انتظار میرود با ادامه یافتن تبلور از مقدارش کاسته شود (شکل ۲-۲- خ). از طرفی تغییرات P₂O₅ تابع تغییرات CaO است، زیرا عنصر فسفر در ماگما رابطه نزدیکی با کلسیم دارد، بنا بر عقیده (چاپل و وایت، ۱۹۹۲)، روند نزولی P₂O₅ نسبت به SiO₂ یکی از خصوصیات بارز گرانیتوئیدهای تیپ I میباشد.

شکل ۴–۷، الف تا خ- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل (نمودارهای هارکر).





۴-۶-۴- کاربرد عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در بررسی روند تحولات ماگما

عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نقش مهمی در مطالعات ژئوشیمیایی سنگهای آذرین داشته و نسبت به بسیاری از فرایندهای زمین شناسی حساسند، به طوری که تشخیص بسیاری از این فرایندها تنها از طریق مطالعه این عناصر صورت می گیرد. با مطالعه تغییرات این عناصر در نمونههای سنگی می-توان فرایندهای زمین شناسی کنترل کننده تعادل بلور – مایع یا بلور – سیال را متمایز نمود (رولینسون، ۱۹۹۳). عناصر مذکور به ندرت به صورت کانیهای فرعی متبلور شده، بلکه در اغلب موارد متناسب با بار و شعاع یونی در ساختار شبکه کانیهای دیگر جای می گیرند. در اینجا به مطالعه رفتار تعدادی از این عناصر در مقابل SiO2 می پردازیم:

- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر SiO₂

Ni

یون نیکل اساساً دارای همان شعاع و بار یونی منیزیم است و بنابراین باید درکانیهای منیزیمدار به صورت استتار شده وجود داشته باشد. نسبت Mg: Ni در بلورهایی که در ابتدای تفریق ماگمایی تشکیل میشوند (خصوصاً الیوین) در بیشترین حد خود است و کاهشی پیوسته در کانیها و سنگهایی که بعد تشکیل میشوند، نشان میدهد. نیکل در بین یونهای دو ظرفیتی رایج دارای قویترین میدان بلوری بوده و به طور موفقیت آمیزی با یونهای⁺²Fe² ([°]Fe²⁺) و ([°]Fe²⁺) برای اشغال مواضع بلوری اوکتاهدرال رقابت میکند. در نمودار Ni در برابر SiO مقدار نیکل شاهد هستیم که نمونههای مورد مطالعه روندی تقریباً افقی و ثابتی را دنبال میکنند که به دلیل فراوانی بسیار کم نیکل در این عناصر میباشد (شکل ۴–۸، ت).

\mathbf{Rb}^+

روبیدیوم عنصری ناسازگار است و جزء عناصر گروه LILE میباشد، کانی خاص خود را تشکیل نمیدهد و همیشه درکانیهای پتاسیمدار دیده میشود، در سنگهای آذرین روبیدیوم در مسکویت، بیوتیت و فلدسپار پتاسیم جمع میشود. از آنجا که شعاع ([°]Rb⁺=۱,۵۲A) به طور قابل ملاحظه ای بزرگتر از⁺K است، روبیدیوم در کانیهای پتاسیم دار عنصری پذیرفته شده است و بنا براین با پیشرفت تفریق نسبت K/Rb نیز زیاد میشود. همانطور که در شکل (شکل ۴-۸، پ) ملاحظه میشود نمودار Rb در برابر SiO2 روندی صعودی دارد.

\mathbf{Sr}^{2+}

اندازه یونی استرانسیوم ([°]Sr²⁺⁼۱,۱۸A) نشان میدهد که این عنصر میتواند در کانیهای کلسیم دار ([°]Ca²⁺=۱,۰۸A) به خاطر شعاع بزرگتر به صورت پذیرفته شده وجود دارد . استرانسیوم در سنگ-های آذرین بیشتر در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم حضور داشته و غلظت آن در یک کانی خاص همراه با پیشرفت تبلور افزایش مییابد، در نتیجه جانشینی انجام گرفته موجب خروج استرانسیوم از ماگما می شود (کراسکوف، ۱۹۹۵). فراوانی این عنصر در سنگهای آذرین تا حدودی متغییر بوده و معمولاً در بازالتها وگابروها بیشتر از گرانیتها است. پذیرفته شدن استرانسیوم به جای کلسیم عامل مهمتری برای خروج استرانسیوم از ماگما می باشد. در شکل (شکل ۴–۸، ب) مشاهده می شود که استرانسوم روندی کاملاً نزولی دارد.

Ba²⁺

باریم جزء عناصر گروه LILE میباشد، دارای شعاع یونی ("Ba²⁺=1,۳۵A) مشابه با بار یونی پتاسیم (K⁺ =1,۳۸A) است و بنابراین انتظار میرود همانند کانیهای مراحل پسین تبلور تفریقی مانند (K⁺ =1,۳۸A[°]) بیوتیت و فلدسپار پتاسیم جای گیرد (کراسکوف^{۲۳}، ۱۹۹۵). همچنین باریم به خاطر بار بیشتر باید در ترکیبات پتاسیمدار به صورت عنصری اسیر حضور داشته باشد. دادههای موجود نشان میدهد که این مطلب عموماً صحیح بوده و باریم نسبتاً در کانیهای پتاسیم داری که ابتدا تشکیل میشوند، جمع می مراحب پسین این می دهد که این مطلب عموماً صحیح بوده و باریم نسبتاً در کانیهای پتاسیم داری که ابتدا تشکیل میشوند، جمع می گردد، باریم میتواند درساختار پلاژیوکلاز نیز پذیرفته شود و بیشترین مقدار گزارش شده نیز ۱/۰درصد است. همچنین این عنصر میتواند تا حدودی در هورنبلند جای گیرد، زیرا هورنبلند دارای موضع است. همچنین این عنصر میتواند باریم را در خود جای دهد. در نمودار Ba در مقابل SiO2 با ادامه اساختاری بزرگی است که میتواند باریم را در خود جای دهد. در نمودار Ba در مقابل SiO2 با داری که این میدار می ورنبلند دارای موضع است. همچنین این عنصر میتواند باریم را در خود جای دهد. در نمودار Ba در مقابل SiO2 با دارای موضع روند تفریق از مقدار باریم کاست می میتواند باریم را در خود جای دهد. در نمودار Ba در مقابل SiO2 با دامه می روند تفریق از مقدار باریم کاسته میشود اما پراکندگیهایی نیز مشاهده میشود (شکل ۴–۸، الف). دو²⁴

از آنجا که شعاع یونی کبالت (°CO²⁺ =•,۷۴A) مشابه یون آهن فرو (°۰,۷۲A) است، لذا باید بیشترین مقدارآن توسط کانیهای آهن و منیزیمدار از ماگما خارج شود که در نتیجه با افزایش تبلور بخشی از مقدارکبالت به شدت کاهش مییابد (شکل ۴–۸، ح). به عقیده (ویلسون، ۱۹۹۱)، پایین بودن فراوانی عناصر سازگاری مانند Ni, CO, Cr در سنگها میتواند دلیلی به تحول یافته بودن ماگمای سازندهی این توده باشد.

Y³⁺

 و گرانیتی هستیم که حاکی از رفتار سازگار ایتریم دارد که این امر با حضور آلانیت در سـنگها و بـه علت جایگزینی در کانی های فرعی نظیر آپاتیت، اسفن، هورنبلند قابل توجیه است (شکل۴–۸، چ). V³⁺

وانادیوم با شعاع ([°] ۶۴A^{*} + (V³⁺ + (V³⁺ + ۶۶ + ۶۶ + ۶۶ + ۳۶) وارد شبکه مگنتیت می شود. شعاع یونی+V³⁺ بزرگتر از شعاع یونی+Fe ³ است اما الکترونگاتیه بسیار کمتر و میل به تبلور در حرارت بالا در آن بیشتر می باشد، این ویژگی ها سبب غنی شدن وانادیوم در مگنتیتهای زودرس می گردد، علاوه بر این وانادیوم می تواند در کلینو پیروکسن ها، بیوتیتها و آمفیبول ها نیز وارد می شود. در نمودار V در برابر SiO₂ روند نزولی از خود نشان می دهد (شکل ۴–۸، ج).

ترکیبی از بار و شعاع نسبتا یزرگ زیرکنیم ۲۹۰۸٬۹۰۵ این عنصر را از سایر عناصر اصلی سنگهای آذرین جدا میسازد از این رو زیرکن وارد کانیهای سنگ ساز رایج نمی شود و کانی خاص خود (معمولاً زیرکن) را میسازد. در شکل مشاهده می شود که روند نمودار Zr در برابر SiO₂، یک روند نزولی می-باشد (شکل ۴-۸، ث). که این به دلیل حضور زیرکن به صورت یک فاز ویژه (کانی زیرکن) در ترم های تفریق یافته ظاهر می گردد که این موضوع با مطالعات پترو گرافی صورت گرفته ساز گار می باشد. Ga

گالیم از نظر بار و شعاع یونی نزدیک به آلومینیوم است و فراوانی آن توسط کانیهای آلومینیومدار، پلاژیوکلازها، ارتوکلازها کنترل میشود. با افزایش تفریق میزان آن در میکاها افزایش مییابد، بنابر این در نمونههایی که دارای بیوتیت میباشند مقدار گالیم نیز بالاست. در نمودار گالیم در برابرSiO2 روندی نزولی را شاهد هستیم که این امر مشابه با روند نمودار Al2O3 در برابر SiO2 میباشد (شکل ۴-۸، ر). Nb

Nb جزء عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) میباشد، این عناصر دارای کاتیونهای کوچک با بار فراوان هستند و در نتیجه عناصری ناسازگار بوده و در طی تفریق در ماگمای باقیمانده غنی میشوند. نمودار Nb در برابرSiO2 روندی نزولی نشان میدهد، اسفن میزبان اصلی نیوبیوم میباشد و از این رو حضور اسفن هر چند به میزان اندک باعث گردیده فراوانی Nb کاهش یافته و روند نسبتاً نزولی را دنبال کند (شکل ۴-۸، ذ).

U

این عنصر به دلیل شعاع یونی بزرگ ([°]۱۸[°],۰,۷۳۸) و بار یونی زیاد (⁺4 و⁺6) همانند توریم در مراحل نهایی تبلور تفریقی (در سنگهای آذرین اسیدی) درون فازهای فرعی نظیر زیرکن، اسفن، آلانیت و آپاتیت متمرکز میشود. با افزایش SiO₂ مقدار اورانیم زیاد میشود و نمودار روندی صعودی از خود نشان میدهد (شکل ۴–۸، د). توریم به علت شعاع یونی بالا (°Th⁴⁺e•,۹۴A) و ظرفیت یونی زیاد عنصری ناسازگار محسوب می-شود و قادر نیست به مقدار فراوان وارد شبکه کانیهای حرارت بالا شود بنابر این تا مراحل پایانی تبلور در فاز مایع باقی میماند و با افزایش میزان SiO₂، از خود غنی شدگی نشان میدهد (شکل ۴-۸، خ). مقدار این عنصر در سنگهای تفریق یافته و اسیدی بیشتر است. لازم به ذکر است که فراوانی توریم در گرانیتهای حاصل از ذوب آلایش با پوسته، نسبت به انواع دیگر بیشتر است. رابط ه مثبت تغییرات توریم به سیلیس را میتوان به عنوان یکی از وجوه تشابه آنها با گرانیتهای نوع I به شمار آورد، در حالی که در گرانیتهای نوع S این نمودار روندی نزولی دارد (چاپل و وایت، ۱۹۹۲).

Eu

عنصر یوروپیوم تحت شرایط احیاء شونده متعادل میباشد، در بین عناصر کمیاب خاکی، از این نظر که میتواند به صورت دو ظرفیتی پایدار باشد منحصربه فرد میباشد. نسبت ⁺Eu³⁺ به Eu²⁺ در یک ماگما به حالت اکسایش آن بستگی دارد. یوروپیوم در حالت سه ظرفیتی مانند عناصر ناسازگار عمل میکند اما یون دو ظرفیتی یوروپیوم به صورت عنصری سازگار عمل میکند و به آسانی جانشین ⁺²Ca²⁺ و حتی با سهولت بیشتر جایگزین ⁺²R میشود. همانطور که ملاحظه میشود روند نمودار Eu در برابر SiO₂ روندی نزولی میباشد (شکل ۴–۸، ژ)، این امر که منطبق با توضیحات داد شده میباشد و نشان دهنده دی این مطلب است که یوروپیوم به صورت دو ظرفیتی بوده و ماگما تحت شرایط احیاء بوده است.

لانتانیم از عناصر خاکی کمیاب بوده و به دلیل بار الکتریکی و شعاع یونی نسبتا یٔ زیاد میتواند جانشین Ca در کانیهایی مانند آپاتیت شود، بنابراین فراوانی آن توسط آپاتیت کنترل میشود. روند نمودار La در مقابل SiO2 نزولی میباشد (شکل ۴–۸، ز).



Th⁴⁺



























شکل ۴–۸، الف تا ژ- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر کمیاب در مقابل SiO2.

۴-۷- فرایندهای مؤثر در تحولات ماگمایی

نمودارهای تغییر ترکیب (تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO₂) به طور معمول میتوانند اطلاعات مفیدی در مورد وجود یا عدم وجود ارتباط زایشی بین نمونهها را نشان دهند، ولی این نمودارها نمیتوانند فرآیندهای حاکم بر تحول ماگمایی از قبیل تشخیص فرآیند ذوب بخشی از تبلور بخشی را نشان دهند. لذا جهت تفکیک و تشخیص این دو فرآیند از همدیگر از نمودارهای عناصر سازگار در مقابل عناصر سازگار یا ناسازگار و نسبتهای آنها در مقابل یکدیگر استفاده میکنیم. در این نمودارها شدت تغییرات عناصر سازگار و ناسازگار در طی فرآیند ذوب و تبلور بخشی متفاوت میباشند به طوری که در فرآیند ذوب بخشی عناصر ناسازگار در طی فرآیند ذوب و تبلور بخشی متفاوت میباشند بخشی در عین حالی که ذوب بخشی عناصر ناسازگار بیشترین تغییرات را نشان میدهند، زیرا در ذوب بخشی در عین حالی که ذوب انجام میشود، بخشهای کوچکی از مذاب به طور ممتد حرکت میکنند و در مخزن ماگمایی ذخیره میشوند، بنابراین اولین مذابی که تشکیل میشود همه عناصر ناسازگار را در بر میگیرد، در حالی که غلظت عناصر سازگار مانند Cr/ Co در مخانی میرا تفریق بلوری شدیدا تغییر میکند (رولینسون، ۱۹۹۳) ، این تغییرات در فرآیند تبلور بخشی به دلیل تمایل شدید عناصر سازگار برای ورود به ساختمان کانیها برعکس میباشد، یعنی این که تغییرات عناصر سازگار شدید اما عناصر ناسازگار تقریبا بدون تغییر باقی میمانند .

الف- نمودار تغييرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار

تغییرات جفت عناصر ناسازگار برای نمونههای مورد مطالعه در نمودارهای V/Th, Ce/Zr, Hf/Zr و V/Th, Ce/Zr, Hf/Zr الف تاج) نشان داده شده است. همانطور که دیده می شود Ce/Hf, Th/Zr و Ba/Rb (شکل های ۴–۹– الف تاج) نشان داده شده است. همانطور که دیده می شود الگوی نشان داده شده توسط این نمودارها، اکثراً روند خطی و صعودی نشان می دهند بنابراین، بر اساس این الگو فرایند غالب در تحولات ماگمایی منطقه، تبلورتفریقی می باشد با ایس وجود در into The Ce/Zr, Hf/Zr شای زیرکن تفسیر می شود. نمودارها و Ba/Rb دارای نموداری ایس این الگو فرایند غالب در تحولات ماگمایی منطقه، تبلورتفریقی می باشد با ایس وجود در نمودار The Ce/Zr شای داده شده است. همانطور که دیده می شود الگوی نشان داده شده توسط این نمودارها، اکثراً روند خطی و صعودی نشان می دهند بنابراین، بر وجود در اساس این الگو فرایند غالب در تحولات ماگمایی منطقه، تبلورتفریقی می باشد با ایس وجود در نمودار کاری زیرکن تفسیر می شود. نمودار Ba/Rb دارای زیرکن تفسیر می شود. نمودار مواد دارای پراکندگی است اما در مجموع دارای روند نزولی می باشد.



شکل ۴-۹، الف تا ج - نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار.



ب- نمودار تغییرات عناصر سازگار در مقابل ناسازگار

کوشیری^{۲۴} (۱۹۸۶) روشی جهت تشخیص سه فرآیند مهم ذوب بخشی، تبلور بخشی و آمیختگی ماگمایی ارائه نموده است (شکل۴–۱۰– الف). در این روش از یک عنصر کاملاً ناسـازگار در مقابـل یـک عنصر کاملاً سازگار استفادہ شدہ است. مطابق این روش وقتی عنصر سازگار در محور افقے و عنصر ناسازگار در محور قائم قرار گیرد، اگر روند نمونهها یک خط صاف، مستقیم و تقریباً افقے باشـد بـه احتمال قوى فرآيند تبلور بخشي و اگر روند نمونهها خطي صاف، مستقيم و تقريباً قـائم باشـد فرآينـد ذوب بخشی، فرآیند موثر در تحول ماگما بوده است. درمواردی که روند نمونهها به صورتی باشـد کـه از جهت افزایش محور X وY یک منحنی مقعر را نشان دهد بیانگر آن است که فرآیند موثر در تحول ماگما به احتمال قوی اختلاط ماگمایی بوده است. در نمودارهای V در مقابل Th، (شکل۴-۱۰-ب)، Sr در مقابل Rb (شکل۴–۱۰– پ)، Rb در مقابل V (شکل ۴–۱۰– ت)، Y در برابر Ni (شـکل ۴–۱۰– ث)، مشاهده می شود که روند نمونهها در ابتدا تقریباً به صورت یک خط تقریباً افقی و در انتها یک منحنی با شیب مقعر را نشان میدهد و بیانگر آن است که در طی تبلور بخشی، ماگمای باقی مانده در اثر هضم سنگهای دیواره در حین تبلور دچار آلودگی شده است به عبارت دیگر روند نمونهها مشابه به خط ۳ در (شکل ۴-۱۰- ج) بوده بیانگر آن است که فرآیند موثر در تحول ماگمای آن ها به احتمال قوی فرآیند آمیختگی ماگمایی است. با توجه به نکات ذکر شده، سنگهای منطقه مورد مطالعه روند نسـبتاً افقی نشان میدهند و دارای گرایشهای در جهت عمودی هستند، بنابراین میتوان نتیجه گرفت که مکانیسم اصلی برای تکامل در این توده فرآیند تفریق به همراه آمیختگی ماگمایی شدید بوده است .



شکل ۴-۱۰، الف تاج - نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل سازگار.

پ- نمودار تغییرات نسبت- نسبت

نمودارهای نسبت- نسبت نیز هماند نمودارهای گذشته نقش مهمی در مشخص نمودن فرایندهای دخیل در تحول ماگما دارند، اصل مهم در استفاده از این نمودارها این است که، فرض می شود نسبت عناصر ناسازگار در طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی تغییر نمی کند.

- نمودار تغییرات La/Sm در مقابل La

نمودار تغییرات نسبت La/Sm در مقابلLa ژانگ و همکاران (۲۰۰۷)، برای تشخیص فرایندهای تبلور تفریقی از ذوب بخشی در سنگهای مورد مطالعه رسم شده است، در این نمودار، بیشتر نمونههای مورد مطالعه روندی افقی نشان میدهند که نشان دهندهی فرایند تبلور تفریقی در نمونههای مورد مطالعه میباشد (شکل ۴–۱۱).



شکل ۴–۱۱– نمودار La/Sm- La از (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۷) که روند ذوب و تفریق را نشان میدهد. در این نمودار نمونههای مورد مطالعه از روند ذوب بخشی پیروی میکنند.

- نمودار تغییرات Th/Sm در مقابل -

در نمودار تغییرات Th/Sm در مقابل Th/Yb، عنصر Th ناسازگار و Sm سازگار میباشد، در نتیجه این امر نسبت Th/Sm در ماگمای باقیمانده هنگام تبلور تفریقی افزایش یابد، همانطور که در (شکل ۴-۱۲) ملاحظه می شود نمودار مورد نظر روندی صعودی دارد.



شکل ۴–۱۲– نمودار تغییرات Th/Sm در مقابل Th/Yb و مورد مطالعه دارای روند خطی و صعودی نمونهها.

- نمودار تغییرات Rb/Th در مقابل Rb

چامنی و همکاران (۲۰۰۶)، از نمودار تغییرات نسبت Rb/Th در برابر Rb، برای تشخیص فرایندهای تبلور تفریقی در سنگهای گرانیتی استفاده نموده اند، در این نمودار نمونههای مورد مطالعه روندی تقریباً صعودی نشان میدهد که بیانگر فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC)، در تحولات ماگمایی سنگهای مورد مطالعه میباشد. با توجه به این نمودار مشخص میشود که فرایندهای هضم و آلایش توسط یک منبع پوستهای نیز مانند منبع ماگمایی مافیک، در تشکیل و تحولات سنگهای مورد مطالعه، نقش مهمی داشتهاند (شکل ۴–۱۲).



شکل ۴–۱۳– نمودار تغییرات نسبت Rb/Th در برابر Rb. روندهای مشخص شده در شکل عبارتند از: CC : آلایش پوستهای، AFC: تبلور تفریقی همراه با هضم، FC: تبلور تفریقی (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶).

ت- سایر نمودارها

- نمودار Y/Zr (ترویل و جورن، ۱۹۷۵ ؛ عبدالله و همکاران^{۲۵}، ۱۹۹۷)

از نمودار تغییرات عنصر Y در مقابل Zr نیز می توان جهت تمایز فرایندهای تفریق بلوری (F.C)، فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC) و ذوب بخشی (P.M) استفاده نمود، همانطور که در این نمودار مشاهده می شود، این سنگها از روند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC) تبعیت می کنند (شکل ۴-۱۴).

1-Treuil& Joron and Abdellah



شکل ۴–۱۴– نمودار Y در مقابلZr جهت تمایز تفریق بلوری (F.C)، فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC) و ذوب بخشی (P.M) (ترویل و جورن،۱۹۷۹؛عبدالله و همکاران، ۱۹۹۷).

- نمودار Nb/Y در برابر Nb (ترویل و جورن ، ۱۹۷۹)

ترویل و جورن (۱۹۷۹) از نمودارهای Nb/Y در برابر Nb برای تعیین فرایندهای دخیل در تولید ماگما استفاده نمودهاند، نمونههای مورد مطالعه بیشتر منطبق بر اختلاط ماگمایی میباشند (شکل ۴-۱۵).



شکل۴–۱۵- نمودار Nb/۲ در برابر Nb، (ترویل و جورن ، ۱۹۷۹) و قرار گیری نمونهها در محدوده اختلاط ماگمایی.

(ASI) ۲−۸− درجه اشباع از آلومین ۲ (ASI)

از نظر درصد اشباع از آلومینیوم سنگهای گرانیتوئیدی به چهار دسته تقسیم میشوند: سـنگهـای پرآلومین، سنگهای متاآلومین، سنگهای ساب آلومین (هیندمن^{۲۷}، ۱۹۸۵) و سـنگهـای پـر آلکـالن

^{۲۶}-Aluminum saturation index(ASI)

^{үү}-Hyndman

(شاند^۲، ۱۹۴۳). برای تعیین درجه اشباع از آلومین توده گرانیتوئیدی زون فریمان- تربت جام از نمودار زیر استفاده شده است:

- رده بندی (دوبون لوفور، ۱۹۸۳) به همراه پارامترهای A/B (اصلاحی ویلاسکا^{۲۹}، ۱۹۹۸) در رده بندی (دوبون لوفور، ۱۹۸۳) از پارامترهایB و A استفاده شده است، و در آنها از مقادیر میلی کاتیون استفاده میشود، مقدار این پارامترها از طریق معادلات زیر به دست میآید. B = Fe+Mg+Ti

A=Al-(K+Na+2Ca)

در این رده بندی گرانیتها به چهار بخش تقسیم شدهاند:

۱-گرانیتوئیدهای پرآلومین قوی (H-P)، که جزء گرانیتهای نوع S محسوب میشوند، آنها بیشترین مقادیر (H-P)-A را دارا میباشند که با کانیهای دارای محتویات آلومینیوم بالا نظیر مسکویت، گارنت (سری آلماندن- پیروپ)، کردیریت و سیلیمانیت مشخص میشوند و عموماً دارای انکلاوهای رستیتی فراوانی میباشند.

۲- گرانیتوئیدهای پرآلومین نسبتاً ضعیف (granitoids Moderatly peraluminous) یا (M-P)، گرانیتوئیدهایی که در این محدوده واقع میشوند از انواع گرانیتوئیدهای بیوتیتدار محسوب میشوند. فازهای فرعی شامل کانیهای کردیریت، گارنت (سری آلماندن و پیروپ) میباشد.

۳- گرانیتوئیدهای پرآلومین ضعیف (L-P)، که ممکن است شامل گرانیتوئیدهای نوع I یا گرانیتوئیدهای با ASI پائین باشند، ممکن است دارای آمفیبول باشند. انکلاوهای موجود در این سنگ ها از نوع گرانولار مافیک میباشد.

۴- گرانیتوئیدهای پرآلومین شدیداً فلسیک (F-P)، لوکوگرانیتها به این گروه تعلق دارند، این گروه عموماً دارای دو میکا و گرانیتوئیدهای تورمالیندار میباشد.

در (شکل ۴–۱۶) مشاهده میشود که اکثر نمونهها در محدوده M-P یا پرآلومین ضعیف قرار میگیرنـد و جزء گرانیتوئیدهای نوع I محسوب میشوند. قرارگیری بعضی از نمونهها در محدوده پرآلومین ضعیف میتواند به دلیل آلودگی پوستهای باشد.

۲۸-Shand

^r⁹-Villaseca


شکل ۴–۱۶- رده بندی شیمیایی سنگ های آذرین درونی با استفاده از پارامترهای کاتیونیA/B (دبون و لوفور، ۱۹۸۳ و ویلاسکا و همکاران، ۱۹۹۸).

۴-۹-تعیین میزان سدیک و پتاسیک سنگ های منطقه مورد مطالعه

– نمودار Ce/Yb در مقابل Ta/Yb (ورنیک و منزس ^{۳۰}، ۲۰۰۱)

از آنجایی که سنگهای مورد مطالعه متحمل مقداری دگرسانی شدهاند که آثار این دگرسانیها در مطالعات پتروگرافی و تا حدودی در مطالعات ژئوشیمیایی مشخص شده است، لذا برای درک بهتر سدیک یا پتاسیک بودن سنگهای مورد مطالعه از نمودار Ce/Yb در مقابلTa/Yb (ورنیک و منزس، سدیک یا پتاسیک بودن سنگهای مورد مطالعه از نمودار ۲۰۷۴ در مقابلTa/Yb (ورنیک و منزس، تا بر ۲۰۰۱) استفاده مینمائیم. عناصر استفاده شده در این نمودار، جزء عناصر کمیاب کم تحرک هستند و تأثیر دگرسانی بر روی آنها اندک است. در شکل ۴–۱۷، ملاحظه می شود که نمونههای مورد مطالعه در محدودههای پتاسیم متوسط تا بالا و محدوده گرانیتوئیدهای پتاسیک قرار می گیرند.



شکل ۴–۱۷- نمودار تغییرات Ce/Yb در مقابلTa/Yb.

"-Wernick& Menezes

۴–۱۰–تعیین سری ماگمایی

در علم پترولوژی تعیین سری ماگمایی یکی از مهم ترین اهداف به شمار میرود زیرا کلیدی مهم در حل مسائل پترولوژی است چرا که میتواند در حل مسائل پتروژنز و به خصوص موقعیت ژئودینامیکی منطقه مورد مطالعه، مفید واقع شود. بر اساس گفته کونو^{۳۱} (۱۹۸۶)، یک سری ماگمایی مجموعهای از سنگهای آذرین است که ترکیب شیمیایی مختلف دارند اما از یک ماگمای والد در اثر ذوب بخشی به وجود آمدهاند. به طور کلی سریهای ماگمایی عبارتند از:

- سری تولئیت سری کالک آلکالن سری آلکالن
 - سرى شوشونيتى

برای تعیین سریهای ماگمایی از نمودارهای متعددی استفاده می شود، که در اینجا با به کار بردن برخی از مهم ترین این نمودارها سعی شده است تا نوع ماگما یا ماگماهای به وجود آورنده آذرین مورد مطالعه مشخص شود . برای تعین سریهای ماگمایی از نمودارهای مختلفی استفاده می شود که در اینجا از تعدادی از این نمودارها استفاده می کنیم تا به این وسیله نوع ماگمای به وجود آورنده این سنگها مشخص شود:

الف- نمودار تفکیک آلکالی – ساب آلکالی (ایروین – باراگار ^{۳۲}، ۱۹۷۱) :

نمودار (ایروین بارگار، ۱۹۷۱) برای تعیین سری ماگمایی و بر اساس درصد سیلیس و درجه آلکالینیته سنگ میباشد . تمامی نمونههای گرانیتی در محدوده ساب آلکالن و نمونههای میکروگابرویی در محدوده آلکالن قرار می گیرند (شکل ۴–۱۸).

۳۱-Kuno

۳۲ _ Irvine & Baragar



شکل ۴–۱۸– نمودار Na₂O+K₂O در مقابل (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) جهت تعیین سری ماگمایی نمونههای مورد مطالعه.

ب- نمودار مثلثی AFM :

این نمودار به منظور تفکیک سری تولئیتی از کالک آلکالن میباشد و اولین بار توسط کونو (۱۹۶۸)، و سپس ایروین- باراگار(۱۹۷۱)، پیشنهاد شده و در سال ۱۹۹۰ توسط عبدالرحمان مورد بازنگری قـرار گرفته و محدوده آلکالن نیز در آن تعیین شده است. از نمودار AFM میتوان روندهای تفریق ماگماهای تولئیتی و کالکآلکالن را در سری ماگمایی ساب آلکالن تشخیص داد. با توجه به نمودار AFM نمونه-های گرانیتی، گرانودیوریتی و آلکالی گرانیتی در قلمرو کالکوآلکالن واقع میشوند اما نمونههای میکروگابرویی در محدوده آلکالن قرار می گیرند (شکل ۴–۱۹).



شکل ۴–۱۹– نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، اصلاحی (عبدالرحمن، ۱۹۹۰) و قرارگیری اکثر نمونههای منطقه در موقعیت سری کالکآلکالن.

پ– نمودار K2O در مقابل SiO2 (پکسریلو و تیلور^{۳۳}، ۱۹۷۶)

این نمودار اولین بار توسط پکسریلو و تیلور (۱۹۷۶) بکار رفته است. در این نمودار (شکل ۴–۲۰)،

^{**rr**}- Peccerillo&Taylor

علاوه بر تفکیک سریهای تولئیتی، کالک آلکالن و شوشونیتی از همدیگر ، نمونهها از نظر مقدار پتاسیک نیز از هم جدا شدهاند. همانطور که ملاحظه می شود، سنگهای منطقه مورد مطالعه در نمودار K2O در مقابل SiO2 همگی دارای ماهیت کالک آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا هستند.



شکل ۴–۲۰- نمودار(پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶) و قرارگیری نمونههای منطقه در موقعیت سری کالک آلکالن و پتاسیم بالا.

ت – نمودار K2O در مقابل SiO2 (لومتر، ۲۰۰۲)

این نمودار که توسط لومتر (۲۰۰۲) معرفی شده همانند نمودارهای قبل بر پایه تغییرات پتاسیم در مقابل سیلیس میباشد و سنگهای گرانیتوئیدی به سه محدوده پتاسیم بالا، پتاسیم متوسط و پتاسیم پائین تقسیم میشوند. بیشتر نمونههای مورد مطالعه در محدوده پتاسیم متوسط و چند نمونه از میکروگابروها در محدوده پتاسیم بالا واقع میشوند (شکل ۴–۲۱).



شکل ۴-۲۱- نمودار (لومتر، ۲۰۰۲) و قرار گیری نمونههای منطقه در موقعیت و پتاسیم متوسط.

۴–۱۱– روند تغییرات عناصر کمیاب

این عناصر رفتارهای بسیار حساسی در تحولات ماگمایی دارند و به دو گروه عناصر کمیاب غیر متحرک (سازگار) یا LILE و عناصر کمیاب متحرک (ناسازگار) HFSE تقسیم می شوند. عناصر سازگار تمایل زیادی برای شرکت در ساختمان کانیها دارند، بنابراین در صورت جدایش اولیه فازهای کانیها درصد این عناصر در ماگمای باقی مانده کاهش می یابد، در مورد عناصر ناسازگار عکس این موضوع صادق است یعنی این عناصر تمایل دارند که تا مراحل آخر تبلور در ماگما باقی بمانند. رفتار عناصر کمیاب غیر متحرک LILE به وسیله فرایندهای بلور - مذاب که در حین تشکیل سـنگ صـورت می یذیرد، کنترل می شود در صورتی که غلظتهای عناصر کمیاب متحرک ناسازگار تابعی از عملکرد فرایندهای فاز سیال است و به شدت تحت تأثیر دگرسانی قرار می گیرند (رولینسون، ۱۹۹۳). عناصر نادر خاکی (REEs) خصوصیات فیزیکوشیمیایی مشابهی دارند. زیرا همه آنها دارای یونهای پایدار ^۳۳ با اندازههای مشابه میباشند. این عناصر دارای اختلافات کوچکی در رفتار شیمیایی خود هستند که دلیل آن کاهش یکنواخت اندازه یونی با افزایش عدد اتمی است. این رفتار در بین عناصر کمیاب خاکی باعث می شود که آن ها توسط برخی فرآیندهای زمین شناسی از یکدیگر تفکیک شوند. در ژئوشیمی می توان از پدیده تفکیک REEs استفاده کرده و به ژنز مجموعههای سنگی و ماهیت فرآیندهای زمین شناسی پی برد. عناصر REEs جهت ارائه مدلهای ژئوشیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی، کاربردهای فراوانی دارند. این عناصر امکان بازسازی مدل های سنگ شناختی را با توجه به اطلاعات مربوط به سنگهای مختلف فراهم میکنند و الگوی پراکندگی آنها معمولاً بوسیله ترکیب شیمیایی منشأ، درجه ذوب و تعادل بلور – مایع که طی تکامل ماگما رخ می دهد، کنترل می شود .

۴–۱۱–۱ نمودارهای چندعنصری عادی سازی (نمودارهای عنکبوتی)

نمودارهای عنکبوتی بر اساس گروهبندی عناصری ترسیم میشوند که نسبت به کانی شناسی تیپیک گوشته حالت ناسازگار دارند (رولینسون، ۱۹۹۳) مقادیر عادی سازی شده عناصر کمیاب در این نمودارها سنجشی برای انحرافات نمونهها از یک ترکیب اولیه است.

الف- نمودار های عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت

- نمودار سان و مک دونو (سان و مک دونو^{۳۴}، ۱۹۸۰)

به منظور بررسی الگوهای عناصر کمیاب خاکی از نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت استفاده شده است (سان و مک دونو، ۱۹۸۰). در این نمودار عناصر بر حسب افزایش عدد اتمی مرتب شده-اند. در (اشکال۴-۲۲- الف تا پ) مشاهده می شود که الگوی فراوانی عناصر ناسازگار در گرانودیوریت،

1- Sun & McDonough

گرانیت و آلکالی گرانیتها تقریباً مشابه هم میباشد. سنگهای مورد مطالعه از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE غنی شدگی نشان میدهند که علت ان میتواند یکی از موارد زیر باشد: ۱- مقادیر کم ذوب بخشی ۲- آلودگی ماگما ۳- حضور کانیهای گارنت، الیوین، پیروکسن و وجود کانیهای فرعی نظیر زیرکن، آپاتیت (زیرا این، کانیها دارای ضرایب جدایش بالا هستند) در سنگ منشأ ۴- اختلاف در اندازه یونها ۵- تشکیل سنگها در نواحی فرورانش (ویلسون، ۱۹۸۹). همچنین (ویلسون، ۱۹۸۹) اظهار مینماید غنی شدگی عناصر LREE همراه با فقیر شدگی از عناصر HREE یکی از ویژگیهای بارز ماگماهای میباشد که در مناطق قوس به وجود میآیند، سنگهای این مناطق ناهمگنیهای شیمیایی را نشان میدهند که بر اثر متاسوماتیسم در گوشته ایجاد شده است.

ناهنجاریهای منفی مشاهده شده دلایل مختلفی دارد که میتوان به چند مورد اشاره کرد:

 ۱ آلودگی ماگما در طی صعود به سطوح فوقانی پوسته خصوصاً در مناطق فرورانش و حواشی فعال قارهای.

۲- عملکرد فرایندهای متاسوماتیسم گوشتهای.

تهی شدگی از Ba به علت جانشینی این عنصر با ترکیبات پتاسیمدار به طور مثال درکانیهای فلدسپات پتاسیم و بیوتیت، تهی شدگی از Sr به علت جایگزینی با کلسیم و پتاسیم در فلدسپاتها میباشد (بی^{۳۵}، ۱۹۹۶). آنومالی منفیP بیانگر کم بودن مقدار آپاتیت در سنگهای گرانیتی میباشد، در گرانیتهای تیپ I فسفر به صورت یک عنصر سازگار عمل میکند و با جدا شدن در مراحل اولیه تفریق ماگما باعث ایجاد ناهنجاری منفی در این سنگها میگردد اما سیالات و مذابهای ناشی از پوسته اقیانوسی فرورونده با متاسوماتیسم نمودن گوه گوشتهای بالای خودشان باعث ایجاد آنومالی منفی dN و Ta هم میشوند (چاپل، ۱۹۹۹)، همچنین ممکن است مشخص کنندهی زون فرورانش با پتانسیل منبع ماگمایی گوشتهای باشد که موجب غنی شدگی از عناصر LILE به وسیله سیالات منشأ فراوان فازهای آپاتیتدار نسبت داد. همچنین آپاتیت میتواند غنی شدگی از P را میتوان به دلیل حضور فراوان فازهای آپاتیتدار نسبت داد. همچنین آپاتیت میتواند غنی شدگی از P را میتوان به دلیل حضور کنترل کند (رولینسون، ۱۹۹۳). تقعر یا تهی شدگی عناصر MREE در از میتوان به دلیل حضور ایجاد میشود (رمیکت و همکاران^{۳۰}، ۱۹۹۲؛ هاسکین و همکاران^{۸۰}، ۲۰۰۰). از آنجایی که کانی ایجاد میشود (رمیکت و همکاران^{۳۰}، ۱۹۹۲؛ هاسکین و همکاران^{۸۰}، ۲۰۰۰). از آنجایی که کانی

۳۵-Eby

- ۳۶-Winter
- ۳۷-Hoskine
- ^{*}-Remicket

مانده ی آمفیبول باعث کاهش MREE و عدم تغییر در مقادیر HREE میشود (ژائو و همکاران ۲۰۰۲،^{۲۹}). در سنگهای میکروگابرویی شاهد روندهایی بعضاً متفاوت با سایر سنگها هستیم. در این سنگها شاهد غنی شدگی از LREE و تهی شدگی از HREE می باشیم و نمونهها از عناصر Rb / P Ta/K غنی شدگی نشان می دهند (شکل ۴–۲۲، ت). Ba در این سنگها غنی شدگی از خود نشان می دهد. پراکندگی های مشاهده شده در فراوانی عناصر در نمونههای سنگی، نشان از شسته شدن آنها از برخی نمونهها و یا اضافه شدن به برخی دیگر، در طی فرایند دگرسانی دارد (وانگ و همکاران^{۲۰}، ۲۰۰۳). عدم تهی شدگی از Ta , Nb و Ta در سنگهای سنگی، نشان از شسته شدن آنها ماگمای سازنده این سنگها با پوسته قارهای می باشد. ویلسون، ۱۹۸۹ معتقد است، گودی های مشخصی که در الگوهای نمودار عنکبوتی در محل عناصر M و Ta و جود دارد، مشخصهای برای تمام ماگماهایی هستند که توسط پوسته قارهای آلوده شدهاند. علاوه بر مواردی که ذکر شد، ناهنجاری منفی در عناص Mb و Ta را می توان از ویژگی های بارز ماگماهای قوس قارهای (مناطق فرورانش)، دانست. با توجه به اینکه ناهنجاریهای ذکر شده در بالا در سنگهای میکروگابرویی مشاهده نشدهان است. با وجود آلودگی پوسته ای و نیز رژیمهای تکتونیکی فرورانش را در هنگام شکل گیری و صعود این سنگ-ها بعید می باشد.







1-Wang



شکل ۴–۲۲-الف تا ت- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (سان و مک دونو، ۱۹۸۰) برای نمونههای گرانیتی، گرانودیوریتی، آلکالی فلدسپار گرانیتی و میکروگابروها.

ب– نمودار های عنکبوتی بهنجار شده عناصرکمیاب خاکی (REES)نسبت به کندریت – نمودار (بوینتن^{۴۱}، ۱۹۸۴)

در شکلهای (۴-۲۳، الف تاپ) چگونگی آرایش REES نسبت به کندریت نشان داده شده است. همان طور که از نمودارها کاملاً مشخص است، نمونههای منطقه مورد مطالعه دارای شیب کمی بوده و ناهنجاری منفی Eu را نشان میدهد، در گرانیتها کانیهای پلاژیوکلاز و فلدسپاتهای پتاسیم در مجموع ۹۰ درصد وزنی ناهنجاریهای Eu را کنترل مینمایند به این دلیل که Eu در حالت دو ظرفیتی در این کانیها سازگار است. کانیهای آپاتیت و مونازیت حدود ۵ تا ۷ درصد وزنی و میکاها حدود ۱ الی ۲ درصد وزنی ناهنجاریهای Eu را در اختیار دارند (بی، ۱۹۹۶). بنابر این جدا شدن فلدسپاتها از مذاب فلسیک چه به وسیله تفریق بلوری و چه به علت ذوب بخشی، موجب پیدایش ناهنجاری منفی Eu در مذاب میشود، همچنین هورنبلند، اسفن، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و گارنت نیز به میزان مداب فلسیک چه به وسیله تفریق بلوری و چه به علت ذوب بخشی، موجب پیدایش ناهنجاری منفی Eu در مذاب میشود، همچنین هورنبلند، اسفن، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و گارنت نیز به میزان مدان فلسیک چه به وسیله تفریق بلوری و چه به علت ذوب بخشی، موجب پیدایش ناهنجاری منفی در این الگو ناهنجاری کوچک منفی Eu در مذابهای فلسیک نق ش داشته باشند (رولینسون، ۱۹۹۳). ماندن فلدسپار در منشأ نسبت داد . ناهنجاری Eu از می توان به تفریق فلدسپار در حین تبلور ماگما و یا به باقی ماندن فلدسپار در منشأ نسبت داد . ناهنجاری Eu اگر همراه با ناهنجاری منفی Bu باشد تفریق فلدسپار یا تر تفریق پلاژیوکلاز صورت گرفته است و اگر همراه با ناهنجاری منفی Bu باشد تفریق فلدسپار یو مینی ایفا نموده است. در سنگهای مورد مطالعه ناهنجاری منفی Bu باشد تفریق فلدسپار می میفره که این امر به تفریق پلاژیوکلاز کلسیتی اشاره دارد (ویلسون، ۲۰۰۵). در سینگهای

^{۴۱}-Boynton

میکروگابرویی شاهد بعضی روندهای متفاوت نسبت به سنگهای گرانیتی میباشیم (۴–۲۳، پ). در این سنگها شاهد عدم وجود ناهنجاری منفی Eu و به عبارت بهتر ناهنجاری مثبت این عنصر میباشیم که احتمالاً به دلیل فراوانی پلاژیوکلاز، به صورت مثبت میباشد. ناهنجاریEu، توسط پلاژیوکلاز کنترل میشود و به فوگاسیته اکسیژن وابسته است. خروج فلدسپار در اثر تفریق بلوری و در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن، باعث ایجاد ناهنجاری منفی Eu در مذاب میشود. با توجه به این که پلاژیوکلاز جزء کانیهای اصلی در سنگهای مورد مطالعه به حساب میآید، عدم وجود ناهنجاری Eu، نشانگر نقش کم تفریق پلاژیوکلاز در تحول ماگماهای سازنده سنگهای مورد مطالعه بوده و نیز نشان دهنده این است که تبلور و تفریق پلاژیوکلاز در شرایط فشار پایین رخ داده است و یا شاید میتواند متأثر از ترکیبات





۴۲- Abate

۴۳- Ying



شکل ۴–۲۳-الف تا ت – نمودارهای عنکبوتی بهنجار شدهREEها نسبت به کندریت (بوینتن، ۱۹۸۴) برای نمونه-های گرانیتی، گرانودیوریتی، آلکالی فلدسپار گرانیتی و میکروگابرویی.

پ- نموداهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه

-نمودار(سان و مک دونو، ۱۹۸۹)

در این نمودار عناصر به ترتیب از چپ به راست برحسب افزایش درجه سازگاری مرتب شده اند. نمونههای گرانیتی، آلکالی فلدسپار گرانیتی و گرانودیوریتها ناهنجاری منفی از عناصر Sr, Ba, P, Nb Ti را از خود نشان میدهند (اشکال ۴-۲۴، الف تا پ). طبق نظریه (ویلسون،۱۹۸۹) غنی شدگی از عناصر LILE میتواند به دلیل: متاسوماتیسم گوشتهای، نتیجهی درجات پائین ذوب بخشی از منشأ گوشتهای و دخالت پوسته در تولید سنگهای منطقه باشد.

ناهنجاریهای منفی از Nb, Ti را می توان به چندین عامل نسبت داد:

۱ - یکی از مشخصههای ماگماتیسم همراه با فرورانش است.

۲- وجه مشخصه شرکت پوسته قارهای و شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی میباشد (ساندرز^{۴۴}، ۱۹۸۰؛ کاستر و هارمز،۱۹۹۸^{۴۵}).

۳- میتواند نشانه فقر آنها در سنگهای منشأ ماگما، پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آنها در طی فرایندهای تفریق باشد (وو و همکاران^{۴۶}، ۲۰۰۳).

ناهنجاری منفی Sr در نمونهها به دلیل کاهش فراوانی فلدسپاتها در حین تفریق بلوری می باشد زیرا استرانسیوم در شبکه فلدسپاتها جایگزین کلسیم و پتاسیم می شود. Ba به دلیل قرار گیری در

1-Saunders

²-Kuster& Harms

³-Wu

⁴-Barnes

⁵- Glenn

کانیهای پتاسیمداری مانند بیوتیت و فلدسپاتهای پتاسیم و P در اثر تشکیل آپاتیت با تفریق و کم شدن این کانیها در طی فرایند تبلور ناهنجاری منفی پیدا کرده است. وو ۲۰۰۳ این پیشنهاد را مطرح نموده است، ناهنجاریهای منفی Eu هنگامی که با ناهنجاری منفی Sr همراه باشد با تفریق پیدا شدن پلاژیوکلازها و درصورتی که به همراه ناهنجاریهای منفی Ba باشد در اثر تفریق فلدسپات توجیه می-شود. بر این اساس در نمونههای مورد مطالعه تفریق پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم همزمان صورت گرفته و به طور مشترک مسئول تحول ماگما محسوب میشوند. (بارنز^{۲۷} ۲۰۰۱) اظهار نموده، تفریق پلاژیوکلاز باعث کاهش استرانسیوم و افزایش آنومالی یوروپیوم در طی تبلور ماگما می شود. همچنین ناهنجاری منفی T1 عمدتاً توسط کانیهای تیتاندار مانند اسفن ، ایلمنت و بعضی از آمفیبولها کنترل می شود، با افزایش فشار حلالیت کانیهای تیتاندار در سیالات آبدار کاهش می ابد (گلن^{۴۸} ۲۰۰۴) و کانیهای مذکور که غنی از عناصر HFSE هستند طی فرایندهای ذوب بخشی در اعماق بیش از ۳۰ کیلومتر، به صورت فازهای برجا باقی می مانند و باعث پیدایش ناهنجاری منفی در مذاب می شوند (گلن،۲۰۰۴).

میکروگابروها ناهنجاری مثبت Nb و Ba و ناهنجاری منفی Sr, Th نشان میدهند. ناهنجاری مثبت Ba احتمالاً بیشتر ناشی از ورود این عناصر به شبکه فلدسپارها میباشد به طوری که مقدار آنهارابطه مستقیمی با افزایش فراوانی این کانیها در میکروگابروها دارد.ناهنجاری منفیSr در نمونهها به دلیل کاهش فراوانی فلدسپاتها در حین تفریق بلوری میباشد(۴-۲۴، ت).







شکل ۴-۲۴-الف تا ت- نمودار های عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه(سان و مک دونو، ۱۹۸۹) برای نمونههای گرانیتی، گرانودیوریتی، آلکالی فلدسپار گرانیتی و میکروگابرویی.

ث- تغییرات عناصر کمیاب خاکی در نمودارهای بهنجار شده نسبت بـه پوســته قــارهای زیرین

در این نمودار که توسط (تایلور و مک لنان^{۴۹}، ۱۹۸۵) ارائه گردیده است، همانطور که در (اشکال ۲۵-۴ الف تا ت) ملاحظه می شود، نمونه ها از LREE غنی بوده و از HREE تهی شدگی نشان می-دهند. فراوانی عناصر LREE بالاتر از میانگین فراوانی عناصر یوسـته زیـرین و عناصـر HREE اکثـراً در پایین آن قرار گرفتهاند. همان طور که میدانیم فرایند ذوب شدگی از سنگ منشأ معمولاً کامل نبوده و ذوب به صورت بخشی صورت می گیرد. بر اثر ذوب بخشی سنگهای پوسته زیرین، عناصر LREE در مذاب وارد شده و بر همین اساس ماگمای مشتق شده از سنگهای پوستهای از عناصر LREE غنی می شوند در حالی که عناصر HREE برای وارد شدن به درون مذاب تمایلی نداشته و در نتیجه از عناصر HREE تهی هستند. سنگها از عناصر Ta, Nb, Ba, Sr, U و تا حدودی از Zr, Rb, Hf تهی شدگی نشان میدهند. ناهنجاری منفی اورانیوم توسط کانیهای فرعی نظیر زیرکن کنترل مے شود Hf , Zr عناصری ناساز گاراند که به آسانی وارد کانیهای اصلی نمی شوند اما می توانند به جای تیتان در کانی-های فرعی جایگزین شوند (ویلسون، ۱۹۸۹). روبیدیوم جانشین پتاسیم در کانیهای فلدسیاتهای آلکالن، بیوتیت و هورنبلند میشود. Sr حالت ناساز گاری دارد (خصوصاً در شرایط گوشتهای) و میتواند جانشین کلسیم در پلاژیوکلاز و پتاسیم در فلدسپات آلکالن گردد. عنصر Ba نیز می تواند جانشین یتاسیم در فلدسیاتها شود ناهنجاری منفی Nb, Ta بیانگر آلودگی ماگمای اولیه با یوسته زیرین مے-باشد (ویلسون،۱۹۸۹). ناهنجاری مثبت سایر عناصر ناسازگار نظیر پتاسیم و توریم به علت فراوانی ایس عناصر در يوسته است.

^{*9}-Taylor&McLennan



۴–۱۲ خلاصه فصل

۱-روندهای تقریباً خطی مشاهده شده در نمودارهای تغییـرات اکسـیدهای عناصـر اصـلی در برابـر سـیلیس حـاکی از کـاهش یـافتن مقـادیر Na2O, FeOt,CaO,MnO, MgO, AL2O3 و افـزایش k2O مقادیر نقش زیاد تبلور تفریقی در تحول ماگما میباشد.

۷, Y, CO, بررسی روندهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر سیلیس نشانگر کاهش میزان , V, Y, CO و افزایش مقادیر Rb, Th, U میباشد.

۴-پراکندگیهای مشاهده شده در نمودارهای تغییرات را میتوان ناشی از آلایش ماگمایی یا در نتیجهی تأثیر فرایندهای متاسوماتیسم و یا هضم و آلودگی دانست.

۵- با توجه به نمودارهای استفاده شده ماگمای سازندهی سنگهای گرانیتوئیدی منطقهی مورد مطالعه از نوع کالکو آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا اما نمونه های میکروگابرویی دارای ماهیت آلکالن میباشند. ۶- نمونههای مورد مطالعه از نظر درجه اشباع از آلومینیوم در محدودههای متا آلومین تا پرآلومین
 ضعیف که یکی از ویژگیهای گرانیتهای تیپ I میباشد قرار می گیرند.

۷- نتایج ژئو شیمیایی به دست آمده از عناصر کمیاب وجود غنی شدگی عناصر LILE و تهی
 شدگی عناصر HFSE را نشان میدهند که نشانگر نقش بسیار زیاد پوسته در تغییر وتحولات ماگمای
 سازندهی توده مورد مطالعه، آلایش پوستهای و ماگماتیسم مرتبط با فرورانش میباشد.

۸- الگوهای نمودارهای بهنجار شده گرانیت، گرانودیوریت و آلکالی گرانیتها نشانگر محیطهای مرتبط با فرورانش همانند گرانیتوئیدهای تیپI میباشد اما نمونههای میکروگابرویی نشانگر محیطهای ریفت درون قارهای میباشند.

فصل پنجم جایگاه تکتونیکی وپتروژنز

۱- مقدمه

از هنگامی که (رید، ۱۹۵۹) در کتاب مشهور خود به نام "مجادلهی گرانیت" اظهار نمود که "گرانیت داریم تا گرانیت" بحث جدی تری دربارهی منشأ و جایگاه تکتونیکی گرانیتها، کم کم قوت گرفت. دردههی ۱۹۷۰ تلاشهای زیادی در این راه به عمل آمد و سعی شد که گرانیتها را از روی خاستگاهشان تقسیم بندی کنند و ظاهراً موفقیتهایی نیز کسب شد.

در این فصل سعی شده است تا با توجه به شواهد صحرایی و نتایج به دست آمده از مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، اولاً نوع گرانیتها (S, I) ثانیاً کوهزایی یا غیرکوهزایی بودن گرانیتها و ثالثاً منشأ و محیط تکتونیکی استقرار تودهی گرانیتوئیدی مورد مطالعه تعیین شود .

۲-۵- انواع تقسیم بندی گرانیتوئیدها

در سال ۱۹۷۴ چاپل و وایت گرانیتهای کوهزایی را از نظر منشأ و پارامترهای ژئوشیمیایی به دو دستهی متمایز تقسیم نمودند:

گرانیتهای تیپ I: این گرانیتها منشأ آذرین داشته و یا از طریق تفریق ماگماهای بازیکتر حاصل شدهاند.

گرانیتهای تیپ S: این گرانیتها، از ذوب بخشی سنگهای رسوبی دگرگون شده، یا سـنگهای پوسته ای حاصل شده اند.

(ایشیهارا^{۵۰}، ۱۹۷۷)، سنگهای گرانیتی ژاپن را بر اساس کانیهای فلزی به دو سری مگنتیتی و ایلمنیتی تقسیم نمود که این سریها به ترتیب معادل نوع I و S (چاپل و وایت، ۱۹۷۴) هستند.

ایشیهارا اساس رده بندی بندی خود را بر وجود مگنتیت و ایلمنیت قرار داد و فوگاسیته اکسیژن را عامل اصلی تشکیل این کانیها در نظر گرفته است. گرانیتهای سری مگنتیتی با حضور مگنتیت مشخص میشوند و در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن در گوشتهی فوقانی یا پوستهی تحتانی تشکیل میشوند در حالی که سری ایلمنیت احیاء شده و دارای ایلمنیت هستند و در شرایط فوگاسیته پائین اکسیژن در پوستهی فوقانی تشکیل میشوند.

ردەبندى ايشىھارا داراى اشكالاتى مىباشد:

۱- کاهش اکسیژن از طریق سوختن کربن در طی ذوب سنگهای رسوبی دگرگون شده (ایشیهارا، ۱۹۷۷).

¹⁻Ishihara

۲- مصرف اکسیژن در سـنگهـای احیـاء شـده کـه دارای سـیلیکات Fe-mg هسـتند (فراسـت و لیندسلی^{۵۱}، ۱۹۹۱؛ فوهرمن و همکاران^{۵۲}، ۱۹۹۸؛ فراست و همکاران، ۱۹۹۸).

۳- مصرف اکسیژن در ساختن پیروکسن و آمفیبولهای سدیک در سنگهای پرآلکالن.

ایشیهارا تنها عامل اول را در نظرگرفت و در نتیجه این ردهبندی تنها برای گرانیتهای کمان ماگمایی در گرانیتهای نوع کردیلرایی مفید است و در دیگر محیطهای تکتونیکی قابل استفاده نیست.

(تاکاهاشی^{۳۵} و ایشیهارا، ۱۹۸۰) این رده بندی را مد نظر قرار داده و در ضمن آن را با ردهبندی-گرانیتها به انواع I, S مقایسه نمودند و در نهایت نتیجه گرفتند که گرانیتهای سری مگنتیتی با گرانیتهای نوع I قابل قیاس هستند ولی گرانیتهای سری ایلمنیت میتوانند هم به گرانیتهای نوع I و هم به گرانیت های نوع S تعلق داشته باشند.

S-I-A-M) اتقسیم بندی ژنتیکی انواع گرانیتوئید های (

بر اساس واژههای ژنتیکی، گرانیتوئیدها به چهار گروه تقسیم میشوند:

- گروه I : این گرانیتها در زونهای فرورانش حاشیه قارهها یا جزایر قوسی یافت میشوند و حاصل تفریق ماگمای آلکالن یا بازالتهای جزایر قوسی هستند، از لحاظ درصد اشباع از آلومینیوم گرانیتهای تیپ I از نوع متاآلومین و دامنهی تغییرات این گرانیتها در محدودهی کوارتز مونزونیت،گرانودیوریت و گرانیت است.

- گروه S این گرانیتها در زون تصادم قارهها دیده می شوند و منشأ آن ها در نتیجه ی ذوب بخشی سنگهای پوسته ی قاره ای است. درصد اشباع از آلومینیوم گرانیتهای S از نوع پر آلومین بوده و از نظر ترکیب در محدوده ی گرانیت می باشند.

- گروه : A این گرانیت ها به گرانیت های تیپ غیر کوهزایی نیز معروف اند، در میان صفحات تکتونیکی تشکیل می شوند و می توانند از هر دو نوع گرانیت تیپ I و S باشند. این گرانیت ها که برای اولین بار توسط لوئی سل و ونز⁴⁶، ۱۹۷۱ معرفی شده اند، در مناطق داخل پوسته ی قاره ای و ریفت های درون قاره ای تشکیل شده اند، ماگمای این گرانیت ها در نتیجه ی ذوب بخشی سنگ های پوسته ی قاره ای حاصل می شود. ماگمای منشأ این گرانیت ها عمدتاً از نوع بدون آب است، ماگمای اولترام افیکی -

^{۵۴}-Loiselle and Wones

^۵'-Frost& Lindsly

۵۲-Fuhrman

^{۵۳}-Takahashi

مافیکی، که منشأ گوشتهای دارند، نقش اساسی در ذوب پوستهی قارهای ایفا میکنند. گرانیتهای تیپ A از نظر درصد اشباع از آلومینیوم از نوع آلکالن میباشند.

-گروه M: این گرانیت ها برای اولین بار توسط (وایت، ۱۹۷۹) معرفی شده اند، به پلاژیو گرانیت نیز معروفند همراه با افیولیت ها و بیشتر در جزایر قوسی شکل یافت می شوند. گرانیت های تیپ M در واقع نوعی از گرانیت های تیپ I می باشند. ویژگی این گرانیت ها منشأ گرفتن از گوشته فوقانی از لحاظ کانی-شناسی داشتن هورنبلند، بیوتیت، پیروکسن، فلدسپار پتاسیم و بافت میکرو گرافیکی و ایس که دارای زینولیت های سنگهای آذرین بازیک هستند مشخص می شوند. گرانیت های تیپ M از نظر درصد اشباع از آلومینیوم از نوع پر آلومین هستند و ترکیب آن ها در محدوده ی کوارتز دیوریت و تونالیت می باشد.

تقسیم بندی ژنتیکی اطلاعات بسیار مفیدی را در راستای درک منشأ سنگهای گرانیتوئیدی عرضه مینماید، اما با وجود این حسن، ایجاد برخی تغییرات ضروری به نظر میرسد:

-گرانیتوئیدهای تیپ A از این طبقه بندی خارج شوند زیرا اصولاً با رژیم تکتونیکی غیر کوهزایی شناخته میشوند و علی رغم حضور در این طبقه بندی، فاقد واژهای هستند که بیانگر منشأ ژنتیکی آن-ها باشد.

- مسئله همپوشانی ویژگیهای مشترک گرانیتوئیدهای تیپ I و M مستلزم تصحیح است (در واقع تیپ M را زیر تیپی از تیپ I دانسته و آن را حذف کنیم).

- در سایر تیپها آن چیزی که به عنوان منشأ معرفی میکنیم صـرفاً نـوعی پـیشبینـی و احتمـال است.

با توجه به اینکه حالتهای حد واسط دو گرانیت تیپ I و S (به ویژه در مناطق کوهزایی) به وسیلهی محققین زیادی گزارش شده بود (کاسترو و همکاران^{۵۵}، ۱۹۹۱) تقسیم بندی ژنتیکی کامل-تری برای گرانیتوئیدهای نواحی کوهزایی صورت دادهاند (شکل ۵–۱).

ایشان گرانیتهای نواحی کوهزایی را به سه دسته اصلی گوشته ای (M) ، پوستهای یا رسوبی (S) ، دورگه یا هیبرید (H) تقسیم نموده و معتقدند، به جز تونالیتهای مشتق شده از گوشته که نـوع M هستند، سایر گرانیتهای نوع I در واقع از نوع H میباشند. همچنین ایشان نوع H را به زیرگروههایی شامل H_{SS}, H_S و H_M تقسیم نمودهاند. H_S یعنی هیبرید با خواص رسوبی H_M با خواص گوشتهای غالب و H_{SS} یعنی هیبرید واقعی که هر دو نوع ماگمای گوشتهای و پوستهای تقریباً بـه طور مساوی در تشکیل آن شرکت داشتهاند. این مطالعات بر روی سنگهای نفوذی کالک آلکالن صورت گرفته و همبستگیهای صحرایی، کانیشناسی همراه با استنباطهای قوی مبنی بر فرایندهای درگیر درآنها منشأ این سنگها را آشکار ساخت. حضور انکلاوهای ماگمایی و زونهای اختلاط ماگمایی در این سنگها منشأ این اختلاط ماگمایی آنها را ثابت مینماید. اغلب این سنگهای کالک آلکالن نفوذی که به محیطهای برخورد قاره – قاره و هم به پوسته قارهای – اقیانوسی مربوط می گردند. دررده بندی (چاپل و وایت، ۱۹۷۴) این سنگها به عنوان گرانیتوئیدهای نوع I تفسیر می شوند. کاسترو مراحل شکل گیری گرانیتوئیدهای دور گهای را شامل مراحل زیر می داند:

الف) تزریق: در این مرحله ماگماهای مافیک در داخل سنگهای میزبان فلسیک نفوذ می کنند.

ب) ایجاد تعادل حرارتی: تزریق ماگماهای مافیک در درون ماگمای فلسیک باعث افزایش درجه حرارت و همچنین افزایش میزان ماگمای مافیک و همچنین افزایش میزان ماگما در آشیانه ماگمایی میشود در نتیجه افزایش مذاب در داخل ماگمای فلسیک باشد، ویسکوزیته ماگما کاهش مییابد .

پ) کنوکسیون: در نتیجه نفوذ ماگمای مافیک چگال تر، لایه بندی حرارتی ایجاد شده و موجب برقراری یک جریان گرمایی رو به بالا میشود .

ت) اختلاط: جریان کنوکسیون موجب اختلاط دو ماگما می شود که به موجب آن انتشاری بین بخشهای مافیک و ماگمای فلسیک (ماگمای میزبان) صورت می گیرد .

ث) تولید انکلاو: جریان کنوکسیون موجب انتقال قطعات مافیک به داخل ماگمای فلسیک شده و آنها را متلاشی مینماید، قطعات متلاشی شده شکل گرد به خود می گیرند و در نهایت به صورت انکلاوهای میکروگرانولار در ماگمای فلسیک باقی میمانند .

۵-۲-۲- ویژگیهای توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه

ویژگیهای صحرایی

- توده گرانیتوئیدی زون فریمان - تربت جام به صورت تپههای کم و بیش فرسایش یافته و پست وکم ارتفاع در منطقه رخنمون دارند، ترکیب سنگشناسی آن شامل میکروگابرو به صورت دایک، گرانودیوریت، گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت میباشد.

- انکلاوهای توده از نوع میکروگرانولار مافیک میباشد که تنها در حاشیه توده و در قسمت جنوبی منطقه مورد مطالعه مشاهده میشوند. (هیبارد^{۵۶}، ۱۹۸۱) اظهار میدارد که وجود انکلاوهای تیره در تودههای گرانیتی دلیل قاطعی مبنی بر اختلاط ماگمایی است. این انکلاوها از مشخصات گرانیتوئیدهای نوع I میباشند (دیدیه^{۵۷} و همکاران، ۱۹۸۲).

^{۵۶}–Hibbard ^{۵۷}–Didier - سنگهای آتشفشانی موجود از آندزیتی میباشد.

ویژگیهای سنگ شناسی و کانیشناسی - سنگهای مورد مطالعه دارای هورنبلند و بیوتیت میباشند اما برتری با بیوتیت است. - مسکوویت تنها صورت فرعی و ثانویه وجود دارد . - در چندین مقطع مشاهده میشود که فلدسپاتهای آلکالن شامل هر دو نوع ارتوکلازز و میکروکلین با هم میباشند. - در گرانیتهای مورد مطالعه اسفنهای ثانویه و آلانیت به صورت اولیه مشاهده شدهاند . - در منطقه مورد مطالعه اسفنهای ثانویه و آلانیت به صورت اولیه مشاهده شدهاند . - در منطقه مورد مطالعه اسفنهای ثانویه و آلانیت به صورت اولیه مشاهده شدهاند . - در منطقه مورد مطالعه آثار کانسارسازی آهن به صورت قلوه سنگهای هماتیتی برجا و رگههای اولیژیست و کانسار سازی مس به صورت کانی کالکوپیریت مشاهده شده است. - مقدار SiO2 آنها از ۲۸/ ۷۶– ۱۰/۶۶ متغییر میباشد. - مقدار SiO2 آنها از ۲۸/ ۷۶– ۱۰/۶۶ اکثر نمونههای مورد مطالعه بیشتر از ۲۱/۱ و کمتر از - نسبت SiO2 آنها از ۲۸/ ۲۷– ۱۰/۶۶ اکثر نمونههای مورد مطالعه بیشتر از ۲۱/۱ و کمتر از

- از نظر شاخص اشباع از آلومین، متاآلومین تا پرآلومین ضعیف هستند. - میزانNa₂O گرانیتهای مزبور از ۳/۱۵ تا ۱۵/ ۶ متغیر میباشد. Na₂O و K₂O نسبتاً بالاست. - نسبت Fe₂O₃/FeO در سنگهای مورد مطالعه بیش از ۶/۰ میباشد. - سنگهای مورد مطالعه سری ماگمایی کالک آلکالن را نشان میدهند.

تمامی شواهد فوق حاکی از آن است که گرانیتوئیدهای مورد مطالعه دارای شباهتهای زیادی به هر دو-دو نوع گرانیتهای نوع I و گرانیتهای نوع S قرار دارند اما نمی توان آنها را به سادگی با سیستم رده-بندی ژنتیکی(S-I-A-M) مورد ارزیابی قرار داد.

در جدول ۵-۱ ویژگیهای صحرایی، کانی شناسی، پتروگرافی و شیمیائی گرانیتوئیدهای نـوع S و I با ویژگیهای توده گرانیتوئیدی زون فریمان تربت – جام مقایسه شده است. ایـن ویژگیها از (چاپـل، ۱۹۷۴؛ اونیل و همکاران، ۱۹۷۷؛ ایشیهارا، ۱۹۷۷؛ هاین و همکاران، ۱۹۷۸؛ دیدیه و همکاران، ۱۹۸۲؛ پیچر، ۱۹۸۲؛ کلارک، ۱۹۹۲؛ ریموند، ۱۹۹۵ و چاپل و وایت، ۲۰۰۱) اقتباس شدهاند.

جدول ۵-۱- معیارهای صحرایی، کانی شناسی، پتروگرافی و شیمیائی گرانیتوئیدهای نوع S و I و مقایسه آنها با ویژگی-							
های توده گرانیتوئید مورد مطالعه.							
توده گرانیتوئیدی زون فریمان- تربت جام	نوع S	نوع I					
تودہ گرانیتوئیدی زون فریمان- تربت جام	معمولاً به صورت تودههای نفوذی	معمولاً به صورت تودههای نفوذی بزرگ و					
بصورت یک نوار طویل نفوذ نموده است.	کوچک دیده میشوند.	پیچیده دیده میشوند.					
طیف سنگشناسی توده نفوذی مورد مطالعه	طیف ترکیبی آنها محدود بوده و	طیف ترکیبی آنها گسترده بوده و شامل					
دیاباز، گرانیت، گرانودیوریت و آلکالی گرانیت را	شامل گابرو، ديوريت(٢٪)،گرانو	گابرو دیوریت(۱۵٪)، گرانودیوریت(۵۰٪)و گرانیت					
شامل مىشود.	دیوریت(۱۸٪) و گرانیت(۸۰٪) میباشد.	(۳۵٪) میباشد.					
در حاشیه جنوبی توده ، سنگهای آتشفشانی	با معادلهای آتشفشانی خود همراه	با معادل های آتشفشانی خود همراه هستند.					
آندزیتی دیده میشود.	نيستند.						
کانی اصلی مافیک سازنده توده گرانیتوئیدی	بدون پیروکسن و هورنبلند هستند و در	دارای هورنبلند و بقایایی از پیروکسن					
مورد مطالعه هورنبلند سبز و بيوتيت مىباشداما بر	ترمهای مافیک اگر هم هورنبلند وجود	اورالیتیزه هستند و هورنبلند بر بیوتیت برتری					
تری با بیوتیت است.	داشتهباشد باز هم برتری با بیوتیت است.	دارد. بيوتيت داراي پليكروئيسم كاهي تا					
		شکلاتی است.					
اسفنهای ثانویه در این توده گرانیتوئیدی	اسفن تنها به صورت ثانویه وجود دارد.	اسفن و آلانیت به صورت اولیه وجود دارند.					
یافت می گردند. آلانیت اولیه به صورت کانی فرعی	مونازیت به صورت کانی فرعی یافت میشود.						
و در گرانیتها دیده میشود.							
مگنتیت یا تیتانومگنتیت به وفور یافت می-	دارای ایلمنیت هستند.	دارای ایلمنیت و مگنتیت هستند، اما برتری					
شود.		با مگنتیت است.					
هیچ یک از کانیهای دگرگونی از قبیل	کانیهای دگرگونی نظیر کردیریت،	کانیهای دگرگونی نظیر کردیریت،گارنت،					
گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت در این توده	گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت در این نوع	آندالوزیت و سیلیمانیت در این نوع گرانیتوئیدها					
گرانیتوئیدی یافت نمیشوند.	گرانیتوئیدها میتوانند یافت شوند.	يافت نمىشود.					
کانی آپاتیت به صورت ادخالهایی در	ادخالهای آپاتیت به صورت بلورهای	ادخالهای آپاتیت معمولاً در بیوتیت و					
پلاژیوکلاز و هورنبلند یافت میشود.	مجزای بزرگ وجود دارند.	هورنبلند وجود دارند					
دامنه تغییرات SiO ₂ بین ۶۶٫۱۰ – ۶۶	دامنه تغییرات SiO ₂ بین ۶۶ تا ۷۹	دامنه تغییرات SiO ₂ بین ۵۷ تا ۷۳					
Na ₂ O نسبتاً بالاست از.Na ₂ O از ۳,۱۵ تا	Na ₂ O پایین به طوری که مقدار آن	Na ₂ O بالا به طوریکه مقدار آن در سنگ-					
8,۱۵متغیر. ۱ <i>م</i> تغیر. ۱۸متغیر	در سنگهای دارای ۵ درصد وزنی	های فلسیک ۳/۲ درصد وزنی و در سنگهای					
	K2O کمتر از ۳/۲ درصد و در سنگهای	مافیک ۲/۲ درصد وزنی است.					
	دارای ۲ درصد وزنیK ₂ O مقدار آن کمتر	Na ₂ O/K ₂ O>1					
	از ۲ درصدوزنی است.						
میانگین FeO ^t / Fe ₂ O ₃ /برای نمونه های	نسبت/FeO ^t <0.2Fe ₂ O ₃	نسبت/FeO ^t >0.2Fe ₂ O ₃					
مورد مطالعه0.4 مىباشد.							
+MgO+MnO+TiO ₂₌ 4/66%FeOt	FeOt	FeOt +MgO+MnO+TiO ₂₌ 5/7%					
با دامنه تغییرات از ۱/۴۸٪ تا ۹/۳۴٪	$+MgO+MnO+TiO_{2=}$ T/6%	با دامنه تغییرات ۲ تا ۱۱ درصد وزنی.					
درصدوزنی.	با دامنه تغییرات ۲ تا ۶ درصد وزنی.						
فاقد كروندوم در نورم CIPW.	در نورم CIPW بیش از ۱ درصد	در نورم CIPW کمتر از ۱ درصد کروندم					
	كروندم دارد.	دارد و یا دارای دیوپسید است.					
در ترمهای دارای ۶۶ درصد مقدار ۲/۸۸ است.	مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶	مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶ درصد					

	درصد SiO ₂ کمتر از ۳/۷ درصد است.	بیشتر از ۳/۷ درصد است. SiO $_2$
مقدار Zr بیشتر از ۱۵۰ ppm است.	مقدار Zr در ترمهای دارای ۶۶ درصد	مقدار Zr در ترمهای دارای ۶۶ درصد
	بیشتر از ۱۵۰ppm است. ${ m SiO}_2$	کمتر از ۱۵۰ppm است. SiO $_2$
دیاگرامهای تغییرات، خطی یا نزدیک به	دیاگرامهای تغییرات، نامنظم و	دیاگرامهای تغییرات، خطی یا نزدیک به
خطی و در بعضی مواقع نامنظم می باشند.	بیقاعده هستند.	خطی هستند.
محل منشأ گوشته فوقانی یا قاعده پوسته	محل منشأ پوسته زیرین تا میانی است.	محل منشأ گوشته فوقانی یا قاعده پوسته
زیرین است.		

۵-۲-۳ نمودارهای ژئوشیمیایی متمایز کننده انواع گرانیتوئیدها

جهت روشن شدن بهتر مطلب و نشان دادن نوع گرانیتهای مورد بحث از نمودارهای ژئوشیمیایی نیز میتوان کمک گرفت که در ادامه به بررسی آنها میپردازیم.

الف – تفکیک گرانیتهای نوع I و S از گرانیتهای نوع A

– نمودار Zr در مقابل SiO₂ و SiO در مقابل SiO₂ (کالینز^{۸۸} و همکاران،۱۹۸۲)

(کالینز و همکاران،۱۹۸۲) برای اولین بار از این نمودارها جهت تفکیک گرانیتهای نوع A, I استفاده نمودهاند. همانطور که ملاحظه میشود نمونههای مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای نوع I قرار گرفتهاند (اشکال ۵–۱، ۵–۲).

- نمودارهای Ga در مقابل Al₂O₃ (وایت و چاپل، ۱۹۸۳)

در این نمودار که توسط (وایت و چاپل، ۱۹۸۳) ارائه شده است، نمونههای مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای تیپ I و S قرار می گیرند (شکل ۵–۳).



شکل ۵–۱-نمودار Zr در مقابل SiO₂ (کالینز و همکاران، ۱۹۸۲)، تمامی نمونههای مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای نوع I واقع میشوند.



شکل ۵–۲- نمودار Ce در مقابل SiO2(کالینز و همکاران، ۱۹۸۲)، و تمامی قرار گیری نمونههای مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای نوع I

۵۸–Collins



شکل ۵-۳- نمودارهای Ga در مقابل Al₂O₃ (وایت و چاپل، ۱۹۸۳)

– نمودارهای (والن^{۵۹} و همکاران، ۱۹۸۷)

از این نمودارها برای تفکیک کوهزایی تیپ I و S عادی (۰٬OGT) و تفریق یافته (FG^{۶۱})، از گرانیتوئیدهای تیپ A استفاده میشود. همانطور که مشاهده میشود، در دو نمودار اول بیشتر نمونهها در محدوده تیپ A و در بقیه نمودارها اکثرنمونهها در محدوده تیپ I و S قرار می گیرند (شکل ۵-۴).

^{$\Delta 9$} - Whalen

^{*γ*} - Ordinary granite

^{*P*} - Fractionate granite



شکل ۵-۴- نمودارهای (والن و همکاران، ۱۹۸۷) جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I وS.

 – نمودار Nb در مقابلSiO² (کلمن و توویست^۲³، ۱۹۸۹ در فارنتز^۳ و همکاران، ۱۹۹۶)
 در این نمودار تمام نمونههای مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای تیپ I قرار گرفته اند (شکل ۵-۵).

- نمودار Y در مقابلSiO2 (فارنتز و همکاران، ۱۹۹۶)

این نمودار، یکی دیگر از نمودارهایی است که محدوده گرانیتهای نوع A وI را از هم تفکیک می-کند. بر اساس این نمودار، اکثر نمونههای مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای نوع I قرار می گیرنـد (شکل ۵-۶).

⁹⁷-Kleeman&Twist

۶۳–Furnes

- نمودار Na2O در مقابل K2O (چاپل و وایت، ۲۰۰۱)

در این نمودار تمامی نمونههای مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای نوع I واقع میشوند و تنها یک نمونه گرانیتی در محدوده گرانیتهای تیپ A قرار می گیرند (شکل ۵-۷).



شکل ۵-۶- نمودار Y در مقابلSiO₂ (فارنز و همکاران، ۱۹۹۶) جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I از

.A



شکل ۵–۵- نمودار Nb در مقابلSiO₂، نمونهها در محدوده گرانیتوئیدهای تیپ I قرار میگیرند.



شکل ۵-۷- نمودار Na₂O در مقابل K₂O جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع S، I و A.

¹ -Abdel Rahman



شكل ۵-۸- نمودار A/CNK-SiO₂ (عبدالرحمن، ۱۹۹۰)جهت تفكيك گرانيتوئيد نوع I از S.

– نمودار P2O5 در مقابل SiO2 (چاپل و وایت، ۱۹۹۲)

در نمودار P₂S₅ در مقابل SiO₂ نمونههای مورد مطالعه روند منفی نشان میدهند که این روند از ویژگیهای گرانیتهای نوع I محسوب میشود (شکل ۵–۹). به اعتقاد (چاپل و وایت، ۱۹۹۲) به دلیل تبلور بخشی آپاتیت در گرانیتهای I ، فسفر به عنوان یک عنصر سازگار رفتار نموده و با ادامه تفریق مقدار آن در مذاب باقی مانده کاهش می یابد . در حالی که این عنصر در گرانیتهای نوع S به علت عدم تبلور آپاتیت رفتار متفاوتی نشان داده و با ادامه تفریق، تمرکز آن در مذاب باقی مانده زیاد می



شکل ۵-۹- نمودار تغییرات P2O5 در مقابل SiO₂(چاپل و وایت، ۱۹۹۲)جهت تفکیک گرانیتوئید نوعI از S.

- نمودار K2O در مقابل Na2O (چاپل و وایت،۲۰۰۱)

در این نمودار از پارامترهای K₂O و Na₂O استفاده شده که به صورت درصد وزنی در مقابل هم هستند و میتوان با استفاده از این نمودار گرانیتوئیدهای نوع S و I را از هم تفکیک نمود (شکل ۵-۱۰). همانطور که در این شکل قابل مشاهده است، نمونههای مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای تیپ I نوار لاچلان واقع می شوند.



شکل ۵-۱۰- نمودار Na₂O در مقابلSiO (چاپل و وایت، ۲۰۰۱) جهت تفکیک گرانیتوئید نوع I از S.

۵–۳– تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها

در این بخش، با استفاده از نمودارهای مختلف عناصر اصلی و کمیاب تمایز محیط تکتونیکی، به تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای مورد مطالعه خواهیم پرداخت. برای تعیین محیط تکتونوماگمایی تودههای گرانیتوئیدی، نمودارهای مختلفی پیشنهاد شده است ولی بهترین آنها نمودارهایی هستند که بر اساس فراوانی عناصر کمیاب کم تحرک در برابر فرایندهای دگرسانی و هوازدگی طراحی شده باشند. در این نمودارها بایستی از عناصری استفاده نمود که تحت تاثیر فرایندهای ثانویه دگرسانی و هوازدگی قرارگیرند و به اصطلاح کم تحرک باشند به همین دلیل در اکثر نمودارها از عناصر با شدت میدان مانند

۵–۳–۱– ردهبندی محیطهای تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر اصلی

در این مبحث از، نمودار (باچلور و بودن، ۱۹۸۵)، (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) که پارامترهای R₁, R₂ دولارش را به کار بردهاند، رده بندی (بارباریان،۱۹۹۰) استفاده شده است.

الف-رده بندی (باچلور و بودن، ۱۹۸۵)

این نمودار بر پایه تغییرات عناصر اصلی بوده و R₁ – R₂ به منظور تفکیک محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها ارائه شدهاند. در این نمودار گرانیتوئیدها به گروههای گوشتهای، قبل از برخورد، انتهای کوهزایی، غیر کوهزایی، همزمان با برخورد و بعد از کوهزایی تفکیک شدهاند . این تقسیم بندی بر مبنای دو پارامترکاتیونی (Fe+Ti) برخورد و بعد از کوهزایی تفکیک شدهاند . این سده است مبنای دو پارامترکاتیونی (Fe+Ti) و ASi=R₁-11 (Na+K) بنا شده است (شکل۵-۱۱). در این رده بندی شیمی کل سنگ به صورت پارمترهای کاتیونی برحسب تشکیل دهندههای کانیشناسی بیان میشود و برای محاسبه کاتیونها بر حسب میلی کاتیون در ۱۰۰ گرم به این صورت اقدام میشود :

درصد وزنی اکسید / وزن مولکولی × تعداد کاتیون × ۱۰۰۰ = میلی کاتیون

اکثر نمونههای مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای همزمان برخورد (Syn-Collision) قرار می-گیرند. نمونههای میکروگابرویی در محدوده خارج از تقسیم بندی فوق (هفت گانه) قرار می گیرند.



شکل ۵ – ۱۱- رده بندی (باچلور و بودن، ۱۹۸۵) و قرار گیری نمونهها در محدوده همزمان با برخورد.

ب- نمودار (مانیار و پیکولی⁵، ۱۹۸۹)

در این ردهبندی که نوعی مدلسازی با استفاده از اطلاعات وسیع از گرانیتهای مختلف دنیاست، میتوان با کاربرد توأم چند نمودار اطمینان بیشتری در تعیین محیط تکتونیکی حاصل نمود. (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) سنگهای گرانیتوئیدی را بر اساس عناصر اصلی به دو گروه گرانیتوئیدهای کوهزایی و غیرکوهزایی و به هفت زیر گروه تقسیم کردند.

گرانیتوئیدهای کوهزایی:

این نوع گرانیتوئیدها با حادثه کوهزایی مرتبط هستند و انواع زیر را شامل میشوند:

۱-گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)؛ ۲- گرانیتوئیدهای قوس قارهای (CAG)؛ ۳- گرانیتوئیدهای مناطق برخورد قارهای (CCG)؛ ۴- گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG).

گرانیتوئیدهای غیرکوهزایی:

این نوع گرانیتوئیدها به سه گروه تقسیم میشوند که عبارتند از: گرانیتوئیدهای مرتبط با ریفت (RRG) ۲- گرانیتوئیدهای بالا آمدگی خشکی زایی قـارهای (CEUG) و ۳- پلاژیوگرانیتهای اقیانوسی (OP).

بر اساس این نمودارها نمونههای گرانیتی مورد مطالعه در بیشتر نمودارها در محدوده گرانیتهای کوهزایی واقع میشوند. این ویژگی با ماهیت گرانیتهای نوع I، که در نمودارهای قبلی تعیین شده،

۶۵-Maniar& Picooli

مطابقت دارد و در ضمن با شواهد زمینشناسی، صحرایی و سنگشناسی سنگهای مورد مطالعه نیز سازگار است. براساس شواهد زمینشناسی و مطالعات انجام شده، منطقه مورد مطالعه حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی دیگر نیست، پس گرانیتوئید مذبورجزء گرانیتوئیدهای IAG نمی باشد، همچنین انواع گرانیتوئیدهای CCG در اثر برخورد قاره- قاره حاصل می شوند که طبق بررسی های انجام شده، تودههای مزبور از این نوع نیز نیستند. با توجه به نمودارهای (شکل۵-۱۲) و نیز ویژگی های گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه، همچون طیف گسترده و وسیع گرانیتوئیدها و نیز تعلق داشتن به سری های کالکوآلکالن، کالکوآلکالن پتاسیم متوسط تا بالا گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه، از نوع گرانیتوئیدهای قوس قارهای(CAG) می باشند.



شکل ۵ – ۱۲– نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی(مانیار و پیکولی،۱۹۸۹) و موقعیت نمونههای مورد مطالعه بر روی آن.

پ- رده بندی (بارباریان، ۱۹۹۰)

(بارباریان، ۱۹۹۰) ضمن مروری بر روابط بین منشأ گرانیتوئیدها و محیط ژئودینامیکی تشکیل آنها ردهبندی دیگری را ارئه نموده که با کانیشناسی گرانیتوئیدها و ارتباط آنها با درجه اشباع از آلومین سنگها در ارتباط است (شکل ۵–۱۳). در این ردهبندی، شش نوع گرانیت تشخیص داده شده است که با محیطهای تکتونیکی مطابقت دارند: ۱- نوع MPG: لو کو گرانیتها یا گرانیتهای غنی از دو میکا و عموماً فاقد انکلاو میباشند.

۲- نوعCPG: گرانیتهای کردیریت و سیلمانتدار هستند و به ندرت دارای آندالوزیت و کمی مسکوویت میباشند . انکلاوهای موجود در این گرانیتها اساساً شامل رستیتهای غنی از میکا است و اگر گرانیت از ذوب سنگهای دگرگونی درجه بالا به وجود آمده باشد، حاوی مقادیری انکلاوهای میکروگرانولار مافیک است.

۴- نوع ACG : گرانیتهای آمفیبول، پیروکسن کلسیک و کانیهای فرعی تیتانیت و مگیتیت هستند. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و زینولیتها در حاشیه این تودههای نفوذی فرواناند. این نوع گرانیتوئیدهای کردیلرایی و یا آندی نیز نامیده میشوند.

۴- نوع KCG: یک نوع گرانیتوئید خاص است که دارای بافت پورفیریتیک و حاوی مگاکریستالهای فلدسپات آلکالن بوده و انکلاوهای میکروگرانولار فلسیک و زینولیت میباشد. این گرانیتوئیدها فقیر از آمفیبول میباشند و به گرانیتوئیدهای ساب آلکالن و شوشونیتی نیز معروفند.

۵- نوع RTG : پلاژیوگرانیتها، ترونجمیتها، تونالیتها و گابروهای درون پوسته اقیانوسی هستند که به صورت تودههای نفوذی کوچک و دایک به چشم میخورند .

۶- نوع PAG: گرانیتها و سینیتهای دارای فلدسـپاتهای آلکالن هسـتند و انکلاوهای میکرو گرانولار فلسیک و زینولیت در آنها دیده میشود .

 اطلاعات تهیه شده بر اساس محیط ژئودینامیک تولید ماگما و جایگزینی ماگما و بر اساس آن تکامل می یابد. با توجه به فاکتورهای زیر، در خصوص توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه :

- از لحاظ فرایندهای تفریقی، تفریق بلورین از فرایندهای اصلی منطقه است، که با گرانیتوئیدهای نوع ACG شباهت دارد .

- از لحاظ اشباع از آلومین سنگهای مورد مطالعه پرآلومین ضعیف تا متاآلومین بوده و تا حدودی با گرانیتوئیدهای نوع ACG شباهت دارد .

- با توجه به اینکه سنگهای گرانیتوئیدی زون فریمان - تربت جام دارای آمفیبول میباشد، شباهت به نوع ACG دارد .

- از لحاظ موقعیت تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی زون فریمان - تربت جام در محدوده قوس آتشفشانی قرار دارند. با توجه به نکات ذکر شده میتوان نتیجه گرفت گرانیتوئیدهای منطقه شباهت زیاد به نوع ACG گرانیتوئیدهای (بارباریان، ۱۹۹۰) دارند .

MPG (muscovite ± bt)	CPG (bt-rich ± cordierite)	KCG (K-fd mc ± Ca-amp)	ACG + ATG (Ca-amp ± Ca-px)	RTG (amp + px)	PAG (Na-amp ± Na-px)		
CRUSTAL AND MANTLE CONTRIBUTIONS							
CRUSTAL CONTRIBUTION MANULE CONTRIBUTION							

شکل۵-۱۳ - رده بندی گرانیتوئیدها بر اساس محیط ژئودینامیکیشان (بارباریان، ۱۹۹۰).

۵-۳-۲- رده بندی محیطهای تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر کمیاب عناصر کمیاب به خصوص کمیاب سازگار، خیلی کم تحت تاثیر فرآیندهای ثانویه قرار میگیرند و به خوبی نمایانگر شرایط و تحولات اولیه ماگمایی هستند. بنابراین نمودارهای تکتونو ماگمایی که بر اساس این عناصر ترسیم میشوند، دارای اعتبار بیشتر نسبت به دیگر نمودارها هستند .

الف- نمودارهای محیط تکتونیکی (هریس ۶۶ و همکاران، ۱۹۸۶)

نمودارهای (هریس و همکاران، ۱۹۸۶) ، بر اساس عناصر HFS غیر متحرک HF-Ta و عنصر کمیاب Rb بوده و به منظور گسترش و مرکزی کردن محدودههای گرانیتی غلظتها به صورت Hf ، Rb/10 و Ta*3 یا Rb/30 ، Nb/4 و HF بیان میشوند (اشکال ۵–۱۴– الف تاپ) . در این نمودارها نمونههای مورد مطالعه در محدوده سنگهای قوس آتشفشانی VA قرار می گیرند .

⁹⁹- Harris

-نمودار Rb/Zr در مقابل2SiO

در این دیاگرام Rb/Zrدر مقابلSiO2 که توسط (هریس و همکاران ، ۱۹۸۶) معرفی شده است، محدودههای گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (نوعII) از گرانیتوئیدهای بعد از تکتونیک (III) و محدودهVAG متمایز شدهاند. همانطور که ملاحظه می شود نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرا-نیتوئیدهای بعد از تکتونیک (III) و محدوده VAG واقع می شوند (شکل ۵–۱۵).





شكلA-۱۴-ب- نمودارمثلثي Hf ، Rb/30 و Ta*3.

TYPE II (syn-COLG)

TYPE III (post-COLG

شکل Rb/Zr -۱۵- ۵ در مقابل SiO₂.





ب- ردهبندی (پیرس^{۶۷} و همکاران، ۱۹۸۴ و ۱۹۹۶)

اولین مطالعه سیستماتیک ژئوشیمیایی گرانیتهای جایگاههای معلوم تکتونیکی و شناخته شده، توسط پیرس و همکاران،۱۹۸۴ صورت گرفت و آنها تعریف خیلی گستردهای از گرانیتها به صورت "هر سنگ درونی دارای بیشتر از ۵ درصد کوارتز مودال ارائه نمودند.

همچنین این دانشمندان به منظور تفکیک گروههای گرانیتوئیدی ذکر شده، نمودارهایی را که بر اساس عناصر دارای بار و شعاع یون بالا (Ta, Rb, Yb, Y) پایه گذاری شده ارائه نمودهاند.

⁹Y- Pearce

در نمودارهای Rb-(Ta+Yb)، Nb-Y ،Rb-(Y+Nb) و Ta-Yb و Rb-(Ta+Yb) کرانیتهای پشتههای میان اقیانوسی (ORG)، گرانیتهای کمان آتشفشانی (VAG)، گرانیتهای درون صفحهای (WPG) و گرانیتهای همزمان با برخورد (Syn-COLG) از یکدیگر متمایز می شوند. با توجه به اینکه سنگهای منطقه مورد مطالعه، دارای طیف وسیعی از گرانیتوئیدها می باشند و متعلق به سری های کالکوآلکالن، کالکوآلکان-یتاسیم متوسط تا بالا می باشند و قرابت با گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی دارند، لـذا گرانیتوئیـدهای منطقه مورد مطالعه، از نوع گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) می باشند اما باید دقت نمود نمونه-های مورد مطالعه در بالای قلمرو (VAG) قرار گرفتهاند، هر چند این محدوده توسط (پییرس، ۱۹۸۴)-جزء محدوده (VAG) است اما مطالعات جدیدتر (پییرس، ۱۹۹۶) نشان داده که گرانیتوئیدهای این محدوده جزء گرانیتوئیدهای بعد از تکتونیک به شمار میروند. لازم به ذکر است که استفاده از نمودارهای پیپرس و سایر نمودارهای ژئوشیمیایی برای تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها باید با احتياط صورت بگيرد زيرا گاهي اوقات عواملي مانند تركيب شيميايي سنگ منشأ و يا تحولات ماگمايي ممکن است در آن تأثیر داشته باشند. به عنوان مثال در نواحی فرورانش ، انتقال سیالات آبدار حاصل از تخته فرورانده به درون گوه گوشتهای، باعث غنی شدگی گوشته می شود، بعد از توقف فرورانش و طی فازهای کششی متعاقب آن، ماگمایی تشکیل خواهد شد که از گوشته غنی شده منشأ گرفته و خصوصیات ژئوشیمیایی مشابهی با ماگمای حاصل از فرورانش دارد. همانطور که در (نمودارهای پیرس، ۱۹۸۴) ملاحظه نمودیم، نمونههای مورد نظر در قلمرو بالایی محدوده VAG قرار گرفتهاند، با توجه به مطالعات (فورستر^۶، ۱۹۹۷؛ در اصلان^۶، ۲۰۰۵) ، نمونههای متعلق به قوسهای نابالغ در نیمه پایین محدوده VAG و سریهای انتقالی (اقیانوس - قارهای) در بالای محدوده VAG قرار می گیرند . همچنین سنگهای مربوط به ماگماتیسم قوسی نسبت به ماگماتیسم حاصل از برخورد قوسی - قاره (که نزدیک مرز Syn-Collision واقع می شوند) در بخـش هـای پـایین قلمـرو VAG واقـع مـی شـوند. قرار گرفتن نمونههای مورد مطالعه نزدیک مرز Syn-Collision با مقدار Rb بالا، احتمالاً نشانگر نقش زیاد یوسته در فرایند تولید ماگمای اولیه است (شکل ۵–۱۶).

۶۸–Forster

۶۹–Aslan



شکل ۵-۱۶- نمودارهای (Ta-Yb، Nb-Y ،Rb-(Ta+Yb)و (N+Nb)و (N+N)و (Rb-(Y+Nb، (پیرس و همکاران، ۱۹۹۶) جهت تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای مورد مطالعه.

پ- نمودار La/Yb در مقابل Th/Yb (کندی، ۱۹۸۹)

از این نمودار جهت تعیین محیط تکتونیکی توده گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه استفاده نموده-ایم، موقعیت قرارگیری نمونههای سنگی مورد مطالعه نشان میدهد که این سنگها عمدتاً در محدوه سنگهای متعلق به حواشی فعال قارهای واقع شدهاند (شکل ۵–۱۷).



شکل ۵–۱۷– نمودار La/Yb در مقابلTh/Yb کوندی (۱۹۸۹) جهت تعیین محیط تکتونیکی تودههای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه.

ت – نمودار Al₂O3 در مقابل TiO2

طبق نمودار Al₂O₃در مقابل TiO₂ (مولر ^{۷۰}، ۱۹۹۳) ، گرانیتوئیدهای مورد بررسی در محدوده قوس واقع می شوند (شکل های ۵–۱۸).



شکل ۵–۱۸- نمودار Al2O₃در مقابل TiO₂(مولر، ۱۹۹۳) گرانیتوئیدهای مورد بررسی در محدوده قوس واقع می-شوند.

ث- نمودار ¥در مقابل Zr (مولر و گرووز، ۲۰۰۰)

در نمودار لگاریتمی Y در مقابل Zr (مولر و گرووز،۲۰۰۰) نمونههای مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای مرتبط با قوس قرار می گیرند (شکل۵–۱۹).



شکل ۵–۱۹– نمودار ۲در مقابل Zr (مولر، ۱۹۹۳) گرانیتوئیدهای مورد بررسی در محدوده قوس واقع می شوند.

۵-۴- تعیین محیط تکتونیکی میکروگابروها

با توجه به مشاهدات صحرایی و نتایج به دست آمده از نمودارهای ژئوشیمیایی به خصوص نمودارهای عنکبوتی به نظر میرسد نمونههای میکروگابرویی در محیطهای متفاوتی نسبت به سنگ-های گرانیتی به وجود آمده اند. برای تعیین جایگاه محیط تکتونیکی نمونههای میکروگابرویی منطقه-مورد مطالعه ازنمودارهای تمایز محیط تکتونیکی مختلفی استفاده شده است. این نمودارها عمدتا رُبر

3-Muller

پایه عناصر کمیاب نامتحرک بنا شده اند، زیراعناصرمذکوردرفازهای سیال درطول هوازدگی ودگر گونی انتقال نمی یابند (رولینسون، ۱۹۸۹).

- نمودار مثلثی TiO₂-Y/20-K₂O

نمودار مثلثی (بییرمان^{۷۱}، ۱۹۹۶) برای تفکیک سنگهای گابرو- دیوریتی به کار میرود. در این نمودار گابروهای جزایر کمانی اولیه (Primitive island-arc gabbros)، گابروهای جزایر کمانی تکامل یافته(Continentalarc gabbros)، گابروهای کمان قارهای (Continentalarc gabbros)، گابروهای حاصل از برخورد قاره- قاره (Evolved island-arc gabbros) و گابروهای ریفت درون قاره-ای(potinent-continent collision gabbros)، از یکدیگر تفکیک میشوند. بر اساس این نمودار، نمونههای میکروگابرویی منطقه مورد مطالعه در محیطهای کششی درون قارهای قرارمی گیرند (شکل۵-۲۰).



شکل ۵-۲۰- نمودار مثلثی Y/20-K₂O-یاتO2-Y/20)، محدودههای نشان داده شده: : گابروهای اولیه جزایر کمانی. ۲: گابروهای جزایر کمانیتحول یافته. ۳: گابروهای کمان قارهای. ۴: گابروهای حاصل از برخورد قاره- قاره. ۵: گابروهای ریفت درون قارهای.

- نمودارهای Th/ Ta در مقابلTa/Yb و Th/ Hf در مقابل Ta/ Hf (گور تون و شاند^{۷۲}، ۲۰۰۲) و در نمودار (گورتون و شاند، ۲۰۰۲)، که بر اساس نسبتهای لگاریتمی Th/Hf در مقابل Ta/Hf و نمودار Th/Ta در مقابل Ta/Hf رسم شدهاند، نمونههای میکروگابرویی مورد مطالعه در محدوده سنگ-های نواحی آتشفشانی درون صفحهای (WPVZ) قرار می گیرند، (شکل۵-۲۱، الف-ب).

^{v₁}-Biermanns

^{vr-}Gorton& Schandel


شكل 1-۵–۲۱- الف- نمودار Th/ Hf در مقابلTa/Yb ب-Th/ Hf در مقابل Ta/ Hf.

۵-۵-پتروژنز توده گرانیتوئیدی زون فریمان - تربت جام

توده مورد مطالعه ویژگیهای ژئوشیمیایی ماگماهای حاشیه قارهای یا قوس آتشفشانی را نشان می-دهد که بیانگر این مطلب است که آنها در طی فرایندهای متفاوتی نسبت به سایر موقعیتهای تکتونیکی ساخته شدهاند، به طوری که این ماگماها از LILE غنی شدگی و از HFSE تهی شدگی نشان میدهند. غنی شدگی از LILE میتواند به خاطر فرورانش رسوبات باشد که البته ترکیب این رسوبات از محلی به محل دیگر ممکن است متفاوت باشد. بنابراین فهم ژنز ماگما در قوسهای قارهای مشکل است و چندین متشکل (گوه گوشتهای، پوسته اقیانوس فرورونده، رسوبات فرورانده شده، پوسته قارهای و نیز فرایندهایی نظیر آبزدایی ورقه فرورونده، جریان گوشته آستنوسفری، ذوب بخشی با گسترش متفاوت، هضم پوستهای و غیره) ممکن است در ژنز طیف ترکیبی وسیع آنها دخالت نمایند (فلوید و وینچستر^{۳۷}، ۱۹۷۵؛ ساجونا و همکاران^{۹۷}، ۱۹۹۶) ، با توجه به مباحث قبلی اشاره شده گرانیتوئیدهای منطقه در زمره گرانیتهای پتاسیم متوسط تا بالا قرار میگیرند لذا به بررسی نحوه

۱- تفریق بلوری ماگمای مافیک گوشتهای همراه با آلودگی یا بدون آلودگی.

۲- غنی شدگی از عناصر ناساز گار K, Th, Rb, La (چاپل و وایت،۱۹۹۲) و ناهنجاری های منفی عناصر Nb, Sr, Ba/ Ti بیانگر مذاب حاصل از منشأ پوستهای است (تای و همکاران^{۷۵}، ۲۰۰۴).

^{۷۴}-Floyd&Winchester ^{۷۴}- Sajona

^v[∆]-Thuy

۳- (تیلور ومک لنان، ۱۹۸۵؛ ژائوهمکاران^{۷۶}، ۲۰۰۷) فراوانی عناصر LILE از قبیل Rb, Th, U, K La و تهی شدگی عناصر Nb, Ti را به مذاب پوستهی قارمای نسبت دادماند.

۴- برای تمایز منشأ پوستهای وگوشتهای میتوان از نسبت عناصر کمیاب در نمونهها استفاده نمود به این صورت که نسبتهای Nd/Ce ، Nb/La و (La/Sm) در گوشته حدود ۱۰/۱، ۳۹/۰و ۱ (سان و مکدونو، ۱۹۸۹) و درپوسته حدود ۶۶/۲۳،۰/۴ (ویور و تارنی^{۷۷} ، ۱۹۸۴) در نظر گرفته شده است. میانگین نسبتهای Nd/Ce ، Nb/La و (La/Sm) برای گرانیت، گرانودیوریت و آلکالی گرانیتها در توده گرانیتوئیدی زون فریمان تربت- جام به ترتیب برابر ۲۱/۰۰،۴۴٬۰۱۰ و در میکروگابروها در توده گرانیتوئیدی زون فریمان تربت- جام به ترتیب برابر ۱۹/۰، ۲۴٬۰۰۰ و در میکروگابروها منشأ گوشتهای را برای میکروگابروها تداعی میکند.

۵- به عقیده (رابرت وکلمنز ۱۹۹۳،^{۷۸}) ذوب بخشی آندزیت وآندزی بازالت کالک آلکالن آبدارمنشأ مناسبی برای گرانیتهای پتاسیمدار است این محققین براساس آزمایشات تجربی به این نتیجه رسیدند که ماگمای گرانیتوئیدی کالک آلکالن پتاسیمدار بر اثر ذوب بخشی سنگهای پوستهای مافیک و حد واسطی که درشرایط آبدار دگرگون شده باشند ایجاد میشوند، دراین شرایط استقرار ماگمای گوشته ای درزیر پوسته میتواند گرمای لازم برای ذوب بخشی پوسته را فراهم کند.

شاید بتوان چنین تعبیر نمود که ماگمای بازالتی حاصل از ذوب گوشته در زیر پوسته زیرین جایگزین شده و منشأ گرمایی لازم را برای ذوب پوسته زیرین فراهم نموده است. چنین به نظر می رسد گرانیتوئیدهای زون فریمان – تربت جام دراثر ذوب بخشی پروتولیت پوسته زیرین ایجاد شده و ماگمای مشتق از گوشته که درحال حاضر بخشهایی از آن که به صورت انکلاوهای میکروگرانولار مافیک درداخل توده تجلی یافته است، گرمای لازم را برای ذوب فراهم نموده است ومواد وسیالاتی را نیز به درون ماگما وارد نموده است. گرمای لازم را برای ذوب فراهم نموده است ومواد وسیالاتی را نیز به مقابل مولار ۲۰۲۰) استفاده نمود. این نمودار بر اساس نسبت نمودار مولار ۲۰۰۰ میتوان از مقابل مولار CaO/MgO+FeOt (آلتر و همکاران، ۲۰۰۰) می باشد. با توجه به این نمودار، ماگمای سازنده تودههای گرانیتوئیدی مورد نظر، از ذوب بخشی سنگهای بازالتی (بازیک) دگرگون شده، متابونالیت و نیز متاگریوک حاصل شده است. براساس کارهای تجربی صورت گرفته برروی گرانیتهای

^v⁹-Zhao

^{vv}-Weaver&Tarney

^{YA}-Robert and Clemens

اثر ذوب بخشی سنگهای تونالیتی درپوسته میانی و زیرین تشکیل شوند (روتر و وایلی^{۳۹}، ۱۹۹۸؛ والن و همکاران،۲۰۰۴).

همچنین روتر وایلی نشان دادند که از ذوب بخشی سنگهای تونالیتی گرانیتهای پتاسیمدار ایجاد می شود. با توجه به اینکه بعضی نمونه های مورد مطالعه در محدوده منطبق با گریوک ها قرار می گیرند به ذکر چند مثال (برگرفته از احمدی خلجی، ۱۳۸۵) درمورد این نوع گرانیتوئیدها که از ذوب گریوک ها به وجود می آیند، می پردازیم :

گرانیتوئیدهای آلاسکا (بارکر و هماران، ۱۹۹۲) از ذوب بخشی، اساساً شامل گریوکها و آرژیلیت-های دانهریزتر به وجود آمده اند، اما خصوصیات گرانیتوئیدهای نوع ارا نشان می دهند. تودههای گرانیتوئیدی کالکوآلکالن پتاسیم بالا نوع I شمال شوار زولد در آلمان (آستر و همکاران، ۲۰۰۰) و دئوکا (توی نگوین تی بی و همکاران، ۲۰۰۴) نیز از ذوب گریوکها و پیلیتهای فلسیک حاصل شدهاند. با موجه به مشاهدات کانی شناسی، سنگشناسی، ژئوشیمیایی و ویژگیهایی زمین شناسی چنین به نظر میرسد که توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه در اثر ذوب بخشی پروتولیتهای پوسته زیرین در یک حاشیه فعال قارمای دگرشکل شده به وجود آمده است و تبلور تفریقی مذابها در سطوح بالاتر پوسته موجب افزایش مقادیر 20 K و کاهش مقادیر Ba, Ba و II (ناهنجاریهای منفی Ba و Ba در این موجب افزایش مقادیر ای از معنی II معرف تفریق فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز در اتاق ماگمایی یا در طی بالا آمدن ماگما هستند)، تشکیل سنگهای گرانیتی را سبب گردیده و ماگمای بازالتی (انکلاوهای میکرو گابرودیوریتی موجود در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه به عنوان شاهدی برای وجود این نوع ماگماها محسوب میشوند) و همچنین نسبتهای عناصر کمیاب موجود داشا بازالتی (انکلاوهای میکرو گابرودیوریتی موجود در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه به عنوان شاهدی برای وجود این نوع ماگماها محسوب میشوند) و همچنین نسبتهای عناصر کمیاب موجود داشاً



شکل ۵-۲۲- نمودار مولار Al₂O₃/MgO+FeOt در مقابل مولارCaO/MgO+FeOt(آلتر و همکاران، ۲۰۰۲)

۵–۶–الگوی تکتنوماگمایی

با توجه به پیچیدگیهای صحرایی و پتروگرافی و ژئوشیمیایی مشاهده شده در توده گرانیتوئیدی زون فریمان – تربت جام و نیز عدم اطمینان از سن بیان شده برای توده مورد مطالعه (پروتروزوئیک)، برای توضیح الگوی تکتنوماگمایی توده مورد مطالعه در ابتدا با دیدی کلی و سپس با دید جزئی تری به موضوع محیط تکتونیکی تشکیل این توده میپردازیم:

در فصل ۲ به این نکته اشاره نمودیم که توده مورد مطالعه در شیلهای سیاه و قرمز رنگی تزریق شده که در نقشه ۱/۱۰۰۰۰ کهریز نو و ۲۵۰۰۰۰ / هزار تربت جام معادل سازند شمشک معرفی شدهاند. به منظور بررسی جایگاه چینه شناسی تودههای گرانیتوئیدی مورد مطالعه، نقشه هایزمین شناسی متعددی در پهنهی زمین ساختاری ایران مرکزی مورد مطالعه قرار گرفت و نتایج زیر به دست آمد: تأثیر دو رویداد زمین ساختاری ایران مرکزی مورد مطالعه قرار گرفت و نتایج زیر به دست آمد: رویداد که تاکنون ناشناخته بوده و در اواسط دوگر (باژوسین – باتونین) روی داده، سیمرین میانی نام داده شده است. پیامد تحولات زمین ساختی این رویداد، چین خوردگی، ماگماتیسم و دگرگونی است و به نوعی میتوان آن را کوهزایی دانست که اثرات آن به ویژه در زون سنندج – سیرجان و بلوک لوت بیشترین مقدار است. دومین رویداد زمین ساختی ژوراسیک ایران، رویداد سیمرین پسین است. در مناطقی از ایران مرکزی، لوت و زون سنندج سیرجان تودههای نفوذی کوچک و بزرگی مشاهده شده است که در نهشتههای رسوبی ژوراسیک ایران، رویداد سیمرین پسین است. در آلبین) با دگرشیبی آذرین پی پوشیده شدهاند و به همین دلیل این تودههای نفوذی به سن ژوراسیک پسین و در ارتباط با رخداد سیمیرین پسین دانسته شدهاند. اگرچه زمان این رویداد را مرز ژوراسیک – کرتاسه و آن را نوعی کوهزایی همراه با چینخوردگی ماگماتیسم و دیرگی مشاهده شده

زمینشناسی جدید ژوراسیک ایران، میتوان اظهار نمود که بر خلاف باور عموم این رویداد نه در مرز ژوراسیک -کرتاسه، که در زمان کرتاسه پیشین (پیش از بارمین) رخ داده است. در ضمن، ایـن رویـداد ماهیت خشکیزا داشته و بسیاری از تحولات زمینساختی منسوب به زمان ژوراسیک پسین و رویداد سیمرین پسین، در واقع حاصل چینخوردگی و ماگمازایی سیمرین میانی است که تاکنون ناشناخته بوده است. جدا از دو رخداد گفته شده در سنگهای ژوراسیک بالای ایران شواهدی از یک ناپیوستگی رسوبی وجود دارد که به آن رخداد طبسین گفته شده است. در بسیاری از نواحی ایران، تودههای نفوذی کوچک و بزرگی شناسایی شدهاند که زمان جایگیری آنها را ژوراسیک پسین دانستهاند، چرا که این تودهها از یک سو رسوبهای ژوراسیک را بریدهاند و از سوی دیگر، رسوبهای پیشرونده کرتاسه زیرین با دگرشیبی از نوع آذرین پی بر روی آنها نشسته است. ولی به تقریب درهمه جا، این نفوذیها تنها در سنگهای ژوراسیک پایینی – میانی (به ویژه سنگهای گروه شمشک) تزریق شدهاند و تاکنون نفوذ آنها در سنگهای ژوراسیک بالا گزارش نشده است به ویژه سن پرتوسنجی و جایگاه چینهشناسی این تودهها گویای سن ژوراسیک میانی است. گرانیت شیر کوه یزد با سـن پرتوسـنجی۸±۱۷۶ میلیـون سال (فورستر، ۱۹۷۸) و۱۸۶ تا ۱۵۹ میلیون سال (رییر و محافظ، ۱۹۷۰) ، گرانیت آیرکان انارک با سن پرتوسنجی ۱۶۸± ۸ میلیون سال، گرانودیویت کلاه قاضی، گرانیت میامی شاهرود، گرانیت بندهزار بیارجمند، گرانیت شاه کوه و گرانیت چهارفرسخ در بلوک لوت و بعضی از تودههای نفوذی زون سنندج -سیرجان، از پیامدهای پلوتونیسم سیمرین میانی است.

موقیت چینه شناسی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه و جایگاه آنها در تاریخچه زمین شناسی ایران بیانگر آن است که این تودهها احتمالاً در طی فاز کوهزایی و در ارتباط با سیمرین میانی و احتمالاً در طی فرورانش ورقه اقیانوس نئوتتیس به زیر پوسته قارهای ایران مرکزی تشکیل شدهاند. مطالعات ژئؤشیمیایی و جایگاه تکتونیکی حاکی از این است که سنگهای گرانیتی منشأ گوشته فوقانی یا به احتمال قویتر پوسته زیرین میباشند. مقدار کم هورنبلند سبز و فراوانی بیوتیت و غنی بودن از عناصر ناساز گار P/K اس / Th در گرانیتهای منطقه مشارکت پوسته تحتانی در تحول ماگماهای مورد مطالعه را تأیید مینماید. این ماگماها سپس در پوسته زیرین جایگزین شده و در نتیجه ذوب بخشی آن ماگماهای گرانیتی با ماهیت متا آلومین تا پرآلومین ضعیف نمودهاند. دایکهای میکروگابرویی را می-توان دارای منشأهایی از گوشته دانست که پس از اتمام فرورانش در رژیمهای تکتونیکی کششی بعدی به وجود آمدهاند. همچنین از موارد ذکر شده در ذیل نیز میتوان برای تعیین محیط تکتونوماگمایی تشکیل توده نفوذی مورد مطالعه استفاده نمود: ۱ - سنگهای گرانیتی مورد مطالعه از عناصر HFSE فقیر بوده و نسبت عناصر Nb/Y در آنها پائین است (۱/۹۱ تا ۱/۹۱). نسبتهای پائین Nb/Y (۲۰/۳۰ تا ۱/۷۲) از ویژگی سنگهایی است که در قوس-های ماگمایی مرتبط با فرورانش تشکیل میشوند (پییرس،۱۹۸۳).

۲- طبق ردهبندی (بارباریان، ۱۹۹۰) توده مورد مطالعه با داشتن اختصاصات کانی شناسی و ژئوشیمیایی همچون وجود کانیهای مافیک (بیوتیت و هورنبلند) همراه با کوارتز، فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز و فقدان کانیهای آلومینوسیلیکاته، کردیریت و مسکوییت و نسبت پائینFeOt/MgO+FeOt (به طور میانگین ۰/۷۸) در گروه ACG قرار می گیرند. از نظر محیط تکتونیکی جزء گرانیتوئیدهای حاصل از فعالیتهای ماگمایی مرتبط با فرورانش حاشیه فعال قارهای تلقی می شوند.

برای اثبات نقش زون فرورانش در ایجاد گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از نمودارهای زیر کمک می-گیریم:

شواهد ژئوشیمیایی زیر بیانگر ارتباط توده نفوذی مورد مطالعه با فرایند فرورانش است:

۱ - در نمودارعنکبوتی گوشته اولیه سان و مک دونو، ۱۹۸۹مشاهده میشود که روند تغییرات عناصر کمیاب در نمونههای مورد بررسی زیکزاک بوده و نمونهها از عناصر کمیاب سبک نسبت به انواع سنگین غنیشدگی نشان میدهند که این مطلب در کنار آنومالی منفی Nb و Ta از مشخصات بارز سنگهای آذرین مرتبط با فرورانش است (ایساوی^{۸۰}، ۲۰۰۴).

۲- پائین بودن مقادیر TiO₂ (کمتر از ۱/۳درصد وزنی) در نمونههای گرانیتوئیدی نیز یکی از مشخصات بارز مناطق قوسی است (جیل^{۸۱}، ۱۹۸۱). میانگین مقادیر TiO₂ در نمونههای مورد مطالعه ۱٫۳۲ می باشد.

بیشتر دادههای صحرایی، کانی شناسی، ژئوشیمیایی موجود نشان میدهند که توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه به گرانیت های مرتبط با فرورانش شباهت داشته و به نظر میرسد در منطقه قوس آتشفشانی تشکیل شده باشد.

۵-۷-تخمین شرایط دما، فشار و عمق تشکیل توده مورد مطالعه

بر اساس نتایج آزمایشگاهی که بر روی سیستم سه سازنده Q, Ab, OF انجام گرفته است، میتوان شرایط فشار و حرارت تشکیل ماگمای گرانیتی را تا حدودی تعیین نمود (تاتل و باون،۱۹۵۸)، در این نمودار خطوط کوتکتیک برای فشارهای مختلف بخار آب ترسیم شده است، همانطور که ملاحظه می-

^{∧•}-Esawi

۸۱- Gill

شود بیشتر نمونههای مورد مطالعه در قسمت میانی منحنیهای بسته قرار میگیرند و فشار بخار آب در حدود ۱ کیلوبار در محیط تشکیل ماگما را نشان میدهد. این مقدار فشار با شواهد صحرایی و نتایج مطالعات پتروگرافی مطابقت می نماید زیرا اولاً گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه نسبتاً دارای رگههای پگماتیتی کمی می باشند دوماً کانیهای آبدار هورنبلند و مسکویت در بافت کلی حضور ندارنـد یـا در صورت وجود بسیار کم می باشند. علاوه بر دلایل گفته شده حضور پرتیت و آنتی پرتیت در سنگها نیز بیانگر پائین بودن فشار بخار آب در محیط تشکیل ماگما می باشد اما این بافتها تنها در آلکالی گرانیتها حضور چشمگیری دارند و در گرانیتها و گرانودیوریتها حضور کمی دارند. به دلیل ایـن کـه هر چه فشار بخار آب محیط کمتر باشد منحنی سولیدوس و لیکیدوس در فلدسیاتهای آلکالن به درجه حرارت بالاتری صعود مینماید و با دور شدن از منحنیهای سوولوس شرایط تشکیل پرتیت فراهم می شود. بر عکس در فشارهای زیاد بخار آب (۵ کیلوبار) منحنی سولیدوس و لیکیدوس به درجه حرارت پائین تری منتقل شده و با رسیدن به منحنی سولوس هر یک از کانیهای آلبیت و فلدسیات یتاسیم به طور مستقل و بدون تشکیل پرتیت شروع به تبلور مینمایند. از نمودار مثلثی Q, Ab, Or نورماتیو می توان به فشار تقریبی حاکم بر محیط تشکیل توده نفوذی پی برد. موقعیت نمونههای مورد مطالعه را بر روی این نمودار نشان داده ایم. بر این اساس فشار حدود ۱٫۵ تا ۳ کیلو بار بر اساس این نمودار، سنگهای مورد مطالعه در محدودهی مینیمم حرارتی و درجه حرارت بین 0 ۲۰۰⁰ تا ۸۵۰ 0 قرار می گیرند (شکل۵–۲۳). این درجه حرارت، با فشـار بدسـت آمـده، شـواهد صـحرایی و پتروگرافـی مطابقت می نماید. وجود بافتهای گرانوفیری در سنگهای منطقه عمق کم و فشار پائین در حول و حوش نقطهی اتکتیک را برای تبلور گرانیتها پیشنهاد می نماید اما باید ذکر نمود که این بافت *گستردگی زیاد در بین نمودارها ندارد.* همچنین با توجه به (شکل۵–۲۴) نمونـههـای مـورد مطالعـه در فشارهای کمتر از ۱کیلوبار و بیشتر نمونهها در فشار بین ۱ تا ۵ کیلو بار تشکیل شده اند. برای پی بردن به عمق تشکیل نمونههای مورد مطالعه از نمودار Rb لگاریتمی نسبت در مقابل Sr (کوندی، ۱۹۸۹) برای تعیین عمق تشکیل ماگما استفاده نموده ایم. همانطور که مشاهده میشود موقعیت قرارگیری نمونههای مورد مطالعه معرف عمق ۲۰ تا ۳۰ کیلومتر می باشد (شکل۵–۲۵).



شکل ۵–۲۴- نمودار مثلثی *Q,Ab ,Or*. بیشتر نمونه های مورد مطالعه در محدوده فشار های کیلوبار و در فشار بین ۱ تا ۵ کیلو بار تشکیل شدهاند.

شکل ۵–۲۳- نمودار مثلثی *Q.Ab ,Or.* بیشتر نمونه های مورد مطالعه در محدوده *در قسمت میانی منحنی* های بسته قرار می گیرند.



شکل ۵–۲۵– نمودار لگاریتمی نسبت Rb در مقابل Sr (کوندی، ۱۹۸۹). بیشتر نمونه های مورد مطالعه در محدوده مطابق با عمق ۳۰–۲۰ کیلومتر قرار گرفتهاند.

۵-۸- خلاصه مطالب فصل پنجم

- ویژگیهای ژئوشیمیایی، همگی حاکی از آن است که این توده گرانیتوئیدی در زمره گرانیتوئیدهای نوع I قرار می گیرد اما بعضی از خصوصیات تیپ S را نشان، میدهد و به گفتهای بهتر جزء گرانیتوئیدهای هیبرید (H_M) محسوب می شود.

- از لحاظ جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع گرانیتوئیدهای قوس قارهای و حواشی فعال قاره ای محسوب می شود اما باید در نظر داشت که درنمودارهای (پییرس، ۱۹۸۴، ۱۹۹۶) در محدوده بالایی در قلمرو بالایی محدوده VAG قرار گرفتهاند، که احتمالاً قرار گرفتن نمونههای مورد مطالعه نزدیک مرز Syn-Collision با مقدار Rb بالا، نشانگر نقش زیاد پوسته در فرایند تولید ماگمای اولیه است، همچنین نمونه های میکروگابرویی در محدوده ریفتهای درون صفحهای درون صفحهای قرار می گیرد.

– با توجه به نمودار مولار Al₂O₃/MgO+FeOt در مقابل مولار CaO/MgO+FeOt (آلتر و همکاران، ۲۰۰۰) ماگمای سازنده توده مورد مطالعه از ذوب متابازالت، متا تونالیت و ذوب گریوک به وجود آمـده است.

- توده مورد مطالعه در شیلهای سیاه و قرمز رنگ زغالی تزریق شده که در نقشه ۱/۱ ۰۰۰۰ کهریز نو و ۱/۲۵۰۰۰۰ هزار تربت جام معادل سازند شمشک معرفی شدهاند که زمان ژوراسیک زیرین و میانی را تداعی مینماید.

- *نمودار مثلثی QAb, Or نورماتیو (تاتل و باون، ۱۹۵۸) بیان کننده فشار حدود ۱٫۵ تا ۳ کیلو بار* و درجه حرارت بین ۲۰۰^oc تا ۸۵۰^oc برای توده مورد مطالعه میباشد. این درجه حرارت، با فشار بـه دست آمده، شواهد صحرایی و پتروگرافی مطابقت مینماید .

در نمودار لگاریتمی نسبت Rb در مقابل Sr (کوندی، ۱۹۸۹) عمـق تشـکیل نمونـههـای مـورد
مطالعه در حدود ۲۰ تا ۳۰ کیلومتر میباشد.

فصل ششم

نتیجه گیری و پیشنهادات

۶–۱– نتیجه گیری

پس از انجام مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنتیکی بر روی سنگهای گرانیتوئیدی زون فریمان - تربت جام نتایج زیر حاصل شد:

- طیف سنگشناسی توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه را میکروگابرو، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت تشکیل میدهد. با رسم نمودارهای نامگذاری نورم و شیمیایی نیز این ترکیبهای سنگی در منطقه تأیید میشود.

- ترکیب کلی کانیشناسی سنگهای نامبرده شده شامل، هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، اوژیت، کوارتز، فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز، میکروکلین) ، اسفن، مگنتیت، تیتانومگنتیت، آلانیت و ... میباشد. این سنگها بافتهای گرانولار، گرانوفیری و پورفیروئیدی نشان میدهند. آلانیت، اسفن و تورمالین کانی-های فرعی موجود در سنگهای گرانیتی هستند.

- حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در آلکالی گرانیتها ، شاهدی از حدوث اختلاط ماگمایی می باشد اما با توجه به ماهیت آلکالن میکروگابروها، الگوی نمودارهای عنکبوتی و نمودارهای تمایز تکتونیکی این سنگها که همگی بیان کننده محیطهای ریفتی می باشند امکان اختلاط این میکروگابروها و گرانیتها غیر محتمل به نظر می رسد اما در جنوب منطقه مورد مطالعه انکلاتوهای میکروگرانولار مافیک در میان آلکالی گرانیتها مشاهده شدهاند.

- حضور آلانیت اولیه در گرانیتها، وجود هورنبلندسبز در سنگهای منطقه مورد مطالعه و ادخال هایی از آپاتیت در آنها (مخصوصاً میکروگابرو و گرانودیوریتها)، فراوانی مگنتیت در تمامی ترکیبات سنگی و فقدان مسکویت و فقدان کانیهای دگرگونی از قبیل گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت، بیانگر نوع I بودن توده گرانیتوئیدی زون فریمان تربت- جام میباشد.

- نمونههای منطقه مورد مطالعه دارای ماهیت کالک آلکالن و متاآلومین تا پرآلومین ضعیف هستند. - از لحاظ سدیک و پتاسیک همگی نمونهها در محدودهای پتاسیک قرار می گیرند. - در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریتها و گوشته اولیه، عناصر کمیاب خاکی سبک دارای غنیشدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین میباشند. - با توجه به تقسیمبندی (چاپل و همکاران، ۱۹۹۸) و بر اساس خاستگاه ماگمایی، گرانیتهای زون فریمان تربت – جام با گرانیتوئیدهای نوع I کردیلرایی تطابق نشان میدهند.

- در نمودارکاتیونی R₁,R₂ (باچلور و بودن، ۱۹۸۵)، در موقعیتهای گرانیتوئیدهای ، قبل از برخورد و همزمان با برخورد قرار می گیرند.

-گرانیتهای مورد مطالعه درنمودارهای (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)، درمحدوده گرانیتوئیدهای قـوس قاره ای (CAG) میباشد.

- با توجـه بـه رده بنـدی (بارباریـان، ۱۹۹۰)گرانیتوئیـدهای زون فریمـان- تربـت جـام، جـزء گرانیتوئیدهای کالکوآلکالن آمفیبولدار (ACG)، وابسته به محیط فرورانش حاشیه فعال قارهای قلمـداد میگردند.

- باتوجه به نمودارهای (هریس،۱۹۸۶) توده مورد مطالعه در گروه سنگهای قوس آتشفشانی VA قرار می گیرند .

- با توجه به نمودارهای (Ta-Yb ، Nb-Y ، Rb-(Ta+Yb)گرانیتهای مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای کمان آتشفشانی (VAG) واقع می شوند اما در نمودار (Rb-(Y+Nb) (پیرس و همکاران، ۱۹۹۶)، در محدوده گرانیتهای پس از برخورد قرار می گیرند که احتمالاً بیانگر مقادیر زیاد روبیدیوم موجود در پوسته می باشد.

- طبق نمودار Al₂O₃در مقابل TiO₂ (مولر، ۱۹۹۳) ، گرانیتوئیدهای مورد بررسی در محدوده قوس واقع می شوند.

- در نمودار لگاریتمی Yدر مقابل Zr (مولر و گرووز،۲۰۰۰) نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیت های مرتبط با قوس قرار می گیرند .

- در نمودار مولار CaO/MgO+FeOt در مقابل مولار CaO/MgO+FeOt (آلتر و همکاران، ۲۰۰۰) نمونههای مورد مطالعه در محدوده ذوب متابازالت، متاتونالیت و محدوده ذوب گریوک قرار گرفتهاند.

- در نمودارهای (شاندل و گورتن، ۲۰۰۰، ۲۰۰۲) و نمودار بییرمان (۱۹۹۶)، ، نمونههای میکروگابرویی مورد مطالعه در محدوده ریفتهای درون قارهای قرار می گیرند.

- با توجه به نفوذ توده مورد مطالعه در شیلها و ماسههای زغالی ژوراسیک زیـرین و میـانی سـازند شمشک سن ژوراسیک میانی برای این توده محتمل به نظر میرسد.

- نمودار لگاریتمی نسبت Rb در مقابل Sr (کوندی، ۱۹۸۹) نشان میدهد عمق تشکیل نمونههای مورد مطالعه در حدود ۲۰ تا ۳۰ کیلومتر می باشد.

۲-۶ پیشنهادات

- از آنجائی که سن رادیومتری این توده مشخص نیست پیشنهاد می شود با استفاده از روش های مناسب نظیر روبیدیم- استرانسیوم سن سنجی دقیق بر روی کانی ها و سنگ کل صورت گیرد.

- در پایان باید ذکر نمائیم که ارائه یک مدل پتروژنتیکی و الگوی تکتونیکی مناسب و دقیق مستلزم مطالعه تمام قسمتهای توده مورد مطالعه و نیز مطالعه هالههای دگرگونی اطراف توده و نمونه بـرداری کامل از تمام بخشهای توده نفوذی زون فریمان – تربت جام میباشد و امکان تقسیم توده توده مورد مطالعه به دو تیپ مجزای I و S مانند نوار چین خورده لاچلان استرالیا را نمیتوان رد نمود.

پيوست

Samples	SAF4A	GR1	GR6	GR7	1E	ES	SFM2	SK7	SK8
Major oxi	des(Wt%)	-	0110	0111					0110
SiO ₂	٧۴,٢۵	٧١,٩	٢٣,۵۵	٧۴,۴	۲۲,۸۶	٧٢,۴	48,9	40,01	۴۵
Al ₂ O ₃	13,08	10,87	14,97	17,08	۱۳,۱۸	18,77	10,7%	۱۵	14
FeO	١,٩٩	١,٨١	۱,۵۰	1,17	۲,۶۷	۲,۸۲	۲۷,۰۱	۱۰,۷۹	11,7.
Fe ₂ O ₃	• ,۴۳	•,۴٢	• ,٣۴	۰,۲۵	• ,6 •	• ,87	7,57	۲,۸۱	۲,۹۳
MgO	۰,۲۷	۰,۵۳	۰,۲۱	٠,٢١	• ,49	• ,54	4,77	۶,۳۷	۶,۵۷
CaO	١,٣٣	1,88	۰,۲	۲,۷	۱,۶۵	1,87	٣,١٨	۶,۴۱	۶,۲۹
Na ₂ O	۳,۳۴	4,74	٣,٧٣	4,70	٣,٢١	٣,١۵	۶,۷۱	۳,۸۷	4,71
K ₂ O	3,14	۱,۰۸	٣,٢٧	1,41	3,49	۳,۵۷	١,٧١	۲,۲۳	۴,۰۶
TiO ₂	۰,۲۳	۰,۳۴	۰,۲۵	۰,۱۵	•,۴٢	•,44	۲,۶۸	٣,٧٩	۴,۰۰
P2O5	•	۰,۰۱	•	•	۰,۱۰	٠,١١	۱,۰۶	۴۹, ۰	۰,۵۴
MnO	•	•	•	•	•	۰,۱۰	۰,۱۶	۰,۱۷	۰,۲۰
Norm (CI	PW)								
Q	37,773	30.001	36,014	37,980	80,818	34,0.9	•	•	•
Or	۱۸,۵۵۶	۶,۳۸۲	19,870	۸,۳۳۳	20,447	۲۱,۰۹۸	1.,1.8	١٣,١٧٩	١٣,٨٢٩
Ab	27,782	40,109	31,085	30,987	27,182	28,804	377,013	22,914	24,789
An	۶,۵۹۸	٧,۵٨٢	٣,۴٧٣	11,079	٧,۵۵٣	٧,٣١٨	۶,۷۹۵	18,971	51,94
Ne	•	•	•	•	•	•	۱۰,۴۳۷	۵,۳۲۷	١,٨١
Di	•	•	•	۲,۰۲۹	•	•	۱,۷۰۸	9,071	2,021
Ну	۳,۵۹۲	3,720	2,014	١,٠٨۴	۴,۸۵۹	۵,۵۲۵	•	•	•
Wo	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Oli	•	•	•	•	•	•	17,897	18,817	17,171
Mt	• ,878	۰,۶۰۹	•,۴٩٣	• ,٣۶٢	۰,۸۷	۰,۹۱۳	٣,٧٧	4,.74	4,741
II	•,۴۳۷	•,849	۰,۴۷۵	۰,۲۸۵	۰,۷۹۸	۰,۸۳۶	۵,۰۹۲	٧,٢٠١	۷,۶
Ара	•	•,٣٣٧	•	•	•,٣٣٧	•,781	۲,۵۱۱	1,181	١,٢٧٩
Sum	٩٨,۵۴۰	٩٧,٩۵۵	٩٨,۴٧٠	۹۷,۰۵۰	٩٨,۶١۵	٩٨,۶٠۶	۹۵,۸۲۸	98,981	98,498

جدول (۱)نتایج تجزیهی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی ، مقادیر کانیهای نورماتیو و عناصر کمیاب منطقه مورد مطالعه (صفرایی، ۱۳۸۷).

		()).	
Samples	ES-5		
Major oxi	ides(Wt%)		
SiO ₂	48,84		
Al ₂ O ₃	17,44		
FeO	11,04		
Fe ₂ O ₃	۲,۷۳		
MgO	۵٫۵۰		
CaO	9,78		
Na ₂ O	4,41		
K ₂ O	۴۳, ۰		
TiO ₂	7,07		
P2O5	۰ ۵۰		
MnO	۰,۱۴		
Sum	٨۴,٨۶٠		
Norm (CI	PW)		
Q	•		
Or	2,041		
Ab	۳۰,۲۸۹		
An	١٢,٧٩٨		
Ne	٣,٨٠٧		
Di	74,779		
Ну	•		
Oli	17,719		
Mt	3,901		
П	4,777		
Apa	1,184		
Sum	98,800		

ادامه جدول (۱)

Samples	SAF4A	GD4	GR6	GR7	1E	ES	SFM2	SK7	SK8
		GRI	т	hooo oloma	nta(nom)				
I race elements(ppm)									
Sc	۱۵	1.	779	7711	٩	١٩	١٨	71	١٩
Ba	YYY	۳۳۶	471	۳۸۸	۶۱۰	۷۲۳	837	081	<i>۶</i> ۶۹
Со	<1	<1	<1	<1	<1	<1	۷۵	٨٩	۹۵
Cs	۵	۱۹	<۴	۲۱	74	٢	٣	٣	٢
Hf	٧	٩	٧	٩	۵	۵	-	-	-
Nb	-	-	-	-	_	-	۲١	29	۳۱
Rb	69	44	111	8	1 • 1	94	۵	۲.	74
Sn	114	<1	1 • 1	٢	٩١	118	-	-	-
Sr	94	١١٨	111	88	١٠١	94	۵	۲.	74
Та	۰,۴۱۷	18	14	٣	۲.	١٩	-	-	-
Th	١٧	١٠	٣٠	١٩	١٧	18	-	-	-
V	747	۲۵۴	۲۷۷	۲۹۸	878	۳۲.	771	۱۵۵	189
Zr	189	240	۱۸۰	187	١٧٧	7.7	-	-	-
Y	79	۲۳	۲۷	۲۲	۲۷	79	۴۵	74	۲۵
Cu	۲۵	18	٣٢	47	٨	١٢	٣٢	٨۵	۵۶
Pb	74	۴	۴	٩٢	11	٨	74	۱۵	١٧
Zn	۲۳	۲۳	۲۳	77	49	44	41	148	141
Ni	۶	۴	٢	γ	۴	٣	١٧	٧۴	٨٢
Мо	۴۸	١٢	٣٧	١٧	۲۳	۳۱	-	-	-
Cr	۶	۶	<1	<1	٩	٩	11	39	
Ga	١٩	١٩	۲.	18	١٨	١٩	٢٣	۲۵	74
Rare Earth Elements (pp12m)									
La	۵۰	۳۱	۵۰	۳۹	۲.	۳۸	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-	-	79	٢	۱.
Eu	١	١	١	١	٢	٢	<1	٣	۴
Tb	<1	<1	<1	<1	١	١	-	-	-
Yb	۴	۶	٣	٨	٩	١	٣	۵	٣

ادامه جدول (۱)

Samples	ES-5					
Trace elements(ppm)						
Sc	77					
Ba	~ F9					
Со	٨٠					
Cs	٢					
Hf	-					
Nb	Y					
Rb	<1					
Sn	-					
Sr	٢١٩					
Та	-					
Th	-					
V	٣۶٧					
Zr	-					
Y	۵۷					
Мо	-					
Cu	۴۸					
Pb	۲۰					
Zn	119					
Ni	۳۵					
Rare Earth Elements (ppm)						
La	-					
Sm	-					
Eu	1.					
Tb	-					
Yb	۵					

ادامه جدول (۱)

فهرست منابع

منابع فارسى:

- احمدی خلجی، ۱.، (۱۳۷۸)، "بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران. - احمدی خلجی، ۱.، (۱۳۸۵)، " پترولوژی توده نفوذی گرانیتوئدی بروجرد"، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.

- آقانباتی، ع.، (۱۳۸۳)، *"زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی* کشور، ۶۲۰ صفحه.

- رضایی، ۱.، (۱۳۸۷)، "پترولوژی توده گرانیتوئیدی زاغر (غرب تفرش و) تأثیرآن بر سنگهای میزبان و مقایسه توده با توده نفوذی نویس" ، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران. - زرین دست، ن؛ مهدیزاده شهری، ح؛ سعادت، سعید؛ صادقیان، م. ، (۱۳۸۶)، یازدهمین همایش انجمن زمینشناسی ایران - مشهد، دانشگاه فردوسی، پترولوژی تودههای گرانیتوئیدی نوار فریمان-تربت جام.

- درویشزاده علی، (۱۳۷۰)، *"زمین شناسی ایران"، انتشارات ندا.*
- درویشزاده ع، آسیابانها ع، (۱۳۷۰)، "ماگماها و سنگهای ماگمایی مبانی پترولوژی آذرین" (ترجمه)، انتشارات و چاپ دانشگاه تهران. ۱۵۵ و ۲۸۷ ص.

- درویش زاده، ع.، (۱۳۷۶)، *"پترولوژی تجربی و کاربردهای آن"، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۳۷ص.* - سرجوقیان، ف.، (۱۳۸۶)، *"پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی کوه دم (شمال* شرق اردستان)*"، پایان-*نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.

- شیبی، م.، (۱۳۸۳)، " پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی و اسکارن پنج کوه (جنوب شرق دامغان)"، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.

- شلی، د . ، (۱۳۷۴)، "بررسی میکوسکوپی سنگهای آذریـن و دگرگـونی" (ترجمـه علـی آسـیابانها)، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، ۳۰۶ص.

- صادقی، ع.، (۱۳۸۸)، " پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ششتمد (جنوب سبزوار)" ، پایان امه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- صفرزاده، ۱.، (۱۳۸۶)، " پتروگرافی و پترولوژی توده نفوذی حاجی آباد(جنوب شهرستان بوئین زهرا)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی. - عابدی، ز.، (۱۳۸۸)، " پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی"، پایانامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

Refrence

- Abate, B., Koeberl, K., Buchanan, P, C., Korner, W., (1998). Petrography and geochemistry of basaltic and rhyodacitic rocks from Lake Tana and the Gimjabet-Kosober areas (North Centner Ethiopia). Journal of African Earth Science. Vol. 26, No. 1, pp. 119-134.

- Abdollah, S.A., Said, A.A., Visona, D. (1998). New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Bberbera Shiikh (north Somalia).J.of Aferican Earth sciences, Vol,23, No.3.pp303-373.

- Abdel Rahman, A.M. (1990). Petrology of early-orogenic diorite, tonalities and post orogenic trondhjemites in Nubian shield Journal Petrology 31, 1285-1312.

- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh ,M.V., Rahimpour-Bonab, H. (2006). Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. Journal of Asian Earth Sciences xxx (2006) xxx–xxx.

- Almeida, M. E., Macambira, M. J.B., Oliveira, E. C. (2007). Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. Precambrian Research 155. 69–97.

- Altherr, R., Hall, A., Henger, E., langer, Kreuzer, H. (2002). *High potassium, calc-alkaline I-type plutonism the Euro peanvariscides Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany). Lithos, 50, pp: 51-73.*

- Atherton, M.P., Ghani, A.A. (2002) . Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. Lithos 62 . 65–85.

- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos 46 _1999. 605–626.

- Batchelor, R.A., Bowden, P. (1985). *Petrogenetic interpretation of granitoidic Rock* Seris using mulicationic parameters. *chem. Geol.* 48, 43-55.

- Best, M. (2003). Igneous and metamorphic petrology, Black wcii scienceita. Pub.

- Bouchez J.L., Guillet, P., Chevalier, F. (1981). "Structures decoulement lies a la mise en place du granite Guerande (Loire, Atlantique, France)", Bulletin societe Geologique, France V/XXIII, pp.387-399.

- Bouchez, J.L. (1997). "Granite is never isotropic: An introduction to AMS studies in granitic rocks, In Bouchez J.L., Hutton D.H.W. and Stephens W.E. (eds), Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics", Kluver, Dordrecht, pp.95-112.

- Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (1997) "Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics", Kluver, pp.358.

- Brown, M., Pessely, R.A.(1999). Crustal melting in nature: Prosecuting surce peroccesElzivier Sience Ltd. Chem Earth. Vol24.No3, pp. 305-316.

- Carroll, M.J., Wyllie, P.J. (1989). Experimental phase Relations in the system tonalite- peridotite- H_{20} at 15 kbar, implications for assimilation and differentiation processes near the crust – mantle.

- Chappell, B.W., White, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types pacific geology, vol.8,173-174.

- Chappell, B.W., white, A.J.R. (1992). *I- and S- type granites in lachland fold belt: Trans R., SOC. Edinb earth sci. 83, P. 1-26.*

- Chappell, B.W., White, A.J.R. (2001). Two contrasting granite types. 25 years later, austramin. Journal of eart sciences. 48. pp. 48. pp. 489-499.

- Clark, D. B. (1992). granitiod rocks. Champan & hall. Pub.

- Cocherie, A. (1986).systematic use of trace element distribution pattern in Log – Log diagrams for plutonic suite.Geochemical et Cosmochemica Acta, 50, 2517-2522.

- Collins, W.J., Bearns, S.D., White, A.J.R. (1982). *Nature and origin of A-type granites with particular refrence to south eastern Australia.contribution Mineralogy and petrology*. 80:189-200.

- Condie, K.C. (1989). Plate tectonic and crustal evolution. Pergamon Press., 476p.

- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. (1979). The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin., 450p.

- Debon, F., Lofort, D. (1983). A chemical mineralogical classification of plutonic roks and associations. Earth science. 73. PP.135-149.

- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P., and Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses its relationship and current nomenclature. Chem. Geol., 29, 183-210.

- Didier J., Duthou J.L. and Lameyre J. (1982) "Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves", J Volcanol, Geotherm Res, 14, pp.125-132.

- Didier, J. (1987). Contribution of enclaves studies to the understanding of origion and evolution of granitic magmas. Geol. Rundsh 76, 41-50.

- Didier, J., Barbarin, B. (1991). The different types of enclaves in granites- in : J, Barbarin, B.(Eds.O, Enclaves and granite Petrology. Developments in petrology, 13 Elsevier, Amsterdam, pp. 19-23.

- **Eby**, **G.N.**, (1990).*A*-type granitoid, *A* review of their occurnce and chemical charecteristics and speculation on their petrogenesis.*Lithos*.*Vol*.26.

- Eggleton, R.A., Busech, P.R. (1980). The orthoclase – microcline inversion: A high resolution transmission electrone microscope study and strain analysis.contribution to mineralogy and petrology,47,123-133.

- Eggleton, R.A., Banfield.J.F. (1985). *The altenation of granitic biotite to chlorite,Am. Mineral*.70.*p*.902-910.

- Esawi, E.K. (2004). AMPH-CLASS: An ecel spreadsheet for the classification and nomenclature of Amphibolabased on the 1997 recommendations of the international mineralogical association, Camputers geosciences. 30:753-760.

- Floyd, P., A., Winchester, J.A. (1975). *Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and Planetary Science Letters* 27,211-218.

- Forster, H.J., Tichenedor, F., Thrunmbull, R.B. (1997). An evaluation of the Rb vs (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneos rocks., Lithos, 40, 261-293.

- Frost, B. R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, Fllis, D.J., Frost, C.D. (2001). *A geochemical Classification for Granitic Rocks. Journal of Petrology*, *42*, 2033-2048.

- Furnes, H., El- Sayede, M., Khalili, S.O. (1996). Pan- African magmatism in the wadi- El- imra district, central desert, Eggept: geochemistry & tectonic environments. Jon, Geo. Soc. Vol 153.

- Gill, J., 1981. Orogenicand esites and plate tectonics. Springer. Verlog. Berlin, 389.pp.

- Gorton, M.P., Schandel, E.S.(2000). From continental to is land arc: A geochemical index of tectonic setting for arc related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. Canadian Mineralogist 38,1065-1073.

- Hansen, J., Skjerlie, K. P., Pedersen, R. B., De La Rosa, J. (2002). Crustal melting in the lower parts of island arcs: an example from the Bremanger Granitoid Complex, west Norwegian Caledonides, Contribution to mineralogy and petrology, 143, 316 – 335.

- Harker, A. (1909). The natural history of igneous rocks. Methuen & co.London.

- Harris, N.B.W., Pearrce, J. A., A., Tindle, A.G. (1986). Geochemi calcharacteristic of collision-zone magmatism. In: coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), collision Tectonice. Geological society London special publication 19, pp. 67-81.

- Hibbard, M.J. (1981). *The magma mixing origin or mantled feldespars, contrib. Min. Petrol, Vol. 76, pp. 158-170.*

- **Hibbard M.J.** (1987). "Deformation of incompletely crystallized magma system, granite gneisses and their tectonic implications", J. of Geol 95, pp.543-561.

- Hibbard, M.J. (1995). Petrography to petrogenessis. Prentice Hall. 587. Pp.

- Hoskine, P.W.O., Kinny, P.D., Wyborn, D., Chappell, B.W. (2000). Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: An integrated approach. Jornal of the petrology. 41:1365-1395.

- Hyndman, D.W. (1985). Petrology of igneous and metamorphic rocks. Donnelly company pub.

- I'lkayKus, C.U. (2002). *Tectonic setting and petrogenesis of the C_elebi granitoid, (Kırıkkale-Turkey) and comparison with world skarn granitoids. Journal of Geochemical Exploration* 76. 175–194.

- Ishihara, S. (1977). The magnetite- series and ilmenite granitic rocks. Mining Geology, 27, 293-305.

- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971). A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Sci., 8, 523-548.

- Johanes, W., Holtz., F. (1992). *Etrogenesis and experimental petrology of granitic rocks.* 310p.

- Karimpour, M.H., Farmer ,L., Ashouri, 1., Saadat, S. (2006). *Major, Trace and REE geochemistry of Paleo-Tethys Collision-Related Granitoids from Mashhad, Iran Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 17(2): 127-145.*

- Kebede, T., Koeberl, C. (2003). Petrogenesis of A-type granitoids from the Wallagga area, western Ethiopia: constraints from mineralogy, bulk-rock chemistry, Nd and Sr isotopic compositions. Precambrian Research 121.1–24.

- Kleman, G.J., Twist., D. (1989). *The composionally zoned sheet like granite pluton of the Boshveld complex, Joy. pet. 30, p1383-1414.*

-Krauskopf, K.B., Bird, D.K.(1995). Introduction to geochemistry.Mcgraw-Hill ,Inc.,647p.

- Kuno, H.(1968). Differentiation of basalt magmas. In: Hess H.H. and polderraat A.(eds.), Basalts: The poldervaat treatise on rocks of basaltic composition, Vol. 2. Interscience, Newyork, PP. 623-688.

- Kuster, D., Harms, U.(1998) .post – collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the late Neoproterozoic East African Orogen: review. Lithos.No.45:177-195.

- Ligeois, J.p., NAvez, J., Black, R.(1998). Contrasting origin of post – collisional high – k calc- alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. Lithos. 45:1-28.

- Loiselle, M. C., and Wones, D. R., (1979). Characteristics and origin of anorogenic graniles. Geol. Soc. Abstr. Programs, 11: 468.

- Mason, B., Moor, C.B. (1989). Principle of geochemicemistry.pp 536.

- Maniar, P.D., Picooli, P.M. (1989). *Tectonic discrimination of granitoids, Geo. Soc.* of Am. Bull., Vol. 101, P. 635 – 643. - Middlemost E.A.K., 1985, Magmas and magmatic roks. An introduction to igneous petrology. Longman Grop U.K., PP.73-86.

- Middlemost, E.A.K. (1989). Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. Chem. Geol., 77, 19-26.

- Musselman, R.N.B.(2008). Geochemistry and petrography of granitic bodies in Woodbury and Hardwick, Vermont. Unpublished BA thesis, Middlebury College, Middlebury, Vermont., 52 p.

- Nagudi, B., Koeberl, C., Kurat, G.(2003). Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda, and implications for its origin. Journal of African Earth Sciences 36. 73–87.

- Nakamura, M., and Shimakita, S.(1998). Dissolution origin and syn-entrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase. Earth and Planetary Science Letters, 161, 119-133.

- Oconnor, J.T.(1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar reaction. Us. Geol. Sur. Prof., paper 522: PP49-84.

- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., (1996). microtectonics. springerverlag. New York, 289p.

- Paterson, S.R., Vernon, R.H., Toshiba, O.T. (1989). "A review for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids", J. of Structural Geology II(3), pp. 349-363.

- Pearce, J.A., Harris, B.W., Tindle, A. G.(1984). Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of petrology. 25. PP. 956-983.

- **Peccerillo, R., Taylor S.R.(1976).** "Geochemistry of Eocene calk–alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey", Contrib, Mineral Petrol 58, pp.63 – 81.

- Pitcher W.S., (1987). Granites and yet more granites forty years on: Geologische Rundschau 76, p. 51-79.

- **Pitcher, W.S.(1993).** *"The nature and origin of granite"*, Chapman & Hall publications, pp.321.

- **Rajesh, P.K.(2004)**.*Trace element geochemistry and genesis of Precambrian mafic dikes from the sentral Indian craton: evidence for mantle sub – alkaline metasomatism. Jornal of Asian Earth Science.23:373-389.*

- **Rickwood, P.C.(1989)**. Boundary lines within petro logic diagrams which use of major and minor elements. *Litos* 22,247-243.

- Rollinson, H.R.(1993). using geochemical data: Evalusion, presentation, And interpretation: Exess, England, Longman scientific and The chemical, 325 pp.

- **Roberts, M.p., Clemens, J.D.(1993)**. Origin of High - potassium, Calc – alkine, 1-type granitoids. Geology 21, pp. 825-828.

- Rogers, G., Hawkeswort, C.j.(1989). A geochemical traverse across the north Chilean Andes: evidence for crust generation from mantle wedge. Earth and planetary Science Letters 91, 271-285.

- **Rutter, J.M., Wyllie, p.(1988)**. *Melting of vapour – absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration melting in deep crust.Nature.331:159.160.*

- Saunders, A.D, Tarney, J., Weaver, S.D.(1980). *Transverse geochemical variation across the Antractic Peninsula. Implication for the genesis of calc -0 alkaline magmas*. *Earth planet sci.Lett.* 46:344-360.

- Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R., Norry, M.J.(1992). Consequences of plum– lithosphere interactions. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), Magmatism and the Causes of Continental Break-up, Geological Society of London Special Publication 68, pp. 41–60.

- Schandl, E.S., Gorton, M.P.(2002). Application of high fireld strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. Economic Geology 97,629_642.

- Shand, S.J.(1949). *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to depsits. Thomas Murby and co., London 488pp.*

- Shelly, D.(1993). Igneous and metamorphic rocks under microscopi classification. *Features microstructures and mineral pereferred orientations. Chapman & Hall, Londan, 405 ppp.*

- Shtreckeisen, A., LeMaitre, R.(1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. Neues jahrb. Mineral. Abh.136,169-206.

- Sun, S.S., and Mc Donough, W.F.(1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D.

and Norry, M.J. (eds), Magmatism in oceanic basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub., 42, 313-345.

- Takahashi, M., Aramaki, SH., Ishihara, SH.(1981). *Magnetite-series/Iliment- series*. *I-type granitoids. Mining gology specialissue. No. 8. PP. 13-28.*

- Taylor, S.R., Mclennan, S.M.(1985). The continental crust: its compositions and evolution.Blackwell,oxford,27-72.

- Temel, A., Gudogdu, M.N.(1998). Petrological and geochemical charecterisitics of Cenozoic high–k calc–alkaline volcanism in Konya, central Anatolia, Turkey. J.Volcanol.and Geoth.res.85:285-301.

- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Dickin, A.P., Gibson, I.L., Harmon, R.S. (1986). *Two contrasting styles of interaction between basic magmas and continental crust in the British Tertiary Volcanic Province. Journal of Geophysical Research 91, 5985–5997.*

- Thoronton, C.P., and Tattle, O.F.(1960). Chemistry of igneous rocks: Differentiation Index, Am.J. Sci., v258.664-684.

- Thuy, N.T.B., Satir, M., Siebel, W., Vennemann, T., Long, T.V. (2004). Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of granitoids from the Dalat Zone, southern Vietnam. J of Asian Earth Sci. 23: 467-482.

- Tuttle, O.P, Brown, N.L.(1958). Origin in the lights of experimental studies in the system NaALSi3O8-NaAlSi3O8-Sio2_H2o.Mem.Geol.Soc.Am.74:153p.

- Villaseca, C., Barbero, L., Heneros, V. (1998). A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. Transactions of the Royal Society of Edinburge, Earth Sciences, 89, 113-119.

- Wang, T., Zheng, Y., Li, T., Gao, Y.(2004). Mesozoic granitic magmatism in extensional tectonics near the Mongolian border in China and its implications for crustal growth. Journal of Asian Earth Sciences 23. 715–729.

- Wevear, B.L., Tarney, J.(1984). *Empirical approach to estimating the composition of the continental crust.Nature.310:575-577.*

- Whalen, J.B., Currie, K.L.B.W.(1987). *A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contib. Mineral. Petrol.*, 95.407-419.

- Whalen, J.B., Zwanzig, H.V., Percival, J.A., Rayner, N.(2008). Geochemistry of an alkaline, ca. 1885 Ma K-feldspar–porphyritic, monzonitic to syenogranitic suite, northeastern Kisseynew Domain, Manitoba (parts of NTS63O); in Report of Activities 2008, Manitoba Science, Technology, Energy and Mines, Manitoba Geological Survey, p. 66–78.

- White, A.J.R., & chappell, B.W.(1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis: *Tectonophysics*, 43, P. 7-22.

- White, A.J.R., Chappell, B.W.(1983). Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. Geol. Soc. Am. Mem. 159, 21-34.

- Wilson, M. (1989). Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Unwin Hyman Ltd., London, 466p.

- Wua, F., Jahn, B., Wilde, S. A., Lod , Ching.Hua, Fu Yuie, T., Lina , Q., Chun Gea, W, Suna D.Y. (2007). geochronology and petrogenesis Highly fractionated I-type granites in NE China (I). Lithos 66 . 241–273.

-Wu, F., Jahn, B.M., Wilde, S.A., LO, C.H., Yui, T.Z., Lin, Q., Ge. W.C., Sun., D.Y.(2003). *Highly fractionted I-type granites in NE china (I): geochronology and petrogenesis.Lithos,No.66: 241-273.*

- Yilmaz, S., Sahin, S.(2005). Geochemestry of mafic microgranular enclaves in the Tamdere quartz monzonite, southeast of dereli/Giresun, Eastern Pontides, Turkey. Chemie der Erde. In press.

- Ying, J., Zhang, H., Sun, M., Tang, Y., Zhou, X., Liu, X., (2007). Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province, Western North China Craton: implication for magma mixing of different Source in an extensional regime. Lithos, 01566, pp. 1-22.

- Zhao, Z.F., Zheng, Y.F., Wei, C.S., Wu, Y.B.(2007). Post – collisional granitoids from the Dabie Orogen in China: Zircon U – Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust.Lithos,No.93:248-272.



Fariman-Torbat-e-jam belt granitoidic plutons(-40km²) is located in capital of razavi of khorasan province and 35 km of south-east of fariman city. these plutons intruded in the Jurassic Shales and with attention to field/ Petrographic and geochemical studies this pluton has a compositional rang of granitoidic rocks include granite/ alkali granite's/granodiorite and microgabroic dykes. Present minerals in this pluton show markers of deformation, such as this markers can point on wavy extension/ decreasing in grain size and recrystalization of quartzs/ secondary and bend of twins and submagmatic micro textures in plagioclases, conversion of ortoclase to microciline and lenses of alkali feldespar in high degree of deformation. this evidences are because of Myloniteizasion in this pluton.

Variation diaram trends of major and trace elements of studied samples versus SiO₂ are Linar and same .The Condrite normalized REE_s patterns are characterized by enrichment LREE_s, in comparison With HFSE. High Value of Rb/K/Th and low Sr/ P/ Ti/ Nb Suggest some crustal contamination during magmatic evolution and/or correlated with subduction zone magmatism.

Geochemical studies indicate that the parent magma has a weakly peraluminous to metaluminous, high- k calc- alkaline nature. fractional crystalization and assimilation are significant process in genesis of this magma tectonic setting diagrams indicate that this pluton belong to continental arc granites (CAG) and active continental margin arcs and probably in duration "Middle Cimmerian" events/ subdaction of Neotethys oceanic plates to the beneath of continental plate of Central Iran/ lead to generation of calc-alkaline andesitic magmas. Then/ These magmas emplaced into the lower crust and provide the heat required for crustal anatexis.Fractional crystallization of this melts can geneate the granitoidic rocks. Then This pluton probably in result of the revolution 135 degree unlike poniterwatch of central iran micro continental (Lut block) Located in present Site.



Shahrood University of Technology Faculty of Earth Sciences Department of Petrology MSc thesis

Granitoid's petrogenesis and Geochemestry of Fariman Torbate- e- jam zone

> By Hossein Golikhatir

> Supervisor: Dr. H. Mahdizadeh

Advisor: Dr. F. Fardoost

Fev 2011