

۱۳۹۸/۰۴/۱۷

۹۸/۵/۱/۰۹/۱۵۰۱

پیوست

" گواهی خاتمه طرح پژوهشی "

گواهی می‌شود که طرح پژوهانه با عنوان " بررسی کانه زایی سرب در هوره(شمال استان چهارمحال و بختیاری)" با مشخصات ذیل در تیر ماه ۱۳۹۸ به اتمام رسیده است. نوع طرح بنیادی کاربردی توسعه‌ای در قالب قرارداد شماره ۹۴/۵/۶۷۰۶/۰۹/۱۱ و مبلغ ۴۵/۰۰۰/۰۰۰ ریال که در جلسه شورای پژوهشی شماره ۶۵۳۶/۰۹/۸ مورخ ۱۳۹۵/۰۳/۰۵ استان چهارمحال و بختیاری به تصویب رسیده بود، خاتمه یافته است.

مشخصات مجری:

خانم مریم آهنکوب، هیات علمی دانشگاه پیام نور مرکز شهرکرد

مقاله مستخرج از طرح:

" بررسی کانه زایی در نهشته های ژوراسیک هوره(شمال شهرکرد) با استفاده از داده های ژئوشیمیایی، سیالات درگیر و ژئوفیزیک "

حمید رضایی
معاون دانشگاه پیام نور استان چهارمحال و بختیاری

رونوشت:

کارشناس اداره پژوهش و کارآفرینی استان سرکارخانم کریمی فارسانی



وزارت علوم و تحقیقات و فناوری

دانشگاه پیام نور

استان چهارمحال و بختیاری

عنوان طرح پژوهشی:

بررسی کانه زائی سرب در هـوره (شمال استان چهارمحال و بختیاری)

مجری طرح:

دکتر مریم آهنکوب

زمستان ۱۳۹۶



تقدیر و تشکر

تبریزین ریاس عقیقش از آن خداوندی ارست که بندگه و چاکش ا در دیای بیکران اندیشه، قوه ای ساخت تلمسوت آنرا افریچیه ت زیبای زمین شناسی به ما نشانیند.

از معاونت پژوهشی دانشگاه پیام نور ارتان چهارم حال و بختیاری جناب آقای دکتر آبرود و برکات خاندن محکم و صی هر کاری و مساعدت ایشان و ایرجاد بریمی منار ب جرت ابرای این طرح صیه مانر پاسکاز اچم پونین از کله خلونم جرنکون الک و تونی و تدوین این گزارش در ایاری نر و فندیه نهایت سپاسگزارم.

با تشکر

دریم آهنگوب

زرتان ۱۳۹۶

چکیده

منطقه هوره در ۲۵ کیلومتری شمال شرق شهرکرد واقع شده است. سنگهای در برگیرنده آن عمدتاً سنگ های کربناته کرتاسه و شیل ژوراسیک می باشد که با بافت غالب جانشینی، دانه پراکنده، شبه لامینه ای، عدسی شکل و سیمان میان دانه ای مشاهده می شوند. ارتباط سنگ های کرتاسه و ژوراسیک در منطقه به دلیل عملکرد گسله های اصلی و فرعی به صورت پیوسته و ناپیوسته می باشد. کانه زایی عمدتاً شامل گالن همراه با کمی اسفالریت، مگنتیت، کالکوپیریت و پیریت است. پیریت فراوانترین کانی سولفیدی است که در ماتریکس سنگهای غنی از گالن دیده می شود. با توجه به وضعیت تکتونیک منطقه، می توان گفت عوامل تکتونیکی با ایجاد زون های برشی کم فشار، شکستگی ها، گسل ها و فضاها با تکتونیکی نقش به سزایی در کنترل کانه زایی در منطقه داشته اند. مطالعات صحرایی، پتروگرافی، مقاطع نازک صیقلی و داده های ژئوشیمی و ژئوفیزیکی حضور کانسار سرب، روی، نقره، نیکل و پیریت در منطقه هوره را نشان می دهند. بر اساس مطالعات میکروترموتری و رسم نمودار شوری-دمای همگن شدن سیالات درگیر، نمونه های مربوط به این کانسار دمای همگن شدگی بین ۸۷/۵ تا ۱۵۰ درجه سانتیگراد و شوری ۱۸/۲۱ تا ۲۲/۳۷ درصد وزنی معادل نمک طعام دارد و در محدوده ذخایر سرب و روی تیپ دره می سی سی پی قرار می گیرد. دلیل تشکیل اندیس های معدنی در منطقه، وجود سیالات هیدروترمال می باشد که مواد کانه دار (سرب و روی) را از بین نهشته های ژوراسیک شسته و سپس آنها را در امتداد گسل یا لایه های کربناته ته نهشت داده و منجر به تشکیل رگه های معدنی فوق شده است. داده های ژئوشیمی حاکی از وجود آنومالی سرب به همراه آنومالی های طلا، مس، و آهن می باشد. بالاترین آنومالی طلا ۴۵ ppm و بالاترین آنومالی سرب ۲۱ ppm و در عمق ۵ متر می باشد. داده های ژئوفیزیک با عمق مطالعات ۴۰ متر، عمق رگه سرب را حداکثر بین ۱۵ تا ۱۷ متر در زیر سطح توپوگرافی نشان داد، شیب رگه نیز به سمت غرب می باشد. مطالعات ژئوفیزیک همچنین نشان داد رگه سرب به سمت شمال محدوده ادامه ندارد اما به سمت جنوب محدوده تا ۸۰ متر از آن را میتوان ردیابی کرد. با توجه به این که آثار رگه های مذکور در آخرین پروفیل (پروفیل شماره ۴) همچنان قابل شناسایی است، لذا ادامه مطالعات به سمت جنوب پیشنهاد می شود.

واژه های کلیدی: سرب، سیالات درگیر، تیپ می سی سی پی، سنگ های کربناته، هوره، شهرکرد

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات	۲
۱-۱ مقدمه	۲
۲-۱ زمین ریخت شناسی (ژئومورفولوژی)	۲
۳-۱ پیشینه مطالعاتی:	۳
۴-۱ اهداف تحقیق	۴
این تحقیق جهت دستیابی به اهداف زیر دنبال می شود:	۴
-پتروگرافی کانسارهای سرب و سنگ‌های میزبان آن	۴
-تعیین نوع سنگ‌های میزبان	۴
-بررسی ژنز کانسارهای سرب	۴
-تعیین ارتباط بین کانسارهای سرب با سنگ‌های دگرگونی میزبان در منطقه	۴
۵-۱ روش تحقیق	۴
۱-۵-۱ مرحله اول - جمع آوری منابع و اطلاعات	۴
۲-۵-۱ مرحله دوم: برداشت های صحرائی	۵
۳-۵-۱ مرحله سوم: تهیه مقطع نازک و نازک صیقلی میکروسکوپی	۵
۴-۵-۱ مرحله چهارم: مطالعات پتروگرافی	۵
۵-۵-۱ Remote sensing & Gis مطالعات پنجم:	۵
۶-۵-۱ مرحله ششم: آنالیز شیمیایی سنگ	۵
۷-۵-۱ مرحله هفتم: تجزیه و تحلیل و تلفیق داده ها	۶
فصل دوم: مطالعات صحرائی و زمین شناسی عمومی:	۱۳
۱-۲ زمین شناسی منطقه	۱۳
۲-۲ روش کار	۱۴

۱۵.....	۳-۲ لیتولوژی سنگ های مورد مطالعه
۱۵.....	۴-۲ زمین شناسی گستره مورد مطالعه
۱۸.....	فصل سوم: مطالعات پتروگرافی
۱۸.....	۱-۳ کانی شناسی منطقه
۱۹.....	۲-۳ مینرالوگرافی
۲۲.....	فصل چهارم: ژئوشیمی
۲۲.....	۱-۴ ژئوشیمی عناصر
۲۳.....	۲-۴ سیالات درگیر (Fluid Inclusion)
۲۴.....	۱-۲-۴ موارد کاربرد میانبارهای سیال
۲۴.....	۲-۲-۴ فازهای درونی میانبارهای سیال
۲۵.....	۳-۴ مطالعه میانبارهای منطقه مورد مطالعه
۳۲.....	فصل پنجم: مطالعات ژئومغناطیسی
۳۲.....	۱-۵ روش های الکتریکی _ روش قطبش القایی
۳۳.....	۲-۵ روش های اندازه گیری میزان شارژ پذیری
۳۳.....	۱-۲-۵ روش اندازه گیری در حوزه زمانی
۳۴.....	۲-۲-۵ روش اندازه گیری در حوزه فرکانسی
۳۵.....	۳-۵ میزان شارژ پذیری مواد مختلف
۳۵.....	۴-۵ روش اندازه گیری مقاومت ویژه الکتریکی
۳۶.....	۵-۵ آرایش مورد استفاده در برداشت های ژئوالکتریک
۳۶.....	۱-۵-۵ آرایش دو قطبی_دوقطبی
۳۷.....	۲-۵-۵ آرایش قطبی_دوقطبی
۳۷.....	۳-۵-۵ مقایسه آرایش قطبی_دوقطبی با آرایش دوقطبی_دوقطبی
۳۸.....	۶-۵ تجهیزات مورد استفاده در برداشت های صحرائی به روش ژئوالکتریک
۳۹.....	۱-۶-۵ فرستنده یا ترانسمیتر (IP transmitter)

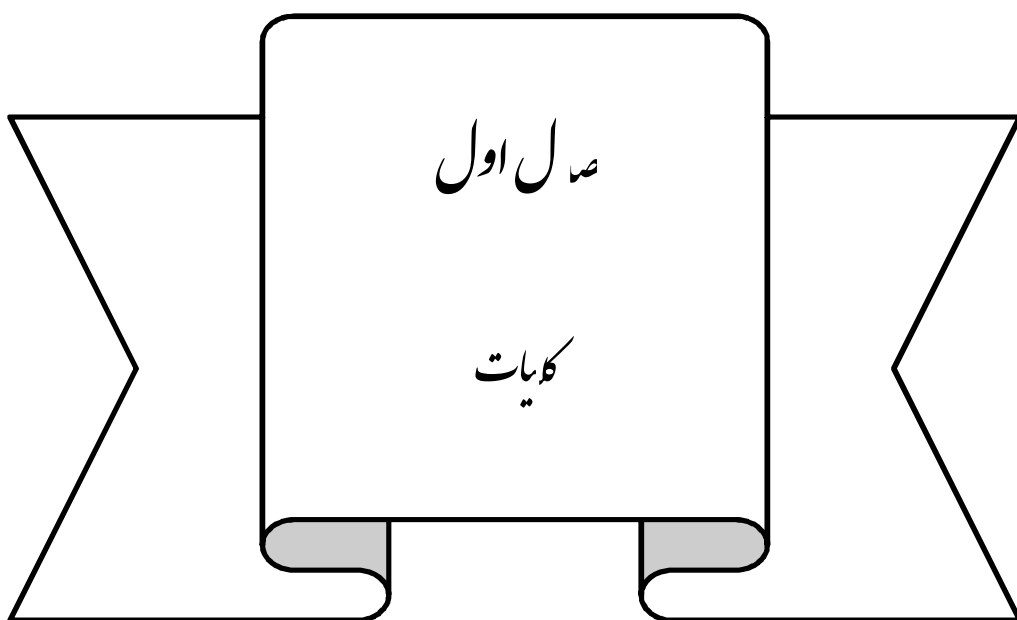
۴۰.....	۲-۶-۵ گیرنده مدل xRG۲
۴۱.....	۳-۶-۵ مولد برق (motorgenerator)
۴۲.....	۴-۶-۵ سامانه تعویض دو کاناله با متعلقات
۴۳.....	۷-۵ شرح مطالعات ژئوالکتریک
۴۳.....	۸-۵ نحوه انجام برداشت‌های صحرائی
۴۵.....	۹-۵ پردازش داده‌های صحرائی و تهیه مدل دو بعدی
۴۶.....	۱۰-۵ مفاهیم کلی در تفسیر نقشه‌ها
۴۷.....	۱۱-۵ تفسیر مقاطع
۵۲.....	۱-۱۱-۵ بررسی مدل دو بعدی در پروفیل شماره ۱
۵۲.....	۲-۱۱-۵ بررسی مدل دوبعدی در پروفیل شماره ۲
۵۴.....	۳-۱۱-۵ بررسی مدل دو بعدی در پروفیل شماره ۳
۵۵.....	۴-۱۱-۵ بررسی مدل دوبعدی در پروفیل شماره ۴
۵۷.....	۵-۱۱-۵ بررسی مدل دو بعدی در پروفیل شماره ۵
۵۸.....	۱۲-۵ تفسیر بی‌هنجاری‌ها
۶۱.....	۱۳-۵ خلاصه، نتیجه‌گیری و پیشنهاد
۶۳.....	نتیجه‌گیری
۶۵.....	منابع

فهرست اشکال

- شکل ۱-۲: راه های دسترسی به محدوده مورد نظر، برگرفته از نقشه توپوگرافی ۱/۲۵۰۰۰۰ بن ۱۵
- شکل ۲-۲: نقشه زمین شناسی محدوده مورد نظر، اقتباس از نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ شهرکرد ۱۶
- عکس ۳-۲: رخنمون حفاری های انجام شده در معدن ۱۹
- عکس ۴-۲: نمایی از باطله های معدنی (آهک های حاوی اندیس های معدنی) ۱۹
- شکل ۱-۳: کانی های شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه ۲۲
- شکل ۲-۳: کانی های سولفیدی در کانسار سرب هوره ۲۳
- جدول ۱-۴: آنالیز گمانه ها در آزمایشگاه ۲۵
- جدول ۲-۴: داده های بدست آمده از آزمایش های میکروترمومتری ۲۸
- شکل ۱-۴: نمودار دمای همگن شدن بر اساس تعداد میانبارهای مطالعه شده در منطقه هوره ۲۹
- شکل ۲-۴: نمودار دمای نهایی ذوب بر اساس تعداد میانبارهای مطالعه شده در منطقه هوره ۲۹
- شکل ۳-۴: نمودار درجه شوری بر اساس تعداد میانبارهای مطالعه شده در منطقه هوره ۳۰
- شکل ۴-۴: نمودارهای میزان شوری - دمای همگن سازی (براساس Wilkinson, 2001) ۳۲
- شکل ۵-۴: نمودار درجه شوری بر اساس دمای همگن شدن در منطقه هوره ۳۲
- شکل ۶-۴: تعیین فشار بخار بر اساس دمای همگن شدن و میزان شوری (Cunningham, 1978) ۳۲
- شکل ۷-۴: نمودار دمای همگن شدن بر اساس درجه شوری در منطقه هوره ۳۳
- شکل ۱-۵: تغییرات ولتاژ بعد از قطع جریان نسبت به زمان که در دفعات مختلف انجام گرفته است ۳۵
- شکل ۲-۵: اثر قطبش الکترودی، A توزیع معمولی الکترودها، B قطبش ایجاد شده در اثر عبور ۳۶
- شکل ۳-۵: اثر قطبش غشایی، A توزیع معمولی یون ها، B قطبش ایجاد ۳۶
- شکل ۴-۵: مساحت هاشور زده شده میزان $\Delta V(t)$ در فاصله زمانی t_1 تا t_2 می باشد ۳۷
- شکل ۵-۵: نمودار اندازه گیری در حوزه فرکانس ۳۷
- جدول ۱-۵: مقادیر شارژ پذیری در مواد معدنی مختلف ۳۸
- جدول ۲-۵: مقادیر شارژ پذیری در سنگ های مختلف ۳۸

- شکل ۵-۶: مشابه سازی خاصیت مداری که در اثر عبور جریان در زون کانی زایی زیر زمین ایجاد می شود به مدار واقعی.۳۹
- شکل ۵-۷: آرایش دوقطبی- دوقطبی بر روی زمین و مکان نقاط اندازه گیری شده ناشی از آن در زیرزمین.۴۰
- شکل ۵-۸: مقطع شارژپذیری در آرایش دوقطبی- دوقطبی.۴۱
- شکل ۵-۹: مقطع شارژپذیری در آرایش قطبی- دو قطبی.۴۱
- شکل ۵-۱۰: ترانسیمتر مدل TX III ساخت شرکت کانادائی GDD۴۳
- شکل ۵-۱۱: گیرنده XRG2۴۵
- شکل ۵-۱۲: مجموعه دستگاه گیرنده و پردازشگر ADP۴۵
- شکل ۵-۱۳: سامانه تعویض دو کاناله متصل به رسیور هنگام برداشت های صحرائی.۴۶
- شکل ۵-۱۴: موقعیت پروفیل های اجرا شده در منطقه ی مورد مطالعه در سیستم مختصات ۴۸ UTM_ WGS۴۸
- شکل ۵-۱۵: پارامتر IP برای هر پنج پروفیل در یک نگاه.۵۲
- شکل ۵-۱۶: پارامتر RS برای هر پنج پروفیل در یک نگاه.۵۳
- شکل ۵-۱۷: نقشه ی پارامتر MF برای هر پنج پروفیل در یک نگاه.۵۴
- شکل ۵-۱۸: مثال شماتیک از مشخصات دو رگه ی معدنی.۵۵
- جدول ۵-۳: مختصات ایستگاه های زمینی در امتداد پروفیل شماره ی ۱.۵۷
- شکل ۵-۱۹: پارامترهای ژئوفیزیکی در امتداد پروفیل شماره ی ۱.۵۸
- جدول ۵-۴: مختصات ایستگاه های زمینی در امتداد پروفیل شماره ی ۲.۵۹
- جدول ۵-۵: مشخصات گمانه های پیشنهادی بر روی پروفیل شماره ی ۲.۶۰
- بشکل ۵-۲۰: پارامترهای ژئوفیزیکی در امتداد پروفیل شماره ۲.۶۱
- جدول ۵-۶: مختصات ایستگاه های زمینی در امتداد پروفیل شماره ی ۳.۶۱
- جدول ۵-۷: مشخصات گمانه های پیشنهادی بر روی پروفیل شماره ی ۳.۶۲
- شکل ۵-۲۱: پارامترهای ژئوفیزیکی در امتداد پروفیل شماره ۳.۶۳
- جدول ۵-۸: مختصات ایستگاه های زمینی در امتداد پروفیل شماره ی ۴.۶۴
- جدول ۵-۹: مشخصات گمانه های پیشنهادی بر روی پروفیل شماره ی ۴.۶۵
- شکل ۵-۲۲: پارامترهای ژئوفیزیکی در امتداد پروفیل شماره ۴.۶۶
- جدول ۵-۱۰: مختصات ایستگاه های زمینی در امتداد پروفیل شماره ی ۵.۶۷

- جدول ۵-۱۱: مشخصات گمانه‌های پیشنهادی بر روی پروفیل شماره ۵. ۶۷.....
- شکل ۵-۲۳: پارامترهای ژئوفیزیکی در امتداد پروفیل شماره ۵. ۶۸.....
- شکل ۵-۲۴: تغییرات پارامتر فاکتور فلزی (MF) در عمق ۵ متری از سطح توپوگرافی. ۷۱.....
- شکل ۵-۲۵: تغییرات پارامتر شارژ پذیری در عمق ۱۰ متری از سطح توپوگرافی. ۷۲.....
- شکل ۵-۲۶: تغییرات پارامتر شارژ پذیری در عمق ۱۵ متری از سطح توپوگرافی. ۷۳.....
- شکل ۵-۲۷: تغییرات پارامتر شارژ پذیری در عمق ۲۰ متری از سطح توپوگرافی. ۷۴.....
- شکل ۵-۲۸: تغییرات پارامتر شارژ پذیری در عمق ۳۰ متری از سطح توپوگرافی. ۷۵.....
- جدول ۵-۱۲: جدول مشخصات حفاری‌های پیشنهادی. ۷۷.....



صال اول

کیات

فصل اول: کلیات

۱-۱ مقدمه

بر اساس پارائنز کانه شناسی، زمان کانه زائی و تیپ کانه زائی در ایران، زون سنندج-سیرجان، در یکی از ۹ محور کانه زائی سرب و روی تحت عنوان محور ملایر-اصفهان واقع شده است که تاکنون بیش از ۱۲۰ کانسار و نشانه معدنی سرب و روی از آن گزارش شده است. مهمترین کانسارهای سرب و روی هیپوژن ایران نظیر کانسارهای ایرانکوه (Ghazban et al. 1994) انجیره تیران (طاهریان، ۱۳۷۲) و آهنگران (زمانیان، ۱۳۷۲) همگی در سنگ میزبان آهکی و دولومیتی کرتاسه پایینی در این زون جای گرفته اند. شهاب پور (۱۳۸۵) معتقد است کانه زائی کمر بند ملایر- اصفهان واقع در بخش میانی زون سنندج-سیرجان عمدتاً در زمان تریاس، در سکنس های کربناته و در کنار گسل های عمیق روی داده است. رخداد کوهزایی لارامید در ایران علاوه بر بستن نئوتتیس سبب ایجاد گسلهای معکوس با مولفه کمی امتداد لغز راستگرد و اختلاف ارتفاع در زون سنندج-سیرجان نسبت به زون ایران مرکزی شده است (Mohajjel, et al 2003). (Leach et al., 2005, 2003, 2001; Appold & Garven, 1999; Garven et al., 1998) مهمترین عامل حرکت حجم عظیمی از سیالات برای کانه زایی سرب و روی تیپ دره می سی سی پی را شیب توپوگرافی در نظر می گیرند. بسیاری از کانسارهای این تیپ همزمان با فرآیندهای کوهزایی ایجاد شده اند. در زون سنندج-سیرجان نیز مشابه دیگر کانسارهای دنیا، شیب توپوگرافی ایجاد شده در اوایل کوهزایی لارامید عاملی برای حرکت سیالات به سمت ارتفاعات کمتر و به درون رسوبات کرتاسه بوده است.

۱-۲ زمین ریخت شناسی (ژئومورفولوژی)

عوامل مختلفی در ایجاد وضعیت ژئومورفولوژی یک منطقه نقش دارد که مهم ترین آن ها نوع لیتولوژی موجود در منطقه و تأثیر آب و هوا می باشد. در حوزه ی بن دامنه کوه های جنوبی و غربی دارای شیب زیاد می باشد. خصوصاً کوه لاطان که مرتفع ترین ارتفاعات حوزه را تشکیل می دهد. در تمام کوه های حوزه ی بن رخنمون سنگی و واریزه ها تغییرات ناگهانی شیب یا به اصطلاح، بریدگی های شیب به چشم می خورد و در ادامه بین دشت ها و دامنه های کوه ها تغییرات تدریجی شیب وجود دارد. در کوه های لاطان، بن، یان چشمه، چهل دختران و شیراز بریدگی های شیب وجود دارد. این بریدگی ها در قسمت سفلی رودخانه دراز دره به صورت دره های عمیق و باریک مشاهده می شود. در مناطق تپه ماهوری شمال حوزه مانند اطراف روستای لاطان و شهر بن شاهد تغییرات تدریجی شیب هستیم. دامنه کوه های لاطان، بن و شیراز و چهل دختران از سنگ آهک تشکیل شده است. تپه های شمال غربی روستای لاطان، شمال بن و تپه های شمال حوضه و دره های قسمت سفلی حوزه از مواد ولکانیکی شیل و ماسه سنگ و آهک تشکیل گردیده است. در سرتاسر کوه های مرتفع جنوبی حوزه گسل وجود دارد. در کوه یان چشمه نیز گسل رانده وجود دارد. همچنین در نزدیکی زاینده رود در قسمت سفلی حوضه گسل فرعی دیده می شود. مهم ترین عامل در ایجاد شکل زایی حوزه، آب های جاری می باشد. این آب ها پس از ریزش بر روی دامنه ها به صورت متمرکز در آمده و شیاری را ایجاد نموده اند. همچنین دره های عمیق رودخانه درازدره نیز حکایت از تأثیر آب های جاری دارد. قسمت جنوبی حوزه به صورت تپه ماهوری است و دره های زیاد و سطوح بین دره ای دارد که بر اثر این عامل اقلیمی ایجاد شده اند. رسوب آبرفت ها در چاله، دشت بن را ایجاد نموده است. بر اثر تغییرات درجه حرارت و یخبندان واریزه های زیادی در ارتفاعات جنوبی حوزه به وجود آمده است.

۳-۱ پیشینه مطالعاتی

منطقه پیشنهادی بخشی از پهنه زمین‌ساختی سنندج- سیرجان است. منطقه مورد مطالعه در پهنه زمین‌ساختاری سنندج- سیرجان (Mohajjel et al., 2003) و همچنین در زیر پهنه با دگرشکلی پیچیده واقع شده است (Stocklin, 1968). قدیمی‌ترین گزارش در خصوص سنگ‌های منطقه مورد مطالعه مربوط به سودر (۱۹۵۴) است. بنابراین گزارش در حد فاصل روستاهای آبادچی و بیستگان و نیز از جنوب عزیزآباد تا شمس‌آباد (۱۷ کیلومتری جنوب شهرکرد) کهن‌ترین سنگ‌های ژوراسیک قابل رؤیت از نوع سنگ‌های آتشفشانی و شیست است که با داشتن ستبرایی نزدیک به ۱۰۰۰ متر، گستره‌ای حدود ۳۰۰ کیلومترمربع را زیر پوشش دارند. در مجاورت آبادی‌های هوره و کازیک دشت در میان گدازه‌های آتشفشانی، سنگ‌های دیابازی و آگلومرا، با ساخت بالشی وجود دارد که نمایانگر تکاپوهای آتشفشانی زیر دریایی است. به نظر سودر بازالت‌های آلکالن پل سامان‌انواعی از دایک‌اند که دارای هورنبلند، اوژیت تیتان‌دار و پلاژیوکلاز می‌باشند. این بازالت‌ها رخ‌سنگی فراوان دارند که در شبکه آن‌ها کلریتی شدن پیشرفته صورت گرفته است. فراوانی کلریت و سریسیت نتیجه دگرگونی ضعیف سنگ‌های آتشفشانی دانسته شده است. کوثری (۱۳۶۹) در گزارش اکتشافات ژئوشیمیایی شمال هوره (شهرکرد) به پتانسیل‌ها و ناهنجاری‌هایی از سرب و مس در اطراف توده‌های آتشفشانی اشاره کرده است. مطالعات بعدی در این ناحیه به زمان تهیه نقشه شهرکرد در سال ۱۳۷۱ مربوط است که سن دگرگونی را پرکامبرین و لیتولوژی آن را گنایس، آمفیبولیت، مرمر‌های آهکی و دولومیتی ذکر کرده‌اند (زاهدی، ۱۳۷۱). وی در جریان تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش شهرکرد، سکانس ژوراسیک را به صورت مجموعه‌ای از شیل و ماسه سنگ با میان‌لایه‌های آهک و ولکانیک‌های آندزیتی و نیز توف سبز معرفی می‌نماید. رحمتی‌ایلخچی (۱۳۷۱) زمین‌های پرمین را در منطقه شهرکرد مورد بررسی قرار داده است. ایشان سن سنگ‌های دگرگونی را در توافق با گزارش نقشه زمین‌شناسی شهرکرد (زاهدی، ۱۳۷۱) پرکامبرین قلمداد کرده است. مقطع تیپ پرمین شمال سامان که در این مطالعه بررسی شده با یک کنگلومرا و برش‌قاعده‌ای به ضخامت ۴ متر شروع و با ۱۷ متر آهک خاکستری و ۲۰ متر آهک خاکستری مرجان‌دار ضخیم لایه تا توده‌های ادامه می‌یابد. این رسوب‌ها بر روی سنگ‌های دگرگونی قدیمی بصورت دگرشیب قرار می‌گیرند و خود به وسیله ماسه سنگ‌ها و کنگلومراهای ژوراسیک به صورت دگرشیب پوشیده می‌شوند. داودیان (۱۳۷۲) معتقد است که سازند ژوراسیک توسط سنگ‌های ولکانیک آندزیتی-بازالتی قطع شده و تا درجه بسیار پایین یعنی رخساره پرهینت-آکتینولیت دگرگون شده‌اند. ولی با توجه به این که این فاز ضعیف دگرگونی سنگ‌های به سن ژوراسیک پایانی را متأثر ساخته، سن آن را بعد از ژوراسیک یعنی کرتاسه و فاز کوهزائی لارامید دانسته و محیط نکتونو ماگمایی این سنگ‌ها را احتمالاً جزایر قوسی می‌داند. شبانیان (۱۳۷۷) منطقه دگرگونی را یک زون برشی تیپیک دانسته و سن سنگ‌های دگرگونی منطقه را به پالئوزوئیک نسبت می‌دهد. داودیان (۱۳۷۷) بیان می‌کند که ناحیه تحت تأثیر دگرگونی از نوع دگرگونی دینامیکی بوده است که از جمله آثار آن میلونیتی شدن سنگ‌های دگرگونی می‌باشد. یکی از پدیده‌های حاصل از عملکرد دگرگونی دینامیک ایجاد سایه‌های استرینی در سنگ‌های دگرگونی با منشأ آذرین می‌باشد. داودیان (۱۳۸۴) معتقد است که منطقه یک زون برشی داکتیل بوده که حوادث گوناگون ماگمایی، دگرگونی، تکتونیک و دگرشکلی را پشت سر گذاشته و در خود ثبت نموده است. در این منطقه سنگ‌های متابازیت به طرز گسترده‌ای برونزد دارند که بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی از ماهیت MORB برخوردار بوده و در نتیجه در یک محیط پشته میان اقیانوسی تشکیل گردیده‌اند. قاسمی و همکاران (۱۳۸۵) در جریان تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش چادگان به واحد تخریبی-کربناته-آذرین ژوراسیک بالا-کرتاسه اشاره نموده و سنگ‌های آذرین

موجود را شامل سنگ های آتشفشانی از جنس بازالت های آندزیتی حفره دار می داند. این سنگ ها دارای بافت پورفیریتیک بوده و پورفیرهای آن را کانی های نیمه شکل دار تا بی شکل پلاژیوکلاز که به سریسیت و کلریت تجزیه شده اند، تشکیل می دهد. مطالعه دیگری که مربوط به سن سنگ های ولکانیک منطقه به روش $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ از ۱۴۵ تا ۱۶۹ میلیون سال، حفاصل (اشکوب های کالوین دوگر فوقانی تا تیتونین مالم فوقانی) بوده و سنگ های نیمه عمیق جزء مجموعه های سنگی قدیمی تر از انواع سنگ های حدواسط ارزیابی می شوند. بدین ترتیب پدیده ولکانیسم منطقه به فاز کوهزایی سیمرین میانی تعلق دارد (امامی، ۱۳۸۷). سنگ های نیمه عمیق شمال شهرکرد به صورت مجموعه هایی از دایک و استوک در سه منطقه ی مجزای روستای چلوان، درازدره، بن و یان چشمه رخنمون یافته اند. سنگ میزبان در یان چشمه بازالت های حفره دار، شیست و کالک شیست می باشند. سنگ میزبان در چلوان را آندزیت و بازالت های آندزیتی تشکیل داده و دایک های دراز دره بن در میان بازالت ها و سنگ های آذرآواری این دره برونزد یافته اند. جای گیری سنگ های نیمه عمیق پهنه های چلوان و درازدره بن در یک محیط تکتونیک کششی بعد از تشکیل جزایر قوسی رخ داده که حاصل فرورانش یک پوسته اقیانوسی (نئوتتیس) به زیر یک پوسته حدواسط می باشد و نفوذ ماگمای تولیتی با ماهیت درون صفحه ای اقیانوسی، موجب جایگیری استوک هایی با ترکیب هیپرستن نورماتیو در فاصله ای دورتر از سنگ های نیمه عمیق درازدره بن و چلوان در غرب روستای یان چشمه گردیده است. سنگ های نیمه عمیق چلوان – درازدره بن منشأ لرزولیتی (پریدوتیتی) داشته که حاصل عملکرد فاز کوهزایی سیمرین پایانی و پس از آن می باشد (الیاسی، ۱۳۸۹). رحیمی (۱۳۹۴) در بررسی سنگ های آتش فشانی روستای جعفرآباد به معرفی سنگ های آذرین رخنمون یافته در منطقه پرداخته و آنها را متشکل از بازالت، بازالت آندزیتی، آندزیت و سنگ های آذرآواری (توف، توفیت، لاپیلی توف و آگلومر) می داند.

۴-۱ اهداف تحقیق

این تحقیق جهت دستیابی به اهداف زیر دنبال می شود:

- پتروگرافی کانسارهای سرب و سنگ های میزبان آن
- تعیین نوع سنگ های میزبان
- بررسی ژنز کانسارهای سرب
- تعیین ارتباط بین کانسارهای سرب با سنگ های دگرگونی میزبان در منطقه.

۵-۱ روش تحقیق

۱-۵-۱ مرحله اول - جمع آوری منابع و اطلاعات

به منظور مطالعه و بررسی دقیق منطقه، موارد زیر به عنوان مبنا، تهیه و مورد استفاده قرار گرفت:

۱. ابزار گردآوری اطلاعات کتابخانه ای با استفاده از نقشه های زمین شناسی شهرکرد به مقیاس های ۱:۲۵۰۰۰۰، نقشه های توپوگرافی به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ و تصاویر ماهواره ای است.
۲. ابزار گردآوری اطلاعات میدانی به صورت مشاهده ای و نمونه برداری از محل بوده که با ثبت مختصات جغرافیایی نمونه های برداشت شده تکمیل می گردد.

۳. ابزار گردآوری اطلاعات آزمایشگاهی در ابتدا شامل تهیه مقاطع نازک، صیقلی و نازک صیقلی از نمونه های برداشت شده است. مطالعه این مقاطع توسط میکروسکوپ پلاریزان صورت می گیرد و از پدیده های شاخص میکروسکوپی عکسبرداری به عمل می آید و در مرحله نهایی با استفاده از این مطالعات میکروسکوپی، نمونه های سالم و تجزیه نشده، مورد تجزیه آنالیزهای شیمیایی XRF قرار می گیرند، و نتایج ژئوشیمیایی مورد تفسیر و تجزیه شیمیایی قرار می گیرد .

۴. همچنین با بکار گیری داده های ماهواره ای و پردازش آنها توسط نرم افزار ENVI، نقاط برداشت شده با استفاده از GPS بر روی این تصاویر به کمک نرم افزار MAP INFO پیاده می شوند.

۱-۵-۲ مرحله دوم: برداشت های صحرائی

محدوده مورد مطالعه پس از پیمایش و بررسی های صحرائی، از لحاظ تنوع لیتولوژی چندین ایستگاه نمونه برداری تقسیم شد. در هر ایستگاه رخنمون ها و برونزد های سنگی به دقت مورد بررسی قرار گرفت و پس از عکس برداری، از رخنمون سنگی نمونه برداری صورت گرفت. مجموع نمونه های برداشت شده ۳۵ عدد می باشد که مختصات جغرافیایی آنها با استفاده از یک دستگاه GPS ساخت کمپانی Garmin مدل e-trax Summit برداشت شد.

۱-۵-۳ مرحله سوم: تهیه مقطع نازک و نازک صیقلی میکروسکوپی

برای تهیه مقاطع نازک نمونه های سنگی به گروه زمین شناسی اصفهان فرستاده شد و مقاطع نازک صیقلی در دانشگاه پیام نور شهرکرد تهیه گردید. مقاطع نازک صیقلی که در هر دو سطح پولیش خورده هستند، دارای سطحی کاملاً صیقلی بوده و در مطالعات و شناخت کانی ها و کانه های سازنده در سنگ بسیار ارزشمند می باشند. مقاطع نازک صیقلی با استفاده از چسب Loctaite و لام با شیشه های مقطع استاندارد زمین شناسی با سایز ۴۶×۲۶ میلیمتر تهیه گردید.

۱-۵-۴ مرحله چهارم: مطالعات پتروگرافی

به منظور بررسی و تعیین شرایط کانی شناسی و پتروگرافی سنگ های منطقه با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان المپیوس مجهز به دوربین عکاسی از مقاطع نازک- صیقلی نمونه های شاخص، عکس هایی در دو نور طبیعی و پلاریزه تهیه شد و به مطالعه خصوصیات پترولوژیکی، کانی شناسی، بافت و فابریک ریزساختارها پرداخته شد. با استفاده از مطالعه بافت ها در سنگ های مورد بررسی ارتباط تبلور با دگرشکلی و تکتونیک مجموعه کانی شناسی پایدار انجام پذیرفت.

۱-۵-۵ مرحله پنجم: مطالعات Remote sensing & Gis

به منظور تهیه تصاویر ماهواره ای مراحل زیر صورت پذیرفت: برای دستیابی به بهترین تفکیک پذیری سنگ شناسی و ساختاری، اطلاعات رقومی ماهواره لندست ۵ شامل باندهای ۷، ۴ و ۲ مورد پردازش واقع شده است. انتقال محل نمونه ها و اندازه گیری ساختاری با استفاده از GPS بر روی تصاویر ماهواره ای صورت گرفت.

۱-۵-۶ مرحله ششم: آنالیز شیمیایی سنگ

آنالیز ژئوشیمیایی ۵ نمونه با کم ترین میزان تجزیه و دگرسانی از منطقه مورد مطالعه با استفاده از روش XRF برای عناصر، در آزمایشگاه دانشگاه اصفهان اندازه گیری شد.

۱-۵-۷ مرحله هفتم: تجزیه و تحلیل و تلفیق داده ها

داده های تجربی که بصورت توصیفی یا عددی هستند و از مطالعات صحرایی یا نتایج بررسی های میکروسکوپی و آنالیز شیمیایی و نتایج آنالیزهای الکترون مایکروپروب بدست آمده اند با استفاده از نمودارهای تجربی و با کمک نرم افزارهای پترولوژیکی، تحلیل و مدل تشکیل برای این سنگ ها ارائه می شود.

-اکتشاف و پی جویی اندیس های سرب مرتبط با سنگ های دگرگونی در این منطقه و تعمیم آن به سایر بخش های پهنه سنندج- سیرجان.

-کمک به حل مسائل ناشناخته زمین شناسی ایران به خصوص در ارتباط با اندیس سرب.

-کمک به شناخت پتاسیل های معدنی در ارتباط با فازهای کوهزایی موثر در زون سنندج- سیرجان.

صال دوم

مطالعات صحرايي وزدين شناسي عمر و من

فصل دوم: مطالعات صحرایی و زمین شناسی عمومی:

۱-۲ زمین شناسی منطقه

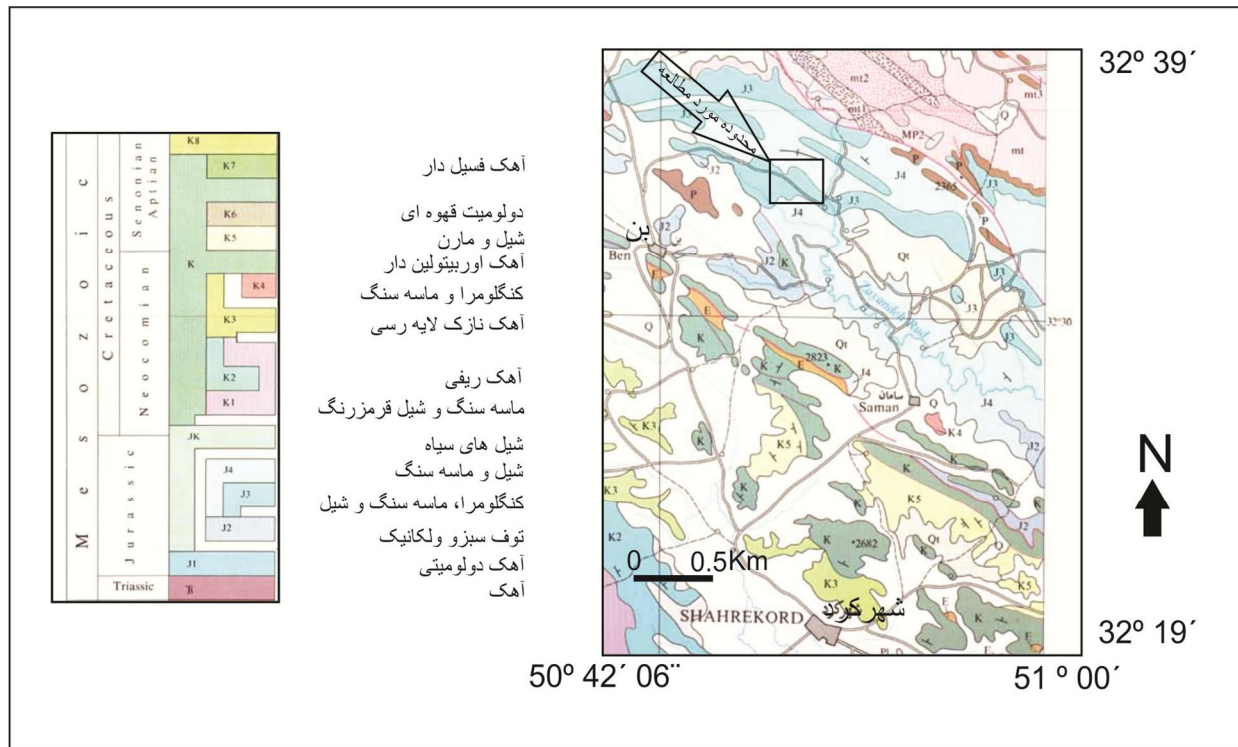
منطقه مورد مطالعه در ۲۵ کیلومتری شمال شرق شهرکرد و در بخش میانی زون ساختاری سنندج- سیرجان با مختصات جغرافیایی ۴۵° ۵۰' تا ۵۱° ۰۰' طول شرق و ۳۲° ۲۷' تا ۳۲° ۴۵' عرض شمالی واقع شده است. راه دسترسی به محدوده معدنی از طریق محور اصلی شهرکرد-هوره است که بعد از ۳۰ کیلومتر از جاده اصلی شهرکرد- هوره وارد جاده خاکی در سمت شمال شرق محور می شویم، و بعد از عبور ۲۰۰ متر از جاده خاکی به منطقه مورد نظر می رسیم.



شکل ۱-۲: راه های دسترسی به محدوده مورد نظر، برگرفته از نقشه توپوگرافی ۱/۲۵۰۰۰۰ بن.

محدوده مورد نظر در نقشه چهارگوش ۱/۲۵۰۰۰۰ شهرکرد قرار می گیرد. قدیمی ترین واحدهای زمین شناسی محدوده مورد مطالعه شامل دولومیت و آهک های پرمین می باشند که با رنگ کرمی تا زرد در منطقه رخنمون دارند. کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل های ژوراسیک توسط سنگ های آهکی ورقه ای نازک لایه، شیل و مارنهای آهکی، سنگ آهک و دولومیت های ضخیم لایه پوشیده شده اند. آبرفت های جوان و عهد حاضر در منطقه به خوبی قابل تشخیص می باشند. به واسطه دخالت عوامل تکتونیکی و دگرگونی، رخساره های درجه ضعیف دگرگونی (شیست) در منطقه قابل مشاهده است. سنگ میزبان اندیس مورد مطالعه از جنس

شیل‌های ژوراسیک، دولومیت و آهک دولومیتی کرتاسه است. آهک و آهک-دولومیت‌های میزبان کانه زائی بعضاً دچار تغییراتی از جمله انحلال و نهشت دوباره کربنات‌ها در طول شکستگی و درزه‌ها و درجات ضعیف دگرگونی با تبلور مجدد کلسیت می‌باشند. ماده معدنی اغلب به صورت رگ‌های و افق‌های کم عیار رخ داده است. همچنین در محل شکستگی‌ها و گسل‌ها نیز بخشهایی با تمرکز بالای ماده معدنی مشاهده می‌شود. کارگاه معدنی اندیس مود مطالعه در ابعاد ۳۰۰*۳۰۰ متر می‌باشد.



شکل ۲-۲: نقشه زمین شناسی محدوده مورد نظر، اقتباس از نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ شهرکرد.

۲-۲ روش کار

پس از انجام بازدید مقدماتی از منطقه و بررسی وضعیت منطقه با استفاده از داده های ماهواره ای و نرم افزارهای مرتبط (Arc view و Envi)، پیمایش های مناسب در منطقه مورد مطالعه صورت گرفت. سپس با توجه به وضعیت کانه زائی در منطقه، ۳۵ نمونه برداشت شد. از بین نمونه های برداشت شده ۱۰ نمونه مقطع نازک و ۵ نمونه از زون حاوی پتانسیل معدنی مقاطع صیقلی تهیه شد. همچنین برای تشخیص عناصر اصلی و جزئی، ۵ نمونه کانسنگ با دستگاه (XRF (1480 PW-PHILIPS) مورد آنالیز قرار گرفت. سپس برای مطالعه سیالات درگیر از ۳ نمونه مقطع تهیه شد. در نهایت از تلفیق کلیه داده ها برای تعیین ژنز کانسار مورد نظر استفاده شد.

۲-۳ لیتولوژی سنگ های مورد مطالعه

- سنگ رسوبی:

در منطقه ی مورد مطالعه سنگ رسوبی که به صورت دو واحد سنگی تخریبی قابل مشاهده هستند، که شامل واحد تخریبی آهکی و تخریبی سیلیسی می باشند. سنگ دگرگونی با منشأ رسوبی که شامل شیست و مرمر و سنگ دگرگونی با منشأ آذرین شامل آمفیبولیت و رگه کانسار که شامل رگه تیره و رگه روشن می باشد.

- سنگ تخریبی آهکی:

سنگ های تخریبی آهکی مورد مطالعه به رنگ کرم، کرم تا نارنجی، کرم تا خاکستری دیده می شود و در بخش هایی از آن در اثر آغستگی به آهن به رنگ قرمز- قهوه ای دیده می شود. سنگ های تخریبی آهکی حاوی قطعات تخریبی است که این قطعات دارای قطعات سنگی از نوع میکرایت، اسپاریت و میکرواسپاریت به همراه رگه های ریز و درشت کربناته می باشند در سنگ های تخریبی آهکی رگه هایی از کلسیت و کوارتز وجود دارد.

- سنگ های تخریبی سیلیسی:

به صورت ماسه سنگ های آركوزی تا گریواکی-لیتارنایتی (حاوی قطعات چرت و گنایس) و سیلتستون می باشند. واحد ماسه سنگی متوسط بلور بوده و شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، میکا، کلریت و قطعات سنگی. اندازه اجزاء تشکیل دهنده آن یکسان نبوده این سنگ ها دارای تعدادی رگه های سیلیسی می باشند، که آثار دگرشکلی مثل کشیدگی دانه ها را به وضوح نشان می دهند.

- سیلتستون:

سنگ ریز دانه که قطعات درشت گنایسی و ماسه سنگ گریواکی در آن مشاهده می شود که نشان دهنده تلاطم حوضه می باشد.

۲-۴ زمین شناسی گستره مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در پهنه زمین ساختاری سنندج-سیرجان واقع شده است (Stocklin, 1968). این پهنه در واقع بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس ایران است. این کمربند کوهزایی حاصل باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس بوده و از شمال شرق به جنوب غرب شامل سه محدوده تکتونیکی موازی شامل مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر، پهنه سنندج- سیرجان و کمربند چین خورده ساده زاگرس است. مرز پهنه سنندج- سیرجان با مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر به سمت شرق به وسیله مجموعه ای از فرورفتگی های ساختاری که حاصل تراکم است شکل می گیرد. تصور می رود که این پهنه در مرز بین صفحات ایران و آفرو-عربی است. در واقع کمربند مذکور بخشی از زنجیره کوهستانی آلپ- هیمالیا، با طول حدود ۲۰۰۰ کیلومتر-SE NW بوده که از گسل آناتولی شرقی در شرق ترکیه شروع و به خط عمان در جنوب ایران منتهی می شود. به نظر می رسد این کمربند محصول پیچیده جدایش بلوک قاره ای ایران در مزوزوئیک آغازین از باقیمانده ابر قاره گندوانا باشد که به واسطه فرورانش با شیب شمال شرقی پوسته اقیانوس جدید تشکیل نئوتتیس در زیر قاره ایران و تصادم متعاقب آن بین پلیت های ایران و آفروعربی همراه بوده، مشخص می شود (Takin, 1972; Crawford, 1972; Dewey et al., 1973; Haynes and Maquillan., 1974; Pamice et

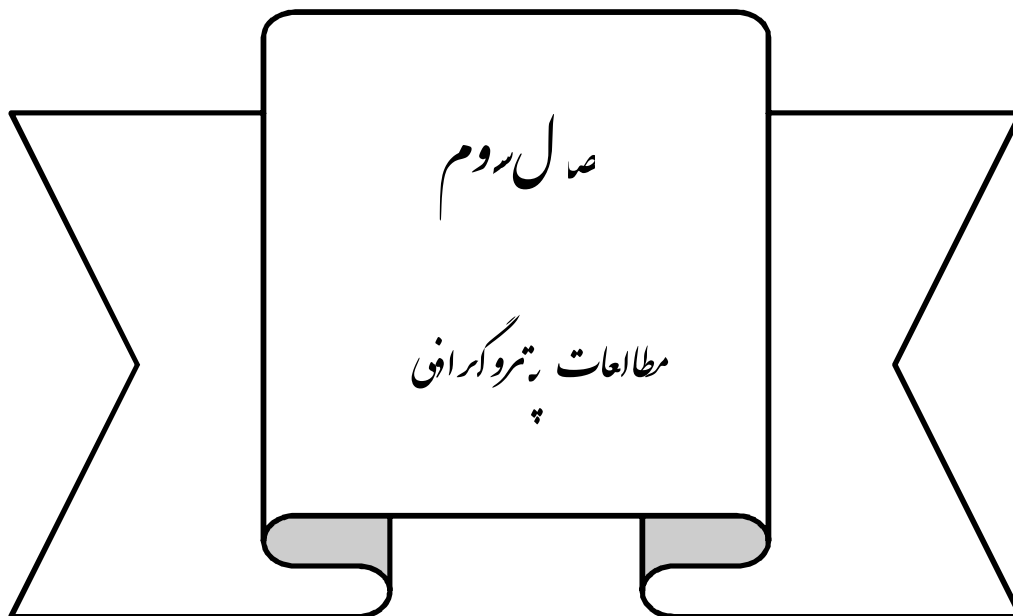
(Sengor, 1984; Berberian and King., 1981; Alavi, 1980; al., 1979). ال پهنه سنندج - سیرجان (Stocklin, 1968)، در جنوب غرب مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر قرار دارد. این پهنه با عرض ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر دارای روندهای ساختاری است که موازی سایر عناصر کوهزایی زاگرس می باشند. بخش شمال شرقی پهنه، شامل مجموعه ای از گودال های طویل شده ای است که به موازات مرز جنوب غربی پهنه ارومیه-دختر توسعه یافته اند. به سمت جنوب غرب، همراه با افزایش ارتفاع، ناهنجاری های گراویده بوگر منفی بوده و عمق محاسبه شده برای موهو نشانگر افزایش بیش از ۱۵ کیلومتر برای ضخامت پوسته به احتمال قوی حاصل و نتیجه چسبیدن ورقه های تراستی (سفره های رورانده) است که حاصل توالی های مختلف سنگی حمل شده از بخش شمال-شرقی پهنه به سمت جنوب غربی آن می باشد. سنگ های پهنه سنندج-سیرجان به سن فانروزوئیک می باشند و هیچ واحد سنگی متعلق به پرکامبرین تاکنون در این پهنه شناسایی نشده است. سنگ هایی که قبلاً به عنوان بخش هایی از پی سنگ پرکامبرین در نقشه های تکتونیکی ایران معرفی شده اند (Stocklin, 1968; Nioc, 1977; Stoklin and Nabavi., 1973). با بررسی های فسیل شناسی به پالئوزوئیک با توالی هایی از ژوراسیک نسبت داده شده اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۵). تنها سنگ های ولکانیک مشاهده شده در پهنه سنندج-سیرجان، لنزهای ساب ولکانیک دیاباز و لایه های نازک بازالتی و ریولیت هایی است که به صورت بین لایه با کربنات ها و سیلیکات های تخریبی متعلق به کربنیفر-پرمین-تریاس تحتانی می باشند. این امر نشان می دهد که به استثنای توالی قاره ای تا دریایی تریاس میانی و پائین، واحدهای چینه شناسی پهنه سنندج-سیرجان، غالباً فاقد فعالیت ولکانیک بوده و عمدتاً شامل رسوبات قاره ای غیر فعال و دریایی کم عمق می باشد (Alavi, 1994). برخی توالی های سنگی پالئوزوئیک و مزوزوئیک در این پهنه تحت شرایط رخساره شیست سبز درجه پائین تا متوسط دگرگون شده و برخی نیز سالم باقی مانده اند. جوان ترین سنگ هایی که تحت تأثیر متامورفیسم قرار گرفته اند، کربنات های فسیل دار کرتاسه می باشند و به دلیل این که کنگلومراهای بخش بالایی کرتاسه یا به طور ناهم شیب بر روی آنها قرار می گیرند و یا در بردارنده پبل ها می باشند، تصور می شود که یک فاز دگرگونی در خلال زمان های کرتاسه به وقوع پیوسته باشد. به هر حال براساس برخی از شواهد حادثه گرمایی اولیه به سن تریاس میانی تا پایانی به وقوع پیوسته که رسوبات قاره ای و ساحلی را تحت شرایط رخساره ی شیست سبز درجه متوسط تا بالا به مرمر تبدیل کرده است. در تریاس میانی تا پایانی نیز فعالیت ماگمایی با نفوذ توده های کوچک و بزرگ گابرو و پلوتون های گرانیتوئیدی و بیرون ریزی جریان های گدازه تولئیتی در این پهنه گسترش یافته است. تصور می شود که این فعالیت های ماگمایی و دگرگونی تریاس میانی تا پایانی مربوط به فرآیندهای کششی باشد که موجب تشکیل پوسته اقیانوسی نئوتتیس شده است (Sabzehi, 1992).



عکس ۲-۳: رخنمون حفاری های انجام شده در معدن.



عکس ۲-۴: نمایی از باطله های معدنی (آهک های حاوی اندیس های معدنی)



فصل سوم: مطالعات پتروگرافی

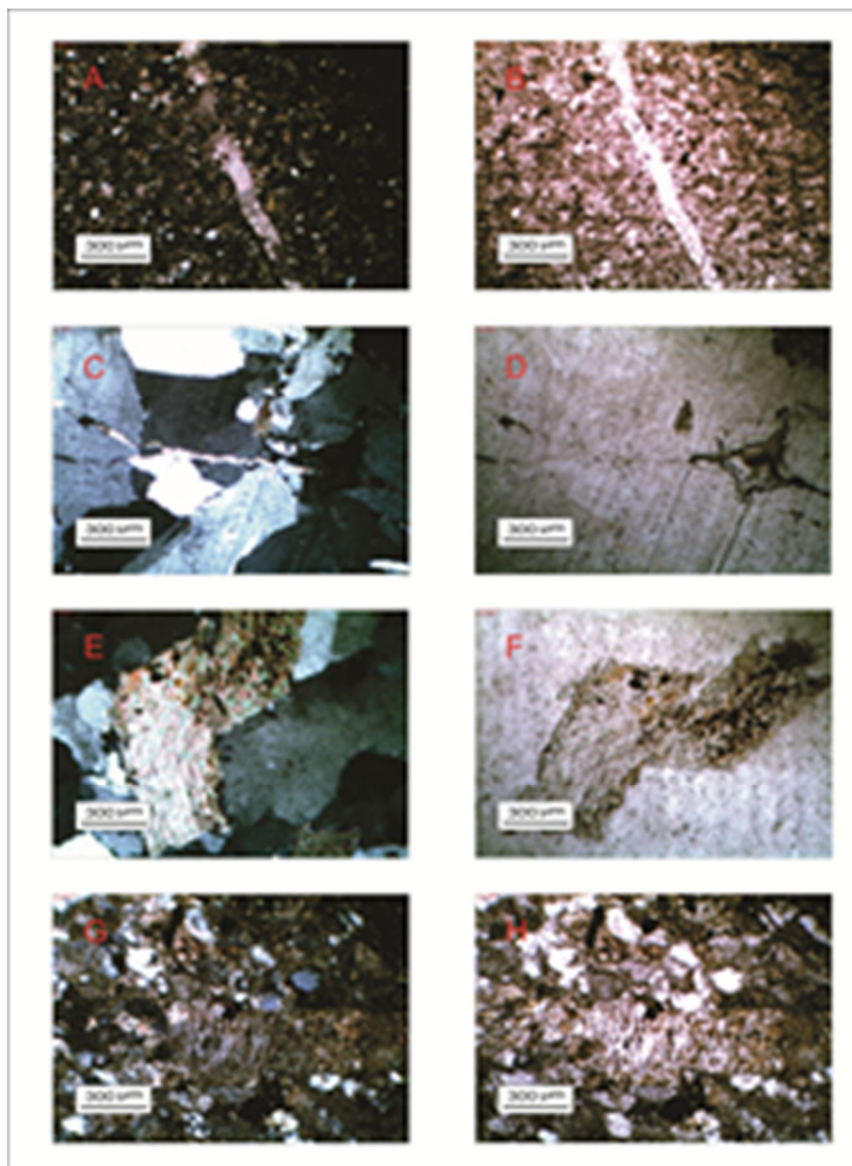
۱-۳ کانی شناسی منطقه

تلفیق داده‌های صحرایی و میکروسکوپی بیانگر تنوع بافتی و ساختاری در کانه زائی سرب در منطقه مورد مطالعه می باشد. از مهم ترین بافتها، می توان به بافت های جانشینی، پراکنده، برشی، پرکننده فضای خالی و رگه ای اشاره کرد. کانی‌های سولفیدی به طور عمده شامل کانی‌های گالن، اسفالریت، پیریت و کالکوپیریت همراه با کانی‌های کلسیت، دولومیت، ژیپس و باریت می باشد. در بررسی مقاطع نازک تهیه شده در منطقه هوره، دولومیت و آهک به عنوان میزبان کانه زایی تشخیص داده شد. در مجاورت کانه سازی سرب، رگه های کوارتز دیده می شود که اغلب فاقد کانی زایی می باشند. رگه های کوارتزی و کلسیت از نوع جانشینی و

شکافه پر کن می باشند. رگه های کوارتز و کربنات گاهها فشارهای تکتونیکی را متحمل شده اند که منجر به طولیل شدگی دانه های کوارتز و کلسیت شده است (Ansdell et al,1989).

۲-۳ مینرالوگرافی

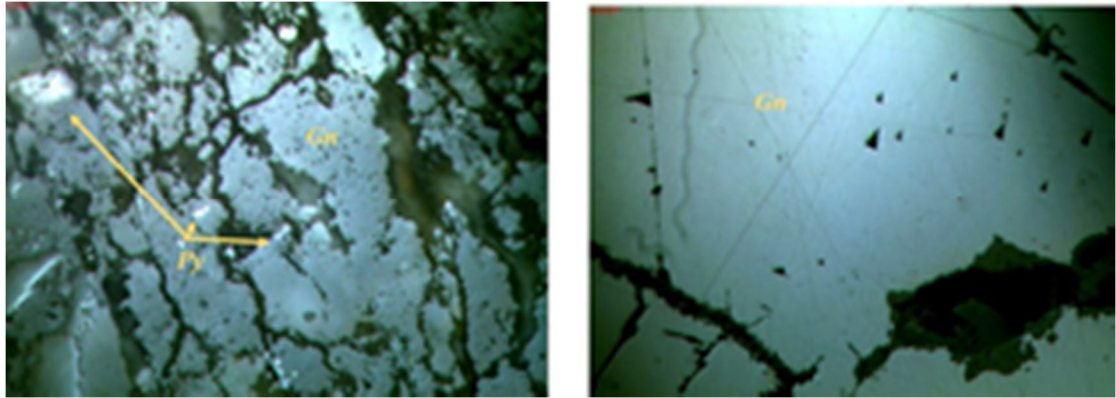
با توجه به بررسی های صحرائی، آزمایشگاهی و ژئوشیمی در کانسار سرب هوره به نظر می رسد شکل گیری رسوبات کرتاسه در ارتفاع بسیار کمتر نسبت به کوهزایی مجاور خود در اوایل کوهزایی لارامید، منجر به ایجاد شیب توپوگرافی در منطقه شده است. اختلاف ارتفاع رسوبات و وجود چنین شیب توپوگرافی منجر به حرکت سیالات به سمت ارتفاعات کمتر شده است. با توجه به ماهیت رسوبات کربناته کرتاسه زیرین (رخساره های کم عمق، رخساره های عمیق و دولومیت) با نفوذپذیری بالا، چرخش سیالات هیدروترمال به راحتی صورت گرفته است. بخش مهمی از این سیالات هیدروترمال در امتداد گسلها حرکت کرده تا به بخشهای نفوذ ناپذیر و عمیقتر توالی کربناته کرتاسه برسند. سپس به دلیل عدم نفوذپذیری سنگ میزبان، سیالات هیدروترمال مواد محلول خود را درون گسلها رسوب می دهند. چرخش سیالات هیدروترمال کانه دار در درون سنگ میزبان منجر به ایجاد هاله های ژئوشیمیایی، بافتهای جانیشینی مواد معدنی به جای آهک، دولومیت میزبان و دولومیت هیدروترمال شده است. با توجه به ماهیت سنگ میزبان (کربناته) می توان اذعان داشت که تغییر شرایط فیزیوشیمیائی محیط از نظر Ph و Eh (شرایط قلیایی و کاهش دما) نقش موثری در تشکیل کانسار داشته است. به عقیده (Freeze & Graven, 1984) شورابه های حوضه رسوبی بواسطه فشردگی رسوبات و یا فشارهای ناشی از کوهزایی، درون حوضه رسوبی به حرکت درآمده و در امتداد گسلها و شکستگیهای موجود، به سمت بالا صعود می کنند. در این حین ممکن است همچنین آب جوی با آنها امتزاج یافته و از شوری آنها کاسته شود. که البته منبع گرمای موجود نیز احتمالاً گرادیان طبیعی زمین در حین تکامل حوضه بوده است (Graven,1985). این سیالات با شستشوی محتوای فلزی لایه های زیرین، نسبت به کمپلکسهای فلزی غنی شدگی پیدا کرده و سپس در نتیجه تغییر شرایط فیزیوشیمیائی و مخلوط شدن با آبهای جوی ناپایدار شده و فلزات را رسوب می دهند و منجر به کانی سازی درون گسلها و شکستگیها خواهند شد. بنابراین همانگونه که در این اندیس مشاهده می شود علاوه بر حضور سرب به صورت چینه ای، تمرکز بالای ماده معدنی در محل شکستگیها و گسلها دیده می شود که دال بر دخالت عوامل ساختاری بعد از عامل چینه نگاری به عنوان عامل مهم کنترل کننده کانی سازی در نظر گرفته می شود. در ادامه فعالیت های گسلی و تکتونیکی در این ناحیه، بخشهای سطحی و کم عمق در معرض سیالات و شرایط جوی قرار گرفته و دچار التراسیون های ثانویه شده و کانی هایی همچون مالاکیت تشکیل شده اند.



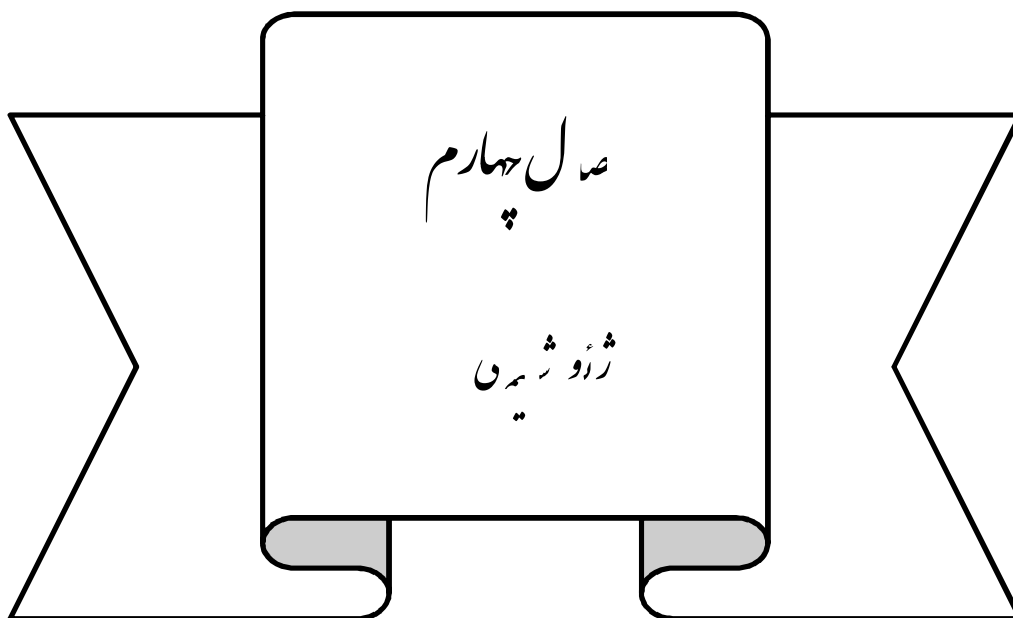
شکل ۳-۱: کانی‌های شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه، A و B رگه کوارتز در متن ماسه سنگ، C و D مجموعه کانی‌های کوارتز در رگه هیدروترمال، E و F بیوتیت آلتیره شده در رگه کوارتز، G و H کوارتز آرنایت. A, C, G, E با آنالیزور، B, D, F, H بدون آنالیزور.

مهمترین فاز کانی‌سازی در هوره، گالن به شمار می‌رود که غالباً به صورت شکلدار، توده‌ای و بی‌شکل ریز، متوسط و درشت بلور مشاهده می‌شود. میزان روی (Zn) و متعاقب آن، درصد فراوانی اسفالریت بسیار پایین است و در نمونه دستی دیده نمی‌شود. فقط در چند نمونه محدود اسفالریت همراه گالن در مقاطع صیقلی قابل مشاهده است. تنانتیت به عنوان کانی سولفوسالتی حاوی آرسنیک در کنار مجموعه کانی‌های گالن، کالکوپیریت و پیریت در مقاطع صیقلی مشاهده می‌شوند. تنانتیت اغلب به صورت ادخال‌های ریز در گالن پراکنده است. پیریت‌ها به صورت بلورهای منفرد خودشکل تا نیمه خودشکل ریز بلور دیده می‌شوند. کالکوپیریت به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار در میزبان گالن به صورت ادخال‌های قابل مشاهده است، همچنین در

مواردی درون رگه های کلسیت و دولومیت حضور دارند. کانی های ثانویه مالاکیت بعضا در اطراف کانسار دیده می شود که نشان دهنده تشکیل این کانی بواسطه تأثیر فعالیت های جوی است.



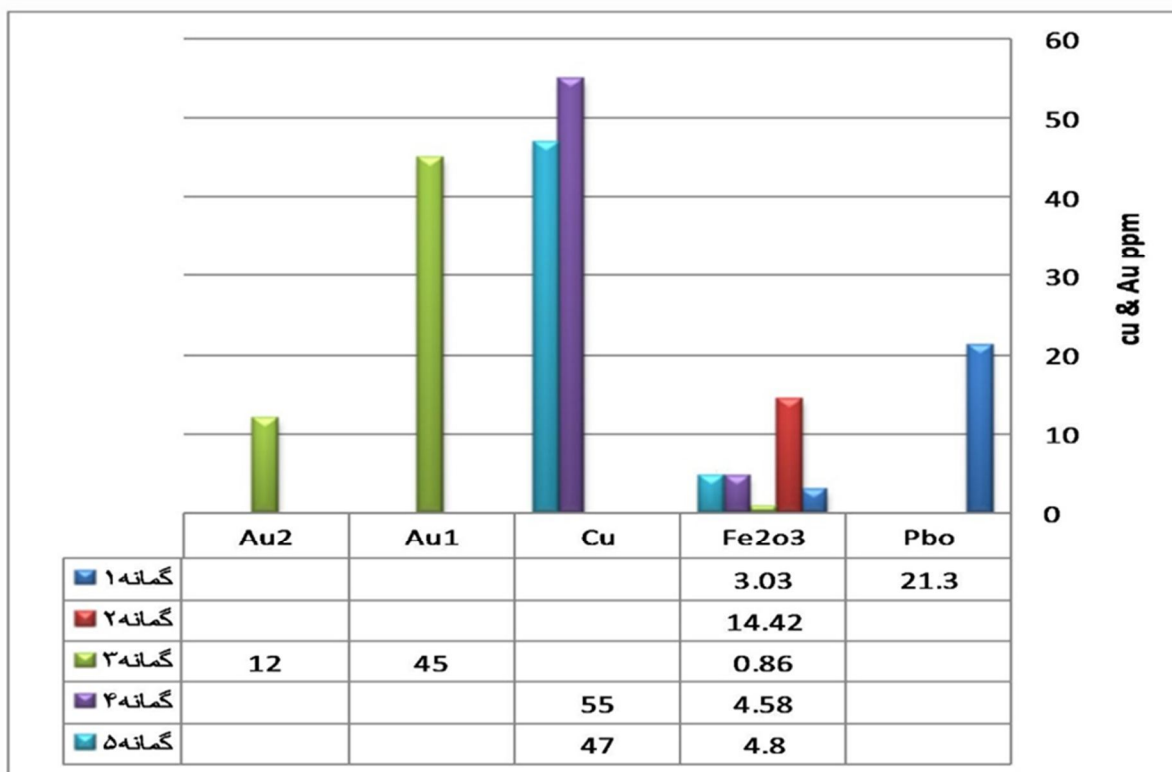
شکل ۳-۲: کانی های سولفیدی در کانسار سرب هوره. الف) گالن با ماکل ب) پیریت و گالن. Gn: گالن، Py: پیریت



فصل چهارم: ژئوشیمی

۱-۴ ژئوشیمی عناصر

از بین گمانه های زده شده از هر ۵ گمانه ۵ نمونه برداشته شده که نتایج حاصل از این آنالیزها در جدول ۴-۱ نشان داده شده است. ژئوشیمی تعداد ۵ نمونه با استفاده از روش آنالیز XRF در آزمایشگاه دانشگاه اصفهان صورت گرفته است.



نمودار ۴-۱: آنالیز گمانه ها در آزمایشگاه

همان طور که در شکل نیز مشاهده میشود، نتیجه آنالیز نمونه ها به این صورت می باشد: در گمانه شماره ۱، آنومالی سرب و مقدار کمی آنومالی آهن دیده شده است. در گمانه شماره ۲، تنها آنومالی آهن مشاهده می شود. در گمانه شماره ۳، آنومالی طلا دیده شده است. در گمانه شماره ۴، آنومالی مس و آهن به چشم میخورد. در گمانه شماره ۵، آنومالی مس و مقداری آنومالی آهن مشاهده میشود. نتایج حاصل از آنالیز نشان می دهد که آنومالی سرب تنها در گمانه شماره ۱ وجود دارد و در بقیه گمانه ها سربی وجود ندارد. پیشنهاد می شود برای دسترسی به نتایج دقیق تر، تعداد گمانه را افزایش داد و یا با استفاده از داده های دیگری همچون ژئوفیزیک آبراهه ای به نتایج تکمیلی رسید.

۴-۲ سیالات درگیر (Fluid Inclusion)

سیالات درگیر حجم های کوچکی از سیال در یک بلور هستند که ممکن است در امتداد زونهای رشد یا لبه یک بلور یا در داخل هرگونه نقص بلوری در طی رشد بلور بدام افتاده باشند (Wiesheu and Hein, 1998). در واقع سیالات درگیر، بخش جدایی ناپذیر از هرشنگ یا کانی هستند و مطالعه آنها به اندازه مطالعه اجزای کانیایی و شیمیایی اصلی سنگ، اهمیت و ارزش دارد. سیالات درگیر معمولاً از طریق بدام افتادن و حفظ شیب یک سیال همگن در دمای بالا تشکیل شده و تغییرات متنوع فازی (تشکیل حباب، تبلور بلورهای نوزاد و جدایش دو سیال نامیژاک) در طی سرد شدن تا دمای محیط در آنها رخ میدهد. مطالعه آنها به عنوان راهی مستقیم جهت بررسی وضعیت سیالات کانه ساز و فرایندهای موثر در تشکیل کانسار از اهمیت زیادی برخوردار بوده

اطلاعات مهمی در خصوص منشا سیالات و فلزات و اهمیت نسبی آبهای ماگمایی، جوی و سازندی ارائه می کند (Wilkinson, 2001).

۴-۲-۱ موارد کاربرد میانبارهای سیال

با استفاده از مطالعه میانبارهای سیال می توان اطلاعات زیادی در مورد درجه حرارت تشکیل کانی ها، فشار حاکم، بر محیط تشکیل آنها، چگالی سیال تشکیل دهنده کانی ها و نیز ترکیب شیمیایی سیال های کانی ساز بدست آورد.

برخی از موارد کاربرد میانبارهای سیال در علوم زمین عبارتند از:

۱. اکتشاف نفتی
۲. ماه شناسی و مطالعات شهابسنگ ها
۳. سنگ شناسی دگرگونی
۴. پترولوژی سنگ های آذرین
۵. سیستم های زمین گرمایی
۶. بررسی چگونگی تشکیل و اکتشاف کانسار ها
۷. تکتونیک
۸. دیاژنز و سیالات در حوضه رسوبی

۴-۲-۲ فازهای درونی میانبارهای سیال

علیرغم اینکه سیال بدام افتاده در درون بلورها، در ابتدا بصورت فاز یکنواخت و همگن است وی بتدریج و با سرد شدن سیال، فازهای مختلفی از آن تشکیل می گردد. مهمترین فازهایی که در درون میانبارها مشاهده می شود و شامل فاز مایع بصورت آب و دی اکسید کربن، فاز جامد شامل کانی های مختلف فلزی و غیرفلزی و فاز گازی است. فاز مایع: بدون شک آب از مهمترین مایعاتیست که حجم اصلی فازهای مختلف درون میانبارها را تشکیل می دهد. باتوجه به اینکه سیال های کان سازی که میانبارهای سیال را بوجود می آورند، بطور عمده از بخار آب تشکیل شده اند، لذا پس از محبوس شدن در درون حجره های میکروسکوپی و افت درجه حرارت، به آب تبدیل می شوند. با توجه به نوع مواد حل شده در درون آب، ممکن است شوری و ترکیب شیمیایی آب درون میانبارها متفاوت باشد. به دلیل موجود نبودن مواد رنگی محلول در مایع درون میانبار، این مایع اغلب بی رنگ می باشد. چگالی مایع درون میانبار نیز با توجه به نوع مواد محلول درون آن، ممکن است کمی بیشتر از یک گرم در لیتر باشد. دومین مایع مهم درون میانبارها، دی اکسید کربن مایع است. در صورتی که سیال های کانی ساز در مسیر حرکت خود از واحد های کربناته عبور کنند، امکان تشکیل دی اکسید کربن مایع در میانبار حاصل بیشتر خواهد بود، همچنین در میانبارهای سیال موجود در کربناتیت ها و میانبارهای سیال متعلق به سنگ های مخازن نفتی معمولاً مقدار دی اکسید کربن مایع زیاد می باشد. اغلب دیده می شود که دی اکسید کربن مایع در بخش حاشیه ای فاز گازی متمرکز شده و آب نیز اطراف آن را احاطه میکند. دلیل این امر آن است که دی اکسید کربن قبل از بخار آب به حالت مایع درآمده و لذا حاشیه بلافاصل فاز گازی را اشغال میکند.

۳-۴ مطالعه میانبارهای منطقه مورد مطالعه

مطالعات میانبارهای سیال بر روی نمونه های دو بر صیقل در آزمایشگاه زمین شناسی دانشگاه اصفهان با استفاده از یک دستگاه میکروسکوپ زایس (ZIESS) و به وسیله دستگاه Lin kam مدل THMS 600 با کنترل کننده حرارتی TP 94 و سردکننده LNP که بر روی میکروسکوپ زایس نصب شده، انجام پذیرفت همان طور که گفته شده، مطالعات میکروترموتری شامل دو بخش گرم کردن و سرد کردن است. مرحله اول برای بدست آوردن دمای همگن شدن یا دمای کانه سازی است که در این مرحله سیال درگیر آن قدر حرارت داده می شود تا همه فازهای آن به یک فاز اصلی همگن شود که به آن دمای همگن شدن (TH) گفته می شود. در آزمایش انجماد، سیال درگیر سرد می شود تا فاز مایع آن به فاز جامد تبدیل شود. پس از سرد کردن، دوباره نمونه گرم می شود تا جایی که آخرین بلور یخ ذوب شود. دمایی که در آن آخرین بلور یخ ذوب می شود، به دمای ذوب آخرین قطعه یخ (T_{Lm}) معروف است که این عمل را برای غلبه بر مقاومت ذاتی محلول در مقابل انجماد انجام می دهند، با استفاده از دمای ذوب یخ می توان به میزان شوری سیال پی برد. مطالعات سیالات درگیر در منطقه مورد پژوهش بر روی ۲ نمونه کوارتز و کلسیت رگه ای انجام گرفت. نبود رِخ، شفافیت کانی و توانایی تبلور مجدد آسان، کانی کوارتز را به یک میزبان مناسب برای سیالات درگیر تبدیل کرده است. (walshe and Hobbs, 1999)

الف) رده بندی ژنتیکی سیالات درگیر

بر مبنای نحوه زایش یا زمان به تله افتادن سیال، یک نوع سیال درگیر از دیدگاه ژنتیکی شناسایی شده اند. که به رده بندی پاراژنتیکی نیز معروف است و شامل سیالات درگیر اولیه هستند. (Shepherds et al, 1985, pirajno, 2009)

ب) شکل ظاهری میانبارها

به طور کلی از لحاظ شکل ظاهری، میانبارهای سیال در نمونه ها را می توان به ترتیب فراوانی به اشکال چند وجهی نامنظم، کروی تقسیم بندی کرد .

ج) رده بندی میانبارهای سیال

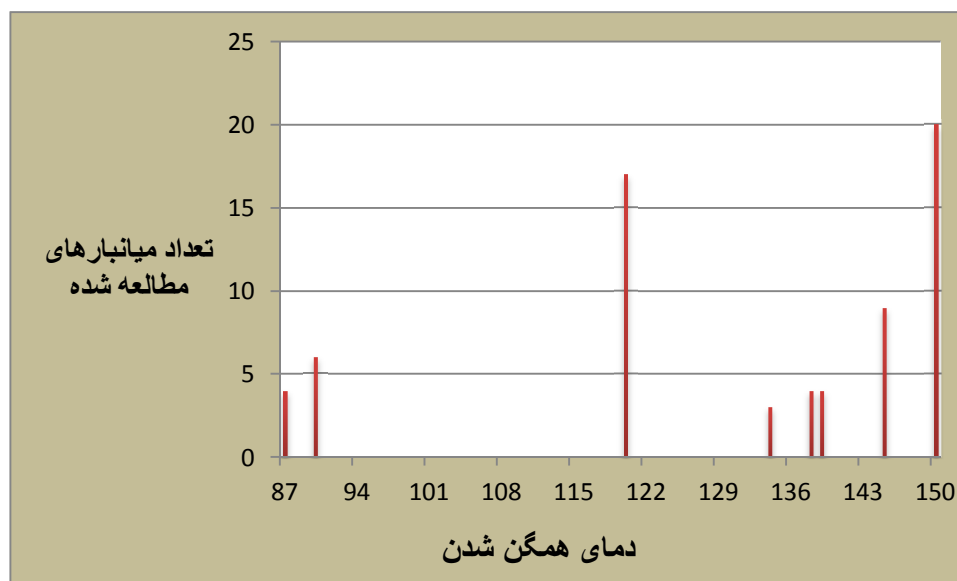
میانبارهای سیال در مقاطع مورد مطالعه بر طبق معیارهای (Roder, 1984 & Sheferd, 1985) به اولیه طبقه بندی شده اند.

انواع میانبارهای سیال موجود در مقاطع مورد نظر شامل انواع دو فازی مایع - گاز (L+V (Liquid rich) و تک فاز مایع L (Liquid) می باشد.

از بین نمونه های برداشت شده ۹ نمونه جهت مطالعه سیالات درگیر انتخاب شد. پس از آماده سازی، نمونه ها توسط مرکز مطالعات سیالات درگیر دانشگاه اصفهان جناب آقای دکتر باقری، مطالعه و نتایج در جدول ۴-۲ آورده شده است. نتایج مطالعات نشان دهنده ی طیف دمای همگن شدن (۸۷/۵-۱۵۰) درجه سانتی گراد برای نمونه های منطقه مورد مطالعه می باشد (جدول ۴-۲)، با بیشترین فراوانی در محدوده دمایی ۱۵۰-۱۳۰ سانتی گراد را نشان می دهد (شکل ۴-۱) .

جدول ۴-۲: داده های بدست آمده از آزمایش های میکروترموتری.

Sample (شماره ایستگاه)	Nnber (تعداد میانبارهای مطالعه شده)	Tice(دمای انجماد)	TFM(دمای ذوب اولیه)	TLM(دمای ذوب نهایی)	تعداد فازها	TH(دمای همگن شدن)	(نوع همگن شدن)
۱	۹	-۵۱	-۴۸	-۱۶	L+V	۱۲۰	به مایع
۲	۸	-۵۱	-۴۸	-۱۶	L+V	۱۲۰	به مایع
۳	۴	-۵۸	-۴۵	-۲۰	L+V	۱۳۹	به مایع
۴	۴	-۵۷	-۴۹	-۲۰	L+V	۱۳۸	به مایع
۵	۳	-۵۳	-۳۲	-۱۶/۲	L+V	۱۳۴	به مایع
۶	۹	-۵۳	-۳۳	-۱۶/۴	L+V	۱۴۵	به مایع
۷	۲۰	-۵۲	-۳۱	-۱۶/۱	L+V	۱۵۰	به مایع
۸	۴	-۵۳	-۳۲	-۱۴/۵	L+V	۸۷/۵	به مایع
۹	۶	-۵۵	-۳۲	-۱۴/۸	L+V	۹۰/۱	به مایع



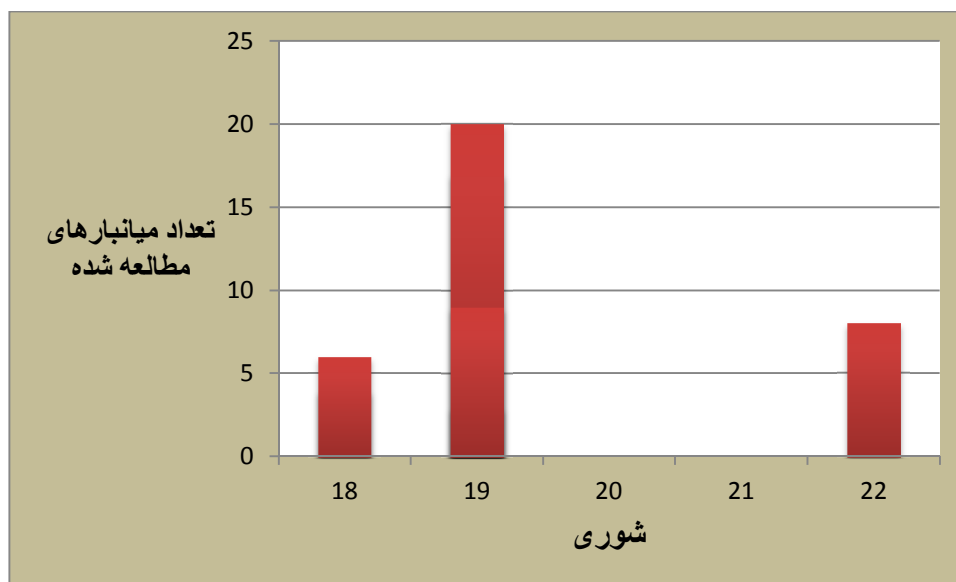
شکل ۴-۱: نمودار دمای همگن شدن بر اساس تعداد میانبارهای مطالعه شده در منطقه هوره.

دماهای معرفی شده می توانند دمای حداقل تشکیل کانی ها باشند. دامنه تغییرات دمای ذوب آخرین قطعه یخ (Tm) ۱۴/۸ - تا ۲۰- درجه سانتی گراد مشاهده می گردد. دمای ذوب آخرین تکه یخ ۹ نمونه از میانبارهای سیال منطقه مورد مطالعه با استفاده از روش سرمایش اندازه گیری شد مشخص گردید که دمای ذوب نهایی یخ (TM) این میانبارها و در محدوده دمایی بین C ۱۴- تا ۲۰- قرار دارد (شکل ۴-۲).

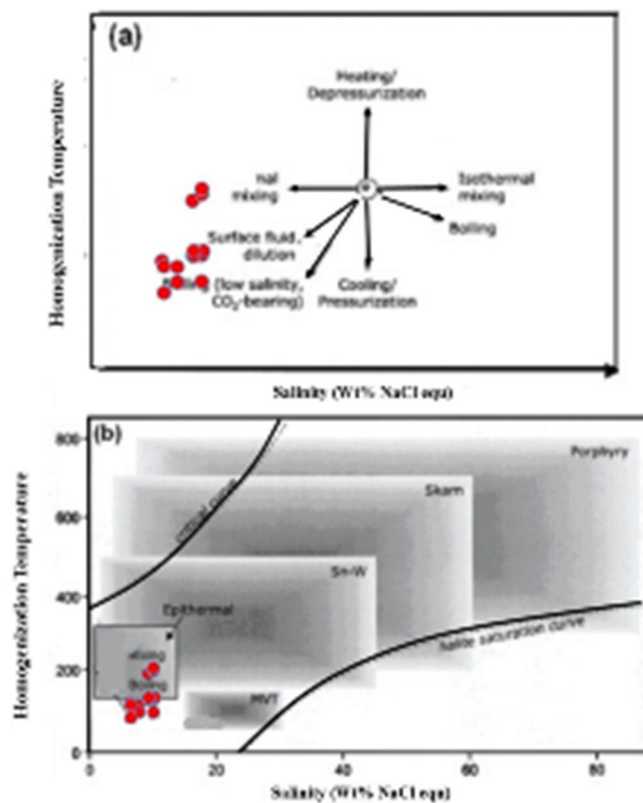


شکل ۴-۲: نمودار دمای نهایی ذوب بر اساس تعداد میانبارهای مطالعه شده در منطقه هوره.

محاسبه شوری با استفاده از روش Vityk and Bodnar (1994) نشان میدهد که شوری سیال کانی ساز بین ۱۸/۲۱٪ تا ۲۲/۳۷٪ درصد وزنی معادل نمک طعام در تغییر میباشد. شکل ۴-۳ نمودار فراوانی شوری سیال کانی ساز در منطقه مورد مطالعه را نشان میدهد.

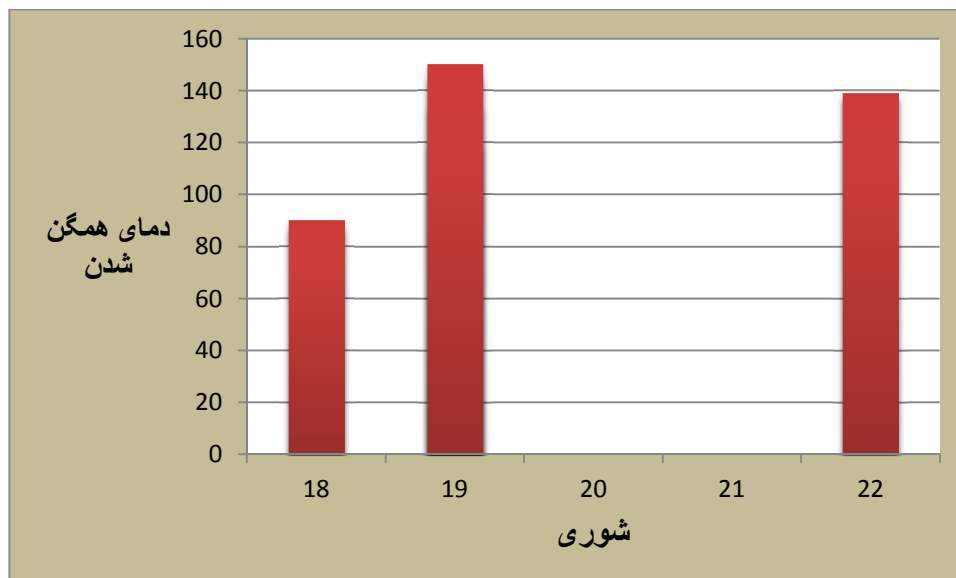


شکل ۴-۳: نمودار درجه شوری بر اساس تعداد میانبارهای مطالعه شده در منطقه هوره.

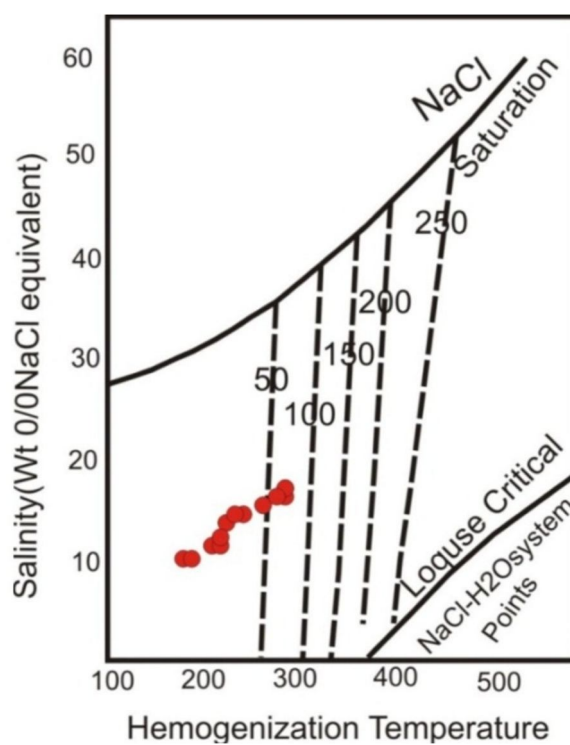


شکل ۴-۴: نمودارهای میزان شوری - دمای همگن سازی (براساس Wilkinson, 2001). که در آن فرایندهای مختلف سیال (a) و محل قرارگیری سیالات مربوط به سیستمهای مختلف کانی زایی (b) مشخص شده اند. در این نمودارها، نمونه های منطقه هوره در محدوده اپی ترمال قرار گرفته اند.

در شکل ۴-۴ فشار بخار با استفاده از دمای همگن و مقادیر شوری (معادل درصد وزنی نمک طعام) بدست آمده است (Cunningham, 1978). براساس نمودار ارائه شده بر پایه شوری و دمای همگن شدن که انواع سیستم های کانه زایی را از هم تفکیک نموده است، نمونه های بررسی شده از لحاظ دمایی و شوری در محدوده اپی ترمال قرار می گیرند (Wilkinson, 2001) (شکل ۴-۵).

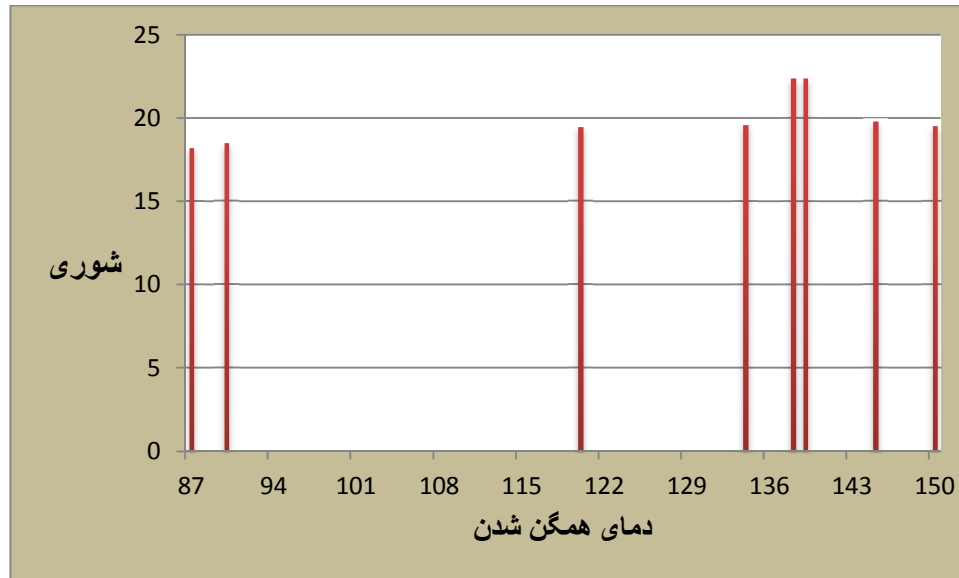


شکل ۴-۵: نمودار درجه شوری بر اساس دمای همگن شدن در منطقه هوره.



شکل ۴-۶: تعیین فشار بخار بر اساس دمای همگن شدن و میزان شوری (Cunningham, 1978).

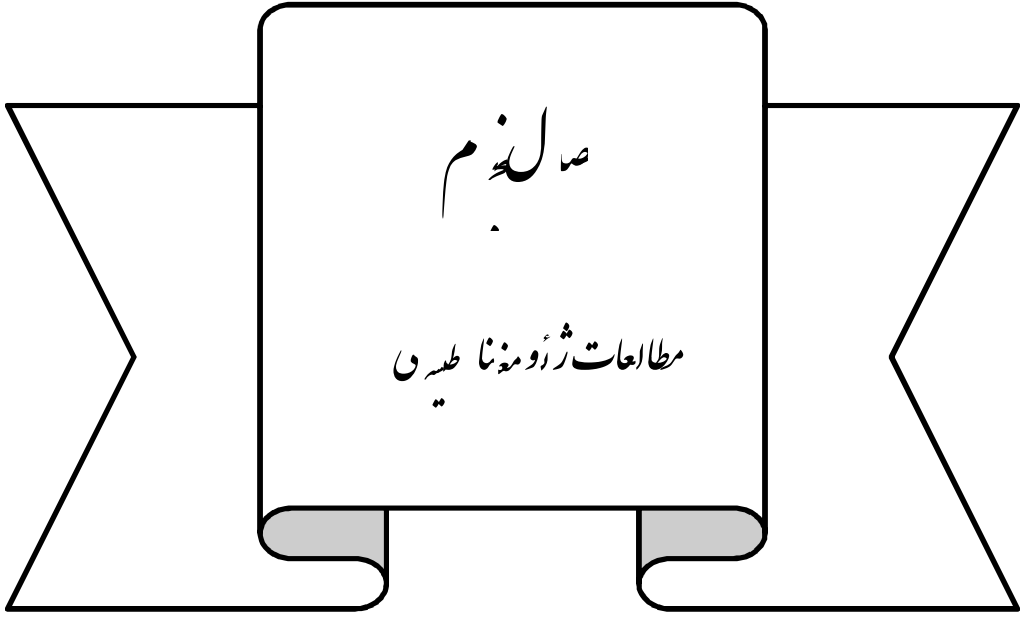
در نهایت، بر اساس دماهای محاسبه شده منطقی به نظر می‌رسد که سیالات هیدروترمال با شوری کم و دمای همگن شدن میانگین ۱۲۴/۸ درجه سانتیگراد را مسؤؤل کانه زایی در منطقه هوره دانست. دامنه دمای همگن شدن و درجه شوری حاکی از این است که منشأ سیالات آبهای ماگمایی-گرمابی بوده که توسط سیالات جوی رقیق شده است.



شکل ۴-۷: نمودار دمای همگن شدن بر اساس درجه شوری در منطقه هوره.

میانگین دمای همگن شدن (TH) براساس تعداد ۹ اندازه گیری که از ارتفاع ۲۵۰۰ متر از سطح دریا برداشت گردیده است، ۱۲۴/۸ درجه سانتیگراد با شوری ۱۹/۹ درصد وزنی معادل NaCl می‌باشد. کم بودن دما و شوری میتواند به دلیل صعود سیالها و آمیختگی بیشتر با آبهای سرد جوی یا آبهای گرم شده با بخار باشد (مقایسه شود با Kodera., et al 2004) که هر دو در محیطهای اپی ترمال رایج هستند. افزون بر موارد یاد شده، در شرایط اپی ترمال نوع عنصر چیره با مقدار شوری همبستگی نشان میدهد (مقایسه شود با Simmons et al., 1988., Simmons et al; 2005., Shamanian et al; 2004)

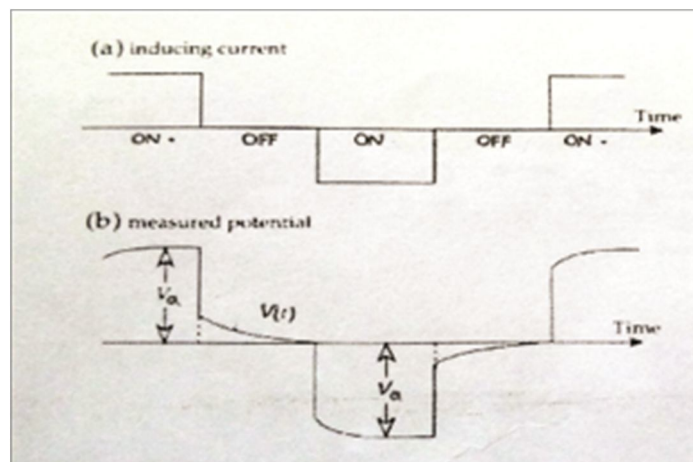
بر این اساس عناصر پایه در محیطهای اپی ترمال به طور چیره به صورت کمپلکس کلریدی حمل می‌شوند. که بیشتر در شرایط احیا و pH خنثی صورت می‌گیرد (Seward and Barnez, 1997).



فصل پنجم: مطالعات ژئومغناطیسی

۱-۵ روش‌های الکتریکی _ روش قطبش القایی

روش قطبش القایی عمدتاً در اکتشاف فلزات پایه و تا حد کمتری در کاوش آب‌های زیر زمینی کاربرد دارد. هرچند برادران شلومبرگر، پیشاهنگان بزرگ در اکتشافات ژئوفیزیکی، در جریان کار اصلی خود در مورد پتانسیل خودزا، پدیده قطبش القایی را شناخته بودند اما شهرت این تکنیک به عنوان یک ابزار ژئوفیزیکی به اواسط دهه ۵۰ و به دنبال پیشرفت‌هایی که از سال ۱۹۴۸ تا ۱۹۵۳ انجام شد، ارتباط پیدا می‌کند. اساس قطبش القایی وابسته به میزان بار الکتریکی است که در یک کانی در هنگام عبور جریان الکتریکی در آن ایجاد شده و پس از قطع جریان آزاد می‌سازد. نمایشی از قطبش القایی را می‌توان با استفاده از یک آرایش استاندارد مقاومت ویژه چهار الکترودی جریان مستقیم بدست آورد که در آن جریان دفعتاً قطع می‌شود. عموماً ولتاژ در دو سر الکترودهای پتانسیل یکبار صفر نمی‌شود، بلکه پس از یک کاهش بزرگ از حالت پایدار به آهستگی کاهش یا به اصطلاح واپاشی می‌یابد. زمان واپاشی در حدود چند ثانیه یا حتی چند دقیقه است.



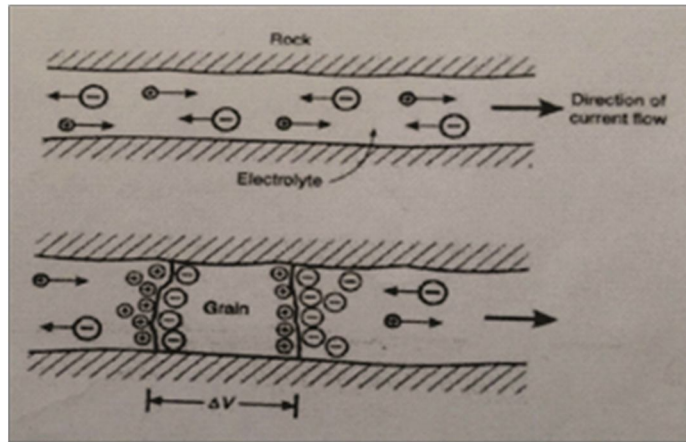
شکل ۱-۵: تغییرات ولتاژ بعد از قطع جریان نسبت به زمان که در دفعات مختلف انجام گرفته است.

مطالعه آزمایشگاهی بر روی قطبش القایی انواع مختلف سنگ‌ها ثابت کرده که مهمترین انرژی ذخیره شده در سنگ‌ها پس از عبور جریان الکتریکی و سپس قطع آن، به شکل انرژی الکتروشیمیایی است و به دلایل زیر بوجود می‌آید.

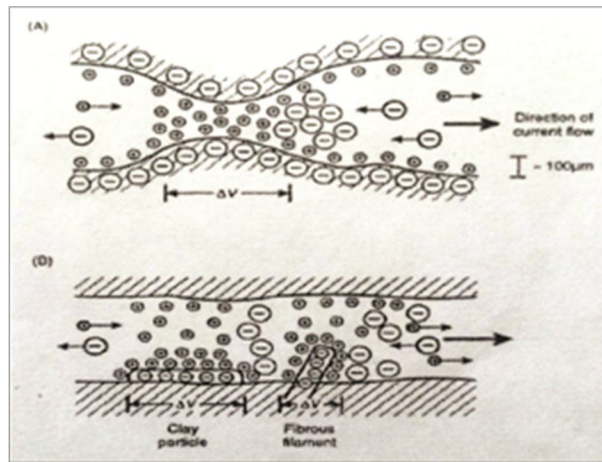
۱_ تغییر تحرک یون‌ها در مایعات موجود در ساختار سنگ‌ها که به آن پلاریزاسیون غشایی یا غیر فلزی گفته می‌شود و ممکن است در سنگ‌هایی که شامل کانی‌های فلزی نیز نیستند رخ دهد.

۲_ تغییر در رسانندگی یونی و الکترونی در جاهایی که کانی‌های فلزی وجود دارد که به آن پلاریزاسیون الکترونی یا فلزی گفته می‌شود و مقدار این اثر عموماً بزرگ‌تر از زمینه بوده و با مقدار کانی‌های فلزی در سنگ‌ها ارتباط دارد.

نکته مهم این است که این دو نوع قطبش را نمی‌توان از هم تفکیک نمود.



شکل ۲-۵: اثر قطبش الکترودی، A توزیع معمولی الکترودها، B قطبش ایجاد شده در اثر عبور.



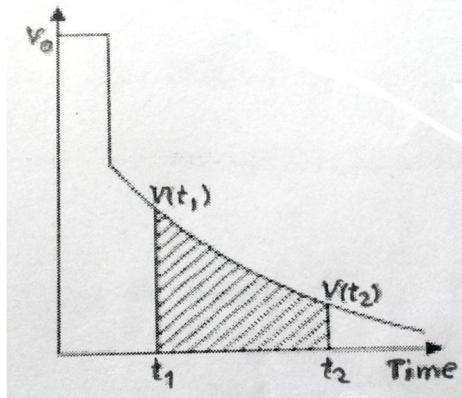
شکل ۳-۵: اثر قطبش غشایی، A توزیع معمولی یون ها، B قطبش ایجاد.

۲-۵ روش‌های اندازه گیری میزان شارژ پذیری

دو روش اصلی برای اندازه گیری میزان شارژ پذیری وجود دارد :

۱-۲-۵ روش اندازه گیری در حوزه زمانی

ساده‌ترین راه اندازه گیری اثر PI در حوزه زمانی بر اساس نسبت $\Delta V(t)/oV$ می باشد. در این روش کمیت $\Delta V(t)$ را در یک زمان معین (t) پس از قطع جریان اندازه گیری (ولتاژ اندازه گیری در زمان T_0) با واحد میلی ولت بر ولت نشان می‌دهند.

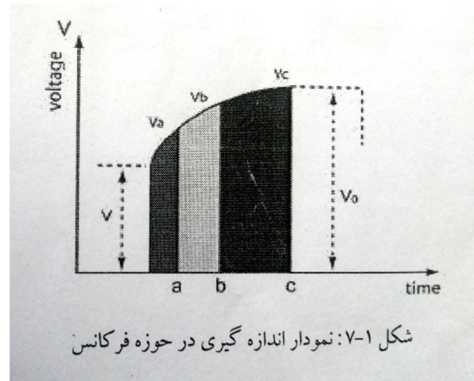


$$M_a = \frac{1}{V_0} \int_{1/3}^{1/2} V(t) dt$$

شکل ۴-۵: مساحت هاشور زده شده میزان $\Delta V(t)$ در فاصله زمانی t_1 تا t_2 می باشد.

۲-۲-۵ روش اندازه گیری در حوزه فرکانسی

در اندازه گیری شارژ پذیری ظاهری در حوزه فرکانس، تغییرات مقاومت ویژه ظاهری در فرکانسهای مختلف اندازه گیری می شود. که در آن $\rho_a CD$ مقاومت الکتریکی ظاهری در فرکانسهای پایین (۰/۵۰ تا ۰/۵ هرتز) و $\rho_a CA$ مقاومت الکتریکی ظاهری در فرکانسهای بالا (۱ تا ۱۰ هرتز) می باشد.



$$FE = \frac{\rho_a CD - \rho_a CA}{\rho_a CA}$$

شکل ۵-۵: نمودار اندازه گیری در حوزه فرکانس.

اندازه گیری های حوزه فرکانسی نسبت به حوزه زمانی دارای دو مزیت است، یکی نسبت سیگنال به پارازیت در آنها بیشتر است و دیگری ساده و سبک بودن تجهیزات می باشد. برتری اندازه گیری های حوزه زمانی نسبت به حوزه فرکانسی امکان مطالعات در عمق های بیشتر، سرعت بیشتر اندازه گیری ها و صرفه جویی در زمان است.

۳-۵ میزان شارژ پذیری مواد مختلف

همانطور که عنوان شد مواد مختلف، میزان شارژ پذیری الکتریکی مختلفی دارند. در آزمایشگاه میزان شارژ پذیری مواد مختلف در شرایط یکسان اندازه گیری شده تا بتوان مقایسه‌ای از مواد مختلف داشت. باید توجه کرد که میزان شارژ پذیری مواد بسیار وابسته به شرایط محیطی می‌باشد. بنابراین نمی‌توان مقادیر عنوان شده در جدول زیر را یکتا دانست ولی مقایسه مواد با یکدیگر کمک شایانی می‌کند.

Mineral	Chargeability(ms)	Mineral	Chargeability(ms)
Payrite	13.4	Erubescite	6.3
Chalocoite	13.2	Galena	3.7
Copper	12.3	Magnctitc	2.2
Graphite	11.2	Malachite	0.2
Chalcopyrite	9.2	Hematite	0.2

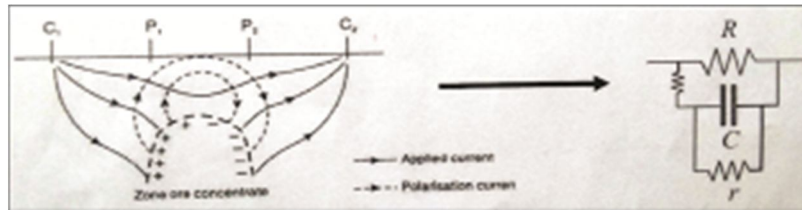
جدول ۵-۱: مقادیر شارژ پذیری در مواد معدنی مختلف.

Rock	Chargebility (ms)	Rock	Chargebility (ms)
Aquifer	0	Schist	5 to 20
Alluvion	1 to 4	Sandstone	3 to 12
Gravel	3 to 9	Argilite	3 to 10
Volcanic	8 to 20	Quartzite	5 to 12
Gneiss	6 to 30		

جدول ۵-۲: مقادیر شارژ پذیری در سنگ‌های مختلف.

۴-۵ روش اندازه گیری مقاومت ویژه الکتریکی

در این روش جریان الکتریکی مصنوعی توسط دو الکترود به زمین تزریق می‌شود و اختلاف پتانسیل در الکترودهای دیگری در مجاورت شارش جریان اندازه گیری می‌شود. با اندازه گیری جریان الکتریکی و اختلاف پتانسیل بین دو نقطه در سطح زمین می‌توان مقاومت ویژه‌ی ظاهری یا موثر را بدست آورد. از معایب این روش حمل الکترودها و سیم‌های طولی می‌باشد که ابتکار روش سویچ باکس از این مشکل کاسته است. انحراف از میزان اختلاف پتانسیل‌های قابل انتظار در بخش‌هایی در زیر زمین، اطلاعاتی در مورد شکل و خواص الکتریکی ناهمگونی‌های زیر سطحی ارائه می‌دهد.



شکل ۵-۶: مشابه سازی خاصیت مداری که در اثر عبور جریان در زون کانی زیر زمین ایجاد می شود به مدار واقعی.

در اندازه گیری مقاومت ویژه الکتریکی، جریان الکتریکی از نوع مستقیم توسط دو الکترود جریان (A,B) به درون زمین فرستاده می شود و اختلاف پتانسیل حاصل بین دو الکترود پتانسل (M,N) در زمین اندازه گیری می شود. مقاومت ویژه الکتریکی از فرمول $P=K.V/I$ محاسبه می گردد که در این فرمول V اختلاف پتانسیل اندازه گیری شده و I شدت جریان تزریق شده به زمین و K ضریب ژئومتری آرایش مورد استفاده بوده و اگرچه برای هر آرایش می توان فرمول آن را بیان کرد ولی فرمول کلی محاسبه این ضریب بصورت زیر می باشد.

$$K = 2\pi \cdot \frac{1}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}}$$

وقتی جنس زمین همگن (یکنواخت) باشد مقاومت الکتریکی محاسبه شده بر اساس این معادله تقریباً یکنواخت بوده و مستقل از فاصله الکترودها خواهد بود. ولی اگر ناهمگنی زیر سطحی، موجود باشد، مقاومت ویژه الکتریکی با موقعیت نسبی الکترودها تغییر می کند و هر مقدار محاسبه شده به عنوان مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری (a) نامیده خواهد شد و تابعی از شکل ناهمگنی مربوطه خواهد بود.

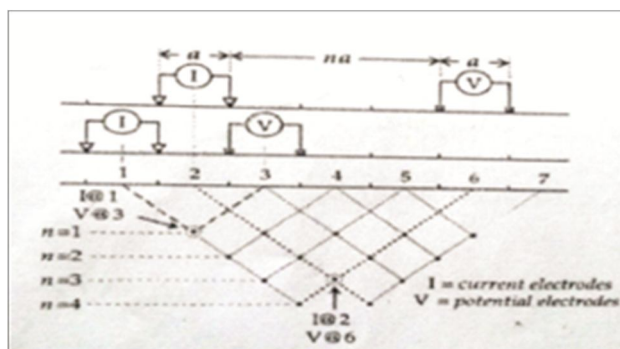
۵-۵ آرایش مورد استفاده در برداشت های ژئوالکتریک

منظور از آرایش که به آن آرایه نیز گفته می شود، نحوه چیدمان الکترودهای فرستنده و گیرنده بر روی زمین است. تکنیکها و چیدمان های بسیار متفاوتی برای منظورهای متفاوت در روش های مطالعات ژئوالکتریک به کار گرفته می شود که شرح تمامی آنها در این گزارش نمی گنجد و فقط به شرح یک نوع آرایه که در این مطالعه از آن استفاده شده، پرداخته می شود. در بررسی های ژئوفیزیکی بکار گرفته شده در این محدوده از ترکیب دو آرایه شامل آرایه های دوقطبی_دوقطبی یا همان دایپل_دایپل محوری ($elopiD_elopiDlaixA$) و آرایه ی قطبی_دوقطبی یا همان پل_دایپل استفاده شده است.

۵-۵-۱ آرایش دو قطبی_دوقطبی

در این آرایش فاصله بین دو الکترود جریان و دو الکترود پتانسیل یکسان می باشد. (همانطور که در شکل ۱-۹ مشاهده می شود این فاصله a می باشد). در ابتدا الکترودهای جریان قرار داده شده اند و پس از آن با فاصله ای که ضریبی از فاصله بین الکترودهای جریان و یا پتانسیل می باشد، الکترودهای پتانسیل قرار گرفته اند. برای نفوذ به اعماق بیشتر الکترودهای پتانسیل با ضریبی با نسبت به a جا شده و از الکترودهای جریان دور می شوند. مکان نقطه قرائت شده محل تلاقی خطوطی است که از مرکز الکترودهای پتانسیل و الکترودهای جریان با زاویه 45 درجه عبور کرده است. این روش دقیق ترین و دارای بالاترین رزولوشن در بین روش

اکتشافی در حوزه مقاومت ویژه بخصوص برای ساختارهای عمود و یا با شیب تند می‌باشد. هرچه فاصله بین الکترودها افزایش یابد بر عمق مطالعه افزوده و در عین حال از رزولوشن آن کاسته می‌گردد.



شکل ۵-۷: آرایش دوقطبی-دوقطبی بر روی زمین و مکان نقاط اندازه گیری شده ناشی از آن در زیرزمین.

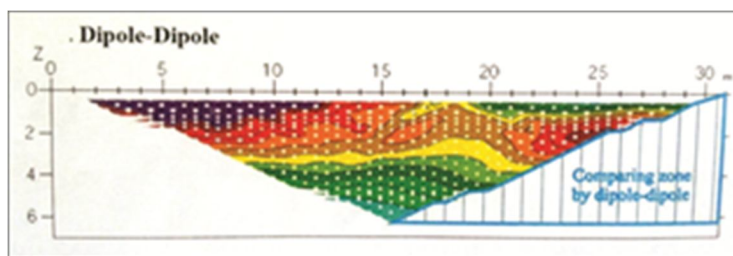
۵-۵-۲ آرایش قطبی-دوقطبی

این آرایش مشابه آرایش دوقطبی-دوقطبی بوده ولی با این تفاوت که یک الکتروود جریان در بی نهایت واقع می‌شود. مکان این الکتروود بی نهایت ۵ برابر فاصله الکتروودی و به صورت عمود بر سایر الکترودها می‌باشد. بیشترین کاربرد این روش اکتشاف توده‌های عمودی در اعماق زیاد می‌باشد. از آنجایی که این آرایش یک آرایش متقارن نمی‌باشد مکان نقاط نسبت داده شده در زیر زمین کمی شیفت پیدا می‌کنند که از معایب این روش می‌باشد. این عیب را می‌توان با تکرار اندازه گیری در همان راستای اولیه ولی در خلاف جهت از بین برد که سبب افزایش هزینه و زمان می‌شود. روش دیگری که سبب از بین رفتن این ایراد می‌شود ترکیب این آرایش با آرایش دوقطبی-دوقطبی می‌باشد.

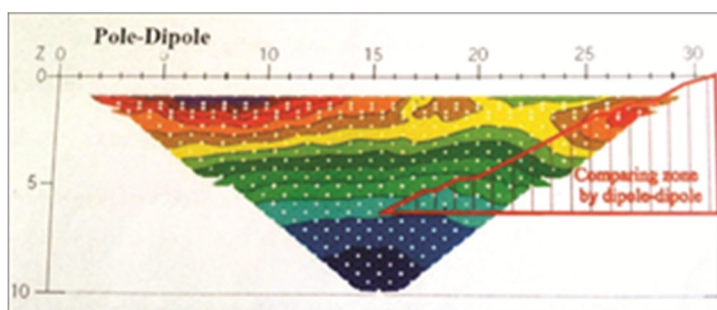
۵-۵-۳ مقایسه آرایش قطبی-دوقطبی با آرایش دوقطبی-دوقطبی

در شکل های ۵-۸ و ۵-۹ این دو آرایه با هم مقایسه شده‌اند. مقاطع شارژ پذیری نمایش داده شده مربوط به یک پروفیل است که یکبار با روش دوقطبی-دوقطبی و با دیگر با روش قطبی-دوقطبی اندازه گیری شده است. مثلث زیر مقطع شارژ پذیری در روش دوقطبی-دوقطبی بر زیر مقطع شارژ پذیری قطبی-دوقطبی قرار گرفته است تا بتوان به راحتی گسترش جانبی و عمق نفوذ دو مقطع را مقایسه کرد.

همانطور که ملاحظه می‌شود تفکیک لایه‌ها در روش دوقطبی-دوقطبی آسان‌تر و واضح‌تر از روش قطبی-دوقطبی می‌باشد و نیز از فاصله کمتری نسبت به سطح زمین داده وجود دارد. در حالیکه در روش قطبی-دوقطبی عمق اکتشاف و نیز گسترش جانبی مقطع بیشتر می‌باشد.



شکل ۵-۸: مقطع شارژپذیری در آرایش دوقطبی - دوقطبی.



شکل ۵-۹: مقطع شارژپذیری در آرایش قطبی - دو قطبی.

با ترکیب این دو روش می‌توان اطلاعات را از سطح تا عمق و با قدرت تفکیک بالا بدست آورد. یکی از مشکلاتی که در آرایش دوقطبی_دوقطبی با آن مواجه هستیم، افت شدید اختلاف پتانسیل با افزایش عمق است چرا که فاصله دو الکترود فرستنده جریان الکتریکی نسبت به آرایه قطبی_دوقطبی بسیار کمتر است. اما در آرایه قطبی_دوقطبی به دلیل فاصله زیاد بین الکترودهای فرستنده جریان عمق نفوذ به مراتب بیشتر می‌شود. بطوریکه در عمق‌های بیش از ۱۰۰ متر مقدار اختلاف پتانسیل بیش از دو تا سه برابر بیشتر از آرایه دوقطبی_دوقطبی است.

اما با تلفیق این دو آرایه با یکدیگر هم مشکل عمق نفوذ برطرف می‌شود و هم به دلیل پیوستگی داده‌های آرایه‌ی قطبی_دوقطبی مشکل شیفت در موقعیت نقاط اندازه‌گیری مرتفع می‌گردد.

۵-۶ تجهیزات مورد استفاده در برداشت‌های صحرائی به روش ژئوالکترونیک

در این مطالعات از یک سیستم اندازه‌گیری شارژیابیته و مقاومت سنج ساخت شرکت DDG کانادا متشکل از یک دستگاه ترانسسمیتر مدل IIIXT با توان ۱۸۰۰ وات و یک دستگاه رسیور مدل XRG۲ و یک دستگاه موتور برق آمریکایی با توان ۲۵۰۰ وات استفاده شد. سیستم مذکور با آخرین تکنولوژی روز دنیا مطابقت داشته و در سال ۲۰۱۱ ساخته شده‌اند.

همچنین از سامانه تعویض دو کاناله به همراه کابل‌های ۱۴ الکترودی برای پتانسیل‌ها استفاده گردید. قرقره‌های بکار رفته در این پروژه نیز با ویژگی‌های خاص و منحصر به فرد هستند.

۵-۶-۱ فرستنده یا ترانسمیتر (IP transmitter)

وظیفه این دستگاه تبدیل جریان الکتریکی متناوب ۱۲۰ ولت / ۵۰ هرتز ورودی از موتور برق به جریان الکتریکی مستقیم مربعی و سپس تقویت آن و نهایتاً ارسال آن متناسب به تنظیمات زمانی است. از مهم‌ترین خصوصیات این دستگاه بطور اختصار می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

- تقویت ولتاژ با طیف‌های متعدد از ۱۵۰ ولت تا ۲۴۰۰ ولت. دستگاه‌هایی که قادر باشند ولتاژ بالاتر و بازه‌های متعدد را برای ارسال جریان الکتریکی فراهم نمایند بسیار مطلوب‌ترند.
- توانایی ارسال جریان الکتریکی تا ۱۰ آمپر نیز از ویژگی‌های مهم این فرستنده است. هرچند در عمل هیچگاه لزومی برای ارسال چنین آمپر زیادی به زمین نیستیم اما این مسئله در زمین‌های بسیار هادی (زمین‌های اشباع شده با آب شور و رس که در خوزستان و برخی نقاط وجود دارند) ممکن است با حداقل ولتاژ (۱۵۰ ولت) جریان الکتریکی تا ۱۰ آمپر نیز در زمین جریان یابد. در چنین حالتی به دستگاه آسیب نخواهد رسید.
- این دستگاه در حوضه زمان کار می‌کند. بر این اساس امکان تنظیم ارسال جریان مستقیم الکتریکی در فواصل زمانی ۱ و ۲ و ۴ و ۸ ثانیه نیز امکان پذیر است. در مناطق شیلی و رسی از ۱ ثانیه و در مناطقی که میزان شارژ پذیری بسیار کم باشد از زمان‌های بالاتر استفاده می‌شود. تجربه ثابت نموده، برای اکتشاف مناطق سولفوری در اکثر مناطق کشور عزیزمان ایران زمان ۲ ثانیه مناسب‌ترین زمان برای این سیستم می‌باشد.
- یکی دیگر از خصوصیات بسیار مهم و خاص این سیستم این است که می‌توان در صورت نیاز به انجام مطالعات عمیق‌تر از حد استاندارد مطالعات معدنی، که معمولاً ۵۰ تا ۱۰۰ متر است، با استفاده از یک دستگاه ترانسمیتر مشابه دیگر و سری کردن آن‌ها با هم به صورت Slave & Master توان خروجی را به دو برابر یعنی ۳۶۰۰ وات رساند. این امکان موجب می‌شود در مناطقی که در حد استاندارد کار می‌شود از یک ترانسمیتر استفاده گردد که موجب حمل و نقل آسان تر و صرف انرژی و هزینه کمتری خواهد بود.
- امکان بررسی کیفیت اتصال الکترودهای جریان با زمین قبل از شروع اندازه‌گیری لازم است کیفیت اتصال الکترودها مورد بررسی قرار گیرد. مقاومت الکتریکی بین الکترودهای فرستنده جریان بر روی صفحه نمایش دستگاه قابل اندازه‌گیری و مشاهده است.
- کارکرد بسیار ساده، چراغ‌های علائم خطاها و صفحه نمایش دیجیتال برای نمایش آمپر ارسالی و نیز توان مورد استفاده، از مزایای مهم این دستگاه است.
- سبکی، پوشش مقاوم در برابر حرارت، رطوبت، خاک و ضربه و نیز حجم کم در مقایسه با سایر ترانسمیترهای ساخت شرکت‌های معتبر (با توجه به توان خروجی آن‌ها) و حمل آسان از دیگر امتیازات این دستگاه به شمار می‌رود.



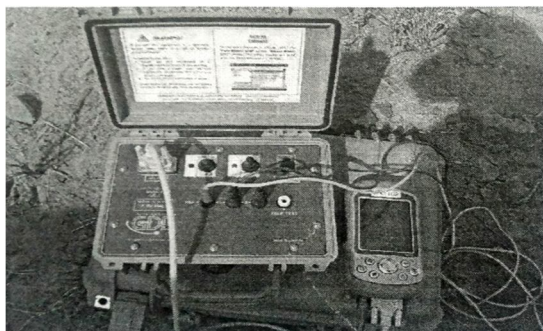
شکل ۵-۱۰: ترانسمیتر مدل TX III ساخت شرکت کانادائی GDD

۵-۶-۲ گیرنده مدل XRG۲

وظیفه این سیستم دریافت کلیه اطلاعات مورد نیاز از الکترودهای پتانسیل نصب شده بر روی زمین است. این سیستم خود از دو دستگاه تشکیل شده است. دستگاه دریافت و دستگاه پردازش. دستگاه دریافت اطلاعات در هر لحظه از سه الکترودهای همزمان اطلاعات را دریافت می‌کند. بنابراین در هر لحظه اطلاعات دو کانال ثبت می‌گردد. برای مثال اگر الکترودهای ۱ و ۲ و ۳ به این بخش اطلاعات برسانند، اطلاعات کانال ۱ (اطلاعات بین الکترودهای ۱ و ۲) و کانال ۲ (اطلاعات بین الکترودهای ۲ و ۳) بطور همزمان در حافظه ذخیره می‌گردد. به این ترتیب راندمان کار دو برابر می‌شود. دستگاه پردازش (ADP) شامل دستگاه کوچک و پیشرفته‌ای است که از طریق بلوتوث یا کابل SR۲۳۲ اطلاعات گیرنده را دریافت نموده و پس از پردازش اولیه‌ی اطلاعات، به صورت داده‌های رقمی در حافظه خود ذخیره می‌نماید. این بخش که با سیستم عامل ویندوز موبایل کار می‌کند خود کامپیوتر کوچکی است که دارای بسیاری از نرم افزارهای عمومی نظیر Excel و Word و و نرم افزارهای تخصصی دستگاه GDD Program می‌باشد. صفحه نمایش بزرگ و لمسی کارکردن با این ابزار را بسیار ساده و سریع نموده است. با اجرای برنامه تخصصی این سیستم امکانات بسیار متعددی در اختیار کاربر قرار می‌گیرد. از جمله مهم‌ترین آن می‌توان به موارد زیر به اختصار اشاره نمود:

- تعیین نوع آرایش مورد استفاده
- امکان بررسی کیفیت اتصال الکترودهای پتانسیل با زمین قبل از شروع اندازه گیری
- تعیین موقعیت الکترودهای پتانسیل از نظر مسافتی نسبت به ابتدای پروفیل و معرفی آن به سیستم جهت محاسبه خودکار ضریب K که در تعیین مقاومت ویژه‌ی ظاهری بکار می‌رود.
- تقسیم منحنی دشارژ به ۲۰ پنجره زمانی جهت محاسبه دقیق میزان شارژپذیری (IP). در بسیاری از دستگاه‌های اندازه گیری IP ساخت شرکت‌های معتبر معمولاً سطح زیر منحنی دشارژ به ۳ پنجره در مدل‌های ساده و تا ۱۴ پنجره در مدل‌های پیشرفته‌تر تقسیم می‌شود. اما با پیشرفت تکنولوژی برای افزایش دقت میزان اندازه گیری، در این دستگاه سطح زیر منحنی دشارژ به ۲۰ پنجره زمانی تقسیم شده است. به همین دلیل دقت اندازه گیری برای IP تا هزارم میلی ولت بر ولت و برای RS هزارم اهم متر می‌باشد.

- این امکان وجود دارد تا کاربر هنگام اندازه گیری، تغییرات منحنی دشارژ را برای هر کانال به صورت جداگانه بر روی صفحه نمایشگر مشاهده کند. گاهی نویزهای محیطی سبب نامنظم شدن منحنی دشارژ می‌شود. در چنین حالتی علاوه بر اینکه میزان عددی خطا بالاتر از ۱ خواهد شد، شکل منحنی دشارژ نیز منطقی و منظم نخواهد بود. از سوی دیگر در مواردی که بی‌هنجاری ناشی از وجود سولفور (عامل شارژ پذیر) شدید باشد طبیعی است میزان عددی درصد سیگنال به نویز کاهش یافته و عدد SD بالاتر از ۱ قبول نمود. به طور خلاصه امکان منحنی دشارژ برای اطمینان از صحت اندازه گیری بسیار ارزشمند بوده و بر افزایش کیفیت داده برداری موثر است.
- امکانات زیادی در این پردازشگر وجود دارد که ذکر تک تک آن‌ها خارج از موضوع گزارش است. در نهایت داده‌های ذخیره شده در حافظه را می‌توان با استفاده از نرم افزار واسطه‌ای که بر روی رایانه نصب می‌شود، از طریق بلوتوث یا کابل USB از پردازشگر به رایانه منتقل گردد. فرمت‌های متفاوتی از جمله txt و یا tad و یا حتی با فرمت نرم افزار مدل سازی seR2vnID برای تخلیه اطلاعات در نظر گرفته شده است.
- سبکی و استحکام هر دو دستگاه از دیگر امتیازات این مجموعه محسوب می‌گردد.
- همچنین در هر اندازه گیری پتانسیل خودزای زمین (PS) ابتدا بطور دستی خنثی و بعد از حذف این اثر اندازه گیری انجام می‌شود.



شکل ۵-۱۱: گیرنده XRG2

۵-۶-۳ مولد برق (motorgenerator)

مولد برق مورد استفاده شرکت آمریکایی با توان ۴۵۰۰ وات که با سوخت بنزینی کار می‌کند. این مولد الکتریکی با تولید برق ۱۲۰ ولت ۵۰ هرتزی نیروی الکتریسیته مورد نیاز ترانس‌میتور را تامین می‌کند. حجم فشرده و کوچک، سبک بودن و کم مصرف بودن سوخت این موتور و نیز قابل حمل بودن آن از مهم‌ترین مزایای آن است.



شکل ۵-۱۲: مجموعه دستگاه گیرنده و پردازشگر ADP.

۵-۶-۴ سامانه تعویض دو کاناله با متعلقات

در برداشتهای ژئوالکتریک از تکنولوژی سوئیچ باکس به جای قرقره‌ی پتانسیل استفاده شد. در این تکنولوژی ابتدا ۱۴ الکترو پتانسیل در موقعیت خود قرار داده می‌شوند. سپس ارتباط این الکترودها توسط کابل‌های ۱۴ رشته‌ای به سوئیچ باکس برقرار می‌شود. هر الکترو پتانسیل به یک رشته از ۱۴ رشته سیم کابل مذکور متصل می‌گردد. استفاده از سیم کابل و سوئیچ باکس به جای استفاده از روش سنتی قرقره از مزایای زیادی برخوردار است. از جمله می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

- در سیستم کابل و سوئیچ باکس به دلیل اینکه قبل از شروع اندازه‌گیری تمامی الکترودهای پتانسیل در موقعیت خودشان قرار داده می‌شود، زمان کافی برای تبادل الکترولیتی و الکترونیکی بین الکترو و زمین فراهم می‌شود. بدین سبب میزان پتانسیل خودزای زمین (PS) ثابت شده، هنگام شروع اندازه‌گیری به راحتی توسط دستگاه خنثی می‌گردد.
- در سیستم کابل و سوئیچ باکس راندمان کار به واسطه‌ی کاهش زمان بسیار افزایش می‌یابد. زیرا در روش سنتی باید پس از قرار دادن الکترودهای پتانسیل بر روی زمین حدود ۳ تا ۵ دقیقه زمان صرف کرد تا ارتباط الکترو با زمین به حال پایدار برسد.
- احتمال بروز اشتباه در محل قرار دادن الکترو پتانسیل در روش سنتی بسیار زیاد است اما با سیستم کابل و سوئیچ باکس به دلیل فواصل یکسان در خروجی‌های کابل احتمال بروز اشتباه به حداقل و حتی صفر می‌رسد.
- در عمل گاهی لازم است اندازه‌گیری قبلی تکرار شود بخصوص وقتی که بین دو اندازه‌گیری اختلاف زیاد وجود داشته باشد. در روش سنتی این کار با مشکلات فراوان روبرو است اما در سیستم کابل و سوئیچ باکس این کار به راحتی انجام می‌شود.
- در روش سنتی نویز ناشی از افت ولتاژ در محل اتصالات به مراتب بیشتر از روش جدید است. در روش جدید کنتاکت‌ها قوی‌تر و مطمئن‌تر است.