سم التد الرحمن الرحم • م



دانشکده: علوم زمین

## گروه: پترولوژی و زمینشناسی اقتصادی

# بررسی مکانیسم جایگیری تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد

# (شمال الیگودرز) به وسیله روش AMS

سیمین بدلو اساتید راهنما: دکتر محمود صادقیان دکتر مریم شیبی اساتید مشاور: دکتر رمضان رمضان اومالی مهندس علیرضا خانعلیزاده



پیوست شماره ۲

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین گروه پترولوژی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم سیمین بدلو تحت عنوان: بررسی مکانیسم جایگیری تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد (شمالالیگودرز) به وسیله روش AMS

در ترایخ ۱۳۹۰/۱۱/۱۶ توسط کمیت تخصصی زیر جهت اخر مرد کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه سیسیالی است..... مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتيد مشاور	امضاء	اساتيد راهنما
(e) (e)	نام و نام خانوادگی: دگتر رمضان رمضانی اومالی	3	نام و نام خانوادگی: دکتر محمود صادقیان

امضاء	نماينده تحصيلات تكميلي	امضاء	اساتيد داور
2	) )ام و نام خانوادگی :		نام و نام خانوادگی : دکتر حبیب
E.P	دکتر بهناز دهرآزما	yeq-	عليمحمديان
			نام و نام خانوادگی :
		My C.	دكتر قاسم قرباني

# تعهد نامه

اینجانب سیمین بدلو دانشجوی دوره کارشناسیارشد رشته زمین شناسی بترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده بررسی مکانیسم جایگیری تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد (شمالالیگودرز) به وسیله روش AMS تحت راهنمائی دکتر محمود صادقیان و دکتر مریم شیبی متعهد می شوم .

- تحقیقات در این بایان نامه توسط اینجانی انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
  - در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب منفرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک بیا امتیبازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیر گذار بودهاند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده ( یا بافتهای انها ) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایاننامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت (کمراست .

تاریخ ۹۰,۱۱،۲۷ امضای دانشجو بر

#### مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانهای ، نر م افزارها و تجهیزات ساخته شده است ) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود میباشد. این مطلب باب به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
  - استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایاننامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

تقديم به نتسم سنرخدا، مادر مهربانم

تقديم به تبلور عيني اخلاص، بدر عزيز م

تقديم به چراغ راه آتي ام، تمسرم

... بعديرونسكر

در دایره ای که آمدن و رفتن ماست اوراندېدايت نه نهايت بېداست کاین آمدن از کحاورفتن به کحاست کس می نزند دمی در این معنی راست اسرار ازل رانه تودانی نه من وین حرف معّانه تو خوانی و نه من ، مت از پس برده کفتکوی من و تو حون برده برافتاد نه تومانی ونه من آنان که محط فضل وآداب شدند درجمع کال شمع اصحاب شدند کفتند فسانه ای و درخواب شدند ره زین شب ماریک نسردند برون خام

باساس و شکر پرورد کار مهربانم که هر آنچه در امروز دارم از لطف بی منتهایش است و هر آنچه در فردادی انتظارش می نشینم امید به رحمت و کرم والای او می باشد. تشکر و ساپسکزاری می کنم از پدر وماد غزیزم که لحظه لخطه زندگیم رامدیون فداکاری و از خود کذشتی آنها،ستم و از ہمسر عزیزم که ہمیثه مثوق ویاری

رسان من بوده است. از اساتید بزرگوارم جناب آقای دکترمحمود صادقیان و سرکار خانم دکتر مریم شیب که قبول زحمت فرمودند و را بهایی این پایان نامه را متقبل شدند، کال مشكر وساس را دارم . از جناب آقای دکترر مصانی اومایی و جناب آقای مهندس خانعلنراده که عهده دار مثاوره این پایان نامه بودند، تشکر و قدر دانی می نایم . در نهایت از بحلاسهایم واز تامی کسانی که به هرنحوی در به ثمررسیدن این پایان نامه نقشی داشته اند، کال تشکر و قدر دانی را دارم .

کلیه حقوق مادی مرتبط از نتایج مطالعات، آزمایشات و نوآوری ناشی از تحقیق موضوع این پایان نامه متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد.

بهمن ۱۳۹۰

#### چکیدہ

تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد با سنی در حدود ۵±۱۶۵ میلیون سال، در جوار روستای گلزرد، در شمال الیگودرز، از توابع استان لرستان واقع شده است. این تودهٔ نفوذی از لحاظ زمینشناسی در پهنهٔ سنندج – سیرجان رخنمون دارد. ایـن تـوده در بین سنگهای اسلیتی، فیلیتی و میکاشیستی (دگرگونی ناحیهای) به سن تریاس تا ژوراسیک زیرین نفوذ کرده است. در اثر نفوذ این توده، سنگهای میزبان، تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفتهاند، به طوری کـه هالـهٔ کـم دگرگونی مجاورتی در حد رخساره آلبیت – اپیدوت هورنفلس پیرامون آن ایجاد شده است. گرانودیوریتها بدنهٔ اصلی این توده گرانیتوئیدی را تشـکیل میدهند و تقریباً در سراسر تـودهٔ نفـوذی مـورد مطالعـه، رخنمـون دارنـد.گرانودیوریتها توسط اوکوگرانیتها، رگهها و رگچههای آپلیتی، پگماتیتی و دایکهای گابرودیوریتی قطع شدهاند. کانیهای اصلی گرانودیوریتها توسط آپاتیت از کانیهای فرعی این سنگها محسوب میشود. لوکوگرانیتها از مشتقات تفریق یافتهٔ این تـودهٔ نفـوذی هـستند و در مقامل پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، ارتوکلاز و میکروکلین می باشد. اسفن، تورمالین، آنـدالوزیت، زیـرکن، گارنـت، موسکویت و مقامل پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، ارتوکلاز و میکروکلین می باشد اسفن، تورمالین، آنـدالوزیت، زیـرکن، گارنـت، موسکویت و رومالین ای هـریهای فرعی این سنگها محسوب میشود. لوکوگرانیتها از مشتقات تفریق یافتهٔ این تـودهٔ نفـوذی هسـتند و در مقایسه با گرانودیوریتها گسترش کمتری دارند. کانیهای اصلی آنها شـامل پلاژیـوکلاز، فلدسـپار آلکـالن، کـوارتز و مقـداری مورمالین (به صـورت رگـهای یـا نـودولی) میباشـند. حضـور آنکلاوهـای متـاپلیتی (سورمیکاسـه و آندالوزیت – سـیلیمانیت مورمالین (به صـورت رگـهای یـا نـودولی) میباشـند. حضـور آنکلاوهـای متـاپلیتی (سورمیکاسـه و آنـدالوزیت – سـیلیمانیت

جهت شناسایی سازوکار جایگیری تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد از روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS) استفاده شده است. در مجموع تعداد ۲۱۷ مغزه از ۲۵ ایستگاه نمونهبرداری تهیه گردید. پس از آماده سازی نمونهها و اندازه گیری انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی آنها نتایج زیر حاصل گردید:

– متوسط مقادیر خودپذیری مغناطیسی میانگین (Km) اندازه گیری شده بر حسب µSI برای گرانودیوریتها ۲۲۷، لوکو گرانیتها ۵۷ و دایکهای گابرودیوریتی ۵۸۵ میباشد.

- گرانودیوریتها در مجموع به دلیل دارا بودن K<sub>m</sub> کمتر از ۵۰۰ ۵۰۰ به گرانیتهای پارامغناطیس تعلق دارند و عامل اصلی ایجاد رفتار مغناطیسی در آنها، بیوتیت به عنوان یک کانی پارامغناطیس میباشد.

- لوکوگرانیتها دارای مقادیر K<sub>m</sub> کمتری هستندکه با کاهش قابل ملاحظه سهم کانیهای فرومغناطیس و به ویـژه بیوتیـت در آنها سازگار است. دایکهای گابرودیوریتی دارای بیشترین K<sub>m</sub> هستند، ایـن امـر بـا حضـور گسـترده هورنبلنـد سـبز و مقادیر کمی مگنتیت، قابل توجیه است.

– انواع ریزساختهای ماگمایی و ریزساختهای اندکی دگرشکل شده و دگرشکلی حالت جامد دمای بالا در این توده مشـاهده شده است. به طور کلی اغلب فابریکـهای این تودهٔ نفوذی از نوع ماگمایی میباشند.

- با توجه به روند خطوارهها و برگوارههای مغناطیسی و در نظر گرفتن سایر پارامترهای مغناطیسی نظیر (Km و T،Km) Ppara%) و شواهد صحرایی و ریزساختی میتوان گفت این توده نفوذی از زونهای تغذیه کنندهای خارج شده است که مرتبط با یک فضاهای کششی و در ارتباط با عملکرد یک زون برشی امتداد لغز راستبر بوده است.

توالی تزریق با گرانودیوریتها در غالب یک ساختار دایکی شکل بزرگ شروع شده و سپس با تودههای کوچـک (آپـوفیز) و رگههای لوکوگرانیتی که گرانودیوریتها را قطع نموده، ادامه یافته است. این توالی با جایگزینی دایکهای مافیک – حدواسط در امتداد بازشدگیهای ثانوی که بعد از جایگیری تودهٔ نفوذی اتفاق افتاده به پایان میرسد.

**کلمات کلیدی:** گلزرد، روش AMS، گرانودیوریت، لوکوگرانیت، خودپدیری مغناطیسی،

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

**3- Preliminary results of magnetic fabric of the Gole-zard pluton, Aligoodarz, Iran,** Goldschmidt 2011, Prague, Czech Republic.

**4- Magnetic fabric and microstructures of the Gole- Zard pluton, Aligoodarz, Iran,** Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks Avila, Spain, July 4-9 2011

# فهرست مطالب

	عنوان
و	چکیدم
	فهرست مطالب
ک	فهرست شكلها
ن	فهرست جداول
۱	فصل اول: كليات
۱	۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه
۵	۱–۲- ریخت شناسی منطقه
۷	۱–۳–۱ تحقیقات پیشین در منطقه
۹	مطالعات پیشین در زمینه AMS
11	۱-۴- اهداف کلی از این مطالعه
١٢	۱-۵- مراحل و روشهای انجام مطالعات
۱۵	فصل دوم: زمین شناسی عمومی
18	مقدمه
18	
۱۷	۲-۲- چینه شناسی پهنه سنندج - سیرجان
۱۹	۲-۳- زمین ساخت سنندج – سیرجان
۲۳	۲-۴-زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه
۲۵	۲-۵- روابط صحرایی
۲۷	۲-۶- گرانودیوریت ها
۲۸	۲-۶-۲ آنکلاوهای مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه
۲۹	۲-۶-۱-۱- زینولیتها و زینوکریستها
۳۰	۲-۶-۲- ۲- آنکلاوهای متاپلیتی
۳۰	۲-۶-۲-۱-۴ آنکلاوهای سورمیکاسه
۳۰	۲-۶-۲-۲-۲ آنکلاوهای آندالوزیت — سیلیمانیت هورنفلسی
۳۱	۲-۶-۲- آنکلاوهای سیلیسی
۳۴	۲-۶-۲-۴ رگەھاي آپلیتي، پگماتیتي و کوارتزي
۳۵	۲-۷- گرانیتها و لوکوگرانیتها
٣٩	۲–۸– دایکهای گابرو دیوریتی
۴۰	۲-۹- دگرگونی مجاورتی حاصل از تودهٔ نفوذی گلزرد
۴	نتيجەگىرى
۴۲	فصل سوم: پتروگرافی

۴۳	مقدمه
۴۳	۳-۱- پتروگرافی واحدهای مختلف تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد
۴۵	۲-۳- شیل و ماسه سنگهای دگرگون شده (دگرگونی ناحیهای)
49	۳-۳- گرانوديوريتها
۵۷	۳-۴- گرانیتها و لوکوگرانیتها
۶۱	٣-٥- آنكلاوها
۶١	۳-۵-۱ زينوليتها وزينوكريستها
۶۲	۳–۵–۲–آنکلاوهای متاپلیتی
۶۲	۳–۵–۲–۱ آنکلاوهای سورمیکاسه
۶۳	۳–۵–۲–۲– آنکلاوهای آندالوزیت – سیلیمانیت هورنفلسی
<i>99</i>	٣-٥-٣- آنكلاوهاى سيليسى
<i>99</i>	۳–۶– دایکهای گابرو دیوریتی
۶٩	۳-۷- دگرگونی مجاورتی حاصل از تودهٔ نفوذی گلزرد
۷۳	فصل چهارم: تفسیر دادههای مغناطیسی
٧۴	مقدمه
٧۶	۴-۱- انیزوتروپی خودیذیری مغناطیسی
٧٩	۲-۴- نمونهبرداری و اندازهگیری دادههای مغناطیسی
٩٧	۴-۳- بررسی پارامترهای مغناطیسی
٩٧	۴-۳-۲- نقشهٔ خطوار گی مغناطیسی
۱۰۰.	۲-۳-۴ نقشهٔ برگوارگی مغناطیسی
۱۰۲.	۴-۳-۳- نقشهٔ خودپذیری مغناطیسی
۱۰۸	۴-۳-۴ نقشهٔ درصد انیزوتروپی مغناطیسیP
۱۱۱.	۴–۳–۵– نقشهٔ پارامتر شکل T
118.	۴-۴- انواع فابریکها یا ساختهای ماگمایی (ریزساختها)
۱۱۹.	۴-۴-۱ فابریکهای ماگمایی
۱۲۰	۴-۴-۲ فابریکهای ساب سولیدوس حالت جامد
۱۲۳.	۴–۵– پهنهبندی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد
١٢۵.	A-۵-۴- قلمرو A
۱۳۲.	۲-۵-۴- قلمرو B
149.	۴-۶- مدل جایگیری تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد
۱۵۰	فصل پنجم: خلاصه و نتیجه گیری
۱۵۱	۵-۱-۵ نتیجه گیری
167.	۵-۲- ساز و کار جایگیری
۱۵۵	پيوست

۱۸۰	منابع فارسی
۱۸۳	
۱۹۲.	Abstract

# فهرست شکل ها

۲	شکل ۱-۱- موقعیت تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد بر روی نقشهٔ زونهای ساختاری ایران
۴	شکل ۱-۲- موقعیت جغرافیایی و توپوگرافی منطقهٔ مورد مطالعه برگرفته از Google Earths و Global mapper
۵	شکل ۱-۳- نقشهٔ مهمترین راههای دسترسی به منطقهٔ مورد مطالعه
۷	شکل ۱-۴- دورنمای کلی منطقهٔ مورد مطالعه به سمت شمالشرق
۲۲.	شکل۲-۱- تصویر ماهوارهای از تودهٔ گلزرد در کنار تودههای نفوذی درمباغ و ازنا برگرفته از Google Earth
۲۳.	شکل ۲-۲- دور نمایی از مرز تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد در محل کنتاکت با سنگهای دگرگونی مجاورتی
۲۵.	شکل ۲-۳- نقشهٔ زمینشناسی ساده شده از توده گرانیتوئیدی گلزرد
۲۶.	شکل ۲-۴- دورنمایی از گرانودیوریتهای رخنمون یافته در تودهٔ نفوذی گلزرد
۲۶	شکل-۲-۵- نمایی از گرانودیوریتها و لوکوگرانیتها
۲۸	شکل۲-۶- تصاویری از تأثیرات فعالیتهای تکتونیکی بر گرانودیوریتهای منطقه مورد مطالعه
۳۰.	شکل ۲-۷- تصاویری از پورفیروبلاستهای آندالوزیت موجود در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد
۳۳.	شکل ۲–۸– تصاویری از آنکلاوهای مشاهده شده در تودهٔ نفوذی گلزرد
۳۵.	شکل ۲-۹- تصاویری از رگههای آپلیتی، پگماتیتی و کوارتزی قطع کنندهٔ تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد
۳۶	شکل ۲-۱۰- تصاویری از لوکوگرانیتهای تورمالیندار
۳۷.	شکل ۲–۱۱- نمایش موقعیت رگههای تورمالین در استریونت
۳۸.	شکل ۲–۱۲– موقعیت پورفیروبلاستهای آندالوزیت، رگههای کوارتزی، آپلیتی و تورمالینهای تودهٔ گلزرد
۳۹.	شکل ۲–۱۳– تصاویری از دایکهای گابرودیوریتی قطع کنندهٔ تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد
۳۹.	شکل ۲-۱۴- زردیاگرام نشاندهندهٔ موقعیت دایکهای گابرو دیوریتی
۴۵.	شکل ۳–۱– نقشهٔ زمینشناسی ساده شده از تودهٔ گلزرد و موقعیت واحدهایی مورد بررسی در پتروگرافی
49	شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی از شیل، ماسهسنگهای دگرگون شده(دگرگونی ناحیهای)
49.	شکل ۳–۳– تصاویر میکروسکوپی از بافت و کانیهای تشکیل دهندهٔ گرانودیوریتها در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد
۵۰.	شکل۳-۴- تصاویر میکروسکوپی از کانی بیوتیت
۵۰.	شکل ۳-۵- تصاویر میکروسکوپی از بیوتیتهای در حال تجزیه
۵۲.	شکل۳-۶- نقشهٔ پراکندگی آندالوزیتها در توده گرانیتوئیدی گلزرد
۵۲.	شکل۳-۷- تصاویری از حضور آندالوزیتهای سریسیتی در گرانودیوریتها
۵۳.	شکل ۳–۸- تصاویری از حضور زیرکن و روتیل در کانی بیوتیت
۵۴.	شکل ۳-۹- تصاویر میکروسکوپی معرف حضور آپاتیت و گارنت در گرانودیوریتها
۵۴.	شکل ۳-۱۰- تصاویری از حضور کانی ایلمنیت موجود در گرانودیوریتها (مقاطع صیقلی)
۵۷.	شکل ۳–۱۱– تصاویر میکروسکوپی از حضور کانیهای ثانویه در گرانودیوریتها
۶۰.	شکل۳–۱۲– تصاویری از بافت و کانیهای تشکیل دهندهٔ لوکوگرانیتها
۶۲	شکل۳–۱۳– تصاویری از پورفیروبلاستهای مشاهده شده در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد
۶۵	شکل ۳–۱۴– تصاویر میکروسکوپی بافتها و کانیهای موجود در آنکلاوهای تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد
۶۷.	شکل۳–۱۵– تصاویر میکروسکوپی بافتهای مشاهده شده در دایکهای گابرو دیوریتی منطقه مورد مطالعه
۶٩	شکل۳-۱۶- تصاویر میکروسکوپی از حضور کانیهای هورنبلند و پلاژیوکلاز در دایکهای گابرو دیوریتی
γ۰.	شکل۳-۱۷- تصویر میکروسکوپی شیستهایی که تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفتهاند
۷۸.	شکل ۴-۱- الف) رفتارهای خودپذیری مغناطیسی، ب) نمودار خودپذیری مغناطیسی برحسب SI

٨.		
	ی ۴–۳- نقشه زمین شناسی تودهٔ گلزرد و موقعیت ایستگاههای نمونه برداری شده	شکل
۸۱	ی ۴-۴- الف) خط راهنما مغزه، ب) نمایی از روش حفاری به کمک موتور مغزهگیر ، ج) تعدادی از مغزهها	شکل
٨۴	ی ۴-۵- مراحل و روشهای برداشت نمونه جهت مطالعات AMS و ریزساختی	شكل
٨۶	ی ۴−۶- نمایی از قسمتهای مختلف دستگاه Kappabridge	شکل
٩٠	ی ۴-۷- استریوگرامهای بدست آمده از نرم افزار Anisoft 42، مربوط به ایستگاههای اندازهگیری	شكل
۹۸	ی ۴-۸- نقشه خطوارههای مغناطیسی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد	شکل
۹٩	ی ۴-۹- نقشه منطقه بندی تغییرات شیب خطوارههای مغناطیسی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد	شکل
۱۰۱.	ی ۴-۱۰- نقشه برگوارههای مغناطیسی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد	شکل
۱۰۲.	ی ۴–۱۱– نقشه منطقه بندی تغییرات شیب بر گوارههای مغناطیسی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد	شکل
۱۰۴.	ی ۴–۱۲– نقشهٔ منطقه بندی تغییرات خودپذیری مغناطیسی میانگین (K <sub>m</sub> ) در تودهٔ گرانیتوئیدی گل زرد	شکل
۱۰۵.	ی ۴–۱۳– نمودار فراوانی ترکیبات سنگی سازنده تودهٔ گلزرد در مقابل میانگین خودپذیری مغناطیسی	شكل
۱۰۶.	ی ۴–۱۴– تصویری از حضور بارز کانی بیوتیت در گرانودیوریتها	شكل
۱۰۷.	ی ۴–۱۵- توزیع خودپذیری مغناطیسی در ۷۵ ایستگاه نمونه برداری دارای ترکیب سنگ شناسی متفاوت	شکل
۱۰۷.	ی ۴–۱۶- نمودار ستونی تغییرات خودپذیری مغناطیسی در مقابل سنگ شناسی توده گرانیتوئیدی گلزرد	شکل
۱۰۸	ی ۴–۱۷– تصویر میکروسکوپی معرف حضور گستردهٔ بلورهای ریز مگنتیت در دایکهای گابرودیوریتی	شکل
۱۰۹.	ی ۴–۱۸– نقشه انیزوتروپی مغناطیسی در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد	شكل
۱۱۰.	ی ۴–۱۹– نمودار تغییرات کلی مقادیر درصد انیزوتروپی مغناطیسی گروههای سنگی مختلف در تودهٔ گلزرد	شكل
۱۱۱.	ی ۴−۲۰- نمودار توزیع لگاریتمی K <sub>m</sub> در مقابل P	شكل
۱۱۱.	ی ۴-۲۱- سیستم بلورهای تورمالین (a) و بیوتیت (b) به همراه نمایش محورهای مغناطیسی	شکل
۱۱۲.	ی ۴-۲۲- نمایش سه نوع از فابریکهای مغناطیسی اصلی	شكل
۱۱۳.	_ ۴–۲۳- نقشهٔ پارامتر شکل T	شكل
114.	ی ۴-۲۴-نمودار درصد انیزوتروپی مغناطیسی (P) در مقابل پارامتر شکل (T)	شكل
۱۱۵.	ی ۴–۲۵- نمودار تغییرات کلی مقادیر پارامتر T در گروههای سنگی مختلف تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد	شكل
۱۱۶.	ی ۴-۲۶- نمودار توزیع لگاریتمی Km در مقابل T	شكل
۱۱۶.	ی ۴–۲۷- آرایش یافتگی بیوتیتها در برخی ایستگاههای واقع در حاشیهٔ تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد	شكل
171.	ی ۴–۲۸- نقشه پراکندگی انواع ریز ساختهای تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد	شكل
177.	ی ۴-۲۹- تصاویر میکروسکوپی نشاندهندهٔ ریزساختهای مشاهده شده در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد	شكل
۱۲۳.	ی ۴-۳۰- نقشهٔ توزیع ایستگاههای نمونه برداری بر حسب سنگشناسی	شكل
174.	ی ۴-۳۱- نقشه بخش بندیهای برگوارگیهای مغناطیسی	شكل
179.	ی ۴-۳۲- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت خطوارهها در کل قلمرو A	شكل
179	ی ۴-۳۳- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت قطب برگوارهها در کل قلمرو A	شكل
۱۲۸.	ی ۴-۳۴- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت خطوارههای مغناطیسی در قلمرو A <sub>1</sub>	شكل
۱۲۸.	ی ۴-۳۵- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت قطب برگوارههای مغناطیسی در قلمرو A1	شكل
۱۳۰.	ی ۴-۳۶- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت خطوارههای مغناطیسی در قلمرو A2	شکل
۱۳۰.	ی ۴–۳۷- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت قطب برگوارههای مغناطیسی در قلمرو A2	شکل
۱۳۲.	ی ۴–۳۸- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت خطوارههای مغناطیسی در قلمرو A <sub>3</sub>	شکل
۱۳۲	، ۴-۳۹- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت قطب بر گوارههای مغناطیسی در قلمرو A <sub>3</sub>	شکل
184.	ی ۲-۴۰-۱۰ استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت خطوارهها در کل قلمروB	شکل

184.	ل ۴-۴۱- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت قطب برگوارههای در کل قلمرو B	شكر
189.	ل ۴-۴۲- نمایش موقعیت رگههای تورمالیندار در استریونت و زردیاگرام	شكر
۱۳۷	ل ۴۳-۴۴- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت خطوارههای مغناطیسی در قلمرو B <sub>1</sub> B.	شكر
۱۳۷	ل ۴۴-۴۴- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت قطب برگوارههای مغناطیسی در قلمرو B1B1	شكل
۱۳۹	ل ۴۵-۴ استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت خطوارههای مغناطیسی در قلمرو B2B2	شكل
۱۳۹	ل ۴-۴۶- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت قطب برگوارههای مغناطیسی در قلمرو B2	شكل
141	ل ۴-۴۷- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت خطوارهها در کل قلمروها	شكل
141	ل ۴-۴۸-استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت قطب برگوارههای مغناطیسی کل قلمروها	شكل
147	ل ۴-۴۹- رزدیاگرام و استریوگرام نشاندهندهٔ راستای کلی برگوارههای مغناطیسی در کل تودهٔ گلزرد	شكل
143	ل ۴-۵۰- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهندهٔ راستای کلی دایکهای گابرودیوریتی	شكل
144	ل۴–۵۱- استریوگرام نشاندهندهٔ وضعیت برگوارههای مغناطیسی در زیر قلمروهای تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد	شكل
140	ل ۴-۵۲- نقشه قلمروها و زیر قلمروهای مغناطیسی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد	شكل
141	ل ۴-۵۳- طرح شماتیک و پلکانی از شکافهای کششی ایجاد شده در زونهای برشی	شكل
149	ل ۴-۵۴- مدل شماتیک جایگزینی ماگما در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد	شكل

# فهرست جداول

۴۵	جدول ۳-۱- علامت اختصاری کانیها از (کرتز،۱۹۸۳)
۸۷	جدول ۴–۱– دادههای حاصل از انجام آنالیزهای فابریک مغناطیسی
گلزرد۱۰۴	جدول ۴-۲- تغییرات خودپذیری مغناطیسی (K <sub>m</sub> µSI) در گروههای مختلف سنگی تودهٔ





#### مقدمه

در این فصل علاوه بر معرفی موضوع، اهداف و روشهای مورد مطالعه، به طور اختصار به معرفی منطقه، موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی آن و تاریخچهٔ مطالعات قبلی صورت گرفته در منطقه مورد مطالعه پرداخته می شود.

## ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ار تباطی منطقه

منطقه مورد مطالعه در استان لرستان با مختصات جغرافیایی '۳۸ ° ۴۹ تا ۴۹ ° ۴۹ طول شرقی و '۳۲ ۳۳۳ تا '۲۶ °۳۳ عرض شمالی، در حدود ۲ کیلومتری شمال الیگودرز واقع شده است. تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد در محدودهای با وسعت تقریبی ۲۰ کیلومتر مربع رخنمون دارد و دارای روند کلی شمال غربی– جنوب شرقی است و براساس تقسیم بندی نبوی (۱۳۵۵)، در زون سنندج – سیرجان واقع شده است شکل (۱–۱).



شکل ۱-۱- زونهای ساختاری اصلی در نقشه زمین شناسی ایران (تلفیقی از علوی، ۱۹۹۴ و بربریان، ۱۹۸۱). موقعیت تودهٔ 2 گرانیتوئیدی گلزرد با علامت ستاره در زون سنندج – سیرجان مشخص شده است.

دسترسی به تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد از طریق جاده خمین – الیگودرز و جاده اصفهان – الیگودرز امکان پذیر است. جاده خمین – الیگودرز انتهای غربی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد را قطع میکند و به الیگودرز منتهی میشود، از طریق این جاده میتوان به بخش غربی توده در حوالی روستای خورهه دسترسی یافت. همین طور از طریق جاده اصفهان – الیگودرز نیز میتوان به بخشهای مرکزی و شرقی توده دسترسی پیدا کرد. از جاده آسفالته اصلی اصفهان – الیگودرز جادههای آسفالتهٔ فرعیتری به سمت شمال – شمال شرق منشعب میشوند که دسترسی به بخشهای مرکزی و شرقی توده را امکان پذیر میسازند، مهمترین این راهها عبارتند از جاده اصلی الیگودرز – روستای گلزرد و الیگودرز – سدحوضیان – ده مهمترین این راهها عبارتند از جاده اصلی الیگودرز – روستای گلزرد و الیگودرز – سدحوضیان – ده مختلف توده را ممکن میسازد. وجود چند معدن گرانیت متروکه در منطقه و راههای منتهی به آنها باعث شده تا دسترسی به بخشهای داخلی توده آسان تر شود. در ضمن برای انجام فعالیتهای کشاورزی و سد شده تا دسترسی به بخشهای داخلی توده آسان تر شود. در ضمن برای انجام فعالیتهای کشاورزی و سد محدودهٔ مورد مطالعه وجود داشته باشد. راههای دسترسی به بخشهای محدود باد مراکمی از راهها، در سازی جادههای خاکی در منطقه احداث گردیده که در مجموع باعث شده شبکهٔ متراکمی از راهها، در محدودهٔ مورد مطالعه وجود داشته باشد. راههای دسترسی به بخشهای مختلف تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد در شکل (۱–۳) نشان داده شده است. با وجود این شبکه گسترده راهها، در برخی موارد انجام نمونهبرداریهای سیستماتیک نیازمند مسافت نسبتاً طولانی به صورت پیاده روی بوده است.





۶ شکل ۱-۳- مهمترین راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

#### ۲-۱- ریخت شناسی منطقه

ریختشناسی یک ناحیه متأثر از آب و هوا، جنس سنگها و فعالیتهای تکتونیکی است. منطقهٔ مورد مطالعه دارای آب و هوای تقریباً معتدل در فصول بهار و تابستان و هوایی سرد و مرطوب در فصول پاییز و زمستان می باشد. به دلیل بالا بودن میزان بارندگی در این منطقه، پوشش گیاهی در منطقه مطلوب بوده و در اکثر مناطق چشمههای آب به همراه درخت، درختچه و بوته دیده می شود. همچنین به دلیل وجود سفرههای آب زیرزمینی فراوان و خاک حاصلخیز، فعالیتهای کشاورزی و دامپروری در منطقه رونق بسیاری داشته و نیاز اهالی روستاهای موجود در منطقه را تأمین می کند.

محدودهٔ مورد مطالعه دارای ارتفاعات بلند تا دشتهای مسطح را شامل میشود، روند پستی و بلندیهای این ناحیه با روند ساختارهای اصلی زمینشناسی ایران (زون سنندج – سیرجان)، مطابقت دارد. به طور کلی شکل این تودهٔ گرانیتوئیدی به موازات ساختار اصلی زون سنندج – سیرجان (شمالغربی – جنوب شرقی) می باشد. این توده نفوذی در بخش غربی غالباً دارای مور فولوژی هموار می باشد و تپههای کم ارتفاعی را تشکیل می دهد. در بخش شرقی سنگها از استحکام بیشتری برخوردار بوده و مرتفع تر می باشند. پیکرهٔ دگرگونی (اسلیت، فیلیت و شیست) که تودهٔ نفوذی گلزرد را در برگرفته است، به صورت زمینهای پست و هموار و دارای توپو گرافی ملایم (خاص سنگهای دگرگونی)، به رنگ خاکستری تیره دیده می شود و به راحتی می توان مرز بین بخش دگرگونی و تودهٔ نفوذی را که به رنگ خاکستری روشن تراست، مشاهده نمود. بلندترین ارتفاعات موجود در منطقه متعلق به تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد است که این ارتفاعات در مرکز توده بسیار بلندتر از سایر بخشهای آن می باشد. تصاویری از مور فولوژی منطقه مورد مطالعه در شکل (۱–۴) نشان داده شده است.



۸ شکل ۱-۴- دورنمای کلی منطقه مورد مطالعه در ابتدای ورودی شهرستان الیگودرز. دید به سمت شمال شرق.

**-**۳–۱ تحقیقات پیشین در منطقه

- ۱- نخستین مطالعه صورت گرفته در رابطه با زمینشناسی منطقهٔ الیگودرز توسط تیله و همکاران
  (۱۹۶۸) به صورت گزارش مختصری تحت عنوان شرح نقشهٔ زمینشناسی گلپایگان با مقیاس
  ۱:۲۵۰۰۰۰ میباشد که توسط سازمان زمین شناسی کشور تهیه شده است.
- ۲- گزارش مختصری نیز از زمین شناسی مناطق الیگودرز، ازنا و شرق بروجرد در ۱۲ صفحه توسط امینی
  و همکاران (۱۳۵۹)، ارائه شده است، که مطالعات آن بر روی چینه شناسی مناطق مذکور می باشد.
- ۳- صدیقی (۱۳۷۳) پایاننامه کارشناسیارشد خود را باعنوان زمینشناسی و پترولوژی تودهٔ نفوذی شمال الیگودرز (همان تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد) قرار داده و در قالب آن پترولوژی این توده نفوذی را با استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی مورد بررسی کرده است. براساس مطالعات وی سنگهای آذرین منطقه به سه گروه گرانیت، مونزوگرانیت و گرانودیوریت تقسیم بندی شده و گزارش نموده است که هیچگونه سنگی بازیکتر از گرانودیوریتها در منطقه دیده نشده و هیچ اشارهای به سنگهای بازیکی چون دایکه و گرانودیوریت تقسیم بندی شده و گزارش نموده است که میچگونه سنگی بازیکتر از گرانودیوریتها در منطقه دیده نشده و هیچ اشارهای به سنگهای بازیکی چون دایکهای گابرودیوریتی موجود در منطقه نکرده است. نامبرده این سنگها را از نوع گرانیتوئیدهای پرآلومین نوع (S)، و همچنین بعد از کوهزایی (POG) معرفی نموده است اما با توجه

به مفاهیم جدید تحلیل تودههای نفوذی در این رساله، به نظر میرسد این تودهها در فضاهایی جای گرفتهاند که در اثر عملکرد گسلهای موجود در منطقه تشکیل شدهاند و همزمان با تکتونیک Syn) (tectonic به حساب میآیند.

- ۴- محجل (۱۳۷۷) چند شکلی و توالی چینهای کمپلکس ژان، درود- ازنا ( زون سنندج- سیرجان) را مورد بررسی قرار داده است.
- ۵- باقریان (۱۳۸۰) پایاننامه کارشناسیارشد خود را تحت عنوان مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی در توده-های گرانیتوئیدی الیگودرز با تأکید بر روی آنکلاوهای این تودهها مورد بررسی قرار داده است و تودهٔ منطقهٔ ملاطالب (شمالغرب الیگودرز) را از نوع گرانیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت میداند و تودهٔ نفوذی مذکور را از (S) و از نوع پس از کوهزایی (لارامید) تشخیص داده است که البته همین که اشاره شد با توجه به مفاهیم جدید تحلیل تودههای نفوذی، همزمان با تکتونیک (Syn tectonic) برای این توده معقول تر است.
- ۶- رجائیه (۱۳۸۴) در راستای پایاننامه کارشناسیارشد خود به مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی تودهٔ نفوذی ده نو (شمال شرق الیگودرز)، پرداخته و سنگهای نفوذی این منطقه را از نوع کالکآلکالن تشخیص داده است که در محیط قوس آتشفشانی تشکیل شده است. همچنین بر پایه شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، وی اذعان میدارد که تودهٔ ده نو دارای ماهیت دورگهای (هیبرید) با ویژگیهای غالب گرانیتوئیدهای نوع (S) میباشد.
- ۲- طهماسبی (۱۳۸۸) در قالب پایاننامه دکتری خود به مطالعه سنگ شناسی، پترولوژی و ژئوشیمیایی
  گرانیت های منطقه آستانه پرداخته و آن را از جمله گرانیت های نوع (I) دانسته که در یک قوس
  ماگمایی و در دوره زمانی ژوراسیک میانی تشکیل شده است.
- ۸- شبانیان (۱۳۸۸) در قالب پایاننامه دکتری، توده نفوذی منطقه ازنا را از لحاظ ژئوشیمیایی و
  پترولوژی مورد بررسی قرار داده و این تودهٔ نفوذی را از جمله گرانیتهای نوع (A)، معرفی کرده و

زمان نفوذ آن را تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین معرفی نموده است، البته با توجه به نتایج جدید ژوراسیک میانی سن معقول تری است.

- ۹- محمدی (۱۳۸۸) پایاننامه کارشناسی ارشد خود را تحت عنوان بررسی ژئوشیمی و کانیشناسی گرانیتوئیدهای دەنو شمال شرق الیگودرز مورد بررسی قرار داده است. نامبرده ترکیب این گرانیتوئیدها را از ماگمای کالکوآلکالنی معرفی کرده که در محدودهٔ قوس آتشفشانی واقع شده است، همچنین نتیجه بررسیهای او نشان داده است که بیوتیتهای این گرانیتوئیدها از نوع اولیه و در دمای ۴۴۰ درجه دچار تجزیه شدهاند.
- ۱۰- اثنی عشری (۱۳۹۰) پترولوژی و ژئوشیمی تودههای شمال الیگودرز را در قالب رساله دکتری خود مورد بررسی قرار داده و دو مقاله در زمینه بررسی ژنز آنکلاوها و تعیین سن این تودهها به روش -U Pb از ایشان در مجله Journal of Asian Earth Sciences به چاپ رسانده است (اثنی عشری و همکاران، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۱). سن سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکنهای گرانیتوئیدهای شمال الیگودرز، سنی برابر ۵ ± ۱۶۵ میلیون سال پیش (ژوراسیک میانی) را برای آنها ارائه کرده است.

#### AMS مطالعات پیشین در زمینه

در این تحقیق به منظور تعیین سازوکار جایگیری تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد از روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (Anisotropy of Magnetic Susceptibility) استفاده می شود. مطالعاتی که تا به حال در این زمینه در ایران انجام شده است را معرفی می نماییم.

مطالعات صورت گرفته در زمینه AMS در ایران را می توان به دو بخش تقسیم نمود:

بخش اول؛ مطالعاتی که در آزمایشگاه پول ساباتیه تولز کشور فرانسه تحت نظر پروفسور ژانلوک بوشه و در دانشگاه زوریخ سویس انجام گرفته است:

- ۱- در این راستا قلمقاش (۱۳۷۷) اولین مطالعات فابریک مغناطیسی در ایران را بر روی تودهٔ نفوذی
  ۱شنویه به روش AMS در قالب رساله دکتری آغاز کرد، نتایج حاصل از آن در مجله (2009)
  -36- Journal of Asian earth science به چاپ رسیده است.
- ۲- صادقیان (۱۳۸۳) در راستای ارائه رساله دکتری خود سازوکار جایگیری بخشی از تودهٔ نفوذی زاهدان را به کمک روش AMS مورد بررسی قرار داده است و اولین مقاله ISI ایرانی در زمینه فابریکهای مغناطیسی را در مجلهٔ(2005) -Journal of Asian Earth Science به چاپ رسید.
- ۳- اسماعیلی (۲۰۰۷) مدل ژئودینامیکی جایگیری تودهٔ گرانیتوئیدی شاه کوه را با استفاده از تکنیک
  AMS مطالعه کرد و نتایج آن را در مجلهٔ تکتونوفیزیک به چاپ رساند.
- ۴- رسولی (۱۳۸۷) در رسالهٔ کارشناسیارشد انیزوتروپی قابلیت مغناطیس شدگی تودهٔ گرانیتوئیدی
  بروجرد را مورد مطالعه قرار داده است.
- ۵- شیبی (۱۳۸۸) مکانیسم جایگزینی تودهٔ گرانیتوئیدی شیرکوه را در قالب رساله دکتری خود بررسی نموده است.
- ۶- وکیلی (۱۳۸۲) پایاننامه خود را در راستای روش AMS به صورت کتابنگاری عرضه کرده است.
- ۲- احدنژاد (۱۳۸۹) با استفاده از روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی، در رسالهٔ دکتری خود
  سازوکار جایگزینی تودهٔ گرانیتوئیدی ملایر را مورد مطالعه قرار داده است.
- ۸- نواب مطلق (۱۹۷۲) مکانیسم جایگزینی تودهٔ گرانیتوئیدی مشهد به روشAMS را در رساله دکتری خود مورد بررسی قرار داده است. نامبرده در دانشگاه زوریخ سوئیس در حال گذراندن رساله دکتری خود میباشد.

**بخش دوم؛** مطالعاتی که در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است:

در تابستان ۱۳۸۶ دستگاه حساسیت سنج مغناطیسی مدل MFK1-FA، که در نوع خود پیشرفته ترین دستگاه حساسیت سنج مغناطیسی می باشد توسط دانشگاه صنعتی شاهرود خریداری و آزمایشگاه ژئومغناطیس این دانشگاه، به طور جدی در تابستان ۱۳۸۷ راه اندازی شد.

- ۹- گوانجی (۱۳۸۹) اولین دانشجوی کارشناسیارشد است که در زمینهٔ AMS سازوکار جایگزینی
  توده گرانیتوئیدی ظفرقند جنوب شرق اردستان را مورد مطالعه قرار داده است.
- ۱۰- مطالعه فابریکهای مغناطیسی تودههای گرانیتوئیدی منطقهٔ ازنا تا الیگودرز در قالب پایاننامههای کارشناسیارشد سیمین بدلو (۱۳۹۰) (تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد در شمالشرق الیگودرز)، سکینه شکاری (۱۳۹۰) (تودهٔ گرانیتوئیدی درّهباغ در شمالغرب الیگودرز) مورد بررسی قرار گرفته است. تودهٔ گرانیتوئیدی شمال ازنا نیز مورد بررسی قرار گرفت و به علت تکتونیزه بودن و خرد بودن بخش اعظم توده، نمونهبرداری منظم و جامع آن میسر نشد و مطالعات صرفاً به تهیهٔ چند مغزه خلاصه شد که البته نتایج بررسی اولیه دادههای بدست آمده در قالب مقاله (مردانی، (۱۳۸۹) ارائه شده است.

#### 1-۵- اهداف کلی از این مطالعه

تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد از جنبههای مختلف نظیر پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پترولوژی مورد بحث و بررسی قرار گرفته است، ولی تاکنون هیچگونه مطالعهای در خصوص سازوکار جایگیری این تودهٔ گرانیتوئیدی صورت نگرفته است. بدین منظور ضرورت انجام یک کار تحقیقاتی برای پی بردن به منشاء و تاریخچهٔ این تودهٔ گرانیتوئیدی به شدت احساس میشد که در نوع خود بی نظیر است. لذا از مهمترین اهداف این پژوهش می توان به موارد زیر اشاره نمود: ۱- بررسی انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)، بر روی واحدهای اصلی این تودهٔ گرانیتوئیدی و
 طبقه بندی آن از دیدگاه مغناطیسی.

٣- شناخت مناطق تغذيه كننده ماگما.

۴- بررسی مکانیسم جایگیری تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد.

۵- یافتن رابطهٔ بین نحوه جایگزینی ماگما و تکتونیک منطقه با تلفیق دادههای بدست آمده از بررسی-های مغناطیسی، برداشتهای ساختاری و مطالعه ریزساختهای میکروسکوپی.

۶- شناسایی زونهای برشی و تأثیر آنها بر ویژگیهای مغناطیسی سنگهای مورد مطالعه.

۷- ارائه مدل جایگزینی تودهٔ نفوذی با در نظر گرفتن مجموع دادهها و تلفیق نتایج بدست آمده (با رعایت اصول مطرح شده در زمینه مطالعه فابریکهای مغناطیسی و نتایج بدست آمده از مطالعات مشابه صورت گرفته در زمینههای مشابه در سایر نقاط کره زمین).

## **-8-1** مراحل و روشهای انجام مطالعات

- ۱۰ شناخت مقدماتی منطقهٔ مورد مطالعه با استفاده از اطلاعات زمین شناسی؛ نقشههای زمین شناسی
  ۱:۲۵۰/۰۰۰ گلپایگان (تیله و همکاران، ۱۹۶۸)؛ نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰/۰۰۰ الیگودرز (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۰)؛ نقشههای توپوگرافی منطقه ۱:۲۵۰۰۰؛ تصاویر ماهوارهای گردآوری شده مرتبط با منطقه. بررسی مطالعات انجام شده در ایران و سایر نقاط جهان که مرتبط با موضوع مورد مطالعه بودهاند.
- ۲- فراهم آوردن وسایل مورد نیاز جهت برداشتهای صحرایی از جمله کمپاس، موتور مغزه گیر،
  چکش و ترازیاب مغزه و ...

- ۳- طراحی شبکهٔ منظم نمونهبرداری و برداشت نمونههای جهتدار از ۷۵ ایستگاه (مغزه گیری و برداشت نمونه های دستی برحسب نیاز)، (به ازاء هر کیلومتر مربع یک تا دو ایستگاه)، ۲۱۷ مغزه توسط دستگاه مغزه گیر قابل حمل.
  - ۴- بررسی روابط صحرایی و نمونهبرداری واحدهای سنگی موجود در منطقه.
  - ۵- برش و آماده سازی نمونههای برداشت شده جهت اندازه گیری فابریک مغناطیسی.
  - ۶- تهیهٔ ۱۰۰ مقطع نازک از واحدهای متفاوت سنگی و بررسی آنها از نظر مطالعات پتروگرافی.
- ۷- اندازه گیری خودپذیری مغناطیسی (AMS) بر روی ۲۱۷ مغزه از نمونه های سنگی تهیه شده از حدود ۵۷ ایستگاه مغزه گیری شده درآزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود توسط
  MFK1-FA (Multi Functions Kappabrige دستگاه اندازه گیری خودپذیری مغناطیسی مدل MFK1-FA (Multi Functions Kappabrige)
  (AMS) ماخت شرکت آجیکو از کشور چک و محاسبهٔ سایر پارامترهای مغناطیسی.
- ۸- ترسیم دادهها به صورت نمودار، استریونت و نمایش آنها بر روی نقشه، ترسیم نقشههای خطوارگی
  و برگوارگی مغناطیسی، محاسبه پارامترهای مغناطیسی نظیر (Km و Ppara).
  - ۹- مطالعه و طبقهبندی ریز ساختها.

Stereo Win Arc Gis 9.3, Tectonic FP, Arc Map استفاده از نرم افزارهای مورد نیاز نظیر: Excel , Photoshope , Adobe Illastertor , Stereonett, Anisoft 4.2 , 1.2, و ... برای تهیهٔ نقشه، ترسیم استریوگرام، شکل و ...

۱۱- تعیین قلمروهای مختلف از نظر ساختاری و پردازش آنها، تجزیه و تحلیل دادههای AMS، و
 بررسی سازوکار جایگیری تودهٔ مورد مطالعه که به طور مفصل در فصل (۴) شرح داده شده است.

فصل دوم

زمىن شاسى عمومى

#### مقدمه

تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد بر اساس تقسیمبندی نبوی (۱۳۵۵)، در زون سنندج – سیرجان واقع شده است و از لحاظ جغرافیایی بخشی از شهرستان الیگودرز میباشد. از آنجایکه منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنهٔ سنندج- سیرجان میباشد، مطالعات زمینشناسی عمدتاً بر روی این پهنه متمرکز گردیده است. در این فصل ضمن مروری بر مطالعات زمینشناسی و ساختاری پهنه سنندج – سیرجان، به تشریح برخی از مهمترین خصوصیات این پهنه خواهیم پرداخت. همچنین مهمترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه معرفی خواهند گردید و واحدهای سنگی به اجمال مورد بحث و بررسی قرار خواهند گرفت.

#### **1-۲** پهنه ساختاری سنندج - سیرجان

پهنه سنندج- سیرجان از نظر تاریخچه ساختاری به ایران مرکزی شباهت دارد و دگرشکلیهای شدید دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک ایران مرکزی کم و بیش در این منطقه دیده می شود. تشابه روند کلی این پهنه با روند زاگرس آن را از ایران مرکزی جدا می کند.

پهنهٔ مزبور یکی از پهنههای ساختاری فعال ایران است که از پرکامبرین تا سنوزوئیک فازهای آذرین و دگرگونی مهمی را پشت سرگذاشته است (نبوی ۱۳۵۵). افتخارنژاد ۱۳۵۹ از ناحیه گلپایگان آن را به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرد. بخش شمالی، که فازهای مهم کوهزایی سیمرین و کرتاسه را در خود ثبت کرده و در آن تودههای نفوذی متعددی نظیر الوند، بروجرد، اراک و ملایر جای گرفتهاند. این قسمت بنام بخش همدان – ارومیه هم نامیده شده است. بخش جنوبی که کوهزاییهای پرکامبرین و تریاس میانی، تغییر شکلها و دگرگونیهای مهمی در آن حادث شده است و تودههای نفوذی نظیر گرانیتهای حاجی آباد، سیرجان، اقلید و تودههای بازیک اسفندقه در آن رخنمون دارند.

در طی مزوزوئیک یکی از مهمترین فعالیتهای ماگمایی ایران در زون سنندج – سیرجان رخ داده است. در این دوران چند ناحیه مخصوصاً ایران مرکزی تحت تأثیر حرکات تکتونیکی قرار گرفتهاند این حرکات سبب تغییر در واحدهای تکتونو – رسوبی زمین شدهاند و با چینخوردگیهای مهم، بالاآمدگیهای ناحیهای، ماگماتیسم و دگرگونی همراه بودهاند و اغلب تودههای نفوذی گرانیتوئیدی این زون از جمله باتولیتهای الوند، بروجرد، ملایر، سامن و الیگودرز در این دوران تشکیل شدهاند. گرانیتوئیدهای الیگودرز به صورت چندین تودهٔ نفوذی در شمال و شمال غرب الیگودرز، سنگهای ژوراسیک (دوگر و مالم) را قطع نمودهاند.

### ۲-۲- چینهشناسی پهنه سنندج- سیرجان

پیسنگ دگرگونی پهنهٔ سنندج- سیرجان دارای سن پرکامبرین است که در بسیاری نقاط به صورت هورست بالا آمده است. به نظر میرسد که این پی سنگ در پرکامبرین تحت تأثیر چینخوردگیهای مختلف و متناوب و دورههای فرسایشی متعدد قرار گرفته است. این پهنه از نظر ساختمانی و تاریخچهٔ رسوبگذاری و همچنین رخدادهای تکتونیکی و فعالیت تودههای نفوذی بویژه از دورهٔ پرمین به بعد تا حدودی شبیه ایران مرکزی است (معین وزیری، ۱۳۷۷).

به عقیده اشتوکلین (۱۹۶۷)، پهنه سنندج – سیرجان همچون زاگرس از اردویسین تا پرمین از آب خارج بوده و در پرمین به تدریج به زیر آب رفته است؛ اما نبوی (۱۳۵۵)، معتقد است که وضعیت خشکی تا تریاس فوقانی که فاز کوهزایی سیمرین پیشین، رسوبات پرموتریاس را چین داده، ادامه داشته است. براثر فاز فشارشی که در اواخر تریاس روی داده در حاشیه غربی ایران مرکزی و زون سنندج – سیرجان چین خوردگی به وقوع پیوست است (اشتوکلین، ۱۹۶۷).

در ژوراسیک تحتانی مجدداً آب بر روی منطقه پیشروی نموده و رسوبات تخریبی به صورت دگرشیب بر روی رسوبات چینخورده پرموتریاس نهشته شده است. در تریاس میانی و فوقانی، در قسمت جنوب شرق این زون، رسوبات آهکی، سیلیسی و آواری به مرمر، شیست، گنایس و کوارتزیت درجه متوسط تا بالا تبدیل گردیدهاند (سبزهای، ۱۳۷۵). همچنین فعالیتهای ماگمایی از پویایی فرآیندهای فشاری این زمان حکایت دارد که بسیاری از پژوه شگران آنها را به فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی نسبت می دهند (بلون و بورود، ۱۹۷۷).

پس از کوهزایی سیمرین پیشین، فعالیت آتشفشانی در پهنه سنندج – سیرجان صورت گرفته است. در اواخر ژوراسیک، فازهای کوهزایی سیمرین پیشین، چینخوردگی رسوبات سنندج – سیرجان را موجب شده است. در کرتاسه تحتانی پیشروی دریا بویژه در پهنه سنندج – سیرجان تهنشینی رسوبات این دوره تا کرتاسهٔ فوقانی را به صورت همشیب بر روی رسوبات چینخورده ژوراسیک به همراه داشته است. در کرتاسه فوقانی، جنبشهای تکتونیکی فعال (فاز لارامید)، درپهنه سنندج – سیرجان موجب در همآمیختگی رسوبات و روراندگیهای شدید شده و توده افیولیت– رادیولاریت در نوار زاگرس مرتفع استقرار یافته است (درویش زاده، ۱۳۷۰)، در نتیجه این فاز تکتونیکی لبه جنوبغربی بلوک ایران (زون سنندج – سیرجان)، از آب بالا آمده و در بسیاری از مناطق این پهنه و پهنه ایران مرکزی چینخوردگی به وقوع پیوسته است (اشتوکلین، ۱۹۶۸).

زون سنندج – سیرجان از نظر ولکانیسم در ائوسن نسبتاً آرام بوده است. در پایان این دوره، فاز کوهزایی پیرنئن بر ایران مرکزی و پهنه سنندج – سیرجان اثر کرده که در نتیجه آن پیسنگ پرکامبرین بالاتر آمده است. در پی فاز کوهزایی ائوسن- الیگوسن، تودههای بازیک نظیر گابروی خرزهره و پنجوین در این زون نفوذ کردهاند. پس از فازهای کوهزایی استرین و پاسادنین در کواترنری، یک فاز کششی در بیشتر نقاط ایران حاکم بوده است (بربریان،۱۹۷۷). ولکانیسم کواترنر منطقه تکاب – قروه در پهنه سنندج – سیرجان احتمالاً نتیجه این فاز کششی بوده است (معین وزیری،۱۹۷۷).

#### ۲-۳- زمینساخت سنندج – سیرجان

شاید مهمترین ساختارهای زمینشناسی در پهنه سنندج – سیرجان به دورانهای مزوزوئیک سنوزوئیک مربوط باشد. با آغاز فرورانش دریای تتیس به زیر قسمت جنوبی ایران مرکزی در ژوراسیک پسین دوره جدیدی از دگرشکلیها و دگرگونیها در پهنه سنندج – سیرجان آغاز شد.

از دیدگاه بربریان (۱۹۸۱) وجود دگرگونیهای همزمان با تکتونیک در امتداد پهنه سنندج – سیرجان مربوط به دوره تریاس به ویژه در ناحیه ساغند نشاندهندهٔ دگرریختیهای فشارشی قوی در این ناحیه است. شواهد پترولوژی سنگهای دگرگونی سنندج – سیرجان، دو فاز دگرگونی ناحیهای همزمان با تکتونیک را نشان میدهد.

پس از حرکات فشارشی تریاس میانی، ایران مرکزی و البرز دچار فرآیندهای کششی شدند که از دیدگاه محجل (۲۰۰۳) به عنوان دومین واقعه کششی بازوی جنوبی دریایی نئوتیس بوده است. این حرکات کششی در جنوب ایران باعث ایجاد حوضهای عمیق حاوی رسوبات رادیولاریتی و آتشفشانی طی تریاس بالایی – ژوراسیک شده است که زیر زون رادیولاریتی و بیستون را در بر می گیرد.

با آغاز فرورانش اقیانوس تتیس جوان به سمت شمال در ژوراسیک پایانی (سیمرین پسین) با دگرگونیهای همزمان با تکتونیک در همدان، ملایر، بروجرد، همچنین تودههای نفوذی مانند کلاهقاضی همراه است. از دیدگاه محجل (۲۰۰۳) نشانههای این حرکت ناپیوستگیهای موجود در زیر زونهای حاشیهای و دگرشکلی پیچیده و همچنین قطعات کنگلومرایی دگرگون شده در سنگهای کرتاسه زیرزون حاشیهای میداند. حرکات کوهزائی کرتاسه فوقانی (معادل لارامید) نیز اثرات شگرفی بر ناحیه سنندج- سیرجان داشته است. وجود دگرگونی فراوان، چین خوردگی و فرارانش افیولیت و فعالیتهای آتشفشانی از مهمترین این اثرات است. چین خوردگی با تمایل جنوبغربی و روند شمالغربی و
رخسارههای دگرگونی شیستسبز در این پهنه مشاهده می شوند (محجل و فرگوسن، ۲۰۰۰؛ بربریان، ۱۹۸۱).

محجل و سهندی (۱۳۷۸)، ساختار سنندج – سیرجان را از نوع چینهای بسته و همراستا میدانند، اما علوی (۱۳۷۱)، اعتقاد دارد که تکتونیک غالب در سنندج سیرجان ساختارهای مرکب دوپلکس در بزرگ مقیاس و یا سیستم بادبزن فلسی با شیب کم تا زیاد به سمت شمال شرق می باشد. این سیستم گسلی سفرههای رورانده دگرگونی و غیر دگرگون فانروزئیک را دهها و شاید هم صدها کیلومتر حمل کرده اند. شواهد ساختاری حاکی از آن است که این راندگیها از کرتاسه پایانی شروع شده و جهت راندگیها از شمال شرق به سمت جنوب غرب می باشد.

(محجل و همکاران، ۲۰۰۳)، زون سنندج – سیرجان را به ۵ زیر پهنه تقسیم بندی کرده است که عبارتند از :

زیر زون رادیولاریتی (تریاس پسین – کرتاسه پسین)

این زیر زون از غرب تا قبرس و از شرق تا عمان ادامه دارد. در ایران این زون در نواحی کرمانشاه، جنوب ازنا، شهرکرد، اقلید و نیریز برونزد دارد، و شامل سنگهایی به سن تریاس پسین تا کرتاسه پسین میباشد که در محیطهای کمعمق و عمیق تشکیل شدهاند.

- زير زون بيستون

که در ناحیهٔ کرمانشاه، شامل آهکهای ضخیم لایهٔ تا تودهای به سن تریاس تا کرتاسه است. ردیفهای تریاس بالایی – کرتاسه پایینی کمعمق، و ردیفهای کرتاسه بالایی آهکهای میکرولیتی و پلاژیک ژرف است.

- زير زون افيوليتى

در دو ناحیه کرمانشاه و نیریز برونزد دارد. سن افیولیتهای کرمانشاه ۸۱ تا ۸۶ میلیون سال، (آشکوب سنونین)، و سن سنگهای آذرین افیولیتهای نیریز، پوشیده شده با سازند تاربور، ۸۷/۵±۷۲ میلیون (سنونین).

زیر زون حاشیه ای

شامل سنگهای آتشفشانی (کمان آتشفشانی) با سن ژوراسیک پسین – کرتاسه پسین میباشد که در محیطی کمعمق و دریایی رسوب کردهاند و در طول سنندج – سیرجان قابل ملاحظه است.

- زیر زون دگرشکلی پیچیده

که از سنگهای دیرینه زیستی – میانه زیستی در حاشیه آرام در قسمت شمال شرقی اقیانوس تتیس جوان قرار گرفتهاند و شامل سنگهای به شدت دگرگون و تودههای نفوذی فراوان است به این دگرگونیها نامهای گوناگونی مانند مجموعه ژان (محجل)، کمپلکس توتک، کولی کوش و سوریان و در الیگودرز مجموعه آب باریک، داده شده است.

فعالیت ماگمایی گسترده در بخشهای مرکزی زون سنندج – سیرجان به صورت تـودههای گرانیتی نفوذی مانند باتولیت الوند و نواحی مجاور آن چون دهنو، بروجرد، الیگودرز تجلی پیدا کرده است. تعیین سنهای جدید صورت گرفته برروی تودههای گرانیتوئیدی الوند و ملایـر در محدودهٔ سنی ۱۸۷–۱۶۳ میلیون سال پیش (ژوراسیک میانی) پیشنهاد شده است (احـدنژاد و همکاران ، ۲۰۱۱ ؛ شهبازی و همکاران ، ۲۰۱۰). نتایج حاصل از تعیین سن زیرکن به روش U-Pb بر روی انواع سنگهای گرانیتوئیدی منطقهٔ بروجرد (احمدی خلجی، ۲۰۰۶)، حاکی از یک فـاز ماگماتیسم گسترده اما کوتاهمدت در محدودهٔ سنی ۱۷۵–۱۷۲ میلیون سال پـیش (ژوراسـیک به روش U-Pb بر روی زیرکنهای گرانیتوئیدهای ناحیه الیگودرز که به صورت درجا (روش لیزر ایلیشن)، توسط اثنیعشری (۲۰۱۱) صورت گرفته است، سنی در حدود ۵± ۱۶۵ میلیون سـال پیش (ژوراسیک میانی) را برای آنها تخمین زده است. این تعیین سنها نشان میدهد با توجـه به اینکه این تودههای نفوذی از ذوب پوسته با تفاوتهای جزئی مشتق شدهاند، همه آنها دارای سن تقریباً یکسان ژوراسیک میانی بوده و نشان از فعالیـت گسـتردهٔ ماگمـایی در بخشهـای میانی زون سنندج – سیرجان در این دوره سنی میباشد.

در شکل ۲–۱ تصویر ماهوارهای از سه تودهٔ نفوذی گلزرد، درهباغ و ازنا برگرفته از نرمافزار لندست ۷ با قدرت تفکیک ۳۰ متر (تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد با کادر سفید) نشان داده شده است. همانطور که در شکل می بینید جهت کشیدگی این تودهها با روند اصلی پهنه سنندج – سیرجان مطابقت دارد.



شکل ۲–۱– تصویر ماهوارهای از تودههای گرانیتوئیدی ازنا — الیگودرز، تودهٔ نفوذی گلزرد با کادرسفید نشان داده شده است.

تودههای نفوذی یاد شده در یکسری از رسوبهای تخریبی دگرگونه (اسلیت و فیلیت) به سن تریاس فوقانی – ژوراسیک نفوذ کرده (شکل ۲-۲)، و هالهای از دگرگونی مجاورتی را در اطراف خود پدید آوردهاند.



شکل ۲-۲- دور نمایی از مرز تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد در محل کنتاکت با سنگهای دگرگونی (گرانودیوریتها با رنگ خاکستری روشن در راست تصویر و سنگهای دگرگونی تیره رنگ در سمت چپ تصویر) دید به سمت جنوب.

### ۲-۴- زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

تودهٔ نفوذی گلزرد در بین سنگهای دگرگونی ناحیهای درجه پایین (اسلیت، فیلیت و میکاشیست) با سن تریاس فوقانی – ژوراسیک تحتانی جای گرفته است و هالهای از سنگهای دگرگونی مجاورتی با درجه پایین تا متوسط (رخساره آلبیت – اپیدوت هورنفلس) را در پیرامون خود ایجاد کرده است.

به طورکلی، مهمترین واحدهای سنگی مشاهده شده در محدوده مورد مطالعه بر اساس ترتیب سنی به قرار زیر میباشد:

۱ – سنگهای شیلی ماسهسنگی دگرگون شده در حد رخساره شیستسبز (تریاس فوقانی – اوایل ژوراسیک) (دگرگونی ناحیهای) ۲ – تودهٔ نفوذی مورد مطالعه و سنگهای مرتبط با آن (ژوراسیک میانی) (با سن ۵±۱۶۵ میلیون سال)

۳ – سنگهای دگرگونی مجاورتی درجه پایین تا متوسط

سنگهای نفوذی شامل :

- ۱) گرانودیوریتها
  - آنكلاوها
- زینولیتها و زینوکریستها
  - آنكلاوهای متاپلیتی
- آنکلاوهای سورمیکاسه
- ۲. آنکلاوهای آندالوزیت سیلیمانیت هورنفلسی
  - آنکلاوهای سیلیسی
  - رگههای آپلیتی و پگماتیتی و کوارتزی
    - ۲) گرانیتها و لوکوگرانیتها
    - ۳) دایکهای گابرو دیوریتی

شکل ۲-۳ نقشهٔ زمینشناسی ساده شده از محدودهٔ تقریبی تودهٔ گرانیتیوئیدی گلزرد به همراه پراکندگی واحد لوکوگرانیتی، همین طور سنگهای میزبان دربر گیرندهٔ این تودهٔ نفوذی به صورت شماتیک نمایش داده شده است.



شکل ۲-۳- نقشه زمینشناسی ساده شده از توده گرانیتوئیدی گلزرد (بدلو، ۱۳۹۰).

۲-۵- روابط صحرایی

تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد از دو واحد اصلی گرانودیوریتی و لوکوگرانیتی تشکیل گردیده است. این توده دارای شکل تقریباً بیضوی است که قطر بزرگ آن در راستای شمالغرب – جنوب شرق می باشد. این توده نفوذی در بخش غربی غالباً دارای مورفولوژی هموار می باشد و تپه های کم ارتفاعی را تشکیل می دهد. در بخش شرقی سنگها از استحکام بیشتری بر خوردار هستند و مرتفع تر می باشند (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴- دورنمایی از گرانودیوریت های رخنمون یافته در تودهٔ نفوذی گلزرد.

گرانودیوریتها بخش اصلی این توده نفوذی را تشکیل میدهند، لوکوگرانیتهای تورمالیندار در قسمتهای شمالی و مرکزی توده یافت میشوند. مرز آنها با گرانودیوریتها تدریجی یا واضح است. گرانودیوریتها دارای رنگ خاکستری بوده و گرانیتها و لوکوگرانیتها به رنگهای خاکستری روشن تا سفید دیده میشود (شکل ۲–۵). لوکوگرانیتها فاقد کانی تیره هستند و تورمالینزایی گستردهای در آنها صورت گرفته است.



شکل ۲-۵- الف) نمایی از لوکوگرانیتهای تورمالیندار، ب) نمایی از گرانودیوریتها.

### ۲-۶- گرانودیوریتها

کانیهای اصلی تشکیل دهندهٔ گرانودیوریتها شامل: پلاژیوکلاز، کوارتز، میکروکلین، ارتوکلاز، بیوتیت و موسکویت میباشند. آندالوزیت، گارنت، تورمالین، زیرکن و آپاتیت کانیهای فرعی تشکیل دهندهٔ این سنگها هستند. کلریت، اپیدوت، اسفن، کائولینیت و سریسیت از جمله کانیهای ثانویه بارز گرانودیوریتها میباشند. لازم به ذکر است که در این سنگها، آندالوزیت، سیلیمانیت و گارنت به صورت زینوکریستهایی از سنگهای مادر دگرگونی یافت میشوند.

گرانودیوریتها در مناطقی به شدت هوازده و فرسوده بوده و مورفولوژی آنها به صورت تپههای کمارتفاعی میباشد. این سنگها اکثراً دانه متوسط تا دانه درشت هستند. به سبب عملکرد فعالیتهای تکتونیکی در حاشیهٔ جنوب شرقی منطقه، گرانودیوریت ها اکثراً خرد شدهاند و کلریت زایی گستردهای در آنها صورت گرفته است (شکل ۲-۶ الف و ب). در حاشیه شمالی توده سنگها حالت جهتیافتگی بارزتری نشان میدهند (شکل ۲-۶ ج). در بخشهای مرکزی توده شدت دگرشکلی کمتر میباشد (شکل ۲-۶ د).





شکل ۲-۶- تصاویری از تأثیرات فعالیتهای تکتونیکی بر گرانودیوریتهای منطقه مورد مطالعه: الف و ب) سنگهای خرد شده و کلریتی شده در حاشیهٔ جنوب شرقی توده، ج) فولیاسیون و جهتیافتگی کانیهای بیوتیت در محل کنتاکت با سنگهای دگرگونی در حاشیهٔ شمالی تودهٔ نفوذی گلزرد، د) ساخت گرانولار همراه با جهتیافتگی در بخش مرکزی تودهٔ نفوذی مورد مطالعه.

#### ۲-۶-۲ آنکلاوهای مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه

اغلب تودههای نفوذی گرانیتوئیدی حاوی قطعاتی از سنگهای بیگانه میباشند که از دیرباز مورد توجه محققین بوده است. اصطلاح آنکلاو برای اولین بار توسط (لاکروا<sup>۱</sup>، ۱۸۹۰)، به منظور توصیف قطعات سنگی موجود در سنگهای آذرین همگن، بدون توجه به اندازه آنها ارائه شد. آنکلاوها در هر اندازه که باشند (به طول چند میکرون تا صدها متر)، کاملاً توسط سنگ میزبان احاطه شدهاند. اگرچه آنکلاوها باشند (به طول چند میکرون تا صدها متر)، کاملاً توسط سنگ میزبان احاطه شدهاند. اگرچه آنکلاوها معمولاً از مجموعهای از کانیهای مختلف تشکیل شدهاند اما در مواردی ممکن است فقط از یک کانی معمولاً از مجموعهای از کانیهای مختلف تشکیل شدهاند اما در مواردی ممکن است فقط از یک کانی تشکیل شده باشند. برخی از آنکلاوها از اختلاط ماگمایی حاصل گردیدهاند و با گرانیتوئیدهای دربرگیرنده شان همسن هستند. برخی آنکلاوها از اختلاط ماگمایی حاصل گردیده شان هستند. با توجه تربرگیرنده شان همسن هماند می معاند در تودهٔ گرانیتوئیدی مورد بررسی را میتوان در دسته های زیر روم اندی کرون در دسته های زیر دربرگیرنده شان همان همان مشاهده شده در تودهٔ گرانیتوئیدی مورد بررسی را میتوان در دسته های زیر دربرگیرنده شان همان همان می دربرگیرنده شان همیند. برخی آنکلاوها از روم می میلا از میز تودیمی در از می دربرگیرنده شان همان همان همان همیند. برخی آز آنکلاوها از روم می در از می دربرگیرنده شان همان همان همان هماند. با توجه تعریف آنکلاوها، آنکلاوهای مشاهده شده در تودهٔ گرانیتوئیدی مورد بررسی را میتوان در دسته های زیر روم بیدی کرد:

- آنكلاوها شامل:
- زینولیتها و زینوکریستها

<sup>&#</sup>x27;- Lacroix

- آنكلاوهای متاپلیتی
- آنکلاوهای سورمیکاسه
- ۲. آنکلاوهای آندالوزیت سیلیمانیت هورنفلسی
  - آنکلاوهای سیلیسی

#### ۲-۶-۲-زینولیتها و زینوکریستها

این واژهها برای توصیف قطعات بیگانه یا بلورهای جدا شدهای که به درون ماگما راه یافتهاند، مورد استفاده قرار می گیرند (ولی زاده و همکاران، ۱۳۸۰). زینوکریستهای مشاهده شده در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد شامل پورفیروبلاستهای آندالوزیت و گارنت است. پورفیروبلاستهای آندالوزیت در مقیاس نمونهٔ دستی و صحرایی به راحتی قابل مشاهده میباشند (شکل ۲-۷ الف) و با ابعاد مختلفی از یک سانتیمتر تا چند سانتیمتر (حداکثر ینج سانتیمتر) مشاهده شدهاند. بلورهای آندالوزیت غالباً در اثر واکنش با سیالات ماگمایی موجود در حین تبلور ماگما واکنش دادهاند و به صورت جزئی تا کامل به سریسیت تبدیل شدهاند و به راحتی از سنگ دربرگیرندهٔ خود جدا می گردنند (شکل ۲-۷ ب)، زینوکریستهای گارنت به ندرت یافت میشوند و صرفاً در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده هستند. وجود این پورفیروبلاستها در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد نشاندهندهٔ ماهیت متاپلیتی سنگ مادر این این توده میباشند که در اثر نفوذ ماگمای بازیک – حدواسط در زیر مجموعهٔ دگرگونی ناحیهای متاپلیتها (اسلیت و فیلیت و گارنت میکاشیست) بلورهای آندالوزیت و گارنت در این مجموعه تشکیل می گردند و به صورت زینوکریست و آنکلاو در به درون ماگمای گرانودیوریتی وارد شده و در این توده نفوذی دیده میشوند. در اثر جایگزینی ماگما، دمای مجموعهٔ دگرگونی بالا رفته و مجموعهٔ دگرگونی مجاورتی نسبتاً وسیعی را به وجود آورده است، به طوری که در آن پورفیروبلاستهای آندالوزیت و گارنت تشکیل گردیدهاند.



شکل ۲-۷- تصاویری از پورفیروبلاستهای آندالوزیت موجود در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد: الف) پورفیروبلاست آندالوزیت موجود در گرانودیوریت، ب)پورفیروبلاستهای آندالوزیت با حاشیههای سریسیتی شده در ابعاد یک تا پنج سانتیمتری که از گرانودیوریتهای تودهٔ نفوذی گلزرد جمعآوری شده است.

۲-۶-۲-۲ آنکلاو متاپلیتی

۲-۶-۲-۱-۲- آنکلاوهای سورمیکاسه

آنکلاو سورمیکاسه نیز نوعی از آنکلاوهای گرانیتهای متاپلیتی هستند که اغلب کوچک و عدسی شکل تیره رنگ و اساساً از بیوتیت، هورنبلند، کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل شدهاند. در نمونه هوازده بیوتیتها اکثراً کلریتی شدهاند. آنکلاوهای سورمیکاسه، به صورت پراکنده در کل توده مشاهده می گردد.

۲-۶-۲-۲-۲- آنکلاوهای آندالوزیت – سیلیمانیت هورنفلسی

این دسته از آنکلاوها خود زیر مجموعهای از آنکلاوهای متاپلیتی میباشند. این نوع آنکلاوها به صورت اشکال کروی، بیضوی و نامنظم میباشند که در سراسر تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد، بویژه در حواشی یافت میشوند. در برخی آنکلاوها تودههای کوارتزی با ابعاد مختلف مشاهده میشود (شکل ۲-۸ الف). این کوارتزها دارای منشاء دگرگونی هستند و حاصل تبلور کوارتز از سیالات آزاد شده در طی واکنشهای آبزدایی میباشند. در درون این آنکلاوها گاهاً بلورهای ریزی از آندالوزیت و سیلیمانیت دیده شده است. حضور پورفیروبلاستهای آندالوزیت را با توجه به فرآیند تشکیل این آنکلاوها، میتوان چنین تفسیر نمود که این آنکلاوها بخشهایی از سنگهای مادر میکاشیستی بودهاند و در طی اقامت در مذاب تاحدودی تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی موضعی قرار گرفتهاند در نتیجه بلورهای ریزی از آندالوزیت در آنها تشکیل شده است (شکل ۲–۸ ب). در اثر گرمای ناشی از مذاب گرانودیوریتی بر روی آنکلاوها، در بسیاری از آنها فرآیند فلدسپارزایی مشاهده میشود. فلدسپارهای موجود در این آنکلاوها که دارای ترکیب سنگهای میزبان متاپلیتی کلسیمدار هستند، از نوع پلاژیوکلاز میباشد. در برخی از آنکلاوها درشتی بلورهای فلدسپار به قدری است که در نمونهٔ دستی به راحتی دیده میشوند (شکل ۲–۸ ج). برخی از آنکلاوهای آندالوزیت – سیلیمانیت هورنفلسی دیده شده در این تودهٔ نفوذی گاهاً در اثر اقامت درون مذاب گرانودیوریتی ساخت گرانوبلاستی به خود گرفتهاند (شکل ۲–۸ د). قرارگیری این آنکلاوها درون مذاب گرانودیوریتی که دمای بالایی دارد موجب تبدیل شدن موضعی آنها به گرانودیوریت گردیده است (شکل ۲–۸ ه).

#### ۲-۹-۱-۹- آنکلاوهای سیلیسی

آنکلاوهای سیلیسی در واقع بخشهایی از رگههای سیلیسی هستند که در طی واکنشهای آبزدایی و سیلیسزدایی تشکیل شدهاند. از اینگونه آنکلاوها در تودههای گرانیتوئیدی گلزرد و درّهباغ به وفور دیده می شود. اندازه آنها از چند میلیمتر تا چند سانتیمتر متغییر است و در برخی موارد اندازهٔ آنها به چند دسی متر نیز می رسد (شکل ۲–۸ و). این زینولیتها تماماً از کوارتز تشکیل شدهاند و در مواردی توسط پوششی از کانی های موسکویت و بیوتیت در برگرفته شدهاند. در برخی موارد نیز این آنکلاوها، همراه با بخشی از سنگ میزبان خود یعنی ماسه سنگها، متاسندستون ها، متاسیلتستون ها و سنگهای متاپلیتی ظاهر می شوند.

به طورکلی می توان گفت که با افزایش دما در طی دگرگونی ناحیهای و رسیدن به محدودهٔ دمایی زونهای کلریت، موسکویت، بیوتیت و سرانجام گارنت در سنگهای دگرگونی واکنشهایی صورت می گیرد که در مجموع تمایل دارند با افزایش دما کانیهای بی آب تری تولید کنند. مثلاً کلریت و موسکویت با هم واکنش میدهند و بیوتیت، گارنت، کوارتز (سیلیس) و مقداری آب تولید میشود (فری و بوخر، ۱۹۹۴).

Chlorite + Muscovite  $\longrightarrow$  Biotite + Garnet + H<sub>2</sub>O + SiO<sub>2</sub>

نگاهی به اینگونه واکنشها نشان میدهد که در سمت راست این واکنشها همیشه مقداری SiO<sub>2</sub> وH2O وجود دارد. آب آزاد شده در جریان واکنشها معمولاً از دمای نسبتاً بالایی برخوردار است، چون این واکنشها در محدوده دمایی بیش از ۳۵۰ درجه سانتی گراد انجام می گیرند، در نتیجه آب آزاد شده طی چرخش در سنگها سیلیس موجود در برخی از کانیها به ویژه کوارتز را در خود حل می کند و همراه با مقدار سیلیسی که از قبل در آن وجود داشته، در سنگ به حرکت در میآید. از آنجایی که فشار لیتواستاتیک<sup>۲</sup> نسبتاً زیادی بر سیال اعمال میشود، سیال مجبور است به سمت ترازهای فوقانی حرکت کند و همچنین در طی حرکت به سمت بالا و در اثر فشار فاز سیال، سنگهای موجود در سر راه مسیر صعود، شکسته می شوند (گسیختگی هیدرواستاتیک)، و سیال حاوی سیلیس در فضاهای خالی ایجاد شده تمرکز پیدا میکنند و به صورت رگهها، رگچهها و عدسیهای کوچک و بزرگ سیلیسی متبلور میشود. اگر سنگهای دگرگونی حاوی اینگونه رگهها دچار دگرگونی مجاورتی شوند فقط در حد تبلور مجدد و افزایش اندازه دانهها، تغییراتی در این رگههای سیلیسی صورت می گیرد. زیرا این رگهها تک کانی هستند و زمينه و يا شرايط مساعد براي تغيير و تحولات كاني شناسي در آنها وجود ندارد ولي اگر در طي دگرگونی مجاورتی دما تا آن اندازه بالا رود که سنگ به شرایط میگماتیتزایی و نهایتاً تولید ماگمای گرانیتی برسد میتواند این رگهها را از هم گسیخته و متلاشی کند و به درون مذاب گرانیتی راه پیدا کنند. حال اگر قطعاتی از این رگهها یا تودههای سیلیسی بتوانند در طی فرآیند ذوب هویت اصلی خود را حفظ کنند، می توانند به صورت آنکلاو سیلیسی در تودهٔ گرانیتوئیدی ظاهر شوند.

<sup>&</sup>lt;sup>Y</sup>- Lithostatic pressure



شکل ۲-۸- تصاویری از آنکلاوهای مشاهده شده در تودهٔ نفوذی گلزرد: الف) آنکلاو متاپلیتی کشیده حاوی تودهٔ سیلیسی، ب) تصویری از انکلاو متاپلیتی از نوع آندالوزیت – هورنفلسی دارای پورفیروبلاستهای آندالوزیت، ج) تصویری از یک آنکلاو متاپلیتی که در آن فلدسپارزایی (به صورت بلورهای درشت پلاژیوکلاز) مشاهده میشود، د) تصویری از یک آنکلاو متاپلیتی که در اثر اقامت درون مذاب گرانودیوریتی تا حدودی ساخت گرانوبلاستی پیدا کرده است، ه)آنکلاو متاپلیتی که در اثر گرمای ناشی از مذاب گرانودیوریتی به گرانیت دانهریز تبدیل شده است، و) آنکلاو سیلیسی مشاهده شده در سنگهای گرانودیوریتی.

# ۲-۶-۲-۴-رگههای آپلیتی، پگماتیتی و کوارتزی

گرانودیوریت ها توسط تعدادی رگهٔ آپلیتی، پگماتیتی و کوارتزی قطع شدهاند که در جهات مختلف توسعه یافتهاند و اندازهٔ آنها از چند سانتیمتر تا چند متر متغییر است.

رگههای آپلیتی: سفید رنگ هستند و ریزدانه میباشند و دارای ساخت دانهای نیمه شکلدار تا بی شکل اند. کانی های تشکیل دهندهٔ این رگه ها عمدتاً پلاژیو کلاز، ارتوز، کوارتز، پرتیت، میکرو کلین، بیوتیت و تورمالین میباشند. در بعضی رگه ها، دانه های بسیار ریز و فراوان تورمالین دیده می شود (شکل ۲-۹ الف). رگه های آپلیتی حاوی تورمالین حاصل تبلور بخش باقیمانده و تفریق یافتهٔ مذاب گرانیتوئیدی می باشد که غنی از (B) بوده اند.

رگههای پگماتیتی اندکی این تودهٔ نفوذی را قطع کردهاند که ضخامت این رگهها از چند دسیمتر تا چند سانتیمتر متغیر میباشد. بلورهای درشت کوارتز، فلدسپار آلکالن و تورمالینهای خورشیدی (شکل ۲-۹ ب) و ورقههای ریز مسکویت کانیهای سازندهٔ این پگماتیتها میباشند. در برخی موارد پگماتیت به صورت موضعی یا محلی تشکیل شدهاند و حاصل تبلور بخشهای تفریق یافتهٔ مذاب گرانیتی هستند که به طور موضعی از آب و مواد فرار غنی شدهاند. این گونه پگماتیتها دارای مرز تدریجی با گرانودیوریتها و گرانیتهای اطراف خود میباشند.

رگههای کوار تزی آخرین باقیماندههای مذابهای گرانودیوریتی تفریق یافتهاند که به صورت رگه و رگچه تبلور پیدا کردهاند. این رگهها دارای ضخامت و گسترش بسیار متنوعی هستند و در جهات مختلف گسترش پیدا کردهاند ولی از فراوانی چندانی برخوردار نیستند، این رگهها در نقاط مختلف تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد مشاهده شدهاند (شکل ۲–۹ د). در بعضی موارد رگههای کوارتز با رگههای ظریفی از اکسیدهای آهن همراه میباشند.



شکل ۲-۹- تصاویری از رگههای آپلیتی، پگماتیتی و کوارتزی قطع کنندهٔ تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد: الف) تصویری از رگه آپلیتی حاوی نودولهای تورمالین، ب) رگهٔ پگماتیتی با ترکیب کوارتز و فلدسپار که در بخش مرکزی حاوی تورمالین میباشد. ج) تجمع بلورهای تورمالین با آرایش شعاعی یا خورشیدی در پگماتیتهای تورمالیندار، د) رگه کوارتزی قطع کنندهٔ گرانودیوریتها.

# ۲-۷- گرانیتها و لوکوگرانیتها

لوکوگرانیتها در نمونهٔ دستی خاکستری روشن تا سفید میباشند و غالباً دانهریز هستند. لوکوگرانیتها در قسمتهایی از شمال، مرکز و حاشیهٔ جنوبی – جنوب شرقی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد یافت می شوند. لوکوگرانیتها فاقد کانی تیره مانند بیوتیت هستند و کانیهای اصلی تشکیل دهندهٔ آنها عبارتند از: پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپات آلکالن و تورمالین است. در واقع لوکوگرانیتها بخشهای تفریق یافته این تودهٔ گرانیتوئیدی می باشند. در لوکوگرانیتهای منطقه مورد مطالعه بلورهای تورمالین به صورت بلورهای نیمه شکل دار و در نمونهٔ دستی به رنگ سیاه دیده می شوند. در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد کوچک متبلور گردیدهاند، مشاهده میشوند شکل (۲–۱۰ الف). این نودولها در توده گرانیتوئیدی گلزرد معمولاً از ۱ تا ۱۰ سانتیمتر قطر دارند و از تورمالین + کوارتز (± فلدسپار) به طوری که این هسته توسط حاشیهای از کوارتز و فلدسپار احاطه شده است که به آن نام یک هاله یا زون سفید شده (شسته شده) گفته میشود (بالن و بروسکا، ۲۰۱۱). این نودولها، در اثر تبلور کانی تورمالین به صورت شعاعی در بین فضاهای خالی موجود در بین کانیهای تشکیل دهندهٔ لوکوگرانیتها بوجود آمدهاند. این نودولها معمولاً توزیع ناهمگنی در سنگ دارند. به طور کلی تورمالینهای مشاهده شده در لوکوگرانیتها به صورت توزیع ناهمگنی در سنگ دارند. به طور کلی تورمالینهای مشاهده شده در لوکوگرانیتها به صورت توزیع ناهمگنی در استگ دارند. به طور کلی تورمالینهای مشاهده شده در اوکوگرانیتها به صورت توزیع ناهمگنی در استگ دارند. به طور کلی تورمالینهای مشاهده شده در لوکوگرانیتها به صورت توزیع ناهمگنی در این در این داند. به طور کلی تورمالینهای مشاهده شده در لوکوگرانیتها به صورت توزیع ناهمگنی در این دارند. به طور کلی تورمالینهای مشاهده شده در لوکوگرانیتها به صورت توزیع ناهمگنی در این گارند. به طور کلی تورمالینهای مشاهده شده در لوکوگرانیتها به صورت توزیع ناهمگنی در این گارند. به طور کلی تورمالینهای مشاهده شده در لوکوگرانیتها به صورت توریع ناهمگنی در این تورمالین نیز در این تودهٔ نفوذی دیده شدهاند. این رگهها نودولولی به صورت رگههای غنی از تورمالین نیز در این تودهٔ نفوذی دیده شدهاند. این رگهها ایز تورانودیوریتها را قطع میکنند و به علت دانه دیز بودن تورمالینهای موجود در این رگاها، اغلب نیمه شکل دار تا بی شکل می باشند. در ضمن این ویژگی تا حدودی حاصل تبلور نسبتاً سریع آنها می باشد.



شکل ۲-۱۰- الف)تجمعات تورمالین به صورت نودول و حاشیهٔ سفید رنگ متشکل از کوارتز و فلدسپار که تورمالینها را احاطه کرده است، ب) تبلور تورمالین در میان شکستگیها به صورت رگهای، ج و د) لوکوگرانیتهای تورمالیندار که تحت تاثیر سیالات گرمابی قرار گرفتهاند و به رنگهای زرد، قرمز و قهوهای دیده می شوند.

در حاشیه جنوبی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد (شمال سد حوضیان) رگههای کوارتز – تورمالین زیادی لوکوگرانیتها و گرانودیوریتها را قطع کردهاند. با توجه به اندازه گیریهای صورت گرفته بر شیب و امتداد این رگهها و استریوگرام رسم شده از آنها (شکل ۲–۱۱ الف)، اینطور استنباط میشود که راستای حداکثر تنش (δ۱) برابر با S75W و جهت بازشدگی برابر با N15W میباشد. در مرحلهٔ پایانی تبلور ماگما، سیالات غنی از بور ناشی از تفریق ماگمایی در امتداد شکستگیها بالا آمده و سپس به صورت رگههای کوارتز و تورمالین متبلور شده است.



شکل ۲–۱۱– الف) نمایش موقعیت رگههای تورمالین با که غالباً دارای امتداد شمال شرقی – جنوب غربی می باشند و در ضمن عمدتاً به سمت جنوب شرق شیب دارند، ب) استریونت نشان دهندهٔ جهت حداکثر تنش  $(\delta_1)$ و حداکثر کشش $(\delta_3)$  بر اساس روند رگههای تورمالین.

در شکل ۲–۱۲ نقشهٔ محدودهٔ مورد مطالعه به همراه پراکندگی موقعیت پورفیروبلاستهای آندالوزیت، رگههای کوارتزی و آپلیتی و همینطور مناطقی که تورمالین در آنها مشاهده شده به صورت شماتیک به نشان داده شده است. با توجه به این شکل، آندالوزیتها در حاشیهٔ این توده و تورمالینها، رگههای کوارتزی و آپلیتی در قسمتهای مرکزی توده متمرکز شدهاند. حضور گستردهٔ پورفیروبلاستهای آندالوزیت در این تودهٔ گرانیتوئیدی، ماهیت پالین ژنتیکی آن را تأیید میکند.



شکل ۲–۱۲– نقشهٔپراکندگی موقعیت پورفیروبلاستهای آندالوزیت، رگههای کوارتزی، رگههای آپلیتی و رگهها و نودولهای تورمالینهای مشاهده شده در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد.

# ۲-۸- دایکهای گابرو دیوریتی

تعداد اندکی دایک گابرو دیوریتی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد را قطع کردهاند. این دایکها دارای رنگ سیاه مایل به سبز یا خاکستری مایل به سبز بوده و ضخامت آنها به ۳۰ تا ۲۰۰ سانتیمتر میرسد (شکل ۲–۱۳). وجود این دایکها بیانگر رژیمهای کششی موضعی مرتبط با فعالیتهای گسلی و سایر فعالیتهای تکتونیکی است که به تشکیل یک سری شکستگیهای عمیق منجر شده و سپس مواد مذاب دارای ترکیب گابرو دیوریتی به درون آنها راه یافته است. این دایکها دارای روند شمالی – جنوبی (به موازات شکستگیهای موجود در منطقه) هستند (شکل ۲–۱۴).



شکل۲-۱۳- تصاویری از دایکهای گابرودیوریتی قطع کنندهٔ تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد: الف و ب) دور نمایی از دایکهای گابرو دیوریتی دید به سمت شمال، ج و د) نمای نزدیکی از رابطهٔ بین دایکها و سنگهای گرانودیوریتی میزبانشان را به نمایش میگذارد.



شکل۲-۱۴- موقعیت دایکهای گابرودیوریتی با روند شمالی – جنوبی با شیب ریاد در رزدیاگرام.

# ۲-۹- دگرگونی مجاورتی حاصل از توده نفوذی گلزرد

تزریق تودهٔ نفوذی گلزرد در سنگهای متاپلیتی تریاس بالایی و ژوراسیک (سنگهای دگرگونی ناحیهای میزبان) باعث پدید آمدن هالهٔ دگرگونی کم ضخامتی (مجاورتی دما پایین تا متوسط) در حد رخساره آلبیت – اپیدوت هورنفلس شده است که مرز این هاله با تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد واضح و مشخص میباشد. به طوری که اطراف توده نفوذی را، هالهای از دگرگونی مجاورتی فراگرفته است و بر روی تصویر ماهوارهای هالهٔ دگرگونی مجاورتی ایجاد شده با رنگ تیرهتر نسبت به سایر سنگهای میزبانشان مشخص می گردند. در دگرگونی مجاورتی ایجاد شده با رنگ تیرهتر نسبت به سایر سنگهای میزبانشان مشخص می گردند. در مجموع سنگهای دگرگونی از توسعه زیادی برخوردار نبوده است و عمدتاً تأثیر آن به صورت استحکام یافتگی بیشتر سنگهای دگرگونی ناحیهای میزبان و تغییر رنگ آنها (تیره تر شدن) تجلی پیدا کرده است.

# نتيجهگيرى

تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد در پهنهٔ ساختاری سنندج – سیرجان به درون سنگهای متاپلیتی تریاس بالایی و ژوراسیک تزریق شده است و در اثر نفوذ به درون این سنگها، هالهٔ دگرگونی مجاورتی با رنگ تیرهتر نسبت به سایر سنگهای مجاورشان ایجاد نموده است. این تودهٔ نفوذی از سه واحد اصلی گرانودیوریتی، لوکوگرانیتی و دایکهای گابرو دیوریتی تشکیل گردیده است. بر اساس مشاهدات صحرایی گرانودیوریتها، بزرگترین واحد و بدنهٔ اصلی این تودهٔ نفوذی را تشکیل میدهند و در صحرا به رنگ خاکستری دیده میشوند. گرانودیوریتها توسط لوکوگرانیتها، دایکهای گابرو دیوریتی، رگهها و رگچههای آپلیتی و پگماتیتی قطع شدهاند. لوکوگرانیتها که بعد از گرانودیوریتها از سازندگان اصلی این تودهٔ گرانیتوئیدی هستند، فاقد کانی تیره مانند بیوتیت میباشند و در صحرا به رنگ سفید دیده میشوند. لوکوگرانیتها در واقع بخشهای تفریق یافتهتر این تودهٔ گرانیتوئیدی میباشند. لوکوگرانیتها تورمالیندار بوده و تورمالین به دو صورت رگهای و نودولی در این سنگها دیده شده است. وجود دایکهای گابرودیوریتی بیانگر رژیمهای کششی موضعی مرتبط با فعالیتهای گسلی و سایر فعالیتهای تکتونیکی است که به تشکیل یک سری شکستگیهای عمیق منجر شده و سپس مواد مذاب به درون آنها راه یافته است.

جایگیری آنها با دگرگونی مجاورتی کم وسعتی در حد بیوتیت – هورنفلس و کردیریت – هورنفلس همراه بوده است. بر اساس شواهد صحرایی اختلاف زمانی بین تودههای بازیک و فلسیک چندان زیاد نیست. با توجه به کلیهٔ شواهد موجود از جمله حضور آنکلاوهای متاپلیتی (سورمیکاسه، آندالوزیت – سیلیمانیت هورنفلسی)، آنکلاوهای سیلیسی و پورفیروبلاستهای آندالوزیت از ویژگیهای بارز این تودهٔ گرانیتوئیدی محسوب میشود. با توجه به کلیه شواهد موجود از جمله حضور گسترده پورفیروبلاستهای آندالوزیت، آنکلاوهای متاپلیتی آنکلاوهای سیلیسی، حضور گسترده بیوتیت، حضور تورمالین در سنگهای گرانودیوریتی میتوان گفت که تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد، در زمرهٔ گرانیتوئیدهای تیپ **S** (پالینژنتیک) قرار میگیرند.

. فصل سوم

شروگرافی بنروگرافی

گرانیتوئیدها فراوانترین سنگهای آذرین درونی پوسته قارهای هستند که اغلب به صورت باتولیت و استوک یافت میشوند. اصطلاح گرانیتوئیدها برای سنگهای آذرین درونی که بیش از ۲۰ درصد کوارتز دارند، به کار میرود و شامل آلکالی فلدسپارگرانیت، گرانیت، گرانودیوریت و تونالیت میباشد. به منظور انجام مطالعات پتروگرافی و کانیشناسی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد، علاوه بر برداشت تعداد زیادی مغزه به منظور مطالعات فابریک مغناطیسی، تعدادی نمونهٔ دستی نیز برداشت شد. برای مطالعه پتروگرافی حدود ۱۰۰ نمونه مقطع نازک میکروسکپی تهیه گردید که جهت مطالعه و شناسایی کانیها، بافت و نام سنگ، دگرسانی و مطالعات ریزساختی استفاده شد. در این بخش کانیهای سنگهای منطقه مورد مطالعه را در

### **-1-** پترو گرافی واحدهای مختلف تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد

به طورکلی در تودهٔ نفوذی گلزرد گروههای سنگی مختلفی از قبیل گرانودیوریت، گرانیت، آلکالیفلدسپارگرانیت، لوکوگرانیت و به مقدار کمتر گابرودیوریت (دایکها) رخنمون دارند. از بین سنگهای نام برده گرانودیوریتها بیشترین و گابرودیوریتها دارای کمترین فراوانی هستند. بر اساس تلفیق مطالعات صحرایی و بررسیهای دقیق پتروگرافی، مهمترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد عبارتند از: ۱) سنگهای دگرگونی ناحیهای (متاپلیتها و متاپسامیتها) ۲) گرانودیوریتها؛ ۳) گرانیتها و لوکوگرانیتها؛ ۴) دایکهای گابرودیوریتی؛ ۵) سنگهای دگرگونی مجاورتی. بر این اساس و با استفاده از تصویر ماهوارهای این منطقه، نقشهٔ زمین شناسی ساده شدهای ارائه گردیده (شکل ۳–۱) که در آن گرانودیوریتها به عنوان بدنهٔ اصلی و مهمترین واحد این توده گرانودیوریتی شناخته شده است که درون شیل و ماسهسنگهای دگرگون شده (دگرگونی ناحیهای) قرار گرفتهاند. لوکوگرانیتها به صورت رخنمونهای کوچک و پراکنده در بخشهای میانی این توده دیده مجاورتی قرار گرفتهاند و هالهای از سنگهای دگرگونی با سن تریاس – ژوراسیک را در اطراف تودهٔ گرانودیوریتی به وجود آوردهاند. دایکهای گابرودیوریتی نیز در امتداد شکستگیها نفوذ کرده و تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد را قطع نمودهاند.

در زیر پتروگرافی هر کدام از این گروههای سنگی به اختصار آورده شده است. در جدول (۳–۱)، علائم اختصاری به کار رفته برای کانیهای مورد بررسی ارائه شده است (کرتز، ۱۹۸۳).

نوع کانی	علائم	نوع کانی	علائـــــم	نوع کانی	علائــــــم
	اختصارى		اختصارى		اختصارى
اپيدوت	Ер	بيوتيت	Bt	پلاژيوكلاز	Pl
گارنت	Grt	آندالوزيت	And	کوار تز	Otz
موسكويت	Ms	هورنبلند	Hb	تورمالين	Tur
		سبز			
زيركن	Zrn	كلريت	Chl	آلکالی	Kfs
				فلدسپار	
اسفن	Sph	آپاتيت	Ар	ميكروكلين	Mic
				مگنتیت	Mt

جدول (۳–۱) علامت اختصاری کانیها از (کرتز،۱۹۸۳).



شکل ۳–۱– نقشهٔ زمینشناسی ساده شده از تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد و موقعیت واحدهایی که در بررسیهای پتروگرافی مورد استفاده قرار گرفتهاند.

۲-۲- شیل و ماسه سنگهای دگرگون شده (دگرگونی ناحیهای)

این سنگها که در برگیرنده و سنگ میزبان تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد میباشند، بخش وسیعی را در برمی گیرند. این سنگها در واقع شیل، ماسهسنگ و سیلتستونهای د گرگون شدهای هستند که در اثر د گرگونی ناحیهای به فیلیت و شیست تبدیل شدهاند و حاوی کانیهای بیوتیت، کلریت و کوارتز میباشند. این سنگها با رنگهای سیاه تا خاکستری و با لمس چرب دیده می شوند و در زیر میکروسکوپ دانهریز و دارای بافت لپیدوبلاستی هستند (شکل ۳–۲ الف و ب).



شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی از شیل، ماسه سنگ و سیلتستونهایی که تحت تأثیر دگرگونی ناحیهای قرار گرفتهاند و دگرگون شده و به فیلیت و شیست تبدیل شدهاند: الف) فیلیت و ب) شیست.XPL

## ۳–۳–گرانودیوریتها

گرانودیوریتها پیکرهٔ اصلی را در این تودهٔ گرانیتوئیدی تشکیل میدهند و از شرق تا غرب منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. این سنگها در صحرا به رنگ خاکستری روشن دیده شده و در زیر میکروسکوپ دارای بافت گرانولار دانه متوسط تا دانهریز میباشند، و اغلب کانیهای آنها شکلدار تا نیمهشکلدار هستند (شکل ۳–۳ الف). کانیهای اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و فلدسپار پتاسیم (ارتوز – میکروکلین) میباشند. بررسیهای پتروگرافی حاکی از آن است که در واحد مزبور، حاوی کانیهای فرعی متنوعی از قبیل آندالوزیت، تورمالین، هورنبلندسبز، زیرکن، اسفن، روتیل، گارنت، آپاتیت میباشند و کلریت، اپیدوت – زوئیزیت و کلسیت از جمله کانیهای ثانویهای هستند که به ترتیب حاصل از دگرسانی کانیهایی از قبیل بیوتیت و پلاژیوکلاز در گرانودیوریتها میباشند.

#### کانی های اصلی

پلاژیو کلاز: پلاژیو کلاز یکی از بارزترین کانیهای اصلی گرانودیوریتها میباشد، این کانی به صورت شکلدار تا نیمه شکلدار و گاه بی شکل در ابعاد مختلف در این سنگها یافت می شود. پلاژیو کلاز از فراوان ترین کانی های روشن موجود در گرانودیوریت ها است. پلاژیو کلاز دارای ماکل تکراری و منطقه بندی ترکیبی است، همچنین رشد دو مرحلهای در برخی از آنها دیده شده است (شکل ۳–۳ الف و ب). پلاژیوکلازها دارای ادخالهایی از آپاتیت، اسفن و زیرکن میباشند. پلاژیوکلازها ندرتاً دگرسان شدهاند و غالباً سالم میباشند. در زونهای دگرسان شده بلورهای پلاژیوکلاز به بلورهای ریز سریسیت، کلسیت و اپیدوت تبدیل گردیده اند. شواهد پتروگرافی نشان میدهد که پس از تبلور پلاژیوکلاز، مذاب باقی مانده از پتاسیم غنی گردیده و ترکیب ماگما به سمت تبلور ارتوز پیش رفته است. از این مذاب غنی از پتاسیم، ارتوز متبلور گردیده است. در حین تماس پلاژیوکلاز با باقیماندهٔ مذاب غنی از پتاسیم ذکر شده، نوعی واکنش یا تبادل عنصری بین این دو صورت گرفته است. این امر باعث گردیده است که پلاژیوکلازها به تدریج به فلدسپارپتاسیک از نوع ارتوز پرتیتی تبدیل شوند. حالتهای جزئی تا کاملی از این نوع تبدیل شدگی در مقاطع نازک این سنگها مشاهده می گردد. در مراحل اولیه، آثار این پدیده به صورت خوردگی و از بین رفتن حاشیهٔ بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوز به صورت لکههای پراکنده در حاشیه پلاژیوکلازها و یا در داخل فلدسپارهای پتاسیک و بعضی اوقات با حضور میرمکیت مشخص می گردد شکل (۳–۳ ج و د). تشکیل میرمکیت با هجوم سیالات غنی از پتاسیم به سمت پلاژیوکلاز و آزاد شدن کلسیم و سیایی بر تشکیل میرمکیت با هجوم سیالات غنی از پتاسیم به سمت پلاژیوکلاز و آزاد شدن کلسیم و سیایسیم در وارت می گیرد. سیلیسیم اضافی طبق واکنش زیر برای تشکیل کوارتز کرمی شکل مصرف میشود (کولینز۲، ۱۹۹۶).

در مراحل پیشرفتهتر پلاژیوکلازها دچار خوردگی و تحلیل رفتگی زیادی شدهاند و به قطعات ناپیوستهای تبدیل گردیدهاند. در این حالت دارای حاشیههای کاملاً مضرس هستند و با میرمکیتزایی شایعی همراه میباشند (شکل ۳–۳ د). در مراحل بسیار پیشرفته پلاژیوکلاز به صورت لکهها یا بخشهای بسیار کوچکی در زمینهای از ارتوز دیده میشوند و در بعضی موارد نیز فقط شبحی از پلازیوکلاز باقی مانده است، در این حالت ارتوز، مجموعهای از کانیهای بیوتیت، اسفن، زیرکن، آپاتیت و بخشهای باقی

<sup>&</sup>lt;sup>r</sup>- Collins

مانده از بلورهای پلاژیوکلاز را در بر می گیرد. در این موارد منظرهای متجلّی می گردد که شبیه شناور شدن سایر کانیها در دریایی از ارتوز میباشد. این پدیده یکی از پدیدههای بسیار بارز سنگهای گرانودیوریتی است (شکل ۳–۳ ه).

**کوار تز**: این کانی بعد از پلاژیوکلاز فراوان ترین کانی تشکیل دهنده گرانودیوریتها است. کوار تزهای بی شکل و دارای خاموشی موجی پر کنندهٔ فضای بین بلورها می باشد. با توجه به شواهد میکروسکوپی، کوار تز همزمان تا بعد از ارتوز تبلور یافته است. اندازه آنها ریزدانه تا بسیار در شتدانه است. ساب گرین شدن یا دانه ریز شدن در مرز برخی از دانه های کوار تز دیده می شود ولی چندان شایع نیست (شکل ۳-۳ و).

**آلکالی فلدسپارها:** فلدسپارهای آلکالن این سنگها شامل الیگوکلاز، ارتوز، ارتوز پرتیتی و میکروکلین است. این کانیها در اثر رشد تأخیری در اکثر موارد بی شکل و به صورت بین دانه ای هستند و در نتیجه سایر کانیها از جمله پلاژیوکلاز، بیوتیت، اسفن، آپاتیت و زیرکن را در بر گرفته است. این کانی در شرایط غنی بودن مذاب باقیمانده از پتاسیم تبلور یافته است. بلورهای ارتوز عمدتاً بافت پرتیتی را نشان می دهند (شکل ۳–۳ ج و د). در طی تشکیل ارتوز، مذاب و سیالات ماگمایی با پلاژیوکلاز واکنش داده و باعث گردیده تا پلاژیوکلاز به ارتوز پرتیتی را داده و باعث گردیده تا پلاژیوکلاز به ارتوز پرتیتی تبدیل شود (شکل ۳–۳ ه). این پدیده با میرمکیتزایی داده و باعث گردیده تا پلاژیوکلاز به ارتوز پرتیتی تبدیل شود (شکل ۳–۳ ه). این پدیده با میرمکیتزایی (کولینز،۱۹۹۶)، و حضور کوارتزهای کرمی شکل به صورت بافت گرافیکی همراه می باشد. رشد تأخیری ارتوز باعث گردیده تا بلورهای ارتوز شکل خاصی نشان ندهند و به همین دلیل، اندازه بلورهای ارتوز کاملاً ارتوز باعث گردیده تا بلورهای ارتوز نیز خود تعداد زیادی از سایر کانیها را در برمیگیرند. این کانیها در اثر



شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی از بافت و کانیهای تشکیلدهندهٔ گرانودیوریتها در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد: الف) نمایی میکروسکوپی از بافت گرانولار در گرانودیوریتها و منطقهبندی در پلاژیوکلازها، ب) رشد دو مرحلهای در کانی پلاژیوکلاز، ج) تصویری از بلورهای درشت فلدسپار پتاسیک که کانیهای بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز را در بر گرفته است. د) میرمیکیتزایی در حاشیهٔ پلاژیوکلاز با فلدسپار، رشد پرتیت در زمینه، ه) پلاژیوکلاز با حاشیهٔ خوردگی و تحلیل رفته در تماس با مذاب پتاسیمدار و با رشد میرمکیت در حاشیه، و) کوارتز با خاموشی موجی.XPL

**بیوتیت**: بیوتیت مهمترین کانی مافیک موجود در گرانودیوریتها است. در نور طبیعی قهوهای و گاهی اوقات سبز زیتونی مشاهده میشوند و در نور پلاریزه قهوهای تا سبز رنگ دیده میشود. این کانی چند رنگی شدید نشان میدهند و بیشکل تا نیمهشکلدار بوده و در مقاطع طولی آن یکسری کلیواژ مشخص دیده می شود. بیوتیت ها اغلب حاوی ادخال های فراوانی از زیرکن (مونازیت) با هالهٔ پلئوکروئیک (شکل ۳-۴ الف)، آپاتیت، روتیل، اسفن و کانی های اوپک است. بعضی از آنها تحت تأثیر فشارهای تکتونیکی دچار خمیدگی شدهاند (شکل ۳-۴ ب).



شکل ۳-۴- تصاویر میکروسکوپی از کانی بیوتیت: الف) بیوتیت حاوی ادخال زیرکن با هاله پلئوکروئیک و دارای روتیل. ب) بیوتیت دارای کینگ باند. XPL

بعضی از بلورهای بیوتیت شدیداً کلریتی شدهاند و گاهی اوقات کلریتها شکل اولیه بیوتیت را حفظ کردهاند. بیوتیتهای در حال تجزیه حالتی رشتهای را از خود نشان میدهند (شکل ۳–۵ الف). در برخی بیوتیتها لنزهای کشیدهای از پرهنیت دیده می شود که در امتداد رخهای بیوتیت تشکیل شدهاند (شکل ۳–۵ ب).



شکل ۳-۵- تصاویر میکروسکوپی از بیوتیتهای در حال تجزیه : الف) تبدیل بیوتیت به کلریت و اسفن در زون-های دگرسانی، ب) لنزهای کشیده پرهنیت در امتداد رخهای بیوتیت. XPL

#### کانیهای فرعی

**اسفن**: اسفن یکی از فراوان ترین و مهم ترین کانی های فرعی در این سنگ هاست، و در اکثر نمونه های برداشت شده مشاهده می گردد. اسفن به صورت بلورهای شکل دار تا بی شکل با ابعاد ریز تا درشت و به طور پراکنده در این سنگ ها یافت می شود. می توان آنها را به دو نوع اولیه و ثانویه دسته بندی نمود. اسفن های اولیه غالباً شکل دار تا نیمه شکل دار هستند و نسبت به انواع ثانویه دانه درشت تر بوده، و به صورت ادخال در سایر کانی ها یافت می شود. اسفن های ثانویه بی شکل هستند و از دگرسانی بیوتیت و به صورت ادخال در سایر کانی ها یافت می شود. اسفن های ثانویه بی شکل هستند و از دگرسانی بیوتیت و کانی اوپک تیتانیم دار حاصل گردیده اند. اسفن های مورد نظر در امتداد رخها و یا حواشی بیوتیت ها کانی های اوپک دگرسان شده یافت می شوند. مجموعه ای از این شواهد در (شکل ۳–۵ الف) نشان داده شده است.

**آندالوزیت**: آندالوزیت به صورت پورفیروبلاست و به طور پراکنده در درون توده و به خصوص حواشی تودهٔ نفوذی گلزرد به وضوح مشاهده میشود (شکل ۳–۶). این زینوکریستها شکلدار تا نیمه شکل دار بوده و در بسیاری موارد در اثر هجوم سیالات گرمابی به شدت سریسیتی شده اند و فقط بقایای کمی از آنها باقی مانده است. تورمالینهای مشاهده شده در اطراف آندالوزیتها نشان از وجود بور (B) در سیال گرمابی دگرسان کننده میباشد (شکل ۳–۷).



شکل ۳-۶- نقشهٔ پراکندگی آندالوزیتها در توده گرانیتوئیدی گلزرد.



شکل ۳-۷- تصاویری از حضور آندالوزیتهای سریسیتی در گرانودیوریتها: الف) آندالوزیتهای سریسیتی جمع آوری شده از توده گرانیتوئیدی، ب) تصویر میکروسکوپی از آندالوزیت سریسیتی شده و تورمالینهای مشاهده شده اطراف کانی آندالوزیت موجود در گرانودیوریت.XPL

**زیرکن**: زیرکن با بیرفرنژانس بالا به صورت بلورهای منشوری کوتاه قطور و یا دانههای ریز بی شکل یافت می شود. زیرکن در بیشتر موارد به صورت ادخال در سایر کانی ها بویژه بیوتیت و به مقدار کمتر در فلدسپارها یافت می شود. این کانی به خاطر داشتن مواد رادیواکتیو، هالهٔ پلئوکروئیک شدیدی در اطراف

روتیل: این کانی به صورت سوزنهای ریز در بیوتیتها مشاهده می شود. در برخی موارد این بلورها با زاویهای ۶۰ درجه و آرایشی ستارهای شکل قرار می گیرند که به آن ساژنیت (Sagenite texture)، گفته می شود (شکل ۳–۸ ب). حضور روتیل در بیوتیتها معرّف وجود مقادیر قابل توجهی TiO<sub>2</sub> در ماگمای سازنده سنگهای مورد مطالعه می باشد. در ضمن دگرسانی بیوتیت به اکسیدهای آهن و اسفن این امر را تأیید می کند.



شکل ۳-۸- تصاویری از حضور زیرکن و روتیل در کانی بیوتیت: الف) متامیکتیزاسیون بلورهای دربرگیرنده کانی زیرکن، ب) حضور روتیل با فاسیس ساژنیتی و شکلی شبیه ستاره. PPL

آپاتیت: این کانی در مقاطع طولی به صورت بلورهای سوزنی شکل، کوچک و کشیده (حدود ۶۰μm)، و در مقاطع عرضی به صورت شش وجهیهای کوچک مشاهده می شود. آپاتیت به صورت ادخال در کانی-های مختلف بویژه پلاژیوکلاز یافت می شود (شکل ۳–۹ الف). **گارنت:** این کانی غالباً به صورت دانههای خرد شده، و بی شکل مشاهده می شود. همراه گارنت، بیوتیت و مسکوویت نیز یافت می شوند. این نوع گارنت ها دارای ترکیب تقریبی آلماندین می با شند که در واقع باقیمانده هایی از سنگهای دگرگونی هستند که از ذوب مصون مانده اند و به درون مذاب راه یافته اند (شکل ۳-۹ ب). برخی از گارنت ها حین اقامت در مذاب گرانیتوئیدی با سیال غنی از آب ماگما واکنش داده و به کلریت دگرسان شده اند. در واقع گارنت موجود در این سنگ ها زینو کریست می می از آب ماگما و اکنش داده و به کلریت دگرست می می از آب ماگما و اکنش داده و به کلریت دگر می از آب ماگما و اکنش داده و به کلریت دگر سان شده اند. در واقع گارنت موجود در این سنگ ها زینو کریست محسوب می شوند و داده و به در می می با شند.



شکل۳-۹- تصاویر میکروسکوپی معرف حضور آپاتیت و گارنت در گرانودیوریتها: الف) تصویر میکروسکوپی معرف حضور آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلاز، (PPL) ب) تصویری از حضور پورفیروبلاستهای گارنت در گرانودیوریتها. (XPL)

**کانیهای اوپک**: این کانیها به دو صورت میان دانهای و گاه به صورت ادخال در کانی بیوتیت مشاهده می شود. کانیهای اوپک موجود در این تودهٔ نفوذی از نوع ایلمنیت می باشد (شکل ۳–۱۰ الف و ب). کانی ایلمنیت یکی از مشخصههای گرانیتوئیدهای نوع (S) است.



شکل ۳-۱۰- الف و ب) تصاویری از حضور کانی ایلمنیت موجود در گرانودیوریتها (مقاطع صیقلی).

**تورمالین**: در برخی نقاط در سنگهای گرانودیوریتی تورمالین مشاهده شده است (به ویژه همراه فازهای تفریق یافتهتر نظیر لوکوگرانیتها و رگههای غنی از تورمالین). این تورمالینها از تبلور سیالات انتهایی حاصل از تفریق ماگما میباشند. تورمالینها در نور طبیعی به رنگ آبی تا قهوهای و در نور پلاریزه به رنگهای سبز متمایل به آبی و طلایی متمایل به بنفش هستند. چند رنگی معکوس و چند رنگی سبز آبی، از ویژگیهای بارز آنهاست. هر چه مقدار <sup>+1</sup>Fe و <sup>+1</sup>Fe در ساختمان تورمالین بیشتر باشد چند رنگی آبی تورمالین ای زنگی معکوس و آبی، از شدیدتر نگی آبی از ویژگیهای بارز آنهاست. هر چه مقدار <sup>+1</sup>Fe و <sup>+1</sup>Fe در ساختمان تورمالین بیشتر باشد چند رنگی آبی آبی تورمالین بیشتر باشد چند رنگی آبی از ویژگیهای بارز آنهاست. هر چه مقدار <sup>+1</sup>Fe و <sup>+1</sup>Fe در ساختمان تورمالین بیشتر باشد چند رنگی آبی از شدیدتر خواهد بود (شکل ۳

**اپیدوت** – **زوئیزیت**: این کانیها حاصل دگرسانی پلاژیوکلازها میباشند (شکل ۳–۱۱ ب). در دگرسانی هیدروترمال به واسطه چرخش و جابجایی سیالات و واکنش آنها با پلاژیوکلاز، این کانی به اپیدوت و زوئیزیت تبدیل گردیده است. تشکیل اپیدوت از بیوتیت منطقی نیست لذا نتیجه میگیریم که سیالات دگرسان کننده با تحت تأثیر قرار دادن پلاژیوکلازها و کانیهای دیگر عناصر لازم برای تشکیل اپیدوت را فراهم کردهاند، با این وجود دگرسانی بیوتیت میتواند آهن لازم برای تشکیل اپیدوت را فراهم نماید.

-- . . . . .

مسکوویت: در اثر واکنش سیالات گرمابی با بیوتیت و ارتوکلاز مسکوویتهای نوظهوری تشکیل شدهاند که به صورت پولکهای ریز همراه با بیوتیت و یا در حاشیهٔ ارتوز یا ارتوز پرتیتی موجود در
گرانودیوریتها یافت میشوند. ساختهای موجود در سنگ نظیر درزهها و شکستگیها و یا ترکهای میکروسکوپی میتواند به توسعه فرآیند مسکوویتزایی و در توسعهٔ تشکیل کلریت از کانیهای نامبرده کمک نماید (شکل ۳–۱۱ ج).

کلریت: این کانی از دگرسانی بیوتیت حاصل میشود. در برخی نمونههای سنگی بیوتیتهایی به صورت جزئی (بخشی) یا کامل به کلریت تبدیل گردیدهاند. تشکیل کلریت از کانی بیوتیت مستلزم خروج K از بیوتیت و گرفتن مقادیر بیشتری آب میباشد. در برخی موارد، پدیدهٔ کلریتزایی با تشکیل مقادیری کانی اوپک (اکسیدهای آهن) و اسفن همراه است (شکل ۳–۱۱ د).

سریسیتی شدن: سرسیت نوعی هیدرومسکویت است که از دگرسانی فلدسپارها حاصل میشود و میتواند جایگزین آنها شود در اثر دگرسانی فلدسپارها، آنها به کانیهای رسی و سریسیت تبدیل میشوند. در این نوع دگرسانی، سنگهای آذرین بویژه انواع غنی از آلومینیوم تحت تأثیر محلولهای اسیدی هیدرولیز میشوند. کاتیونهای K ، Fe، Na ، K ، Fe آنها توسط محلولها حمل شده و سرسیت، کائولینیت و کوارتز تشکیل میشود (موری و همکاران<sup>۴</sup>، ۲۰۰۳).

**کانیهای رسی:** کانیهای رسی حاصل دگرسانی فلدسپارهای آلکالن و پلاژیوکلازها میباشند. در اثر دگرسانی آلکالی فلدسپارها به کانیهای رسی آنها منظرهای کدر و غبار آلود به خود می گیرند.





<sup>&</sup>lt;sup><sup>t</sup></sup> - Mori & et al



شکل ۳–۱۱- تصاویر میکروسکوپی از حضور کانیهای ثانویه در گرانودیوریتها، (XPL) الف) کانی تورمالین، ب) اپیدوت و سرسیت حاصل از تجزیه پلاژیوکلاز، ج) وجود موسکویت همراه با بیوتیت، د) پدیدهٔ کلریتزایی همراه با تشکیل اسفن و اوپک.

**کلسیت:** کلسیت در اثر تجزیه پلاژیوکلازها ایجاد می گردد. کلسیت به صورت پر کنندهٔ حفرات و درزه و شکستگیهای موجود در سنگ مشاهده می شود و احتمالاً بخشی از آن در اثر تبلور کلسیت از سیالات گردش کننده در سنگ حاصل گردیدهاند.

## ۳-۴- گرانیتها و لوکوگرانیتها

همانگونه که در فصل دوم در توصیف گرانیتها و لوکوگرانیتها گفته شد، این سنگها در مقایسه با گرانودیوریتها دارای رنگ روشنتری هستند و معمولاً دانهریزتر میباشند. رنگ سفیدتر آنها به علت فراوانی کمتر بیوتیت میباشد و در مقابل کانیهای سیلیکاته روشن مانند پلاژیوکلازهای سدیکتر (الیگوکلاز و آلبیت، ارتوز، میکروکلین، ارتوز پرتیتی)، پلاژیوکلازهای سدیک (با ترکیب الیگوکلاز تا آلبیت)، فلدسپارهای آلکالن (ارتوز، ارتوز پرتیتی و میکروکلین)، کوارتز و گاهی اوقات تورمالین کانیهای اصلی سازندهٔ این سنگها هستند. معمولاً این کانیها ریز دانه هستند و در مجموع بافت گرانولار دانهریز را به نمایش میگذارند (شکل ۳–۱۲ الف). تورمالین در بین فضاهای خالی این کانیها رشد میکند (شکل ۳–۱۲ ب). بافتهای پرتیتی در اثر حضور ارتوز پرتیتی در زمینهٔ این سنگها مشاهده میشود (شکل ۳– ۱۲ ج). بافتهای گرافیکی یا خطی که حاصل رشد همزمان فلدسپار با کوارتز میباشد، گهگاه دیده میشود (شکل ۳–۱۲ د). بافت گرافیکی یا خطی که حاصل رشد همزمان فلدسپار با کوارتز میباشد، گهگاه دیده می شود. بیوتیت به مقدار کم در این سنگها یافت می شود و گهگاه به کلریت دگرسان می شود. معمولاً فراوانی فلدسپارهای آلکالن بیشتر از پلاژیوکلاز است.

تورمالین به صورت دانههای پراکنده تا اجتماعی از دانههای ریز و درشت یا به صورت تودهها یا نودولهای کوچک و یا به صورت رگههای غنی از تورمالین یافت میشود. رگههای غنی از تورمالین گرانودیوریتها را قطع میکنند. به علت دانهریز بودن تورمالینها اغلب نیمهشکل دار تا بی شکل میباشند. در ضمن این ویژگی تا حدودی حاصل تبلور نسبتاً سریع آنها میباشد. همچنین در نودولهای غنی از تورمالین تعداد زیادی از دانههای تورمالین با یک آرایش تقریباً کروی تا بیضوی شکل (در فضای سه بعدی) و یا به صورت تجمعات تقریباً گرد تا بیضوی مشاهده می شوند. معمولاً در این نودولها تورمالین با مقادیری کوارتز و فلدسپار و پلاژیوکلازهای ریز همراه است (شکل ۳–۱۲ ه). نودولهای غنی از تورمالین معمولاً توسط حاشیهای روشن تا سفید رنگ در بر گرفته می شوند (شکل ۳–۱۲ و) که دربارهٔ است که مواد و عناصر لازم برای تشکیل تورمالین را به سمت یک نقطه یا کانون جذب نموده و باعث تهی شدن بخشهای خارجی از عناصر برای تشکیل آنها میباشد (بالن و بروسکا<sup>م</sup>، ۲۰۱۱). با این وجود نظرات متعددی برای تشکیل این نودولها رائه شده است که به قرار زیر میباشد:

۱) نودولهای تورمالین حاصل جایگزینی پُست ماگمایی مرتبط با دگرسانی هیدروترمال و متاسوماتیسم گرانیت قبلاً تبلور یافته توسط سیالات غنی از بور (B) مشتق شده از محیط خارج میباشند. این سیالات حاصل تزریق و تراوش پگماتیت در امتداد درزهها، شکستگیها و مرز بین کانیها میباشند (نمیک<sup>2</sup>، ۱۹۷۵؛ روزندال و بروور<sup>۷</sup>، ۱۹۹۵).

<sup>°-</sup> Balen & Broska

Nemec 7 -

V - Rozendaal & Bruwer

- ۲) نودولهای تورمالین حاصل فعالیتهای ماگمایی گرمابی هستند و معرف تفکیک، جدایش و محبوس شدن سیالات آبگون غنی از بور غیر قابل امتزاج همزیست با ماگمای گرانیتی میباشند (سیلینکر و ریچاردستون<sup>۸</sup>، ۱۹۹۲؛ دینی و همکاران<sup>۹</sup>، ۲۰۰۷؛ ترومبال و همکاران<sup>۱۰</sup>، ۲۰۰۸؛ شوفلت<sup>۱۱</sup>، ۲۰۰۵).
- ۳) نودولهای تورمالین زینولیتهای پلیتی بودهاند که توسط سیالات غنی از بور (B) تحت تأثیر قرار گرفتهاند و تورمالین در آنها تشکیل شده است (لفورت<sup>۱۲</sup>، ۱۹۹۱).
- ۴) این نودول ها از تبلور توده های ماگمایی گرانیتوئیدی غنی از بور (B) بوجود آمده اند (پروجینی و پولی<sup>۱۰</sup>، ۲۰۰۷).



۱۲ - LeFort

<sup>&</sup>lt;sup>A</sup> - Sinclair & Richardson

۹ - Dini & et al

<sup>&</sup>lt;sup>\.</sup> - Trumbull et al

۱۱ - Shewfelt

۱۳ - Perugini & Poli



شکل ۳-۱۲- تصاویری از بافت و کانیهای تشکیل دهندهٔ لوکوگرانیتها: الف) لوکوگرانیت سفید رنگ فاقد کانی مافیک و دارای بافت گرانولار دانهریز، ب) حضور ارتوز پرتیتی و کوارتز در لوکوگرانیتها، د) بافت گرافیکی یا خطی که حاصل رشد همزمان فلدسپار با کوارتز در لوکوگرانیتها، ج) حضور تورمالین در سنگ به صورت پراکنده و تصادفی، د) هسته نودول تورمالین و هاله سفید رنگ اطراف شامل کوارتز و فلدسپات.XPL

# ۳-۵- آنکلاوها

## ۳-۵-۱- زینولیتها و زینوکریستها

زینوکریستها دارای ترکیب آندالوزیت و گارنت میباشند، منتهی آندالوزیت از فراوانی بسیار زیادتری برخوردار است. زینوکریستهای گارنت به ندرت یافت میشوند و صرفاً در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده میباشند. پورفیروبلاستهای گارنت عمدتاً خرد شده و بیشکل هستند و در برخی موارد به کلریت و مسکوویت و یا اکسیدهای آهن دگرسان شدهاند (شکل ۳– ۱۳ الف).

پورفیروبلاستهای آندالوزیتی معمولاً به قدری بزرگ هستند که در مقیاس نمونهٔ دستی و صحرایی به راحتی قابل شناسایی هستند و ابعاد آنها از چند میلیمتر تا چند سانتیمتر (حداکثر ۵ سانتیمتر) متغییر است (شکل ۳–۱۳ ب). بلورهای آندالوزیت غالباً در اثر واکنش با سیالات ماگمایی موجود در حین تبلور ماگما واکنش دادهاند و به صورت جزئی تا کامل به سریسیت تبدیل شدهاند (شکل ۳–۱۳ ج). در برخی موارد همراه سریسیتهای حاصل از دگرسانی، بلورهای ریز تورمالین نیز یافت میشود. این پدیده بیانگر آنست که در سیالات دگرسان کننده مقداری بور (B) نیز وجود داشته است که به تبلور تورمالین منجر شده است (شکل ۳–۱۳ د).



شکل ۳–۱۳– تصاویری از پورفیروبلاستهای مشاهده شده در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد: الف) تصویری از پورفیروبلاستهای گارنت خرد شده و بی شکل در گرانودیوریتها، ب) تصویری از پورفیروبلاست نسبتاً سالم آندالوزیت، ج) تصویری از پورفیروبلاست آندالوزیت که به طور کامل به سریسیت تبدیل شده، د) بلور آندالوزیت سریسیتی شده و در اطراف آن بلورهای تورمالین دیده می شود.

### ۲-۵-۲) آنکلاوهای متاپلیتی

### ۳-۵-۲-۱- آنکلاوهای سورمیکاسه

این آنکلاوها دارای ترکیب کانیشناسی بیوتیت، کوارتز و فلدسپار میباشند. بیوتیت تنها کانی مافیک این سنگهاست. آنکلاوها دارای بافت لپیدوبلاستی، غربالی و قطرهای، پورفیروبلاستی و گاه گرانوبلاستی میباشند (شکل ۳–۱۴). از آنجایی که این آنکلاوها بخشهایی از سنگهای مادر میکاشیستی بودهاند، در طی اقامت در مذاب تاحدودی تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی موضعی قرار گرفتهاند و علاوه بر بافتهای معمول سنگهای دگرگونی ناحیهای، بافتهایی از سنگهای دگرگونی مجاورتی را نشان میدهند. به همین خاطر در این سنگها تنوعی از بافتهای مربوط به دگرگونی ناحیهای و مجاورتی مشاهده میشود و در آنها ناهمگنیهای بافتی دیده میشود. بافت لپیدوبلاستی در اثر وفور بیوتیت و موسکوویت در سنگ حاصل میشود (شکل ۳–۱۴ الف).

#### ۳-۵-۲-۲ آنکلاوهای آندالوزیت – سیلیمانیت هورنفلسی

این دسته از آنکلاوها خود زیر مجموعهای از آنکلاوهای متاپلیتی میباشند. ترکیب کانیشناسی این آنکلاوها شامل کانیهای بیوتیت، کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز به عنوان کانیهای اصلی و مقادیر کمی زیرکن، مگنتیت و اسفن را به عنوان کانی فرعی در بر می گیرد.

آندالوزیت و سیلیمانیت از جمله کانیهای شاخص دگرگونی مجاورتی هستند که در این نوع آنکلاوها مشاهده می شوند و غالباً سالم و فاقد دگرسانی می باشند. بافت این آنکلاوها غالباً گرانوبلاستی تا پورفیروبلاستی می باشد، ولی ممکن است شواهدی از بافت لپیدوبلاستی را نیز نشان دهند. در نگاه اول ممکن است حضور آندالوزیت ها و سیلیمانیت های موجود در این سنگ ها را به دگرگونی مجاورتی حاصل از اقامت آنکلاو در مذاب گرانیتی به حساب آوریم. ولی فراوانی بلورهای آندالوزیت در سراسر تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد ما را به این سو رهنمون می سازد که فرآیند تشکیل آندالوزیت در این سنگ ها اندکی متفاوت و پیچیدهتر باشد. با توجه به مجموع شواهد و بررسیهای صورت گرفته میتوان گفت که فرآیند تشکیل این آنکلاوها بدین صورت است که ابتدا ماگمای بازیک – حدواسط با ترکیب بازالتی یا معادلهای آنها نظیر گابرودیوریتها در زیر مجموعهٔ دگرگونی ناحیهای متاپلیتها (اسلیت و فیلیت و گارنت میکاشیست) جایگزین میگردند. در اثر جایگزینی ماگما، دمای مجموعهٔ دگرگونی بالا رفته و مجموعهٔ دگرگونی مجاورتی نسبتاً وسیعی را به وجود آورده است، به طوری که در آن پورفیروبلاستهای آندالوزیت و سیلیمانیت تشکیل گردیدهاند و سنگ بافت گرانوبلاستی و لپیدوبلاستی به خود گرفته است. به طور کلی دما به قدری بالا رفته است که این سنگها مرز دمایی تشکیل گرانیت از متاپلیتها را قطع کردهاند و گرانیتزایی صورت گرفته است. منتهی در حین صعود و جایگزینی، بخشهایی از سنگهای میزبان دگرگونی که حاوی آندالوزیت و سیلیمانیت بودهاند، کنده شده و توسط ماگما به ترازهای بالاتر راه یافته است.

آنکلاوهای مورد بحث در واقع بخشهایی از سنگهای دگرگونی مجاورتی هستند که بدین طریق تشکیل شدهاند. این سنگهای دگرگونی میزبان فعلی گرانیت، دگرگونی مجاورتی دمای متوسطی را متحمل شدهاند و صرفاً در آنها کردیریت به عنوان کانی شاخص دگرگونی تشکیل شده است. در نتیجه حضور بلورهای آندالوزیت و سیلیمانیت در این سنگها با دگرگونی مجاورتی ناشی از دمای این توده قابل توجیه و تفیسر نیست.

در برخی از مقاطع نازک تهیه شده از این آنکلاوها لکههای سفید نسبتاً درشتی از بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز دیده میشود که نشان از پدیدهٔ فلدسپارزایی در آنهاست. در بعضی از این آنکلاوها بلورهای پلاژیوکلاز به حدی درشتاند که در نمونه دستی نیز قابل رؤیت میباشند. این فلدسپارها از نوع پلاژیوکلاز هستند و ماکل پلیسنتتیک بارزی را نشان میدهند. وجود پلاژیوکلاز در آنکلاوها با ترکیب سنگهای میزبان متاپلیتی که کلسیمدار هستند مطابقت مینماید. بافت قطرهای نیز به دلیل حضور دانههای زیر کوارتز در پلاژیوکلاز به وجود میآید (شکل ۳–۱۴ د). بافت غربالی زمانی ایجاد میشود که پلاژیوکلازهای نوظهور و یا کوارتز در پیرامون نقطه ذوب متاپلیتها رشد کردهاند و منظرهای را به وجود میآورند که بلورهای از قبل تشکیل شده در زمینهای از پلاژیوکلاز و کوارتز به دام افتادهاند. کوارتزها در مواقعی که در حاشیه پلاژیوکلازها رشد میکنند به صورت کرمی شکل دیده میشوند (شکل ۳–۱۴ ه). در برخی از این آنکلاوها تجمعی از تورمالین و وزوویانیت دیده شده است. به نظر میرسد تشکیل همزمان وزوویانیت و تورمالین حاصل مشارکت عوامل مؤثر نظیر ترکیب آنکلاو و ترکیب سیالات گرمابی میباشد، به طوری که ترکیب آنکلاو کلسیمدار بوده و توانسته کلسیم لازم برای تشکیل وزوویانیت را فراهم کند. تورمالین هم به واسطهٔ وجود عناصر مورد نیاز از سیال حاوی بور (B) متبلور شده است. وزوویانیت با رنگ اینترفرانس آبی – خاکستری غیر عادی با برجستگی بالا در مقاطع سنگی مورد نظر مشاهده شده است. تورمالین نیز در نور پلاریزهٔ عادی به رنگ سبز – آبی دیده میشود (شکل ۳–۱۴ و). با وجود این شواهد میتوان گفت که این آنکلاوها دارای ماهیت متاپلیتی میباشند.





شکل ۳–۱۴– تصاویر میکروسکوپی بافتها و کانیهای موجود در آنکلاوهای تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد: الف) بافت لپیدو بلاستی در آنکلاو سورمیکاسه، ب) بافت گرانولار دانهریز، ج) حضور بلورهای ریز و فراوان بیوتیت در زمینهای از فلدسپار، د) پورفیروبلاستهای درشت پلاژیوکلاز ناشی از فرآیند فلدسپارزایی در آنکلاو متاپلیتی، در این تصویر پلاژیوکلازها دارای بافت قطرهای هستند که ناشی از حضور کوارتز میباشد، ه) حضور کوارتز کرمی شکل در آنکلاو متاپلیتی، و) تصویری از کانی وزوویانیت و حضور تورمالین و مسکوویت در این کانی.XPL

# ۳-۵-۳- آنکلاوهای سیلیسی

در فصل دوم چگونگی تشکیل آنکلاوهای سیلیسی به تفصیل بحث شد. منتهی از لحاظ پتروگرافی این آنکلاوها غالباً تک کانی هستند و فقط از کوارتز تشکیل شدهاند. بندرت کانیهایی از سنگهای میزبان در حواشی آنها (نظیر بیوتیت، مسکوویت و گارنت) یافت میشود. اندازهٔ دانههای کوارتز در این آنکلاوهای سیلیسی بسته به حجم تودههای سیلیسی اولیه تاحدودی متغییر است.

# ۳-۶- دایکهای گابرو دیوریتی

دایکهای متعددی نیز با ترکیب گابرو دیوریتی در امتداد شکستگیها نفوذ کرده و تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد را قطع نمودهاند. این دایکها دارای رنگ سیاه، سبز یا خاکستری مایل به سبز بوده و با ضخامت ۳۰ تا ۲۰۰ سانتیمتر در این توده به خوبی مشاهده میشوند. این دایکها حاکی از وجود یک فاز کششی در منطقه میباشد. در مطالعات میکروسکوپی این دایکها دارای بافت گرانولار، میکروگرانولار، پورفیری، گلومروپورفیری، میکرولیتی پورفیری و اسفرولیتی هستند (شکل ۳–۱۵). کانیهای اصلی تشکیل دهنده این دایکها پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز- قهوهای میباشند. آپاتیت، زئولیت و کانیهایاپک (تیتانومگنتیت) کانیهای فرعی این سنگها محسوب میشوند. در برخی موارد کانیهای مافیک موجود در دایکها به کلریت و اپیدوت، اسفن و کلسیت دگرسان شدهاند.

لازم به ذکر است پتروگرافی این سنگها مطابقت بهتر و سازگاری را با توصیف میکروسکوپی دیوریتها نشان میدهد، ولی از لحاظ ژئوشیمیایی، ترکیب آنها در محدودهٔ ترکیبی دیوریت تا گابرو واقع میشود (باغبانی، ۱۳۸۹)، از این رو نام گابرو دیوریت میتواند برای آنها مناسبتر باشد. حضور مقدار زیادی هورنبلند سبز، کمبود SiO<sub>2</sub> این سنگها را توجیه میکند.



شکل ۳–۱۵- تصاویر میکروسکوپی بافتهای مشاهده شده در دایکهای گابرو دیوریتی منطقه مورد مطالعه. الف) گرانولار، ب) پورفیری، ج) میکرولیتی پورفیری، لکههای تیره بلورهای هورنبلند سبز بوده که تماماً به کلریت تبدیل شدهاند، د) میکرولیتی. XPL

کانی های اصلی:

**هورنبلند سبز**: فراوان ترین کانی تشکیل دهندهٔ این دایکها هورنبلند سبز میباشد. بلورهای هورنبلند سبز شکلدار تا نیمه شکلدار هستند و به صورت کشیده و تجمعات دانه ریز دیده می شوند. این کانی تنها کانی مافیک این دایکهاست که در اثر دگرسانی به کلریت و اسفن و اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن نظیر هماتیت و گوتیت دگرسان شده است (شکل ۳–۱۶ الف وب).

پلاژیو کلاز: بعد از هورنبلند سبز، پلاژیو کلاز دومین و مهمترین کانی تشکیل دهندهٔ این دایکهاست. این کانی به صورت شکلدار دیده میشود و دارای ماکل پلیسنتتیک و منطقه بندی ترکیبی میباشد که حاکی از عدم پایداری شرایط تشکیل آنهاست. پلاژیو کلازها در اثر دگرسانی به اپیدوت، کلسیت تبدیل شدهاند (شکل ۳-۱۶ الف).

### کانیهای فرعی

**آپاتیت:** آپاتیت مهمترین و فراوانترین کانی فرعی موجود در این دایکهاست که به صورت ادخال در کانیهای پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز یافت میشود (شکل ۳–۱۶ ب).

کانی های اوپک: دانه های اوپک معمولاً در فضاهای خالی بین پلاژیوکلازها و هورنبلند سبز یافت می شوند که بسیار ریز دانه بوده و احتمالاً از نوع تیتانو مگنتیت می باشند (شکل ۳–۱۶ ب).

زئولیت: به صورت بلورهای سوزنی شکل کشیده و پر کننده در بین فضاهای خالی و در رگههای باریک یافت می شود. حضور زئولیت در رگهها بیانگر آنست که در مراحل بعدی تشکیل شده است و یک کانی حاصل از دگرسانی محسوب می شود.

کانیهای ثانویه

**اسفن:** این کانی از دگرسانی هورنبلند به وجود آمده است و بی شکل و ریزدانه بوده و به صورت ادخال در هورنبلند سبز دیده می شود. کلسیم لازم برای تشکیل اسفن از تخریب سایر کانی های کلسیم دار نظیر هورنبلند و پلاژیوکلاز فراهم شده است (شکل ۳–۱۶ الف).

**کلریت**: کلریت در اثر دگرسانی هورنبلند سبز تشکیل شده است. کلریت فراوان ترین کانی ثانویه تشکیل دهندهٔ این دایکها است و در اثر حضور یک سیال آبدار در این دایکها تشکیل شده است (شکل ۳-۱۶ الف).

**اپیدوت**: اپیدوت در طی دگرسانی هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز تشکیل شده است که به صورت پوششی سطحی بر روی این کانیها دیده میشود (شکل ۳–۱۶ الف).

**کلسیت:** در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز تشکیل شده است و معرف حضور CO<sub>2</sub> در محیط می باشد.



شکل۳-۱۶- تصاویر میکروسکوپی از حضور کانیهای هورنبلند و پلاژیوکلاز در دایکهای گابرو دیوریتی. الف) حضور اپیدوت و اسفن ناشی از دگرسانی پلاژیوکلاز و کلریت حاصل از دگرسانی هورنبلند، ب) حضور کانیهای اوپک و آپاتیت در این دایکها. XPL

# ۳-۷- دگرگونی مجاورتی حاصل از توده نفوذی گلزرد

در اثر نفوذ گرانیتها و گرانودیوریتها به درون سنگهای متاپلیتی، آنها تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفتهاند. این سنگهای دگرگونی ناحیهای میزبان دارای سن تریاس تا ژوراسیک زیرین هستند. بر روی تصویر ماهوارهای هالهٔ دگرگونی مجاورتی با رنگ تیرهتر نسبت به سایر سنگهای دگرگونی میزبان مشخص می گردد.

از آنجایکه درجه حرارت توده گرانیتوئیدی پایین و در حدود ۲۰۰ الی ۷۵۰ درجه سانتی گراد بوده است، تأثیر حرارتی آن بر روی سنگهای مجاور قابل ملاحظه نبوده و درجه دگرگونی حداکثر تا حد رخساره آلبیت – اپیدوت هورنفلس پیش رفته است. این درجه دگرگونی صرفاً باعث تجدید تبلور کانیهای کوارتز، سرسیت، موسکویت و تشکیل مقدار کمی بیوتیت شده است، به طوریکه به سختی آثاری از بیوتیتهای تازه تشکیل شده در آنها مشاهده میشود. بلورهای بیوتیت تازه تشکیل شده، غالباً دانهریز و نیمهشکلدار هستند و سنگ در برگیرندهٔ آنها بافت گرانوبلاستی نشان میدهد. سنگهای این زون در نمونه دستی هنوز آثاری از فولیاسیون اولیه را نشان میدهند. با نزدیک شدن به تودهٔ نفوذی بر میزان بیوتیتها افزوده می گردد. درجه دگرگونی سنگهای مزبور در حد رخساره آلبیت – اپیدوت هورنفلس است. بندرت در برخی نقاط دگرگونی مجاورتی تا حد تشکیل کردیریتهورنفلس پیش رفته است. البته کردیریتها به زحمت قابل شناسایی هستند و در بسیاری موارد دگرسان شدهاند.



شکل ۳–۱۷- تصویر میکروسکوپی شیستهایی که تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفتهاند و تبلور مجدد در آنها صورت گرفته و بافت گرانوبلاستی دانهریز در آن تشکیل شده است.

# نتيجه گيرى

بر اساس شواهد صحرایی و پتروگرافی سه گروه سنگی اصلی در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد مشاهده شده است که شامل ۱) گرانودیوریت، ۲) گرانیتها و لوکوگرانیتها و ۳) دایکهای گابرودیوریتی است. از بین سنگهای نام برده گرانودیوریتها بیشترین و گابرودیوریتها دارای کمترین فراوانی هستند.

گرانودیوریتها بدنه اصلی را در این تودهٔ گرانیتوئیدی تشکیل میدهند که از شرق تا غرب منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. این سنگها دارای بافت گرانولار دانه متوسط تا دانهریز میباشند. اغلب کانیهای سازندهٔ آنها شکلدار تا نیمه شکلدار هستند. کانیهای اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، فلدسپار پتاسیک (ارتوز – میکروکلین) میباشند. بررسیهای پتروگرافی مقاطع نازک تهیه شده از تعدادی از سنگهای این توده گرانیتوئیدی حاکی از آنست که در واحد مزبور کانیهای فرعی متنوعی از قبیل آندالوزیت، تورمالین، زیرکن، اسفن، روتیل، گارنت، آپاتیت، ایلمنیت وجود دارد. همچنین کلریت، اپیدوت و کلسیت کانیهای ثانویه حاصل از دگرسانی این سنگها میباشند.

لوکوگرانیتها فاقد کانی تیره هستند و یا فراوانی کانیهای تیره آنها بسیار کم است و کانیهای اصلی آنها پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن، کوارتز و گهگاه تورمالین میباشد. کلریت، اسفن، اپیدوت و کلسیت از کانیهای فرعی و ثانویه این سنگها محسوب می گردند.

از مطالعات پتروگرافی سرانجام به این نتیجه میرسیم که لوکوگرانیتها حاصل تفریق ماگماهای گرانودیوریتی زودتر تشکیل شده میباشند. در مراحل بعدی بخشهای تفریق یافتهتر به صورت رگههای پگماتیتی، آپلیتی، رگههای تورمالیندار تشکیل شدهاند. در ضمن با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی و میکروسکوپی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد بیشترین سنخیّت را با گرانیتوئیدی تیپ S دارند.

دایکها مافیکترین بخش سازندهٔ این تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد هستند، دارای بافت گرانولار، میکروگرانولار، پورفیری، گلومروپورفیری، میکرولیتی پورفیری و اسفرولیتی میباشند. کانیهای اصلی تشکیل دهنده این دایکها پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز- قهوهای میباشند. آپاتیت و کانیهای اپک (تیتانومگنتیت) کانیهای فرعی دایکها است. در برخی موارد کانیهای مافیک آنها به کلریت و اپیدوت، اسفن و کلسیت دگرسان شدهاند. زئولیت به صورت کانی ثانویه و پرکنندهٔ رگهها در این دایکها یافت میشود، البته فراوانی آن بسیار کم است.

این تودهٔ گرانیتوئیدی دارای آنکلاوهای متعددی مانند: آنکلاوهای متاپلیتی و آنکلاوهای سورمیکاسه و آندالوزیت – هورنفلسی میباشد. حضور آنکلاوهای متاپلیتی (آندالوزیت – هورنفلسی ، میکاشیستی، زینولیتهای کوارتزی و زینوکریستهای سیلیسی، پورفیروبلاستهای آندالوزیت و گارنت) از ویژگیهای بارز این توده محسوب میشود. آنکلاوها آندالوزیت – سیلیمانیت هورنفلسی دارای بافت گرانوبلاستی دانهریز هستند و حاوی پورفیروبلاستهای آندالوزیت، گارنت و پلاژیوکلاز و رشتههای فیبرولیتی سیلیمانیت میباشند.

در اثر نفوذ گرانیتها و گرانودیوریتها به درون سنگهای متاپلیتی، آنها تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفتهاند. این درجه دگرگونی صرفاً باعث تجدید تبلور کانیهای کوارتز، سرسیت، موسکویت و در مقداری کم بیوتیت شده است، به طوریکه به سختی آثاری از بیوتیتهای تازه تشکیل شده در آنها مشاهده می شود. بلورهای بیوتیت تازه تشکیل شده، غالباً دانهریز و نیمه شکل دار هستند و سنگ در برگیرندهٔ آنها بافت گرانوبلاستی نشان می دهد. سنگهای این زون در نمونه دستی هنوز آثاری از فولیاسیون اولیه را نشان می دهند. حداکثر درجه دگرگونی مجاورتی، به تشکیل کردیریت هورنفلس ختم می شود.

فصل جہارم چ

ب تفسیرداده کامی مغناطیسی

تحقیق و پژوهش دربارهٔ گرانیتها در چند دههٔ گذشته نشان داده است که اگرچه آنها فاقد شواهد روشن و مشخصی از تغییر شکلها و جهتهای جریان در مقیاس مزوسکوپی و صحرایی هستند، ولی با انجام تکنیک<sup>۱۰</sup> AMS (انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی) میتوان به این اطلاعات دست یافت (بوشه<sup>۱۵</sup>، ۱۹۹۷؛ تارلینگ و هرودا<sup>۱۰</sup>، ۱۹۹۳). انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی روشی ارزان قیمت، نسبتاً سریع و با دقت بالاست که معمولاً برای سنگهای آذرین به کار میرود و به وسیلهٔ آن میتوان به تشان میتوان به تشای میتوان به میتوان میت

مطالعات AMS بر روی خصوصیات و عوامل مؤثر بر فابریک مغناطیسی سنگها معطوف شده و میتواند به بیان جهت و محور فابریکهای ماگمایی در سنگهای مغناطیسی بپردازد. این نکته به ویژه در سنگهای آذرین قابل بررسی است (گریگوری<sup>۱۹</sup>، ۱۹۹۸). فابریکهای موجود در سنگها اطلاعاتی را دربارهٔ تغییر شکلها و مکانیسمهای جایگیری تودههای نفوذی آذرین فراهم مینمایند (پترسون و ورنون<sup>۲۰</sup>، ۱۹۹۵؛ بوشه و همکاران، ۱۹۹۰). مطالعات پتروفابریک سنگهای گرانیتی بیشتر مربوط به مکانیسم جایگیری ماگماها و ارتباط آنها با ساختارهای بزرگ مقیاس میباشد (نویز و همکاران<sup>۲۱</sup>، ۱۹۹۶؛ روزنبرگ<sup>۲۲</sup>، ۲۰۰۴). فابریکهای ثبت شدهٔ موجود در ماگماهای گرانیتی، در پاسخ به مرحلهای است که شامل نیروهای ناشی از پویایی مخزن ماگمایی و نیروهای تکتونیکی مرتبط با تغییر شکل پوسته میباشد.

<sup>11</sup> - Rosenberg

<sup>-</sup> Anisotropy of Magnetic Susceptibility ``

Bouchez-'°

Tarling & Hrouda 17 -

<sup>&</sup>lt;sup>\v</sup> - Ellwood

<sup>-</sup> Walker & Kinght 14

<sup>&</sup>lt;sup>19</sup> - Gregoire & et al

۲۰ - vernon

۲۱ - Neves & et al

یک جنبهٔ کلیدی در این حالت بیانگر آن است که اینگونه تودههای نفوذی همزمان با فرآیندهای تکتونیک هستند.

از آنجایی که فابریکهای موجود در تودههای نفوذی آذرین به دو صورت دیده میشود (فاقد جهتیافتگی و جهتدار)، دو معیار مهم ساختاری را برای آنها بیان میدارد که نشاندهندهٔ فابریکهای درون تودههای نفوذی آذرین میباشد و حاکی از جایگیری آنها بعد از تکتونیک (Post-tectonic)، و یا همزمان با تکتونیک (Syntectonic) است (هاتن<sup>۲۲</sup>، ۱۹۹۶؛ پاترسون و فولر<sup>۲۴</sup>، ۱۹۹۳؛ بوشه، ۱۹۹۷). در حالت اول فابریکهای موجود در تودههای آذرین، فابریکهای فاقد جهت یافتگی و از نوع ماگمایی است. اگر ساختار بزرگ و اصلی که سبب جاگیری ماگما شده است یک زون برشی باشد (همزمان با تکتونیک)، فابریکهای موجود در ماگما نشاندهندهٔ جهت خطوارهها در جهت برش میباشد. حالت دیگر هنگامی است که فابریکهای ماگمایی ناسازگار با ساختار سنگهای در برگیرنده و دیوارهٔ خود هستند که در این حالت ساختار آنها و فابریکهای شکل گرفته در آنها را میتوان به نیروهای خارجی نسبت داد.

فابریکها میتوانند ترکیبی از اندازه گیریهای مرسوم در صحرا را با دادههای ماکروسکوپی و میکروسکوپی در خود ثبت کنند. اگرچه تعیین فابریک ماگماهای گرانیتی که به دلیل وجود کانیهایی با جهتیابی ترجیحی ضعیف، امری دشوار است، ولی فابریک سنگهای گرانیتی را میتوان به آسانی به کمک تکنیک AMS مطالعه نمود (بوشه، ۱۹۹۷). AMS اندازه گیری انیزوتروپی کانیهای غنی از عناصری مانند Mn و Fe میباشد، که به طور معمول میکاها و آمفیبول در سنگهایی با خودپذیری پایین یا مگنتیت برای خودپذیری با دوری ای می میکروسکوپی ای میتوان به میانی با میتوان به آسانی به کمک تکنیک ماله مطالعه نمود (بوشه، ۱۹۹۷). AMS اندازه گیری انیزوتروپی کانیهای غنی از عناصری مانند Mn و Fe میباشد، که به طور معمول میکاها و آمفیبول در سنگهایی با خودپذیری پایین یا مگنتیت برای خودپذیری بالاتر از SI

<sup>°°</sup> - Rochette

<sup>&</sup>lt;sup>۲۳</sup>- Hutton

<sup>&</sup>lt;sup>v</sup><sup>£</sup>- Paterson & Foler

در این پژوهش سعی شده است تا ضمن مروری کوتاه بر اصول و قواعد این روش، ساز و کار جایگیری تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد با استفاده از دادههای انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی و مطالعات ریزساختاری بررسی گردد.

#### AMS) انیزو تروپی خود پذیری مغناطیسی (AMS)

انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی، ناشی از جهتیافتگی ترجیحی کانیهای مغناطیسی و یا به عبارتی فابریک مغناطیسی میباشد. این جهتیافتگی ترجیحی اغلب توسط شکل دانه کنترل میشود. موقعی که یک ماده در معرض میدان مغناطیسی (H) قرار گیرد، یک مغناطیس القائی (M) دریافت میکند که این دو کمیت توسط ضریب خودپذیری مغناطیسی (K) به هم مربوط میشوند، یعنی: H×K = K؛ بنابراین ضریب خودپذیری مغناطیسی (K) میتواند مربوط به قابلیت مغناطیس شدگی یک ماده باشد. رابطهٔ بالا

کانیهای مختلف در میدان مغناطیسی رفتار مغناطیسی متفاوتی نشان میدهند و بر اساس میزان خودپذیری مغناطیسی به سه گروه عمدهٔ دیامغناطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس طبقهبندی میشوند. بخش اصلی کانیهای تشکیلدهنده سنگ از دو نوع دیامغناطیس و پارامغناطیس میباشد که به علت حضور زیاد آنها در اغلب سنگها به آنها کانیهای ماتریکس نیز گفته میشود (اُونز و بامفورد<sup>۲</sup>٬ ۱۹۷۶؛ بُرادایل<sup>۲۲</sup> و همکاران، ۱۹۸۵؛ بُرادایل، ۱۹۸۷؛ روشت، ۱۹۸۷). در مورد کانیهای دیامغناطیس نظیر کوارتز و فلدسپارها و کانیهای پارامغناطیس نظیر بیوتیت و آمفیبول، انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی توسط جهتیافتگی بلورشناسی دانههای کانی کنترل میشود و محورهای اصلی بیضوی فابریک مغناطیسی این کانیها با فابریکهای شکل آنها و در نتیجه با فابریک کانیایی سنگ کل هم محور میباشند که به این نوع فابریک، فابریک نرمال گفته میشود. در مقابل، بعضی از کانیها نظیر تورمالین،

<sup>&</sup>lt;sup>1-</sup> Owens & Bumford

<sup>&</sup>lt;sup>vv-</sup> Borradile

کردیریت و کربناتها فابریک مغناطیسی معکوس نشان میدهند، بدین معنا که محور کوتاه مغناطیسی این کانیها موازی با محور طویل شکل کانی میباشد.

بر اساس رفتار کانیها در یک میدان مغناطیسی پایین (<sup>۲</sup>-۱۰ تسلا) دو خاصیت مغناطیسی اصلی پارامغناطیس (خودپذیری مغناطیسی نسبتاً ضعیف ناشی از کانیهایی همچون بیوتیت، کلریت و آمفیبول) و فرومغناطیس (خودپذیری مثبت و قوی در میدان مغناطیسی پایین به دلیل حضور کانیهایی همچون مگنتیت و گاهی پیروتیت) تشخیص داده شده است (شکل ۴-۱ ب). انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی در یک توده سنگی از شکل ترجیحی، پراکندگی یا جهتگیری بلورشناسی مجموعهای از کانیهای دیامغناطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس ناشی میگردد (بُرادیل، ۱۹۸۸؛ روشت و همکاران، کانیهای دیامغناطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس ناشی میگردد (بُرادیل، ۱۹۸۸؛ روشت و همکاران، کانیهای دیامغاطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس ناشی میگردد (بُرادیل، ۱۹۸۸؛ روشت و همکاران، گرانیتها فازهای کانیایی دربردارنده مغناطیس القایی در بین سایر سیلیکاتهای آهندار، غالباً بیوتیت و مگنتیت میباشند. این موضوع موجب طبقهبندی گرانیتها به دو گروه ایلمنیت و مگنتیت (ایشیهارا<sup>۲۸</sup>، ۱۹۷۷) گردیده که به ترتیب با گرانیتهای پارامغناطیس و فرومغناطیس قابل مقایسه هستند (بوشه،

۲۸- Ishihara



شکل ۴–۱– الف) رفتارهای خودپذیری مغناطیسی؛ مغناطیس شدگی (M) به صورت تابعی از شـدت میـدان مغناطیسی(H)؛ Ms: اشباع شدگی مغناطیسی؛ Mr: مغناطیس شدگی پسامد (بـه نقـل از روشـت، ۱۹۸۷)، ب) نمودار خودپذیری مغناطیسی برحسب SI در مقابل میزان کانیهای فرومغنـاطیس و پارامغنـاطیس (برحسـب درصد وزنی). توجه نمایید که مگنتیت چقدر میتواند خودپذیری مغناطیسی را افزایش دهد (هرودا و کاهـان، (۱۹۹۱).

دادههای AMS از یک نمونه به طور قرار دادی به صورت یک بیضوی سه محوری بیان می گردد که محورهای بزرگ، میانه و کوچک آن به ترتیب با جهت و بزرگای خودپذیری ماکزیمم (Kmax)، حدواسط (Kint) و مینیمم (Kmin) مطابقت مینماید (شکل ۴-۲). خطوارگی (Lineation) مغناطیسی برابر با (Kmax) بوده و (Kmin) به عنوان قطب برگوارگی (Foliation) مغناطیسی شناخته می شود (بوشه و همکاران، ۱۹۹۷). مقدار Kint در محدودهٔ بین (Kmin) و (Kmax) تغییر می کند (لانزا و ملونی<sup>۴۹</sup>، ۲۰۰۶).

Lanza & Meloni <sup>۲۹</sup> -



 $K_{min}, K_{int},$  تصویری از بیضوی مغناطیسی که سه محور  $K_3, K_2, K_1$  که به ترتیب با علامت  $K_{max}$ 

# ۲-۴- نمونهبرداری و اندازه گیری دادههای مغناطیسی

معمولاً تعداد و نحوهٔ پراکندگی ایستگاههای نمونهبرداری در محدودهٔ مورد مطالعه در قالب یک شبکهٔ منظم طراحی شده و با فاصلهٔ ۱ تا ۲ کیلومتر از هم انتخاب می شود. هرچه تراکم ایستگاههای نمونهبرداری بیشتر باشد، تجزیه و تحلیلهای به دست آمده آسان تر خواهد بود. در شکل ۴-۴ نقشهٔ زمین شناسی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد و پراکندگی ایستگاههای نمونهبرداری شده به نمایش گذاشته شده است.



شکل ۴–۳- نقشه زمینشناسی ساده شده از تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد و موقعیت ایستگاههای نمونهبرداری شده (در مجموع ۷۵ ایستگاه) جهت مطالعات فابریک مغناطیسی و ریزساختی.

نمونهبرداری توسط دستگاه حفاری قابل حمل که مجهز به سر متهٔ الماسه است و با بنزین کار می کند صورت گرفت. اولین مرحله برای برداشت نمونهها پیدا کردن محلی مناسب برای نمونهبرداری است. محل نمونهبرداری باید از رخنمونهای سخت و تا حد امکان بدور از درزه و بخشهای تجزیه نشده باشد. بعد از پیدا کردن محل مناسب بر روی محلی که حفاری باید بر روی آن انجام شود، با ماژیک ضد آب خطی بر روی آن رسم می کنیم (شکل ۴–۴ الف). این خط کمک می کند در صورت شکسته شده مغزه بتوان آن را در محل اولیه خود قرار داد. در غیر اینصورت کلیه اندازه گیریها بر روی نمونه حفاری شده ارزشی نخواهد داشت. قبل از شروع حفاری باید کلیه شدازه گیریها بر روی نمونه حفاری شده ارزشی که عبارتند از مهیا سازی آب برای خنک شدن سر مته در حین حفاری و تأمین بنزین برای موتور میباشد. آب لازم به وسیلهٔ یک منبع ۲۰ لیتری و اتصال آن توسط یک شیلنگ که به بالای متهٔ حفاری متصل می شود و از بالا آب وارد مته شده و در حین حفاری آن را خنک می کند. مقدار بنزین نیز باید به اندازهای باشد که در حین حفاری به دلیل اتمام بنزین با مشکل مواجه نشویم و حفاری متوقف نشود.

زمانی که تمامی شرایط برای حفاری مهیا شد، موتور را روشن کرده و شخصی که حفاری را انجام میدهد باید سر مته را به صورت مستقیم و قائم بر روی خط ترسیم شده قرار دهد و بعد از رساندن آب به مته، حفاری آغاز می گردد. به طور میانگین و در شرایط ایدهآل حدود ۲ تا ۴ دقیقه زمان برای حفاری لازم است. باید دقت شود که تا پایان حفاری مته به صورت قائم قرار گیرد تا مغزهای سالم و بدور از کچ شدگی و یا شکستگی داشته باشیم (شکل ۴–۴ ب). در صورتی که مغزه در حین حفاری شکسته شود توسط چسب قطرهای محل شکسته شده به یکدیگر چسبانده و ترمیم می شود. برای تهیه هر مغزه حدوداً تا عمق ۸ الی ۱۲ سانتیمتری سنگ، حفاری صورت می گیرد. برای این منظور با ماژیک ضد آب خطی بر روی مته کشیده شده که نشاندهندهٔ عمق مناسب برای توقف حفاری است (شکل ۴–۴ ج).



شکل ۴-۴- الف) خط راهنما مغزه، ب) نمایی از روش حفاری به کمک موتور مغزه گیر، ج) تعدادی از مغزههای برداشت شده.

تا زمانی که هنوز مغزه از محل برداشت جدا نشده است با استفاده از کمپاس، شیب و آزیموت محور مغزه اندازه گیری می شود و به عبارتی نمونه جهتیابی می شود. برای این کار باید از یک وسیله مخصوص به نام ترازیاب استفاده کنیم. این وسیله از یک لوله مسی تشکیل شده است و در بخش بالایی آن یک تراز افقی بر روی صفحه ای قرار گرفته که فاقد خاصیت مغناطیسی است و بر کمپاس تأثیری نمی گذارد. قطر دهانهٔ این لولهٔ مسی به اندازهٔ قطر متهٔ حفاری (۲۵ میلیمتر) است و خطی مستقیم (از بالا به پایین) بر روی لولهٔ آن کشیده شده، که این خط معرف محل تراز و جهت شیب مغزه می باشد و بدین صورت ترازیاب مغزه علامت گذاری شده است. بعد از قرار دادن ترازیاب، در محلی که حفاری شده است، شیب و جهت شیب مغزه را میتوان با قرار دادن کمپاس در کنار صفحهٔ تراز خوانده و در دفتر یادداشت نمود. جهت شیب در محدودهٔ (۰ تا ۳۶۰ درجه)، و مقدار شیب بین (۰ تا ۹۰ درجه) تغییر میکند. در نمونهبرداری کاملاً قائم شیب و جهت شیب محور مغزه به صورت (۰۹۰۰) نوشته میشود. بعد از مشخص شدن این دو پارامتر، توسط ماژیک ضد آب، علامتی در کنار لولهٔ مسی (لولهٔ مسی علامتگذاری شده) بر روی سنگی که حفاری بر روی آن صورت گرفته (در نزدیک مغزه)، گذاشته میشود و به آرامی خارج نموده و محل را خشک میکنیم. حال علامت گذاشته شده که نشاندهندهٔ جهت شیب محور مغزه میباشد را بر روی سطح مغزه منتقل نموده و این علامت را به صورت فلشی بر سطح مغزه رسم میکنیم، به طوری که نوک فلش به سمت حاشیهٔ خارجی سطح مغزه بوده و جهت شیب مغزه (Dip Direction) را

بعد از خارج کردن مغزه و تمیز کردن گل و لای حفاری، به کمک نیم لولهٔ پلاستیکی دو انتهای فلش را به صورت دو خط مستقیم بر روی بدنهٔ مغزه رسم میکنیم. خطی که از قسمت سر فلش منشعب می گردد با هاشورهایی به سمت انتهای مغزه زده شده که زاویهٔ حادهٔ این هاشورها بالای مغزه و زاویهٔ منفرجه آنها، پایین مغزه را نشان میدهد. اکنون باید بر روی مغزه نام، شمارهٔ ایستگاه و سایر مشخصات آن به کمک ماژیک ضد آب درج شود. با توجه به این نکته که در هر ایستگاه بیش از یک مغزه برداشت میشود، مغزهها را با پسوندهای A, B, C (به طور مثال BF-57A, BF-57B, BF-57C) نامگذاری میکنیم، تا از بروز هرگونه خطا و جابه جایی مغزهها جلوگیری شود.

مختصات جغرافیایی هر ایستگاه نیز با استفاده از GPS برداشت می شود و در دفترچهٔ صحرایی ثبت می گردد. در بعضی از ایستگاهها بدلیل حضور واحدهای سنگی مختلف و تنوع سنگی (گرانودیوریت، لو کو گرانیت، دایک گابرو دیوریتی) از هر واحد سنگی جداگانه مغزه گیری می شود. در ایستگاههای نمونهبرداری باید به خصوصیات سنگشناسی هر ایستگاه توجه نمود و در دفترچهٔ صحرایی به دقت یادداشت کرد. زیرا این برداشتها اطلاعات با ارزشی در نتیجه گیریهای بعدی به ما خواهند داد. این خصوصیات میتواند شامل حضور آنکلاوهای متنوع، زینوکریستها، زینولیتها، رگههای کوارتزی، آپلیتی و پگماتیتی، امتداد دایکها، ریز یا درشت بودن دانههای سنگ، فولیاسیونهای قابل رؤیت در صحرا، کنتاکتها، ساختارهای تکتونیکی، گسلها، کلریتزاییهای شایع و ... باشند که باید به آنها توجه شود.

نمونهبرداری از تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد در طی ۳ مرحله زمانی (مهر ۸۹، آبان ۹۹ و تیر ۹۰) صورت گرفت. نتیجهٔ این نمونهبرداریها در مجموع تعداد ۲۱۷ مغزه جهتدار از ۲۵ ایستگاه در محدودهای به وسعت ۲۰ کیلومترمربع از واحدهای سنگی مختلف تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد است. مغزههای جهتداری که بدست آمدند، برای برش به کارگاه برده شده و برش داده میشود. هر مغزه حداقل ۳ نمونهٔ استوانهای جهتدار ارائه میدهد که حداقل ۶ نمونه در هر ایستگاه برای اندازه گیری در آزمایشگاه فراهم میشود. بعد از برش هر مغزه، ترتیب قرارگیری قطعات آن مهم بوده و باید با دقت شماره گذاری شوند. شمارههای هر مغزه با اعداد ۱، ۲، ۳، ۴ مشخص می گردد و بدین صورت نوشته میشود؛ , BF-57A1, BF-57A2) رسم (... BF-57A1, BF-57A2. سطح بالا و پایین نمونهها نیز توسط فلش معرف جهت شیب (Dip Direction) رسم می گردد. از هر مغزه ۳ تا ۵ قطعه به طول ۲۲ میلیمتر برش داده میشود، که از ۳ تا ۴ قطعهٔ اول برای می گردد. از هر مغزه ۳ تا ۵ قطعه به طول ۲۲ میلیمتر برش داده میشود، که از ۳ تا ۴ قطعهٔ اول برای می گردد. از هر مغزه و ریزساختی استفاده

پس از برش مغزها، برای زدودن کلیه ذرات آهنداری که در طی انجام عملیات حفاری توسط متهٔ حفاری و یا در هنگام برش نمونهها توسط تیغهٔ برش، بر روی نمونهها برجای مانده است، نمونهها در اسیدکلریدریک ۰/۱ نرمال، به مدت ۲ ساعت نگهداری می شود (بوشه، ۱۹۹۷). در مدت این ۲ ساعت باید مراقب بود شمارهٔ نمونهها پاک نشود. این اسیدشویی ذرات آهنداری را که در حین حفاری توسط متهٔ بر روی مغزه قرار گرفته است را پاک می کند. بعد از ۲ ساعت نمونه ها را توسط آب شستشو داده و با برس پلاستیکی تمیز می گردد. باید دقت کرد که شماره و جهتهای درج شده بر روی هر نمونه پاک نشود، در صورت از بین رفتن مشخصات نمونه، استفاده از آن امکان پذیر نیست، زیرا کلیه اصول و روشهای اندازه گیری بر پایه شمارهٔ نمونه ها و جهتهای آنها می باشد. نمونه ها پس از خشک شدن برای اندازه گیری خودپذیری مغناطیسی با دستگاه مغناطیس سنج آماده هستند. از این رو در حدود ۸۶۸ نمونه در این پژوهش مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. شکل ۴–۵ خلاصهای از مراحل توصیف شده را نشان می دهد.



شکل ۴-۵- مراحل و روشهای برداشت نمونه جهت مطالعات AMS و ریزساختی.

در طی انجام مراحل نمونهبرداری و تهیه مغزهها معمولاً خطاهایی صورت می گیرد که سبب می شود مغزههای تهیه شده دادههای نادرستی به ما بدهد، بنابراین باید در حین برداشت نمونهها دقت کافی را به عمل آورد. مهمترین خطاهایی که ممکن است در حین نمونهبرداری صورت گیرند به این قرار است: شیب و جهت شیبی که توسط کمپاس برای هر مغزه خوانده می شود به طور صحیح قرائت نشود، فلش معرف شیب و جهت شیب بر روی مغزه به طور نادرست ترسیم گردد، عدد و شمارهٔ ایستگاهها و مغزهها و موقعیت جغرافیایی ایستگاه به درستی درج نشود، قرارگیری مغزهها بعد از حفاری در کنار وسایل دارای خاصیت مغناطیسی و ...

خودپذیری مغناطیس شدگی نمونههای مورد مطالعه در این پژوهش توسط دستگاه اندازه گیری خودپذیری مغناطیسی مدل MFK1-FA ساخت شرکت آجیکو (AGICO) از کشور چک در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود اندازهگیری شد. در طی اندازهگیری پارامترهای مغناطیسی شدت میدان مغناطیسی برابر ۲۰۰ میلی تسلا (T) میباشد و ثابت خواهد بود. این دستگاه قادر است خودپذیری مغناطیسی نمونهها را تا دقت SI <sup>۸</sup>-۱۰ اندازه گیری کند. دقت فوقالعاده زیاد دستگاه Kappabridge برای مطالعه انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی پایین نظیر گرانیتهای پارامغناطیس مناسب میباشد (بوشه، ۱۹۹۷). دستگاه (MFK1-FA) از ۲ بخش تشکیل شده است که شامل: ۱- بخش اندازه گیری کننده Kappabridge و ۲- بخش ریزپردازشگر (Microprocessor) (شکل ۴-۶). لازم به ذکر است در طی اندازه گیری نرمافزار Safyr 4W نحوهٔ عملکرد دستگاه را کنترل می کند و در ضمن پردازش دادهها را انجام میدهد. این دستگاه نسبت به سایر دستگاههای مشابه دارای مزیتهایی میباشد که از اساسیترین آنها میتوان به دقت و حساسیت بالا، اندازه گیری سریع انیزوتروپی مغناطیسی و میانگین گیری خودکار اشاره کرد. تواناییهای دیگر این دستگاه که در روند اندازهگیری حائز اهمیت است و آن را نسبت به دستگاههای دیگر در اولویت قرار میدهد شامل چرخش آرام نمونه، کارکرد آسان، کنترل کامل با کامپیوتر (فقط نیاز به ۳ بار تغییر در و ضعیت قرار گیری نمونه در جهت محورهای X, Y, Z دارد)، هشدار هوشمند در صورت بروز مشکل و صفر کردن (Zeroing) به طور خودکار در طول اندازه گیریها می باشد. روش و اصول کار با دستگاه MFK1-FA) Kappabridge) به طور مفصل در گوانجی (۱۳۸۹) توضيح داده شده است.



شکل ۴-۶- نمایی از قسمتهای مختلف دستگاه Kappabridge.

بعد از انجام اندازه گیری بر روی کلیه نمونه ها، داده های حاصل از خروجی دستگاه شامل پارامترهایی (K2) است که مهمترین آنها (K2, K3 و Km) می باشد. (K1) بیانگر خود پذیری مغناطیسی ماکزیمم، (K2) بیانگر خود پذیری مغناطیسی مینیمم است. پارامتر (Km) بیانگر خود پذیری مغناطیسی مینیمم است. پارامتر (Km) بیانگر خود پذیری مغناطیسی میناطیسی حدواسط و (K3) خود پذیری مغناطیسی مینیمم است. پارامتر (Km) خود پذیری مغناطیسی میناطیسی می می در ارتم (K1) بیانگر خود پذیری مغناطیسی ماکزیمم، (K2) بیانگر خود پذیری مغناطیسی ماکزیمم، (K3) بیانگر خود پذیری مغناطیسی مینیمم است. پارامتر (K1) خود پذیری مغناطیسی میانگین می باشد و یکی از مهمترین پارامترهایی است که نتایج مهم و ارز شمندی در بارهٔ ماهیت سنگهای مورد اندازه گیری ارائه می دهد. پارامتر (K1)، متناسب با خطواره مغناطیسی در بارهٔ ماهیت سنگهای مورد اندازه گیری ارائه می دهد. پارامتر (K1)، متناسب با خطواره مغناطیسی ماکندی (K3)، متناسب با خطواره مغناطیسی در بارهٔ ماهیت سنگهای مورد اندازه گیری ارائه می دهد. پارامتر (K1)، متناسب با خطواره مغناطیسی در بارهٔ ماهیت سنگهای مورد اندازه گیری ارائه می دهد. پارامتر (K1)، متناسب با خطواره مغناطیسی را ترسیم کرد. پارامتر (K3)، متناسب با برگوارگی مغناطیسی در ای می توان نقشه خطواره های مغناطیسی دا ترسیم کرد. پارامتر (K3)، متناسب با برگوارهای مغناطیسی دا ترسیم کرد. پارامتر (K3)، متناسب با برگوارهای مغناطیسی دا امالاعات ارز شمندی ارائه می دهند.

نتایج اندازه گیری پارامترهای مغناطیسی به صورت فایل Ran در کامپیوتر ذخیره میشود و سپس به کمک نرم افزار Anisoft 4.2 جهت پردازشهای بعدی آماده می گردد. نرم افزار Anisoft 4.2 میتواند فایل Ran را به صورت استریونت یا استریو گرام نیز نشان دهد. در این استریونتها پارامترهای مغناطیسی (K1, K2, K3) به ترتیب به صورت مربع، مثلث و دایره، نمایش داده می شوند. استریونتها در تفسیر دادههای حاصل از اندازه گیری و فهم بهتر آنها به ما کمک می نمایند. همین طور از دادههای تصویری استریونتها میتوان نمونههایی را که اندازه گیری آنها اشتباه بوده و نسبت به سایر نمونههای مربوط با آن ایستگاه دارای مشخصات متفاوتی هستند به راحتی شناسایی نمود و دوباره اندازه گیری کرد. همچنین در صورت عدم همخوانی نتایج، علت وجودی آنها را جستجو کرد و به رفع آنها پرداخت. در شکل ۴-۷ تصاویر استریو گرامهای متعلق به ایستگاههای تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد ارائه شده است، البته به دلیل داشتن ترکیبات سنگی متفاوت (گرانودیوریت، لوکو گرانیت و گابرو دیوریت)، استریو گرامهای کلی مربوط به آنها در بخش انتهایی این شکل ارائه شده است. بر روی هر استریونت به طور قراردادی موقعیت به آنها در بخش انتهایی این شکل ارائه شده است. بر روی هر استریونت به عور قراردادی موقعیت

Geranodiorite								
Sit	Long	Lat	Km	Lin.	⊥Fol.	Р	т	
e	•	Lai.	КШ	Az/Pl.	Az/Pl.	%	1	
	3779	37003						
BF-1	31	73	229	6/98	190/16	1.8	0.48	
	3783	37005						
BF-2	00	47	214	30/296	204/3	2.1	0.41	
	3790	37005						
BF-3	56	97	221	4/90	189/64	1.8	0.42	
	3798	37005						
BF-4	71	31	245	27/278	181/13	2.2	-0.37	
	3807	37003						
BF-5	10	95	246	60/34	18/26	1.3	0.28	
	3806	37001						
BF-6	16	06	234	8/271	172/48	1.5	0.44	
	3815	37004						
BF-7	78	37	232	49/112	19/2	1.7	0.19	
	3791	36989				1.8		
BF-8	72	29	524	18/70	166/18	2	0.21	
	3800	36988						
BF-9	76	18	228	54/247	151/4	1.8	0.52	
BF-	3812	36981						
10	74	17	240	3/77	344/41	2	-0.14	
BF-	3814	36984						
11	52	85	227	40/57	160/15	1.9	-0.38	
BF-	3814	36987						
12	14	00	193	24/276	29/42	2	0.11	
BF-	3822	36983						
14	01	61	242	1/41	131/11	2.4	0.27	
BF-	3829	36980						
15	70	09	248	12/261	354/16	1.5	-0.44	
BF-	3831	36985						
16	30	01	243	16/231	342/50	1.8	-0.04	
BF-	3831	36986	238	2/192	282/8	1.2	-0.15	

جدول ۴-۱) دادههای حاصل از انجام آنالیزهای فابریک مغناطیسی.

17	53	60					
BF-	3837	36982		15/055	152/20		0.10
18 DE	31	35	253	15/275	173/38	2	0.10
вг- 19	2020 75	18	258	50/19	198/39	24	0.43
BF-	3834	36974	200	50,19	190,09	2.1	0.15
20	65	58	250	37/20	8/43	2.2	0.18
BF-	3828	36972	074	1/200	200/12		0.07
21 BE	73 3830	/8 36068	274	4/209	300/13	1	0.27
22	71	95	218	27/224	334/36	1.2	0.30
BF-	3833	36965					
23	53	36	215	21/49	238/57	4.2	0.40
BF- 24	3841	36964	244	21/225	2/12/	2.1	0.64
24 BF-	3844	36962	244	21/225	5/154	2.1	0.04
25	01	96	249	56/20	23/148	2	0.47
BF-	3845	36963					
26 PE	69 2820	39	232	41/236	18/130	2.2	0.43
ыг- 27	3839 95	30908 19	230	49/273	23/155	1.6	0.10
BF-	3839	36968					
28	09	44	248	18/43	39/144	1.9	0.57
BF-	3840	36977 דד	220	27/05	14/106	2.1	0.47
BF-	3846	36979	239	51/95	14/190	5.1	0.47
30	43	56	257	66/49	15/177	2	0.45
BF-	3847	36963			a ( <b>1</b>		
31 PE	99 2807	70 26080	243	73/246	9/127	1.5	0.40
ыг- 32	5807 63	50989 71	171	0/246	57/336	1.8	0.19
BF-	3810	36990	1,1	0.210	011000	110	0117
33	31	92	211	13/255	10/163	2.4	0.21
BF- 24	3814	36995	250	1/218	84/53	23	0.50
34 BF-	3819	36998	239	1/518	04/33	2.5	0.50
35	70	17	244	53/94	17/209	2.2	0.56
BF-	3817	37001					
36 DE	67 3820	53 37004	253	/0/68	11/192	1.4	0.36
ыг- 37	3820 88	91	225	54/94	4/190	1.9	-0.05
BF-	3823	37003					
38	64	85	230	62/104	11/215	1.1	0.22
BF-	3817	37007	254	24/01	27/211	4.4	0.28
39 BF-	3813	37007	234	54/91	5//211	4.4	0.28
40	37	75	222	52/49	6/183	2.6	0.14
BF-	3813	37003					
41 PE	74 2817	01 26074	239	12/100	1/10	2.6	0.14
вг- 42	- 18 - 18	30974 17	237	29/40	7/306	15	1.02
BF-	3821	36973	_0,				1.02
43	85	35	232	59/184	17/306	2.3	0.65
BF-	3821	36976	255	26/28	0/104	2.2	0.26
44 BF-	85 3819	03 36975	200	30/28	8/124	2.2	0.36
45	74	35	235	12/221	16/128	2.4	-0.21
BF-	3818	36977	255	75/225	3/123	1.9	0.23

46	83	87					
BF-	3817	36978					
47	99	44	245	30/45	14/144	2.6	0.57
BF-	3808	36985					
49	36	44	215	15/221	64/345	2.2	0.03
BF-	3813	37000					
51	37	61	269	74/93	7/209	1.5	0.44
BF-	3800	36992					
52	65	20	260	23/83	15/179	2.1	0.26
BF-	3799	37002					
53	79	17	255	60/360	29/196	2.5	0.56
BF-	3798	37000					
54	54	94	251	25/329	48/208	2.3	0.18
BF-	3795	37002					
55	53	09	214	8/107	57/210	2	-0.37
BF-	3788	36999					
57	04	95	246	50/308	7/210	1.5	-0.12

ادامه جدول ۴–۱

Sit e	Long.	Lat.	Km	Az/Pl. Lin.	⊥Fol. Az/Pl.	P %	Т
BF-	3785	37001				3.	
58	69	03	258	72/304	4/203	4	0.40
BF-	3785	37000				1.	
59	93	48	239	38/18	267/25	97	0.35
BF-	3785	36993				1.	
60	77	22	257	266/41	172/5	9	0.22
BF-	3788	36995				2.	
61	90	54	249	283/55	178/10	17	0.35
BF-	3786	36998					
62	86	55	212	286/30	18/3	3	0.47
BF-	3784	36997				2.	
63	58	07	239	283/54	20/7	9	0.49
BF-	3785	36994				2.	
64	42	39	254	279/65	184/2	12	0.50
BF-	3796	36997				1.	
65	45	24	258	83/6	173/3	7	0.12
BF-	3795	36995				2.	
66	28	21	258	297/48	179/23	1	0.25
BF-	3796	36992				2.	
67	04	75	272	276/39	176/12	3	0.22
BF-	3787	36990				1.	
68	87	45	215	286/43	139/42	76	0.08
BF-	3796	36989				2.	
69	95	32	222	235/40	137/20	04	0.12
BF-	3817	36994				2.	
70	62	89	277	95/40	205/23	8	0.31
BF-	3817	36992				2.	
71	54	58	250	73/54	165/2	6	0.53
BF-	3819	36993				2.	
72	20	49	270	270/4	2/19	3	0.27
BF-	3816	36986				2.	
73	33	77	220	26/29	126/17	4	0.40
BF-	3828	36989				2.	0.15
75	77	05	282	51/49	162/17	35	1
BF-	3785	37000	239	18/38	267/25	1.	0.35

59	93	48				97	
				Leucogeranit			
				е			
BF-	3790	37005				2.	
3	56	97	70	127/37	19/21	53	0.23
BF-	3819	36986				5.	
13	63	73	59	213/25	305/3	14	0.52
BF-	3833	36965				2.	
23	53	36	75	110/37	118/45	40	0.82
BF-	3840	36977				1.	
29	57	77	66	106/1	207/84	84	0.40
BF-	3817	36974				2.	
42	18	17	116	283/33	75/54	38	0.21
BF-	3824	36986				2.	
48	41	22	58	171/59	324/31	07	1.03
BF-	3806	36995				9.	
50	04	14	79	91/3	360/32	53	0.30
BF-	3818	36987				2.	
74	70	47	62	135/32	297/56	97	0.19
				Dyke			
BF-	3806	37001				0.	
6	16	06	531	9/11	103/22	87	0.27
BF-	3814	36987				3.	-
12	14	00	782	11/67	122/9	43	0.40
BF-	3838	36977				1.	
19	75	18	343	351/20	359/68	53	0.37
BF-	3813	37007				0.	
40	37	75	699	335/53	102/25	84	0.06
BF-	3823	37003				1.	
38	64	85	711	91/34	211/37	08	0.22

Long. و Lat. طول و عرض جغرافیایی ایستگاهها؛ K<sub>m</sub>؛ خودپذیری مغناطیسی کل بر حسب µSI؛ Lin. امتداد و شیب1 معرف خطوارگی؛ Fol.⊥: روند و شیب K<sub>3</sub> معرف قطب برگوارگی؛ P<sub>para%</sub>؛ درصد انیزوترپی و T: پارامتر شکل.



شکل ۴-۷- استریوگرامهای بدست آمده از نرم افزار Anisoft 42، مربوط به ایستگاههای اندازهگیری.




ادامه شکل ۴–۷





ادامه شکل ۴–۷





ادامه شکل ۴–۷

## ۴-۳- بررسی پارامترهای مغناطیسی

پس از اندازه گیری خودپذیری مغناطیسی تمامی نمونه ها از پارامترهای مغناطیسی که توسط دستگاه بدست آمده است جهت ترسیم نقشه ها و تجزیه و تحلیل های بعدی استفاده می شود. در جدول ۴–۱ موقعیت جغرافیایی کلیه ایستگاه های نمونه برداری شده در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد به همراه داده های خطوارگی مغناطیسی (K1)، قطب برگوارگی مغناطیسی (K3)، خودپذیری مغناطیسی میانگین (۳۸)، انیزوتروپی مغناطیسی بر حسب درصد (P) و پارامتر شکل (T) ارائه شده است. نقشه های مورد نیاز به کمک نرم افزار 8.9 Gis و نتایج حاصل از پردازش آنها ارائه می گردد.

#### ۴-۳-۱- نقشه خطوارگی مغناطیسی

همان گونه که در ابتدای این فصل گفته شد، شیب و امتداد K<sub>1</sub> معرف خطوار گی مغناطیسی است و از مشخصات آن در ترسیم نقشههای خطوارههای مغناطیسی استفاده میشود. این نقشه، با قرار گرفتن خطوارهٔ مغناطیسی (با علامت فلش ↑) بر روی موقعیت ایستگاه مورد نظر بدست میآید. خطوارههای مغناطیسی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد برحسب مقدار شیب آنها با سه نوع فلش نمایش داده شدهاند. (فلش کوتاه معرف شیبهای ۶۰ تا ۹۰ درجه، فلش متوسط معرف شیبهای ۳۰ تا ۵۹ درجه و فلش بلند معرف شیبهای ۰ تا ۲۹ درجه میباشد. مقدار شیب خطوارهها در کنار فلشها نشان داده شده است. در نهایت و با رعایت اصول ذکر شده نقشه خطوارههای مغناطیسی تودهٔ گلزرد بدست آمد (شکل ۴–۸).

با رسم نقشه کنتوربندی یا منطقهبندی مقدار شیب خطوارههای مغناطیسی و به نمایش درآوردن تغییرات آن به صورت کنتوردیاگرام و نیز پهنهبندی آن در شکل ۴–۹، تفسیرهای مربوطه بسیار راحت ر میشود. با توجه به نقشهٔ وضعیت خطوارههای مغناطیسی، مقدار شیب آنها و منطقهبندی براساس شیب خطوارهها می توان تودهٔ گرانیتوئیدی را به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرد. در نیمهٔ بالایی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد و در بخشهای شرقی و غربی آن خطوارههای مغناطیسی دارای شیب زیاد بوده و در خلاف جهت یکدیگر قرار گرفتهاند. در بخش میانی این دو منطقه خطوارههای مغناطیسی شیب کمی داشته و اکثراً روند شرقی – غربی نشان میدهند. در نیمهٔ پایینی تودهٔ نفوذی، اکثر خطوارههای مغناطیسی با روند شرقی – غربی از قسمت بالایی شروع شده و به روند جنوبغرب در جنوبشرق توده ختم میشود. در این نقشه مناطق دارای خطوارگیهای با شیب مغناطیسی زیاد احتمالاً محلهای حضور زونهای تغذیه کننده هستند که در بحثهای قلمروهای مغناطیسی، تغییرات آنها به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.



شکل ۴–۸- نقشه خطوارههای مغناطیسی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد، محل زونهای تغذیه کنندهٔ ماگما به صورت خطچین و با رنگ تیرهتر نشان داده شده است.

نقشهٔ منطقهبندی شیب خطوارههای مغناطیسی در شکل ۴-۹ نشان داده شده است. همانطور که در این شکل دیده می شود، مناطقی که دارای شیب بالا و بیشتر از ۷۵ درجه است با رنگ سیاه تا خاکستری تیره در مناطق حاشیهای و مناطق با شیب پایین یعنی کمتر از ۲۵ درجه با رنگ خاکستری روشن تا سفید در مناطق مرکزی این توده نشان داده شده است.



شکل۴-۹- نقشه منطقهبندی تغییرات شیب خطوارههای مغناطیسی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد.

## ۴-۳-۴- نقشه برگوارگی مغناطیسی

نقشه برگوارگی مغناطیسی بر اساس راستا و میزان شیب K<sub>3</sub> که به عنوان قطب برگوارگی مغناطیسی به حساب میآید، ترسیم میشود. برای ترسیم صفحات برگوارگی مغناطیسی، همانند خطوارگی از نماد خاصی <sup>1</sup> استفاده شده و برحسب میزان شیب برگوارگی به صورت زیر دستهبندی نمودیم.

< 0-29</li>
× 30-59
× 60-90

خط بلندتر نماد راستای آزیموت و خط کوچکتر جهت شیب را نشان میدهد. برای نشان دادن میزان شیب، مقدار آن در کنار نماد برگوارگی درج میشود. نگاهی به نقشهٔ برگوارههای مغناطیسی در شکل ۴-۱۰ نشان میدهد که در نیمهٔ بالایی توده اکثر برگوارگیهای مغناطیسی دارای روندهای شمالغربی – جنوب شرقی و در نیمهٔ پایینی توده اکثر روندها شرقی – غربی است. همچنین در مناطق حاشیه ای برگوارگیها از شیب بسیار بالا و نزدیک به قائم برخوردار هستند. در بخشهایی که لوکوگرانیت ها رخنمون دارند (در مرکز نیمهٔ بالایی توده)، برگوارههای مغناطیسی دارای شیب کم تر از ۶۰ درجه هستند. ولی در شرق و غرب این بخش برگوارههای مغناطیسی دارای شیب کم تر از ۶۰ درجه هستند. ۹۰ در جمه). در حاشیهٔ شمال شرقی توده امتداد برگوارهها به موازات حاشیه است و دگرگونی مجاورتی در سنگهای میزبان گسترش یافته. توازی روند خطوارگی و برگوارگی با حاشیهٔ توده و همچنین دگرگونی مجاورتی نشاندهندهٔ آنست که در هنگام تزریق، سنگهای میزبان به عنوان یک سد عمل نموده و واحد گرانودیوریتی به موازات حاشیهٔ این سنگها جایگزین شده است. در حاشیهٔ شمالغربی، روند برگوارگی و خطوارگی با شیب زیادی حاشیه را قطع می نماید.

وضعیت برگوارههای مغناطیسی در بخش جنوبی توده گلزرد به صورتی است که در حواشی این بخش از توده برگوارهها دارای شیب زیاد و در بخشهای میانی آن که لوکوگرانیتها حضور یافتهاند شیب برگوارهها کمتر از ۶۰ درجه میباشند. نقشهٔ منطقهبندی شیب برگوارگیهای مغناطیسی در شکل ۴–۱۱ نشان داده شده است. همان طور که در این شکل دیده می شود، مناطقی که دارای شیب بالا و بیشتر از ۷۵ درجه است با رنگ سیاه و خاکستری تیره در مناطق حاشیهای و مناطق با شیب پایین یعنی کمتر از ۶۰ درجه با رنگ خاکستری روشن تا سفید در مناطق مرکزی این توده نشان داده شده است.



شکل ۴-۱۰- نقشه برگوارههای مغناطیسی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد.



شکل ۴-۱۱- نقشه منطقهبندی تغییرات شیب بر گوارههای مغناطیسی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد.

# ۲-۳-۴ نقشه خودپذیری مغناطیسی میانگین

از جمله مهمترین پارامترهای مغناطیسی که در حین اندازه گیری پارامترهای فابریک مغناطیسی بدست میآید، پارامتر خودپذیری مغناطیسی میانگین Km است و از رابطه زیر بدست میآید.

) = 
$$\frac{K_1 + K_2 + K_3}{3}$$
 ) ) مقدار حساسیت مغناطیسی میانگین (Km

نقشه تغییرات خودپذیری مغناطیسی، با نمایش مقدار K<sub>m</sub> هر ایستگاه بدست میآید. اگر مقدار K<sub>m</sub> را طبقهبندی کنیم، بررسی این نقشهها سادهتر انجام گرفته و میتوان نوعی منطقهبندی را در توده مشخص کرد (شکل ۴–۱۲). با این کار، انطباق نقشه خودپذیری مغناطیسی با نقشه پراکندگی واحدهای سنگی مورد بررسی ملموستر خواهد شد. با به نمایش درآوردن تغییرات مقادیر خودپذیری مغناطیسی به صورت

خطوط هم میزان و نیز پهنهبندی آنها فهم پارامترهای مربوطه بسیار راحتتر میشود. در نمونههای مورد مطالعه مقدار K<sub>m</sub> محاسبه شده بین (µSI) تا ۶۰۰ تا ۶۰۰) تغییر می کند (جدول ۴–۱). متوسط مقادیر خودیذیری مغناطیسی میانگین (K<sub>m</sub>) اندازه گیری شده بر حسب µSI در گرانودیوریتها با بیشترین فراوانی ۲۲۷، در لوکوگرانیتها ۵۸ و در دایکهای گابرودیوریتی ۵۸۵ میباشد. در شکل ۴–۱۲ نقشهٔ خودپذیری مغناطیسی میانگین تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد به نمایش گذاشته شده است. همانطور که در این نقشه دیده می شود، در بخش مرکزی نقشه (رنگهای سفید تا خاکستری روشن) و همچنین در منتهیالیه شمالغربی، که مقادیر خودپذیری مغناطیسی میانگین کم میباشد، با سنگهای گرانودیوریتی تفریق یافتهتر و لوکوگرانیتها منطبق میباشد. با توجه به این شکل متوجه میشویم که در برخی نقاط مقدار حساسیت مغناطیسی (بین µSI تا ۲۷۰ تا ۲۷۰)، در نقشه به رنگ خاکستری تیره بوده و با محل حضور سنگهای گرانودیوریتی مشخص می شوند. در برخی ایستگاهها مقادیر K<sub>m</sub> بیش از ۲۵۰ μSI میباشد که با حضور سنگهای گرانودیوریتی غنی از بیوتیت منطبق میباشد (رنگهای سیاه). ناپیوستگی بین این دو گروه سنگی (گرانودیوریتها و لوکوگرانیتها)، با شواهد صحرایی نیز تأیید می گردد، لوکوگرانیتها به صورت دایک، رگه و آپوفیز گرانودیوریتها را قطع مینمایند. دایکها بسته به ترکیب سنگی خود مقادیر بالای K<sub>m</sub> را نشان میدهند. روابط زیر بین خودپذیری مغناطیسی میانگین و مطالعات يتروكرافي بدست آمده است (جدول ۴-۲).

Lithology	Min	Max	Avrage
گرانوديوريتها	۱۷۹ µSI	798 µSI	777 µSI
لوكوگرانيتها	۴۱ µSI	107 µSI	۵۸ µSI
دايكها	۳۲۹ µSI	<b>Υ۶λ μSI</b>	<b>ΔΛΔ μSI</b>

جدول (۴-۲) تغییرات خودپذیری مغناطیسی (K<sub>m</sub> µSI) در گروههای مختلف سنگی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد.



شکل۴-۱۲- نقشهٔ منطقهبندی تغییرات خودپذیری مغناطیسی میانگین (پارامتر Km) در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد.

نمودار فراوانی ترکیبات سنگی سازنده تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد در مقابل مقادیر خودپذیری مغناطیسی میانگین آنها به صورت نمودار ستونی (هیستوگرام) در شکل ۴–۱۳ نشان داده شده است. همانطور که در این نمودار دیده میشود، گرانودیوریتها فراوانترین گروه سنگی سازنده تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد هستند.



شکل ۴–۱۳- نمودار فراوانی ترکیبات سنگی سازنده تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد در مقابل مقادیر خودپذیری مغناطیسی میانگین آنها. (Lg لوکوگرانیت، Grd گرانودیوریت، D دایک).

گرانودیوریتهای بیوتیتدار که سازنده غالب این توده نفوذی هستند دارای K<sub>m</sub> میانگین حدود IPA میباشند، این میزان K<sub>m</sub> در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد عمدتاً به دلیل وجود کانی بیوتیت در گرانودیوریتها میباشد (شکل۴–۱۴). آنکلاوهای سورمیکاسه به واسطه دارا بودن مقدار زیادی بیوتیت و گرانودیوریتها میباشد (شکل۴–۱۴). آنکلاوهای سورمیکاسه به واسطه دارا بودن مقدار زیادی بیوتیت و لاحمالاً کمی مگنتیت (ناشی از تبدیل بیوتیت به سیلیمانیت) دارای مقدار mA بیشتری هستند. او کوگرانیتها می معنار (یادی مقدار زیادی بیوتیت و همچنین تورمالین، مقدار مقدار ایدن معندا. او کوگرانیتها به خاطر دارا بودن مقادیر کمتر بیوتیت و همچنین تورمالین، مقدار mA کمتری دارند. براساس مقادیر خودپذیری مغناطیسی بدست آمده، تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد جزء گرانیتوئیدهای پارامغناطیس (MI سر MI) به شمار میآید. علاوه بر بیوتیت، فراوانی کانیهای اسفن، ایلمنیت، تورمالین نیز در تغییرات MA مؤثر هستند. از طرف دیگر این سنگها دارای ویژگیهای اسفن، ایلمنیت، تورمالین نیز در تغییرات K<sub>m</sub> مؤثر هستند. از طرف دیگر این سنگها دارای ویژگیهای اسفن، ایلمنیت، آنکلاوهای متاپلیتی، آنکلاوهای میارز گرانیتوئیدهای و سر بیوتیت و گرانیتوئیدی ایمانی کانیهای پرارمغناطیس (MI) مقادیر خودپذیری مغناطیسی بدست آمده، تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد جزء گرانیتوئیدهای بارز گرانیتوئیدهای نوع کانی اونی ایومانی ایمان میآید. علاوه بر بیوتیت، فراوانی کانیهای اسفن، ایلمنیت، تورمالین نیز در تغییرات MA مؤثر هستند. از طرف دیگر این سنگها دارای ویژگیهای بارز گرانیتوئیدهای نوع کانظیر پورفیروبلاستهای آندالوزیت و گارنت، آنکلاوهای متاپلیتی، آنکلاوهای میاپلیتی، آنکلاوهای میازن K<sub>m</sub> میاند که با پارامغناطیس بودن آنها کاملاً مطابقت دارد. بنابراین عامل اصلی بالا بودن میزان K<sub>m</sub> میزان K<sub>m</sub> میاند.

حضور گسترده این کانی به ویژه در گرانودیوریتها، از ویژگیهای بارز گرانیتهای نوع S محسوب می شود (تاکاهاشی<sup>۳۰</sup> و همکاران، ۱۹۸۰، چاپل و وایت، ۱۹۷۴).



در شکل ۴–10 توزیع خودپذیری در ۷۵ ایستگاه نمونهبرداری در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد با توجه به ترکیبات مختلف سنگی آورده شده است. همان طور که مشاهده می شود، دایک های دارای بیشترین مقادیر Km، لوکو گرانیت ها دارای کمترین مقادیر Km و گرانودیوریت ها در بین آنها واقع شدهاند. به طور جالب توجه مقادیر Km گرانودیوریت ها غالباً (بین ۲۰۰µST تا ۲۰۰) می باشد. و به عنوان یکی از ویژگی بارز برای این دسته از سنگ ها به حساب می آید. تعداد کمی از نمونه های دارای مقدار Mm بیش از ایرا ۲۷۹ برای این دسته از سنگ ها به حساب می آید. تعداد کمی از نمونه های دارای مقدار Mm بیش از ۲۹۹ و کمتر از ISI ۲۰۰ می باشند که با گرانودیوریت های اندکی تفریق یافته تر و یا حاوی مقدار کمتری بیوتیت مطابقت می نماید. لوکوگرانیت ها با دارا بودن مقدار Mm کمتر از ISI با ۲۰۰ محدودهٔ مشخصی را به خود اختصاص می دهند و به طور کامل از محدودهٔ تغییرات مقادیر Mm در گرانودیوریت ها مجزا می باشند. در نمودار ستونی شکل ۴–۱۶ میانگین Mm در گروه های سنگی مورد مطالعه نشان داده شده است. با این تفاسیر می توان نتیجه گرفت بین ترکیب سنگ شناسی و مقدار خودپذیری مغناطیسی میانگین ار تباط

9 - Takahashi



شکل ۴–۱۵- توزیع خودپذیری مغناطیسی در ۷۵ ایستگاه نمونه برداری دارای ترکیب سنگ شناسی متفاوت.

شکل ۴-۱۶- نمودار ستونی تغییرات خودپذیری مغناطیسی در مقابل سنگشناسی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد.

مقدار بالای خودپذیری مغناطیسی در دایکهای گابرو دیوریتی (Km میانگین برابر با ۵۸۵ μSI) با حضور گسترده هورنبلند سبز (به عنوان کانی مافیک غالب) و احتمالاً مقادیر کمی مگنتیت قابل توجیه است. (شکل ۴–۱۷).



شکل ۴–۱۷- تصویر میکروسکوپی معرف حضور گستردهٔ بلورهای ریز مگنتیت در دایکهای گابرودیوریتی. PPL

# P-۳-۴ نقشه درصد انیزوتروپی

پارامتر P یا درصد انیزوتروپی در واقع نشانگر رابطه بین مقدار حداکثر و حداقل خودپذیری مغناطیسی است. از آنجایی که است و پارامتر P یکی دیگر از پارامترهای لازم برای تفسیر فابریکهای مغناطیسی است. از آنجایی که سنگهای مورد مطالعه خودپذیری مغناطیسی کمی دارند، در محاسبهٔ درصد انیزوتروپی باید سهم کانیهای مورد مطالعه خودپذیری مغناطیسی کمی دارند، در محاسبهٔ درصد انیزوتروپی اید سهم مکانیهای دیامغناطیس که به طور متوسط SI  $-14\mu$  SI در نظر گرفته شده است (بوشه،۱۹۸۷) از مقادیر  $K_1$  و  $K_3$  و  $K_1$  کسر گردد. به این ترتیب فرمول انیزوتروپی کل برای گرانیتهای پارامغناطیس مانند تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد بدین صورت محاسبه می گردد:

 $P_{para\%} = 100 \times [(K_1-D)/(K_3-D) - 1]$ 

مقادیر K<sub>1</sub> و K<sub>3</sub> با چگونگی توزیع کانیهای پارامگنتیک و فرومگنتیک و چگونگی آرایش آنها در ارتباط میباشد (هارگروز<sup>۳۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۱؛ استیفنسون، ۱۹۹۴؛ گریگوری<sup>۳۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۵).

Gregoire 11-

Hargraves 10-

دگرشکلیهای تکتونیکی یا ثانویه میتوانند بر روی چگونگی توزیع، آرایش و اندازهٔ دانههای مگنتیت تأثیر گذارند. مقادیر P در جدول ۴-۱ نشان داده شده است. با توجه به دامنه تغییرات P که بین ۱/۰۲ تا ۹/۵۲ تغییر مینماید رده بندی زیر برای آن در نظر گرفته شده است:

> P > 1. Y < P < 1. P < Y

اگر نقشه مقادیر درصد انیزوتروپی را بر اساس این دامنهٔ تغییرات ترسیم کنیم، نقشهٔ منطقهبندی P حاصل می شود (شکل ۴–۱۸). بیشترین مقادیر P در بخش های میانی تودهٔ گرانیتوئیدی (محل حضور ترکیبات سنگی لوکوگرانیتی) مطابقت می نماید.



شکل۴-۱۸- نقشه انیزوتروپی مغناطیسی در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد.

نمودار شکل ۴–۱۹ توزیع کلی پارامتر P برحسب سنگشناسی را در کلیه ایستگاهها نشان میدهد. کمترین مقدار P (۱/۰۲) متعلق به ایستگاه ۲۱ با جنس گرانودیوریت و بیشترین مقدار P (۹/۵۲) در ایستگاه ۴۸ با جنس لوکوگرانیت بوده است.



شکل ۴-۱۹- نمودار تغییرات کلی مقادیر درصد انیزوتروپی مغناطیسی گروههای سنگی مختلف در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد.

شکل ۴–۲۰ نمودار توزیع لگاریتمی K<sub>m</sub> در مقابل درصد P را نمایش میدهد. با توجه به این شکل، متوجه میشویم که تعداد کمی از نمونهها (۴ نمونه)، دارای مقادیر P بیش از ۳/۵ درصد میباشند که ۲ نمونه از آنها متعلق به گرانودیوریتهاست و ۲ نمونه دیگر متعلق به لوکوگرانیتهاست. بررسی مجدد نمونههای گرانودیوریتی دارای P بیش از ۳/۵ درصد نشان میدهد که آنها دارای مقدار کانی مافیک کمتری هستند و احتمال دارد حضور مقدار کمتری بیوتیت و تا حدودی آرایش یافتگی کانیها به افزایش مقدار P کمک کرده باشد، ولی در نمونههای لوکوگرانیتی مقدار P حدود ۵ و ۱۰ درصد میباشد. این نمونهها مورد بررسی قرار گرفتهاند و مشخص شد این نمونهها دانهریزتر و دارای مقدار تورمالین زیاد میباشد. تورمالین به صورت نودولهای غنی از تورمالین در این نمونههای سنگی مشاهده میشوند و در ضمن این نمونهها فاقد بیوتیت میباشند. لذا نتیجه میگیریم مقادیر بالای P در لوکوگرانیتهای دانهریز تورمالین دار با حضور تورمالین در این نمونههای سنگی مشاهده میشوند و در نورمالین دار با حضور تورمالین در این نمونههای سنگی مشاهده میشوند و در تورمالین دار با حضور تورمالین در این نمونههای سنگی مینای میاهد این زیاد تفسیر میباشد (شکل ۴–۲۱). در شکل ۴–۲۱ محور 3x کانی تورمالین موازی با خطوارگی بوده و عمود بر سطح برگوارگی میباشد. در حالی که در کانی بیوتیت درست برعکس است. به طور کلی دامنهٔ تغییرات مقادیر P در گرانودیوریتها و لوکوگرانیتها یکسان میباشد.



شکل ۴–۲۱- سیستم بلورهای تورمالین (a) و بیوتیت (b) به همراه نمایش محورهای مغناطیسی، محورهای معرفر و Kmax و Kint که درون صفحه قرار دارند و محور Kmin عمود بر صفحه میباشد. همانطور که در تصویر دیده میشود در بلور کشیدهٔ تورمالین اختلاف بین Kmax و Kmin محسوس تر است (هرناندز و همکاران<sup>۳۳</sup>، ۲۰۰۵) .

T - ۳-۴ نقشه پارامتر شکل T

<sup>&</sup>lt;sup>rr</sup> - Hernandez & et al

پارامتر T که به آن فاکتور شکل (شکل بیضوی مغناطیسی)، گفته می شود و بر اساس معادلهٔ زیر محاسبه می شود:

## T=ln $[K_2/(K_1 \times K_3)]/ln (K_1/K_3)$

در واقع این پارامتر شکل بیضوی مغناطیسی را توصیف می کند. شکل بیضوی مغناطیسی، جهت گیری و نظمی که بلورهای فرومغناطیس در حین جایگیری یک توده ماگمایی به خود می گیرند، مطابقت نموده و یا رشد بلورها و آرایش مجدد آنها را در یک میدان تحت تنش منعکس می سازد (الوود <sup>۲۴</sup>، ۱۹۷۸). مقدار پارامتر شکل همواره بین ۱+ تا ۱- در تغییر است. اگر مقدار T کمتر از صفر و منفی باشد، بیضوی مغناطیسی شکل دوکی و یا خطی (Prolate) خواهد داشت و در صورتی که T بزرگتر از صفر و مثبت باشد، شکل بیضوی مغناطیسی کلوچهای یا صفحهای (Oblate) است. به منظور فهم بهتر روابط بین پارامتر T و خطوارگی (Lineation) و برگوارگی (Foliation) مغناطیسی به شکل ۴-۲۲ توجه نمایید. این شکل انواع مختلف بیضویهای مغناطیسی را همراه با وضعیت قرارگیری محورهای مغناطیسی (K<sub>1</sub>, K<sub>2</sub>, روی استریونت نشان داده شدهاند.



شکل ۴-۲۲- نمایش سه نوع از فابریکهای مغناطیسی اصلی؛ الف) فابریک سه محوره، ب) فابریک خطی، ج) فابریک صفحهای، (هرودا<sup>۳۵</sup>، ۱۹۸۲).

دامنه تغییرات T با توجه به جدول ۴–۱ در منطقه گلزرد از ۰/۸۲ تا ۰/۴۳– است. تغییرات پارامتر T در محدوده متغییری تقسیم بندی و نقشه تغییرات T حاصل گردید (شکل ۴–۲۳). با وجود پراکندگی که

1- Ellwood

۳٥ - Hrouda

این فاکتور به نمایش می گذارد، در نقشه تغییرات T، محدودههای دارای ترکیب گرانیتی- گرانودیوریتی (به ویژه در جنوب شرق منطقه) مشاهده می شود که دارای مقدار T مثبت نسبتاً زیاد می باشند.



شكل۴-۲۳- نقشهٔ پارامتر شكل T .

این ویژگی، نفوذ ماگما را به صورت دایک در این نواحی را تأیید میکند، اگرچه تغییرات موضعی در روند آنها مشاهده میشود. در سایر مناطق توده، به ویژه در بخشهای حاشیهای توده مقدار T منفی است. این امر نشان میدهد که شدت دگرشکلی در حاشیهها بیشتر بوده است و بیانگر بیضویهای مغناطیسی دوکی شکل یا کشیده برای این مناطق میباشد. مناطق دارای بیضویهای دوکی شکل با رونهای تغذیه کننده ماگمایی مطابقت میکند. نمودار پارامترهای درصد انیزوتروپی مغناطیسی (P) در مایل مقابل فاکتور شکل را کرونه مقابل فاکتور شکل (T) سه گروه سنگی موجود در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد جهت توصیف شکل بیضوی

مغناطیسی در شکل ۴-۲۴ نشان داده شده است. در این نمودار بیضوی کلوچهای (Oblate) نسبت به انواع دوکی (Prolate) توزیع بیشتری دارد.



شکل ۴–۲۴– نمودار درصد انیزوتروپی مغناطیسی (P) در مقابل پارامتر شکل (T) برای همه نمونههای تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد که نشاندهندهٔ توزیع بیشتر بیضویهای کلوچهای (Oblate) میباشد، بیضویهای دوکی شکل از فراوانی کمتری برخوردار هستند.

نمودار شکل ۴–۲۵ توزیع کلی پارامتر T برحسب سنگشناسی را در کلیه ایستگاهها نشان میدهد. بر اساس این نمودار بیشترین مقدار T (۰/۸۲) در ایستگاه ۴۲ با جنس لوکوگرانیت و کمترین مقدار T (۰۰/۴۳) در ایستگاه ۱۵ با جنس گرانودیوریت میباشد. این نمودار نشان میدهد که اکثر نمونهها دارای ترکیب گرانودیوریتی هستند و دارای T مثبت میباشند.



شکل ۴-۲۵- نمودار تغییرات کلی مقادیر پارامتر T در گروههای سنگی مختلف سازندهٔ تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد.

نمودار شکل ۴–۲۶ توزیع لگاریتمی K<sub>m</sub> در مقابل T که برای نمونههای گرانودیوریتی و لوکوگرانیتی ترسیم شده است را نمایش میدهد. همانطور که در این نمودار دیده می شود اکثر نمونهها دارای مقادیر T مثبت بوده و بیضوی مغناطیسی آنها کلوچهای شکل میباشد. تعداد اندکی از ایستگاههای متعلق به سنگهای گرانودیوریتی که دارای T منفی (۴۳/۰- تا ۲۰/۰۲-) هستند، در واقع متعلق به ایستگاههایی میباشند که غالباً در حاشیهٔ توده قرار گرفتهاند و تأثیرات حاشیهٔ کنتاکت باعث شده تا دگرشکلی (deformation) در آنها زیادتر شده و آرایش بلورها را بهم زده است و بیضویهای مغناطیسی کشیدهتر میباشند (T منفیتر). با توجه به مقاطع نازک تهیه شده از این نمونهها، آرایش یافتگی بیوتیتها در راستای خاص در مقیاس میکروسکوپی گویای این مطلب میباشد (شکل ۴–۲۷).



شکل ۴-۲۶- نمودار توزیع لگاریتمی Km در مقابل T.



شکل ۴-۲۷- آرایش یافتگی بیوتیتها در برخی ایستگاههای واقع در حاشیهٔ تودهٔ گرانیتوئیدی. XPL

#### ۴-۴- انواع فابریک یا ساختهای ماگمایی (ریز ساختها)

سنگهای گرانیتی و به طور کلی تودههای نفوذی در طی جایگزینی و بعد از جایگزینی، به طور متفاوتی دگرشکل میشوند، بنابراین مطالعه ریزساختهای این تودهها برای شناخت و درک حالت فیزیکی ماگما در زمان شکل گیری فابریک و تعیین دگرشکلی ناحیهای منطقه، ابزار مهم و سودمندی محسوب می شوند (برون و پون<sup>۳۶</sup>، ۱۹۸۱). الگوی فابریک مغناطیسی و ریزساختی سنگهای گرانیتی شواهد خوبی از تغییر شکل ناشی از تزریق تودهٔ نفوذی را ارائه مینماید. تشخیص و تفکیک دگرشکلی همزمان با جایگزینی و بعد از جایگزینی، نیازمند ارزیابی ریزساختهای ماگمایی در مقابل انواع دگرشکلی حالت جامد میباشند. دگرشکلی تودهها را میتوان به دو حالت در نظر گرفت. حالت اول: تشکیل ساختهای میکروسکپی در حضور فاز مذاب باقیمانده و حالت دوم: حالت بعد از تبلور است که معرف ساختهای میکروسکوپی حاصل از دگرشکلی بعد از جایگزینی است. در حالت دوم، ساختها در شرایط ساب سولیدوس (ریز ساختهای حالت جامد دمای بالا و دمای متوسط تا پایین) تشکیل شده و دانههای سازنده سنگ دگرشکلی بیشتری را متحمل میشوند. تا زمانیکه کسر جامد ( بخش تبلور یافته) یک ماگما به مقدار بحرانی ۶۰ درصد نرسیده است، هنوز به اندازه کافی مذاب جهت چرخش بلورها وجود دارد و بلورها مي توانند به طور آزادانه و مستقل بدون هيچ برهمكنش بلوري (تأثير متقابل) قابل ملاحظه-ای و بدون تداخل بلوری حرکت نمایند و در طی دگرشکلی ماگما جابهجا شوند. این رفتار حالت ماگمایی را مشخص مینماید که در طی آن ماگما یک فابریک شکل بلوری در مسیر جایگیری خود بدست آورده است، که به آن فابریک ماگمایی گفته میشود (فرناندز<sup>۳۷</sup>، ۱۹۸۷؛ بن و آلارد<sup>۳۸</sup>، ۱۹۸۹). بنابراین

<sup>&</sup>lt;sup>r<sup>1</sup></sup>- Brun & Pon

<sup>2-</sup> Fernandez

<sup>3-</sup> Benn & Allard

فابریکهای ماگمایی در بالای سولیدوس ماگما تشکیل میشوند و بعد از تبلور کامل، معمولاً هیچگونه واتنش حالت جامدی را متحمل نمیشوند ( بلومنفلد<sup>۳۹</sup> و بوشه، ۱۹۸۸؛ پاترسون<sup>۴۰</sup> و همکاران، ۱۹۸۹).

با کاهش دما و تبلور بیشتر، کسر جامد ماگما افزایش یافته و از ۶۰ درصد فراتر میرود، در این حالت شبکهٔ بهم پیوستهای از بلورها تولید و برهمکنش بلورها به طور مکانیکی درون زمینهای از مذاب باقیمانده صورت می پذیرد. اگر مقدار این مذاب باقیمانده از حد بحرانی به وجود آوردن جریان ماگمایی کمتر شود، موجب می گردد که ماگما کم و بیش شبیه به یک جسم جامد رفتار نماید (مک بیرنی و موریس<sup>۴۱</sup>).

فابریکهای سابماگمایی در بالای سولیدوس ماگما تشکیل میشوند و در نتیجه دگرشکلی شکننده و در مقیاس اندازهٔ دانه در حضور مذاب باقی مانده حادث می گردند (بل و جانسون<sup>۲۲</sup> ، ۱۹۸۹). شکستگیهای میکروسکوپی پلاژیوکلاز مثالی برای فابریک سابماگمایی است که غالباً از کوارتز و فلدسپار پر شده است. در مواردی که بعد از تبلور نیز تنش وارده بر سنگ ادامه یابد، فابریک سابماگمایی از بین رفته و سنگ تحت تأثیر دگرشکلی حالت جامد قرار می گیرد. بافت سابماگمایی شبیه بافت ماگمایی است ولی در آن رگه و رگچههای کوارتزی که عرض بلورها را قطع می کند، یافت می شود.

روش AMS، روشی کارآمد برای اندازه گیری د گرشکلی ماگما در حین جایگیری درون پوسته است. همانطور که قبلاً اشاره شد درصد انیزوتروپی مغناطیسی به جهتیابی ترجیحی کانیهای آهندار مغناطیسی سنگهای گرانیتی (گرانیتهای پارامغناطیس)، وابسته است و با افزایش نرخ برش، جهتیابی

۳۹- Blumenfeld

٤٠- Paterson

Murase& ٤ '- McBirney

Bell & Johnson ٤٢-

ترجیحی شدت مییابد و با استفاده از بیضوی مغناطیسی و پارامتر شکل میتوان شدت دگرشکلیهای وارد بر سنگ را ارزیابی نمود.

با بررسی ریزساختها و فابریکهای ماگمایی موجود در مقاطع نازک تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد و شواهدی که این توده در خود ثبت کرده است، ریزساختهای این تودهٔ گرانیتوئیدی را میتوان به نوع ۱) ماگمایی، ۲) سابسولیدوس حالت جامد دمای بالا تقسیم نمود. پراکندگی این ریز ساختها در تودهٔ مورد مطالعه در شکل ۴–۲۸ ارائه گردیده است.

## ۴-۴-۱-۴ فابریکهای ماگمایی

ریزساختهای ماگمایی که ابتداییترین فابریکهای منطقه را در خود حفظ کرده است درشت تا متوسط دانه میباشد. این نوع ریزساخت توسط بلورهای تختهای و بلورهای اولیه پلاژیوکلاز خودشکل و دارای منطقهبندی ترکیبی، بیوتیت فاقد هر گونه دگرشکلی و کوارتز و فلدسپارپتاسیم بیشکل که در میان کانیهای پلاژیوکلاز و بیوتیت قرار گرفتهاند، مشخص میشود (شکل ۴–۲۹ الف). تنها دانههای کوارتز اندکی خاموشی موجی را از خود نشان میدهند (شکل ۴–۲۹ ب) و در این حالت هیچ اثری از دگرشکلی پلاستیکی و خردشدگی بلوری در آن مشاهده نمیگردد (پترسون و همکاران، ۱۹۸۹). الگوی صفحه شطرنجی در دانههای بزرگ کوارتز که نشان دهندهٔ مقدار کمی تغییر شکل در حالت جامد، در دمایی نزدیک به دمای سولیدوس گرانیت میباشد (مینپرس<sup>۳۴</sup> و همکاران، ۱۹۸۶؛ کرول<sup>۴۴</sup>، ۱۹۹۶). فابریک ماگمایی در حضور فاز مذاب باقیمانده تشکیل شده است. همچنین در مواردی رشد میرمکیت در حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز، یعنی در زمینهای از فلدسپارها، نشاندهندهٔ درجه حرارت نسبتاً بالای این فرآیندها

<sup>&</sup>lt;sup>£</sup><sup>r</sup> -Mainprice & et al

٤٤ - Kruhl

<sup>&</sup>lt;sup>°°</sup> - Dlemos & Tribe

ویژگی نیز در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد مشاهده می شود. در نقشهٔ ریزساختی شکل ۴–۲۸ اغلب ریزساختهای موجود در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد به این گروه تعلق دارند.

## **۲-۴-۴** فابریک ساب سولیدوس حالت جامد

فابریک ساب سولیدوس حالت جامد در دمای پایین تر از سولیدوس ماگما تشکیل شده و کانیها در آن رفتار شکننده دارند. فابریک حالت جامد در ۲ مرحله گرمایی طبقه بندی می شود ۱- حالت جامد دمای بالا، ۲- حالت جامد دمای متوسط تا پایین (سن بلانکا و تیکوف<sup>۶</sup>، ۱۹۹۷). در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد نوع فابریک ماگمایی حالت جامد دمای متوسط تا پایین مشاهده نشده است و ریز ساختهای متعلق به این گروه که در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد مشاهده شده است، تنها از نوع جامد دمای بالا می باشد.

**حالت جامد دمای بالا**: با شواهدی نظیر الگوی صفحه شطرنجی اندکی در دانههای کوارتز بزرگ و گاهی تبلور مجدد به دانههای کوچکتر و جدید (شکل ۴–۲۹ د)؛ پلاژیوکلازهای کشیده و خمیده با ماکل مکانیکی شناسایی میشوند. همچنین در اثر دگرشکلی و تحمل تنشهای تکتونیکی برخی از دانههای ارتوز به میکروکلین تبدیل شدهاند (شکل ۴–۲۹ ه)، چون با تحمیل تنش سیستم بلورشناسی بلورهای ارتوز تغییر نموده و به بلورهای با تقارن کمتر تبدیل میشوند. در واقع ارتوز از سیستم منوکلینیک به سیستم تریکلینیک تحول پیدا میکند و به میکروکلین تبدیل میشوند (ورنون، ۲۰۰۴). بیوتیت تاب خورده و خمیده شکل (۴–۲۹ و) شدهاند. خاموشی موجی صفحه شطرنجی نشانهای از تحول دگرشکلی ماگمایی به حالت جامد است (پاترسون، ۱۹۹۸). سنگهای موجود در قسمت جنوبغربی (ایستگاه شماره

<sup>&</sup>lt;sup>٤٦</sup> - Saint-Blanquat & Tikoff



شکل ۴–۲۸- نقشه پراکندگی انواع ریزساختهای ماگمایی، اندکی دگرشکل شده و حالت جامد دمای بالا در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد.



شکل ۴–۲۹– تصاویر میکروسکوپی نشاندهندهٔ ریزساختهای مشاهده شده در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد: الف) بلورهای تختهای و اولیه و فاقد دگرشکلی پلاژیوکلاز که معرف فابریک ماگمایی میباشد، ب) کوارتز با خاموشی موجی ضعیف و الگوی صفحه شطرنجی که نشاندهندهٔ شروع دگرشکلی حالت جامد در دمای بالا میباشد، ج) میرمکیت در حاشیهٔ بلورهای پلاژیوکلاز، د) بلور پیچ و تاب خورده پلاژیوکلاز با ماکل مکانیکی به همراه تبلور مجدد بلورهای کوارتز به بلورهای کوچک، ه) پلاژیوکلازهای کشیده و خمیده با ماکل مکانیکی و تبدیل ارتوز به میکروکلین، و) بیوتیت پیچ و تاب خورده و خمیده که ناشی از دگرشکلی دمای بالا میباشد.

در شکل ۴-۳۰ نقشهٔ توزیع ایستگاههای نمونهبرداری بر حسب سنگشناسی نشان داده شده است. همان طور که مشاهده می شود بیشتر ایستگاهها دارای جنس گرانودیوریت هستند و در برخی از آنها لوکوگرانیت یا دایکهای گابرودیوریتی مشاهده شده است.



شکل ۴–۳۰- نقشهٔ توزیع ایستگاههای نمونه برداری بر حسب سنگ شناسی، دقت شود که در برخی ایستگاهها ۲ واحد سنگشناسی مشاهده شده است.

# ۴-۵- پهنهبندی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد

با توجه به روند خطوارهها و برگوارگیهای مغناطیسی و در نظر گرفتن سایر پارامترها از جمله مشاهدات صحرایی، مشاهدات پتروگرافی و ریزساختاری و ترکیب سنگشناسی، میتوان تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد را به دو قلمرو اصلی A و B تفکیک نمود که به ترتیب با نیمه شمالی و با نیمه جنوبی توده مطابقت مینماید. در قلمرو A بیشتر خطوارههای مغناطیسی دارای روند شرقی – غربی هستند، در حالی که در قلمرو B اکثر خطوارهها غالباً دارای روند شمال شرقی – جنوب غربی میباشند. در قلمرو A ترکیبات غالباً گرانودیوریتی است و اعضای تفریق یافته کمتر رخنمون دارند، در حالی که در قلمرو B و یا حداقل در مرز بین دو قلمرو ترکیبات تفریق یافتهتر نظیر گرانیتهای دانهریز تورمالیندار و به طور محلی پگماتیتهای تورمالیندار مشاهده میشوند. رگهها و رگچههای تورمالیندار (در شمال سد حوضیان)، و نودولها یا گرهکهای تورمالیندار در بخشهای میانی تودهٔ گرانیتوئیدی مؤید این موضوع است. نقشهٔ بخشبندیهای مغناطیسی حاصل از برگوارگیهای مغناطیسی در شکل ۴–۳۱ آورده شده است.



**Foliation Pattern map** 

شکل ۴–۳۱- نقشه بخشبندیهای برگوارههای مغناطیسی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد.

## A -1-0-۴ قلمرو

نیمه شمالی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد (تعداد ۴۸ ایستگاه نمونهبرداری) با توجه به روند خطوارهها، برگوارهها و سایر پارامترهای مغناطیسی مغناطیسی به ۳ زیر قلمرو تقسیم می شود که با اسامی , A1, A2 A3 مشخص گردیدهاند. اکثر سنگهای مشاهده شده در این قلمرو گرانودیوریتی بوده و فقط در قسمتهای مرکزی آن و در چند ایستگاه نمونهبرداری از لوکوگرانیتها صورت گرفته است (در مناطقی از زیر قلمرو A3). مشاهدات صحرایی در این قلمرو نشان میدهد که تعدادی دایک گابرودیوریتی (ایستگاه های ۶، ۳۸، ۴۰، ۵۹) گرانودیوریتها را قطع کردهاند. خودپذیری مغناطیسی قلمرو A به طور میانگین میباشد. مناطق  $A_1$  و  $A_2$  به ترتیب در دو انتهای غربی و شرقی این قلمرو واقع می شوند. در ۲۲۹ $\mu SI$ قلمرو A<sub>1</sub>، روند اکثر خطوارههای مغناطیسی به سمت غرب و شمالغرب میباشد و به طور میانگین دارای مشخصات ۲۸۰/۵۱ است. در مقابل قلمرو A2، دارای خطوارههایی است که غالباً به سمت شرق آرایش پیدا کردهاند و به طور میانگین دارای مشخصات ۸۷/۵۱ است. قلمرو A<sub>3</sub> یک حالت انتقالی یا حدواسط بین این دو قلمرو میباشد به گونهای که خطوارهها جهت مشخصی را نشان نمیدهند و غالباً در یک راستای شرقی – غربی دو جانبه توزیع شدهاند. اگر این ۳ قلمرو را با هم در نظر بگیریم به راحتی استنباط می شود که قلمروهای  $A_1$  و  $A_2$  رفتاری کاملاً متضاد نشان می دهند (از لحاظ وضعیت جریان یافتگی ماگما). استریوگرام نشان دهندهٔ وضعیت خطوارههای مغناطیسی در این قلمرو از تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد در شکل ۴–۳۲ آورده شده است. این استریونت نشان میدهد که خطوارههای مغناطیسی در این قلمرو غالباً دارای روند شرقی – غربی هستند و به طور میانگین دارای مشخصات ۲۶۱/۵۱ می باشد. شکل ۴–۳۳ نشان دهندهٔ قطب برگوارههای مغناطیسی در قلمرو A می باشد که مختصات بهترین قطب برگوارههای در این قلمرو برابر با ۱۸۷/۱۱ است. شیب کم قطب برگوارههای

مغناطیسی معرف نفوذ ماگما به صورت ورقههای پر شیب و دایکی شکل در این قلمرو از تودهٔ گرانیتوئیدی میباشد.



شکل ۴-۳۳- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت قطب برگوارهها در کل قلمرو A توده گرانیتوئیدی گلزرد.
در زیر خصوصیات هر کدام از این زیر قلمروها آورده شده است :

زیر قلمرو  $A_1$  این زیر قلمرو در غرب نیمهٔ شمالی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد واقع شده است. در این زیر قلمرو ۱۴ ایستگاه نمونه برداری شده است. ترکیب سنگشناسی در زیر قلمرو A<sub>1</sub> شامل گرانیت و گرانودیوریت و دایکهای گابرودیوریتی است. ریزساختهای مشاهده شده در این قلمرو از نوع ماگمایی است. در ایستگاه شماره ۸ فابریک مشاهده شده از نوع ساب سولیدوس دمای بالا می باشد. بافت سنگهای گرانیتی و گرانودیوریتی این قلمرو گرانولار است. حداقل خودیذیری مغناطیسی اندازهگیری شده در زیر قلمرو A1 مربوط به ایستگاه ۶۲ و برابر با ۲۱۲ μSI بوده و حداکثر آن متعلق به ایستگاه ۶۷ و برابر با μSI ۲۷۲ می باشد و خود پذیری مغناطیسی میانگین در این زیر قلمرو به ۲۶۲ µSI می رسد. همین طور حداقل درصد انیزوتروپی (P%) در ایستگاه ۵۷ برابر با ۱/۴۷ و حداکثر مقدار P در ایستگاه ۵۸ و برابر با ۳/۴ است. حداقل پارامتر شكل (T) محاسبه شده زير قلمرو A1 برابر با ۱۲/۲ بوده كه متعلق به ايستگاه ۵۷ و حداکثر مقدار آن در ایستگاه ۹ و برابر با ۰/۵۱ است. شکل ۴–۳۴ استریوگرام نشان دهنده وضعیت خطوارههای مغناطیسی این زیر قلمرو را به نمایش گذاشته است. با توجه به این شکل، اغلب خطوارگی-های مغناطیسی در این زیر قلمرو به سمت غرب – شمالغرب تمایل دارند و دارای شیب زیاد در محدوده بین ۴۵ تا ۷۵ درجه میباشد و میانگین آنها دارای مشخصات ۲۸۰/۵۱ است. با توجه به شیب زیاد خطوارهها در این بخش، از این زیر قلمرو از توده میتوان به عنوان زون تغذیه کننده نام برد. استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت قطب برگوارههای مغناطیسی در زیر قلمرو A1 در شکل ۴–۳۵ نشان میدهد که اکثر قطب برگوارهها در سمت جنوب – جنوبشرقی و در محدودهٔ ۱۴۰ تا ۲۲۰ درجه استریونت تجمع یافتهاند و دارای میانگین ۱۷۹/۱۱ میباشند. شیب کم قطب برگوارهها در واقع بدین معنی است که برگوارهها دارای شیب زیاد و نزدیک به قائم میباشند. این ویژگی به همراه شیب زیاد خطوارگیهای مغناطیسی بیانگر دایک بودن شکل تودهٔ نفوذی در این بخش است. مناطق دارای شیب خطوارگی زیاد و برگوارههای قائم با مناطق تغذیه کنندهٔ ماگما یاFeeder zones مطابقت میکنند (بوشه و همکاران، ۱۹۹۷، صادقیان و همکاران، ۲۰۰۵، هورسمن<sup>۴۹</sup> وهمکاران، ۲۰۰۵ و فره<sup>۴۸</sup> و همکاران، ۲۰۰۲).



شکل ۴-۳۴- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت خطوارههای مغناطیسی در قلمرو A۱.

<sup>1-</sup> Horsman

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>- Ferre



شکل ۲–۳۵– استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت قطب برگوارههای مغناطیسی در قلمرو A. زیر قلمرو A: این زیر قلمرو واقع در نیمه شمالی تودهٔ گرانیتوئیدی و در شمالی ترین قسمت این توده قرار گرفته است. تعداد ایستگاههای نمونهبرداری در آن به ۱۳ ایستگاه می سد. این سنگها دارای ترکیب گرانودیوریتی بوده و فابریکهای مشاهده شده در این زیر قلمرو ریزساختهای ماگمایی می باشد. متوسط مقادیر خودپذیری مغناطیسی در زیر قلمرو A2 به IX۳ می سد. حداقل خودپذیری مغناطیسی محاسبه شده IX۹ ۲۰۸ در ایستگاه ۲۰۰ و حداکثر میزان ۲۸۳ می رسد. حداقل خودپذیری است. حداقل و حداکثر درصد انیزوتروپی مغناطیسی (۹%) در این قلمرو به ترتیب در ایستگاه ۲۷۰ برابر با ۱۸۷۲ و در ایستگاه ۳۹ به ۲۰۸ می رسد. همین طور حداقل پارامتر شکل (T) محاسبه شده در این زیر است. حداقل و حداکثر درصد انیزوتروپی مغناطیسی (۹%) در این قلمرو به ترتیب در ایستگاه ۸۳ برابر با ۱۸۷۷ و در ایستگاه ۳۹ به ۲۹۸ می سد. همین طور حداقل پارامتر شکل (T) محاسبه شده در این زیر است. اکثر خطوارههای مغناطیسی زیر قلمرو A2 دارای شیب زیاد در حدود ۲۵ ترابر با ۵۸/ است. اکثر خطوارههای مغناطیسی زیر قلمرو A2 دارای شیب زیاد در حدود ۲۵ تا ۲۵ درجه می باشد و به می شرو آرایش پیدا کردهاند (شکل ۲–۳۶) و میانگین آنها دارای مشخصات ۸۵/۱۷ است. روند بر گوارگی و خطوارگی مغناطیسی در این زیر قلمرو به موازات حاشیهٔ توده است و نشاندهندهٔ آنست که در هنگام تزریق ماگما، سنگهای میزبان به عنوان یک سد عمل نموده و واحد گرانودیوریتی به موازات حاشیهٔ این سنگها جایگزین شده است. وضعیت قطب برگوارههای مغناطیسی در قلمرو A2 در شکل ۴ ۳۷ نشان داده شده است. ترسیم موقعیت قطب بر گوارهها بر روی استریونت نشان میدهد که آنها غالباً در محدودهٔ جنوب غرب (حدود ۱۸۰ تا ۲۷۰ درجه) متمرکز شدهاند و به طور میانگین دارای مختصات محدودهٔ جنوب غرب (در و این این مشخصات که دارای شیب زیاد نزدیک به قائم می اشند اینگونه استنباط می شود که ماگما در این زیر قلمرو نیز به صورت تقریباً قائم نفوذ کرده است.



شکل ۴-۳۶- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت خطوارههای مغناطیسی در قلمرو A2.



قلمرو A3 این زیر قلمرو که در بین دو قلمرو A1 و A2 و A1 مونه برداری را شامل می شود و شمالی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد قرار گرفته است. این قلمرو ۱۵ ایستگاه نمونهبرداری را شامل می شود و فابریکهای مشاهده شده در آن غالباً از نوع ماگمایی می باشد و تعداد اندکی دگرشکل شدهاند (شکل ۴-مرا می مشاهده شده در آن غالباً از نوع ماگمایی می باشد و تعداد اندکی دگرشکل شدهاند (شکل ۴-۲۸ ریز ساختها) طیف ترکیبی سنگها در زیر قلمرو A3 گرانودیوریت، گرانیت و لوکوگرانیت است. حداقل میزان خودپذیری مغناطیسی در ایستگاه ۳۳ برابر با A1 م و حداکثر میزان محاسبه شده متعلق به ایستگاه ۵۲ و A1 است و میانگین خودپذیری مغناطیسی در این زیر قلمرو به A1 می رسد. این اختلاف در میزان محاسبه شده متعلق به بخشهای مرکزی این زیر قلمرو (ایستگاههای ۵۰ و ۳۳) رخنمون یافتهاند. لوکوگرانیتها اغلب تورمالین دار بوده و معرّف فاز تفریقی این قلمرو هستند. فابریکهای ماگمایی مشاهده شده در این بخش از تودهٔ نفوذی اغلب ماگمایی هستند و دارای بافت گرانولار می باشند. حداقل درصد انیزوتروپی مغناطیسی (۳۹) اندازه گیری شده در ایستگاه ۶ و برابر با ۱۵۸ است و حداکثر میزان آن متعلق به ایستگاه ۵۰ و ۲/۸۷ محاسبه شده است. همین طور حداقل پارامتر شکل (T) متعلق به ایستگاه ۵۵ و برابر با ۲/۳۷- و حداکثر میزان آن ۵۶/۰ و در ایستگاه ۵۳ بدست آمده است. در این بخش از قلمرو A یک حالت انتقالی یا حدواسط بین دو قلمرو A و A میباشد، در این زیر قلمرو خطوارهها روند خیلی بارز و یا شاخصی را نشان نمیدهند و غالباً در یک راستای شرقی – غربی دو جانبه توزیع شدهاند و به طور میانگین دارای مشخصات ۲۷۳/۱ میباشند (شکل ۴–۳۹). استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهندهٔ وضعیت قطب برگوارههای مغناطیسی در قلمرو A در شکل ۴–۳۹ ارائه شده است. همان طور که دیده میشود موقعیت قطب برگوارههای مغناطیسی بر روی استریونت در محدودهٔ جنوبغرب (حدود ۱۷۰ تا ۲۳۰ درجه) متمرکز شدهاند و به طور میانگین دارای مختصات ۱۸۸/۳۵ میباشد که حاکی از شیب زیاد آنها میباشد.



شکل ۴-۳۸- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت خطوارههای مغناطیسی در قلمرو A3.



شکل ۴-۳۹- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت قطب بر گوارههای مغناطیسی در قلمرو A3.

## B-۵-۴ قلمرو B

نیمهٔ جنوبی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد با توجه به روند خطوارههای مغناطیسی به ۲ زیر قلمرو تقسیم می شود که با اسامی (B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>) مشخص گردیده است. شکل (۴–۴۰ و ۴۱) استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهندهٔ خطوارهها و برگوارههای مغناطیسی در قلمرو B نشان داده شده است. همان طور که در شکل ۴–۴۰ مشاهده می کنید، در این بخش از تودهٔ گرانیتوئیدی روند اکثر خطوارههای مغناطیسی در قسمت بالایی این بخش به سمت شمال شرقی و در قسمت انتهایی این بخش از توده، به سمت جنوب غربی متمایل گردیدهاند و به طور میانگین دارای مشخصات ۱۹۹/۸۵ می باشد.

شکل ۴–۴۱ نشاندهندهٔ قطب برگوارههای مغناطیسی در قلمرو B میباشد که مختصات بهترین قطب برگوارههای در این قلمرو برابر با ۳۲۵/۴ است. شیب کم قطب برگوارههای مغناطیسی معرف نفوذ ماگما به صورت دایکی شکل در این قلمرو میباشد.



شکل ۴–۴۱- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت قطب بر گوارههای در کل قلمرو B توده گرانیتوئیدی گل زرد.

زیر قلمرو B1 : این زیر قلمرو، مرز بین دو قلمرو A در شمال تودهٔ گرانیتوئیدی و قلمرو B در جنوب توده واقع شده است. طیف ترکیبی در این زیر قلمرو از گرانودیوریت تا لوکوگرانیت میباشد و ترکیبات تفریق یافتهتر نظیر گرانیتهای دانهریز تورمالیندار و به طور محلی پگماتیتهای تورمالیندار در آن دیده می شوند. مشاهدات صحرایی صورت گرفته در زیر قلمرو B نشان میدهد که اکثر لوکوگرانیتهای در آین دیده می شوند. مشاهدات صحرایی صورت گرفته در زیر قلمرو IB نشان میدهد که اکثر لوکوگرانیتهای در این ناحیه می شوند. مشاهدات صحرایی صورت گرفته در زیر قلمرو IB نشان میدهد که اکثر لوکوگرانیتهای در این ناحیه حضور یافتهاند که نشان از یک فاز تأخیری و تفریق یافته دارد. در این زیر قلمرو، این ناحیه حضور یافتهاند که نشان از یک فاز تأخیری و تفریق یافته دارد. در این زیر قلمرو، سیالات گرمابی قرار گرفته و متحمل دگرسانی هیدروترمال شدهاند، که در صحرا به صورت سنگهایی با سیالات گرمابی قرار گرفته و متحمل دگرسانی هیدروترمال شدهاند، که در صحرا به صورت سنگهایی با این طور استنباط می شود که بعد از نفوذ لوکوگرانیتها آنها تحت تأثیر نفوذ سیالات گرمابی قرار گرفته و متحمل دگرسانی هیدروترمال شدهاند، که در صحرا به صورت سنگهایی با درنگ قهوهای روشن و تیره و تا حدودی سیلیسی و خرد شده دیده می شوند. از بررسیهای صورت گرفته این طور استنباط می شود که بعد از نفوذ لوکوگرانیتها آنها تحت تأثیر نفوذ سیالات گرمابی قرار گرفته و دگرسان شدهاند و تورمالین به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تبدیل گردیده است و روی پلاژیوکلاز و دگرسان شدهاند و تورمالین به کانیهای رسی دگرسان گردیدهاند.

اندازه گیری های فابریک مغناطیسی صورت گرفته بر روی ۲۳ ایستگاه نمونه برداری در این زیر قلمرو نشان می دهد که خودپذیری مغناطیسی میانگین در این بخش از تودهٔ گرانیتوئیدی به طور میانگین به MSI می دسد که این مقدار Km نسبت به سایر زیر قلمروها کمتر است و با حضور گسترده لوکوگرانیت ها مطابقت می نماید. حداقل میزان خودپذیری مغناطیسی زیر قلمرو BI متعلق به ایستگاه ۴۸ و برابر با SI ۸۸ و یک لوکوگرانیت است، همچنین حداکثر میزان Km از ایستگاه ۲۵ بدست آمده و SI و برابر با SI ۸۸ و یک لوکوگرانیت است، همچنین حداکثر میزان ۲۰ از ایستگاه ۲۰ بدست آمده و SI و برابر با SI می می درصد انیزوتروپی مغناطیسی (۹۵) برابر با ۱/۹ در ایستگاه ۱۱ بوده و حداکثر آن در ایستگاه ۴۸ و برابر با ۵/۲۲ است. حداقل پارامتر شکل (۲) اندازه گیری شده در این قلمرو ۲۸۰- در ایستگاه ۱۱ و حداکثر آن متعلق به ایستگاه ۴۸ و برابر با ۱/۹ در ایستگاه ۱۱ بوده و حداکثر آن ایستگاه ۱۱ و حداکثر آن متعلق به ایستگاه ۸۸ و برابر با ۱/۹ در ایستگاه در این قلمرو ۲۸۰- در تیستگاه ۱۱ و حداکثر آن متعلق به ایستگاه ۸۸ و برابر با ۱/۹ است. لوکوگرانیتها در ایستگاههای ۲۲ و ایستگاه ۱۷ و حداکثر آن متعلق به ایستگاه ۸۹ و برابر با ۱/۵ است. لوکوگرانیتها در ایستگاه ۵۱ و تودهای در ایستگاه ۲۰ و شیب و امترا در ایستگاه ۲۸ و برابر با ۲۵/۰ است. لوکوگرانیتها در ایستگاه ۲۱ و تودهای در ایستگاه ۲۰ و شیب و امتداد شکستگیهای حاوی تورمالین (رگههای تورمالیندار) موجود در این قلمرو و استریوگرام و رزدیاگرام رسم شده از شیب و امتداد این رگهها که در شکل (۴–۴۲ الف و ب) به نمایش گذاشته شده است، این طور استنباط میشود که راستای حداکثر تنش (δ۱) برابر با S75W و جهت بازشدگی برابر با N15W میباشد. بعد از ایجاد این شکافها و شکستگیها سیالات هیدروترمال به موازات این شکستگیها بالا آمده و باعث تبلور تورمالین در بین این شکافها شده است. در زیر قلمرو <sub>1</sub>B روند اکثر خطوارههای مغناطیسی در یک راستای شمال شرقی – جنوب غربی قرار گرفتهاند و به طور میانگین دارای مشخصات ۵۱/۵ میباشند (شکل ۴–۴۲). وضعیت قطب برگوارههای مغناطیسی در شکل ۴–۴۴ آورده شده است. قطب برگوارههای مغناطیسی در زیر قلمرو ا مغناطیسی در زیر قلمرو ا منزد اکثر ۲۲/۶ است که نشان دهنده شیب بسیار زیاد برگوارههای مغناطیسی میباشد و نشان میدهد مشخصات ۲۲۲/۶ است که نشان دهنده شیب بسیار زیاد برگوارههای مغناطیسی میباشد و نشان می دهد



شکل ۴-۴۲- الف) نمایش موقعیت رگههای تورمالین با روندهای شمالشرقی – جنوبغربی در استریونت، ب) رزدیاگرام نشاندهندهٔ روند شمالشرقی – جنوبغرب این رگهها.



شکل ۴-۴۴- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت قطب برگوارههای مغناطیسی در قلمرو B<sub>1</sub>.

**زیر قلمرو** B2: این زیر قلمرو در انتهای تودهٔ گرانیتوئیدی و در شرقی ترین بخش آن و در بلوک B واقع شده است و دارای ترکیب گرانودیوریتی و بافت تماماً ماگمایی میباشد. اندازه گیری در این بخش از

قلمرو  $B_2$  در ۸ ایستگاه نمونهبرداری صورت گرفته است که نتایج حاصل از آن برای خودپذیری  $B_2$ مغناطیسی به قرار زیر میباشد: میانگین خودپذیری مغناطیسی در این زیر قلمرو به ۲۴۴ µSI میرسد. حداقل میزان K<sub>m</sub> در ایستگاه ۲۷ و برابر با ۲۳۰ µSI و حداکثر آن در ایستگاه ۱۹ برابر با ۲۵۸ ۲۵۸ بدست آمده است. نتایج حاصل از اندازه گیری مقادیر درصد انیزوتروپی مغناطیسی (P%) در این زیر قلمرو نشان میدهد که حداقل آن متعلّق به ایستگاه ۳۱ و برابر با ۱/۵ و حداکثر P در ایستگاه ۲۹ و ۳/۱ می باشد. حداقل مقادیر پارامتر شکل (T) برابر با ۰/۰۹ در ایستگاه ۲۷ و حداکثر آن در ایستگاه ۲۴ و B<sub>2</sub> است. نتایج حاصل از مطالعات فابریکی نشان میدهد که خطوارههای مغناطیسی در زیر قلمرو دارای شیب زیاد بوده و اکثر آنها از یک روند غالب شمال شرقی – جنوب غربی پیروی می کنند و به طور میانگین دارای مشخصات ۳۲۸/۸۱ می باشند. همان طور که در شکل ۴–۴۵ مشاهده می کنید قطب بر گوارههای مغناطیسی این قلمرو در سمت حاشیه جنوب شرقی استریونت در محدودهٔ ۱۴۰ تا ۲۰۰ درجه تجمع پیدا کردهاند و دارای شیب کم میباشند و مختصات بهترین قطب برگوارههای مغناطیسی این قلمرو ۱۵۵/۱۹ است. شیب کم قطب برگوارههای مغناطیسی نشان میدهد که برگوارههای مغناطیسی دارای شیب زیاد بوده و همان طور که در شکل ۴-۴۶ مشاهده می شود دارای راستای شمال شرقی – جنوبغربی و شیب زیاد میباشند. این نتایج باز هم معرّف نفوذ ماگما به صورت ورقههای پرشیب یا دایک مانند می باشد.





شکل (۴–۴۷ و ۴۸) استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهندهٔ خطوارهها و برگوارههای مغناطیسی در کل تودهٔ گرانیتوئید گلزرد نشان داده شده است. همانطور که در شکل ۴–۴۷ مشاهده میکنید، روند خطوارههای مغناطیسی در این توده دارای دو روند شمالشرقی – جنوبغربی و شرقی – غربی است و به طور میانگین دارای مشخصات ۷۲/۷ میباشد. شکل ۴–۴۸ نشاندهندهٔ قطب برگوارههای مغناطیسی در کل تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد میباشد که مختصات بهترین قطب برگوارههای در کل این توده برابر با ۱۷۲/۱۰ است. شیب کم قطب برگوارههای مغناطیسی معرّف نفوذ ماگما به صورت ورقههای پرشیب و دایکی شکل در این تودهٔ گرانیتوئیدی میباشد.



شکل ۴-۴۷- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت خطوارهها در کل قلمروهای توده گرانیتوئیدی گل زرد.



شکل ۴-۴۸- استریوگرام و رزدیاگرام نشاندهنده وضعیت قطب بر گوارههای مغناطیسی قلمروهای توده گرانیتوئیدی گلزرد.

در شکل (۴–۴۹ الف) زردیاگرام نشاندهندهٔ برگوارگیهای مغناطیسی و شکل (۴–۴۹ ب) استریوگرام نشاندهندهٔ وضعیت خطوارههای مغناطیسی در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد آورده شده است. این دو تصویر نشاندهندهٔ دور روند اصلی شرقی – غربی و شمالغربی – جنوبشرقی برای این تودهٔ گرانیتوئیدی میباشد.



شکل ۴-۴۹- الف) رزدیاگرام نشاندهندهٔ راستای کلی برگوارههای مغناطیسی در کل تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد، ب) استریوگرام نشاندهندهٔ وضعیت خطوارههای مغناطیسی در کل توده.

بررسی روند توزیع دایکهای گابرو دیوریتی که در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد نفوذ کردهاند نشان میدهد که این دایکها غالباً دارای امتداد شمالی – جنوبی میباشند و میانگین شیب آنها ۸۰ درجه میباشند، این دایکها در مراحل پایانی جایگیری این تودهٔ نفوذی و در اثر رژیم تکتونیکی کششی حاکم بر منطقه به وجود آمدهاند. در شکل ۴–۵۰ استریوگرام و زردیاگرام نشاندهندهٔ راستای کلی دایکهای گابرودیوریتی که بر اساس دادههای حاصل از اندازه گیریهای فابریک مغناطیسی که نشاندهندهٔ راستای شمالی جنوبی میباشد (استریوگرام شکل ۴–۵۰ الف) و دادههای حاصل از اندازه گیریهای محرایی (رزدیاگرام شکل ۴–۵۰ ب) به دست آمده است و نشاندهندهٔ راستای شمالی – جنوبی با شیب زیاد برای آنها است که دادههای بدست آمده از فابریکهای مغناطیسی مطابقت مینماید.



شکل ۴-۵۰- الف) استریوگرام نشاندهندهٔ راستای کلی دایکهای گابرودیوریتی که بر اساس دادههای حاصل از اندازهگیریهای فابریک مغناطیسی به دست آمده است، ب) رزدیاگرام نشاندهندهٔ، راستای کلی این دایکها که بر اساس دادههای حاصل از اندازهگیریهای صحرایی به دست آمده است.

استریوگرام نشاندهندهٔ وضعیت قطب برگوارههای مغناطیسی (به صورت نصف النهار) در زیر قلمروهای تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد در شکل ۴–۵۱ نشان داده شده است. این شکل جهت درک بهتر وضعیت شیب برگوارهها و خطوارههای مغناطیسی ترسیم شده است. همانطور که در این استریوگرامها دیده میشود در بیشتر زیر قلمروهای تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد برگوارههای مغناطیسی دارای شیب زیادی هستند. بخش شمالی توده، در زیر قلمروهای A<sub>1</sub> م A<sub>2</sub>, A<sub>1</sub> و A<sub>3</sub> روند غالب برگوارهها شرقی – غربی است و برگوارههای مغناطیسی موجود در زیر قلمروهای A1 و A2 نسبت به زیر قلمروی A3 دارای شیب بیشتری میباشند. شیب زیاد برگوارههای مغناطیسی همراه شیب نسبتاً زیاد خطوارههای مغناطیسی در زیر قلمروهای A1 و A2 با مناطق تغذیه کنندهٔ (Feeder zones) ماگمای سازندهٔ گرانیتوئیدی گلزرد مطابقت می کنند. در زیر قلمرو B1 برگوارهها دارای دو امتداد شرقی – غربی تا شمال شرقی – جنوب غربی میباشند. در زیر قلمرو B2 برگوارهها دارای امتداد کلی شمالشرق – جنوبغرب میباشند. در ضمن شیب خطوارههای مغناطیسی نیز زیاد می باشد. این دو ویژگی بیانگر صعود ماگما از طریق شکافهای تقریباً عمودی (دایک) میباشند. در نگاهی وسیعتر و با در نظر گرفتن مجموع نتیجه گیریهایی که میتوان از بررسی پارامترهای مغناطیسی استنباط کرد و همچنین نسبت طول به عرض زیاد تودهٔ نفوذی گلزرد، تحمل حداقل تنش در حین جایگزینی (عدم وجود ساختهایی نظیر ساب گرین شدن، میلونیتی شدن)، همگی بیانگر این موضوع هستند که تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد به صورت یک یا چند دایک نسبتاً بزرگ جایگزین شده است. با توجه به وجود یک هالهٔ دگرگونی نسبتاً عریض در حاشیهٔ جنوبی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد میتوان گفت که شیب کل این دایک در سمت جنوب کمتر میباشد.



شکل ۴–۵۱– استریوگرام نشاندهندهٔ وضعیت برگوارههای مغناطیسی (به صورت نصف النهار) در زیر قلمروهای تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد.

در شکل ۴–۵۲ علاوه بر نقشهٔ خطوارههای مغناطیسی، استریوگرامهای معرف خطوارهها و قطب برگوارههای مغناطیسی هر زیر قلمرو نشان داده شده است. شکل ۴–۵۲ زبان تصویری مطالبی است که تاکنون ارائه شده است.



شکل ۴–۵۲- نقشه قلمروها و زیر قلمروهای مغناطیسی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد که بر اساس تفسیر پارامترهای مغناطیسی اندازه گیری شده و همچنین با در نظر گرفتن ویژگیهای ماکروسکوپی و میکروسکوپی سنگهای سازندهٔ تودهٔ نفوذی مورد مطالعه ترسیم شده است، در استریو گرامهای معرف خطوارههای مغناطیسی (K1)، موقعیت بهترین میانگین آنها با علامت مربع نشان داده شده است. در استریو گرامهای قطب برگوارههای مغناطیسی (K3)، موقعیت بهترین میانگین میانگین قطب برگوارههای مغناطیسی زدی (K3)، موقعیت میانگین میانگین میانگین قطب برگوارههای معناطیسی (K3)، موقعیت بهترین میانگین میانگین قطب برگوارههای مغناطیسی (K3)، موقعیت بهترین میانگین میانگین قطب برگوارههای معرف خطوارههای معناطیسی (K3)، موقعیت میانگین میانگین میانگین قطب برگوارههای معرف میانگین قطب برگوارههای معرف میانگین قطب برگوارههای معرف میانگین قطب برگوارهها با علامت داده شده است. دا استریو ماست. است از میان داده شده است. مولا می میانگین میانگین قطب برگوارههای نمونه برداری شده در هر قلمرو را نشان میانگین میانگین قطب برگوارههای نمونه برداری شده در هر قلمرو را نشان می

## ۴-۹- مدل جایگیری تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد

تودههای نفوذی میتوانند در اثر سازوکارهای متفاوتی که تاکنون ارائه شدهاند، جای بگیرد. چند مدل از مهمترین ایدههایی که تاکنون برای هندسهٔ جایگیری تودههای نفوذی بیان شده است، به قرار زیر میباشد: کرودن<sup>۴۹</sup> (۱۹۸۸) مدل تزریق به صورت دیاپیریسم را ارائه نموده است. کلمز و موور <sup>۵۰</sup> (۱۹۹۲) مدل دایکی شکل را ارائه کردهاند. هاتن (۱۹۸۲)، کاسترو<sup>۵۱</sup> (۱۹۸۵)، هاتن و همکاران (۱۹۹۰) مدل جایگزینی همراه با دگرشکلی را عرضه کردهاند. تیکوف و تیسیر<sup>۹۲</sup> (۱۹۹۴) نیز مدل تکتونیکی ترافشارشی<sup>۹۳</sup> را برای زونهای همگرا پیشنهاد کردهاند. این گونه تقسیم بندیها اساساً به جایگیری تودههای نفوذی در ترازهای مختلف پوسته و موقعیت تکتونیکی آنها وابسته است.

تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد با سن ژوراسیک میانی در میان سنگهای متاپلیتی تریاس بالایی – ژوراسیک پهنهٔ سنندج – سیرجان رخنمون یافته است که با حوادث زمینشناسی و شرایط تکتونیکی حاکم بر این پهنه در زمان ژوراسیک همخوانی دارد. مدل تکتونیکی که میتوان برای جایگیری این تودهٔ گرانیتوئیدی پیشنهاد کرد، مدل تکتونیکی ترافشارشی مرتبط با یک سیستم برش امتدادلغز در زون همگرای سنندج – سیرجان میباشد. تیکوف و تیسیر (۱۹۹۴)، مدل تکتونیکی ترافشارشی را برای توجیه زونهای ساختاری کنونی مرتبط با ورقههای همگرای مورب ارائه کردند و به این نتیجه رسیدند که در برخی از محیطهای ترافشارشی تنش برشی غالب است (مانند سوماترا)، و در برخی دیگر برش ساده غالب است (مانند کالیفرنیا). ویژگی یک محیط ترافشارشی آن است که دگرشکلی درون قلمروها توزیع میشود و در برخی از آنها تنش برشی محض غالب است و در برخی دیگر تنش برشی ساده.

٤٩ -Cruden

<sup>•• -</sup> Clemens & Mawer

۰۱ - Castro

 $<sup>^{\</sup>circ \mathrm{Y}}$  - Tikoff and Teyssier

۳ - Transpression

تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد با کشیدگی به موازات پهنه ساختاری سنندج – سیرجان، جایگیری شده است و به نظر میرسد در امتداد بازشدگیهایی با روند شمالغربی – جنوبشرقی (روند پهنهٔ سنندج – سیرجان) به سمت بالا صعود نموده است. با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی بویژه مطالعات صورت گرفته بر روی این تودهٔ نفوذی میتوان گفت که مدل ترافشارشی در این منطقه با دگرشکلی در یک محیط برشی ساده همراه بوده است، در ضمن میتوان به مطالعات صورت گرفته توسط محجل و فرگوسن<sup>۹۵</sup> (۲۰۰۰)، اشاره نمود که این نتیجه گیری را تأیید میکند.



شکل ۴–۵۳– طرح شماتیک و پلکانی از شکافهای کششی در زونهای برشی، شمارههای ۱ تا ۴ حاکی از مراحل پیشرفت این شکافهای کششی در زون برشی می باشد (محجل و فر گوسن، ۲۰۰۰).

مناطق راستالغز اصلی قارهای، بیشتر در نواحی تحت برش ساده در مقیاس پوسته رخ میدهند، تا در نواحی دچار برش محض، زیرا آنها به همگرایی یا واگرایی مایل در مرزهای صفحهای مربوط میباشند. این زونها معمولا در بین حواشی دو صفحه موازی قرار می گیرند و در اثر تنشهای برشی ساده که به موازات کنارههای زون عمل می کنند ایجاد می شوند، در این مناطق سنگهای دیواره در جهت عکس کناره زون نسبت به یکدیگر جابجا می شوند. حرکات راستالغز به یک صفحهٔ مشخص خلاصه نشده و بلکه در یک پهنه تغییر شکل رخ می دهد.

همان طور که قبلاً در مباحث مربوط به ریز ساختهای تودهٔ نفوذی گلزرد اشاره گردید، فابریکهای مشاهده شده در تودهٔ نفوذی گلزرد اکثراً ماگمایی بوده و تنش کمتری را متحمل شدهاند. شواهد دگرشکلی نسبتاً ضعیف به صورت خاموشی موجی یا صفحه شطرنجی در کوارتز، به ندرت کینگ باند در

<sup>°&</sup>lt;sup>4</sup>- Mohajjel & Fergusson

بیوتیت، مشاهده می شود. با توجه به این مطالب این طور استنباط می شود که نفوذ و جایگیری این تودهٔ نفوذی در میان شکاف ها و شکستگی های مرتبط با عملکرد یا عکس العمل تنش های اعمال شده بر زون برشی امتداد لغز راستبر حاکم بر منطقه صورت گرفته است (مدل تکتونیکی ترافشارشی).

با توجه به نتایجی که تاکنون به دست آمده است میتوان گفت تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد در یک فضای کششی شبیه حالت ۱ و ۲ نشان داده شده در شکل ۴–۵۵، و با ساختار دایکی شکل جای گرفته است. در واقع ماگمای سازندهٔ تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد در راستای یک فضای کششی بزرگ مقیاس با راستای SE ماگمای سازندهٔ تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد در راستای یک فضای کششی بزرگ مقیاس با شیب کلی خطوارههای مالاتر صعود کرده و در بین سنگهای متاپلیتی جاگرفته است. با توجه به شیب کلی خطوارههای مغناطیسی در قلمرو A، ماگما به صورت یک ساختار تقریباً دایکی شکل با شیب حدود ۸۵ درجه به سمت شمال و به طور میانگین در راستای N80W (تقریباً شرقی – غربی) تزریق شده است. در قلمرو B نیز ماگما با شیب زیاد و در راستایی برابر با N55E گسترش یافته است.

با توجه به وضعیت خطوارههای مغناطیسی در زیر قلمروهای A<sub>1</sub> و A<sub>2</sub> و B<sub>2</sub> میتوان آنها را زونهای تغذیه کنندهٔ ماگما در این توده در نظر گرفت که در راستای مؤلفههای کششی افقی در راستای شمال غرب – جنوب شرق برای قلمرو A و شمال شرق – جنوب غرب برای قلمرو B، باعث بالا آمدن ماگما به صورت دایک شده است. فازهای تفریق یافته تر این تودهٔ نفوذی یعنی گرانیت ها و لوکوگرانیت ها نیز در همین راستا بالا آمدهاند. شواهد صحرایی نشان می دهد که گرانودیوریت ها توسط گرانیت ها و لوکوگرانیت ها قطع شدهاند. در واقع فازهای تفریق یافته از سطوح ضعف قبلی استفاده کرده و خود را به ترازهای بالاتر رسانده و سپس متبلور گردیدهاند. دانه ریز تر بودن آنها مؤید این امر است.

در نهایت نیز طی یک فاز کششی اندکی تأخیریتر، از طریق شکافها و شکستگیهای ایجاد شده ماگمای حدواسط تا بازیک بالا آمده و دایکهای گابرو دیوریتی را به وجود آوردهاند.



شکل ۴-۵۴- مدل شماتیک جایگیری تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد، تصویر شمارهٔ ۱ نمایی کلی از نفوذ ماگما در راستای یک فضای کششی، تصویر شمارهٔ ۲ نفوذ ماگمای سازندهٔ تودهٔ گلزرد به صورت ساختاری دایکی شکل.



. حلاصه ونتیجه کسری

## ۵-۱- نتیجه گیری

تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد با وسعت تقریبی ۲۰ کیلومتر مربع، در پهنهٔ ساختاری سنندج – سیرجان و شمال الیگودرز واقع شده است. تزریق این تودهٔ نفوذی در سنگهای متاپلیتی تریاس بالایی و ژوراسیک زیرین (سنگهای دگرگونی ناحیهای میزبان) باعث پدید آمدن هالهٔ دگرگونی کم ضخامتی (مجاورتی) در حد رخساره آلبیت – اپیدوت – هورنفلس شده است که مرز این هاله با تودهٔ گرانیتوئیدی مزبور واضح و مشخص میباشد. بر اساس کلیهٔ شواهد صحرایی، پتروگرافی و دادههای مغناطیسی سه واحد اصلی در این تودهٔ گرانیتوئیدی تشخیص داده شده است که مرز این قرانودیوریت، لوکوگرانیت و دایکهای گابرودیوریتی میباشد.

**واحد گرانودیوریتی** که بزرگترین واحد و بدنهٔ اصلی این تودهٔ نفوذی را تشکیل میدهند و تقریباً در سراسر توده رخنمون دارند و در صحرا به رنگ خاکستری دیده میشوند. پلاژیوکلاز، کوارتز، میکروکلین، ارتوکلاز، بیوتیت و موسکویت مهمترین کانیهای اصلی تشکیل دهندهٔ گرانودیوریتها هستند. کانیهای فرعی تشکیل دهندهٔ گرانودیوریتها هستند. کانیهای فرعی تشکیل دهندهٔ گرانودیوریتها میباشد. کلریت، فرعی تشکیل دهندهٔ گرانودیوریتها میباشد. کلریت، فرعی تشکیل دهندهٔ گرانودیوریتها میباشد. کانیهای فرعی تشکیل دهندهٔ گرانودیوریتها میباشد. کانیهای اصلی تشکیل دهندهٔ گرانودیوریتها میباشد. کانیهای فرعی تشکیل دهندهٔ گرانودیوریتها میباشد. کلریت، ارتوکی تشکیل دهندهٔ گرانودیوریتها میباشد. کلریت، اییدوت، اسفن، کائولینیت و سریسیت از جمله کانیهای ثانویه بارز گرانودیوریتها میباشند. در این سنگها آندالوزیت، سیلیمانیت و گارنت به صورت زینوکریستهایی از سنگهای مادر دگرگونی یافت میشوند. گرانودیوریتها توسط لوکوگرانیتها، دایکهای گابرودیوریتی، رگهها و رگچههای آپلیتی و پگماتیتی قطع شدهاند.

**واحد لوکوگرانیتی** در مقایسه با گرانودیوریتها دارای رنگ روشنتری بوده و معمولاً دانهریزتر میباشند. رنگ سفیدتر آنها به علت فراوانی کمتر بیوتیت در این سنگها میباشد و در مقابل کانیهای سیلیکاته روشن مانند پلاژیوکلازهای سدیکتر (الیگوکلاز و آلبیت)، فلدسپارهای آلکالن (ارتوز، ارتوز پرتیتی و میکروکلین)، کوارتز و گاهی اوقات تورمالین کانیهای اصلی سازندهٔ این سنگها هستند. در واقع لوکوگرانیتها بخشهای تفریق یافته این تودهٔ گرانیتوئیدی میباشند که به صورت دایک، رگه و آپوفیز گرانودیوریتها را قطع مینمایند. تورمالین به صورت دانههای پراکنده تا اجتماعی از دانههای ریز و درشت یا به صورت تودهها یا نودولهای کوچک و یا به صورت رگههای غنی از تورمالین در لوکوگرانیتها یافت میشوند.

**دایکهای گابرودیوریتی** در امتداد شکستگیها نفوذ کرده و تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد را قطع نمودهاند. این دایکها دارای رنگ سیاه، سبز یا خاکستری مایل به سبز بوده و با ضخامت ۳۰ تا ۲۰۰ سانتیمتر در این توده به خوبی مشاهده می شوند. وجود این دایک ها بیانگر رژیم های کششی موضعی مرتبط با فعالیت های گسلی و سایر فعالیت های تکتونیکی است که به تشکیل یک سری شکستگی های عمیق منجر شده و ماگماهای حدواسط – بازیک در مراحل پایانی جایگزینی این تودهٔ گرانیتوئیدی در راستای فضاهای کششی مجدداً ایجاد شده به سمت بالا صعود کردهاند و به صورت دایک جایگزین شدهاند.. این دایک ها دارای روند شمالی – جنوبی با شیب زیاد هستند. کانی های اصلی تشکیل دهنده این دایکها پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز – قهوهای می باشند. آپاتیت، زئولیت و کانی های ایک (تیتانومگنتیت) کانی های فرعی این سنگ ها محسوب می شوند. در برخی موارد کانی های مافیک موجود در دایک ها به کلریت و اپیدوت، اسفن و کلسیت دگرسان شدهاند.

حضور آنکلاوهای متاپلیتی (سورمیکاسه، آندالوزیت – سیلیمانیت هورنفلسی)، آنکلاوهای سیلیسی و پورفیروبلاستهای آندالوزیت از ویژگیهای بارز این تودهٔ گرانیتوئیدی محسوب میشود. آنکلاوهای سورمیکاسه اغلب کوچک و عدسی شکل تیره رنگ و اساساً از بیوتیت، هورنبلند، کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل شدهاند. آنکلاوهای آندالوزیت – سیلیمانیت هورنفلسی شامل کانیهای بیوتیت، کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز به عنوان کانیهای اصلی و مقادیر کمی زیرکن، مگنتیت و اسفن را به عنوان کانی فرعی در بر میگیرد. آندالوزیت و سیلیمانیت از جمله کانیهای شاخص دگرگونی مجاورتی هستند که در این نوع آنکلاوها مشاهده میشوند و غالباً سالم و فاقد دگرسانی میباشند. آنکلاوهای سیلیسی در واقع بخشهایی از رگههای سیلیسی هستند که در طی واکنشهای آبزدایی و سیلیسزدایی تشکیل شدهاند.

## ۵-۲-ساز و کار جایگیری

خودپذیری مغناطیسی میانگین (Km) محاسبه شده در نمونههای مورد مطالعه تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد بین (Kn با ۲۰ تا ۴۰۰) تغییر می کند (جدول ۴–۱). متوسط مقادیر خودپذیری مغناطیسی میانگین (Km) اندازه گیری شده بر حسب SI در گرانودیوریت ها با بیشترین فراوانی سنگی ۲۲۷، در لوکو گرانیت ها ۵۸ و در دایک های گابرودیوریتی ۵۸۵ می باشد. چنین سنگ هایی با خودپذیری مغناطیسی پایین به گرانیت های نوع ایلمنیت ایشیهارا (۱۹۷۷) تعلق دارند و به عنوان گرانیت های پارامغناطیس در نظر گرفته می شوند. از آنجا که بیوتیت مهمترین کانی آهن دار این تودهٔ گرانیتوئیدی محسوب می شود و در بردارندهٔ اصلی خودپذیری مغناطیسی است، در نتیجه انطباق خوبی بین انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی بدست

- لوكوگرانيتها كه فاقد كانى مافيك مىباشند، داراى كمترين خودپذيرى مغناطيسى مىباشند.
- دایکهای گابرودیوریتی دارای بیشترین خودپذیری مغناطیسیاند که با حضور گسترده هورنبلند سبز

(دارای مقادیر کمی مگنتیت) قابل توجیه است. بالاترین مقدار درصد انیزوتروپی مغناطیسی (P) در بخشهای میانی تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد مشاهده میگردد که با محل حضور ترکیبات سنگی لوکوگرانیتی مطابقت مینماید. توزیع کلی پارامتر P برحسب سنگشناسی در کلیه ایستگاهها نشان می-دهد که کمترین مقدار P متعلق واحدهای گرانودیوریتی است و بیشترین مقدار P متعلق به واحدهای لوکوگرانیتی میباشد که در حدود ۵ و ۱۰ درصد است. مقادیر بالای P با حضور تورمالین در لوکوگرانیتها ارتباط میباشد که در حدود تورمالین در لوکوگرانیتی میباشد که در حدود ۵ و ۱۰ درصد است. مقادیر بالای P با حضور تورمالین در لوکوگرانیتها ارتباط مستقیم دارد. تورمالین یک بلور منشوری تا سوزنی شکل است و نسبت بین مقادیر K آن زیاد میباشد، در نتیجه مقدار P را در لوکوگرانیتها افزایش میدهد.

- بررسی مقادیر پارامتر شکل نشان میدهد که اکثر نمونهها دارای مقادیر T مثبت بوده و بیضوی مغناطیسی آنها کلوچهای شکل میباشد. تعداد اندکی از ایستگاههای متعلق به سنگهای گرانودیوریتی که دارای T منفی (۲۰۴۳ تا ۲۰/۰۳) هستند، در واقع متعلق به ایستگاههایی میباشند که غالباً در حاشیهٔ توده قرار گرفتهاند. این سنگها تحت تأثیرات حاشیهٔ کنتاکت، دگرشکلی در آنها زیادتر شده و آرایش بلورها را بهم زده است و بیضویهای مغناطیسی کشیدهتر میباشند.
- با بررسی ریزساختها و فابریکهای ماگمایی موجود در مقاطع نازک تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد و شواهدی که این توده در خود ثبت کرده است، ریزساختهای این تودهٔ گرانیتوئیدی به دو نوع ۱) ماگمایی و ۲) سابسولیدوس حالت جامد دمای بالا تقسیم شدهاند. اغلب ریزساختهای موجود در تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد به نوع ماگمایی تعلق دارند.
- با توجه به روند خطوارهها و برگوارگیهای مغناطیسی و در نظر گرفتن سایر پارامترها از جمله مشاهدات صحرایی، مشاهدات پتروگرافی، ریزساختاری و ترکیب سنگشناسی، میتوان تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد را به دو قلمرو اصلی A و B تفکیک نمود که به ترتیب با نیمهٔ شمالی و نیمه جنوبی تودهٔ نفوذی مطابقت مینماید. قلمرو اصلی A شامل زیر قلمروهای (A1, A2, A3) و قلمرو B شامل زیر قلمروهای (B1, B2) میباشد.
- شیب برگوارهها و خطوارههای مغناطیسی در قلمروهای تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد نشان میدهد که برگوارههای مغناطیسی دارای شیب زیادی هستند، این خصوصیت در زیر قلمروهای A<sub>1</sub> و A<sub>2</sub> و B<sub>2</sub> بارزتر میباشد و با مناطق تغذیه کنندهٔ ماگمایی (Feeder zones) مطابقت مینماید. این زیر قلمروها که دارای ترکیب گرانودیوریتی و مافیکتری نسبت به سایر بخشهای این تودهٔ نفوذی هستند، از نظر ترکیبی به مناطق منشاء نزدیکتر میباشند و میتوان آنها را به عنوان اولین مناطقی در نظر گرفت که ماگما با شیب زیاد و از طریق شکافهای تقریباً عمودی به صورت دایکی نسبتاً بزرگ به ترازهای بالاتر صعود کرده و متبلور گردیده است.

- با بررسی تمامی شواهد ذکر شده و همین طور وضعیت ساختاری تکتونیکی حاکم بر این تودهٔ گرانیتوئیدی، مدل تکتونیکی که برای جایگیری آن پیشنهاد شده است، مدل تکتونیکی ترافشارشی میباشد که با دگرشکلی در یک محیط برش ساده مطابقت مینماید.
- ماگمای سازندهٔ تودهٔ گرانیتوئیدی گلزرد در راستای یک فضای کششی بزرگ مقیاس با راستای -NW SE به ترازهای بالاتر صعود کرده و در بین سنگهای متاپلیتی جایگزین گردیده است.
- قلمرو A به صورت ساختار دایکی شکل با شیب حدود ۸۵ درجه در راستای N80W به سمت شمال، جایگزین شده است. قلمرو B نیز با شیب زیاد حدود ۸۰ درجه در راستای N55E به صورت دایکی شکل، گسترش یافته است.
- در مراحل بعدی فازهای تفریق یافتهٔ این توده که شامل گرانیتها و لوکوگرانیتها میباشند، از سطوح ضعف قبلی استفاده کرده و خود را به ترازهای بالاتر رسانده و سپس متبلور شدهاند.
- در نهایت نیز طی یک فاز کششی اندکی تأخیریتر، از طریق شکافها و شکستگیهای ایجاد شده
  ماگمای حدواسط تا بازیک بالا آمده و دایکهای گابرو دیوریتی را به وجود آوردهاند.

پو**رت** \*\*

جدول پیوست-۱- دادههای موقعیت جغرافیایی و شیب و امتداد مغزههای برداشت شده در هر ایستگاه.

Station	X	Y	Α	В	С	D	Ε
BF-1	377931	3700373	212/64	219/47	109/56		

			227/51	227/75			
BF-2	378300	3700547	337/34	337775			
BF-3	379056	3700597	153/82	120/77	10/77	244/58	258/85
BF-4	379871	3700531	100/63	92/71	246/82		
BF-5	380710	3700395	288/33	0/90	0/90	24/78	133/83
BF-6	380616	3700106	165/86	50/79	115/79	68/83	133/84
BF-7	381578	3700437	0/90	83/83	235/85		
BF-8	379172	3698929	320/87	195/87			
BF-9	380076	3698818	50/76	137/75			
BF-10	381274	3698117	63/63	91/62			
BF-11	381452	3698485	31/80	0/90			
BF-12	381414	3698700	84/76	46/83	25/74	25/80	
BF-13	381963	3698673	290/82	289/82	345/49	335/56	341/36
BF-14	382201	3698361	152/86	0/90			
BF-15	382970	3698009	96/53	0/90			
BF-16	383130	3698501	0/90	33/87			
BF-17	383153	3698660	160/68	12/78			
BF-18	383731	3698235	262/61	301/81			
BF-19	383875	3697718	0/90	332/87	90/84	162/79	
BF-20	383465	3697458	26/56	166/81			
BF-21	382873	3697278	323/83	360/86			
BF-22	383071	3696895	170/78	60/71			
BF-23	383353	3696536	115/77	10/36	0/90	96/85	
BF-24	384123	3696401	77/85	0/90	55/85		
BF-25	384401	3696296	258/77	44/82	0/90		
BF-26	384569	3696339	130/78	50/72	24/86		
BF-27	383995	3696819	32/78	51/81	30/53	106/77	106/82
BF-28	383909	3696844	355/83	63/83	122/77		
BF-29	384057	3697777	0/90	0/90	28/72	209/68	
BF-30	384643	3697956	76/84	329/86			
BF-31	384799	3696370	10/52	300/62	253/83	305/81	
BF-32	380763	3698971	67/86	0/90			
BF-33	381031	3699092	229/86	83/84	250/60	292/86	
BF-34	381408	3699523	315/84	128/84	0/90		
BF-35	381970	3699817	299/86	5/86			
BF-36	381767	3700153	186/70	90/85	0/90	0/90	285/87
BF-37	382088	3700491	357/79	215/82	257/81	157/81	54/84
BF-38	382364	3700385	0/90	0/90	125/83	110/84	
BF-39	381775	3700792	73/85	61/85	0/90		
BF-40	381337	3700775	327/81	274/77	0/90	275/83	
BF-41	381374	3700301	66/87	34/61			
BF-42	381718	3697417	290/51	232/77	197/80	301/57	334/83
BF-43	382185	3697335	245/81	216/84	72/76		
BF-44	382185	3697603	294/76	44/84	96/85		
BF-45	381974	3697535	185/84	312/84			
BF-46	381883	3697787	205/87	26/82			
BF-47	381799	3697844	177/86	179/86			
BF-48	382441	3698622	29/57	31/56	0/90	179/81	
BF-49	380836	3698544	109/85	39/80			
BF-50	380604	3699514	180/83	212/80			
BF-51	381337	3700061	142/84	184/82			
BF-52	380065	3699220	324/85	336/82			
BF-53	379979	3700217	283/85	75/86			
BF-54	379854	3700094	135/81	0/90			
BF-55	379553	3700209	116/88	0/90			
BF-56	379059	3700095	31/79	42/75	125/88		

BF-57	378804	3699995	143/70	252/85			
BF-58	378569	3700103	208/79	275/79			
BF-59	378593	3700048	118/86	355/74			
BF-60	378577	3699322	172/84	139/82	205/83		
BF-61	378890	3699554	211/88	0/90	21/86		
BF-62	378686	3699855	210/83	286/84			
BF-63	378458	3699707	160/87	300/72	63/56		
BF-64	378542	3699439	169/86	0/90	0/90		
BF-65	379645	3699724	354/83	254/85			
BF-66	379528	3699521	194/78	163/87			
BF-67	379604	3699275	254/83	239/87	193/68	276/87	
BF-68	378787	3699045	0/90	0/90	0/90		
BF-69	379695	3698932	229/86	151/85	152/85		
BF-70	381762	3699489	119/83	190/84			
BF-71	381754	3699258	0/90	0/90			
BF-72	381920	3699349	0/90	216/84			
BF-73	381633	3698677	62/79	12/85			
<b>BF-74</b>	381870	3698747	0/90	0/90	29/64		
<b>BF-75</b>	382877	3698905	0/90	280/86	149/84	60/82	

	Name	Km	Pj	Т	K1d	K1i	K2d	K2i	K3d	K3i
BF	1A 2	194	1.018	0.914	73.9	39.6	291	43.9	181	19.6
BF_	1A_3	190	1.01	-0.14	29.1	68.9	278	7.9	185.2	19.4
BF_	1A_4	279	1.013	0.386	76.2	23	317.9	48.1	182.1	32.7
BF_	1A_5	231	1.008	0.131	17.4	61.6	274.7	6.8	181.2	27.5
BF_	1B_2	236	1.016	0.402	345.4	51.9	250.1	4.2	156.8	37.8
BF_	1C-1	207	1.033	0.592	103.2	7.8	315.5	80.8	193.9	4.8
BF_	1C_2	195	1.032	0.41	102.6	11.7	307.3	77.1	193.7	5.2
BF_	1C_3	185	1.022	0.733	110.1	10.8	328.4	76.3	201.7	8.3
BF_	2A_1	214	1.019	0.464	280.6	5.6	132.3	83.4	10.9	3.4
BF_	2A_2	199	1.016	0.565	299.9	30.9	97	56.9	203.5	10.5
BF_	2A_3	178	1.017	0.768	107.5	25.4	287.2	64.6	17.5	0.1
BF_	2B_1	200	1.03	0.356	295.8	48.9	118.8	41	27.5	1.5
BF_	2B_2	202	1.026	0.117	304.5	26.8	110.4	62.5	211.6	5.8
BF_	2B_3	205	1.024	0.162	299	31.2	109.2	58.5	206.3	4.3
BF_	3A_1	185	1.011	-0.117	267.1	5.7	0.3	29.1	167	60.2
BF_	3A_2	190	1.014	0.222	244.5	5	342.3	57.1	151.3	32.4
BF_	3A_3	190	1.014	-0.196	276.4	3.2	8.2	30	180.9	59.7
BF_	3A_4	218	1.012	-0.263	81.8	1.3	350.7	40.7	173.4	49.3
BF_	3B_1	216	1.017	0.697	347	11.7	79.8	13.2	216.9	72.3
BF_	3B_2	226	1.019	0.574	123.7	1.9	33.7	0.4	291.2	88.1
BF_	3B_3	252	1.018	0.813	335.6	3.2	66.1	9.5	227.1	80
BF_	3C_1	182	1.028	0.801	172.6	36.3	78.9	5	342.2	53.2
BF_	3B_1	217	1.017	0.761	325.1	12.2	57.5	11.3	189.1	73.3
BF_	3B_2	227	1.019	0.563	269.4	2.3	359.5	1.5	122.9	87.3
BF_	3B_3	253	1.018	0.794	297.7	8.4	29.2	10.3	169.1	76.7
BF_	3C_1	182	1.028	0.733	34.7	31.6	301.1	5.9	201.7	57.8
BF_	3C_2	199	1.03	0.927	352.8	29.5	94.6	19.8	213.4	53.3
BF_	3C_3	210	1.032	0.826	103.2	2.3	11.8	32	196.8	57.9
BF_	3D_1	59	1.038	0.54	119.6	59.9	293.2	29.9	24.8	2.8
BF_	3D_2	62	1.017	-0.6	118.1	50.5	209.1	0.9	299.8	39.5
BF_	3D_3	53	1.026	0.457	322.9	45	117.7	42.1	219.7	12.9
BF_	3E_1	51	1.026	0.47	124.9	27.9	229	24.7	353.9	51.2
BF_	3E_2	57	1.027	0.497	203.6	46.7	105.5	7.6	8.6	42.3
BF_	3E_3	52	1.023	-0.008	129	28.7	240.9	34.3	9.2	42.2
BF_	4A_1	241	1.022	-0.295	292.7	36.9	76.1	46.9	187.6	19
BF_	4A_2	229	1.021	-0.419	284	28.5	68.8	56.4	184.9	16.3
BF_	4A_3	244	1.023	-0.097	277.1	23.3	104.4	66.5	8.2	2.7
BF_	4A_4	217	1.027	-0.159	278.9	33.9	76.5	54	181.6	10.7
BF_	4B_1	217	1.024	-0.589	277.5	14.5	31.5	57.6	179.6	28.3
BF_	4B_2	222	1.023	-0.366	276.4	26.8	169.4	30	40	47.7

جدول پیوست۲- دادههای خروجی حاصل از اندازه گیری پارامترهای انتخابی توسط دستگاه MFK1-FA به ازای هر نمونه.

BF_	4B_3	234	1.022	-0.631	278.7	27.7	40.7	45.3	169.6	31.9
BF_	4B_4	247	1.019	-0.403	257.7	28.1	21.2	46	149.2	30.8
BF_	5A_1	275	1.01	0.048	7.7	81.6	273.4	0.6	183.3	8.4
BF_	5A_2	285	1.009	-0.155	311.2	60.5	197.1	13	100.6	26
BF_	5A_3	325	1.006	-0.748	306.4	55.4	142.4	33.5	47.4	7.5
BF_	5C_1	245	1.018	0.398	49.5	61.4	269.4	22.7	172.3	16.5
BF_	5B_1	244	1.018	0.335	57.3	57.5	274.5	26.9	175.7	16.8
BF_	5B_2	237	1.017	0.103	62.2	45.6	293.2	31.6	184.5	27.6
BF_	5B_3	235	1.019	0.366	27.3	65.7	267.8	12.5	173	20.4
BF_	5C_1	238	1.006	0.026	89	33.1	292.6	54.6	186.4	11.2
BF_	5C_2	211	1.012	0.156	255.9	52.7	91.6	36.3	356	7.6
BF_	5C_3	192	1.012	-0.056	92.3	11.4	334.5	66.7	186.5	20.1
BF_	5C_4	196	1.011	0.123	289.7	45.1	74.7	39.3	180.4	18.2
BF_	5E_1	208	1.011	0.537	349.2	40	92.7	15.5	199.3	45.8
BF_	5E_2	234	1.011	0.333	21.6	43.2	288	3.8	194	46.5
BF_	5E_3	205	1.014	0.688	51.2	40.4	297.8	25	185.4	39.3
BF_	6A_1	198	1.015	0.659	302	12.9	48.1	50.5	202.3	36.5
BF_	6A_2	219	1.012	0.585	38.9	55.9	298.5	6.9	203.9	33.2
BF_	6A_3	234	1.012	0.781	350.3	40.3	91.6	13.1	195.9	46.7
BF_	6B_1	223	1.011	0.604	90.8	0.1	0.7	39.7	180.9	50.3
BF_	6B_2	221	1.01	-0.318	107.2	3.7	16.1	16.6	209.3	72.9
BF_	6B_3	221	1.015	0.281	70.2	7.5	335	34.9	170.7	54
BF_	6C_1	202	1.019	0.557	72.9	2.5	340.5	43.8	165.6	46.1
BF_	6C_2	213	1.02	0.698	298.2	39.8	51.5	25.4	164.7	39.6
BF_	6C_3	221	1.018	0.51	254.4	4.3	348.9	45.8	160.3	43.8
BF_	6C_4	221	1.021	0.42	305.8	32.9	52.7	24.2	171.6	47.1
BF_	6D_1	488	1.01	0.214	263.7	77.9	20.1	5.5	111.1	10.8
BF_	6D_2	452	1.008	0.428	286.2	70.4	195.6	0.2	105.6	19.6
BF_	6D_3	428	1.008	0.182	263.4	77.5	14.1	4.5	105	11.7
BF_	6E_1	561	1.012	0.238	238.1	57.2	21	27.2	120	16.9
BF_	6E_2	556	1.007	0.902	7.4	35.9	202	53.2	102.5	7
BF_	6E_3	568	1.013	-0.258	355.8	7.6	261.3	30.4	98.3	58.5
BF_	6E_3	567	1.013	-0.274	358.7	8.2	263.2	33.7	100.6	55.1
BF_	7A_1	171	1.01	-0.14	120.2	54	303.1	36	212.1	1.4
BF_	7A_2	178	1.01	0.065	268.9	59.5	104.9	29.6	10.9	7
BF_	7A_3	195	1.011	0.11	49.2	71.1	158.9	6.6	251	17.6
BF_	7B_1	263	1.014	0.362	81.1	53.7	293.2	31.9	193.3	15.5
BF_	7B_2	251	1.022	0.418	123.5	39.4	291.6	50	28.7	5.9
BF_	7B_3	181	1.028	0.654	107.5	17.8	259.3	69.9	14.6	8.9
BF_	7B_4	191	1.018	-0.144	135.3	39.3	290.9	48.1	35	12.3
BF_	7C_1	259	1.022	-0.153	99.3	33	296.2	55.9	194.4	7.8
BF_	7C_2	238	1.012	0.13	247.5	87.4	93.9	2.3	3.8	1.1
BF_	7C_3	254	1.023	0.543	105.9	32.4	274.2	57	12.5	5.3

BF_	5F_1	211	1.013	0.391	61.1	33.9	297.2	39.6	176	32
BF_	5F_2	220	1.012	0.742	69.1	20.5	323	36.5	182.2	46.4
BF_	5F_3	204	1.017	0.095	28.9	58	274.6	14.4	176.8	27.9
BF_	8A_1	765	1.017	0.153	99.3	5.7	355.3	67.7	191.6	21.5
BF_	8A_2	818	1.017	0.019	287.1	6.5	29.9	62.7	193.8	26.4
BF_	8B_1	323	1.02	0.258	231.5	7.5	352.6	75.7	139.9	12.1
BF_	8B_2	371	1.02	0.254	53.8	41.9	260.8	44.8	156.6	13.9
BF_	8B_3	271	1.018	0.355	61.6	23.6	259	65.4	154.5	6.6
BF_	9A_1	239	1.018	0.03	252.7	48.3	56.8	40.6	153.7	8
BF_	9A_2	209	1.018	0.58	249	31.8	60.2	57.9	156.5	4
BF_	9B_1	219	1.022	0.777	244	43.3	46.3	45.3	145.5	9
BF_	9B_2	211	1.024	0.741	218.9	82.2	57.7	7.4	327.4	2.5
BF_	9B_3	225	1.017	0.64	257.4	70.1	63.9	19.4	155.4	4.3
BF_	9B_4	181	1.015	0.321	243.8	58	55.1	31.7	147.5	3.9
BF_	10A_1	203	1.017	-0.841	81.8	13.1	172.4	2.6	273.6	76.7
BF_	10A_2	218	1.018	0.188	78.5	4.7	173.5	46.4	344.1	43.2
BF_	10A_3	208	1.016	0.211	223.5	30.9	109.7	33.9	344.4	40.7
BF_	10A_4	193	1.019	-0.137	72.2	10.5	181.3	60.5	336.8	27.3
BF_	10B_1	248	1.025	0.194	77.4	0.9	170.5	74.8	347.2	15.2
BF_	10B_2	240	1.033	-0.422	78.4	4.7	171.4	32	340.9	57.6
BF_	10B_3	248	1.017	-0.141	78.8	6.6	174	37.9	340.6	51.4
BF_	10B_4	247	1.019	-0.161	264.4	10	354.5	0.7	88.6	80
BF_	11A_1	230	1.02	-0.291	68.6	35.5	197	41	315.6	28.8
BF_	11A_2	219	1.02	-0.471	72.1	37.2	167.9	7.6	267.7	51.7
BF_	11A_3	204	1.021	-0.814	70.4	29.9	312.6	39.1	185.6	36.5
BF_	11B_1	209	1.021	-0.719	33.7	55.5	225.9	33.9	132.1	5.7
BF_	11B_2	216	1.016	-0.048	40.8	42.1	264.4	38.7	154	23.5
BF_	11B_3	198	1.021	0.052	42.2	43.7	267.3	36.5	157.8	24.3
BF_	12A_1	194	1.028	0.181	265.9	27.3	165.8	18.9	45.5	55.9
BF_	12A_2	189	1.029	-0.085	276.3	19.7	172.6	33.4	31.4	49.8
BF_	12A_3	150	1.02	-0.42	257.9	28.9	152.3	25.9	27.9	49.4
BF_	12A_4	162	1.026	0.287	273.7	29.8	164.6	29.8	39.1	45.3
BF_	12B_1	186	1.014	0.422	286	8.9	172.6	68.5	19.1	19.4
BF_	12B_2	189	1.011	-0.017	278.9	0	9	72.8	188.9	17.2
BF_	12B_3	186	1.014	0.411	292	25.9	146.9	59.3	29.6	15.2
BF_	12C_1	698	1.025	-0.271	343	64.4	198.7	21.3	103.3	13.6
BF_	12C_2	754	1.028	-0.361	348.5	64.4	203.8	21.4	108.4	13.4
BF_	12C_3	695	1.025	-0.381	340.6	63.5	207.6	18.8	111.2	18
BF_	12D_1	860	1.052	-0.541	27.6	63.2	209.8	26.8	119.3	0.9
BF_	12D_2	797	1.043	-0.377	23.9	68.2	222.8	20.7	130.3	6.5
BF_	12D_3	803	1.041	-0.454	31.6	66.5	233.9	21.9	140.6	8.1
BF_	13A_1	41	1.025	0.668	88.9	25.7	224.4	56	348.4	20.7
BF_	13A_2	43	1.021	0.594	79.2	31.7	233.7	55.7	341.7	11.9

BF_	13A_3	43	1.022	0.585	72.7	20.6	207.6	62	335.6	18.2
BF_	13B_1	44	1.02	0.389	250.5	15.3	122.2	66.2	345.5	17.8
BF_	13B_2	45	1.018	0.53	77.7	5.4	179.7	65.6	345.3	23.7
BF_	13B_3	45	1.019	0.51	228.7	32.3	99.1	45.3	337.7	27.3
BF_	13C_1	42	1.086	0.869	333.9	74.8	169.9	14.6	78.9	4
BF_	13C_2	30	1.038	0.228	44.8	45.8	163.6	25.2	271.8	33.6
BF_	13C_3	23	1.07	0.494	142.5	70.1	15.2	12.4	281.8	15.4
BF_	13D_1	56	1.099	0.449	258.8	39.7	14.7	27.7	128.7	37.8
BF_	13D_2	73	1.169	0.692	280.4	18.8	189.2	3.3	89.7	70.9
BF_	13E_1	121	1.134	0.883	174.4	70.2	36.8	14.9	303.3	12.8
BF_	13E_2	23	1.031	0.195	85.4	48.4	355.4	0.1	265.3	41.6
BF_	13E_3	26	1.035	0.412	218.1	33.9	48.5	55.7	311.4	4.8
BF_	13E_4	21	1.038	0.316	144.9	8.8	239.9	29.5	39.9	59
BF_	14A_1	230	1.023	0.024	42.5	0.1	311.8	78.3	132.5	11.7
BF_	14A_2	219	1.024	0.249	46.6	3.5	303.9	74.6	137.6	15
BF_	14A_3	232	1.022	0.292	226.7	1.1	320.8	75.2	136.4	14.7
BF_	14A_4	256	1.028	0.231	221.3	1.7	317.3	74.1	130.8	15.8
BF_	14B_1	234	1.021	0.474	208.2	1.4	322.7	86.6	118.1	3.1
BF_	14B_2	208	1.023	0.26	222.2	1.9	319.7	75.8	131.7	14.1
BF_	14B_3	219	1.026	0.39	36.1	2.4	269.4	85.9	126.2	3.3
BF_	15A_1	263	1.016	-0.644	274.1	5.6	179.4	39.9	10.6	49.5
BF_	15A_2	235	1.024	-0.39	272.2	15.6	127.4	71.1	5.1	10.3
BF_	15A_3	265	1.02	-0.504	89.4	0.9	184.1	79	359.2	11
BF_	15A_4	216	1.016	0.096	102.1	1.4	6.7	74.9	192.5	15
BF_	15B_1	219	1.014	-0.53	238.6	36.8	91.4	48.3	341.6	16.8
BF_	15B_2	228	1.013	-0.228	241.5	12.8	93.9	74.9	333.3	7.9
BF_	15B_3	198	1.013	-0.409	235.7	13	110.4	68.3	329.8	17.1
BF_	15B_4	246	1.008	-0.87	227.3	18.4	340.6	49.9	124.3	34.2
BF_	16A_!	247	1.016	-0.124	65.8	0.4	333	82.5	155.8	7.5
BF_	16A_2	235	1.009	0.055	248.4	10.6	338.9	3	84.5	79
BF_	16A_3	247	1.022	-0.114	266	15	167.7	28.2	20.8	57.4
BF_	16A_4	231	1.008	-0.357	254.9	0.8	345	1.6	138.1	88.2
BF_	16B_1	216	1.028	-0.058	202.9	43.3	91.5	21.2	343.1	39.2
BF_	16B_2	217	1.021	0.328	195.9	32.1	83.6	31.2	320.5	42.1
BF_	16B-3	207	1.022	0.015	212.2	8.9	116	34.7	314.6	53.8
BF_	17A_1	209	1.015	-0.565	197	31.7	62.2	48.8	302.5	23.4
BF_	17A_2	227	1.014	-0.183	189.9	16.4	57.5	66.4	284.9	16.5
BF_	17A_3	194	1.014	-0.259	15.9	18.5	130.3	51.1	273.4	32.8
BF_	17B_1	239	1.008	-0.571	354.8	39.5	252.5	14.4	146.6	46.9
BF_	17B_2	245	1.005	0.122	180	13.8	18.2	75.5	271.1	4.4
BF_	17B_3	231	1.017	0.532	13.1	15.4	178.3	74.1	282	3.9
BF_	18A_1	232	1.026	0.429	272.4	5.8	9	48.7	177.4	40.7
BF_	18A_2	234	1.023	-0.129	270.3	8.6	9.8	47.6	172.7	41.2

BF_	18A_3	223	1.022	-0.073	271.7	14.7	18	47	169.3	39.3
BF_	18B_1	234	1.02	0.028	279.1	25.9	39.2	46	170.9	32.8
BF_	18B_2	245	1.019	0.293	279.8	21.6	28.8	39.6	168.4	42.7
BF_	18B_3	255	1.017	0.098	276.4	15.5	28.5	53.8	176.5	31.8
BF_	18B_4	253	1.018	0.045	277.8	16.2	27.5	49.1	175.5	36.3
BF_	19A_1	277	1.029	0.236	82.3	44.9	318.5	29.2	208.9	30.9
BF_	19A_2	252	1.039	0.152	94.6	32.7	330.8	40.8	208.2	31.9
BF_	19A_3	238	1.034	0.372	80.3	38.3	322.8	30.3	206.8	36.9
BF_	19A_4	249	1.039	0.399	88.5	28.9	326.7	43.7	199.2	32.5
BF_	19B_1	230	1.02	0.446	213.7	15.4	320.1	45.6	110.1	40.3
BF_	19B_2	239	1.024	0.846	296.5	52.8	29.2	2	120.8	37.1
BF_	19B_3	236	1.018	0.705	262.3	47.3	11.4	16.8	114.9	37.8
BF_	19B_4	227	1.023	0.509	7	20.6	246	53.9	108.6	28.2
BF_	19D_1	567	1.018	0.322	351.3	21.4	199.8	66	85.4	10.4
BF_	19D_2	562	1.016	0.481	349.7	18	205.9	68.1	83.7	12.1
BF_	19D_3	541	1.013	0.302	354.6	20.4	205.4	66.6	88.8	11
BF_	20A_1	227	1.022	0.234	20	25.1	150.8	54.4	278.2	23.5
BF_	20A_1	228	1.024	0.248	6.8	20.9	117.5	42.8	258.2	39.9
BF_	20A_2	227	1.023	0.284	21.2	27.4	151.8	51.5	277.3	24.8
BF_	20A_3	235	1.019	0.124	22.8	22.8	137.4	44.7	274.5	36.6
BF_	20A_4	253	1.021	0.056	157.5	46.9	303.5	37.8	47.7	17.6
BF_	21A_1	222	1.01	0.865	144.7	65.9	26.2	12.1	291.6	20.5
BF_	21A_2	251	1.008	-0.021	191.4	12.4	94.6	28.5	302.4	58.4
BF_	21A_3	290	1.015	0.246	206.4	21.8	87.8	50.1	310.5	31.5
BF_	21B_1	342	1.014	0.109	210.5	19.7	350.7	65	115.1	14.8
BF_	21B_2	264	1.008	0.317	29.5	30.9	215.1	58.9	121	2.5
BF_	21B_3	256	1.01	0.142	42	53	220	37	310.7	1
BF_	21B_4	198	1.008	0.205	32.9	17.7	166.3	65	297.3	17
BF_	22A_1	228	1.01	-0.248	197.6	25.1	42.6	62.7	292.4	10.1
BF_	22A_2	241	1.01	0.175	159.6	59.6	42.7	14.8	305.3	25.9
BF_	22A_3	205	1.016	0.353	190	40.1	83.8	18.3	335.1	44.3
BF_	22A_4	208	1.015	0.569	143.1	47.5	240	6.2	335.6	41.8
BF_	22B_1	236	1.021	0.745	171.7	57.7	39.6	23	300	21.4
BF_	22B_2	234	1.017	0.475	199.1	35.4	33.7	53.7	294.1	7
BF_	22B_3	211	1.013	0.364	219.5	47.5	63.5	39.9	323.1	12.2
BF_	23A_1	169	1.011	-0.03	233.9	3	138.3	62.2	325.5	27.6
BF_	23A_2	209	1.016	0.004	261.5	28.1	126.1	53.1	3.8	21.8
BF_	23A_2	209	1.017	0.166	221.6	27.6	89.8	51.9	325	24
BF_	23A_3	175	1.013	0.709	246.1	30	129.4	37.8	2.6	37.7
BF_	23A_4	176	1.015	0.616	238.9	34.6	96.8	48.9	343	19.4
BF_	23B_1	210	1.01	0.197	188.9	12.7	91.9	28.4	300.4	58.4
BF_	23B_2	260	1.015	-0.154	199.4	23.4	59.3	60.6	296.9	16.8
BF_	23B_3	247	1.012	0.057	200.1	19.8	89	45	306.6	38.4
BF_	23C_1	214	1.007	-0.071	54.3	6.3	146.7	20.5	308.1	68.5
-----	-------	-----	-------	--------	-------	------	-------	------	-------	------
BF_	23C_2	209	1.01	0.709	171.8	32.4	64.3	25.4	304.1	46.7
BF_	23C_3	183	1.011	0.707	241.3	30.2	109.5	48.9	347.1	25
BF_	23C_4	180	1.014	0.417	107.6	37.9	231	35.2	347.8	32.6
BF_	23D_1	48	1.017	0.822	228.5	4.3	321.4	34.3	132.2	55.4
BF_	23D_2	31	1.049	0.902	31.7	12.5	244.1	75.3	123.4	7.6
BF_	23D_3	105	1.013	0.75	319.8	9.9	226.9	16.2	80.2	70.9
BF_	24A_1	242	1.015	0.582	223.6	30.6	97.5	44.9	333.1	29.5
BF_	24A_2	234	1.025	0.734	210.3	31.2	67.6	52.7	311.8	18.3
BF_	24A_3	241	1.024	0.382	217.7	35.8	65.3	50.9	317.9	13.7
BF_	24A_4	259	1.02	0.427	54.1	3.7	152.2	65.5	322.4	24.2
BF_	24B_1	258	1.02	0.811	59.8	41.5	214.1	45.5	317.9	13.1
BF_	24B_2	237	1.025	0.758	160	80.1	53.5	2.8	323	9.4
BF_	24B_3	234	1.017	0.539	216.8	28.4	71.3	56.8	315.6	15.8
BF_	24C_1	185	1.027	0.783	4.4	44	241.8	29.2	131.4	32
BF_	24C_2	206	1.022	0.841	284.1	52.9	32.2	13.2	131.3	33.9
BF_	24C_3	206	1.027	0.456	249.9	48.7	4.9	20.4	109.5	34.1
BF_	24C_4	224	1.024	0.75	27.3	13.8	279.9	50.7	127.5	35.9
BF_	25A_1	229	1.018	0.415	267.2	21.1	17	41.1	157.3	41.4
BF_	25A_2	225	1.019	0.888	273.8	49	45.2	29.9	151	25.3
BF_	25A_3	249	1.023	0.82	251.9	31.2	34.6	52.8	150.4	18.3
BF_	25A_4	232	1.021	0.43	337.1	63.7	245.1	1	154.6	26.3
BF_	25B_1	215	1.019	0.92	337.5	75.8	237.1	2.6	146.5	13.9
BF_	25B_2	255	1.018	0.54	272.3	46.8	42.7	31.3	150.3	26.5
BF_	25B_3	245	1.017	0.665	239.1	13.4	0.2	65.2	144	20.4
BF_	25B_4	239	1.022	0.286	26.1	43.9	256.9	33.3	146.6	27.8
BF_	25C_1	198	1.019	0.029	31.4	50.4	247.9	33.7	145.1	18.4
BF_	25C_2	247	1.023	0.449	16.1	56	233	28.3	133.4	17.2
BF_	25C_3	254	1.019	0.15	237.1	9.4	342.6	58.3	141.6	29.9
BF_	25C_4	231	1.024	0.6	345.7	78.1	241.5	3	150.9	11.6
BF_	26A_1	218	1.019	0.611	236.5	58.9	33.3	29	129	10.3
BF_	26A_2	183	1.028	0.444	230.3	41.6	34.7	47.4	133.3	7.8
BF_	26A_3	229	1.026	0.263	233.1	39.3	37.3	49.6	136.6	7.9
BF_	26A_4	239	1.027	0.428	299.3	78	43.8	3	134.4	11.6
BF_	26B_1	229	1.019	0.41	246.2	29.9	8.9	43.2	135.1	32.1
BF_	26B_2	213	1.022	0.218	233.1	29.3	356.2	44.2	123	31.6
BF_	26B_3	255	1.02	0.357	236.8	38.7	18.8	44.6	129.8	20
BF_	26B_4	185	1.015	0.358	221.7	39.1	3.9	44.3	114.6	19.9
BF_	26C_1	211	1.026	0.283	232.9	35.1	17.4	49.3	129.6	18.1
BF_	26C_2	217	1.027	0.54	231.9	38.9	22.4	47.2	129.3	15.1
BF_	26C_3	226	1.022	0.32	246.3	48.8	32.2	35.9	135.3	17.4
BF_	26C_4	207	1.024	0.975	349.7	51.8	225.9	23.6	122.4	28.1
BF_	37A_1	248	1.022	0.579	84.9	7.7	343.9	54.7	180.2	34.2

BF_	27A_2	253	1.019	0.67	44.5	29.6	301.2	22.1	180.3	51.7
BF_	27A_3	302	1.021	0.217	77.5	3.3	342.1	58.8	169.4	31
BF_	27B_1	231	1.013	0.142	49.2	35.6	274.5	44.5	158.1	24.3
BF_	27B_2	239	1.013	0.69	352.4	45.5	258.5	3.8	164.8	44.3
BF_	27B_1	231	1.013	0.254	64.7	37.6	285.6	44.5	172.6	21.7
BF_	27B_2	239	1.015	0.467	27.5	39.7	282.8	17	174.8	45.4
BF_	27B_3	294	1.013	0.584	63.3	36.9	303	33.8	185	35
BF_	27B_4	220	1.021	0.713	75.1	18.2	309.7	60.5	172.9	22.5
BF_	27C_1	182	1.011	-0.554	266.5	49.8	41.9	31	146.6	22.9
BF_	27C_2	198	1.014	-0.516	263.8	50	57.2	36.9	157.5	13.3
BF_	27C_3	188	1.015	-0.09	243.3	48.6	42.2	39.5	141.1	10.6
BF_	27D_1	187	1.017	-0.385	238.7	56.5	29.5	30	127.5	13.5
BF_	27D_2	199	1.018	-0.312	226.2	53.9	43.6	36	134.5	1.2
BF_	27D_3	179	1.021	-0.001	225.2	47.2	35	42.4	129.7	5.1
BF_	27E_1	200	1.017	-0.219	273.7	54.6	45.6	25.4	147.2	22.9
BF_	27E_2	191	1.015	-0.006	278.9	58.2	51.8	22.9	151	20.9
BF_	27E_3	196	1.017	0.235	261	43	23.6	30	135	32.2
BF_	28A_1	249	1.01	-0.076	16.3	49.8	265.9	16.4	163.8	35.5
BF_	28A_2	212	1.013	0.042	42.1	23.9	274.5	54	144.2	25.2
BF_	28A_3	236	1.009	0.657	270.5	58.4	40.9	21.7	140	21.8
BF_	28A_4	233	1.007	0.48	43.5	22.2	285.5	48.9	148.6	32.5
BF_	28B_1	232	1.021	0.695	29.6	40.1	269.3	31	154.9	34.5
BF_	28B_2	227	1.016	0.753	247.2	11.5	353.5	54	149.4	33.5
BF_	28B_3	240	1.02	0.55	44.1	11.3	296	57.2	140.9	30.3
BF_	28B_4	247	1.026	0.496	276.9	21.3	25	38.6	165	43.8
BF_	28C_1	242	1.032	0.768	250.9	43.2	18.2	32.9	129.3	29.2
BF_	28C_2	260	1.025	0.84	329.6	54.2	231.4	5.8	137.3	35.2
BF_	28C_3	241	1.034	0.812	67.7	21.8	165.5	18.7	292.5	60.7
BF_	28C_4	192	1.03	0.865	35.5	16.2	277	58.6	133.7	26
BF_	29A_1	220	1.051	0.665	90.5	36.3	298.3	50.2	191	13.9
BF_	29A_2	231	1.052	0.829	288.8	0.7	21.4	75.5	198.6	14.5
BF_	29A_3	213	1.045	0.784	90.3	44.8	302.3	40.5	197.6	16.6
BF_	29B_1	230	1.04	0.123	107.2	20	315.2	67.6	200.8	9.7
BF_	29B_2	233	1.047	0.331	38.2	16.1	186.8	71.3	305.5	9.2
BF_	29B_3	221	1.043	0.548	105	15.8	324.9	69.8	198.5	12.3
BF_	29B_4	227	1.046	0.477	113.9	6.8	345.2	79.1	204.9	8.4
BF_	29C_1	46	1.021	0.302	79.7	16.4	345.2	14.9	215	67.5
BF_	29C-2	50	1.027	0.783	134.1	0.2	44.1	25.5	224.5	64.5
BF_	29C_3	51	1.018	0.642	80.5	10	347.1	18.5	197.4	68.8
BF_	29C_4	49	1.016	0.093	111.8	15.7	10	35.9	221.2	49.8
BF_	29D_1	57	1.013	0.728	133.4	10.1	231	36.4	30.3	51.8
BF_	29D_2	51	1.023	0.176	264.2	20.1	166	21.3	33.6	60
BF_	29D_4	59	1.018	0.075	268.5	18.9	172.7	16.6	44.2	64.5

BF_	30A_1	246	1.016	0.488	67.4	68.1	250.2	21.9	159.8	0.9
BF_	30A_2	269	1.011	0.472	55.3	57.8	263.4	29	166.2	12.7
BF_	30A_3	249	1.017	0.437	73.9	74	258.6	15.9	168.2	1.2
BF_	30A_4	235	1.017	0.496	79.8	22.7	306.8	58.5	178.9	20.6
BF_	30B_1	246	1.024	0.379	16.6	66.4	265.8	8.8	172.2	21.7
BF_	30B_2	217	1.026	0.414	76.6	54.9	282.2	32.4	184.4	12.1
BF_	30B_1	246	1.026	0.427	10.7	66.3	266	6.4	173.3	22.7
BF_	30B_2	216	1.026	0.409	68.9	57.2	273.3	30.4	176.7	11.1
BF_	30B_3	242	1.031	0.417	336	62.2	98.2	15.7	194.9	22.3
BF_	31A_1	243	1.016	0.87	8.8	18	222.5	68.7	102.4	11
BF_	31A_2	249	1.017	0.729	15.5	43.4	196.5	46.6	106	0.5
BF_	31A_3	200	1.016	0.653	276.2	69.3	10.7	1.7	101.3	20.6
BF_	31A_4	219	1.013	-0.19	287.8	79.7	167.6	5.2	76.8	8.9
BF_	31B_1	208	1.017	0.234	258.2	31.9	23.2	42.6	146.4	30.7
BF_	31B_2	190	1.013	-0.335	330	55.9	233.9	4.1	141.2	33.8
BF_	31B_3	212	1.016	0.764	282.3	48.7	52.6	29.6	158.7	26
BF_	31C_1	247	1.014	0.502	209.2	36.1	50.7	51.9	307	10.5
BF_	31C_2	284	1.011	0.223	240.5	55	15.5	26.4	116.6	21.3
BF_	31C_3	239	1.012	0.536	199.2	57.3	45.8	29.8	308.7	12.1
BF_	31C_4	247	1.02	0.051	216.8	46.3	25.4	43.1	120.8	5.7
BF_	31D_1	200	1.019	0.331	222.7	63.6	50.2	26.2	318.8	3
BF_	31D_2	257	1.015	0.387	253.6	83.8	60.2	6	150.3	1.4
BF_	31D_3	226	1.014	0.495	51.7	75.2	214.9	14.2	306	4.1
BF_	31D_4	216	1.022	0.716	220	85.8	54.4	4.1	324.3	1
BF_	32B_1	137	1.018	-0.289	78.4	7.4	170.3	14.1	321.6	74
BF_	32B_2	180	1.026	0.29	261.9	0.8	171.2	41.5	352.7	48.5
BF_	32B_3	134	1.019	0.313	48.9	19.2	141.6	7.7	252.4	69.2
BF_	32B_4	231	1.024	0.565	80.3	24.1	183.4	26.7	314.5	52.6
BF_	33A_1	168	1.021	0.402	77.3	6.9	315.3	77.1	168.6	10.8
BF_	33A_2	219	1.022	-0.311	262.6	5.5	15.9	76.3	171.3	12.5
BF_	33A_3	192	1.017	-0.013	25	12.4	269	63.2	120.4	23.3
BF_	33A_4	149	1.02	-0.009	256.8	5.6	31.5	82	166.2	5.6
BF_	33B_1	208	1.011	0.576	110.2	57.2	261.7	29.5	359.2	13
BF_	33B_2	211	1.014	-0.114	280.8	69.8	56.6	14.8	150.2	13.5
BF_	33B_3	206	1.012	0.128	347	79.8	101.2	4.2	191.9	9.2
BF_	33B_4	220	1.009	0.752	49.9	24.8	240.7	64.8	141.8	4.2
BF_	33C_1	37	1.023	0.588	293.5	15.4	187	46	36.8	40
BF_	33C_2	49	1.053	0.181	296.2	31.5	179.9	35.9	55.1	38.3
BF_	33C_3	40	1.033	-0.035	117.9	0.4	208	6.7	24.9	83.3
BF_	33C_4	35	1.038	0.052	282.5	35.3	24	15.8	134	50.3
BF_	33D_1	46	1.036	0.855	42.8	29.4	285.1	39.5	157.4	36.5
BF_	33D_2	41	1.017	-0.106	257.7	41.2	133.7	32.5	20.5	31.7
BF_	33D_3	46	1.031	-0.037	206.2	16.6	303.7	23.5	84.2	60.6

BF_	33D_4	38	1.033	0.381	176	51.9	358.2	38.1	267.4	1.1
BF_	34A_1	226	1.019	0.357	353.3	24	253.6	20.7	127.4	57.4
BF_	34A_2	256	1.021	0.269	321.5	25.9	61.9	20.4	185.4	56.1
BF_	34A_3	279	1.015	-0.143	351.1	27.4	87.2	11.6	197.9	59.9
BF_	34A_4	223	1.015	-0.335	346.1	18	80.3	12.7	203.6	67.7
BF_	34B_1	279	1.011	0.417	304.3	0.5	213.6	53.7	34.6	36.3
BF_	34B_2	307	1.016	0.644	112.2	7.3	206.1	28.5	9.2	60.4
BF_	34B_2	247	1.024	0.603	197.3	23.2	105.2	4.8	4.1	66.3
BF_	34B_3	247	1.023	0.693	195.1	21	102.9	5.6	358.8	68.2
BF_	34B_4	238	1.026	0.672	140.8	9.8	232.2	7.8	359.8	77.4
BF_	34C_1	231	1.028	0.929	229.3	6.2	138.9	3.7	18.4	82.7
BF_	34C_2	212	1.04	0.862	130.6	1.6	220.9	8.4	29.5	81.5
BF_	34C_3	219	1.042	0.847	134.2	2.9	225	16.2	34.2	73.6
BF_	34C_4	227	1.037	0.836	99	2.3	189.1	2.7	328.6	86.4
BF_	35A_1	249	1.025	0.443	85	48.7	316	28.9	209.9	26.7
BF_	35A_2	228	1.024	0.463	75	60.6	299.6	21.8	201.9	18.7
BF_	35A_3	227	1.024	0.519	106.2	53.6	292.7	36.2	200.4	3.1
BF_	35B_1	228	1.021	0.705	57.5	67.4	304.8	9.1	211.4	20.5
BF_	35B_2	218	1.022	0.76	115.1	40	310.6	48.9	211.6	7.7
BF_	35B_3	228	1.023	0.442	96.6	49.9	325.1	29.2	220.1	24.9
BF_	32A_1	134	1.02	-0.586	229.6	20.4	106.3	55.9	330.1	26.1
BF_	32A_2	139	1.019	-0.218	252.4	11.8	154.7	32.8	359.6	54.7
BF_	32A_3	148	1.03	0.476	223.9	16.7	124.3	29.2	339.8	55.5
BF_	36A_1	250	1.012	0.766	130.2	68.7	276.7	18	10.3	11
BF_	36A_2	249	1.011	0.523	274.8	67	114	21.8	21.2	6.8
BF_	36A_3	251	1.007	0.022	258.3	86.6	65.6	3.3	155.7	0.7
BF_	36B_1	240	1.02	0.161	81.2	54.9	300.2	28.7	199.6	18.5
BF_	36B_2	220	1.017	0.32	342.4	64	99.1	12.4	194.3	22.5
BF_	36B_3	224	1.018	0.352	72.2	47.8	295.1	33.6	189.2	22.4
BF_	36C_1	69	1.031	-0.14	285	8.7	193.8	7.8	62.4	78.2
BF_	36C_2	61	1.04	-0.032	281.7	7.3	189.1	20.1	30.7	68.5
BF_	36C_3	65	1.038	-0.03	277.9	15.3	182.7	18.4	45.2	65.7
BF_	36D_1	49	1.026	-0.073	279.2	1.5	188.1	33.7	11.5	56.3
BF_	36D_2	48	1.029	-0.004	291.7	4.1	197.5	45.2	25.7	44.5
BF_	36D_3	45	1.026	-0.239	279.6	5.5	186.7	27.2	20	62.2
BF_	36D_4	49	1.03	0.076	107.5	0	197.5	36.3	17.5	53.7
BF_	37A_1	216	1.016	-0.157	98	57.8	321.2	24.7	221.9	19.4
BF_	37A_1	216	1.018	-0.104	86.7	59.6	313.3	21.9	214.9	20
BF_	37A_1	216	1.018	-0.122	68.4	58.2	314.4	14.2	216.7	27.9
BF_	37A_2	206	1.024	0.12	73.8	39.6	264.2	50	168.1	5.1
BF_	37A_3	246	1.017	-0.228	97	81	256	8.4	346.4	3.2
BF_	37A_4	147	1.024	0.726	65.9	65.1	267.9	23.3	174.2	8.3
BF_	37B_1	244	1.018	-0.188	102.6	38.5	250	46.6	358.7	16.8

BF_	37B_2	200	1.016	-0.036	104.8	53.8	281.4	36.2	12.6	1.6
BF_	37B_3	233	1.02	0.096	116.3	49.7	296.5	40.3	206.4	0.1
BF_	37C_1	187	1.016	-0.229	99.3	11.8	320.4	74.5	191.4	9.9
BF_	37C_2	218	1.025	0.049	110.9	46.8	268.2	40.9	8.4	11.5
BF_	37C_3	208	1.014	-0.696	99.7	64.9	281.2	25.1	190.9	0.6
BF_	37D_1	390	1.008	-0.444	65.5	39.4	307.9	29.4	193.2	36.6
BF_	37D_2	388	1.007	0.176	89.1	22.3	326.1	53	191.6	27.8
BF_	37D_3	397	1.008	0.429	92.9	24.5	322.5	54.9	194.4	23.5
BF_	38A_1	673	1.009	0.276	296.3	63.9	182.6	11.2	87.7	23.3
BF_	38A_2	696	1.009	0.302	321.4	53.1	185.5	28.4	83.2	21.6
BF_	38A_3	718	1.011	0.048	305.2	56.6	191.7	14.7	93.2	29.2
BF_	38A_4	711	1.011	0.023	317	58.7	196.9	16.9	98.6	25.5
BF_	38B_1	682	1.012	0.108	314	59.7	189.3	18.4	91.1	23.2
BF_	38B_2	701	1.011	0.175	308	55.5	189.7	18	89.6	28.3
BF_	38B_3	685	1.012	0.243	319.1	57.2	197.1	18.8	97.7	25.7
BF_	38B_4	711	1.013	0.563	301.9	60.8	197.6	7.8	103.4	27.9
BF_	38C_1	218	1.03	0.757	131	78.4	320.6	11.5	230.2	1.9
BF_	38C_2	236	1.029	0.438	92.9	76.3	325	8.5	233.4	10.7
BF_	38C_3	245	1.019	0.251	131.3	50	327.2	38.9	230.8	7.8
BF_	38D_1	194	1.028	-0.053	95.6	48.2	279.2	41.7	187.6	1.8
BF_	38D_2	208	1.024	0.335	71.1	67.4	296.3	16.4	201.7	15.2
BF_	38D_3	219	1.024	0.239	98	47.9	323.7	32.2	217.5	24
BF_	38D_4	192	1.026	-0.022	99.8	55.7	282.6	34.2	191.7	1.3
BF_	39A_1	198	1.046	0.1	84.6	44.8	309.3	35.6	200.8	24
BF_	39A_2	236	1.053	0.26	83.3	41.9	299.4	41.9	191.4	19
BF_	39A_3	204	1.043	0.581	76.4	50.3	301.7	30.3	197.3	23.1
BF_	39A_4	204	1.052	0.355	91.7	34.9	309.4	48.6	195.9	19.4
BF_	39B_1	282	1.063	0.8	142.4	1.7	51.3	33	234.9	57
BF_	39B_2	284	1.056	0.461	100.6	29.6	2.6	13.8	250.6	56.7
BF_	39B_3	284	1.031	-0.176	101.3	34	5.4	8.6	263.1	54.6
BF_	39B_4	230	1.02	-0.18	87.1	32.3	304.7	51.5	189.4	18.8
BF_	39C_1	210	1.024	0.521	71.4	30	293.4	52.2	174.1	20.8
BF_	40A_1	725	1.004	-0.184	336.4	29.9	216.6	40.9	89.8	34.6
BF_	40A_2	759	1.008	-0.55	327	38.3	195.5	40	80.5	26.7
BF_	40A_3	722	1.01	-0.274	331.2	40.4	208.2	32.7	94.1	32.5
BF_	40A_4	639	1.01	-0.401	326.3	31.2	204.6	40.9	79.8	33.3
BF_	40B_1	644	1.009	0.319	216.7	52.3	25.3	37.1	119.5	5.6
BF_	40B_2	638	1.01	0.742	282	70.9	22.4	3.6	113.6	18.8
BF_	40B_3	669	1.011	0.555	347	59.1	207.5	24.4	109.2	17.7
BF_	40B_4	681	1.01	0.303	341.7	65.6	208.8	17.2	113.5	16.8
BF_	40C_1	197	1.029	-0.104	78.3	44.3	263.2	45.6	170.7	2.5
BF_	40C_2	223	1.025	-0.254	81.5	25.4	269.7	64.4	173	3.2
BF_	40C_3	177	1.025	0.439	87.7	44.7	265.2	45.3	356.4	1.2

BF_	40C_4	210	1.022	0.026	66.2	38.7	292.9	40.6	178.7	25.6
BF_	40D_1	198	1.025	0.06	56.7	74.5	298.3	7.5	206.5	13.5
BF_	40D_2	247	1.029	0.434	93	69	269.5	21	360	1.2
BF_	40D_3	203	1.029	0.355	110	61.5	296.6	28.3	205.1	2.7
BF_	41A_1	231	1.014	0.011	259.7	2.6	0.4	76.3	169	13.4
BF_	41A_2	258	1.011	0.088	267.7	14	14.5	49.2	166.8	37.4
BF_	41A_3	231	1.01	0.027	254.6	3.3	1.6	78.8	164	10.7
BF_	41B_1	242	1.011	0.037	58.1	46.4	294.5	27.8	186.4	30.5
BF_	41B_2	187	1.016	0.281	88.8	33	297.9	53.4	188.1	14.1
BF_	41B_3	250	1.016	0.152	91.8	16.7	285.6	72.8	182.9	3.9
BF_	41B_4	311	1.013	0.403	66.8	42.9	302.6	31.2	191.1	31.2
BF_	41C_1	200	1.019	0.272	150.8	76	297.7	11.8	29.3	7.4
BF_	41C_2	230	1.017	0.388	125.9	21.8	251	55.2	24.7	25.7
BF_	41C_3	222	1.017	0.716	122	1.7	215.7	65.3	31.3	24.7
BF_	41C_4	202	1.016	-0.061	109.2	39.7	287.5	50.3	18.5	0.8
BF_	_42A_1	71	1.049	0.68	80.9	47.4	302.4	34.6	196.5	21.7
BF_	_42A_2	49	1.027	0.315	71.1	14.3	327.4	42.8	175.2	43.7
BF_	_42B_1	126	1.029	-0.045	197.5	59.2	92	9.1	356.8	29.1
BF	42B_2	49	1.022	0.418	131.4	20.7	5.6	57.2	231.2	24.3
BF_	_42B_2	147	1.029	0.51	159	56.7	270.5	13.5	8.4	29.8
BF_	_42B_3	136	1.031	0.545	160.2	54.6	271.1	14.3	10.1	31.7
BF_	_42B_4	126	1.024	0.62	244.9	29.8	134.1	31.8	8	43.6
BF_	_42C_1	95	1.025	0.324	83.9	30.7	214	47.3	336.6	26.5
BF_	_42C_2	99	1.024	-0.014	152.9	46.1	60.8	2	328.9	43.8
BF	_42_C	105	1.025	0.886	155.7	62.8	48.1	8.8	313.8	25.5
BF_	_42C_4	116	1.054	0.647	148	70.4	51.9	2.1	321.2	19.4
BF_	_42D_1	94	1.022	0.196	310.3	4.9	47.3	55.2	216.9	34.3
BF_	_42D_2	103	1.009	-0.06	0.4	13.4	262.3	30.9	110.9	55.7
BF_	_42D_3	108	1.018	-0.351	150.2	5.7	242.1	18.6	43.7	70.4
BF_	_42D_4	105	1.01	-0.45	332.7	29.1	67.7	9	173.3	59.3
BF_	_42F_1	210	1.014	0.671	196.8	5.1	90.4	72.6	288.3	16.6
BF_	_42F_2	246	1.02	0.142	41	46.7	230.8	42.8	136.2	4.9
BF_	_42F_3	217	1.019	0.56	41.4	33.4	187.9	51.7	300.1	16.6
BF_	_42F_4	227	1.04	0.68	40.5	44.2	220.1	45.8	310.3	0.2
BF_	_42E_1	218	1.021	-0.208	47.7	18.5	168.7	56.9	308.2	26.4
BF_	_42E_2	210	1.042	0.596	30.8	47.3	206	42.6	298.2	2.4
BF_	_42E_3	217	1.018	-0.383	48.3	14.3	181.6	69.6	314.6	14.2
BF_	_42E_4	235	1.018	0.143	45.1	16.2	190.7	70.7	312	10.3
BF_	_43A_1	233	1.033	0.178	160.5	65	31.5	16.4	295.9	18.4
BF_	_43A_2	222	1.028	0.805	182.4	49	54	28.4	308.1	26.9
BF_	_43A_3	203	1.024	0.831	200.6	40.7	46.2	46.4	302.1	13
BF_	_43A_4	203	1.028	0.645	175.5	63.3	39.5	19.9	303.1	17.1
BF_	_43B_1	231	1.025	0.691	51.9	22.2	197.4	63.6	316.3	13.5

1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
BF_43B_2	208	1.028	0.683	167.8	74.4	40	9.7	307.9	12.1
BF_43B_3	210	1.027	0.214	185.8	64.9	28.1	23.4	294.4	8.5
BF_43B_4	205	1.022	0.558	186.7	35.9	58.8	40.3	300.5	29.1
BF_43C_1	212	1.02	0.723	51.3	14	178	67.4	316.8	17.4
BF_43C_2	228	1.016	0.876	214.8	25.8	59.8	61.9	309.8	10.3
BF_43C_3	227	1.022	0.925	212.9	5.3	107.2	71.1	304.6	18.1
BF_43C_4	239	1.02	0.628	216.8	19.9	80.8	63.3	313.2	17.1
BF_45A_1	218	1.025	-0.108	235.7	30.8	7.9	48.4	129.6	25
BF_45A_2	219	1.019	-0.4	182.9	22	306.2	53.6	80.9	27.4
BF_45A_3	233	1.019	-0.394	188.3	26	2.2	63.9	97.1	2.4
BF_45A_4	206	1.021	-0.413	206.4	5.6	76.5	81.2	297	6.7
BF_45B_1	226	1.032	0.221	104.3	8.2	207.1	57.1	9.2	31.7
BF_45B_2	250	1.027	-0.141	236.7	10.2	355.8	69.7	143.5	17.4
BF_45B_1	226	1.034	0.212	234.5	10.2	338.7	53.6	137.4	34.5
BF_45B_3	204	1.027	-0.406	51.1	2.8	183.8	85.9	320.9	3
BF_45B_4	217	1.021	-0.463	220	2.7	125.6	59.1	311.6	30.7
BF_44A_1	257	1.018	-0.061	35.1	36.8	197.9	52	298.8	8.4
BF_44A_2	254	1.024	0.214	21.5	60.2	240.1	24.1	142.5	16.4
BF_44A_3	239	1.041	0.552	321	76.9	202.5	6.3	111.2	11.4
BF_44A_4	234	1.021	0.529	23.1	49.8	230.9	36.8	130.2	13.9
BF_44B_1	240	1.017	0.296	36.7	27.7	205.3	61.9	304.2	4.7
BF_44B_2	260	1.011	0.217	31.4	46.2	217.1	43.6	124.4	2.9
BF_44B_3	257	1.022	0.611	15.6	61.8	215.6	26.7	121.4	8.3
BF_44B_4	253	1.025	0.491	27.3	21.2	257.6	58.7	126.3	21.8
BF_46A_1	252	1.014	-0.276	164.9	70.1	21.4	16.2	288.1	11.2
BF_46A_2	237	1.024	-0.24	215.5	60.3	5.8	26.4	102.2	12.7
BF_46A_3	252	1.017	-0.431	191.2	75.7	23	14	292.3	2.8
BF_46B_1	212	1.021	0.766	225	67.6	50.5	22.3	319.7	1.9
BF_46B_2	251	1.019	0.519	22.4	74.8	212.7	14.9	122	2.6
BF_46B_3	223	1.025	0.502	8.3	72.8	210.9	15.9	119.1	6.3
BF_46B_4	263	1.021	0.769	241.7	48.4	25.8	35.7	129.7	18.4
BF_44C_1	206	1.012	0.364	209.4	11.4	56.1	77.3	300.6	5.5
BF_44C_2	230	1.011	-0.275	30.1	7.6	295.6	30.8	132.4	58.1
BF_44C_33	226	1.013	-0.014	31.7	22	168.7	61.1	294.2	17.8
BF_44C_4	229	1.023	0.113	37.9	29.9	224.5	60	129.6	2.9
BF_44C_5	245	1.014	0.034	25	34.5	197.5	55.3	292.6	3.5
BF_47A_1	225	1.025	0.486	57.1	11.2	293.6	70.3	150.4	16
BF_47A_2	224	1.034	0.955	259	54.8	38.1	28.1	138.9	19.5
BF_47A_3	255	1.028	0.663	247.8	19.8	22.5	62.8	151.2	17.8
BF_47A_4	221	1.03	0.616	51.8	19.7	283	60.2	149.8	21.4
BF_47B_1	213	1.026	0.529	27.1	49.6	227.8	38.6	129.4	10.3
BF_47B_2	213	1.032	0.777	39.8	43.8	236.5	45	138	8.4
BF_47B_3	251	1.023	0.102	45.7	38.9	241	50.1	141.9	7.6

BF_47B_4	247	1.023	0.416	52.4	29	246.7	60.2	145.9	6.1
BF_48A_1	18	1.066	0.396	155.1	34.5	267	28.5	26.5	42.2
BF_48A_2	57	1.142	0.396	5.6	27.2	111.7	28.3	239.6	48.8
BF_48A_3	19	1.132	0.531	108	19.2	307.2	69.7	200.1	6.2
BF_48A_4	83	1.11	0.324	43.7	7.5	137.4	25.8	298.8	63
BF_48B_1	71	1.041	0.216	274.9	4.1	123.8	85.3	5	2.3
BF_48B_2	59	1.066	-0.337	236.6	16.6	142.3	14	14.3	68
BF_48B_3	30	1.091	-0.147	140	30.5	240.1	16.6	354.8	54.4
BF_48B_4	22	1.265	0.727	74.6	48.7	309.1	27	203	28.6
BF_48B_5	22	1.05	0.688	213.1	44	94.8	26.2	344.9	34.7
BF_48C_1	62	1.088	-0.33	222.7	35.8	328.1	20.3	81.7	47.2
BF_48C_2	79	1.083	0.074	214.3	35.7	124.2	0.2	33.9	54.3
BF_48C_3	17	1.07	0.758	97.9	8.9	191.8	23.5	348.5	64.7
BF_48D_4	36	1.197	0.895	121.1	52.9	270.2	33	10.3	15.1
BF_48D_3	29	1.046	0.508	89.7	22.4	195.8	33.9	333	47.5
BF_48D_2	45	1.077	-0.433	197.3	50.1	105.3	1.7	13.8	39.9
BF_48D_1	58	1.082	0.555	217.6	9.3	68	79.2	308.4	5.3
BF_49A_1	201	1.017	-0.73	237	10.7	140.7	30.1	344.3	57.7
BF_49A_2	218	1.024	-0.273	236.9	6.7	146.6	1.9	41.3	83
BF_49A_3	193	1.024	0.048	217	13.4	309.3	9.3	73.1	73.6
BF_49B_1	199	1.025	0.639	199.5	18.7	100.2	25.6	321.6	57.4
BF_49B_2	185	1.019	0.207	194.4	28.5	96.8	13.7	344	57.8
BF_49B_3	209	1.028	0.28	202.8	29.8	101.6	18.7	344.1	53.7
BF_50A_1	64	1.036	0.557	131.3	41.1	334.5	46.5	231.8	11.8
BF_50A_2	64	1.021	0.195	96.7	17.4	190.3	11.4	311.9	69
BF_50A_3	71	1.046	0.134	39.6	22	167.9	56.9	299.6	23.4
BF_50A_4	61	1.031	0.514	242.8	4	151.9	12.1	350.9	77.2
BF_50B_1	62	1.015	0.328	195.5	21.8	102.6	7.3	355.2	66.9
BF_50B_2	65	1.024	0.257	65.2	13.3	156.3	4.5	264.6	76
BF_50B_3	66	1.034	0.165	233.6	78.5	143.1	0.1	53	11.5
BF_51A_1	221	1.017	0.471	1.1	72.2	117.6	8.1	209.8	15.7
BF_51A_2	261	1.021	0.581	294.8	24.9	112.2	65.1	204.3	1
BF_51A_3	241	1.023	0.746	106.9	48.5	299.7	40.8	204.1	6.3
BF_51A_4	238	1.018	0.662	312	11.7	125.9	78.3	221.7	1.2
BF_51B_2	221	1.012	0.36	125.9	51	269.5	33.1	11.9	18.3
BF_51B_3	301	1.016	-0.565	91.3	65	313.2	19.1	217.7	15.4
BF_51B_3	269	1.006	-0.202	97.3	81.4	273.5	8.5	3.5	0.6
BF_52A_1	250	1.025	0.325	94.9	13.6	302.2	74.8	186.6	6.7
BF_52A_2	231	1.026	0.032	274	10.7	16.7	49.2	175.3	38.8
BF_52A_3	273	1.021	0.674	96.2	38	287.8	51.4	190.7	5.6
BF_52B_1	232	1.021	0.293	58.3	53.2	260.2	34.8	162.7	10.6
BF_52B_2	241	1.016	0.162	80	25.8	287.9	61.3	175.7	11.7
BF_52B_3	250	1.019	0.093	55.4	53.7	268.6	31.6	168.4	16

BF 53A 1	242	1.016	0.114	16.8	37.5	269.9	20.8	157.4	45.2
BF_53A_2	251	1.022	0.349	21.2	46	278.5	12	177.7	41.5
BF_53A_3	230	1.023	0.303	41.3	40.6	291	22	180.3	41.3
BF_53B_1	239	1.037	0.826	335.1	65.3	99	14.4	194.3	19.6
BF_53B_2	219	1.034	0.917	301.7	17.3	70.1	63.4	205.4	19.5
BF_53B_3	263	1.026	0.867	83.8	70.9	306.7	14.2	213.5	12.5
BF_54A_1	221	1.026	0.253	305.5	26.3	49.7	26.3	177.5	51.2
BF_54A_2	229	1.023	0.23	287.2	19.3	31.7	35.6	174.3	48
BF_54A_3	244	1.031	0.092	312	38.6	134.1	51.4	42.8	1
BF_54B_1	241	1.02	0.272	1.5	18.8	100.8	25.4	239.2	57.6
BF_54B_2	235	1.019	0.325	357.1	17.7	104	42.4	250.3	42.3
BF_54B_3	250	1.023	-0.122	345.5	17.9	90.7	39.1	236.3	45.4
BF_55A_1	224	1.019	-0.608	102.5	17.8	354.2	44.4	208.3	40.3
BF_55A_2	243	1.026	0.535	309.8	13	48.2	32.6	201	54.3
BF_55A_3	239	1.02	-0.134	105.3	5.7	11.6	32.9	203.9	56.5
BF_55B_1	162	1.022	-0.753	117.1	12.8	219.2	42.9	14.2	44.3
BF_55B_2	162	1.019	-0.787	102.7	12.9	203.3	38.9	357.9	48.2
BF_55B_3	167	1.018	-0.483	102.7	4.7	11.5	14.3	210.3	74.9
BF_57A_1	241	1.017	0.474	316.4	64	119.1	24.9	212.3	6.8
BF_57A_2	239	1.021	0.132	311.5	56.1	117.9	33.1	212	6.3
BF_57A_3	219	1.015	-0.064	307.9	46.2	118.2	43.4	212.8	4.8
BF_57A_4	220	1.019	-0.029	324.2	61.5	136.8	28.3	228.5	3.1
BF_57B_1	223	1.008	-0.43	288.7	42.8	79.2	43.2	184	15.2
BF_57B_2	253	1.011	-0.389	300.2	36.1	63.2	36.7	182	32.9
BF_57B_3	227	1.015	-0.554	297.5	42.4	88.3	43.7	193.3	15.1
BF_58A_1	261	1.099	-0.619	248.7	78.9	66	11.1	156.1	0.5
BF_58A_2	245	1.026	0.236	303.9	50.7	91.6	34.6	193.1	16.2
BF_58A_3	228	1.027	0.807	299.9	23.6	98.4	64.8	206.3	8.2
BF_48A_4	249	1.024	0.525	310.4	59.5	98.3	26.6	195.5	14
BF_58B_1	251	1.028	0.448	300.9	38.5	98.1	49.2	201.6	11.4
BF_58B_2	260	1.029	0.535	305	43.5	120.7	46.4	213	2.2
BF_58B_3	244	1.028	0.75	309	26.3	113.8	62.8	216	6.2
BF_58B_4	215	1.025	0.523	307.6	48.5	117	41	211.6	5.3
BF_59A_1	224	1.024	0.879	103	60.7	8.8	2.3	277.5	29.2
BF_59A_2	233	1.015	0.149	172.1	6.6	65.6	67.7	264.6	21.2
BF_59A_3	242	1.014	0.094	359.6	0.3	89.9	40.7	269.3	49.3
BF_59A_1	211	1.021	0.265	172	25.4	20.1	61.7	267.6	11.6
BF_59B_2	230	1.026	0.525	354.9	65.7	118.3	13.9	213.3	19.5
BF_59B_1	210	1.021	0.191	45.5	15	281.5	64.5	141.2	20.2
Name	Km	Pj	Т	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc
BF-60-A1	246.2083	1.019	0.524	262.4	21.4	52.4	65.6	168	11.1
BF-60-A2	238.7835	1.018	0.928	246.8	57	70.5	33	339.4	1.7
BF-60-A3	261.1964	1.018	0.495	266.7	35.1	50.5	48.9	163.1	18.5

BF-60-A4	232.322	1.024	0.43	240.1	13.1	27.6	74.6	148.2	8
BF-60-B1	216.1962	1.016	0.21	263.5	24	54.1	63	168.2	11.8
BF-60-B2	294.7528	1.022	0.415	262.3	19.6	82.6	70.4	352.3	0.1
BF-60-B3	262.7489	1.016	0.168	267.5	13.8	113.5	74.7	359.1	6.4
BF-60-B4	246.5513	1.013	0.249	279.7	20.1	92.9	69.7	188.9	2.2
BF-60-C1	244.7355	1.022	0.146	285.6	58.2	83.3	29.8	179.1	10
BF-60-C2	210.2668	1.021	-0.209	267.9	45.3	98.6	44.2	3.4	5.4
BF-60-C3	233.6997	1.022	0.027	275.9	33.7	106.6	55.8	9.2	5
BF-60-C4	219.9196	1.018	-0.272	262.3	57.8	84.7	32.1	354	1.1
BF-60-C4	247.6281	1.022	-0.243	273.5	55.2	100.8	34.6	8.4	3.5
BF-61-A1	260.1077	1.018	0.248	254.7	43.8	57.6	44.9	156.3	8.6
BF-61-A2	251.4381	1.019	0.371	261.8	46.3	70	43	165.6	5.9
BF-61-A3	253.4996	1.024	0.274	258.7	33.9	62.6	55	163.6	7.6
BF-61-A4	238.2471	1.022	0.021	265.8	43.6	63.4	44.2	164.7	11.4
BF-61-B2	239.7087	1.023	0.474	275.6	39.2	81.5	49.9	179.9	7
BF-61-B1	232.2158	1.022	0.521	299	55.2	90.5	31.4	188.9	13.5
BF-61-B3	239.025	1.021	0.4	301.2	67.3	97.8	21	191	8.2
BF-61-B4	240.7609	1.018	0.691	291.1	36.7	73.1	46.6	185.5	19.8
BF-61-C1	219.6167	1.027	0.247	289.6	64	91.9	24.9	185.1	6.9
BF-61-C2	220.9889	1.024	0.248	291.5	56.4	91.6	31.9	187.4	9.2
BF-61-C3	219.2721	1.024	0.341	299.8	61	90.5	25.8	186.6	12.3
BF-61-C4	209.4525	1.023	0.386	300.9	64.3	88	22	183.2	12.6
BF-62-A1	228.271	1.021	0.744	300.9	17.8	113.2	72	210.2	2.3
BF-62-A2	206.638	1.018	0.087	306.8	30.6	157.5	55.5	45.5	14.4
BF-62-A3	213.9544	1.013	-0.34	295.6	21.2	148.9	65.1	30.5	12.4
BF-62-A4	224.089	1.015	-0.041	123.5	1.2	237.4	87	33.5	2.8
BF-62-B1	180.4337	1.043	0.988	95.6	64.3	282.5	25.6	191.2	2.7
BF-62-B2	184.0332	1.038	0.54	278.1	37.4	122.8	49.9	17.8	12.3
BF-62-B3	184.0507	1.048	0.95	279.7	29.5	101.1	60.5	10.1	0.6
BF-62-B4	164.0325	1.042	0.803	273.1	62.3	102.2	27.4	10.3	3.8
BF-60-A1	246.2083	1.019	0.524	262.4	21.4	52.4	65.6	168	11.1
BF-60-A2	238.7835	1.018	0.928	246.8	57	70.5	33	339.4	1.7
BF-60-A3	261.1964	1.018	0.495	266.7	35.1	50.5	48.9	163.1	18.5
BF-60-A4	232.322	1.024	0.43	240.1	13.1	27.6	74.6	148.2	8
BF-60-B1	216.1962	1.016	0.21	263.5	24	54.1	63	168.2	11.8
BF-60-B2	294.7528	1.022	0.415	262.3	19.6	82.6	70.4	352.3	0.1
BF-60-B3	262.7489	1.016	0.168	267.5	13.8	113.5	74.7	359.1	6.4
BF-60-B4	246.5513	1.013	0.249	279.7	20.1	92.9	69.7	188.9	2.2
BF-60-C1	244.7355	1.022	0.146	285.6	58.2	83.3	29.8	179.1	10
BF-60-C2	210.2668	1.021	-0.209	267.9	45.3	98.6	44.2	3.4	5.4
BF-60-C3	233.6997	1.022	0.027	275.9	33.7	106.6	55.8	9.2	5
BF-60-C4	219.9196	1.018	-0.272	262.3	57.8	84.7	32.1	354	1.1
BF-60-C4	247.6281	1.022	-0.243	273.5	55.2	100.8	34.6	8.4	3.5

BF-61-A1	260 1077	1 018	0 248	254 7	43.8	57.6	44 9	156 3	86
BF-61-A2	251.4381	1.010	0.240	261.8	46.3	70	43	165.6	5.9
BF-61-A3	253.4996	1.024	0.274	258.7	33.9	62.6	55	163.6	7.6
BF-61-A4	238.2471	1.022	0.021	265.8	43.6	63.4	44.2	164.7	11.4
BF-61-B2	239.7087	1.023	0.474	275.6	39.2	81.5	49.9	179.9	7
BF-61-B1	232.2158	1.022	0.521	2.99	55.2	90.5	31.4	188.9	13.5
BF-61-B3	239.025	1.021	0.4	301.2	67.3	97.8	21	191	8.2
BF-61-B4	240.7609	1.018	0.691	291.1	36.7	73.1	46.6	185.5	19.8
BF-61-C1	219.6167	1.027	0.247	289.6	64	91.9	24.9	185.1	6.9
BF-61-C2	220.9889	1.024	0.248	291.5	56.4	91.6	31.9	187.4	9.2
BF-61-C3	219.2721	1.024	0.341	299.8	61	90.5	25.8	186.6	12.3
BF-61-C4	209.4525	1.023	0.386	300.9	64.3	88	22	183.2	12.6
BF-62-A1	228.271	1.021	0.744	300.9	17.8	113.2	72	210.2	2.3
BF-62-A2	206.638	1.018	0.087	306.8	30.6	157.5	55.5	45.5	14.4
BF-62-A3	213.9544	1.013	-0.34	295.6	21.2	148.9	65.1	30.5	12.4
BF-62-A4	224.089	1.015	-0.041	123.5	1.2	237.4	87	33.5	2.8
BF-62-B1	180.4337	1.043	0.988	95.6	64.3	282.5	25.6	191.2	2.7
BF-62-B2	184.0332	1.038	0.54	278.1	37.4	122.8	49.9	17.8	12.3
BF-62-B3	184.0507	1.048	0.95	279.7	29.5	101.1	60.5	10.1	0.6
BF-62-B4	164.0325	1.042	0.803	273.1	62.3	102.2	27.4	10.3	3.8
BF-63-A1	240.8863	1.024	0.541	240.1	46.9	66.1	43	333.3	3
BF-63-A2	219.8863	1.027	0.544	274.5	51.6	76.1	37	173	9
BF-63-A3	229.435	1.021	0.359	279.9	40.3	67.8	44.9	175.2	16.7
BF-63-A4	220.7316	1.024	0.222	275.9	49.6	92.6	40.3	184	1.6
BF-63-B1	201.1867	1.036	0.696	305.6	74.1	91.3	13.2	183.4	8.6
BF-63-B2	218.1601	1.037	0.453	300.8	78.1	97.8	10.9	188.6	4.5
BF-63-B3	231.9698	1.033	0.556	266.3	67.4	105.5	21.4	12.8	6.7
BF-63-C1	228.0699	1.028	0.534	287	22.8	59.1	57.8	187.5	21.4
BF-63-C2	237.8569	1.033	0.493	285.6	37.1	76.1	49	184	14.9
BF-63-C3	220.2004	1.038	0.536	289.9	50.6	84.6	36.6	184.1	12.5
BF-64-A1	218.1507	1.014	0.673	278.3	50.9	113.1	38.2	17.3	7.3
BF-64-A2	234.0436	1.023	0.573	276.8	46.4	98.4	43.5	7.7	0.8
BF-64-A3	262.8706	1.02	0.427	282.5	53.1	79.3	34.6	177.1	11.3
BF-64-A4	207.2184	1.023	0.321	280.9	75.8	90.5	14	181.1	2.5
BF-64-B1	243.4572	1.028	0.308	288.2	66.3	101.5	23.5	192.6	2.5
BF-64-B2	238.9795	1.022	0.588	260.7	79.8	75.6	10.1	165.8	0.9
BF-64-B3	212.4878	1.015	-0.011	280.3	47.8	76	39.6	176.4	12.3
BF-64-B4	240.8287	1.02	0.566	74.8	80.9	272	8.7	181.6	2.6
BF-64-C1	273.5074	1.025	0.598	281.2	70.7	100.5	19.3	190.6	0.2
BF-64-C2	249.6743	1.026	0.715	68.9	85.8	280.3	3.6	190.2	2.2
BF-64-C3	260.7672	1.027	0.415	276.2	46.6	100.3	43.4	8.4	2
BF-64-C4	239.7363	1.022	0.779	269.3	72.4	98.7	17.4	7.8	2.7
BF-65-A1	239.4812	1.023	0.507	87	24.3	283.7	64.7	179.9	6.4

BF-65-A2	246.9769	1.023	0.455	94.8	15.2	282.2	74.7	185.3	1.9
BF-65-A3	229.7171	1.016	0.832	82.9	25.3	318.7	49.9	188	28.8
BF-65-A4	338.8066	1.015	0.395	79.8	34.4	299.8	48.2	184.8	20.7
BF-65-B1	227.8358	1.01	-0.803	78.8	11.9	315.9	68.8	172.6	17.3
BF-65-B2	218.1356	1.015	-0.782	243.6	18.4	45	70.7	151.7	5.7
BF-65-B3	221.491	1.023	-0.128	249.7	8.8	119.4	76.6	341.3	10.1
BF-65-B4	226.8955	1.018	0.507	256.2	4	153.8	72	347.5	17.5
BF-66-A1	248.3682	1.024	0.174	306.5	51.1	67	22.3	170.7	30
BF-66-A2	239.229	1.022	-0.12	307.3	52.3	80.7	28	183.8	23.1
BF-66-A3	223.3261	1.021	-0.137	303.1	55.7	74.6	24.3	175.4	22.6
8F-66-A4	268.159	1.02	-0.283	315.8	57.9	77.4	18.2	176.4	25.5
BF-66-B1	228.4859	1.026	0.653	268.4	2.6	7	73.2	177.6	16.6
BF-66-B2	261.7042	1.022	0.495	269.7	2	4.6	67.9	178.9	22
BF-66-B3	254.1066	1.02	0.649	81.9	18	325.5	53.8	182.8	30.2
BF-66-B4	225.1452	1.021	0.604	277	12.9	40.4	67.5	182.7	18.1
BF-67-A1	273.5059	1.026	0.342	278.5	43.8	88.9	45.8	183.9	4.8
BF-67-A2	269.8028	1.023	0.084	274.7	48.3	64.7	37.6	166.8	15.3
BF-67-A3	273.6741	1.024	0.443	271.3	47.6	80.2	41.8	175.2	5.6
BF-67-A4	243.0842	1.023	0.222	271	53.1	81.1	36.5	174.6	4.8
BF-67-B1	271.2619	1.027	0.702	290.3	50.2	66.2	30.9	170.5	22.4
BF-67-B2	283.9231	1.021	0.329	269.6	39.5	68.2	48.5	170.6	10.8
BF-67-B3	230.4471	1.024	0.004	270.5	45.2	51.5	37.7	158.4	20.6
BF-67-B4	243.7766	1.021	0.402	277.5	42.1	59.4	41.1	168.1	20.2
BF-67-C1	265.109	1.02	0.044	272.6	26.1	42.2	52.5	169.5	24.9
BF-67-C2	291.1905	1.02	0.04	269.5	38.7	65.3	48.7	169.5	12.2
BF-67-C3	259.5883	1.021	-0.264	272.6	28.2	65.1	58.9	175.9	12.1
BF-67-C4	199.4443	1.026	0.194	264.9	24.7	57.3	62.6	169.7	11.2
BF-67-D1	266.7023	1.026	0.223	282.6	33.4	101.2	56.6	192.2	0.7
BF-67-D2	291.0692	1.026	0.39	278.5	32.6	79.3	55.9	182.7	8.9
BF-67-D3	219.7033	1.025	0.14	282.9	40.9	92.3	48.6	188.3	5.3
BF-67-D4	251.5135	1.023	0.196	290.1	33.7	78.5	51.9	189.4	15.6
BF-68-A1	201.7889	1.015	-0.301	274.7	52.5	130.6	31.9	29.2	17.7
BF-68-A2	178.2575	1.015	-0.157	298.4	60.6	36.7	4.6	129.2	29
BF-68-A3	193.9827	1.024	0.186	251.7	24.7	359.2	33.3	132.8	46.4
BF-68-A4	205.1133	1.025	0.218	283.2	32.8	17.9	7.2	118.8	56.2
BF-68-A5	149.8044	1.021	0.172	268.2	41.6	9.4	12.4	112.5	45.8
BF-68-B1	221.351	1.019	-0.059	298.5	51.9	45.7	13	145	35.1
BF-68-B2	241.6766	1.01	0.346	331.4	77.9	64.2	0.6	154.4	12.1
BF-68-B3	220.7877	1.016	-0.376	302.9	54.1	57.1	16.5	157.3	30.9
BF-68-B4	229.0591	1.019	0.328	283	48.6	32.8	16.6	135.6	36.6
BF-68-C1	190.4192	1.013	0.064	296	47.6	28	1.8	119.7	42.3
BF-68-C2	199.6146	1.017	0.307	269	0.6	359.7	49	178.5	41
BF-68-C3	181.2505	1.02	0.202	317.1	24.2	52.8	12.3	167.6	62.5

BF-69-A1	195.3813	1.022	-0.475	231.5	42.2	36.6	46.9	134.6	7.5
BF-69-A2	212.7762	1.015	-0.259	243	44.2	33.4	41.8	137.5	15.3
BF-69-A3	188.6112	1.023	-0.108	35.3	41.6	233.3	46.9	133.5	9.1
BF-69-A4	204.2081	1.013	-0.227	245.2	58.2	50.3	30.9	144.3	6.7
BF-69-B1	212.8391	1.027	0.368	242.8	31.4	23.3	51.6	140.2	19.7
BF-69-B2	191.7255	1.022	0.704	252.3	44.4	36.9	39.8	143.1	18.6
BF-69-C1	213.9521	1.022	0.472	230.7	22.2	0.6	57.5	131	22.4
BF-69-C2	229.5923	1.02	0.201	247.7	37.3	14.4	38.1	131.5	30.1
BF-69-C3	226.3145	1.026	0.404	266.2	46	27.9	26.9	136.2	31.8
BF-70-A1	298.1155	1.026	0.491	100.3	34.1	341.2	35.7	219.7	36
BF-70-A2	249.773	1.031	0.198	110	21.4	339.9	58.7	209	21.7
BF-70-A3	289.7608	1.031	0.135	90.6	33.4	327.6	39.5	205.7	32.7
BF-70-B1	263.32	1.025	0.231	91.5	48.1	305.4	36.7	201.9	17.4
BF-70-B2	251.2339	1.03	0.479	91.5	46.9	313.6	34.8	207.2	22.1
BF-70-B3	261.5959	1.027	0.347	85	52.1	299.8	32.6	198.4	17.2
BF-70-B4	229.3259	1.032	0.274	89.2	48.1	298.1	38.1	196.2	14.7
BF-71-A1	242.7365	1.033	0.642	115.6	75.8	238.5	7.8	330.1	11.8
BF-71-A2	234.0224	1.029	0.616	118.8	81.4	248.7	5.5	339.3	6.6
BF-71-A3	224.8637	1.032	0.431	228	71	70.9	17.6	338.6	6.9
BF-71-A4	198.7425	1.034	0.385	231	58.7	76.5	28.7	340.2	11.3
BF-71-B1	237.4542	1.025	0.591	41.9	45.7	276.2	29.6	167.4	29.6
BF-71-B2	245.6141	1.022	0.468	86.2	10.3	248.1	79.2	355.6	3.3
BF-71-B3	242.4821	1.018	0.724	40.4	56.7	280.3	18.2	180.8	26.8
BF-71-B4	260.7128	1.026	0.399	279.3	8.9	22.5	55.4	183.5	33.1
BF-72-A1	263.8651	1.019	-0.241	79.7	2.6	176.2	68.1	348.7	21.7
BF-63-A1	240.8863	1.024	0.541	240.1	46.9	66.1	43	333.3	3
BF-63-A2	219.8863	1.027	0.544	274.5	51.6	76.1	37	173	9
BF-63-A3	229.435	1.021	0.359	279.9	40.3	67.8	44.9	175.2	16.7
BF-63-A4	220.7316	1.024	0.222	275.9	49.6	92.6	40.3	184	1.6
BF-63-B1	201.1867	1.036	0.696	305.6	74.1	91.3	13.2	183.4	8.6
BF-63-B2	218.1601	1.037	0.453	300.8	78.1	97.8	10.9	188.6	4.5
BF-63-B3	231.9698	1.033	0.556	266.3	67.4	105.5	21.4	12.8	6.7
BF-63-C1	228.0699	1.028	0.534	287	22.8	59.1	57.8	187.5	21.4
BF-63-C2	237.8569	1.033	0.493	285.6	37.1	76.1	49	184	14.9
BF-63-C3	220.2004	1.038	0.536	289.9	50.6	84.6	36.6	184.1	12.5
BF-64-A1	218.1507	1.014	0.673	278.3	50.9	113.1	38.2	17.3	7.3
BF-64-A2	234.0436	1.023	0.573	276.8	46.4	98.4	43.5	7.7	0.8
BF-64-A3	262.8706	1.02	0.427	282.5	53.1	79.3	34.6	177.1	11.3
BF-64-A4	207.2184	1.023	0.321	280.9	75.8	90.5	14	181.1	2.5
BF-64-B1	243.4572	1.028	0.308	288.2	66.3	101.5	23.5	192.6	2.5
BF-64-B2	238.9795	1.022	0.588	260.7	79.8	75.6	10.1	165.8	0.9
BF-64-B3	212.4878	1.015	-0.011	280.3	47.8	76	39.6	176.4	12.3
BF-64-B4	240.8287	1.02	0.566	74.8	80.9	272	8.7	181.6	2.6

BF-64-C1	273.5074	1.025	0.598	281.2	70.7	100.5	19.3	190.6	0.2
BF-64-C2	249.6743	1.026	0.715	68.9	85.8	280.3	3.6	190.2	2.2
BF-64-C3	260.7672	1.027	0.415	276.2	46.6	100.3	43.4	8.4	2
BF-64-C4	239.7363	1.022	0.779	269.3	72.4	98.7	17.4	7.8	2.7
BF-65-A1	239.4812	1.023	0.507	87	24.3	283.7	64.7	179.9	6.4
BF-65-A2	246.9769	1.023	0.455	94.8	15.2	282.2	74.7	185.3	1.9
BF-65-A3	229.7171	1.016	0.832	82.9	25.3	318.7	49.9	188	28.8
BF-65-A4	338.8066	1.015	0.395	79.8	34.4	299.8	48.2	184.8	20.7
BF-65-B1	227.8358	1.01	-0.803	78.8	11.9	315.9	68.8	172.6	17.3
BF-65-B2	218.1356	1.015	-0.782	243.6	18.4	45	70.7	151.7	5.7
BF-65-B3	221.491	1.023	-0.128	249.7	8.8	119.4	76.6	341.3	10.1
BF-65-B4	226.8955	1.018	0.507	256.2	4	153.8	72	347.5	17.5
BF-66-A1	248.3682	1.024	0.174	306.5	51.1	67	22.3	170.7	30
BF-66-A2	239.229	1.022	-0.12	307.3	52.3	80.7	28	183.8	23.1
BF-66-A3	223.3261	1.021	-0.137	303.1	55.7	74.6	24.3	175.4	22.6
8F-66-A4	268.159	1.02	-0.283	315.8	57.9	77.4	18.2	176.4	25.5
BF-66-B1	228.4859	1.026	0.653	268.4	2.6	7	73.2	177.6	16.6
BF-66-B2	261.7042	1.022	0.495	269.7	2	4.6	67.9	178.9	22
BF-66-B3	254.1066	1.02	0.649	81.9	18	325.5	53.8	182.8	30.2
BF-66-B4	225.1452	1.021	0.604	277	12.9	40.4	67.5	182.7	18.1
BF-67-A1	273.5059	1.026	0.342	278.5	43.8	88.9	45.8	183.9	4.8
BF-67-A2	269.8028	1.023	0.084	274.7	48.3	64.7	37.6	166.8	15.3
BF-67-A3	273.6741	1.024	0.443	271.3	47.6	80.2	41.8	175.2	5.6
BF-67-A4	243.0842	1.023	0.222	271	53.1	81.1	36.5	174.6	4.8
BF-67-B1	271.2619	1.027	0.702	290.3	50.2	66.2	30.9	170.5	22.4
BF-67-B2	283.9231	1.021	0.329	269.6	39.5	68.2	48.5	170.6	10.8
BF-67-B3	230.4471	1.024	0.004	270.5	45.2	51.5	37.7	158.4	20.6
BF-67-B4	243.7766	1.021	0.402	277.5	42.1	59.4	41.1	168.1	20.2
BF-67-C1	265.109	1.02	0.044	272.6	26.1	42.2	52.5	169.5	24.9
BF-67-C2	291.1905	1.02	0.04	269.5	38.7	65.3	48.7	169.5	12.2
BF-67-C3	259.5883	1.021	-0.264	272.6	28.2	65.1	58.9	175.9	12.1
BF-67-C4	199.4443	1.026	0.194	264.9	24.7	57.3	62.6	169.7	11.2
BF-67-D1	266.7023	1.026	0.223	282.6	33.4	101.2	56.6	192.2	0.7
BF-67-D2	291.0692	1.026	0.39	278.5	32.6	79.3	55.9	182.7	8.9
BF-67-D3	219.7033	1.025	0.14	282.9	40.9	92.3	48.6	188.3	5.3
BF-67-D4	251.5135	1.023	0.196	290.1	33.7	78.5	51.9	189.4	15.6
BF-68-A1	201.7889	1.015	-0.301	274.7	52.5	130.6	31.9	29.2	17.7
BF-68-A2	178.2575	1.015	-0.157	298.4	60.6	36.7	4.6	129.2	29
BF-68-A3	193.9827	1.024	0.186	251.7	24.7	359.2	33.3	132.8	46.4
BF-68-A4	205.1133	1.025	0.218	283.2	32.8	17.9	7.2	118.8	56.2
BF-68-A5	149.8044	1.021	0.172	268.2	41.6	9.4	12.4	112.5	45.8
BF-68-B1	221.351	1.019	-0.059	298.5	51.9	45.7	13	145	35.1
BF-68-B2	241.6766	1.01	0.346	331.4	77.9	64.2	0.6	154.4	12.1

BF-68-B3	220.7877	1.016	-0.376	302.9	54.1	57.1	16.5	157.3	30.9
BF-68-B4	229.0591	1.019	0.328	283	48.6	32.8	16.6	135.6	36.6
BF-68-C1	190.4192	1.013	0.064	296	47.6	28	1.8	119.7	42.3
BF-68-C2	199.6146	1.017	0.307	269	0.6	359.7	49	178.5	41
BF-68-C3	181.2505	1.02	0.202	317.1	24.2	52.8	12.3	167.6	62.5
BF-69-A1	195.3813	1.022	-0.475	231.5	42.2	36.6	46.9	134.6	7.5
BF-69-A2	212.7762	1.015	-0.259	243	44.2	33.4	41.8	137.5	15.3
BF-69-A3	188.6112	1.023	-0.108	35.3	41.6	233.3	46.9	133.5	9.1
BF-69-A4	204.2081	1.013	-0.227	245.2	58.2	50.3	30.9	144.3	6.7
BF-69-B1	212.8391	1.027	0.368	242.8	31.4	23.3	51.6	140.2	19.7
BF-69-B2	191.7255	1.022	0.704	252.3	44.4	36.9	39.8	143.1	18.6
BF-69-C1	213.9521	1.022	0.472	230.7	22.2	0.6	57.5	131	22.4
BF-69-C2	229.5923	1.02	0.201	247.7	37.3	14.4	38.1	131.5	30.1
BF-69-C3	226.3145	1.026	0.404	266.2	46	27.9	26.9	136.2	31.8
BF-70-A1	298.1155	1.026	0.491	100.3	34.1	341.2	35.7	219.7	36
BF-70-A2	249.773	1.031	0.198	110	21.4	339.9	58.7	209	21.7
BF-70-A3	289.7608	1.031	0.135	90.6	33.4	327.6	39.5	205.7	32.7
BF-70-B1	263.32	1.025	0.231	91.5	48.1	305.4	36.7	201.9	17.4
BF-70-B2	251.2339	1.03	0.479	91.5	46.9	313.6	34.8	207.2	22.1
BF-70-B3	261.5959	1.027	0.347	85	52.1	299.8	32.6	198.4	17.2
BF-70-B4	229.3259	1.032	0.274	89.2	48.1	298.1	38.1	196.2	14.7
BF-71-A1	242.7365	1.033	0.642	115.6	75.8	238.5	7.8	330.1	11.8
BF-71-A2	234.0224	1.029	0.616	118.8	81.4	248.7	5.5	339.3	6.6
BF-71-A3	224.8637	1.032	0.431	228	71	70.9	17.6	338.6	6.9
BF-71-A4	198.7425	1.034	0.385	231	58.7	76.5	28.7	340.2	11.3
BF-71-B1	237.4542	1.025	0.591	41.9	45.7	276.2	29.6	167.4	29.6
BF-71-B2	245.6141	1.022	0.468	86.2	10.3	248.1	79.2	355.6	3.3
BF-71-B3	242.4821	1.018	0.724	40.4	56.7	280.3	18.2	180.8	26.8
BF-71-B4	260.7128	1.026	0.399	279.3	8.9	22.5	55.4	183.5	33.1
BF-72-A1	247.7119	1.025	-0.398	90.5	3.6	187.2	62	358.6	27.7
BF-72-A2	247.7364	1.024	-0.321	88.8	0.4	179.8	66.5	358.6	23.5
BF-72-A3	249.0356	1.025	-0.194	260.7	3	162.3	69.9	351.8	19.9
BF-72-A4	246.8175	1.025	-0.524	263.2	3.2	5.6	75.4	172.4	14.2
BF-72-B1	257.3062	1.019	0.586	273.2	24	122.5	63	8.5	11.7
BF-72-B2	272.3979	1.023	0.775	101	8.6	206.4	60.3	6.4	28.2
BF-72-B3	245.5734	1.029	0.47	273.3	35.2	132.9	47.5	18.7	20.6
BF-72-B4	270.2294	1.027	0.376	97.6	2.4	195.5	73.2	6.9	16.6
BF-72-B1	253.7175	1.018	0.446	265.5	28.5	114	58.3	2.6	12.7
BF-72-B2	269.6151	1.022	0.839	93.4	4.2	190.9	60.5	1.1	29.1
BF-72-B3	243.3759	1.028	0.624	272.1	39.5	129.3	44	19.2	19.6
BF-72-B4	267.5206	1.03	0.54	274.7	8.4	158.6	71.4	7.2	16.5
BF-73-A1	194.2571	1.027	0.472	177.2	63.4	30.2	22.8	294.6	13
BF-73-A2	204.9249	1.018	0.447	228.6	17.7	44.1	72.2	138.2	1.3

BF-73-A3	202.0713	1.031	0.859	282.2	85	30	1.5	120.2	4.8
BF-73-B1	185.8597	1.028	0.326	48.4	24.3	297.6	38.2	162.4	42
BF-73-B1	186.3318	1.026	0.579	357.7	28.5	242.2	38.4	113.3	38.4
BF-73-B2	165.3416	1.028	0.185	4	36.5	240.6	36.6	122.2	32.6
BF-73-B3	187.1207	1.024	0.016	20.3	40.8	228.1	45.7	123	14.3
BF-73-B4	322.6456	1.014	0.31	49.7	5.4	301.7	73	141.3	16
BF-74-A1	45.95923	1.022	-0.302	257.3	11.1	163.6	17.9	17.6	68.7
BF-74-A2	48.37228	1.06	0.631	266.9	13.4	171.9	20.1	28.4	65.5
BF-74-A3	42.27309	1.023	-0.509	84.4	2.8	178.9	58.2	352.7	31.6
BF-74-A4	42.36314	1.024	-0.143	91.2	17.9	200.2	45.2	345.8	39.4
BF-74-B1	42.94753	1.022	0.519	72.5	8.9	163.7	7.8	294.2	78.1
BF-74-B2	47.89951	1.015	0.606	143.7	52.5	236.4	2.1	328.1	37.4
BF-74-B3	42.7758	1.028	0.531	66.7	8	168.9	56.3	331.5	32.4
BF-74-B4	40.10573	1.024	0.2	245.9	1.5	154	52.3	337	37.7
BF-74-C1	91.21236	1.077	0.698	48.6	17.3	154.8	41.9	301.7	43.1
BF-74-C2	46.446	1.027	0.069	103.8	8.9	228.1	74.5	11.8	12.6
BF-74-C3	40.03428	1.02	-0.423	255.1	2.2	163.3	37.7	347.9	52.2
BF-74-C4	46.42797	1.03	0.423	95.7	5.8	190.7	40.7	359.1	48.7
BF-75-A1	237.261	1.023	0.136	71.1	38.3	247	51.7	339.5	2
BF-75-A2	365.8724	1.026	0.09	15	63.2	258.8	12.6	163.2	23.3
BF-75-A3	425.6417	1.037	-0.133	330.2	51.8	77.2	13	176.6	35.2
BF-75-A4	288.8974	1.023	0.576	50.6	40.1	275	40.3	162.7	24.1
BF-75-B1	266.5208	1.018	-0.445	76.2	32.7	270.2	56.5	170.3	6.4
BF-75-B2	250.1027	1.02	0.011	77.7	37.4	286.1	49	179	14.3
BF-75-B3	257.3494	1.018	-0.014	88.2	46.2	257.6	43.3	352.6	5.3
BF-75-B4	256.7776	1.02	-0.471	86	28.6	228.8	55.6	346.1	17.4
BF-75-C1	215.9263	1.025	0.693	43.9	53.1	275.8	24.9	173.1	25.3
BF-75-C2	216.2637	1.03	0.105	69.4	44.1	275.9	42.7	173	13.6
BF-75-C3	226.6243	1.02	0.537	67.7	65.4	257.1	24.3	165.5	3.6
BF-75-C4	238.5635	1.018	0.18	134.6	69.8	268	14.2	1.6	14.1
BF-75-D1	260.3471	1.025	0.251	29.8	34.5	254.5	45.9	137.5	23.8
BF-75-D2	255.5972	1.03	0.234	28	28.2	258.4	49.9	133.1	26
BF-75-D3	242.2668	1.028	0.247	29.6	40.1	229.6	48.1	128.2	10
BF-75-D4	281.6967	1.022	0.426	40.6	27.1	246.4	60.4	136.4	11
BF-73-A1	194.2571	1.027	0.472	177.2	63.4	30.2	22.8	294.6	13
BF-73-A2	204.9249	1.018	0.447	228.6	17.7	44.1	72.2	138.2	1.3
BF-73-A3	202.0713	1.031	0.859	282.2	85	30	1.5	120.2	4.8
BF-73-B1	185.8597	1.028	0.326	48.4	24.3	297.6	38.2	162.4	42
BF-73-B1	186.3318	1.026	0.579	357.7	28.5	242.2	38.4	113.3	38.4
BF-73-B2	165.3416	1.028	0.185	4	36.5	240.6	36.6	122.2	32.6
BF-73-B3	187.1207	1.024	0.016	20.3	40.8	228.1	45.7	123	14.3
BF-73-B4	322.6456	1.014	0.31	49.7	5.4	301.7	73	141.3	16
BF-74-A1	45.95923	1.022	-0.302	257.3	11.1	163.6	17.9	17.6	68.7

BF-74-A2	48.37228	1.06	0.631	266.9	13.4	171.9	20.1	28.4	65.5
BF-74-A3	42.27309	1.023	-0.509	84.4	2.8	178.9	58.2	352.7	31.6
BF-74-A4	42.36314	1.024	-0.143	91.2	17.9	200.2	45.2	345.8	39.4
BF-74-B1	42.94753	1.022	0.519	72.5	8.9	163.7	7.8	294.2	78.1
BF-74-B2	47.89951	1.015	0.606	143.7	52.5	236.4	2.1	328.1	37.4
BF-74-B3	42.7758	1.028	0.531	66.7	8	168.9	56.3	331.5	32.4
BF-74-B4	40.10573	1.024	0.2	245.9	1.5	154	52.3	337	37.7
BF-74-C1	91.21236	1.077	0.698	48.6	17.3	154.8	41.9	301.7	43.1
BF-74-C2	46.446	1.027	0.069	103.8	8.9	228.1	74.5	11.8	12.6
BF-74-C3	40.03428	1.02	-0.423	255.1	2.2	163.3	37.7	347.9	52.2
BF-74-C4	46.42797	1.03	0.423	95.7	5.8	190.7	40.7	359.1	48.7
BF-75-A1	237.261	1.023	0.136	71.1	38.3	247	51.7	339.5	2
BF-75-A2	365.8724	1.026	0.09	15	63.2	258.8	12.6	163.2	23.3
BF-75-A3	425.6417	1.037	-0.133	330.2	51.8	77.2	13	176.6	35.2
BF-75-A4	288.8974	1.023	0.576	50.6	40.1	275	40.3	162.7	24.1
BF-75-B1	266.5208	1.018	-0.445	76.2	32.7	270.2	56.5	170.3	6.4
BF-75-B2	250.1027	1.02	0.011	77.7	37.4	286.1	49	179	14.3
BF-75-B3	257.3494	1.018	-0.014	88.2	46.2	257.6	43.3	352.6	5.3
BF-75-B4	256.7776	1.02	-0.471	86	28.6	228.8	55.6	346.1	17.4
BF-75-C1	215.9263	1.025	0.693	43.9	53.1	275.8	24.9	173.1	25.3
BF-75-C2	216.2637	1.03	0.105	69.4	44.1	275.9	42.7	173	13.6
BF-75-C3	226.6243	1.02	0.537	67.7	65.4	257.1	24.3	165.5	3.6
BF-75-C4	238.5635	1.018	0.18	134.6	69.8	268	14.2	1.6	14.1
BF-75-D1	260.3471	1.025	0.251	29.8	34.5	254.5	45.9	137.5	23.8
BF-75-D2	255.5972	1.03	0.234	28	28.2	258.4	49.9	133.1	26
BF-75-D3	242.2668	1.028	0.247	29.6	40.1	229.6	48.1	128.2	10
BF-75-D4	281.6967	1.022	0.426	40.6	27.1	246.4	60.4	136.4	11

## منابع فارسى

- احمدی خلجی، ۱.، (۱۳۷۸)، پایان نامه کار شناسی ار شد، "بررسی پترولوژی و پتروفابریک تودههای نفوذی و درگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- افتخارنژاد، ج.، (۱۳۵۹)، *"تفکیک بخشهای مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضههای رسوبی"*، نشریه انجمن نفت.
- · امینی، ح.، هاشمی فشارکی، م.، و م.، دقاق زاده، (۱۳۵۹) : *"گزارش زمین شناسی نواحی الیگودرز، ازنا، درود و شرق بروجرد "*، گزارش داخلی شرکت مواد معدنی غیر فلزی اصفهان، ص .۱۲
- باقریان، ن.، (۱۳۸۰)، پایاننامه ارشد پترولوژی، *"پتروگرافی و ژئوشیمی خاکهای کمیاب در تودهٔ نفوذی شمال، شمال شرق و شمال غرب الیگودرز با تأکید روی آنکلاوها "*، دانشگاه اصفهان، ص ۱۰۷.
- باغبانی، ش.، (۱۳۸۹)، *"پترولوژی و ژئوشیمی تودههای گرانیتوئیدی ازنا- الیگودرز (گرانیتزایی* به واسطه جایگزینی ماگماهای بازیک – حدواسط) "، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین.
- برو، ژ.، (۱۳۶۹)، *"شرح نقشه زمین شناسی چهار گوش باختران"*، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، ترجمه آقانباتی، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، شماره C6.
  - درویش زاده، ع.، (۱۳۷۰)، *زمین شناسی ایران "*، نشر امروز، ص ۹۰۱.
- رجاییه، م.، (۱۳۸۴)، پایاننامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی تودهٔ نفوذی ده نو (شمال شرق الیگودرز) "، دانشگاه اصفهان، ص ۱۳۰.
- رسولی، ج.، (۱۳۸۷)، پایاننامه ارشد: "مطالعه انیزوتروپی قابلیت مغناطیس شدگی در توده گرانیتوئیدی بروجرد"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.

- سازمان زمین شناسی، (۱۳۸۶)، *"نقشه زمین شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰ گلپایگان"* سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران.
- سایت علوم زمین، "اطلاعات زمین شناسی"، پایگاه ملی دادههای علوم زمین کشور، http://www.ngdir.com.
- سبزهئی، م.، (۱۳۷۳)، "کافتن (Rifting) و وارونگی تکتونیکی (Tectonic Inversion) الگویی برای تفسیر تحولات ساختاری زون سنندج – سیرجان: تعمیم آن در گستره ایران زمین"، بیست و سومین همایش زمینشناسی.
- سبزهئی، م.، (۱۳۷۵)، *"درآمدی بر ویژگیهای عمومی زمین شناختی مجموعههای دگرگونی زون* سنندج – سیرجان جنوبی".
- سعدونی، ج.، (۱۳۷۵)، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد، "پترولوژی تودهٔ نفوذی شرق بروجرد"، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان. ص ۲۳۶.
- سهیلی، م.، جعفریان، م.، و عبدالهی، م.، (۱۳۷۱)، *"نقشه زمین شناسی الیگودرز"*، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- شبانیان، ن.، (۱۳۸۸)، پایاننامه دکتری پترولوژی : "بررسی ژئوشیمیایی و پترولوژی توده نفوذی ازنا"، دانشکده علم زمین، دانشگاه اصفهان، ص ۲۴۵.
- شیبی، م.، (۱۳۸۸)، پایاننامه دکتری: *"پترولوژی، ژئوشیمی و سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (جنوب غرب یزد)"*، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، ص ۱۸۰.
- صادقیان م.، (۱۳۸۶)، *"ساز و کار جایگیری توده گرانیتوئیدی زاهدان در پرتو روش AMS"* فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، شماره ۶۶، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران ۴۷۰.

- صادقیان، م.، (۱۳۸۳)، پایاننامه دکتری *"ماگماتیسم، متالوژی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان"*، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تهران، ص ۵۲۰.
- صادقیان، م.، و ولیزاده، م.، (۱۳۸۳)، "مکانیسم جایگزینی بخش شمالی توده گرانیتوئیدی زاهدان"، مجموعه مقالات هشتمین انجمن زمین شناسی ایران،
- صدیقی، س.، (۱۳۷۳)، پایاننامه کارشناسی ارشد پترولوژی، *"زمین شناسی و پترولوژی توده نفوذی شمال الیگودرز"*، دانشگاه اصفهان، ص ۱۵۲.
- طهماسبی، ز.، (۱۳۸۸)، پایاننامه دکتری: "مطالعه سنگ شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت های آستانه"،
- قلمقاش، ج.، (۱۳۸۱)، پایاننامه دکتری: *"مطالعه تودههای نفوذی منطقه اشنویه و بررسی ساز و* کار جایگزینی آنها".
- گوانجی، ن.، (۱۳۸۹)، پایاننامه ارشد: " بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند (اردستان) به وسیله روش AMS "، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۲۲۳.
- محجل، م.، افتخارنژاد، ج.، ۱۳۷۱، نقشه زمین شناسی گلپایگان با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- محجل، م.، سهندی، م.، (۱۳۷۷)، *"چند دگرشکلی و توالی چینههای کمپلکس ژان، پهنه دورود* - *ازنا، زون سنندج- سیرجان"*، مجموعه مقالات هفدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، صفحات ۱۵۲–۱۴۷.
- محجل، م.، سهندی، م.، (۱۳۷۸)، *"تکامل تکتونیکی پهنهٔ سنندج- سیرجان در نیمهٔ شمال باختری و معرفی زیرپهنههای جدید در آن"*، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، سال هشتم، شمارهٔ ۳۲-۳۱، صفحات ۴۹-۲۸.

- وکیلی، ف.، (۱۳۸۲)، پایاننامه ارشد: *"بررسی انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی در توده گرانیتی* شاهکوه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.
- ولیزاده، و.، صادقیان، م.، اکرمی، م.، (۱۳۸۰)، *"آنکلاوها و پترولوژی گرانیت"* تألیف دیده، ژ.، باربارن، ب.، انتشارات دانشگاه تهران ص ۸۲۳.

#### Refrence

- Ahlgren, S.G., (2001), "The nucleation and evolution of Riedel shear zones as deformation bands in porous sandstone". Journal of Structural Geology 23, 1203e1214.
- 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. (In press)
- Alavi, M., (1994), "Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation". Tectonophysics 10:229, p. 211–238.
- Balen, D., Broska, I., (2011), "Tourmaline nodules: products of devolatilization within the final evolutionary stage of granitic melt? (eds) Granite-Related Ore Deposits", Geological Society, London, Special Publications, 350, 53–68.
- Bellon, H., Braud, J., (1975), "Donnes novells surle domine metamorphique du Zagros (Zone de Sanandaj-Sirjan) au nivea de Kermanshah – Hamadan (Iran), Nature age et interpretation des series metamorphiques et des intrusions, evolution struturale": Fac, Sci. dosay, paris. 13p.
- Benn K., and Allard B., (1989), "Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros", J. of Petrol 30, pp.925-946.
- Berberian, M., (1977), "Three phases of metamorphism in Haji-Abad quadrangle (southern extremity of the Sanandaj–Sirjan structural Zone)": a palaeotectonic discussion. In: M. Berberian, Editor, Geological Survey of Iran, Report 40, Tehran, Iran, pp. 239–263.

- Berberian, F., Berberian, M., (1981), Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution. Geodynamics Series, vol. 3. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 5-32.
- Borradaile G. J., (1987), "Anisotropy of magnetic susceptibility: Rock composition versus strain", Tectonophysics 138, 327-329.
- Borradaile G. J., (1988), "Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain", Tectonopysics 156, 1-20.
- Borradaile G. J., Mothersill J., Tarling D., and Alford C., (1985), "Source of magnetic susceptibility in a slate", Earth Planetary Science Letters 76, 336-340.
- 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., Guillet P., and 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., Hutton D.H.W., and Stephens W.E., (1997), "Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics", Kluver, pp.358.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. Geology 20, 35–38.
- Bowden, P., Batchelor, R.A., Chapple, B.W., Didier, j., Lameyer, J., (1984), "Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks": a discussion. Earth. Planet. Inter. 35, 1-11.
- Brun J.P., and Pon J.P., (1981), "Strain patterns of pluton emplacement in crust undergoing non-coaxial deformation", Sierra Morena, southern Spain, J. of Struct, Geol, 3, pp.219-229.
- Bucher, K., Frey, M., (1994), "Petrogenesis of Metamorphic Rocks", Springer-Verlag, Berlin, 318 pp.
- Castro, A., (1985), "The Central Extremadura batholith: geotectonic implications (European Hercynian belt). An outline". Tectonophysics 120, 57–68.
- Chapple, B. w., ana White, A.J.R., (1974), Tow contrating granite types, Pac. Geol., 8: 173-174.

- Clemens, J. D., & Mawer, C. K., (1992), "Granitic magma transport by fracture propagation". Tectonophysics 204, 339–360.
- Collins, L. G., (1988), "Hydrothermal differentatian, Theopharastus publicatios", S.A. Athens.382
- Collins, L. G., (1996), "Replacement of primary Plagioclase by secondry K-feldespar and Myrmekite, ISSN (International Standard Serial Number)", 1526-5757, electronic intenet publication, no.2, <u>http://www.csun.edu/vcgeo005/revised</u> 1.htm.
- Cruden, A. R., (1988), "Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere". Tectonics **7**, 1091–1101.
- 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., Barbarin, B., (1991), "Enclaves and granite petrology. Elsevier", 601 p.
- Ellwood, B. B., (1978), "Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements", Earth and Planetary Science Letters 41: 254–264
- Dini, A., Corretti, A., Innocenti, F., Rocchi, S.&Westerman, D. S., (2007), "Sooty sweat stains or tourmaline spots? The Argonauts at Elba Island (Tuscany) and the spread of Greek trading in the Mediterranean Sea". n: Piccardi, L. & Masse, W. B., (eds) Myth and Geology. Geological Society, London, Special ublications, 273, 227–243.
- Esmaeily, D., Bouchez, J.L., Siqueira, R., (2007), "Magnetic fabrics and microstructures of the Jurassic Shah-Kuh granite pluton (Lut Block, Eastern Iran) and geodynamic inference", Tectonophysics 439: 149-170
- Esna-Ashari, A., Hassanzadeh, J., Wernicke, B.P., Schmitt, A.K., Axen, G., Horton, B., (2009), "Middle Jurassic Flare-up and Cretaceous Magmatic Lull in the Central Sanandaj-Sirjan arc, Iran": Analogy with the Southwestern United States. GSA Annual Meeting, October 2009.

Esna-Ashari, A., & et al. (2011), "Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences.

- Fernandez A., (1987), "preferred orientation developed by rigid markers in two dimensional simple shear strain. A theoretical and experimental study", Tectonphysics, 136, pp.151-158.
- Ferre E.C., ,Bordarier C., Marsh. J.S., (2002), "Magma flow inferred from AMS fabrics in a layered mafic sill, Insizwa, South Africa", Tectonophysics 354, pp.1-23.
   Ghalamghash, J., Bouchez, J.L, Vosoughi-Abedini, M., Nédélec, A., (2009), "The Urumieh Plutonic Complex (NW Iran): Record of the geodynamic evolution of the Sanandaj–Sirjan zone during Cretaceous times – Part II: Magnetic fabrics and plate

tectonic reconstruction", Journal of Asian Earth Sciences 36: 303-317

- Gleizes, G., Nédélec, A., Bouchez, J. L., Autran, A. & Rochette, P., (1993), "Magnetic susceptibility of the Mont-Louis-Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): a new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons". Journal of Geophysics Research 98: 4317-4331
- Gregoire V., de Saint- Blanquat M., Nedelec A., and Bouchez J.L., (1995), "Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: experiments and application to AMS in granitic rocks", Geophys, Res, Letters 22, pp.2765-2768.
- Hargraves R.B., Johnson D., and Chan C.Y., (1991), "Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks", Geophys, Res, Lett, 18, 2193-2196.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., (1986), "Geochemical characteristics of collision-zone magmatism". In: Coward, M.P., Ries, A.C., (Eds.), Collision Tectonics. Geological Society London, Special Publication 19, 67–81.
- Hibbard M.J., (1987), "Deformation of incompletely crystallized magma system, granite gneisses and their tectonic implications", J. of Geol 95, pp.543-561.
- Horsman E., Tikoff B., and Morgan S., (2005), "Emplacement-related fabric and multiple sheets in the Maiden Creek sill, Henry Mountains, Utah, USA", J of Structural Geology 27, pp. 1426-1444
- Horuda F., (1982), "Magnetic Anisotropy of rocks and its Application in Geology and Geophysics", Geophys, Surveys 5, pp. 37-82.
- Hrouda F., and Kahan S., (1991), "The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappesin the high tatra mountains", Slovakia, J. of Struct, Geol, 13, pp.431-42.

- Hutton, D. H. W., (1982), "A tectonic model for the emplacement of the main Donegal granite", NW Ireland. Journal of the Geological Society London139: 615–631.
- Hutton, D. H. W., Dempster, T. J., Brown, P. E., & Decker, S. D., (1990). "A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones". Nature 343, 452–455.
- Hutton, D.H.W., (1996), The "space problem" in the emplacement of granite. Episodes 19 (4), 114–119.
- Ishihara S., (1997), "The magnetite-series and ilmenite-series granitic rock", Mining Geology, 27, pp.293-305.
- Jelink V., (1981), "Characterisation of the magnetic fabrics of rocks", Tectonophysics 79, pp.7-63.
- Knight, M.D., Walker, G.P.L., (1988), "Magma flow directions in flows of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies". Journal of Geophysical Research 93, 4308–4319.
- Kruhl, J.H., (1996), "Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer". J. Metam. Geol. 14, 581–589.
- Lacroix, A., (1890), "Sur les enclaves acides acides des roches volcaniques d Auvergne", Bull: Servey, carte Geology Fr., 2: p. 25-56
- Lanza R., and Meloni A., (2006), "The earth magnetism: An Introduction for geologists", Springer.
- Lefort, P., (1991), "Enclaves of the Miocene Himalayan leucogranites". In: Didier, J. & Barbarin, B., (eds) Enclaves And Granite Petrology. Elsevier, Amsterdam, Developments in Petrology, 13, 35–47
- Mainprice, D., Bouchez, J.L., Blumenfeld, P., Tubia, J.M., (1986), "Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for drastic plastic softening at high temperature". Geology 14, 819–822.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., (1989), "Tectonic discrimination of granitoids". Geological Society of America Bulletin 101, 635–643.
- Martin-Hernandez, F. C. M., Luneburg, C., Aubourg and Jackson, M., (2005), "Magnetic Fabric", Methods and Applications, pp. 238.
- McBirney A. R., and Murase T., (1984), "Rheological properties of magmas", Annual Review of Earth and Planetary Sciences, V.12, pp.337-357.

- Mohajjel, M., (1997), "Structure and tectonic evolution of Paleozoic Mesozoic rocks, Sanandaj- Sirjan zone, western Iran". PhD. thesis, University of Wollongong, Australlia (unpub-lished).
- Mohajjel, M., Fergusson, (2000), "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran". Journal of Structural Geology 22, 1125-1139
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., (2003), "Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran". Journal of Asian earth Sciences 21, 397–412.
- Mori, Y., Nishigama, T., and T., Yanagi, (2003), "Masstransfer pathin alteration zones around carbonate veins in the Nishisonogi metamorphic rocks, south west Japan", American Mineralogist, V. 88, 611-623.
- Nabavi, M. H., (1972), "An introduction of Iranian geology. Geological Survey of Iran".
  110p (in Persian).
- Nemec, D., (1975), Genesis of tourmaline spots in leucocratic granites. Neues Jahrbuch fur Mineralogie onatshefte, 7, 308–317.
- Neves, S.P., Vauchez, A., Archanjo, C.J., (1996), "Shear zone controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil". Tectonophysics 262, 349–365.
- Owens W. H., and Bumford D., (1976), "Magnetic, Seismic and other anisotropic properties of rock fabrics, Philos". Trans. R. Soc. London, Ser. A. 283, 55-68.
- Paterson S.R., Vernon R.H., and 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.
- Paterson, S.R., Fowler J.T.K., Schmidt K.L., Yoshinobu A.S., Yuan E.S. & Miller R.B., (1998), "Interpreting magmatic fabric patterns in plutons". Lithos 44: 53–82.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H., (1995), "Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes". Geological Society of American Bulletin 107, 1356–1380.
- Perugini, D., & Poli, G., (2007), "Tourmaline nodules from Capo Bianco aplite (Elba Island, Italy): an example of diffusion limited aggregation growth in a magmatic system". Contributions to Mineralogy and Petrology, 153, 493–508.

- Riedel, W., (1929), "Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen". Zentralblatt fur ineralogie Abteilung B, 354e368.
- Rochette, P., (1987), "Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies", Journal of Structural Geology 9: 1015-1020.
- Rosenberg, C.L., (2004), "Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps". Tectonics 23, TC3002. doi:10.1029/2003TC001526, 2004.
- Rozendaal, A., & Bruwer, L., (1995), "Tourmaline nodules: indicator of hydrothermal alteration and Sn–Zn–(W) mineralization in the Cape Granite Suite, South Africa". Journal of African Earth Sciences, 21, 141–155.
- Sadeghian M., Bouchez J.L., Nedelec A., Siqueir R., and Valizadeh M.V., (2005), "The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting", J. of Asian Earth Sciences 25, pp.301-327.
- Saint- Blanquat (de) M., and Tikoff B., (1997), "Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek Granite Sierra Nevada batholiths", In: Bouchez J.L., Hutton D.H.W., and Stefens W.E., (Eds.), Granite from segregation of melt to emplacement fabrics, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, pp.231-252.
- Sheibi, M., Esmaeily D., Bouchez J. L., Nedelec A. & Kananian A., (2010),
  "Geochemistry and petrology of the garnet-bearing S-type Shir-Kuh Granite, SW Yazd,
  Central Iran" 'Island Arc 19: 292–312.
- Shewfelt, D., (2005), "The nature and origin of Western Australian tourmaline nodules; a petrologic, geochemical and Isotopic study". MS Thesis, University Saskatchewan.
- Sinclair, D.W., & Richardson, J. M., (1992), "Quartz-tourmaline orbicles in the Seagull Batholith, Yukon Territory". Canadian Mineralogist, 30, 923–935.
- Smith, J.V., Durney, D.W., (1992), "Experimental formation of brittle structural assemblages in oblique divergence". Tectonophysics 216, 235e253.
- Stephenson, A., (1994), "Distribution Anisotropy: two simple for magnetic lineation and foliation", phys, Earth planet, Inter, 82, pp 49-53.
- Stokin, J., (1968), "Structural history and tectonics of Iran", A review, Am. Assoc.Ret. Geol., 52: 1229-1258.

- Takahashi, M., Aramaki S., and Ishihara S., (1980), "Magnetite series/ Ilmenite series vs.I type/ S type granitoids", Mining geology special issue, no.8, pp.13-28.
- Tarling, D.H., and Hrouda F., (1993), "The magnetic Anisotropy of rocks", Chapman & Hall, London. pp.217.
- Thiele, O., Seyed-Emami, K., (1968), "Geological observation in the Borujird- Shahzand Area. Tehran, Geological survey of Iran", Mimeo, 4 Copies, 1 map (Incopy 1anly).
- Tikoff, B., Teyssier, C., (1994), "Strain modelling of displacement-field partitioning in transpressional orogens". Journal of Structural Geology 16, 1575±1588.
- Tribe, I.R., D'Lemos, R.S., (1996). "Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syntectonic quartz diorite omplexes, Channel Islands", UK. J. Geol. Soc. Lond. 153 (1), 127–138
- Trumbull, R.B., Krienitz, M.S., Gottesmann, B., & Wiedenbeck, M., (2008), "Chemical and boron-isotope variations in tourmalines from an S-type granite and its source rocks: the Erongo granite and ourmalinites in the Damara Belt, Namibia". Contributions to Mineralogy and Petrology, 155, 1–18.
- Valizadeh, M.V., Cantagrel, J.M., (1975), "Prèmieres données radiométricques (K–Ar et Rb–Sr) sur les micas du complexe magmatique du Mont de Alvand. Près de Hamadan (Iran occidental)". C. R. Acad. Sci. Paris, t. 281, Série D: 1083–1086.

#### Abstract

Gole-Zard granitoidic pluton with ~  $165\pm5$  Ma is located in the north of Aligoudarz city, Lorastan province. It belongs to Sanandaj-Sirjan structural zone of Iran. The pluton has intruded into the Triassic slate, phyllite and mica-schists and contact metamorphism distributed as a thin halo around intrusive body corresponds to the albite- epidote hornfels facies. Granodiorites compose the main part of the pluton and outcrops in the whole of studied area. Leucogranites, aplitic veins, pegmatites and gabbro-dioritic dykes are cut granodiorites. The main minerals of granodiorites consist of plagioclase, quartz, biotite and K-feldspar (orthoclase & microcline). Andalusite, tourmaline, muscovite, garnet, zircon, sphene, apatite and opaque can consider as minor minerals. Leucogranites are more evolved rocks and have less extension comparison with granodiorite. Plagioclase, K-feldspar, quartz and some tourmaline (as nodule or vein) are the main constituent of these rocks. Evidences such as presence of metaplitic enclaves (surmicaceous and andalusit-sillimanite hornfels), silica enclaves, andalusite and garnet xenocrysts and silica veins confirm S-type character of the Gole-Zard granite.

Emplacement mechanism of the pluton studied by using anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) method. 217 in-situ oriented core samples were collected from 75 sites. After preparing the samples and the measurement of magnetic susceptibility (by MFK1-FA kappabridge), the following results were obtained. The average susceptibility magnitude (Km in  $\mu$ SI) is 227 for granodiorites, 57 for leucogranites, and 585 for gabbrodiorite dykes. The rather low susceptibility magnitude of these rocks (Km<500  $\mu$ SI) correspond with paramagnetic granite and illustrate biotite is the most magnetic carrier. Leucogranites have the lowest Km that is due to low ferromagnetic mineral contribution like biotite. Gabbro-dioritic dykes with highest Km justified with abundant hornblende and some magnetite. The main identified microstructural types in the studied pluton include of magmatic and moderately deformed at high temperature. The former type is predominant.

The various magnetic data (magnetic lineation and foliation maps, Km, P% and T parameters) complemented by field and microstructural observations show the pluton issued from identified feeder zones in an extensional space that was related to dextral shear zone. In conclusion, we speculate that a succession of intrusion had begun with granodiorites as a large dyke structure, succeeded with leucogranites as small body (apophyse) and cutting veins. The intrusion ended by mafic to intermediate dykes at later fracturing that took place after pluton emplacement.

Keywords: Anisotropy of Magnetic Susceptibility, AMS method, Granodiorite, Gole-Zard.



### Shahrood University of Technology

## **Faculty of Earth Science**

# Investigation of the emplacement mechanism of the Gole-Zard granitoidic pluton (north of Aligoudarz) by AMS method.

Simin Badallo

Supervisor:

Dr. M. Sadeghian Dr: M. Sheibi

Advisors:

Dr. R. Ramezani omali A. Khanalizadeh

**Janu 2012**