

ارزیابی تعیین بُعد ساختارهای ژئوالکتریک زیرسطحی و مدل سازی وارون یک و دو بُعدی داده های مگنتوتلوریک منطقه زمین گرمایی شمال غرب سبلان

الله یار خوجم لی^۱، علی مرادزاده^{۲*}، فرامرز دولتی ارده جانی^۲، سهیل پرخیال^۳، محمدرضا رحمانی^۳

^۱ دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران
^۲ دانشکده مهندسی معدن، پردیس دانشکده های فنی دانشگاه تهران و دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه شاهرود
^۳ بخش انرژی زمین گرمایی، سازمان انرژی های نو، وزارت نیرو، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۲/۰۱/۲۶، تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۱/۱۵)

چکیده

مگنتوتلوریک یکی از روش های اکتشاف ژئوفیزیکی است که از ثبت هم زمان میدان های طبیعی مغناطیسی و الکتریکی القایی در زمین استفاده می کند. از آنجاکه این روش از سیگنال های الکترومغناطیسی طبیعی با بازه وسیع بسامدی بهره می گیرد عمق اکتشاف آن از چند ده متر تا چندین کیلومتر تغییر می کند. در تحقیق حاضر تلاش می شود تا با بهره گیری از پارامترهای ابعادی متفاوتی مثل چولگی، بیضی وارگی، چولگی حساس به فاز، و شاخص های وزنی D_3, D_2, D_1 بُعد ساختارهای ژئوالکتریک زیرسطحی به کمک داده های مگنتوتلوریک شمال غرب سبلان تعیین شود. در ادامه سعی خواهد شد تا با مدل سازی یک بعدی و دو بُعدی داده های فاز و مقاومت ویژه ظاهری چندین سونداژ مگنتوتلوریک واقع بر یک نیم رخ واقع در دره مویل، محل قرارگیری منبع زمین گرمایی احتمالی منطقه تعیین شود. نتایج تحلیل پارامترهای ابعادی نشان می دهد که ساختار زمین شناسی و ژئوالکتریک منطقه برای دوره های زمانی کمتر از ۱ ثانیه (معدل اعماق کم تا متوسط) یک بعدی و در دوره های زمانی بیشتر از آن (اعماق زیاد) اغلب دو بُعدی است. همچنین نتایج حاصل از مدل سازی یک بعدی و دو بُعدی داده های سونداژهای مگنتوتلوریک و تفسیر آنها همراه با نتایج حفاری موجود گویای آن است که لایه های موجود در اعماق کمتر از ۱۰۰۰ متری با مقاومت ویژه کمتر از ۴۰ اهم متر را می توان به سنگ پوش رسی که در بالای منبع زمین گرمایی قرار گرفته است نسبت داد. در زیر این پوشش رسی طبقات سنگی با مقاومت ویژه بین ۴۰ تا ۱۰۰ اهم متر قرار دارند که می توان آن را به منزله سنگ مخزن منبع زمین گرمایی احتمالی منطقه تفسیر کرد.

واژه های کلیدی: مگنتوتلوریک، منبع زمین گرمایی، پارامترهای ابعادی، مدل سازی یک بعدی و دو بُعدی، سنگ مخزن

An assessment of the dimensionality of subsurface geoelectric structures and 1-D and 2-D inverse modelling of magnetotelluric data in NW of Sabalan geothermal region

Allahyar Khojamli¹, Ali Moradzadeh², Faramarz Doulati Ardejani², Soheil Porkhial³, Mohammad Reza Rahmani³

¹ Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Iran

² School of Mining, College of Eng., Univ. of Tehran (and Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University), Iran

³ Geothermal Division, Renewable Energy Organization-SUNA, Ministry of Energy, Iran

(Received: 15 April, 2013, accepted: 4 April, 2015)

Summary

Magnetotelluric (MT) is a geophysical exploration method that utilizes simultaneous measurements of naturally occurring magnetic and electric fields. As this method utilizes natural electromagnetic (EM) signals with a wide frequency range, its exploration depth is from several meters to several kilometers. Depending on its frequency, it is used for petroleum, groundwater, geothermal, mineral, and geotechnical explorations.

To determine electrical variation of a subsurface structure using the MT survey, five components of electric and magnetic field variation are measured on the earth's surface in each measuring site. The two components of the horizontal electric field (E_x and E_y) and also two horizontal components of the magnetic field (H_x and H_y) are normally measured in the north-south (x) and east-west (y) directions. An extra measurement of the vertical component of the magnetic field (H_z) is sometime measured in each measuring site. The relationship between the electric and magnetic fields at the earth's surface can be written as $E_i = Z_{ij}H_j$ where, $i, j = x, y$ and Z_{ij} is the complex impedance tensor of order 2×2 . When the resistivity of the earth is a function of depth (i.e. in a one-dimensional earth), the diagonal elements of impedance tensor (Z) are equal to zero and its off-diagonal elements are equal in amplitude but opposite in signs. In two-dimensional (2-D) structures where resistivity is invariant in the strike direction, diagonal terms become zero if the EM fields are defined in a coordinate system normal to the strike of the structure. In such cases, the impedance component of the electric field which is parallel to strike (i.e. transverse electric (TE) mode) would be different from those components of the electric field perpendicular to the strike (i.e. the transverse magnetic (TM) mode). In the case of 2-D structures, if the impedance is measured in an arbitrary orientation, the angle required to rotate the measurements into TE and TM modes can be determined from the impedance tensor. In the case of the three-dimensional (3-D) earth, the entire components of Z would be non-zero.

Presently, most of the MT survey is performed as electrical sounding and the measured data is then modeled and interpreted to sense the details of the subsurface structure. To provide a reasonable and physically meaningful model of the subsurface structure, its dimension must be determined somehow. To determine the dimensionality of the subsurface structure using MT data, several parameters such as conventional skew, ellipticity and polar diagrams of the impedance tensor elements are used in practice. As these parameters are very sensitive to the noise of data, the phase sensitive skew and some dimensionality indices were defined.

In this study, it was attempted to use various parameters such as conventional skew, ellipticity and phase sensitive skew along with dimensionality weighting indices (D_1, D_2, D_3) to determine the structural dimension of the Sabalan geothermal field in the NW of Iran using MT data. It was also attempted to model the MT data of several sites along a profile located in Moil valley in the NW of Sabalan in order to determine any possible location of the geothermal reservoirs.

The obtained results indicated that the structure up to the medium depth was 1-D and the deepest structure was 2-D. As the subsurface structure of the area was 1-D at periods lower than 1 second, the averaged data of both TE and TM modes were first inverted one-dimensionally using the WinGlink software to explore and delineate the locations of any geothermal reservoirs likely to be present in the study area.

The inversion results illustrated a layered structure located from the ground surface to the depth level of 1500 meters above the sea level (m.a.s.l) which in turn confirmed the shallow depth structures were 1-D. The results also showed a highly conductive layer, with resistivity lower than $40 \Omega.m$ located beneath the MT stations of 24 to 244. The results of drilling revealed that this conductive zone could be interpreted as a clay cap over the geothermal reservoir which elongates to an approximate depth of 1000 meter. This clay zone overlays a more resistive zone, with resistivity values from 40 to $100 \Omega.m$, which in turn can be interpreted as a geothermal reservoir. The data from a 2-D joint inversion of the TE and TM modes confirmed the results of the 1-D inversion of the MT data for shallow to intermediate depths. It further delineated that the location of the geothermal reservoir was at a depth zone of 500-1500 m.a.s.l. under the sounding location of 7-245 in the south to south eastern part of the study area.

Keyword: Magnetotelluric, geothermal resource, dimensionality parameters, 1-D and 2-D modeling, reservoir rock

۱ مقدمه

سابقه روش مگنتوتلوریک (MT: magnetotelluric) به منزله یک روش اکتشاف ژئوفیزیکی به ۱۹۵۰ بازمی‌گردد. اولین بار تیخانوف (۱۹۵۰) و کانارد (۱۹۵۳) مبانی نظری و نحوه به‌کارگیری عملی این روش را عرضه کردند. روش مگنتوتلوریک (MT) یک روش ژئوفیزیکی سطحی غیرفعال است که از میدان‌های الکترومغناطیسی طبیعی زمین برای بررسی ساختار مقاومت ویژه الکتریکی زیرسطحی استفاده می‌کند. ممکن است چشمه‌های مصنوعی میدان الکترومغناطیسی نیز در محل برداشت وجود داشته باشد و ایجاد نوفه کند که در مرحله پردازش، اثر این نوفه‌ها باید به نحوی از بین برده شود (کافمن و کلر، ۱۹۸۱). عمق بررسی روش MT بسیار بیشتر از دیگر روش‌های الکترومغناطیسی (EM) است به طوری که عمق نفوذ این روش از ده‌ها متر تا چندین کیلومتر است (وزوف، ۱۹۹۱). چشمه‌های امواج الکترومغناطیسی که در روش MT مورد استفاده قرار می‌گیرند میدان‌های الکترومغناطیسی هستند که در فضا (اغلب به علت توفان‌های خورشیدی) تشکیل می‌شوند و میدان مغناطیسی زمین را دچار آشفتگی می‌کنند. این آشفتگی، مغناطیس‌سپهر را، که بخشی از آن از پلاسمای یونیده تشکیل شده است، تغییر می‌دهد (وزوف، ۱۹۷۲). منشاء دیگر نوسانات الکترومغناطیسی، یون‌سپهر است (که در اثر تابش پرتو فرابنفش یونیده شده و در نتیجه جریان‌های الکتریکی با چگالی جریان متفاوتی ایجاد می‌کند) که منجر به تغییر الکترومغناطیسی طبیعی به نسبت قوی روزانه می‌شود. این میدان‌های الکترومغناطیسی متغیر در جو زمین (با رسانایی بسیار کم) منتشر می‌شوند و به صورت امواج شبه‌همگن به سطح زمین می‌رسند. بخش زیادی از میدان‌های تابشی در

سطح زمین بازتاب می‌یابند و بخش کوچکی به صورت امواج تخت شبه‌ایستا (quasi stationary plane wave) و امواج الکترومغناطیسی تخت هم‌آهنگی به زمین نفوذ می‌کنند. مورد آخر میدانی است که در روش مگنتوتلوریک در سطح زمین ثبت می‌شود. بنابراین تغییرات میدان مغناطیسی متغیر، در زمین رسانا جریان‌های تلوریک القا می‌کند و باعث تغییر ولتاژ می‌شود. این امر تغییر ولتاژ میدان الکتریکی و تغییرات خود میدان را در پی دارد که همراه با میدان مغناطیسی در سطح زمین برداشت می‌شود (لزیتا، ۲۰۰۱).

استفاده از روش‌های الکترومغناطیسی در اکتشاف منابع زمین گرمایی نخست در ۱۹۷۰ عنوان شد. سپس روش AMT (روش مگنتوتلوریک در حوزه بسامد شنوایی با بازه بسامدی ۲۰ تا ۲۰۰۰۰ هرتز) در اکتشافات منابع زمین گرمایی گزارش شد. در نهایت روش‌های مگنتوتلوریک تانسوری و بسامدی نیز در حکم یک روش موثر ژئوفیزیکی در اکتشاف منابع زمین گرمایی مطرح شد (رایست و همکاران، ۱۹۸۵). از آن پس روش مگنتوتلوریک به منزله روشی قدرتمند به منظور اکتشاف منابع زمین گرمایی تشخیص داده شد. در کشور ما نیز به منظور اکتشافات ناحیه‌ای حوزه زمین گرمایی سبلان، در ۱۹۹۸ برداشت داده‌های سونداژ مگنتوتلوریک (با بازه بسامدی ۰.۲ تا ۸۰۰۰ هرتز) در ۲۱۲ ایستگاه در اطراف کوه سبلان صورت گرفت که منجر به معرفی ۵ بی‌هنجاری ژئوترمال شد که پراهمیت‌ترین آنها بی‌هنجاری قینارج نام دارد که در شمال غرب سبلان و داخل دره موئیل قرار می‌گیرد (کینگستون موریسون، ۱۹۹۸ و ۱۹۹۹). براساس نتایج بررسی‌های صورت گرفته و بنا به پیشنهاد شرکت مشاور نیوزلندی کینگستون

مگنتوتلوریک در این ناحیه، تعیین محدوده محلول‌های فعال گرمایی در منطقه بوده است که نظر به دارا بودن یون‌های گوناگون رسانایی زیادی دارند.

هدف این تحقیق تعیین بُعد ساختارهای ژئوالکتریک زیرسطحی منطقه با استفاده از مجموعه‌ای از اندیس‌ها و پارامترهای بُعدی مفید است. همچنین به منظور بررسی تغییرات عمقی مقاومت ویژه لایه‌ها و محل قرارگیری مخزن احتمالی زمین گرمایی مدل‌سازی یک بُعدی و دو بُعدی روی سونداژها نیز صورت می‌گیرد و نتایج با هم مقایسه می‌شود.

۲ زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

منطقه مورد بررسی در شمال غرب کوه سبلان، در ۱۶ کیلومتری جنوب مشکین‌شهر و در دره مویل واقع شده است. چشمه‌های آبگرم و دودخان‌های (Fumarole) فراوانی در شیب شمالی کوه سبلان و در تقاطع گسل‌ها و شکستگی‌های سامانه گرمایی وجود دارند که از شکاف آنها دود و بخار متصاعد می‌شوند.

ناحیه مورد بررسی شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی جوان است که از دیدگاه زمین گرمایی دارای ارزش تحقیقاتی است. چهار واحد اصلی چینه‌شناسی در محدوده مورد بررسی وجود دارد که به ترتیب سن از قدیم به جدید عبارت‌اند از: سازند ول‌هزیر؛ این سازند متشکل از گدازه‌های تراکی آندزیت، توف‌ها و برش‌های پیروکلاستیک قبل از تشکیل کالدرای پلیوسن با ضخامت حداقل ۲۰۰۰ متر است. سازند تواس: این سازند شامل گدازه‌ها و گنبد‌های ریولیتی، تراکی داسیت تا تراکی آندزیت هم‌زمان با تشکیل کالدرای پلیوسن است. این واحدهای سنگی درحکم حاشیه داخلی کالدرای نیز تفسیر می‌شوند. سازند کسرا: این سازند شامل گدازه‌های آتشفشانی و تراکی آندزیت بعد از تشکیل کالدرای پلیوسن است. سازند دیزو: این سازند شامل رسوبات عهد

موریسون در مرحله اول حفاری سه چاه عمیق ژئوترمال با نام‌های NWS-1، NWS-4 و NWS-3 همراه با حفاری ۲ چاه کم عمق تزریقی به منظور تکمیل نتایج، طی سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۴ توسط شرکت ملی حفاری ایران صورت گرفت. در سال ۲۰۰۳ همین شرکت نیوزلندی بخشی از داده‌های مگنتوتلوریک با کیفیت خوب را (در محدوده بسامدی ۴ تا ۱۰۰۰ هرتز) همراه با داده‌های حاصل از حفاری، مدل‌سازی و دوباره تحلیل کرد (SKM, 2003). در مجموع براساس نتایج این مدل‌سازی‌ها نتیجه گرفته شد که چاه حفاری شده NWS-1 در نزدیکی محل خروجی (outflow) جریان سامانه گرمایی منطقه است و از آنجا که گسترش زون بی‌هنجار با مقاومت ویژه کم با ضخامت کمتر و در ارتفاعات بالاتر به سمت جنوب شرق چاه NWS-1 نیز ادامه پیدا می‌کند می‌توان گفت که محل بالا آمدن (upflow) شاره‌ها و گازهای داغ (محل مخزن ژئوترمال احتمالی) احتمالاً به سمت جنوب شرق است که باید با برداشت داده‌های مگنتوتلوریک در نوارهای بسامدی پایین‌تر و ادامه حفاری در این سمت بیشتر بررسی شود.

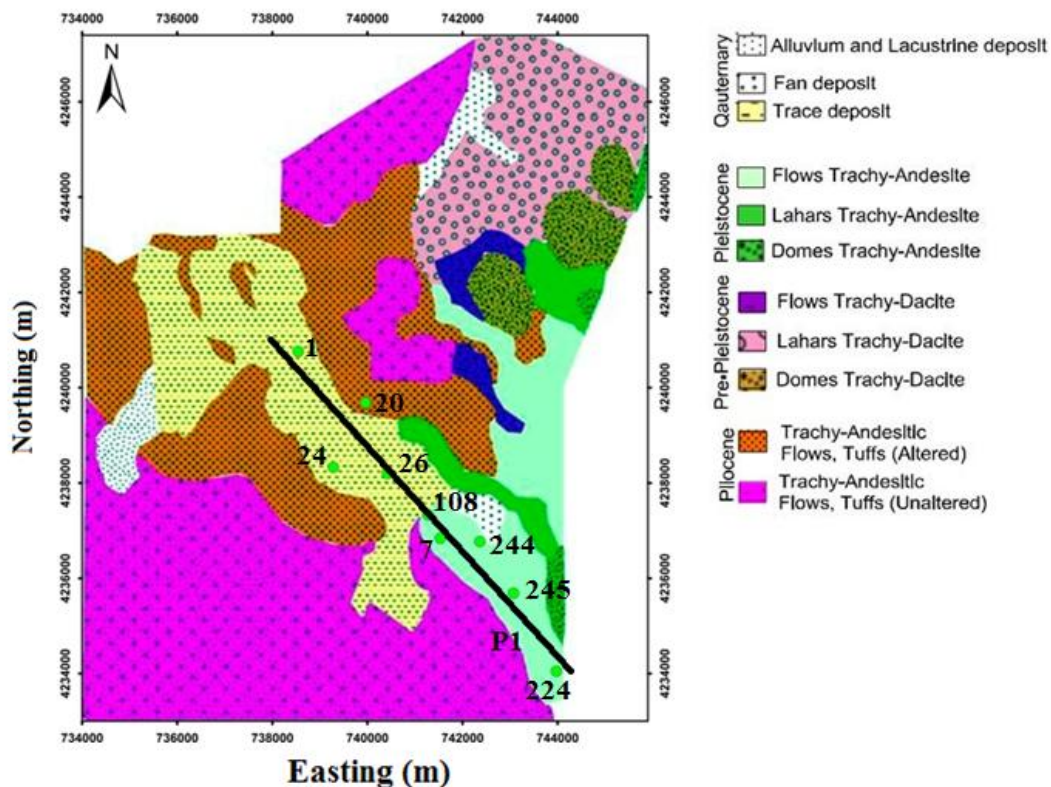
همچنین طالبی و همکاران (۲۰۰۵) بخشی از داده‌های برداشت شده در ۱۹۹۸ را همراه با نتایج حفاری‌های صورت گرفته دوباره تحلیل کردند. آنها نیز همانند تفسیر ۲۰۰۳ شرکت نیوزلندی SKM نتیجه گرفتند که منبع زمین گرمایی اصلی و محل بالا آمدن شاره‌ها و گازهای داغ باید به طرف جنوب شرق چاه NWS-1 باشد. به همین منظور و بنا به درخواست سازمان انرژی‌های نو ایران (سانا) در ادامه یک تیم اختصاصی از شرکت فیلیپینی EDC برداشت ۷۸ سونداژ عمیق مگنتوتلوریک (با بازه بسامدی ۰/۰۰۰۵ تا ۳۸۵ هرتز) را در سال‌های ۲۰۰۷ و ۲۰۰۹ در قسمت‌های شرق و جنوب شرق چاه NWS-1 (شرق و جنوب شرق دره موئیل) در دو فاز عرضه کرد و به انجام رساند (EDC, 2008; 2010). هدف استفاده از روش

زمین گرمایی باید موقعیت‌های گوناگون منابع تشخیص داده شود. تفاوت اساسی بین سامانه‌های گرمایی و طبقه‌بندی منابع زمین گرمایی براساس آهنگ دگرسانی سنگ‌ها است. مقاومت ویژه در نواحی گرمایی با حضور دگرسانی‌های گرمایی که از کانی‌های رُسی تولید شده است کنترل می‌شود. دما کنترل‌کننده اصلی کانی‌شناسی رُس‌ها است. در بخش‌های کم عمق زمین، کانی‌های رُسی مانند اسمکتیت و زئولیت با مقاومت ویژه کمتر از ۱۰ اهم‌متر وجود دارند که در دمای بالای ۷۰ درجه سلسیوس تشکیل می‌شوند. در دماهای بالاتر کلریت (بیشتر در سنگ‌های بازالتی) و یا ایلیت با مقاومت ویژه کمتر از ۱۰ اهم‌متر (کانی رُسی با هدایت کمتر در سنگ‌های اسیدی) ممکن است ظاهر شود.

حاضر، مخروط افکنه و آبرفت، خاکسترها و خرده‌های گدازه‌های کواترنری است. در بخش‌هایی از منطقه، این سازند شامل رسوباتی می‌شود که روی سنگ‌های آتشفشانی را به صورت قشر نازکی پوشانده است (نوراللهی و همکاران، ۲۰۰۸) (شکل ۱).

۳ مدل‌های مفهومی از نواحی زمین گرمایی

یک سامانه گرمایی از سه بخش اصلی تشکیل شده است: الف) منبع گرما که اغلب اتاقک ماگمایی یا توده نفوذی است. ب) مخزن: حجمی از سنگ‌های نفوذپذیر و متخلخل است که شاره‌های موجود در چرخه، گرما را از آن استخراج می‌کنند. ج) سنگ پوش: لایه‌ای با نفوذپذیری کم که مانع اختلاط آب‌های سطحی با آب‌های گرم عمیق می‌شود. در اکتشاف منابع



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی و موقعیت نیم‌رخ و ایستگاه‌های مگنتوتلوریک روی آن.

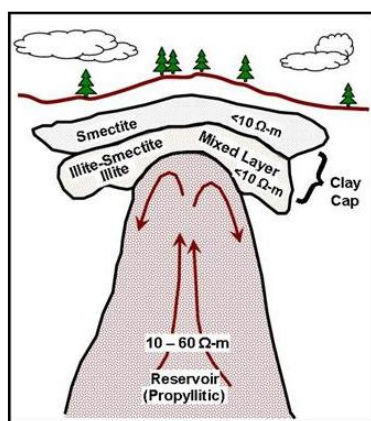
ژاپن یافت شده‌اند (آرناسون و همکاران، ۲۰۰۰؛ اسکویی و همکاران، ۲۰۰۵؛ اسپیکاک و مانزلا، ۲۰۰۹). در این مدل، زون با کمترین مقدار مقاومت ویژه به صورت یک پوشش رُسی که در بالای مخزن زمین گرمایی قرار دارد منطبق است درحالی که مقاومت ویژه خود مخزن بسته به مورد ممکن است خیلی بیشتر و در محدوده ۱۰ تا ۶۰ اهم‌متر و حتی تا ۱۰۰ اهم‌متر نیز باشد.

۴ جمع‌آوری داده‌های مگنتوتلوریک منطقه مورد بررسی

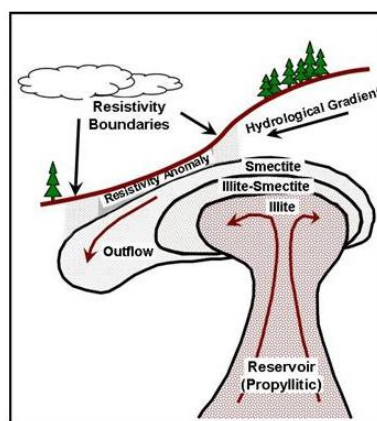
در این تحقیق از داده‌های MT چند ایستگاه روی نیم‌رُخ P1 واقع در دره مویل که در ۲۰۰۷ و ۲۰۰۹ از سوی شرکت فیلیپینی EDC برداشت شده بود استفاده شد. موقعیت ایستگاه‌ها و نیم‌رُخ P1 در شکل ۳ نشان داده شده است. جمع‌آوری داده‌ها با استفاده از دستگاه Phoenix MTU-5A با بازه بسامدی ۰/۰۰۰۵ تا ۳۸۰ هرتر صورت گرفته است. سپس داده‌های پردازش شده با قالب EDI (Electrical Data: Interchange) با استفاده از نرم‌افزار WinGLink (ژئوسامانه، ۲۰۰۳) تصحیح، تحلیل و مدل‌سازی می‌شوند.

نسبت کلریت و یا ایلیت با دما (به‌خصوص در دمای بالای ۱۸۰ درجه سلسیوس) افزایش می‌یابد. در دمای ۲۲۰ تا ۲۴۰ درجه سلسیوس ژئولیت‌ها و اسمکتیت‌ها ناپدید می‌شوند و کلریت یا ایلیت خالص ظاهر می‌شود در دمای بالاتر از ۲۴۰ درجه سلسیوس کانی‌هایی از جمله سریسیت و اپیدوت در دگرسانی‌های پروپلیتیکی رخ می‌دهند (سوهارنو و همکاران، ۲۰۰۰؛ یانگ و همکاران، ۲۰۰۱).

در ادامه دو نوع مدل مفهومی منابع زمین گرمایی رایج در دنیا عرضه خواهد شد. در نواحی زمین گرمایی، اگر توپوگرافی بسیار شدید باشد و گرادیان آب شناختی در زیر سطح زمین قابل توجه باشد، ساختارهای فوقانی سامانه زمین گرمایی بسیار پیچیده می‌شود (شکل ۲- الف). در چنین مدلی لایه رُسی رسانا مانند اسمکتیت ممکن است که در بالای زون بالا رونده (upflow) در عمق زیاد و در نواحی خروجی شاره سرد بسیار نزدیک به سطح باشد. در این موارد، بی‌هنجاری مقاومت ویژه در بالای مرکز مخزن زمین گرمایی قرار ندارد (اندرسون و همکاران، ۲۰۰۰). اما جایی که نفوذپذیری زیاد و دگرسانی فراگیر است مدل مفهومی از مخزن منبع زمین گرمایی که در شکل ۲-ب نشان داده شده است رایج است. این نوع مخازن در کشورهای ایسلند، نیوزیلند، السالوادر، جیوتی، اندونزی و

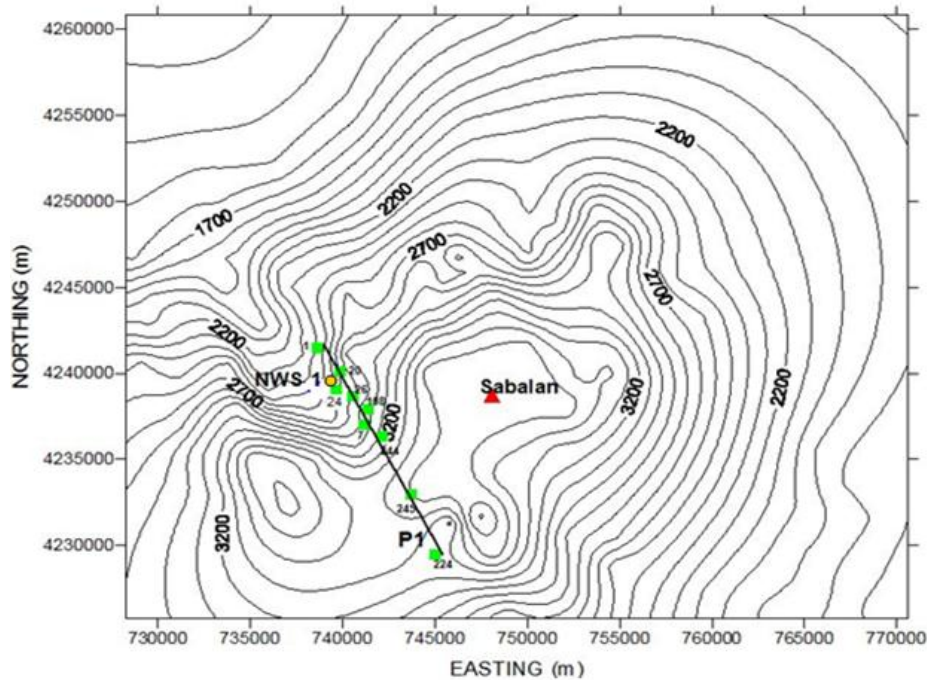


(ب)



(الف)

شکل ۲. (الف) مدل مفهومی سامانه زمین گرمایی در یک زمین شیب‌دار. (ب) مدل مفهومی مقاومت ویژه از سامانه زمین گرمایی با دگرسانی وسیع (جانسون



شکل ۳. موقعیت قرارگیری نیم‌رُخ P1 و سونداژهای مگنتوتلوریک (مربع‌های سبز رنگ) به همراه موقعیت چاه NWS-1 (دایره زرد رنگ) روی نقشه توپوگرافی منطقه سبلان.

$$Z_4 = (Z_{xx} - Z_{yy})/2$$

علامت پریم در روابط (۱) بیانگر این است که عنصرهای تانسور امپدانس چرخش یافته‌اند (θ : زاویه ساعت گرد است). روابط موجود بین مولفه‌های افقی میدان الکتریکی (E_x, E_y) و میدان مغناطیسی (H_x, H_y) در سطح زمین به صورت $E_i = Z_{ij}H_j$ بیان می‌شود که در آن $i, j = x, y$ و Z_{ij} تانسور مختلط 2×2 امپدانس در هر بسامد است. برای ساختارهای یک بُعدی عنصرهای قطری تانسور امپدانس برابر در این حالت مولفه غیرقطری تانسور امپدانس برای حالتی که میدان الکتریکی ثبت شده موازی امتداد باشد (یعنی مُد قطبش الکتریک عرضی یا Transverse Electric, TE) با حالتی که میدان الکتریکی در راستای عمود بر امتداد ساختار اندازه‌گیری شود (یعنی مُد مغناطیس عرضی و یا Transverse Magnetic, TM) متفاوت خواهد بود. در عمل برای به دست آوردن جهت

۵ تعیین بُعد، مدل‌سازی و تفسیر داده‌های MT

مهم‌ترین موضوع قبل از مدل‌سازی داده‌های MT تعیین بُعد ساختارهای زیرسطحی است. روش‌های متفاوتی برای تعیین بُعد بی‌هنجاری‌های زیرسطحی وجود دارد (کائو و اور، ۱۹۸۲؛ بار، ۱۹۸۸). اما در این تحقیق از تعداد محدودی از آنها به صورت کمی در تفسیر داده‌های MT استفاده می‌شود. قبل از تعریف پارامترهای تعیین بُعد، به بررسی پارامترهای نامتغیر چرخشی Z_1 و Z_2 و دو پارامتر متغیر چرخشی Z_3 و Z_4 عنصرهای تانسور امپدانس می‌پردازیم:

(۱)

$$Z_1 = (Z_{xy} - Z_{yx})/2 = (Z'_{xy}(\theta) - Z'_{yx}(\theta))/2$$

$$Z_2 = (Z_{xx} + Z_{yy})/2 = (Z'_{xx}(\theta) + Z'_{yy}(\theta))/2$$

$$Z_3 = (Z_{xy} + Z_{yx})/2$$

ساختار دو بُعدی دیگر صفر نیستند.

به علت این مسئله، بار (۱۹۸۸) چولگی حساس به فاز (phase sensitive skew) را در حکم یک شاخص اندازه گیری ابعاد ساختار ناحیه ای پیشنهاد داد که به صورت زیر تعریف می شود:

$$\eta = \sqrt{C} / |Z_1| \quad (۴)$$

و در آن $C = [\text{Im}(Z_3.Z_4^*)] - [\text{Im}(Z_1.Z_2^*)]$ و علامت * به مزدوج مختلط عبارت اشاره می کند.

یکی از مسائل اصلی، نبود توافق روی کران بالای مقدار چولگی برای ساختارهای سه بُعدی است (مرادزاده، ۱۹۹۸). با توجه به نتایج مدل سازی سه بُعدی ردی و همکاران (۱۹۷۷)، تینگ و هومن (۱۹۸۱) به ترتیب محدوده بالا را ۰/۲ و ۰/۱۲ تعریف کردند. همچنین هرمنس (۱۹۸۲) روشن ساخت که مقدار چولگی بین ۰/۰۱ و ۰/۷۲ به علت ناهمگنی های سطحی نمی تواند به صورت دقیق، بیانگر تاثیرات ساختارهای سه بُعدی باشد. همچنین تجربه حاصل از مدل سازی داده های واقعی نشان می دهد که در بسیاری از موارد، مقادیر متوسط چولگی حدود ۰/۴ و یا حتی بیشتر است در حالی که سایر شواهد اشاره به ساختارهای یک بُعدی و یا دو بُعدی دارند (کائو و اور، ۱۹۸۲). علت این مسئله حساسیت بیش از حد این پارامترها به نوفه های موجود در داده های اندازه گیری شده MT است.

به منظور بررسی این مشکل، ابعاد ساختارهای منطقه مورد تحقیق با استفاده از شاخص های ابعادی بهنجار شده (D_1 ، D_2 ، D_3) کائو و اور (۱۹۸۲) ارزیابی می شوند. این شاخص ها نیز یک اندازه مطلق از ابعاد زمین را به دست نمی دهند، اما وقتی به صورت گلی تفسیر می شوند ممکن است بر آوردی از توزیع متفاوت ساختارها را در زمین عرضه کنند. روابط مرتبط با این شاخص ها در زیر آورده شده است:

$$D_1 = |Z_1| / \gamma$$

امتداد ساختارهای ژئوالکتریک زیر سطحی منطقه، تانسور امیدانس اندازه گیری شده در جهت حرکت عقربه ساعت طوری چرخانده می شود تا عنصرهای قطری آن صفر و یا در حضور نوفه کمینه شوند و زاویه ای که چنین حالت را نتیجه دهد با ۹۰ درجه ابهام امتداد ساختارهای ژئوالکتریک دو بُعدی منطقه است که در عمل به کمک اطلاعات زمین شناسی یا داده های تیر (مرادزاده، ۲۰۰۳) این ابهام بر طرف می شود. برای ساختارهای سه بُعدی هیچ یک از مولفه های تانسور امیدانس صفر نخواهد بود. به منظور تعیین بُعد، کمیته های تعریف می شوند که یکی از این کمیته ها به صورت رابطه (۲) است (ورد و همکاران، ۱۹۷۰):

$$e = \frac{|Z'_{xx} - Z'_{yy}|}{|Z'_{xy} + Z'_{yx}|}, \quad (۲)$$

این کمیته را بیضی وارگی (Ellipticity) می نامند، نماد Z' بیانگر تانسور امیدانس چرخش یافته است. پارامتر بعدی چولگی یا اسکيو (Skew) است که به صورت رابطه (۳) تعریف می شود (سویفت، ۱۹۶۷):

$$S = \frac{|Z_2|}{|Z_1|} = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (۳)$$

اگر ساختار زمین شناسی یک بُعدی و یا دو بُعدی نا-آشفته (undistorted) در اثر ناهمگنی های سطحی باشد، آنگاه مقدار چولگی صفر و یا نزدیک به صفر است. برای ساختارهای زمین شناسی یک بُعدی و یا دو بُعدی آشفته پارامتر چولگی می تواند مقدار زیادی داشته باشد. باین حال اگر مقدار آن از ۰/۳ تجاوز کند باید محدوده مورد نظر به صورت سه بُعدی بررسی شود (مرادزاده، ۱۹۹۸؛ نقی زاده، ۱۳۸۲). البته کمیته های فوق برای تعیین بُعد ساختارهای زیر سطحی خیلی قابل اعتماد نیستند. برای مثال اگر داده ها به نوفه آلوده باشند و یا متأثر از ناهمگنی های الکتریکی نزدیک سطح شوند این پارامترها برای

اکثر ایستگاه‌ها (به‌جز ایستگاه ۲۰) در این بازه زمانی صادق است که می‌تواند دلیلی بر یک‌بُعدی بودن ساختار منطقه مورد بررسی در بازه زمانی کمتر از ۱ ثانیه باشد. البته روند کلی تغییرات در این شکل‌ها مدنظر است و بررسی نقطه به نقطه صورت نمی‌گیرد. در مواردی که در این بازه زمانی خلاف این شرط مشاهده می‌شود علت ممکن است نوفه موجود در داده‌ها و یا اثرات ناهمگنی‌های سطحی باشد. در دوره‌های بیشتر از ۱ ثانیه مقدار چولگی و بیضی‌وارگی در بعضی از ایستگاه‌ها از ۰/۳ تجاوز پیدا می‌کند. همچنین مقدار D_2 و D_3 در این بازه زمانی بیشتر از ۰/۲ است؛ که ظاهراً بیانگر دو بُعدی و یا سه بُعدی بودن ساختار در اعماق زیاد است. با این حال مقدار چولگی حساس به فاز در این بازه زمانی در غالب ایستگاه‌ها (به‌استثنا ایستگاه‌های ۱، ۲۰ و ۲۴۵) زیر ۰/۳ است. با توجه به موارد فوق می‌توان نتیجه گرفت که در دوره‌های کمتر از ۱ ثانیه (اعماق کم) ساختارهای زیرسطحی یک بُعدی و در اعماق زیاد (بیشتر از ۱ ثانیه) ساختارها اغلب دو بُعدی هستند که گاهی (مثلاً برای ایستگاه‌های ۱، ۲۰ و ۲۴۵) ممکن است به واسطه توده‌های ناهمگن سه بُعدی سطحی و یا نوفه موجود در داده‌ها تحت تاثیر قرار گرفته باشند.

۵-۱ مدل‌سازی یک بُعدی و دو بُعدی داده‌ها و تحلیل

نتایج

در مدل‌سازی یک بُعدی داده‌های MT با توجه به معلوم بودن رابطه تحلیلی مربوط به امپدانس الکتریکی برای محیط n لایه‌ای به صورت بازگشتی، می‌توان با استفاده از روش‌های وارون‌سازی غیرخطی، پارامترهای مدل یعنی ضخامت و مقاومت الکتریکی لایه‌ها را به دست آورد. روش عمومی برای این منظور بسط تیلور رابطه موردنظر و سپس محاسبه مشتقات جزئی آن نسبت به پارامترهای مدل و کمینه‌سازی خطای برآورد اولیه در مراحل کوششی

$$D_2 = |M_1|/\gamma$$

$$D_3 = |Z_2|/\gamma$$

$$D'_3 = |M_2|/\gamma$$

(۵)

$$\gamma = |Z_1| + |M_1| + (|Z_2| + |M_2|)/2$$

$$M_1 = [Z'_{xy}(\theta_0) + Z'_{yx}(\theta_0)]/2$$

$$M_2 = [Z'_{xx}(\theta_0) - Z'_{yy}(\theta_0)]/2$$

و θ_0 زاویه‌ای است که در آن $|M_1|$ به بیشینه مقدار خود می‌رسد.

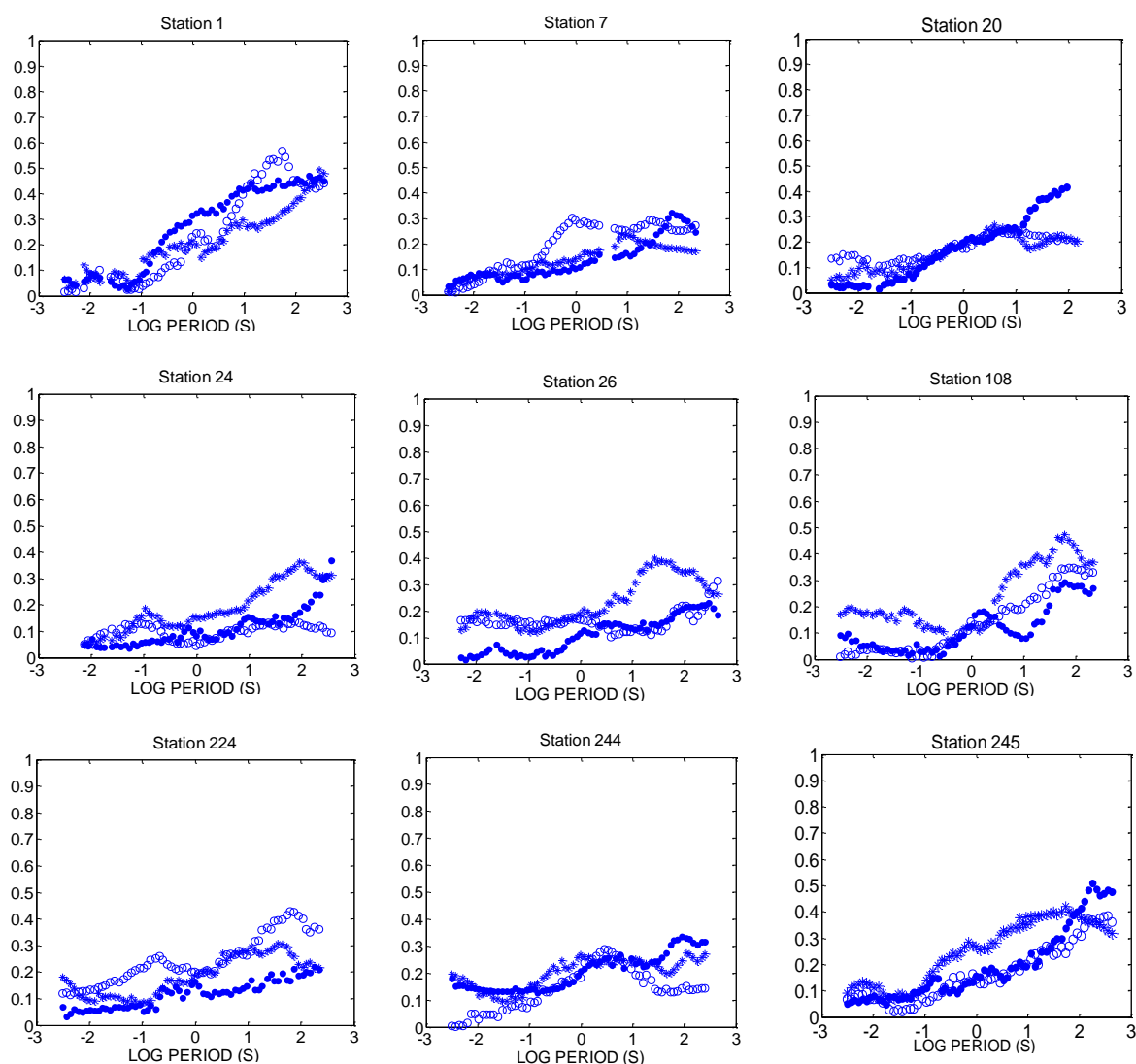
نتایج تحقیقات قبلی نشان می‌دهد که اگر در عمل از میانگین D_3 و D'_3 در حکم شاخص وزنی ساختارهای سه بُعدی استفاده شود، نتایج بهتری حاصل می‌شود (کائو و اور، ۱۹۸۲؛ مرادزاده، ۱۹۹۸). بنابراین در این مقاله نیز چنین عمل شده است. همه این شاخص‌ها بین صفر و یک تغییر می‌کنند. برای ساختارهای یک بُعدی، شرایط $D_1 > D_2 > D_3$ قابل انتظار است. شاخص‌های D_1 و D_2 رفتار عکس با هم دارند و مقادیر D_2 و D_3 بزرگ‌تر از ۰/۲ بیانگر این است که ساختارهای دو بُعدی و سه بُعدی نیز در منطقه وجود دارند (بیمیش، ۱۹۸۶). برای تحلیل ابعادی، کدهای رایانه‌ای لازم با استفاده از روابط ذکر شده در محیط برنامه‌نویسی مت‌کب تهیه و سپس پارامترها و اندیس‌های مربوط محاسبه شد. شکل ۴ مقادیر چولگی، بیضی‌وارگی و چولگی حساس به فاز و شکل ۵ مقادیر شاخص‌های D_1 ، D_2 و D_3 را برای ایستگاه‌های اندازه‌گیری MT نیم‌رخ P1 نشان می‌دهند.

همان‌طور که در شکل ۴ دیده می‌شود برای اکثر ایستگاه‌ها مقادیر چولگی، چولگی حساس به فاز و بیضی‌وارگی در زمان‌های کمتر از ۱ ثانیه کوچک‌تر از ۰/۳ و به‌علاوه با توجه به شکل ۵، شرط $D_1 > D_2 > D_3$ در

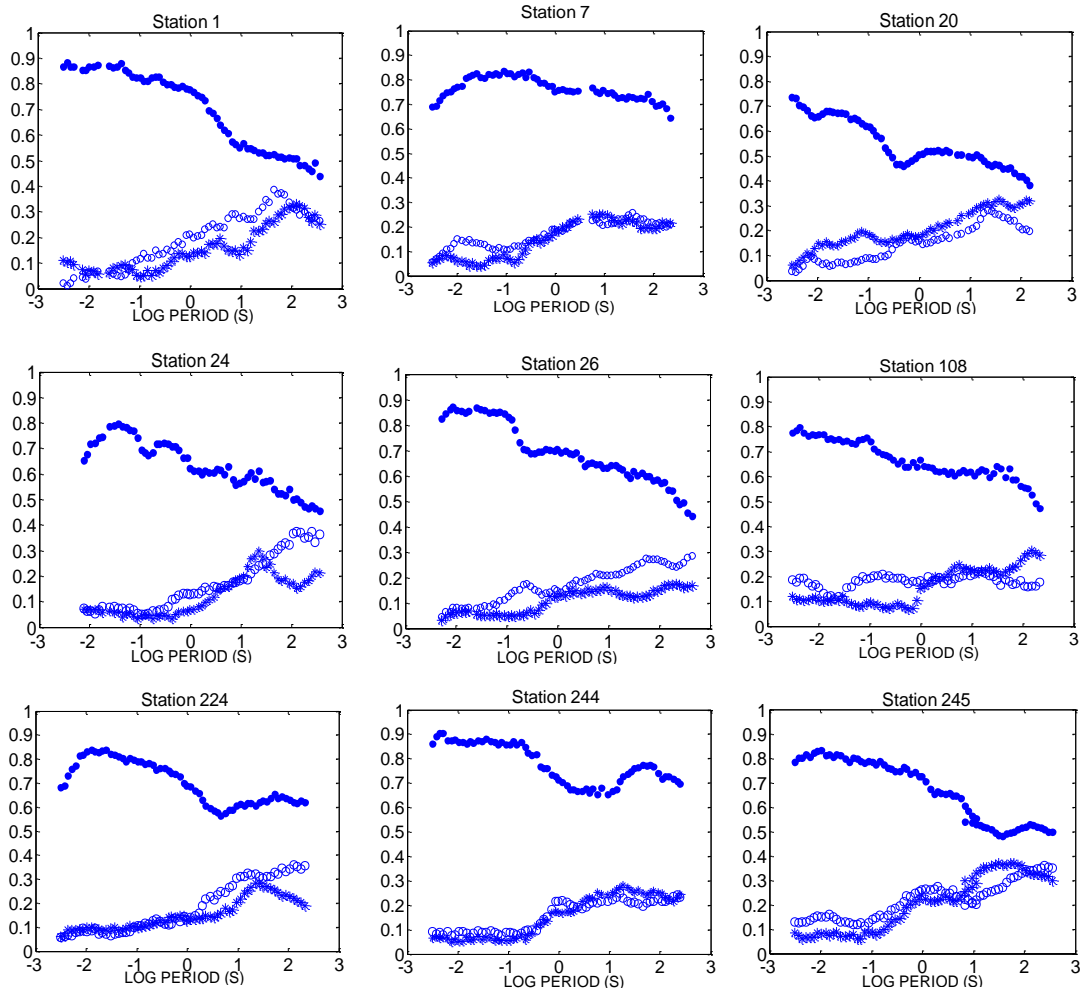
اوکام یا روش منظم‌سازی برای وارون‌سازی مسائل غیرخطی است (کانستیل و همکاران، ۱۹۸۷). در این روش ابتدا مشتق پارامترهای مقاومت ویژه از لحاظ خطا بررسی و یا به اصطلاح جریمه‌بندی می‌شوند که در نتیجه آن، جواب‌های مدل با گرادینان‌های رسانایی هموار شده قائم و جانبی به دست می‌آید (دی گروت هدلین، ۱۹۹۵).

متوالی است که در نهایت با افزودن مقدار تغییرات پارامترها در هر مرحله، در آخرین کوشش که بهترین برازش بین داده‌ها و جواب مدل ایجاد می‌شود، پارامترهای نهایی مدل به دست می‌آید (مجو، ۲۰۰۱).

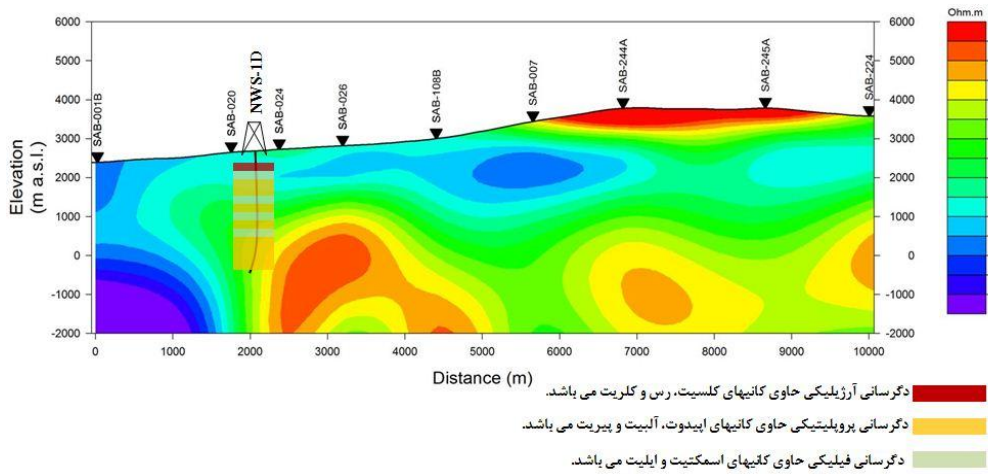
الگوریتم استفاده شده در وارون‌سازی یک‌بُعدی داده‌های MT مشکین‌شهر، الگوریتم وارون‌سازی هموار



شکل ۴: تغییرات مقادیر پارامترهای ابعادی چولگی (دایره توپری)، بیضی‌وارگی (دایره توخالی) و چولگی حساس به فاز (ستاره) در دوره‌های متفاوت برای ایستگاه‌های اندازه‌گیری MT نیم‌رخ PI.



شکل ۵. تغییرات مقادیر شاخص‌های ابعادی به‌نجارشده D_1 (دایره توپر)، D_2 (دایره توخالی) و D_3 (ستاره) در دوره‌های مختلف برای ایستگاه‌های اندازه‌گیری MT نیم‌رخ P1



شکل ۶. مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی یک‌بُعدی اوکام داده‌های سونداژهای مگنتوتلوریک نیم‌رخ P1.

که در اعماق زیاد قرار گرفته‌اند روی مدل یک بُعدی به دست آمده تاثیر خواهند گذاشت. به همین منظور مدل-سازی دو بُعدی نیز روی این داده‌ها صورت گرفت. روش مورد استفاده در مدل‌سازی وارون دو بُعدی داده‌ها، روش هموار رودی و مکی است که بر پایه الگوریتم گرادیان مزدوج غیرخطی استوار است (رودی و مکی، ۲۰۰۱). برای مدل‌سازی وارون هموار یک بُعدی و دو بُعدی از مدل اولیه‌ای همگن با مقاومت ویژه ۱۰۰ اهم-متر استفاده شد و علاوه بر آن از خطای کف ۱۰ و ۵ درصد به ترتیب برای داده‌های مقاومت ویژه ظاهری و فاز استفاده شد.

مدل یک بُعدی اوکام سونداژهای نیم رخ P1 به همراه دگرسانی‌های مشاهده شده در چاه NWS-1 که در فاصله تقریبی ۵۰۰ متری غرب سونداژ ۲۴ و ۱ کیلومتری جنوب غرب سونداژ ۲۰ مگنتوتلوریک قرار گرفته است در شکل ۶ آورده شده است. در این شکل حضور ساختارهای لایه‌ای از سطح تا ارتفاع عمقی ۱۰۰۰ متر بالاتر از سطح دریا به خوبی مشهود است که خود تا حدودی زیاد تحلیل‌های قبلی مبنی بر وجود ساختارهای یک بُعدی در اعماق کم را تأیید می‌کند. در شکل فوق و در نزدیکی سطح زمین و در حفاصل سونداژهای ۷ تا ۲۴۵ لایه مقاومی با ضخامت بیشینه ۵۰۰ متر و مقاومت ویژه بیش از ۵۰۰ اهم متر ملاحظه می‌شود که با توجه به اطلاعات نقشه زمین‌شناسی آن را می‌توان به آندزیت و داسیت پروفیری و یا گدازه‌های تراکیت - تراکی آندزیت پروفیری ناحیه نسبت داد. علاوه بر آن لایه‌های رسانا موجود در زیر سونداژهای ۲۴ تا ۲۴۴ از سطح تا تراز عمقی حدود ۱۷۰۰ متری از سطح دریا و با مقاومت ویژه کمتر از ۴۰ اهم متر را می‌توان به پوش رُسی که در بالای منبع زمین‌گرمایی قرار گرفته است نسبت داد. این کلاهیک رُسی در اثر افزایش دما و دگرسانی کانی‌ها شکل می‌گیرد. در زیر این پوش رُسی واحدهای سنگی با مقاومت ویژه بین ۴۰ تا ۱۰۰ اهم متر قرار دارد که احتمالاً می‌توان آن را به منزله

مسئله اصلی که در سونداژ MT با آن مواجه می‌شویم آشفتگی میدان الکتریکی، به علت تغییرات عرضی در مقاومت ویژه توده‌های سطحی نزدیک سطح است. در چنین شرایطی، در یک مقیاس تمام لگاریتمی، منحنی سونداژ مقاومت ویژه بر حسب بسامد/دور برای سایت‌های مجاور هم، اغلب شکل یکسانی دارد ولی به صورت موازی و در راستای قائم به طور مستقل از بسامد نسبت به هم جابه‌جا می‌شوند. به این پدیده جابه‌جایی ایستا (static shift) گفته می‌شود که در صورت نبود تصحیح، خطای قابل توجهی را در مدل‌سازی و تفسیر داده‌های MT ایجاد می‌کند. علت این جابه‌جایی‌های قائم اثر ناهمگنی‌های سطحی کم عمق و یا اثرات توپوگرافی و یا هر دوی آنها است (مرادزاده، ۲۰۰۳).

در این تحقیق اثر جابه‌جایی ایستا قبلاً با استفاده از داده‌های الکترومغناطیس گذرای (TEM) اندازه‌گیری شده در حوزه زمان برای هر سونداژ تصحیح شده است. برای مدل‌سازی یک بُعدی، معمولاً داده‌های مُد TE مورد استفاده قرار می‌گیرد، چون این داده‌ها نسبت به داده‌های مُد TM کمتر تحت تاثیر ناهمگنی‌های سطحی قرار می‌گیرند. بررسی‌های صورت گرفته قبلی نشان می‌دهد که مُد TE ساختارهای عمیق و مقاوم را بهتر نشان می‌دهد و مُد TM به ناهمگنی‌های سطحی بیشتر حساس است و ساختارهای نزدیک به سطح را بهتر نشان می‌دهد. علاوه بر آن نتایج قبلی مدل‌سازی یک بُعدی داده‌های مقاومت ویژه و فاز مُد میانگین $(Z_{av} = Z_1 = (Z_{xy} - Z_{yx})/2)$ که مستقل از چرخش نیز هست به علت استفاده از داده‌های هر دو مُد TE و TM می‌تواند اطلاعات کمی به نسبت خوبی از ساختارهای منطقه را حتی در حضور ساختارهای دو بُعدی در اختیار قرار دهد (پارک و لایولی بروک، ۱۹۸۹).

لذا در این تحقیق برای مدل‌سازی یک بُعدی داده‌های MT از مُد میانگین استفاده شد. البته ساختارهای دو بُعدی

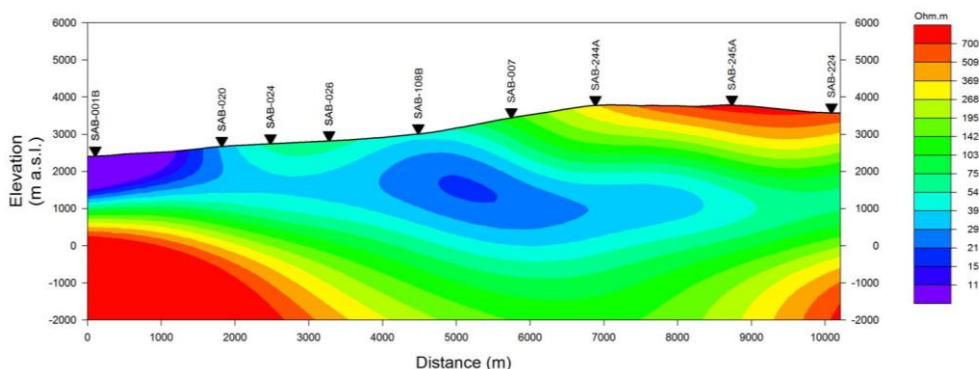
در تراز عمقی ۵۰۰ تا ۱۵۰۰ متری بالای سطح دریا در زیر سونداژهای ۷ تا ۲۴۵ در سمت جنوب تا جنوب شرقی ناحیه و در داخل سنگ مونزونیتی حاوی دگرسانی اپیدوتی قرار گرفته است. همچنین با توجه به نتایج مدل‌سازی‌های صورت گرفته و مدل مفهومی آورده شده در شکل ۲-الف محل بالآمدگی گازها و شاره‌های داغ سامانه گرمایی احتمالاً باید در جنوب شرقی نیم‌رخ مورد بررسی و در محل زیر سونداژ ۲۴۵ و یا سمت چپ آن در اعماق بیش از ۱۵۰۰ متری سطح دریا باشد.

۶ نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از بررسی حاضر و به‌کارگیری پارامترهای ابعادی گوناگونی مثل بیضی‌وارگی، چولگی، چولگی حساس به فاز و شاخص‌های وزنی D_1, D_2, D_3 دلالت بر این دارند که ساختارهای زیرسطحی منطقه در زمان‌های کمتر از ۱ ثانیه (اعماق کم تا متوسط) یک‌بُعدی و در دوره‌های بیشتر از ۱ ثانیه (اعماق زیاد) اغلب دو بُعدی هستند. علاوه بر آن براساس نتایج مدل‌سازی یک‌بُعدی و دو بُعدی و اطلاعات حفاری منطقه، می‌توان گفت که پوش رُسی در بالای منبع زمین گرمایی متشکل از کانی‌های رُسی اسمکتیت، آلپیت و ایلیت است و منبع زمین گرمایی در زیر این پوش رُسی و در عمق تقریبی ۵۰۰ تا ۱۵۰۰ متری از سطح دریا و در داخل سنگ‌های مونزونیتی قرار گرفته است.

سنگ مخزن منبع زمین گرمایی منطقه که روی واحدهای سنگی با مقاومت ویژه تا ۹۰۰ اهم‌متر قرار گرفته‌اند، تفسیر کرد. با توجه به اطلاعات نقشه‌ها و مقاطع زمین‌شناسی منطقه، این واحدهای مقاوم ممکن است به توده‌های آذرین تراکی آندزیت و یا لاکولیت‌های داسیتی و ریوداسیت مرتبط باشند. شکل ۷ نیز مقطع ژئوالکتریک حاصل از مدل‌سازی وارون دو بُعدی داده‌های هر دو مُد TE و TM را برای سونداژهای نیم‌رخ P1 با خطای (RMS Error) ۲/۶۳ درصد نشان می‌دهد. با مقایسه این شکل و شکل ۶ می‌توان گفت که نتایج مدل‌سازی دو بُعدی با نتایج مدل‌سازی یک‌بُعدی در اعماق کم و متوسط تقریباً یکسان هستند که این نتیجه خود تاییدی دیگر بر نتایج تعیین بُعد ساختارهای ژئوالکتریک در منطقه است.

اطلاعات حفاری چاه NWS-1 نشان می‌دهد که از سطح به عمق توالی دگرسانی کانی‌ها به این صورت است که ابتدا دگرسانی کلسیت-کلریت و در ادامه اسمکتیت-ایلیت، آلپیت-اپیدوت، ایلیت-اپیدوت رخ داده است. همچنین پوش رُسی که در بالای منبع زمین گرمایی قرار گرفته است حاوی کانی رُسی اسمکتیت، آلپیت و ایلیت است. با این توضیحات و با توجه به نتایج مدل‌سازی داده‌های MT (شکل‌های ۶ و ۷)، مدل سامانه زمین گرمایی منطقه تقریباً شبیه مدل عرضه شده در شکل ۲-الف خواهد بود و مخزن زمین گرمایی با توجه به مقطع ژئوالکتریک حاصل از مدل‌سازی دو بُعدی (شکل ۷) تقریباً



شکل ۷. مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی دو بُعدی داده‌های TE و TM سونداژهای مگنتوتلوریک نیم‌رخ P1.

- Constable, S.C., Parker, R.L., and Constable, C.G., 1987, Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data: *Geophysics*, **52**, 289–300.
- deGroot-Hedlin, C., 1995, Inversion for regional 2-D resistivity structure in the presence of galvanic scatterers: *Geophys. J. Int.*, **122**, 877–888.
- EDC (Energy Development Corporation), 2008, 2007 MT Survey of NW Sabalan Geothermal Project: Report submitted to SUNA, 19.
- EDC (Energy Development Corporation), 2010, 2009 MT Survey at NW Sabalan Geothermal Project, NW Iran: Report submitted to SUNA, 33 pp.
- Geosystem SRL., 2003, A guide for using WinGLink software, ver.2. 1. 1.
- Hermance, J.F., 1982, The asymptotic response of three-dimensional basin effects to magnetotelluric field at long period: The effects of current channeling: *Geophysics*, **47**, 1562–1573.
- Johnston, J. M., Pellerin, L., and Hohmann, G. W., 1992, Evaluation of electromagnetic methods for geothermal reservoir detection: *Geothermal Resources Council Transactions*, **16**, 241–245.
- Kao, D., and Orr, D., 1982, Magnetotelluric studies in the Market Weighton area of eastern England: *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **70**, 323–337.
- Kaufman, A. A., and Keller, G.V., 1981, *The Magnetotelluric sounding method*: Elsevier scientific publishing company, Amsterdam, 595 pp.
- Kingston Morrison, 1998, Sabalan geothermal project: Review of existing data: Report No. 2505-RPT-GE-003, Revision 0, Internal report prepared for SUNA.
- Kingston Morrison, 1999, Sabalan Geothermal Project, Stage 1 - Surface Exploration: Volume 1, Report on Geophysical Survey. 2505-RPT-GE-016.
- Lezaeta, P., 2001, Distortion Analysis and 3-D Modeling of Magnetotelluric Data in the Southern Central Andes: Ph.D. Thesis, Berlin Free University.
- Meju, M. A., 2001, Geophysical data analysis: Understanding inverse problem theory and practice: Course notes series No. 6, Society of Exploration Geophysicists.
- Moradzadeh, A., 2003, Using of tipper function to map subsurface conductivity structures in Magnetotelluric (MT) surveys: 21st Geoscience Conference and Exposition.
- همچنین با توجه به نتایج مدل‌سازی‌های صورت گرفته روی داده‌های سونداژهای متفاوت و مقایسه آن با مدل‌های مفهومی رایج سامانه زمین‌گرایی می‌توان گفت که محل اصلی بالاآمدگی گازها و شاره‌های داغ سامانه گرمایی یا همان زون داغ اصلی سامانه زمین‌گرایی احتمالاً در جنوب شرقی منطقه و قسمت‌های انتهایی نیم‌رُخ P1 در حد فاصل سونداژهای ۲۴۴-الف (244A) تا ۲۴۵ و در اعماق بیش از ۱۵۰۰ متری سطح دریا قرار گرفته باشد.
- ### تشکر و قدردانی
- در پایان لازم است که از مسئولان سازمان انرژی‌های نو ایران (سانا) که اطلاعات و داده‌های موردنیاز را در اختیار ما قرار دادند، صمیمانه تشکر و قدردانی کنیم.
- ### منابع
- نقی‌زاده، م.، ۱۳۸۲، کاربرد روش مگنتوتلوریک در اکتشاف ذخایر ژئوترمال منطقه خوی: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.
- Anderson, E., Crosby, D., and Ussher, G., 2000, Bulls-eye! – simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir: *Proc. World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan*, 909–914.
- Arnason, K., Karlsdottir, R., Eysteinnsson, H., Flovenz, O.G., and Gudlaugsson, S.T., 2000, The Resistivity Structure of High-Temperature Geothermal Systems in Iceland: *Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan*, 923–928.
- Bahr, K., 1988, Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: Regional induction and local telluric distortion: *Geophysics*, **62**, 119–127.
- Beamish, D., 1986, Geoelectric structural dimensions from Magnetotelluric data: Methods of estimation, old and new: *Geophysics*, **51**, 1298–1309.
- Cagniard, L., 1953, Basic theory of magnetotelluric method of geophysical prospecting: *Geophysics*, **18**, 605–635.

- Abstract. AAPG Bulletin, **84**, 1498.
- Swift, C. M., 1967, A Magnetotelluric Investigation of an Electrical Conductivity Anomaly in the Southwestern of United States: Ph.D. Thesis, Mass. Inst. Tech.
- Talebi, B., Khosrawi, K., and Ussher, G. H., 2005, Review of Resistivity Surveys from the NW Sabalan Geothermal Field, Iran: Proceedings, 2005 World Geothermal Congress, Antalya, Turkey.
- Tikonov, A. N., 1950, On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust: Dokl. Akad. Nauk Rus, **73**, 281–285.
- Ting, S.C., and Hohmann, G.W., 1981, Integral equation modeling of three-dimensional magnetotelluric response: Geophysics, **46**, 182–197.
- Vozoff, K., 1972, The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins: Geophysics, **36**, 98–141.
- Vozoff, K., 1991, The magnetotelluric method, in Nabighian, M.N., (Ed), Electromagnetic Methods in applied Geophysics: Tulsa, Okla, Society of Exploration Geophysicists, 641–712.
- Word, D. R., Smith, H. W., and Bostick, F. X. J., 1970, An investigation of the magnetotelluric tensor impedance method: EGRL tech. rep. no. **82**, Univ. of Texas, Austin.
- Wright, P., Ward, S., Ross, H., and West, R., 1985, State-of-the-art geophysical exploration for geothermal resources: Geophysics, **50**, 2666–2699.
- Yang, K., Browne, P. R. L., Huntington, J. F., and Walshe, J. L., 2001, Characterising the hydrothermal alteration of the Broadlands-Ohaaki geothermal system, New Zealand, using short-wave infrared spectroscopy: J. Volcanol. Geotherm. Res., **106**, 53–65.
- Tehran.
- Moradzadeh, A., 1998, Electrical Imaging of the Adelaide Geosyncline Using Magnetotelluric (MT): Ph.D. Thesis, Flinders University of south Australia, 334 pp.
- Noorollahi, Y., Itoi, R., Fujii, H., and Tanaka, T., 2008, GIS integration model for geothermal exploration and well siting: Geothermics, **37**, 107–131.
- Oskooi, B., Pedersen, L. B., Smirnov, M., Arnason, K., Eysteinnsson, H., and Manzella, A., 2005, The deep geothermal structure of the Mid-Atlantic Ridge deduced from MT data in SW Iceland: Earth Planet Inter., **150**, 183–195.
- Park, S.K. and Livelybrooks, D.W., 1989, Quantitative interpretation of rotationally invariant parameters in magnetotellurics: Geophysics, **54**, 1483–1490.
- Reddy, I. K., Rankin, D., and Phillips, R. J., 1977, Three-dimensional modelling in magnetotelluric and magnetic variational sounding: Geophys. J. Roy. Astr. Soc., **51**, 313–325.
- Rodi, W. and Mackie, R.L., 2001, Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion: Geophysics, **66**, 174–187.
- Sinclair Knight Merz, (SKM), 2003, NW Sabalan Geothermal Project, MT survey re-analysis: Report submitted to SUNA Renewable Energy Organization of Iran.
- Spichak, V. V., Manzella, A., 2009, Electromagnetic sounding of geothermal zones: J. Appl. Geophys, **68**, 459–478.
- Suharno, S., Browne, P. R. L., Soengkono, S., and Sudarman, S., 2000, A geophysical model and the subsurface geology at the Ulubelu geothermal area, Lampung, Indonesia: