

زمین‌شیمی و تفکیک توده‌های نفوذی، ارتباط آن‌ها با کانی‌سازی و تفسیر داده‌های IP/RS در منطقه اکتشافی گزو

امیر مهدوی

دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد

محمدحسن کریم پور

گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

محمدرضا حیدریان شهری

گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

آزاده ملک‌زاده شفاوردی

گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۰/۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۶/۱۲

am.mahdavi@yahoo.com

چکیده

منطقه اکتشافی گزو در شمال‌شرق بلوک طیس و در پایانه جنوبی رشته کوه شتری قرار دارد. توده‌های نفوذی اسیدی تا حدواسط، شامل هورنبلند گرانیت، هورنبلند دیوریت پورفیری، هورنبلند مونزونیت پورفیری، هورنبلند مونزودیوریت پورفیری، پیروکسن مونزونیت و هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری است. این توده‌ها متالومینوس، کالک‌آلکان غنی از پتاسیم، منیزیم و آلکالی‌کلسیک تا کالک‌آلکلیک هستند و در امتداد سیستم گسلی اصلی منطقه با روند شمال- جنوب قرار دارند. موقعیت تکتونیکی این توده‌ها، کمر بند ماگمایی زون فرورانش است. نفوذ این توده‌ها در مرز سازندهای شتری و شمشک باعث ایجاد آلتراسیون و کانی‌سازی در چهار نقطه GA.I-GA.II-GA.III و GA.IV گردیده است که در این بین، منطقه GA.I و GA.II مهمترین بخش کانه‌دار محسوب را تشکیل می‌دهند. در این مناطق با توجه به نوع و گسترش آلتراسیون، نوع و شکل کانی‌سازی و نیز داده‌های ژئوشیمی، کانی‌سازی از نوع پورفیری و اسکارن مرتبط با آن می‌باشد. علاوه بر این توده‌ها دایک‌های متعددی با روند تقریباً شرقی- غربی واحدهای رسوبی منطقه را قطع کرده است. مطالعات ژئوفیزیکی IP-RS در این محدوده وجود دو زون بی‌هنجاری شارژبیلیته را در جنوب‌غرب و شمال‌شرق منطقه GA.I نشان می‌دهد. بررسی شبه مقطع پروفیل‌ها حضور زون قابل شارژ را در عمق پیش‌بینی می‌کند. با توجه به نبود رس و گرافیت و نیز حضور پیریت و کالکوپیریت در محل بی‌هنجاری‌ها، منبع ایجاد کننده آنومالی‌های مشاهده شده در شبه مقاطع مربوط به پراکندگی سولفیدها در عمق است که با حفاری تأیید شده است. شناخت و تفکیک توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی و بررسی پراکندگی آنها می‌تواند به عنوان راهنمای مناسبی جهت اکتشاف کانسارهای مشابه در این بخش از بلوک طیس مورد استفاده قرار گیرد.

کلمات کلیدی: گزو، بلوک طیس، رشته کوه شتری، پورفیری، اسکارن و IP/RS

مقدمه

اشاره نمود: مس- طلا پورفیری مانند ماهرآباد و خویک (ملک‌زاده، ۱۳۸۸) و ده‌سلم (ارجمندزاده، ۱۳۹۰)، طلای اپی‌ترمال سولفید بالا مانند چاه‌شلغمی (کریم‌پور، ۱۳۸۴)، طلای مرتبط با توده‌های نفوذی احیایی مانند هیرد (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۶)، کانی‌سازی رگه‌ای پلی‌متال مانند شوراب (Lotfi, 1982) و کانسارهای IOCG مانند قلعه‌زری (Karimpour, 2005) و کوه زر (مظلومی و همکاران، ۱۳۸۷). با این وجود حجم فعالیت‌های آذرین در بلوک طیس بسیار محدود بوده و اغلب کانی‌سازی‌های مشاهده شده در این بلوک مربوط به کانسارهای رسوبی از قبیل سرب و روی تیپ MVT مانند اندیس چاه‌سرب (پورعبداللهی، ۱۳۸۷) و مس رسوبی مانند پهنه مس رسوبی راور-طیس- عشق‌آباد (مهدوی، ۱۳۸۷) می‌باشد.

کانی‌سازی مرتبط با سیستم‌های نفوذی و نیمه عمیق به بخش‌های شمال‌شرقی آن و در محدوده اکتشافی گزو محدود می‌شود. نفوذ توده‌های نیمه‌عمیق به درون مجموعه واحدهای سنگی رشته کوه شتری (شکل ۱a) (مخصوصاً پایانه جنوبی این رشته کوه) باعث ایجاد آلتراسیون و کانی‌سازی در

منطقه اکتشافی گزو به وسعت ۷۰ کیلومتر مربع در ۶۵ کیلومتری جنوب‌شرق طیس و ۱۵ کیلومتری جنوب‌غرب دیهوک، در استان خراسان جنوبی واقع شده است. این منطقه در محدوده‌ای با عرض جغرافیایی ۱۰° ۳۳ تا ۱۵° ۳۳ و طول جغرافیایی ۲۱° ۵۷ تا ۲۶° ۵۷ قرار دارد (شکل ۱). از لحاظ تقسیمات ساختاری این منطقه در مرز دو بلوک لوت و طیس و درون بلوک طیس واقع شده است. بلوک طیس در بین دو گسل امتداد لغز راستگرد نایبند در شرق و کلمرد کوه‌بان در غرب واقع شده است (Alavi, 1996) (شکل ۱b). بلوک لوت به واسطه داشتن موقعیت‌های تکتونیکی مختلف در زمان‌های گذشته (مانند فرورانش و محیط کششی پس از برخورد (Zarrinkoub et al. 2012) دارای حجم عظیمی از فعالیت ماگماتیسم با ویژگی‌های ژئوشیمیایی متفاوت می‌باشد (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۹۱). به دلیل وجود این فعالیت‌ها که از ژوراسیک آغاز و در تشریاری به اوج خود رسیده است، بلوک لوت دارای پتانسیل بسیار مناسبی برای تشکیل کانی‌سازی‌های مختلف می‌باشد که از این میان می‌توان به کانسارهای زیر

مطالعات زمین‌شناسی، آتراسیون و کانی‌سازی در منطقه GA.I، اطلاعاتی در مورد بخش‌های پنهان، گستردگی توده‌ها و پراکندگی کانی‌سازی در عمق، مخصوصاً در بخش‌هایی که توسط آبرفت پوشیده شده است ارائه گردد.

مواد و روش‌ها

پس از بررسی‌های صحرایی و برداشت نمونه، تعداد ۱۳۴ مقطع نازک جهت مطالعات سنگ‌شناسی و تهیه نقشه زمین‌شناسی انتخاب گردید. از میان نمونه‌ها، تعداد ۳۱ نمونه از توده‌های نفوذی با کمترین دگرسانی جهت مطالعات زمین‌شیمی انتخاب و پس از انجام عملیات خردایش و آسیاب، جهت اندازه‌گیری عناصر اصلی به روش XRF به آزمایشگاه کانساران بینالود ارسال گردید. همچنین داده‌های ژئوفیزیکی IP/RS برداشت شده از منطقه GA.I (شرکت مهندسی مشاور کان‌ایران، ۱۳۸۵) با نقشه‌های زمین‌شناسی و آتراسیون انطباق داده شد و نتایج حاصل مورد تعبیر و تفسیر قرار گرفت.

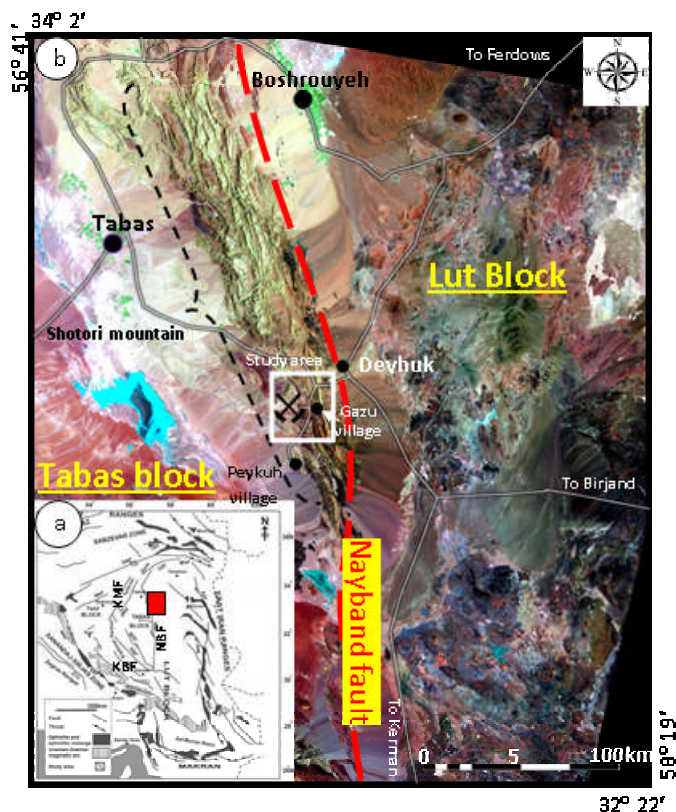
منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بشرویه (اشتوکلین و نبوی، ۱۳۴۸) و ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ تهیه نشده چیروک، در مرز دو بلوک ساختاری لوت و طبس و درون بلوک طبس واقع شده است (شکل ۱). همانطور که پیشتر گفته شد اغلب فعالیت‌های آذرین اسیدی و حدواسط در بلوک طبس محدود به جنوب رشته کوه شتری است. این رشته کوه با طول بیش از ۱۰۰ کیلومتر، در بخش شمال‌شرقی بلوک طبس، و در پایانه شمالی گسل نایبند قرار دارد. قدیمی‌ترین واحد سنگی رخنمون یافته مربوط به دونین است که به همراه سایر ردیف‌های پالئوزوئیک-تریاس میانی و همانند سایر نواحی ایران، در شرایط سکوی انباشته شده‌اند (آقانباتی ۱۳۸۳). بررسی گسل‌های اصلی و فرعی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، حضور سه سیستم گسلی را در منطقه نشان می‌دهد (شکل ۲): ۱- شمالی- جنوبی، ۲- شمال‌غرب- جنوب‌شرق و ۳- تقریباً شرقی- غربی. اصلی‌ترین روند شمالی- جنوبی بوده که در امتداد گسل پی‌سنگی نایبند در شرق، باعث جابجایی‌های گسترده در منطقه شده است. چنین جابجایی‌هایی در مقیاس عکس ماهواره‌ای قابل مشاهده است. اغلب توده‌های نفوذی اسیدی تا حدواسط در طول گسل اصلی با امتداد تقریباً شمال جنوب نفوذ کرده‌اند. گسل‌های با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق از نظر تعداد بیشتر ولی کوچکتر از گسل‌های با روند اصلی هستند. این گسل‌ها در بخش‌های مختلفی توده نفوذی را قطع و جابجا نموده‌اند. اکثر دایک‌های موجود در منطقه در امتداد گسل‌های با روند تقریبی شرقی- غربی دیده می‌شوند. به نظر می‌رسد که اصلی‌ترین بخش کانه‌دار منطقه اکتشافی گزو (GA.I) و رخنمون استوک‌های متعدد، در محل تقاطع چند گسل قرار دارد.

از آنجا که نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چیروک تا کنون تهیه نشده است، نقشه ۱:۲۰۰۰۰ از محدوده‌ای به وسعت ۷۰ کیلومتر مربع تهیه و گستردگی سنگ‌های آذرین بر روی آن مشخص گردید (شکل ۳). قدیمی‌ترین واحد سنگی موجود در منطقه مربوط به آهک و دولومیت بهرام به سن دونین میانی است که در غرب منطقه بصورت صخره‌ساز دارای گستردگی زیادی است. دیگر واحدها از قدیم به جدید عبارتند از:

سازند شیشتو شامل ماسه‌سنگ، شیل و آهک به سن دونین فوقانی- کربونیفر، سازند سردر به سن کربونیفر شامل شیل و ماسه‌سنگ، سازند جمال با ترکیب آهک و دولومیت به سن پرمین بالایی. سازندهای بهرام، شیشتو، سردر و جمال در شرق و جنوب‌شرق منطقه رخنمون دارند (شکل ۳). سازندهای سرخ شیل به سن

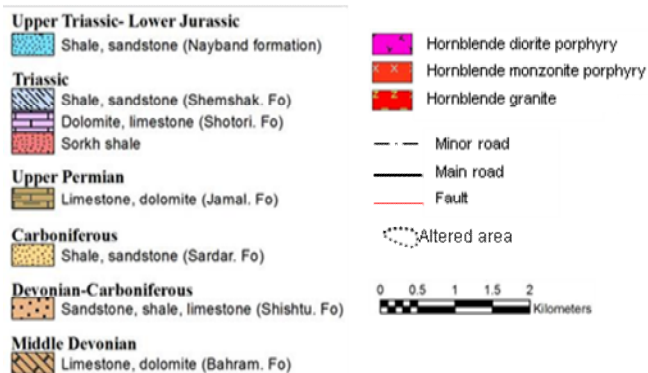
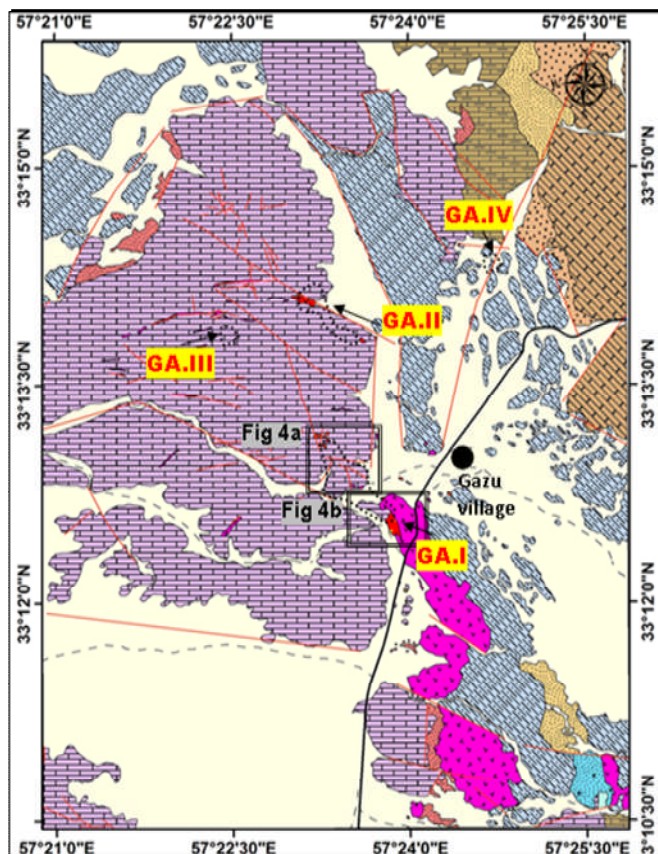
بخش‌های مختلفی از منطقه گزو گردیده است. Bazin & Hubner در سال ۱۹۶۹، Tarkian & Lotfi در سال ۱۹۷۹ و Tarkian و همکاران در سال ۱۹۸۳ به حضور کانی‌سازی مس در این منطقه اشاره نمودند. همچنین Tarkian (1982)، با مطالعه بر روی منطقه گزو، کانی‌سازی را از نوع پورفیری و سن توده‌ها را کرتاسه بالایی معرفی نموده است. با این وجود پراکندگی و تنوع سنگ‌شناختی این توده‌ها در این بخش از بلوک طبس تاکنون مورد مطالعه دقیق قرار نگرفته، لذا در این مقاله سعی گردیده است تا علاوه بر بررسی خصوصیات زمین‌شیمی، گسترش و نوع توده‌های نیمه عمیق و نیز ارتباط آنها با کانی‌سازی مورد بررسی قرار گیرد.



شکل (a) نقشه تقسیمات ساختاری مرکز و شرق ایران و موقعیت شکل b بر روی آن (برگرفته از Berberian, 1981; Jackson and McKenzie, 1984; Lindenbergh and others, 1984; Haghypour and Aghanabati, 1989; Alavi, 1991 با تغییرات پس از Ramezani & Tucher, 2003). KBF=گسل کوهبنان، KMF=گسل کلمرد، NBF=گسل نایبند. (b) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه در مرز دو بلوک لوت - طبس، نمایی از رشته کوه‌های شتری و موقعیت منطقه در پایانه جنوبی آن.

همچنین با توجه به پنهان بودن اغلب ذخایر معدنی، بکارگیری روش‌های ژئوفیزیکی در اکتشاف امری ضروری است. استفاده از این روش‌ها در مراحل مقدماتی، نیمه تفصیلی و تفصیلی، به همراه مدل‌های تکنونیک، پترولوژیکی و آتراسیون برای انتخاب محل مناسب حفاری، پیدا کردن محل دقیق ذخیره پنهان، شکل، گسترش و عمق آن بسیار سودمند است. بر پایه اطلاعات ژئوفیزیکی توأم با اطلاعات زمین‌شناسی، کانی‌سازی، آتراسیون و ژئوشیمی می‌توان محل‌های مناسب برای حفاری را تعیین و در صورت موفقیت مقدار ذخیره کانسار را تخمین زد. در این مقاله سعی شده است تا با استفاده از روش IP/RS و تفسیر آن بوسیله

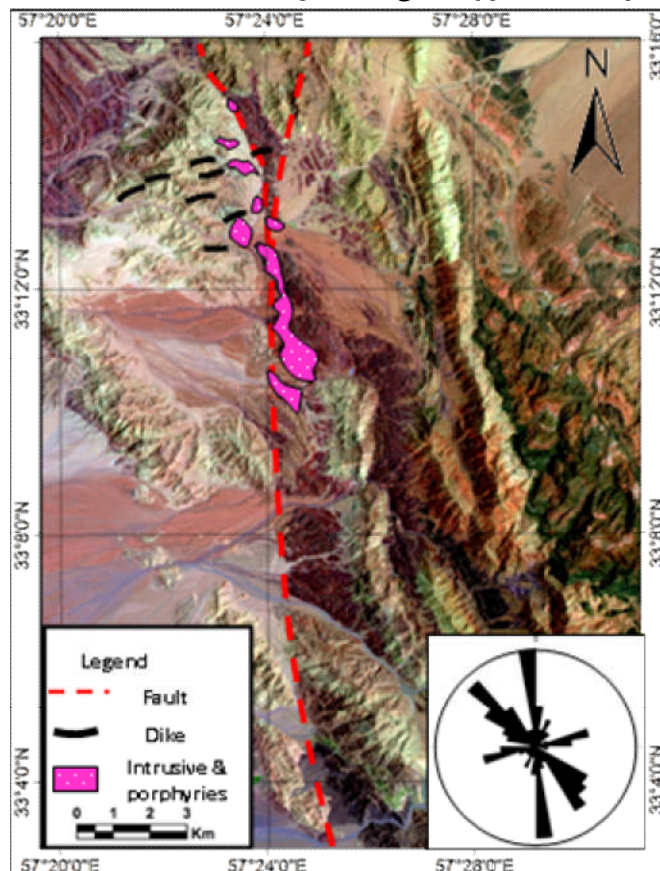
تریاس تحتانی، دولومیت شتری به سن تریاس میانی و سازند نایبند شامل شیل و ماسه‌سنگ به سن تریاس فوقانی به همراه شیل و ماسه‌سنگ شمشک به سن تریاس بالایی- ژوراسیک تحتانی از دیگر واحدهای رخنمون یافته در منطقه اکتشافی گزو هستند. در این میان سازند شمشک و شتری دارای گستردگی بیشتری نسبت به سایر واحدها می‌باشند (شکل ۳).



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه اکتشافی گزو و موقعیت محدوده‌های مستعد کانی‌سازی و آلتراسیون (GA.I-GA.II-GA.III) و (GA.IV) بر روی آن. موقعیت نقشه‌های زمین‌شناسی بزرگ مقیاس شکل ۴ بصورت مربع نمایش داده شده است.

پتروگرافی توده‌های نفوذی

توده‌های نفوذی و نیمه عمیق در منطقه اکتشافی گزو به سه صورت توده‌ای، دایک و سیل، اغلب در مرز دو سازند شتری و شمشک قابل مشاهده هستند. ترکیب این توده‌ها دیوریت، مونزونیت و به مقدار کمتر گرانیتی است و عبارتند از هورنبلند گرانیت، هورنبلند دیوریت پورفیری، هورنبلند مونزونیت پورفیری، هورنبلند مونزودیوریت پورفیری، پیروکسن مونزونیت و هورنبلند کوآرتز مونزونیت پورفیری. بیشترین رخنمون این سنگ‌ها مربوط به توده‌های هورنبلند مونزونیت پورفیری و هورنبلند دیوریت پورفیری است. هورنبلند دیوریت پورفیری بصورت خطی و با طول ۴/۵ کیلومتر در جنوب روستای گزو ادامه دارد. هورنبلند مونزونیت



شکل ۲. تصویر ماهواره لندست از منطقه مورد مطالعه و پراکندگی رخنمون توده‌های نفوذی و دایک‌های منطقه و ارتباط آن با سیستم گسلی. نمودار گل سرخی نشان‌دهنده حضور سه سیستم گسلی در منطقه می‌باشد.

توده‌های نفوذی در منطقه اکتشافی گزو با روند عمومی شمالی- جنوبی تا شمال‌غرب- جنوب‌شرق در بین واحدهای دولومیت سازند شتری (تریاس میانی) و شیل و ماسه‌سنگ سازند شمشک (تریاس فوقانی تا ژوراسیک تحتانی) نفوذ کرده‌اند (شکل‌های ۲ و ۳). علی‌رغم این گستردگی در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ بشرویه، اشاره‌ای به حضور این توده‌ها نشده و مطالعات دقیقی جهت بررسی گستردگی آنها صورت نگرفته است. نفوذ توده‌های نفوذی با ترکیب اسیدی تا حدواسط به درون دولومیت سازند شتری باعث ایجاد دگرسانی گسترده و کانی‌سازی مس در غرب روستای گزو شده است. حضور دایک‌های متعدد و بعضاً سیل با روند تقریبی شرقی- غربی، شکل دیگری از فعالیت آذرین در این منطقه است که غالباً در امتداد گسل‌های شرقی- غربی دیده می‌شوند. پراکندگی این دایک‌ها گسترده‌تر از محدوده مورد مطالعه بوده و در فاصله ۳۰ کیلومتری از منطقه نیز مشاهده شده است.

می‌باشد) هستند، لذا توده‌های این منطقه در سری I (سری اکسیدان) قرار می‌گیرند (شکل ۵b). مجموعه کانی‌شناسی سنگ‌های نفوذی منطقه (بیوتیت، هورنبلند و مگنتیت) نیز این مطلب را تایید می‌نماید. مقدار K_2O از ۱/۹۸ درصد تا ۳/۶۴ درصد در تغییر است و نسبت K_2O/Na_2O بین ۰/۴ و ۱/۱۸ است (جدول ۱). بنابراین بر اساس مقادیر SiO_2 در مقابل K_2O (Peccerillo & Taylor, 1976) و نیز اکسید منیزیم، آهن و مجموع Na_2O ، K_2O (AFM) (Irvine & Baragar, 1971)، توده‌های نفوذی منطقه جزو سری کالک‌آلکانل و از نوع غنی از پتاسیم می‌باشند (شکل ۶a,b). براساس نمودار Pearce et al (1984) موقعیت تکتونیکی توده‌های نفوذی، محدوده ماگمایی مرتبط با زون فرورانش است (شکل ۷).

Frost et al., 2001 در دیاگرام $FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO)$ در مقابل SiO_2 مرز بین گرانیته آهن‌دار و گرانیته منیزیم‌دار را بصورت یک خط راست تعریف کردند. این خط توسط Frost and Frost, 2008 بر اساس آهن کل سنگ ($FeO^* = FeO + 0.9Fe_2O_3$, $FeO^*/(FeO^* + MgO)$) بازبینی شد و مقدار اندکی به شیب آن افزوده شد. بر این اساس توده‌های نفوذی منطقه در محدوده منیزیمی قرار می‌گیرند (شکل ۸a). همچنین با توجه به نمودار $(Na_2O + K_2O - CaO)$ در مقابل SiO_2 توده‌های نفوذی منطقه گزو غالباً آلکالی کلسیک تا کالک‌آلکالیک هستند (شکل ۸b).

پراکندگی توده‌های نفوذی و کانی‌سازی

بر اساس بررسی تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات صحرایی و نیز مطالعات کانی‌شناسی، در مساحتی بالغ بر ۷۰ کیلومتر مربع، زون‌های کانی‌سازی و دگرسانی حداقل در چهار نقطه GA.I-GA.II-GA.III و GA.IV قابل مشاهده است. منطقه GA.I در غرب روستای گزو (شکل‌های ۲ و ۳) دارای بیشترین اثرات دگرسانی و کانی‌سازی است. حدود ۲۲۰ کار قدیمی شامل چاه، چاهک، ترانسه و تونل و نیز مقادیر فراوانی سرباره ذوب در این منطقه وجود دارد. در منطقه GA.I واحد هورنبلند موزونیت پورفیری و سنگ‌های کربناته اطراف آن، اصلی‌ترین واحدهایی هستند که کانی‌سازی در آن‌ها رخ داده است. وجود مقادیر فراوان پیریت باعث به‌وجود آمدن زون گوسان وسیع در این منطقه شده است. بر اساس اطلاعات حفاری مغزه‌گیری شرکت کان‌ایران (۱۳۸۵) بخش اکسیدان تا عمق ۳۰ تا ۵۰ متر ادامه دارد که این امر احتمال وجود زون سوپرژن در اعماق را قوت می‌بخشد. کانی‌سازی سولفیدی پیریت، کالکوپیریت و اسفالریت به سه صورت افشان، استوک‌ورک و برش گرمایی قابل مشاهده است. بیشترین تنوع و گستردگی توده‌های نفوذی در منطقه GA.I مشاهده می‌شود. مطالعات ژئوفیزیکی IP-RS (مهندسی مشاور کان‌ایران، ۱۳۸۵)، بر روی این منطقه صورت گرفته که در ادامه بررسی خواهد شد.

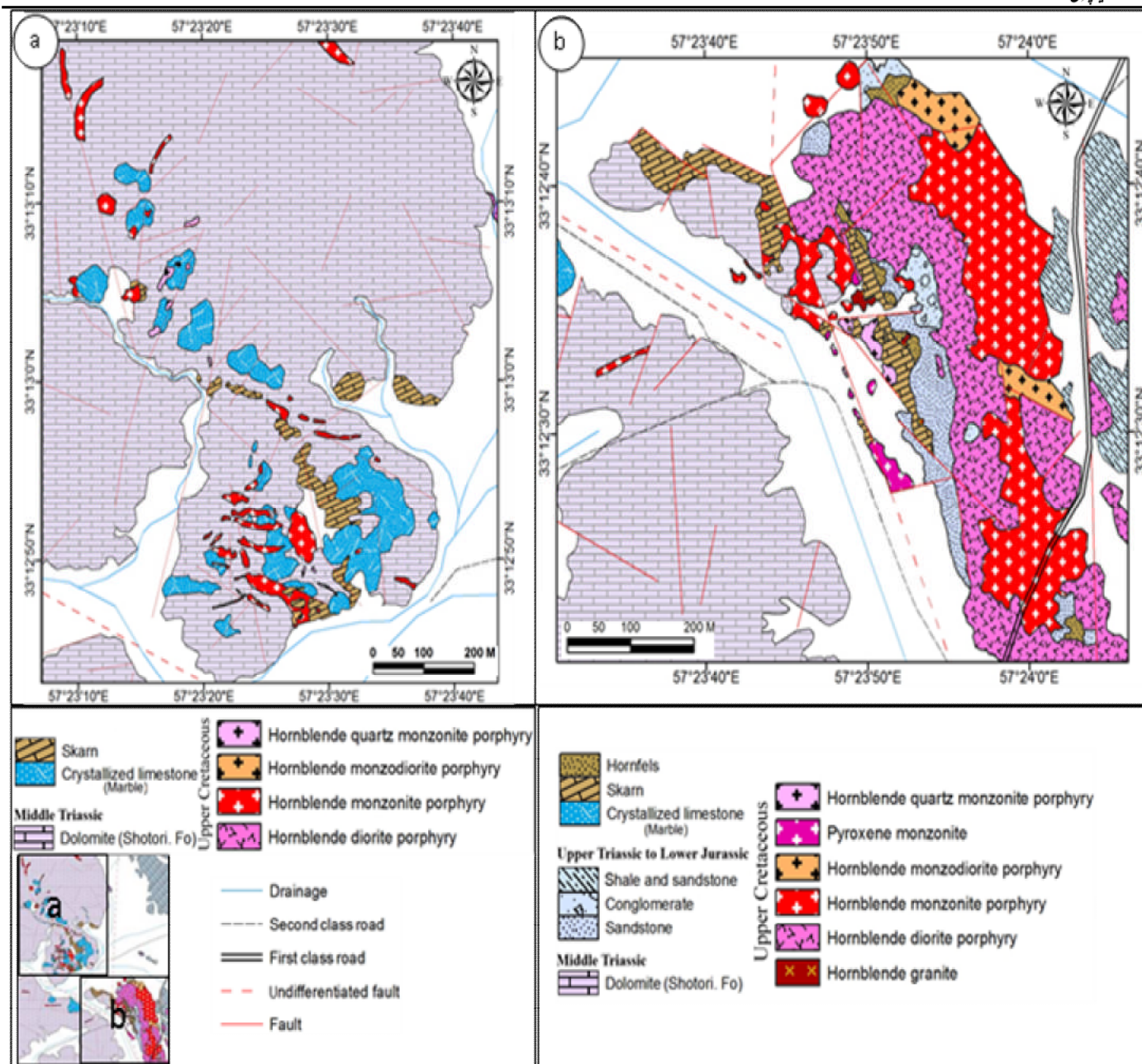
منطقه GA.II (شکل ۳) در ۳ کیلومتری شمال غرب روستای گزو با داشتن چندین کار قدیمه و زون اکسیدان وسیع و نیز دگرسانی گسترده دومین منطقه مهم از نظر کانی‌سازی محسوب می‌گردد. هورنبلند گرانیته، هورنبلند دیوریت پورفیری و هورنبلند موزونیت پورفیری مهمترین توده‌هایی هستند که در این بخش رخمنون دارند.

پورفیری با روند شمال‌غرب- جنوب شرق بیشترین رخمنون را در بخش‌های دگرسان و کانه‌دار داراست (شکل ۳). خصوصیات توده‌های نفوذی در ادامه به تفصیل مورد بررسی قرار می‌گیرند.

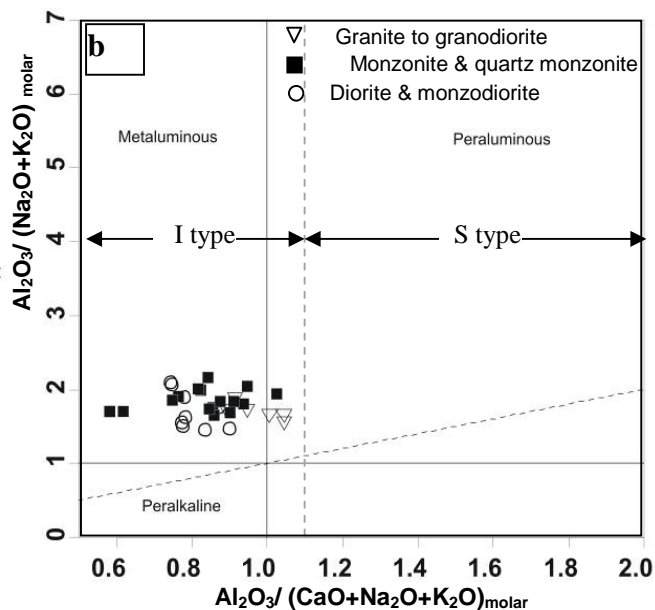
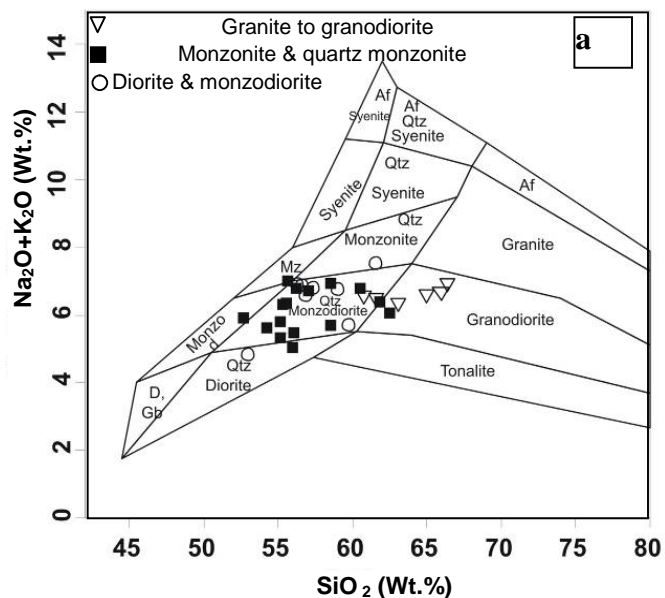
هورنبلند گرانیته که چند رخمنون کوچک از آن در جنوب‌شرق منطقه وجود دارد (شکل ۴). به دلیل بالا بودن شدت دگرسانی دارای مورفولوژی نرم هستند. بافت این سنگ هیپیدیمورف گرانولار و میرمکتیتی بوده و دارای ۲۵-۳۰ درصد کوارتز، ۲۰ درصد آلکالی، حدود ۳۰ درصد پلاژیوکلاز و ۱۵-۲۰ درصد هورنبلند است. کانی‌های اوپیک شامل ۱-۲ درصد مگنتیت و حدود ۳ درصد پیریت است. هورنبلند دیوریت پورفیری با بافت پورفیری و با زمینه دانه‌ریز تا دانه‌متوسط گستردگی فراوانی در منطقه دارد. درصد درشت بلورها در حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد است. کانی‌های درشت بلور شامل ۱۴ تا ۱۸ درصد پلاژیوکلاز (آندزین)، ۸ تا ۱۲ درصد هورنبلند، ۳ تا ۴ درصد آلکالی فلدسپات و ۱ تا ۲ درصد کوارتز است. کانی فرعی موجود در این سنگ آپاتیت به میزان کمتر از ۱ درصد است. پلاژیوکلازها اغلب دارای زونینگ می‌باشند و بعضاً سرسیتی و کربناته شده‌اند. هورنبلند بیشتر خودشکل بوده و اغلب کلریتی و اپیدوتی شده است. این واحد دارای ۲-۳ درصد مگنتیت پراکنده می‌باشد. هورنبلند موزونیت پورفیری نیز دارای گستردگی زیادی بوده و بیشترین ارتباط را با بخش‌های دگرسان و کانه‌دار دارد (شکل ۴). دایک‌های مشاهده شده در منطقه نیز دارای چنین ترکیبی هستند. از لحاظ پتروگرافی دارای بافت پورفیری بوده که درصد کانی‌های درشت بلور آن در حدود ۴۰ درصد است. فنوکریست شامل ۱۸ تا ۲۰ درصد پلاژیوکلاز، ۱۰ تا ۱۲ درصد آلکالی، کمتر از ۵ درصد کوارتز (دارای بافت خلیجی) و ۷ تا ۸ درصد هورنبلند می‌باشد. در بیشتر موارد کانه‌زایی پیریت و بعضاً کالکوپیریت و اسفالریت در آن دیده می‌شود. این واحد توسط توده هورنبلند گرانیته قطع شده است. علی‌رغم گسترش کم واحد هورنبلند کوارتز موزونیت پورفیری، این واحد دارای پراکندگی زیادی در منطقه معدنی می‌باشد. رخمنون‌های متعدد اما کوچکی از این واحد در جنوب‌شرق، مرکز و شمال‌غرب نقشه زمین‌شناسی قابل مشاهده است. از لحاظ پترولوژیکی دارای بافت پورفیری با زمینه دانه‌درشت است. فنوکریست متشکل از ۲۰-۲۵ درصد پلاژیوکلاز، ۱۵ درصد آلکالی، ۵ درصد کوارتز و ۱۸-۲۰ درصد هورنبلند است. آپاتیت به فراوانی قابل مشاهده است (شکل ۴). بیشترین رخمنون واحد پیروکسن موزونیت واقع در جنوب‌شرق منطقه معدنی است که با بافت گرانولار دارای ۴۵-۴۰ درصد پلاژیوکلاز، ۳۰-۳۵ درصد آلکالی و ۷ تا ۱۰ درصد پیروکسن می‌باشد. این واحد تقریباً فاقد دگرسانی می‌باشند.

زمین‌شیمی توده‌های نفوذی

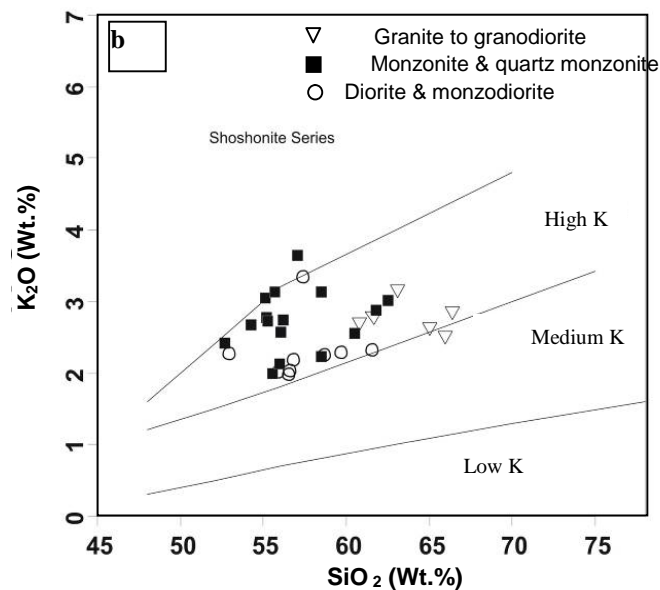
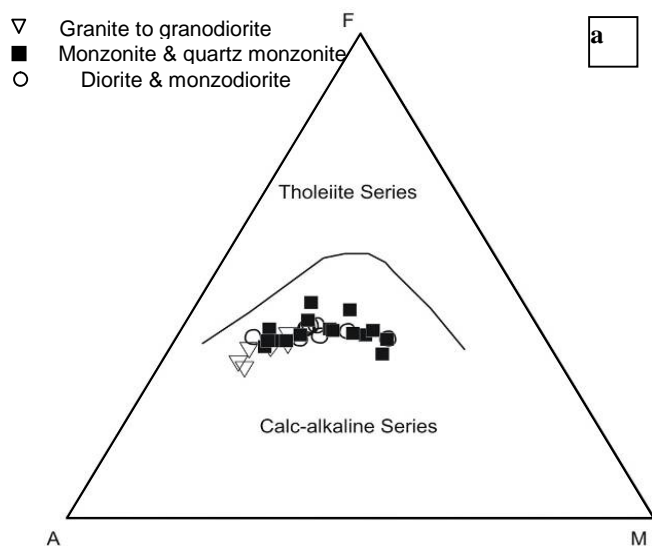
از توده‌های نفوذی منطقه اکتشافی گزو، پس از مطالعات دقیق سنگ‌شناسی تعداد ۳۱ نمونه با کمترین میزان دگرسانی انتخاب و به منظور تعیین میزان عناصر اصلی مورد آنالیز XRF قرار گرفتند. نتایج حاصل از آنالیز اکسیدهای اصلی در جدول (۱) نشان داده شده است. در این نمونه‌ها مقدار SiO_2 از ۵۲/۶۵ درصد تا ۶۶/۳۸ درصد متغیر است. بررسی مقدار SiO_2 در مقابل مجموع Na_2O و K_2O (Middlemost, 1994) نشان می‌دهد توده‌های نفوذی منطقه اغلب دارای ترکیب موزودیوریت، موزونیت و گرانودیوریت هستند (شکل ۵a). مقدار $A/CNK < 1$ و $A/NK > 1$ برای توده‌های نفوذی منطقه اکتشافی گزو نشان می‌دهد که اغلب این توده‌ها از نوع متآلومینوس هستند (Maniar and Piccoli, 1989). بر اساس Chappell and White (2001) از آنجا که تمامی نمونه‌ها دارای A/CNK کمتر از ۱/۱ (که حد بالایی گرانیته‌های نوع I



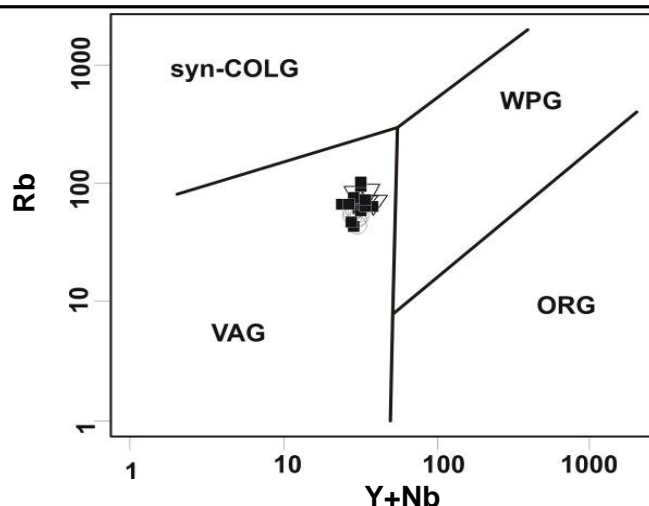
شکل ۴. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰ منطقه کانه دار (a) بخش شمال غرب GA.I و (b) بخش جنوب شرق GA.I. اثرات دگرگونی همبری در امتداد نفوذ توده های نیمه عمیق بین دولومیت سازند شتری و شیل و ماسه سنگ شمشک قابل مشاهده است.



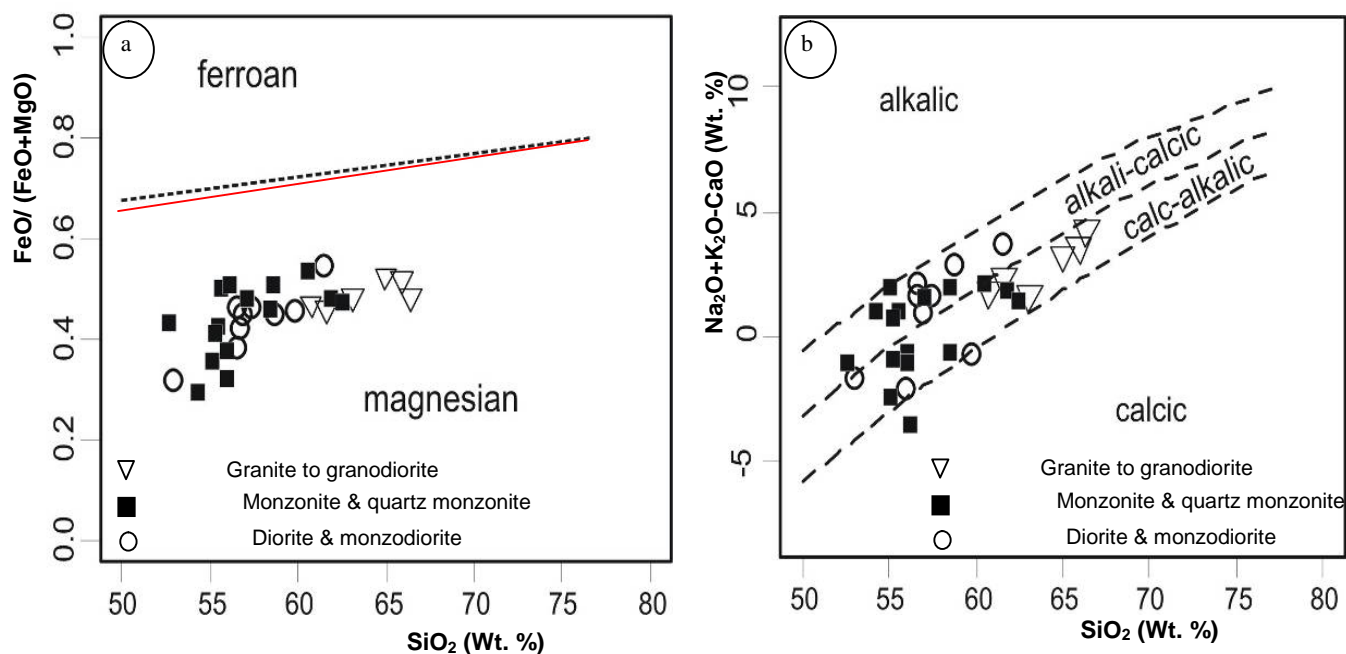
شکل ۵. نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی بر اساس مجموع Na₂O و K₂O در مقابل SiO₂ (Middlemost, 1994)، (a) نمودار نسبت Al₂O₃/(Na₂O + K₂O) در مقابل Al₂O₃/(CaO + K₂O + Na₂O) (Maniar and Piccoli, 1989)، خط A/CNK=1.1 محدوده I (A/CNK<1.1) و S (A/CNK>1.1) را از یکدیگر جدا می‌کند (Chappell and White, 2001).



شکل ۶. نمودار AFM جهت تفکیک سنگ‌های آذرین کالک آلکان از تولیتی (Irvine & Baragar, 1971) و (b) نسبت K₂O به SiO₂ در توده‌های نفوذی منطقه (Peccerillo & Taylor, 1976)



شکل ۷. تعیین موقعیت تکتونیکی توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه بر روی دیاگرام Rb در برابر Y+Nb (Pearce et al, 1984)



شکل ۸. (a) نمودار $FeO/(FeO+MgO)$ در مقابل SiO_2 . مرز آهن و منیزیم (خط چین، Frost et al. 2001) با تغییراتی (خط ممتد) توسط Frost and Frost, (2008) با استفاده از $FeO/(FeO+MgO) = 0.46 + 0.005SiO_2$ که در آن $FeO = FeO + 0.9Fe_2O_3$ نشان داده شده است. توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه در محدوده منیزیم قرار می‌گیرد. (b) موقعیت توده‌های نفوذی بر روی نمودار Na_2O+K_2O-CaO در مقابل SiO_2 .

منطقه GA.III (شکل ۳) دارای وسعت کمی در ۵ کیلومتری شمال غرب روستای گزو است و از نظر ارتفاع، حدود ۲۱۰ متر بالاتر از منطقه GA.I و کاملاً در وسط دولومیت شتری قرار دارد. در این بخش رخنمون‌های کوچک و شدیداً دگرسان شده از توده با ترکیب مونزونیت بصورت استوک دیده می‌شود که به درون واحد دولومیت نفوذ کرده است. تمرکز دایک‌ها در این بخش بیشتر از دیگر نواحی است. کانی‌سازی سولفیدی در این بخش مشاهده نگردید.

در منطقه GA.IV (شکل ۳) اثری از توده‌های نفوذی وجود ندارد و شواهد کانی‌سازی و آلتراسیون صرفاً در واحد کربناته بصورت بخش‌های شدیداً سیلیسی

کربنات‌های اطراف شدیداً برشی شده و دارای رگچه‌های فراوان غنی از اکسید آهن می‌باشد. همچنین اثراتی از اسکارن قابل مشاهده است. رخنمون توده‌های نفوذی به نسبت منطقه GA.I کمتر بوده ولی شواهد صحرایی حاکی از حضور توده‌های نفوذی در زیر بخش اعظمی از دولومیت‌های شتری این منطقه است. علاوه بر آن تعداد زیادی دایک با ترکیب غالب مونزونیتی در غرب این منطقه و به سمت منطقه GA.III وجود دارد.

مستطیلی (Rectangle Array) و با طول خط جریان ۸۰۰ متر و فواصل الکترودی ۲۰ متر به روش پلاریزاسیون القایی برداشت شده است. در این برداشت خط مبنا (Base Line) به موازات کارهای شادادی به طول ۱۳۰۰ متر و در جهت شمال غرب-جنوب شرق تعریف شده است. پروفیل‌ها عمود بر خط مبنا به طول ۳۰۰ تا ۶۳۰ متر، با فواصل ۱۰۰ متر از یکدیگر و نقاط برداشت ۲۰ متر انتخاب گردیده است (شکل ۹). لازم به ذکر است که طول پروفیل‌ها بسته به ناهنجاری‌های دیده شده ضمن برداشت تغییر کرده است. تعداد نقاط اندازه‌گیری شده بالغ بر ۶۲۹ نقطه IP و به همان مقدار اندازه‌گیری RS بوده است (مهندسین مشاور کانیران، ۱۳۸۵).

نتایج حاصل از برداشت IP و RS بصورت نقشه‌های هم‌میزان بارپذیری و مقاومت ظاهری ترسیم گردیده است (شکل ۱۰). (مهندسین مشاور کانیران، ۱۳۸۵). همچنین جهت بررسی بی‌هنجاری‌ها در عمق، چگونگی قرار گرفتن آنها و تعیین ابعاد آن دو شبه مقطع بارپذیری و مقاومت ظاهری در محل پروفیل‌های 100N و 500S تهیه شده است (شکل ۱۱). در نقشه هم‌میزان بارپذیری، حداکثر شدت بارپذیری اندازه‌گیری شده در این منطقه ۳۶ میلی ولت بر ولت است. حداقل شدت اندازه‌گیری شده مربوط به غرب محدوده بوده که شدت آن به ۲ میلی‌ولت بر ولت می‌رسد و بر روی واحد کرنبانه فاقد کانه‌زایی قرار گرفته است. ناهنجاری بارپذیری اندازه‌گیری شده می‌تواند ناشی از پراکندگی کانی‌های سولفیدی باشد. ناهنجاری‌های شارژ‌ابلیته دارای روند شمال غرب-جنوب شرق بوده که در واقع بیانگر موقعیت بی‌هنجاری‌های عمقی می‌باشند که در عمق به سمت جنوب غرب امتداد دارند.

با بررسی نقشه هم‌میزان بارپذیری منطقه GAI مشاهده می‌شود که ناهنجاری‌ها در این منطقه به دو زون A و B قابل تقسیم است (شکل ۱۰). زون A که در جنوب غرب محدوده قرار دارد خود به دو بخش A1 با بیشترین میزان ناهنجاری از پروفیل 200N تا 200S در غرب و A2 از پروفیل 300S تا 500S در شرق تقسیم می‌شود. در مجموع زون A از نظر شدت بارپذیری اهمیت بیشتری نسبت به زون B دارد. با توجه به انطباق نقشه زمین‌شناسی و نقشه بارپذیری، قسمت‌های غربی زون A با توده مونزونیت پورفیری و مونزودیوریت پورفیری دارای دگرسانی‌های سیلیسی-سرسیتیک، سیلیسی-پروپلیتیک و کوارتز-سرسیت-پیریت منطبق است که آثار و شواهد کانی‌سازی در سطح آنها دیده می‌شود. با فاصله ۵۰۰ متر و در شرق زون A رخنمون کوچکی از توده مونزونیت پورفیری مشاهده می‌شود. همچنین این توده در گمانه شماره ۱ و در عمق ۳۰ تا ۶۰ متر در زیر آبرفت قابل مشاهده است. بنابراین توده مونزونیت پورفیری توسط رسوبات عهد حاضر پوشیده شده و کل آنومالی بالای بارپذیری زون A را در زیر آبرفت ایجاد می‌کند. بخش وسیعی از زون A منطبق بر دشت بوده و نشان‌دهنده حضور کانی‌سازی در واحد مونزونیت پورفیری در زیر آبرفت است. توده مونزودیوریت پورفیری در شرق زون A و نیز درون گمانه مشاهده نگردید. بخش A2 بر روی دنباله شرقی توده مونزونیتی قرار دارد (شکل ۱۰). زون B در شمال-شمال شرق زون A و به موازات آن قرار گرفته و احتمالاً توسط گسل از آن جدا شده است.

این زون دارای گستردگی بالایی بوده و به دو بخش B1 که بصورت پراکنده در شمال غرب منطقه از پروفیل 200N تا 600N قرار دارد و B2 از پروفیل 100N تا 400S تقسیم می‌شود. زون B1 انطباق خوبی با قسمت‌های کوچکی از توده مونزونیت پورفیری دارای پیریت دانه‌پراکنده و دگرسانی کوارتز-سرسیت-پیریت و سیلیسی-کرنبات دارد. بخش B2 بطور کامل بر روی آبرفت قرار گرفته و موید

شده همراه با رگچه‌های فراوان غنی از اکسید آهن به همراه باریت مشاهده گردید. مقادیر فراوانی سرباره ذوب در این بخش وجود دارد. تفاوت این منطقه با دیگر بخش‌های کانه‌دار در این است که در اینجا آهک و دولومیت سازند جمال به سن پرمین فوقانی دچار تغییر و دگرسانی شده است. لازم به ذکر است که چنین تغییراتی درون واحد دولومیت شتری در جنوب روستای گزو و در امتداد جاده پیکوه نیز قابل مشاهده است. بطور کلی این تغییرات در فواصل دورتر از محل رخنمون توده نیز قابل مشاهده می‌باشد. بنابراین وجود چنین تغییراتی، شاهد خوبی مبنی بر حضور توده در بخش‌هایی است که رخنمونی از آن دیده نمی‌شود.

مدل زایشی

بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، دگرسانی‌های موجود در منطقه اکتشافی گزو عبارتند از: کوارتز-سرسیت-پیریت (QSP)، کوارتز-سرسیت، سیلیسی-کرنبات، سرسیت-پروپلیتیک و پروپلیتیک که بیشترین انطباق را با توده‌های نفوذی منطقه مخصوصاً توده هورنبلند مونزونیت پورفیری دارا هستند و دگرسانی سیلیسی و اسکارنی شدن که غالباً در سنگ‌های کرنبانه مجاور توده‌های نفوذی دیده می‌شود. کانی‌سازی به شکل افشان، استوکورک و به میزان کمتر برش گرمایی دیده می‌شود. کانی‌های سولفیدی اولیه شامل پیریت، کالکوپیریت و اسفالریت و کانی‌های ثانویه شامل مالاکیت، آزوریت، کریزوکلا، فیروزه و اکسیدهای آهن می‌باشد. همچنین با توجه به داده‌های سنگ‌زمین‌شیمی سطحی منطقه GAI، عناصر مس، طلا و روی به ترتیب با حداکثر مقدار ppm ۲۸۵۰۰، ۰/۷ ppm و ۸۸۱۰ ppm آنومالی نشان می‌دهند. بنابراین، با توجه به حضور انواع توده‌های نفوذی حدواسط تا اسیدی، نوع و گسترش آلتراسیون و ارتباط آن با توده‌های نفوذی، نوع و شکل کانی‌سازی و داده‌های زمین‌شیمی و حضور کانی‌های کالک‌سیلیکاته در کرنبات‌های مجاور توده‌های نفوذی، کانه‌زایی مس در منطقه گزو از نوع مس پورفیری و اسکارن وابسته به آن می‌باشد. Tarkian (1982) کانی‌سازی در این منطقه را از نوع پورفیری معرفی نموده است. برداشت‌های ژئوفیزیک از این منطقه نشان‌دهنده وجود زون‌های کانه‌دار مرتبط با بخش‌هایی از توده‌های نفوذی و سنگ‌های پیرامون آن می‌باشد.

تفسیر برداشت‌های IP/RS

تا کنون اغلب کانسارهای پورفیری سطحی شناسایی و بخش اعظم آنها مورد بهره‌برداری قرار گرفته است. در حال حاضر بیشتر فعالیت‌های اکتشافی بر روی کانسارهای پنهان و پوشیده متمرکز شده است که برای این منظور از روش‌های غیر مستقیم مانند ژئوفیزیک استفاده می‌گردد. روش IP-RS در سطح ملی و بین‌المللی برای اکتشاف کانی‌سازی‌های نوع پورفیری، مانند کانسارهای مس سرچشمه (گزارش یوگوسلاو، ۱۳۵۶)، ماهرآباد (ملکزاده سفارودی، ۱۳۸۸)، توپیندا (Howe & Kroll, 2010) و کانسارهای شرق ویکتوریا (Rajagopalan, 1999) مورد استفاده قرار گرفته است. وجود آنومالی بالای زمین‌شیمی، دگرسانی شدید و اثرات کانه‌زایی دانه‌پراکنده در سطح سبب برداشت ژئوالکتریکی در منطقه GAI گردیده است (مهندسین مشاور کانیران، ۱۳۸۵). جهت بررسی وجود مواد سولفیدی در عمق، پراکندگی آنها و تعیین عوامل زمین‌شناسی مختلف از قبیل همبری و گسل، این محدوده توسط شرکت مهندسین مشاور کانیران در سال ۱۳۸۵ و با استفاده از روش پلاریزاسیون القایی و مقاومت ویژه ظاهری تحت پوشش عملیات IP/RS قرار گرفته است. نتایج حاصل از این برداشت‌های صحرایی بصورت نقشه‌های رنگی و شبه مقطع تهیه شده است. محدوده مورد مطالعه جهت تعیین وضعیت کلی کانسار در اعماق، ابتدا با آرایش

پورفیری، هورنبلند مونزونیت پورفیری، هورنبلند مونزودیوریت پورفیری، پیروکسن مونزونیت و هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری. این توده‌ها متعلق به سری مگنتیت (I) بوده و از نوع متالومینوس می‌باشند. اغلب توده‌های نفوذی که معمولاً همراه با کانی‌سازی هستند، کالک‌آلکان و از نوع غنی از پتاسیم می‌باشند. توده‌های نیمه‌عمیق منطقه اکتشافی گزو در گروه گرانیتوئیدهای منیزیمی جای گرفته و ترکیب آنها غالباً آلکالی-کلسیک تا کالک آلکالیک می‌باشد و در کمربند ماگمایی زون فرورانش تشکیل شده‌اند. اثرات و شواهد کانی‌سازی در بخش‌های مختلفی از منطقه قابل مشاهده است که به جهت احتمال تشکیل خوشه‌ای کانسارهای پورفیری در یک منطقه، مطالعه این بخش‌ها و بررسی ارتباط آن با توده‌های نفوذی حائز اهمیت است. مناطق GA.I و GA.II با دارا بودن بیشترین اثرات دگرسانی و حضور تعداد زیادی اثرات کارهای قدیمه از اهمیت بالاتری برخوردار است. با توجه به دگرسانی وسیع در منطقه اکتشافی گزو، وجود کانی‌سازی به شکل‌های استوک‌ورک، پراکنده و برش گرمایی، داشتن مجموعه کانی‌شناسی هیپوزن شامل پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و مگنتیت، ناهنجاری بالای مس و وجود شواهد دگرگونی مجاورتی در کنتاکت با توده‌های نفوذی و تشکیل کانی‌های کالک سیلیکاته، کانسار مس گزو یک کانسار پورفیری و اسکارن مرتبط با آن می‌باشد. با توجه به اینکه سن اکثر توده‌های نفوذی مرتبط با کانسارهای پورفیری ایران مربوط به دوران سنوزوئیک می‌باشد، با بررسی توده‌های نفوذی به سن کوتاه‌تر در این بخش از بلوک طبس، کلید اکتشافی مناسبی جهت اکتشاف کانسارهای پورفیری مرتبط با این توده‌ها در سایر نقاط بدست خواهد آمد. ناهنجاری‌های بارپذیری در بخش GA.I کانسار مس گزو به دو زون A و B تقسیم می‌شود که شدت این ناهنجاری در زون A بیشتر است. بخش‌هایی از ناهنجاری زون A با توده مونزونیت پورفیری و مونزودیوریت پورفیری و ناهنجاری زون B با توده مونزونیت پورفیری، دارای پیریت دانه‌پراکنده منطبق هستند. حفاری انجام شده بر روی شبه مقطع 100N (BH1) نشان‌دهنده حضور توده مونزونیت پورفیری به همراه سولفید دانه پراکنده در عمق ۳۰ تا ۶۰ است که با ناهنجاری موجود در بخش A این شبه مقطع انطباق کامل دارد. با توجه به تشابه ویژگی‌های سطحی در محل شبه مقاطع 100N و 500S مانند حضور رخنمون‌هایی از توده مونزونیت پورفیری دارای پیریت دانه‌پراکنده، دگرسانی سیلیسی-سرسیتیک، کوارتز-سرسیت-پیریت و سیلیسی-کربناته و نیز تشابه ناهنجاری در آنها، ناهنجاری در شبه مقطع 500S نیز مربوط به پراکندگی کانی‌های سولفیدی در عمق است.

حضور کانی‌سازی در عمق است. توده مونزونیت پورفیری و بخش‌هایی از مونزودیوریت پورفیری با جنوب‌شرق زون B2 انطباق دارد. بر اساس شواهد سطحی از قبیل رخنمون توده مونزونیت پورفیری، وجود پیریت دانه‌پراکنده و آلتراسیون QSP و سیلیسی-کربناته، دو زون B1 و B2 از توده مونزونیت پورفیری منشأ گرفته‌اند. در مقام مقایسه، شدت بارپذیری زون B از زون A کمتر بوده و گستردگی کارهای قدیمی در زون A بیشتر از زون B است. اما منشأ ایجادکننده بارپذیری در زون A و B توده مونزونیت پورفیری است.

با توجه به نقشه هم‌میزان بارپذیری و با در نظر گرفتن توپوگرافی موجود در منطقه، پروفیل 100N بطول ۶۵۰ متر و با فواصل الکترودی ۲۰ متر با آرایش قطبی - دو قطبی مورد مطالعه قرار گرفته و نتایج حاصله بصورت شبه مقاطع بارپذیری (شکل ۱۱a) ترسیم گردیده است. با بررسی این شبه مقطع مشاهده می‌شود که محدوده‌هایی که در نقشه هم‌میزان بارپذیری دارای بی‌هنجاری IP است در این شبه مقطع نیز بی‌هنجاری نشان می‌دهند و وجود دو زون A و B در عمق نیز تأیید می‌گردد. حداکثر شدت بارپذیری اندازه‌گیری شده به ۳۲ میلی‌ولت بر ولت و حداقل آن به ۵ میلی‌ولت بر ولت میرسد. در این شبه مقطع زون B در زیر نقطه 20W شروع شده و تا زیر ایستگاه 100E ادامه دارد که در آن انومالی بارپذیری از عمق ۱۰۰ متر شروع شده و به سمت شمال‌شرق با شیب احتمالی ۸۰ درجه گسترش داشته و به طرف عمق محدود نمی‌شود. شارژاییلیته آن بین ۱۷/۵ تا ۲۵ میلی‌ولت برولت متغیر است. حفاری بر روی این ناهنجاری تا عمق ۵۵ متری آثاری از سولفید نداشته که دلیل آن عمیق‌تر بودن ناهنجاری است. زون A که شدت بارپذیری آن از ۱۷/۵ تا ۳۰ میلی‌ولت می‌رسد گسترش نسبتاً زیادی داشته (100W-260W) و حدوداً از عمق نزدیک به سطح زمین شروع شده و تا عمق حدود ۱۴۰ متر با شیب احتمالی ۵۰ درجه به سمت جنوب‌غرب ادامه دارد. حفاری در این ناهنجاری (۷۷متر)، بیانگر حضور توده مونزونیت پورفیری در عمق بوده و وجود سولفید از عمق ۳۰ متری تا ۶۰متری بصورت دانه‌پراکنده و رگچه‌ای را نشان می‌دهد (مهندسین مشاور کان‌ایران، ۱۳۸۵).

جهت بررسی ادامه زون A و B در جنوب شرق محدوده، پروفیل 500S بطول ۴۶۰ متر و با فواصل الکترودی ۲۰متر با آرایش قطبی - دو قطبی مورد مطالعه قرار گرفته و نتیجه آن بصورت شبه مقطع بارپذیری (شکل ۱۱b) رسم گردیده است (مهندسین مشاور کان‌ایران، ۱۳۸۵). در شبه مقطع 500S بی‌هنجاری‌ها در عمق بیشتر (۸۰ تا ۱۲۰ متر) و حداکثر تا ۲۴ میلی‌ولت بر ولت قابل مشاهده‌اند که به سمت جنوب‌غرب ادامه دارند. حداکثر عمق حفاری صورت گرفته بر روی پروفیل 500S، ۷۰ متر می‌باشد. این در حالی است که بی‌هنجاری از عمق ۸۰متر شروع می‌شود. لذا بی‌هنجاری را قطع نموده است. ولی با توجه به حضور پیریت و مقدار کمی کالکوپیریت در مناطق سطحی، همچنین تمرکز این سولفیدها در زیر شبه مقطع 100N و تشابه ناهنجاری در شبه مقاطع 100N و 500S، ناهنجاری در شبه مقطع 500S نیز مربوط به پراکندگی کانی‌های سولفیدی در عمق است.

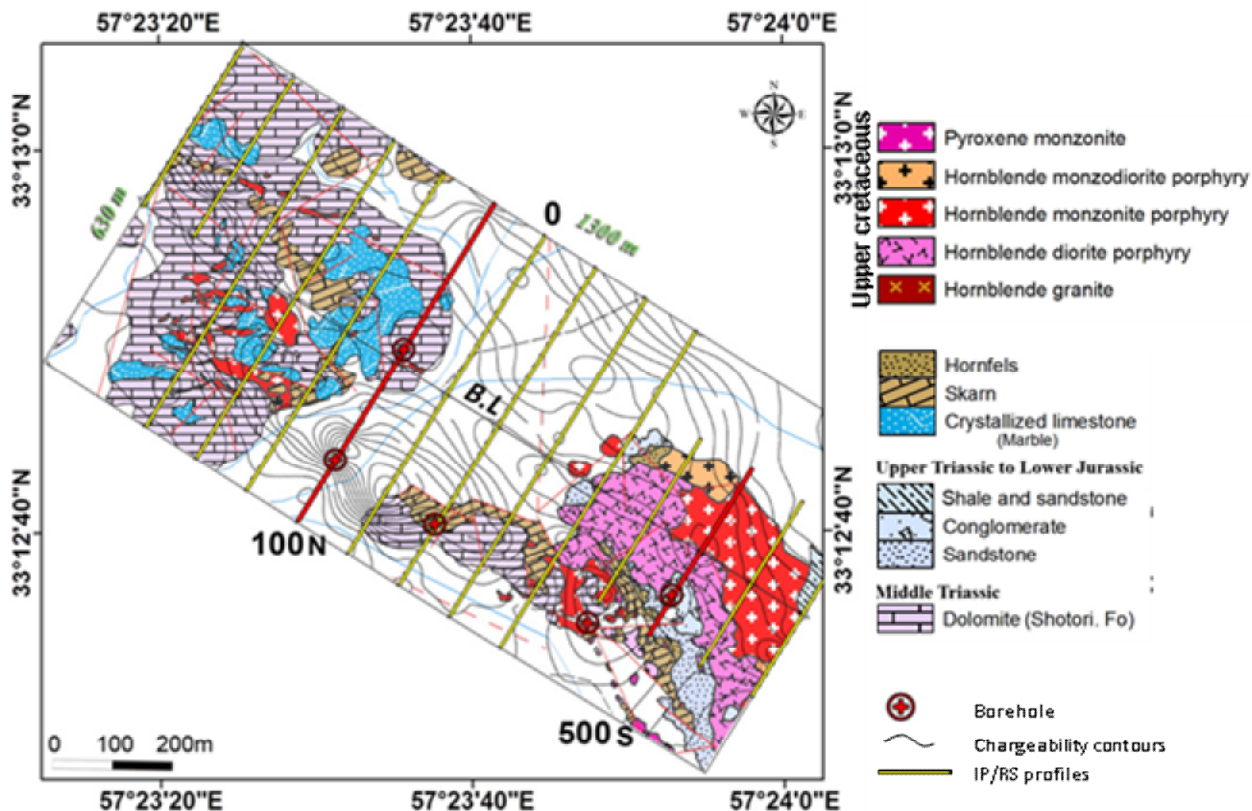
بحث و نتیجه‌گیری

بیشتر این توده‌ها از نوع نیمه عمیق با بافت پورفیری بوده و ترکیب آنها از دیوریت تا گرانیت متغیر است که عبارتند از: هورنبلند گرانیت، هورنبلند دیوریت توده‌های نفوذی در منطقه اکتشافی گزو دارای گستردگی فراوانی هستند.

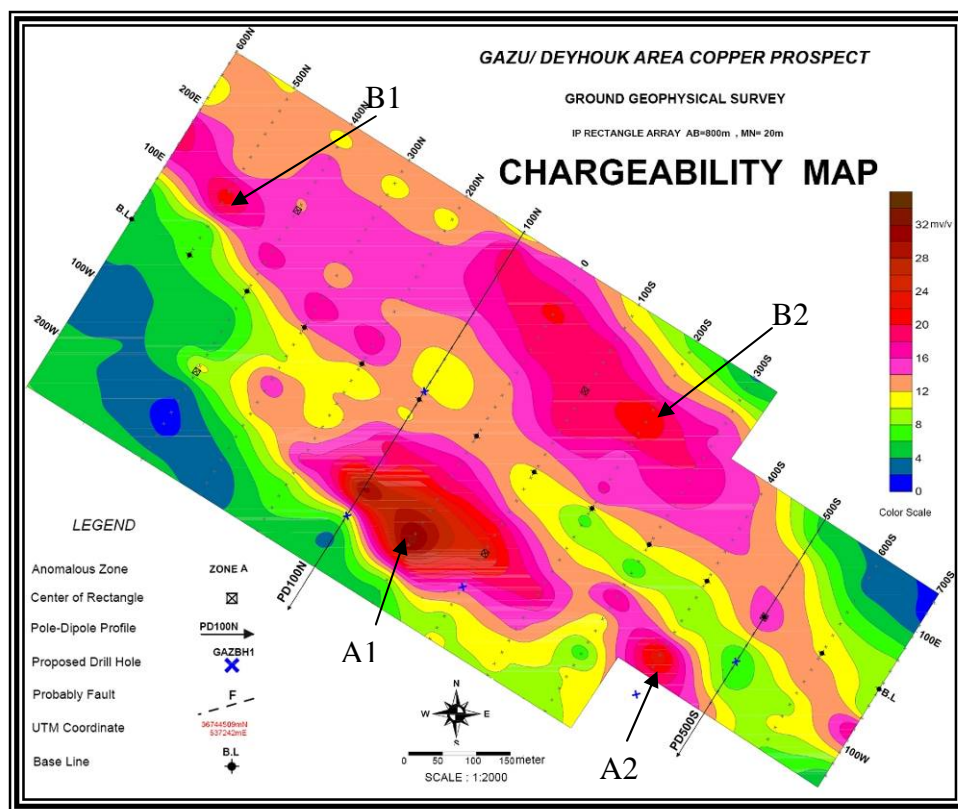
جدول ۱. نتایج حاصل از آنالیز اکسیدهای اصلی به روش XRF

Lab. No	35439	35451	35456	35463	35466	35436	35438	35443	35450	35453	35455	35457	35458	35459	35460	35461
Location	537003	537056	536012	535914	537044	537218	536210	537024	537247	537227	537205	537302	537104	537204	536191	537069
Sample No.	3674642	3674514	3677388	3677869	3674553	3674580	3675571	3674441	3674525	3674551	3674555	3674400	3674821	3674267	3679090	3674730
	G90-105	G91-188	G-6	G91-195	G91-187	G90-15	G90-151	G90-109	G91-136	G91-203	G90-132	G91-200	G91-210	G90-199	G91-191	G91-207
SiO ₂	64.99	66.38	63.09	62.49	65.92	57.03	55.12	55.66	57.39	58.48	56.58	55.51	56.87	60.53	58.71	56.65
TiO ₂	0.42	0.41	0.48	0.47	0.42	0.74	0.65	0.56	0.94	0.67	0.63	0.72	0.68	0.53	0.6	0.66
Al ₂ O ₃	15.59	15.28	15.77	15.22	15.88	15.81	15.19	16.5	16.19	16	15.33	16.16	15.59	16.35	14.63	15.44
FeO _t	4.75	4.2	5	5.36	4.18	7.63	7.69	5.39	7.06	6.76	7.33	7.43	7.44	6.16	6.48	7.26
MnO	0.11	0.12	0.11	0.12	0.1	0.13	0.14	0.11	0.13	0.14	0.19	0.19	0.18	0.16	0.15	0.19
MgO	1.81	1.94	2.35	2.66	1.67	3.67	6.13	2.35	3.67	3.55	3.81	4.53	4.07	2.28	3.56	4.47
CaO	3.37	2.69	4.72	4.64	3.11	5.21	3.85	9.39	5.1	4.94	5.25	5.39	5.66	4.63	4.09	5.33
Na ₂ O	3.95	4.05	3.17	3.04	4.16	3.09	2.76	3.85	3.44	3.81	4.89	4.37	4.4	4.23	4.66	4.87
K ₂ O	2.64	2.86	3.17	3.02	2.52	3.64	3.04	3.14	3.34	3.13	1.98	1.99	2.18	2.55	2.25	2.03
P ₂ O ₅	0.25	0.24	0.31	0.3	0.26	0.45	0.37	0.29	0.35	0.47	0.35	0.54	0.39	0.4	0.25	0.39
LOI	1.93	1.64	1.63	2.5	1.57	2.21	4.33	2.59	2.19	1.83	3.3	2.93	2.35	1.93	4.43	2.51
Total	99.81	99.81	99.8	99.82	99.81	99.78	99.8	99.83	99.8	99.78	99.64	99.76	99.81	99.75	99.81	99.8
Ba	476	441	410	530	476	449	415	229	346	380	406	338	343	430	383	352
Co	3	3	11	15	9	22	21	13	23	20	22	34	18	13	13	27
Cr	33	18	20	20	21	30	68	39	28	21	44	24	39	20	31	33
Nb	23	16	19	11	18	13	13	8	12	13	16	13	12	10	12	14
Th	35	31	N	14	21	N	N	7	11	N	N	N	N	N	22	N
Ce	47	29	48	N	44	N	63	65	28	98	38	41	9	72	86	86
Rb	69	64	84	75	70	96	70	67	74	105	53	62	45	78	60	51
Sr	705	693	762	730	750	901	674	738	745	900	2325	979	858	977	493	835
V	78	68	90	88	75	127	110	99	150	121	114	129	101	91	101	104
Y	16	17	17	18	16	19	19	16	17	19	15	18	18	19	17	16
Zr	205	201	153	146	202	181	144	180	214	212	202	195	180	193	139	174

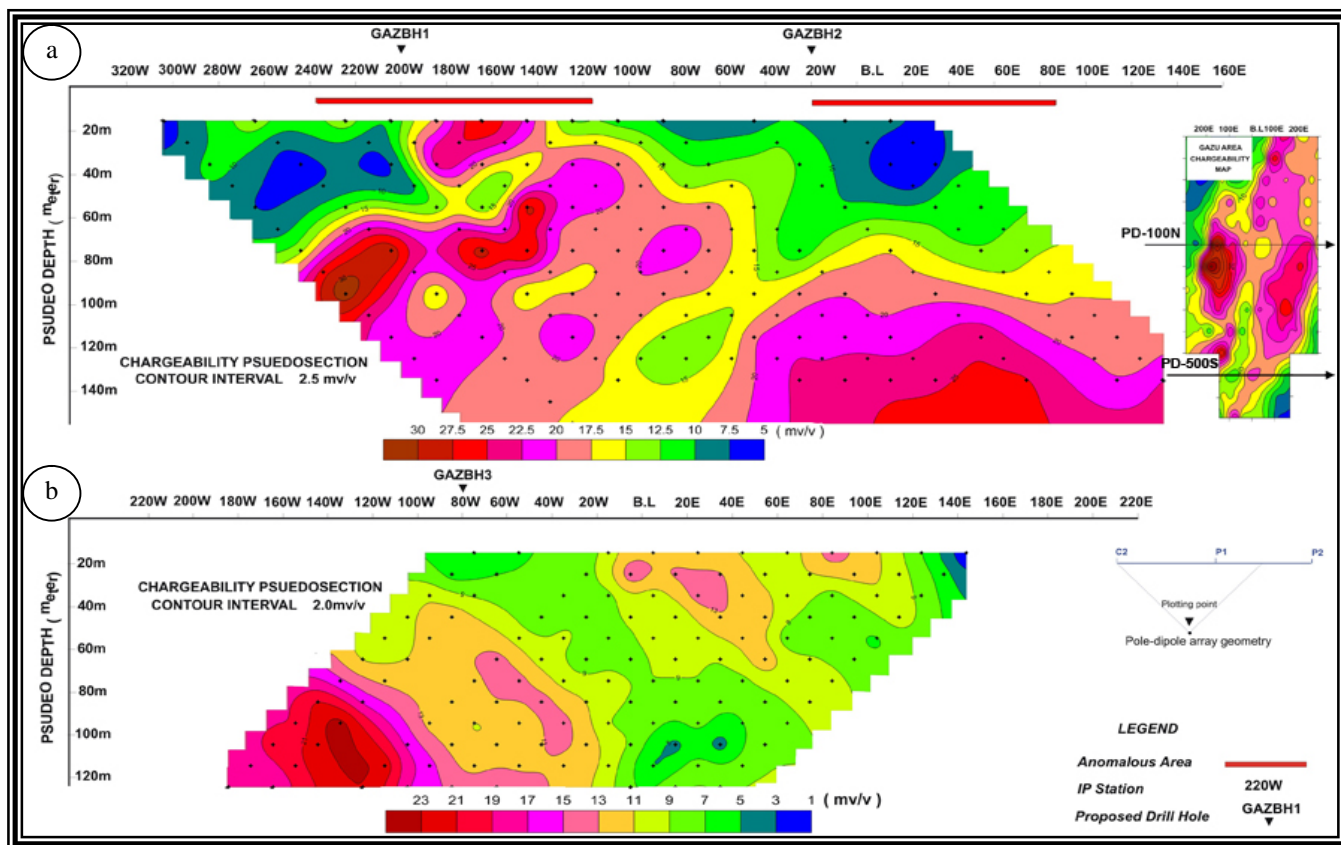
Lab. No	35465	35437	35441	35444	35445	35446	35447	35448	35454	35462	35464	35467	35442	35449	35452
Location	537249	537018	537205	537024	537029	536169	537076	536092	536964	536163	536142	536372	537234	537037	537229
Sample No.	3674279	3674460	3674555	3674441	3674620	3675506	3674568	3675620	3674726	3675565	3675467	3675010	3674634	3674443	3674745
	G90-124	G91-185	G91-204	G90-110	G90-88	G90-150	G90-117	G91-190	G90-106	G91-189	G90-149	G90-171	G91-205	G90-186	G91-208
SiO ₂	56.2	55.88	58.52	56.03	60.76	54.24	61.61	52.98	59.74	55.16	55.96	61.82	52.65	55.29	61.54
TiO ₂	0.59	0.83	0.66	0.8	0.6	0.6	0.57	0.69	0.72	0.43	0.64	0.57	0.82	0.81	0.52
Al ₂ O ₃	16.48	16.01	16.1	16.28	15.96	14.19	15.76	13.81	15.32	14.73	14.26	16.09	15.97	16.44	16.27
FeO _t	5.56	6.77	7.5	6.88	5.8	6.85	5.63	6.95	6.21	7.59	7.26	5.45	8.88	7.3	6.02
MnO	0.12	0.12	0.17	0.12	0.14	0.16	0.14	0.16	0.14	0.13	0.14	0.13	0.22	0.14	0.18
MgO	2.32	4.76	3.11	5.04	2.9	7.01	2.94	6.45	3.25	6.05	6.65	2.56	5.2	4.65	2.06
CaO	10.32	7.48	6.31	6.47	4.77	4.66	4.14	6.47	6.36	4.6	5.73	4.55	6.9	7.26	3.83
Na ₂ O	4.06	3.42	3.46	2.9	3.84	2.95	3.71	2.56	3.42	2.56	2.9	3.51	3.48	3.57	5.2
K ₂ O	2.74	2.01	2.23	2.57	2.7	2.67	2.79	2.27	2.29	2.77	2.13	2.87	2.42	2.73	2.32
P ₂ O ₅	0.28	0.39	0.51	0.38	0.39	0.37	0.36	0.34	0.35	0.42	0.34	0.42	0.72	0.34	0.37
LOI	1.15	2.13	1.21	2.34	1.93	3.48	2.16	3.31	2.02	3.41	2.64	1.84	2.23	1.27	1.47
Total	99.82	99.8	99.78	99.81	99.83	99.78	99.81	99.8	99.82	99.4	99.74	99.81	99.78	99.8	99.78
Ba	225	314	429	295	368	412	417	317	355	3860	347	458	334	277	407
Co	13	19	17	20	12	14	10	17	23	22	27	11	30	27	16
Cr	37	65	39	47	18	97	19	130	28	47	64	28	38	54	14
Nb	12	12	12	18	15	16	12	13	12	15	18	22	14	10	13
Th	N	N	3	N	N	17	19	N	7	N	11	9	14	N	1
Ce	58	30	35	24	79	76	17	45	N	N	64	68	13	64	N
Rb	48	52	44	73	67	58	80	55	57	68	64	63	67	67	66
Sr	733	846	922	828	664	660	767	566	647	1091	843	658	946	918	1045
V	96	134	117	139	88	109	87	116	108	176	113	93	139	138	91
Y	16	16	17	16	16	16	17	17	16	18	16	16	17	17	18
Zr	213	166	177	188	164	147	216	146	167	154	140	170	186	156	198



شکل ۹. موقعیت پروفیل‌های برداشت شده بر روی نقشه زمین شناسی منطقه G.A.I. محل شبه مقاطع 100N و 500S مشخص شده است.



شکل ۱۰. منحنی‌های هم‌میزان بارپذیری. آنومالی‌های A و B در شکل مشخص است (مهندسین مشاور کان‌ایران، ۱۳۸۵).



شکل ۱۱. (a) شبه مقطع 100N. (b) شبه مقطع 500S. (شرکت مهندسين مشاور كان ايران، ۱۳۸۵)

منابع

- ارجمندزاده، ر.، ۱۳۹۰، مطالعات کانی‌سازی، ژئوشیمی و تعیین جایگاه تکتونیکی اندیس‌های معدنی ده‌سلم و چاه‌شلغمی در بلوک لوت، شرق ایران، رساله دکتری (PhD). زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد.
- اشتوکلین، ج.، نبوی، م.ح.، ۱۳۴۸، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰، بشرویه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- پورعبدالهی دیزج، ع.، ۱۳۸۷، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نحوه تشکیل کانسار چاه‌سرب (شمال طیس)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- کریم‌پور، م.ح.، ملک‌زاده شفارودی، آ.، فارمرل، استرن، ج.، ۱۳۹۱، پتروژنز گرانیتوئیدها، سن سنجی زیرکن به روش U-Pb، ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr-Nd و رخداد مهم کانی‌سازی ترشیری در بلوک لوت، شرق ایران.
- کریم‌پور، م.ح.، ۱۳۸۴، زون‌های آلتراسیون کوارتز حفره‌دار و کوارتز-آلونیت (سولفید زیاد) بخش فوقانی سیستم مس پورفیری منطقه چاه شلغمی، جنوب بیرجند، سیزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، کرمان، ص ۷-۱۱.
- کریم‌پور، م.ح.، ملک‌زاده شفارودی، آ.، حیدریان شهری، م.ر.، عسکری، ع.، ۱۳۸۶، کانی‌سازی، دگرسانی و ژئوشیمی منطقه اکتشافی طلا-قلع هیرد، استان خراسان جنوبی، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران شماره ۱، ص ۶۶-۵۳.
- گزارش اکتشاف مقدماتی و نیمه تفصیلی کانسار مس گزو ۱۳۸۵، مهندسين مشاور كان ايران.
- گزارش سازمان زمین‌شناسی کشور ۱۳۵۶، گزارش یوگوسلاو.
- مظلومی، ع.، کریم‌پور، م.ح.، رسا، ا.، رحیمی، ب.، وثوقی عابدینی، م.، ۱۳۸۷، کانسار طلای کوه زر تربت حیدریه مدل جدیدی از کانی‌سازی طلا، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳، ۳۷۶-۳۶۴.
- ملک‌زاده شفارودی، آ.، ۱۳۸۸، زمین‌شناسی، کانی‌سازی، آلتراسیون، ژئوشیمی، تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی، میکروترموتری، مطالعات ایزوتوپی و تعیین منشأ کانی‌سازی مناطق اکتشافی ماهرآباد و خوپیگ، استان خراسان جنوبی، رساله دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، ۶۰۰ صفحه.
- مهدوی، ا.، ۱۳۸۷، زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و وزن کانسار مس مارکشه، شمال‌غرب راور، استان کرمان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۹۰ ص.
- Alavi.M., 1996, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountains System in northern Iran, Journal of Geodynamics, 11: 1-33.
- Bazin.D. & Hubner.H., 1969, Copper deposits in Iran, Geol, survey Iran, Rep.No. 13, pp. 232.

- Berberian.M., 1981, Active faulting and tectonics of Iran, in Gupta, American Geophysical Union Geodynamic Series 3, 33-69.
- Chappell.B., White.A., 2001, Two contrasting granite types: 25 years later, Australian Journal of Earth Sciences 48, 489-499.
- Haghipour.A., Aghanabati.A., 1989, Geological map of Iran (2nd edition), Tehran, Geological Survey of Iran, Scale 1:250000.
- Howe.B., Kroll.A., 2010, The Geophysical Response of the Tupinda Cu-Au-Mo Porphyry Prospect, Tabar Islands, Papua New Guinea, ASEG - Sydney, Australia.
- Irvine.T.N., Baragar.W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth Sciences 8, 523-548.
- Jackson.J., McKenzie.D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 77,185-264.
- Karimpour.M.H., 2005, Comparison of Qaleh Zari Cu-Au-Ag deposit with other Iron Oxides Cu- Au (IOCG-Type) deposits & new classification, Iranian Journal of Crystallography and mineralogy 13.165-184.
- Lindenberg.H.G., Groler.K., Jacobshagen.V., Ibbeken.H., 1984, Post-paleozoic stratigraphy, structure and orogenetic evolution of the Southern Sabzevar zone and the Taknar Block, Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie, Abhh and Lungen 168, 287-326.
- Lotfi.M., 1982, Geological and geochemical investigations on the volcanogenic Cu, Pb, Zn, Sb ore- mineralizations in the Shurab-GaleChah and northwest of Khur (Lut, east of Iran), unpublished Ph.D thesis, der Naturwissenschaften der Universitat Hamburg 151 p.
- Maniar.P.D., Piccoli.P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin 101, 635-643.
- Middlemost.E.A.K., 1994, Naming materials in the magma igneous system, Earth-Science Reviews 37, 215-224.
- Pearce.J.A., Harris.N.B.W., Tindle.A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Journal of Petrology 25, 956-983.
- Peccerillo.R., & Taylor.S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, Contributions to Mineralogy and Petrology 58.
- Rajagopalan.S., 1999, Porphyry- type copper deposits, eastern Victoria: in Geophysical signatures of base metal deposits in Victoria, Australian society of exploration geophysicists special publication No 11. pp 113-128.
- Ramezani.J., Tucker.R.D., 2003, The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, Petrogenesis and implications for Gondwana tectonics, American Journal of Science 303,622-665
- Richards.J.P., Boyce. A.J., Pringle.M.S., 2001, Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization: ECONOMIC GEOLOGY, v. 96, p. 271-305.
- Shand.S. J., 1974, Eruptive rocks; their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits, Hafner Publishing Co., New York, 488.
- Sillitoe.R.H., 2010 ; Porphyry copper systems, Economic geology 105, 3-41.
- Tarkian.M., 1982, An upper cretaceous copper mineralization of porphyry type at Gazu, East Iran, N.Jb .Miner
- Tarkian.M., Lotfi.M., Baumann.A., 1983, Tectonic, magmatism and formation of mineral deposits in the central Lut, East Iran, Geodynamic project (Geotraverse) in Iran, Report No. 51, (Final report).
- Tarkian.M., Lotfi.M., 1979, copper deposits connected with non-ophiolitic volcanic rock series in central Lut.
- Zarrinkoub.M.H., Pang.K.N., Chung.S.L., Khatib.M.M., Mohammadi.S.S., Chiu.H.Y., Lee.H.Y., 2012, Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran, Lithos 154. 392-405