

MAGNETOTELLURIC STUDIES AT CERRO PRIETO

T. D. Gamble, W. M. Goubau, N. E. Goldstein,
R. Miracky, M. Stark, and J. Clarke
Lawrence Berkeley Laboratory
University of California
Berkeley, California 94720

ABSTRACT

Ten magnetotelluric soundings were made near the production zone at Cerro Prieto, bringing to 17 the number of stations occupied in and around the geothermal field during 1978 and 1979. Results from the first seven soundings were reported elsewhere (Gamble et al., 1979). Data were analyzed in the field using a DEC LSI-11 microcomputer installed in a recording truck. The new soundings provide new information on the geometry of the geothermal system. We find evidence for a narrow resistive zone plunging southeastward, at a shallow angle, from a concealed apex a few hundred meters north of the power plant. This zone comes within about 500 m of the surface and can be traced roughly 5 km to the south. This zone correlates very well with a region of hydrothermal metamorphism, which has been identified by means of detailed studies of cores and cuttings from wells. The three dimensionality of this feature, combined with the influence of the large resistivity contrast between valley sediments and Cucapa Range granites 10 km to the west, makes a rigorous quantitative interpretation impractical. Although such an interpretation awaits further advancements in the techniques of calculating electromagnetic scattering by complex geological structures, the general picture seems clear. A comparison of the subsurface resistivity model with the position of the production zone and with subsurface geology suggests that the heat source lies at depth, roughly 4 km south-southeast of the present power plant.

North of the power plant a two-dimensional interpretation of the magnetotelluric data is possible. A good fit between observed and calculated parameters is obtained for a subsurface model that is consistent with the model derived from dipole-dipole dc resistivity measurements.

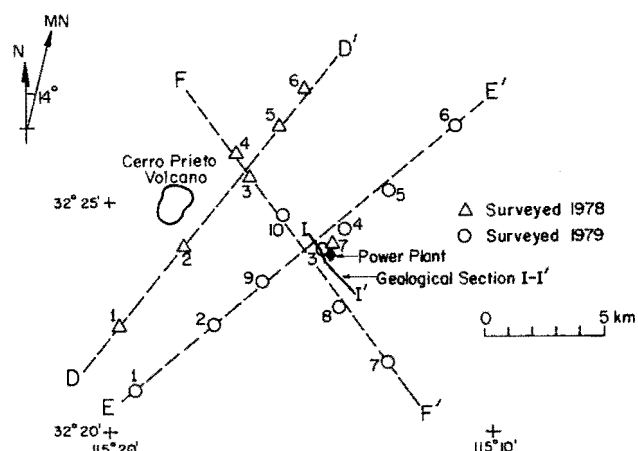
INTRODUCTION

To complete magnetotelluric coverage around the Cerro Prieto geothermal field (Gamble et al., 1979), 10 additional stations were occupied during a two-week period

in April 1979. Data were obtained using the field system and acquisition procedures developed at U. C. Berkeley and LBL during the last few years. This system uses a remote magnetic field reference for noise suppression, with partial data processing in the field by means of an LSI-11 microcomputer. The purpose of the MT surveys is to determine how well the MT method defines deep geological structure, reservoir boundaries and to supplement subsurface interpretations derived from other geophysical techniques.

DATA ACQUISITION AND ANALYSIS

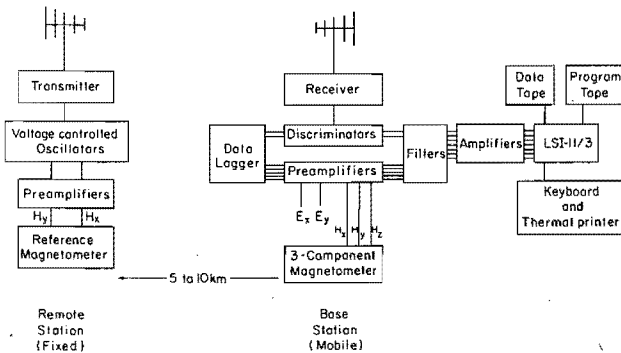
The sites of the MT soundings performed to date are shown in Figure 1. Stations form three lines: D-D' located to the north of the plant and trending east-west, E-E' parallel to D-D' and through the present production area, and F-F', also through the field but perpendicular to the other lines and parallel to the geologic strike. The stations along D-D' were occupied in 1978; the rest in 1979. All soundings were performed using a remote magnetic reference (Gamble, 1978; Gamble et al., 1979a, b).



XBL 7911-12866

Figure 1. Location of magnetotelluric stations at Cerro Prieto, Baja California.

In 1979 the data were analyzed in the field using the LSI-11 microcomputer. Figure 2 is a block diagram of the field electronics. The referenced signals, consisting of both horizontal magnetic field components, are telemetered to the base station via Sprengnether FM analog telemetry. At the base station, two simultaneous operations are performed on the signals. All signals are sampled at 1 Hz and recorded on a Gould 6000 data logger so that the long period data may be saved for later analysis. Simultaneously, the signals are sent through bandpass Ithaco filters and analyzed via the microcomputer. The sampling rate of the computer could be as high as 6 kHz per channel, but the high frequency limit for our system is presently set at 50 Hz by the low-pass filters of the telluric preamplifiers. Numerous difficulties were encountered with the data logger during the 1979 field work so that only the data processed in the field were usable. Thus, the lowest frequency at which results were obtained in 1979 was 0.01 Hz.



XBL 801-6749

Figure 2. Schematic of the magnetotelluric data acquisition system.

The magnetotelluric method provides two complex measures of the electromagnetic response of the earth. The more commonly used one is impedance, Z , which relates the horizontal components of the magnetic field, $\vec{H}$, to the horizontal components of the electric field, $\vec{E}$, by

$$\vec{E}(\omega) = \underline{\underline{Z}}(\omega) \cdot \vec{H}(\omega).$$

The magnitudes of the elements of the 2×2 complex impedance tensor, Z_x are usually presented as apparent resistivities, which are proportional to the squared magnitude of the elements of Z (Gamble et al., 1979a). The second measured response is the tipper, T , which relates H to the vertical component of the magnetic field, H_z , through the relationship

$$H_z(\omega) = T(\omega) \cdot H(\omega).$$

The remote reference method allows one to obtain accurate measurements of Z and T , even when noise is

present in both $\vec{E}$ and $\vec{H}$ fields. Using this method we found that about 20% of the measured apparent resistivities have probable errors less than 1% and the root-mean-squared probable error for all the apparent resistivities was about 3%. This is about an order of magnitude better than normally obtained without the use of a reference sensor, and these low errors were achieved despite considerable electrical noise from the power plant and other artificial sources.

After the completion of the survey, data were returned to Berkeley for interpretation using LBL's CDC-7600 computer. The first step in a quantitative analysis of the results is to find the principal resistivity directions of geologic strike direction. We have developed a program which finds an optimum estimate for the strike direction for a group of stations by minimizing

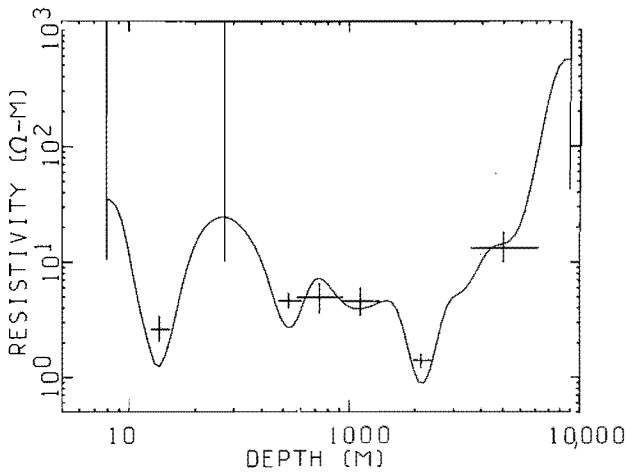
$$\sum_i [|Z_{xxi}|^2 + |Z_{yyi}|^2] W_i.$$

The summation is over all frequencies and stations under consideration, and W_i is a weighting factor that reflects the statistical confidence of each measurement and the range of penetration of the electromagnetic waves at each frequency. The magnitudes and phases of the apparent resistivity matrix and of the tipper are then plotted in pseudosection form in this fixed coordinate system. The strike was calculated separately for lines D-D', E-E', and F-F' and was found to be 28.4° , 27.9° , and 25.5° west of magnetic north, respectively. We felt that these were sufficiently similar orientations to be treated as identical for the purposes of interpretation.

INTERPRETATION

Currently, magnetotelluric soundings can be inverted to obtain the resistivity of the ground only for the case of a one-dimensional, or layered, earth. Where this condition is satisfied the tipper and the diagonal components of the impedance tensor are zero and the off-diagonal components of the impedance are equal in magnitude and opposite in phase. Station 6, line E-E', the station farthest from the Cucapas, was the only station for which the results are consistent with a one-dimensional earth over most of the frequency range. We therefore inverted the soundings for this station to obtain a picture of the electrical layering in the Mexicali Valley.

One-dimensional inversions of the apparent resistivity sounding curves for periods up to 30 sec were performed using programs developed by Oldenburg (1979). The models that match the sounding curves for current parallel and perpendicular to the regional strike are shown in Figures 3 and 4, respectively. The resolution is defined in the following manner. Weighting functions are formed that have the smallest possible spread in depth around



XBL 7910-12230A

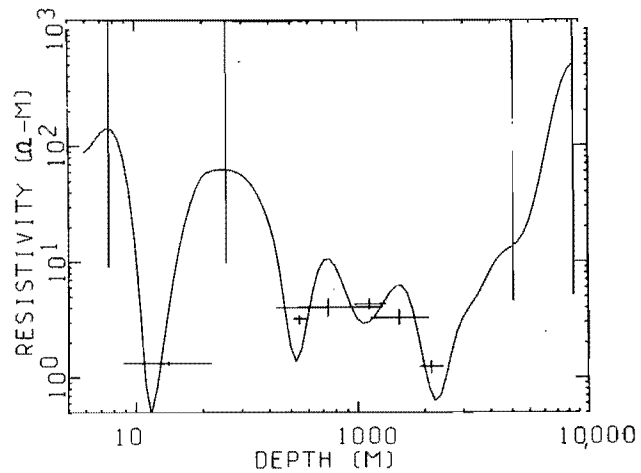
Figure 3. One-dimensional inversion results for station 6, line E-E'; electric field parallel to regional strike (crosses explained in text).

selected depths. Average resistivities are calculated with these weighting functions, and the standard deviations of the average resistivities, due to the statistical uncertainty of the sounding curve measurements, are calculated. Crosses are then drawn at these selected depths and average resistivities so that the vertical line indicates the width of the weighting function at half maximum and the horizontal line indicates the standard deviation of the average resistivity. If it is not possible to form a weighting function whose width is less than the depth under consideration, then only a horizontal line is drawn to show that the resistivity at that depth is not resolved by the measurements. Note that there are two high resistivity layers near the surface whose resistivities are not resolved. The difficulty in resolving high resistivity layers is inherent in this and other EM techniques because less current will flow in a relatively resistive layer making the sounding curves relatively insensitive to changes in the resistance of such a layer.

Within limits of resolution, the two models are essentially identical. Both show a thin conductive zone of about 1 ohm-m near the surface between relatively resistive layers. The range of resistivities and thicknesses of the resistive layers are slightly larger in Figure 4, but the difference is not large enough to be important. Both models show a general decrease in resistivity with depth, culminating in a well-resolved conductive layer, 0.8 ohm-m, from about 1.9 to 2.4 km depth. A similar picture has been derived from well logs in the general area (D. Lyons, personal communication) and from dipole-dipole resistivity results (Wilt et al., 1979).

It has been suggested that the resistivity variations indicate a transition downward and westward of fresh-

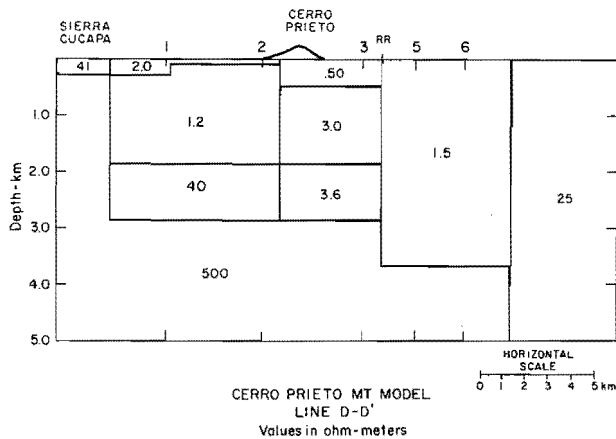
water (Colorado River) saturated sediments near the surface to brackish and sea-water-saturated sediments above the basement. Temperature effects are probably important; the deep conductive layer may represent a reservoir of hot, saline fluids. Below this layer resistivities increase, terminating in the resistive basement zone at > 5 km. However, between 2.4 and 5 km we see evidence for above-basement layering, possibly altered volcanics and sediments. The deep structure and basement are not well resolved. This is not due to the limitation of the range of frequencies for which the sounding was performed, but rather to the influence of the Cucapa Range, which causes the curves for the two directions of current to diverge at periods longer than 30 sec, thereby invalidating the simplifying assumption that the data can be interpreted by means of horizontal layers only.



XBL 801-6750

Figure 4. One-dimensional inversion results for station 6, line E-E'; electric field parallel to regional strike (crosses explained in text).

Where the earth appears two-dimensional, as along line D-D', an automatic inversion of the apparent resistivity pseudosections can be made in the sense of finding optimum resistivities for a specified geometrical arrangement of isoresistivity units. Unit boundaries must first be defined, usually from repetitive and tedious forward-model calculations, or from other geological and geophysical data sources (e. g., a dipole-dipole two-dimensional model). Two-dimensional conditions are recognizable because the tipper component in the geologic strike direction is near zero and, in a coordinate system aligned with geologic strike, the diagonal components of the impedance tensor are small. A preliminary resistivity model along line D-D' was presented earlier (Gamble et al., 1978). After minor changes this model has been refined to yield one giving a much better fit to the observed magnetotelluric responses. The final model is shown in Figure 5. The 41 ohm-m block at the surface at the



XBL 796-7534A

Figure 5. Two-dimensional interpretation of resistivity fitting the magnetotelluric results at stations along line D-D'.

west end of the line is not meant to represent a distinct geologic unit, rather it is included to compensate for the extra current paths within the Cucapa Range that rise above the valley floor. Similarly, the 25 ohm-m block at the eastern end of the line is not meant to indicate that there is a single block extending from the surface to infinite depth. The magnetotelluric data required that there be some relatively high resistivity material beyond the eastern end of the line at indefinite depths and the single block is the simplest way to allow for this.

The calculated apparent resistivities for this model are compared with the measured apparent resistivities in Figures 6 and 7 for current parallel and perpendicular to strike, respectively. The high resistivity granite of the Cucapa Range beyond the west end of the line affects apparent resistivities all along the line, increasing the apparent resistivities toward the west and at longer periods for the TE mode (Fig. 6), and decreasing apparent resistivities with depth for the TM mode (Fig. 7). Another prominent feature is the low apparent resistivities at Station 3 caused by the low resistivity surface zone (0.5 ohm-m) in the area of the hot springs near the Cerro Prieto volcano. An apparent resistivity for current parallel to geologic strike (Fig. 6) is lower than for the perpendicular direction, indicating a conductor aligned with regional geologic strike. We may be observing the effects of fluid flow in a plane conformable to regional strike, and this could relate to enhanced permeability parallel to the Cerro Prieto fault.

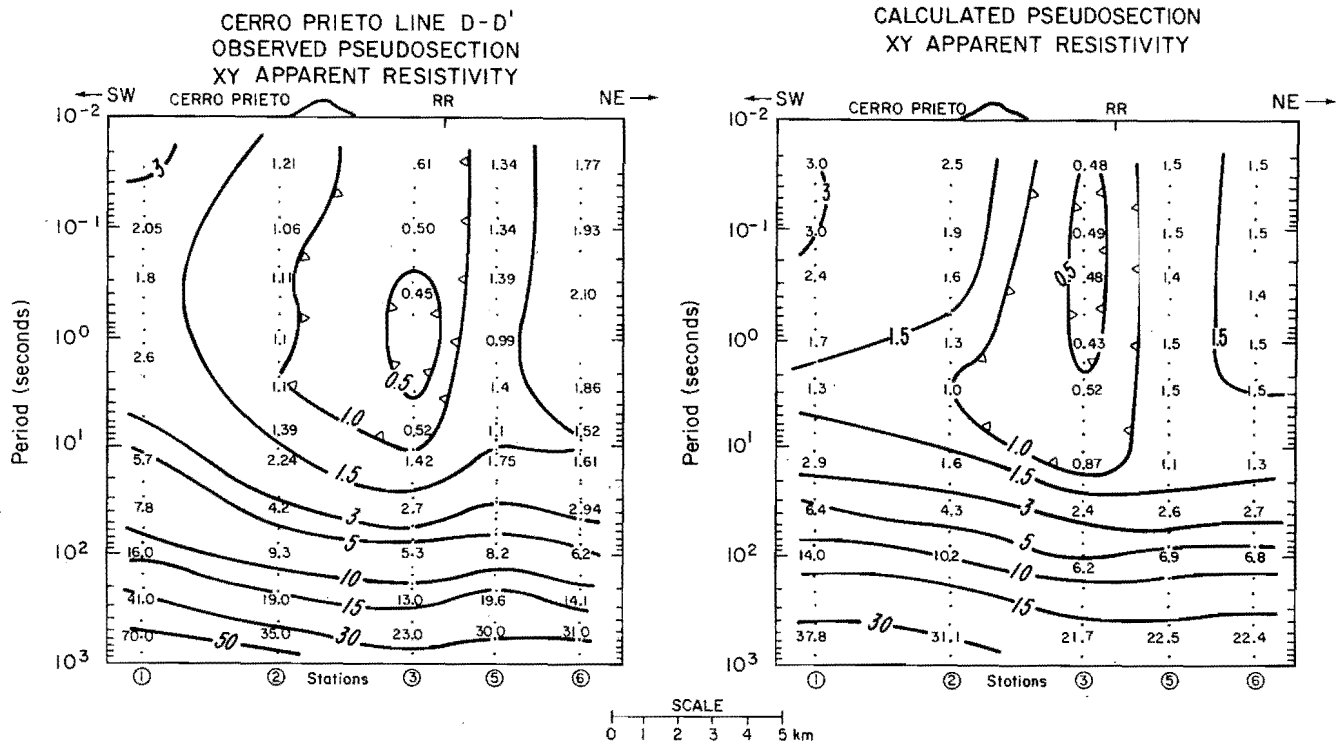
Although the sounding curves are consistent with a 1.7 ohm-m resistivity from 0.5 to 3.0 km depth everywhere beneath stations 3, 5, and 6, we do find a slightly better fit when the resistive 3.0 and 3.6 ohm-m blocks are placed below station 3 as shown in Figure 5. This model

seems to suggest a zone of decreased porosity due to hydrothermal alteration bounded on either side by steeply dipping faults; the Cerro Prieto fault on the west end and the Michoacán fault on the east. This model does not unequivocally confirm the suspected basement horst between the two faults because the isoresistivity blocks may be more indicative of hydrothermal overprinting than original lithology. Thick sections of conductive rocks, probably saturated with saline water, bound the resistive zone. Between the Cerro Prieto fault and the range-bounding Cucapa fault, seismic evidence shows a deep trough filled with a shale-sand sequence, possibly marine, that correlates well with the 1.2 ohm-m block. Below this the seismic reflection suggests volcanics above basement (D. Lyons, personal communication) which may be evidenced by the 40 ohm-m zone.

It is interesting to compare the section determined from the magnetotelluric soundings with that derived from the dipole-dipole dc resistivity survey shown in Figure 8 (Wilt et al., 1979). The magnetotelluric soundings along D-D' obtained reliable results for periods as long as 1000 sec, which corresponds to a depth of penetration of 20 km in 1.5 ohm-m ground, deeper in more resistive material. The only substantial disagreements between the two models occur below 2-km depth where dc resistivity interpretation tends to become less reliable because of poorer signal-to-noise ratios and loss of resolving power due to the large electrode separations (Wilt et al., 1979). The 50 ohm-m block at 1.3 km depth in Figure 8 is not consistent with the 3 ohm-m block found at the corresponding position in Figure 6. The 40 and 3.6 ohm-m blocks of Figure 6 indicate that the basement is considerably deeper than indicated by the 300 ohm-m material of Figure 8.

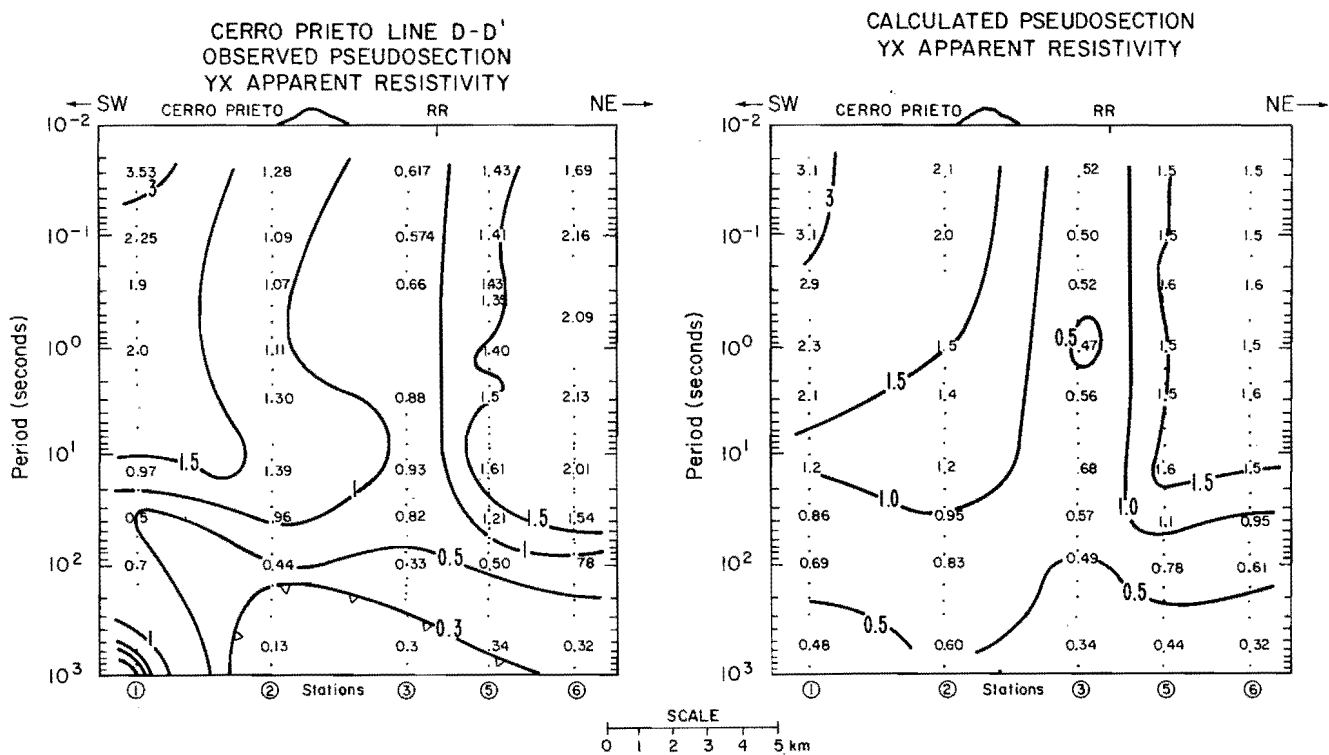
The tipper was not used in the generation of the model of Figure 6 so it is worthwhile to compare the tipper calculated from that model with the measured values as an independent check. The measured and calculated pseudosections are shown in Figure 9. The agreement is excellent, verifying the general reliability of the two-dimensional model.

For lines E-E' and F-F' there are marked indications of three dimensionality where the lines cross the production zone. In Figure 10 we present the magnitude of the tipper on line F-F' for current flow perpendicular to strike; that is, the magnitude of the coefficient that relates the vertical magnetic field to the magnetic field in the strike direction (27° west of magnetic north). If the earth were two-dimensional, then this component of the tipper would be zero. We found it to be nearly zero along line D-D'. We see that, in contrast, the magnitude is very large, reaching a maximum of 1.07 at 1 Hz at station 3, just north of the power plant. This indicates



XBL 796-7532

Figure 6. Observed and calculated apparent resistivity pseudosections, line D-D', current parallel to geologic strike.



XBL 796-7533

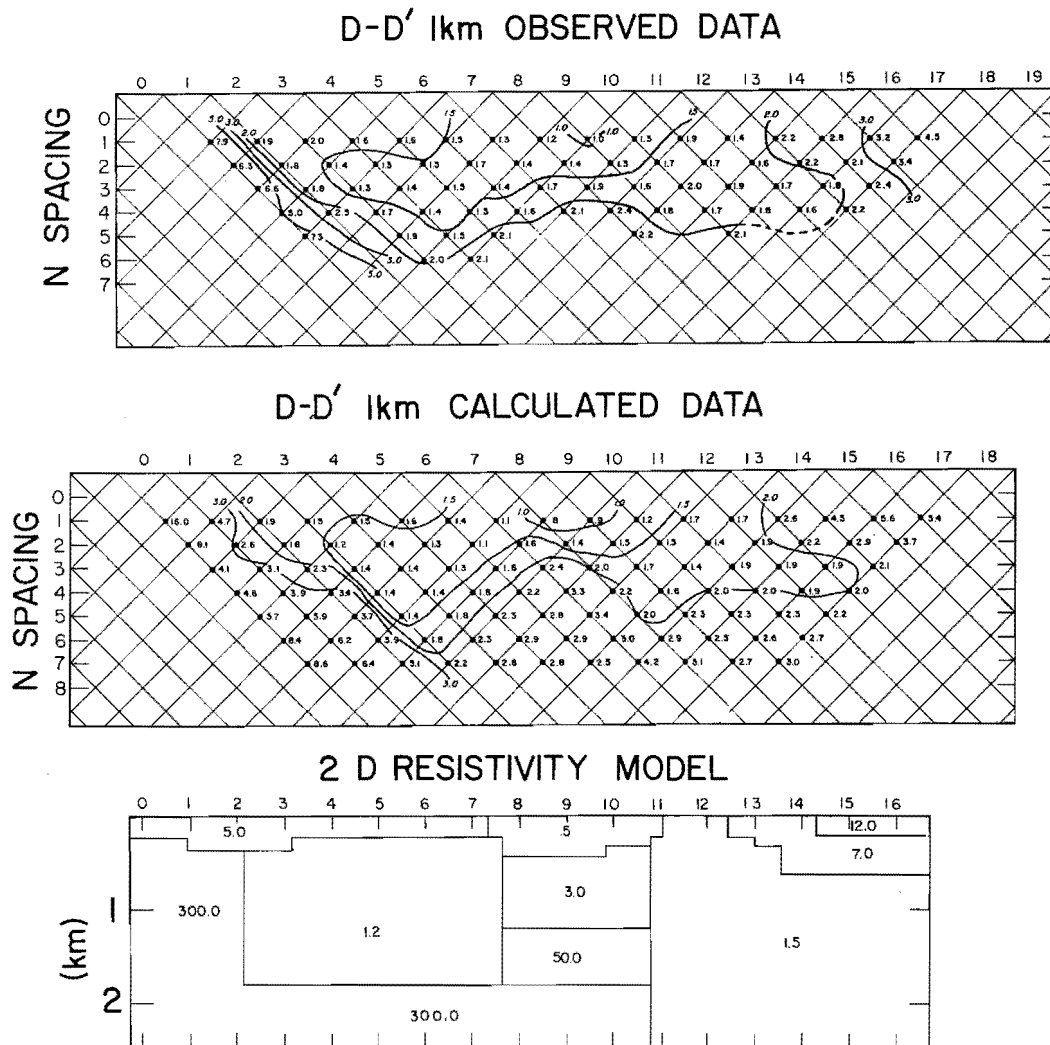
Figure 7. Observed and calculated apparent resistivity pseudosections, line D-D', current perpendicular to geologic strike.

a large lateral variation in resistivity in the north-south direction, and the tipper phase indicates that the resistivity is greater to the south. If the resistivity in this region is roughly 2 ohm-m then the depth of penetration at 1 Hz is approximately 700 m and the maximum lateral resistivity contrast must be at roughly 500-m depth.

Figure 11 is the apparent resistivity pseudosection for the same line (F-F') and the same current direction (perpendicular to regional geologic strike). The low resistivity near the hot springs at the north end of the line produces a significantly lower apparent resistivity at the higher frequencies there. Toward the southern end of the line there is a clear increase of apparent resistivity with a maximum centered near stations 7 and 8. This indicates a large resistive body whose upper limit is roughly 500 m deep. The presence of this body confirms the large lateral gradient of resistivity indicated by the

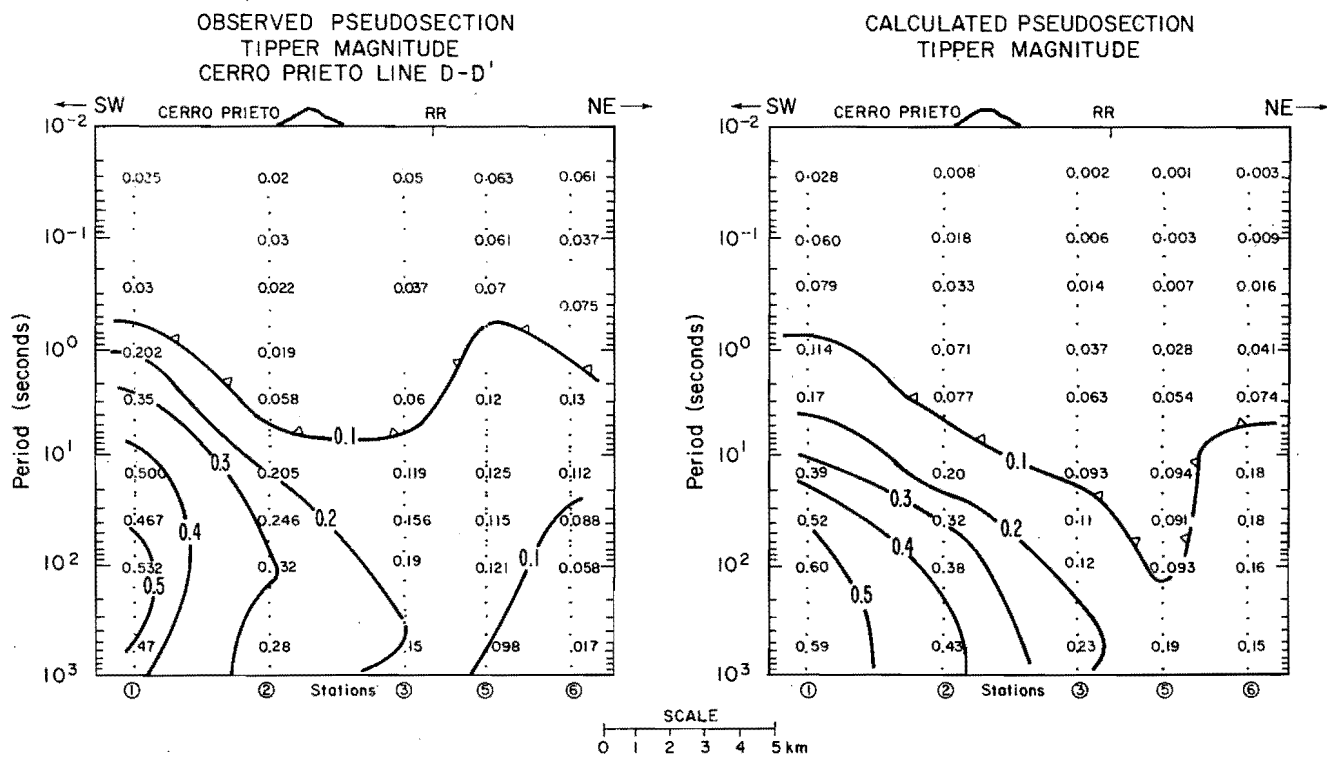
tipper in Figure 10. The large resistivity of the Cucapa granite presents a barrier to current flow and this tends to depress apparent resistivities at periods longer than 20 sec. Thus we can not easily determine the lower limit of the resistive anomaly.

Figure 12 shows the apparent resistivity along line E-E' for current in the regional strike direction. The high resistivity of the Cucapa Range is indicated clearly at station 1, similar to the effect noted for line D-D' (Fig. 7). The higher surface resistivity at the east end of line E-E' is also clearly recognizable by the apparent resistivity at the higher frequencies. Note that there is no clear indication of a high resistivity zone in the region of the plant (station 3). This indicates that the resistive region shown in Figures 10 and 11 is either relatively thin or of anisotropic resistivity, which could correspond to a number of alternating conducting and resistive zones.



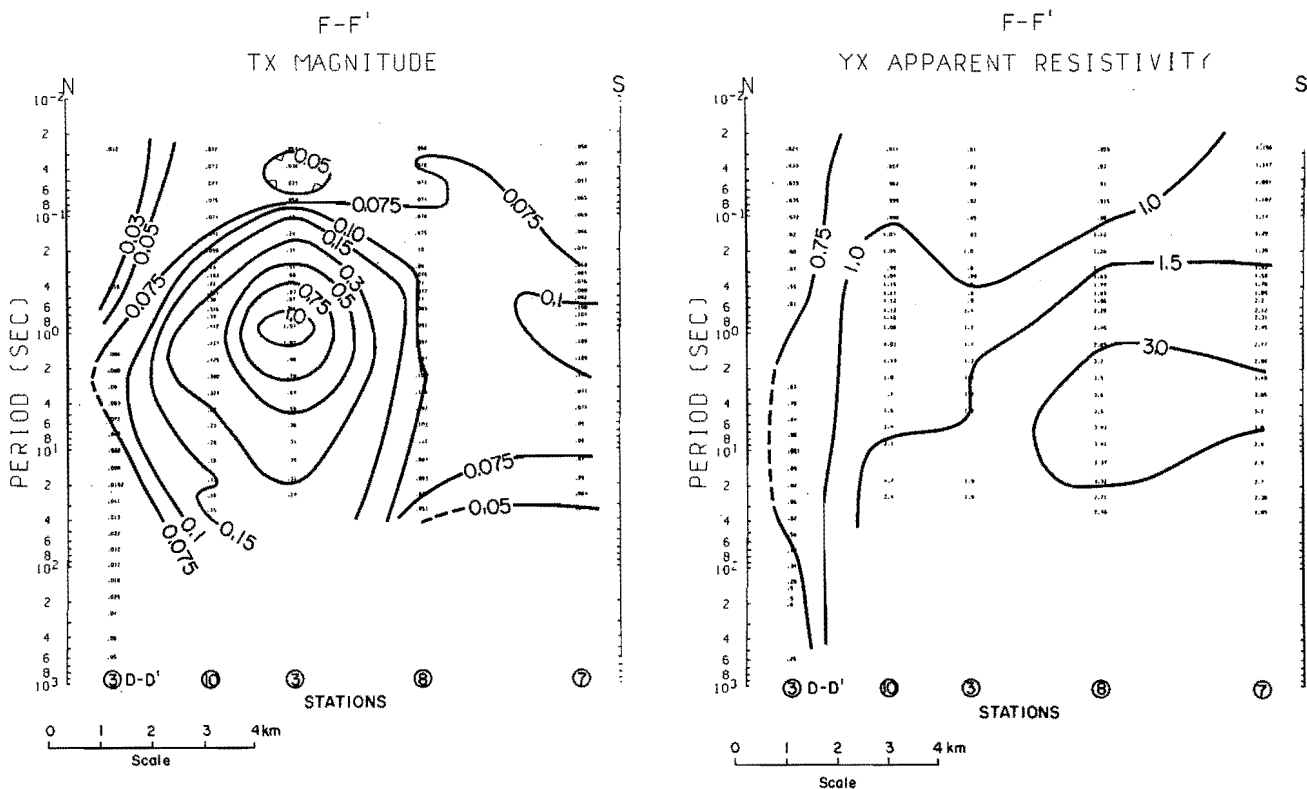
XBL 788-1639

Figure 8. Dipole-dipole apparent resistivity pseudosection for 1-km dipoles along line D-D'. TOP, field data; MIDDLE, model results; and BOTTOM, two-dimensional model (after Wilt et al., 1979).



XBL 796-7535

Figure 9. Observed and calculated tipper magnitude pseudosections, line D-D', current parallel to strike.

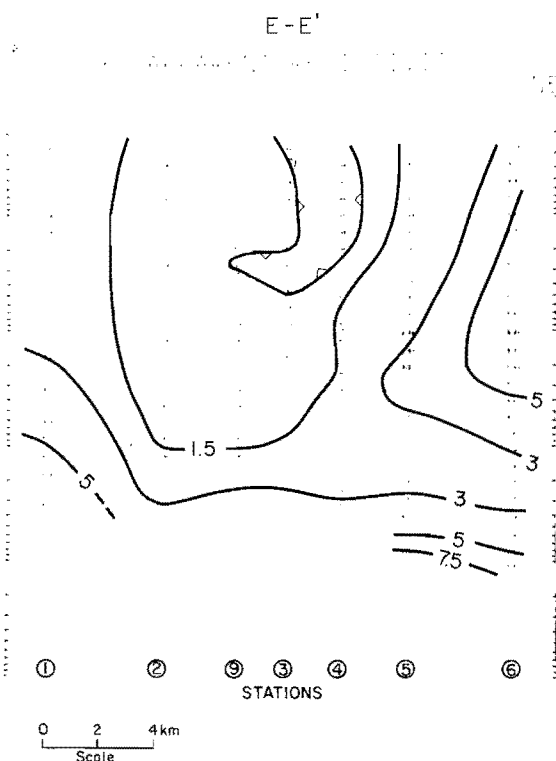


XBL 799-11504

Figure 10. Observed tipper magnitude for line F-F', current perpendicular to regional geologic strike.

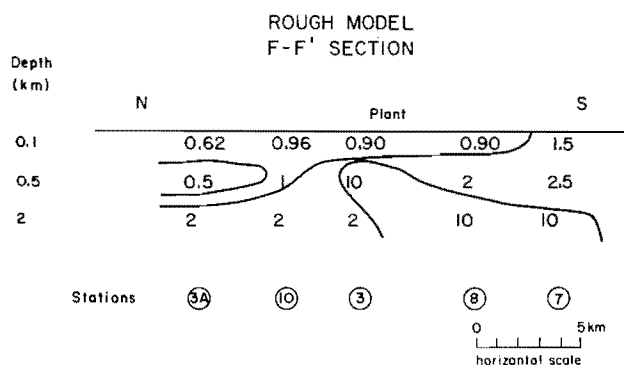
XBL 799-11507

Figure 11. Apparent resistivity pseudosection along line F-F', current perpendicular to regional geologic strike.



XBL 799-11500

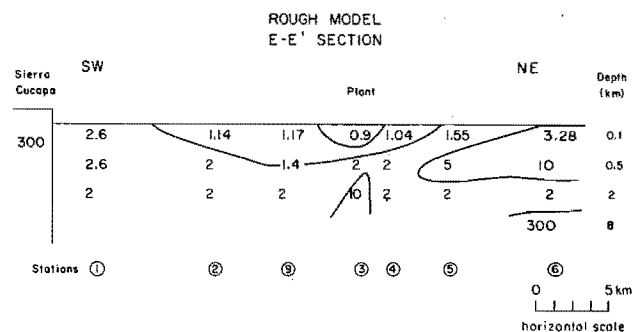
Figure 12. Apparent resistivity pseudosection along line E-E', current parallel to regional geologic strike.



XBL 799-11551A

Figure 13. Semiquantitative estimate of subsurface resistivity distribution along line F-F', vertical scale logarithmic.

Even a single forward calculation of the electromagnetic response of such a complex structure is beyond the practical capacity of existing computers and programs. Thus any comprehensive quantitative interpretation of the soundings is impossible. Nonetheless, the qualitative picture is clear and the near-surface resistivities are easily and unambiguously interpretable. The qualitative evaluation we have discussed for Figures 10 to 12 was applied



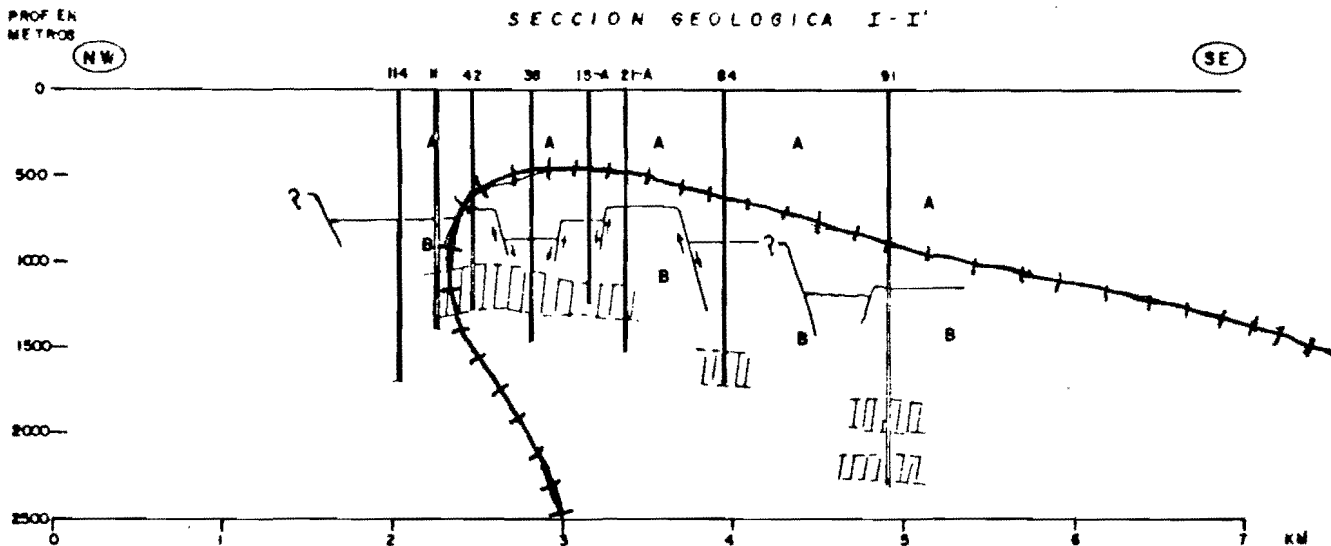
XBL 799-11550A

Figure 14. Semiquantitative estimate of subsurface resistivity distribution along line E-E', vertical scale logarithmic.

to all 36 pseudosections obtained from these soundings. Figures 13 and 14 show sections of this qualitative picture along lines F-F' and E-E', respectively. The 3 ohm-m apparent resistivity of Figure 11 is interpreted as a body of roughly 10 ohm-m intrinsic resistivity. This body presents a large cross section on line F-F' but is relatively inconspicuous in the perpendicular section (Fig. 14). Again, we cannot distinguish between a single vertical plate and a zone of anisotropic resistivity. We do not yet have any soundings distributed over the width of the body in the direction perpendicular to strike that might help us determine its width.

We developed this resistivity model without knowledge of the subsurface geology logs. Therefore, it is important to compare the model to known features of the geothermal field. Figure 15 shows the production zones in wells along line I-I' of Puente C. and de la Peña, L. (1979), which is subparallel to line F-F'. The boundary of the resistive anomaly from Figure 13 is drawn as a cross-hatched line. As can be seen, the high resistivity zone closely correlates with the approximate halo of hydrothermal alteration (Elders et al., 1979), and the A/B lithologic contact (Puente C. and de la Peña L., 1979).

This resistivity structure suggests a hydrology of the geothermal field in which the water is heated at depth to the south-southeast of the current production zone. The water ascends along north-northwest parallel fractures in a zone of faulting parallel to the regional strike. Where the temperatures exceed 200°C, significant hydrothermal metamorphism occurs, reducing the gross porosity by secondary mineral growth, blocking conduction paths, and increasing formation resistivity to as much as 10 ohm-m. Within 500 m of the surface the waters cool to the point where metamorphism does not occur, but the saline, hot waters cause a reduction of the resistivity to about 0.5 ohm-m in a long thin surface discharge area north of the power plant.



XBL 7910-12260

Figure 15. Approximate relationship between the dipping resistive zone and sub-surface geology.

CONCLUSIONS

The MT survey of 1979 produced the first referenced magnetotelluric data processed in the field. The LSE-11 proved to be a field-worthy instrument and the availability of the information from the referenced measurements in the field was invaluable in insuring the collection of satisfactory data.

Although limited portions of the data can be inverted to yield one- or two-dimensional models, the structure in the region of the production zone is too complex for quantitative interpretation. Nevertheless, the qualitative picture is clear: the current production zone is associated with a significant resistive anomaly.

The shape of the resistive anomaly and a consideration of the geology of the region suggest a deep source of heat approximately 4 km to the south-southeast of the present geothermal power plant. We suggest further measurements to define the extent of the resistive anomaly and to investigate the possibility of other extensions of the geothermal field from this apparent source.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by the Division of Geothermal Energy and the Division of Materials Sciences, Office of Basic Energy Sciences, U. S. Department of Energy, under contract W-7405-ENG-48.

REFERENCES CITED

- Elders, E. A., Hoagland, J. R., McDowell, S. D., and Cobo R. J. M., 1979, Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of Cerro Prieto, in Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, September 1978: Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 68-75.
- Gamble, T. D., 1978, Remote reference magnetotellurics with SQUIDS (Ph. D. dissertation): Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-8062.
- Gamble, T. D., Goubau, W. M., and Clarke, J., 1979a, Magnetotellurics with a remote magnetic reference: *Geophysics*, v. 44, no. 1, p. 53-68.
- 1979b, Error analysis for remote reference magnetotellurics: *Geophysics*, v. 44, no. 5, p. 959-968.
- Gamble, T. D., Goubau, W. M., Goldstein, N. E., and Clarke, J., 1979, Referenced magnetotellurics at Cerro Prieto, in Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, September 1978: Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 215-226.
- Oldenburg, D. W., 1979, One dimensional inversion of natural source magnetotelluric observations: *Geophysics*, v. 44, no. 7, p. 1218-1244.
- Puente C. I., and de la Peña L. A., 1979, Geología del campo geotérmico de Cerro Prieto, in Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, September 1978: Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 17-40.
- Wilt, M. J., Goldstein, N. E., and Razo M. A., 1979, LBL resistivity studies at Cerro Prieto, in Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, September 1978: Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 179-192.
- Wilt, M. J., and Goldstein, N. E., 1980, Resistivity monitoring at Cerro Prieto, in Proceedings, Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico: Mexico, Comisión Federal de Electricidad (this volume).

ESTUDIOS MAGNETOTELURICOS EN CERRO PRIETO

RESUMEN

Se hicieron diez sondeos magnetotelúricos cerca de la zona de producción de Cerro Prieto, por lo que llega a 17 el número de estaciones ocupadas en y alrededor del campo geotérmico durante 1978 y 1979. Los resultados de los primeros 7 sondeos fueron presentados en otro trabajo (Gamble *et al.*, 1979). Los datos se analizaron en el campo al utilizar un microcomputador DEC LSI-11 instalado en un camión registrador. Los nuevos sondeos proveen nueva información sobre la geometría del sistema geotérmico. Se encuentra evidencia de la existencia de una zona resistiva estrecha que se sumerge hacia el SE, en un ángulo poco profundo, desde una cima oculta unos pocos cientos de metros al N de la planta de energía. Esta zona llega a unos 500 m de la superficie y puede rastrearse hasta aproximadamente unos 5 km hacia el S. Esta zona se correlaciona muy bien con una región de metamorfismo hidrotérmico que se identificó por medio de estudios detallados de núcleos y recortes de pozos. La dimensión triple de este rasgo, combinada con la influencia del gran contraste de resistividad entre los sedimentos del valle y los granitos de la Sierra de Cucapás, 10 km hacia el O, hace inútil una interpretación cuantitativa rigurosa. A pesar de que tal interpretación requiere de avances en las técnicas de cálculo de dispersión electromagnética por estructuras geológicas complejas, el panorama general parece claro. Una comparación del modelo de resistividad subterránea con la posición de la zona de producción y con la geología subterránea indica que la fuente de calor se encuentra a una profundidad aproximada de 4 km hacia el S-SE de la planta actual.

Hacia el norte de la planta es posible hacer una interpretación bidimensional de los datos magnetotelúricos. Se obtiene concordancia entre los parámetros observados y los calculados para el modelo subterráneo, que es compatible con el modelo derivado de mediciones de resistividad dipolo-dipolo en corriente continua.

INTRODUCCION

Para completar la cobertura magnetotelúrica del área vecina al campo geotérmico de Cerro Prieto (Gamble *et al.*, 1979), se ocuparon, en abril de 1979, diez estaciones adicionales durante un periodo de dos semanas. Los datos se obtuvieron al utilizar el sistema y los procedimientos de adquisición desarrollados en la Universidad de California en Berkeley y en LBL durante los últimos años. Dicho sis-

tema utiliza un campo magnético de referencia remoto para suprimir el ruido, con procesamiento parcial de los datos en el campo por medio de un microcomputador LSI-11. El propósito de los estudios magnetotelúricos es determinar con qué precisión el método MT define las estructuras geológicas profundas y los límites del yacimiento, y complementar interpretaciones derivadas de otras técnicas geofísicas.

ADQUISICION Y ANALISIS DE DATOS

En la figura 1 se muestran los sitios en que se ejecutaron sondeos MT hasta la fecha. Las estaciones forman tres líneas: D-D' ubicada al N de la planta y que corre en dirección E-O, E-E', paralela a D-D', que atraviesa la zona de producción actual, y F-F' que también atraviesa el campo pero perpendicularmente a las otras líneas y es paralela al rumbo geológico. Las estaciones a lo largo de D-D' se ocuparon en 1978; el resto en 1979. Todos los sondeos se ejecutaron con base en una referencia magnética remota (Gamble, 1978; Gamble *et al.*, 1979a, b).

En 1979, los datos se analizaron en el campo con un microcomputador LSI-11. La figura 2 es un diagrama de la electrónica. Las señales mencionadas, constan de ambos componentes horizontales del campo magnético, se telemiden hacia la estación central vía Sprengnether FM análogo de telemetría. En la estación central se ejecutan dos operaciones simultáneas sobre las señales. Todas las señales se muestrean a 1 Hz y se registran en un registrador Gould 6000, para que los datos de periodo largo puedan recuperarse para un análisis posterior. Simultáneamente, las señales se mandan a través de filtros pasabandas Ithaco y se analizan en la microcomputadora. La velocidad de muestreo de la computadora puede llegar hasta 6 kHz por canal, aunque el límite de alta frecuencia para el sistema utilizado, actualmente lo fijan, en 50 Hz, los filtros pasabajos de los preamplificadores telúricos. En 1979 se tuvieron muchas dificultades con el registrador en el trabajo de campo, de modo que sólo los datos procesados en el campo pudieron utilizarse. De este modo, la frecuencia más baja en la que se obtuvieron resultados en 1979 fue de 0.01 Hz.

El método magnetotelúrico provee dos medidas complejas de la respuesta electromagnética del terreno. La más común es la impedancia (Z) que relaciona los componen-

tes horizontales del campo magnético ($\vec{H}$) con los componentes horizontales del campo eléctrico (E) mediante:

$$\vec{E}(\omega) = \vec{Z}(\omega) \cdot \vec{H}(\omega).$$

Las magnitudes de los elementos del tensor de impedancia complejo de 2×2 (Z_X) se presentan generalmente como resistividades aparentes, que son proporcionales al cuadrado de la magnitud de los elementos de Z (Gamble *et al.*, 1979 a). La segunda respuesta medida es el *tipper* (T) que relaciona H con el componente vertical del campo magnético (H_Z) a través de la relación:

$$H_Z(\omega) = T(\omega) \cdot H(\omega).$$

El método de referencia remota permite obtener mediciones precisas de Z y T , a pesar del ruido presente en ambos campos $\vec{E}$ y $\vec{H}$. Al utilizar este método se encontró que alrededor de 20% de las resistividades aparentes medidas tienen errores probables menores que 1% y que el error cuadrático medio probable para todas las resistividades aparentes es aproximadamente 3%; alrededor de un orden de magnitud mejor del que se obtiene normalmente sin usar el sensor de referencia y estos errores pequeños lograron a pesar del considerable ruido eléctrico proveniente de la planta de energía y otras fuentes artificiales.

Después de completar el levantamiento, los datos se remitieron a Berkeley para interpretarse por medio del computador CDC-7600 del LBL. El primer paso en el análisis cuantitativo de los resultados es encontrar las direcciones principales de resistividad o de dirección del rumbo geológico, con este propósito se desarrolló un programa que computara una estimación óptima para la dirección del rumbo, para un grupo de estaciones, minimizando

$$\sum_i [|Z_{xxi}|^2 + |Z_{yyi}|^2] W_i.$$

La sumatoria se hace sobre todas las frecuencias y estaciones consideradas, y W_i es un factor de peso que refleja la confianza estadística de cada medición y la gama de penetración de las ondas electromagnéticas a cada frecuencia. Las magnitudes y fases de la matriz de resistividad aparente y del *tipper* se grafican, luego, en forma de pseudosección en este sistema de coordenadas fijas. Se calculó el rumbo, por separado, a partir de las líneas D-D', E-E' y F-F'; se encontró que es 28.4°, 27.9° y 25.5° al O del N magnético, respectivamente. Se consideró que estas orientaciones son lo bastante similares como para tratarse como idénticas en la interpretación.

INTERPRETACION

Actualmente, pueden invertirse los sondeos MT para obtener la resistividad del terreno sólo en caso de que sea unidimensional o estratificado. Cuando se satisface esta condi-

ción, el *tipper* y los componentes diagonales del tensor de impedancia son cero y los componentes no diagonales de la impedancia son iguales en magnitud y opuestas en fase. La estación 6, línea E-E', la más lejana de la Sierra de Cucapás, fue la única estación para la que los resultados son compatibles con un terreno unidimensional sobre la mayor parte de la gama de frecuencia. Por consiguiente, los sondeos para esta estación se invirtieron para obtener un cuadro de la estratificación eléctrica en el valle de Mexicali.

Se ejecutaron inversiones unidimensionales de las curvas de sondeo de resistividad aparente para periodos de hasta 30 s, al utilizar programas desarrollados por Oldenburg (1979). Las figuras 3 y 4 muestran los modelos que concuerdan con las curvas de sondeo para corriente paralela y perpendicular al rumbo regional, respectivamente. Se define la resolución de la siguiente manera: se forman funciones de peso que tienen la menor dispersión posible en profundidad alrededor de profundidades seleccionadas. Con estas funciones se calculan las resistividades promedio y las desviaciones estándares de las mismas debidas a la incertidumbre estadística de las mediciones de la curva de sondeo. Después se marcan cruces en estas profundidades y resistividades promedio, se seleccionan de tal modo que la línea vertical indica la amplitud de la función de peso a la mitad del máximo y la línea horizontal indica la desviación estándar de la resistividad promedio. Si no es posible formar una función de peso cuya amplitud sea menor que la profundidad en consideración, se traza sólo una línea horizontal para indicar que la resistividad a esa profundidad no está determinada por mediciones. Nótese que hay dos capas de alta resistividad cerca de la superficie cuyas resistividades no están determinadas. La dificultad para determinar las capas de alta resistividad es inherente a ésta y a otras técnicas EM, porque fluye menos corriente en una capa más o menos resistiva, y hace que las curvas de sondeo sean relativamente insensibles a los cambios en la resistencia.

Los límites para determinar en los dos modelos son esencialmente idénticos. Ambos muestran una zona conductiva delgada de aproximadamente 1 ohm-m cerca de la superficie entre capas relativamente resistivas. La gama de resistividades y grosores de las capas resistivas es ligeramente mayor en la figura 4, pero la diferencia no es lo suficientemente grande como para ser importante. Ambos modelos muestran una disminución total en la resistividad con la profundidad, que culmina en una capa conductiva bien determinada, 0.8 ohm-m, desde aproximadamente 1.9 a 2.4 km de profundidad. Se dedujo un cuadro similar a partir de registros de pozos en el área general (D. Lyons, comunicación personal) y de resultados de resistividad dipolo-dipolo (Wilt *et al.*, 1979).

Se ha sugerido que las variaciones en resistividad indican una transición, hacia abajo y hacia el O, de sedi-

mentos saturados de agua dulce, cerca de la superficie (Río Colorado), a sedimentos saturados de agua salobre y salada, sobre el basamento. Los efectos de temperatura son probablemente importantes; la capa conductiva profunda puede representar un yacimiento de fluidos calientes y salinos. Debajo de esta capa las resistividades aumentan y terminan en la zona resistiva del basamento a > 5 km. Sin embargo, entre 2.4 y 5 km vemos evidencia de estratificación por encima del basamento, posiblemente vulcanitas alteradas y sedimentos. La estructura profunda y el basamento no están definidos con claridad. Esto no se debe a la limitación de la gama de frecuencias donde se ejecutó el sondeo sino a la influencia de la Sierra de Cucapás, que hace que las curvas de las dos direcciones de corriente diverjan en periodos mayores de 30 s, invalidando de esta forma hipótesis simplificadoras de que los datos pueden interpretarse por medio de capas horizontales solamente.

Cuando el terreno parece bidimensional, como a lo largo de la línea D-D', puede hacerse una inversión automática de las pseudosecciones de resistividad aparente en el sentido de encontrar resistividades óptimas para un arreglo geométrico específico de unidades de iso-resistividad. Se deben definir primero los límites de la unidad, partiendo generalmente de cálculos de modelo adelantado, repetitivos y tediosos, o de otras fuentes de datos geológicos o geofísicos (un modelo bidimensional dipolo-dipolo, por ejemplo). Las condiciones bidimensionales se reconocen porque el componente del *tipper* se aproxima a cero en la dirección del rumbo geológico y porque, en un sistema de coordenadas alineado con el rumbo geológico, los componentes diagonales del tensor de impedancia son pequeños. Se presentó, con anterioridad, un modelo de resistividad preliminar a lo largo de la línea D-D' (Gamble *et al.*, 1978). Después de pequeños cambios este modelo se perfeccionó y dio lugar a uno que se adecua mucho mejor a las respuestas magnetotélúricas observadas. El modelo final se muestra en la figura 5. El bloque de 41 ohm-m en la superficie en el extremo O de la línea no representa una unidad geológica bien definida; se incluye para compensar los caminos adicionales de corriente dentro de la Sierra de Cucapás que se levantan por encima del piso del valle. Asimismo, el bloque de 25 ohm-m en el extremo E de la línea no tiene el propósito de indicar que hay un único bloque que se extiende desde la superficie hasta una profundidad infinita. Los datos magnetotélúricos requerían que hubiera algún material de resistividad relativamente alta más allá del extremo E de la línea, a profundidades indefinidas, y la manera más simple de modelarlo es el bloque único.

En las figuras 6 y 7 se comparan las resistividades aparentes calculadas para este modelo con las resistividades aparentes medidas para corriente paralela y perpendicular al rumbo respectivamente. El granito de alta resis-

tividad de la Sierra de Cucapás más allá del extremo O de la línea, afecta las resistividades aparentes a lo largo de toda la línea, incrementa las resistividades aparentes hacia el O y en periodos mayores para el modo TE (Fig. 6), y disminuye resistividades aparentes con la profundidad para el modo TM (Fig. 7). Otro rasgo prominente es la baja resistividad aparente en la Estación 3 causada por la zona superficial de baja resistividad (0.5 ohm-m) en el área de los manantiales calientes cerca del volcán de Cerro Prieto. Una resistividad aparente para corriente paralela al rumbo geológico (Fig. 6) es menor que para la perpendicular, lo que indica un conductor alineado con el rumbo geológico regional. Podrían observarse los efectos del flujo de fluido en un plano conforme al rumbo geológico, y esto podría relacionarse con mayores permeabilidades paralelas a la falla de Cerro Prieto.

Aunque las curvas de sondeo son compatibles con una resistividad de 1.7 ohm-m, desde una profundidad de 0.5 a 3.0 km en todas partes, debajo de las estaciones 3, 5 y 6 se encuentra una ligera mejoría en la adecuación cuando los bloques de resistividad de 3.0 y 3.6 ohm-m se colocan debajo de la estación 3 tal como muestra la figura 5. Este modelo parece sugerir una zona de porosidad reducida debido a alteración hidrotérmica, limitada a cada lado por fallas que caen bruscamente; la falla de Cerro Prieto en el extremo O y la falla de Michoacán en el E. Este modelo no confirma inequívocamente el sospechado *horst* del basamento entre las dos fallas porque los bloques de isoresistividad pueden parecer indicativos más de un exceso de impresión hidrotérmica que de litología original. Gruesas secciones de rocas conductivas probablemente saturadas con agua salina limitan la zona de resistividad. Entre la falla de Cerro Prieto y la falla de Cucapás, que limitan la Sierra, la evidencia sísmica sugiere la existencia de una cuenca profunda que se llenó de una secuencia de arenas y lutitas, posiblemente marina, que se correlaciona bien con el bloque de 1.2 ohm-m. Debajo de esto la reflexión sísmica sugiere vulcanitas sobre el basamento (D. Lyons, comunicación personal) evidenciadas, tal vez, por la zona de 40 ohm-metro.

Es interesante comparar la sección determinada por los sondeos magnetotélúricos con la sección derivada del levantamiento de resistividad cc dipolo-dipolo que se muestra en la figura 8 (Wilt *et al.*, 1979). Los sondeos magnetotélúricos a lo largo de la línea D-D' obtuvieron resultados confiables para periodos de hasta 1000 s, que corresponden a una profundidad de penetración de 20 km en terreno de 1.5 ohm-m y a una profundidad mayor en materiales más resistivos. Los únicos desacuerdos sustanciales entre los dos modelos ocurren por debajo de los 2 km de profundidad, donde la interpretación de resistividad de cc tiende a ser menos confiable porque la relación señal-ruido es más pobre y por la pérdida de poder de resolución debida a grandes separaciones de electrodos (Wilt

et al., 1979). El bloque de 50 ohm-m a una profundidad de 1.3 km, que se representa en la figura 8, no es consistente con el bloque de 30 ohm-m encontrado en la posición correspondiente en la figura 6. Los bloques de 40 y 3.6 ohm-m de la figura 6 indican que el basamento es considerablemente más profundo que lo que indica el material de 300 ohm-m de la figura 8.

El *tipper* no se usó en la generación del modelo de la figura 6, por consiguiente, vale la pena comparar el *tipper* calculado a partir de ese modelo con los valores medidos, como una prueba independiente. En la figura 9 se muestran las pseudosecciones medidas y calculadas. La armonía es excelente, verifica la total seguridad del modelo bidimensional.

Hay marcadas indicaciones de tridimensionalidad donde las líneas cruzan la zona de producción para las líneas E-E' y F-F'. En la figura 10 se presenta la magnitud del *tipper* en la línea F-F' para flujo de corriente perpendicular al rumbo; esto es, la magnitud del coeficiente que relaciona el campo magnético vertical al campo magnético en la dirección del rumbo (27° al O del N magnético). Si el terreno fuera bidimensional, este componente del *tipper* sería cero. Se encontró que es casi cero a lo largo de la línea D-D', en contraste, se ve que la magnitud es muy grande y alcanza un máximo de 1.07 a 1 Hz en la estación 3, al N de la planta, lo que indica una gran variación lateral de resistividad en la dirección N-S; la fase del *tipper* indica que la resistividad es mayor hacia el sur. Si la resistividad en esta región es aproximadamente 20 ohm-m, la profundidad de penetración a 1 Hz es aproximadamente de 700 m y el máximo contraste de resistividad lateral debe estar a una profundidad de aproximadamente 500 m.

La figura 11 representa la pseudosección de resistividad aparente para la misma línea (F-F') y la misma dirección de la corriente (perpendicular al rumbo geológico regional). La baja resistividad cerca de los manantiales calientes, en el extremo norte de la línea, produce allí una resistividad aparente significativamente más baja en las frecuencias más altas. Hacia el extremo sur de la línea hay un incremento claro de resistividad aparente con un máximo centrado cerca de las estaciones 7 y 8, que indica la existencia de un gran cuerpo resistivo cuyo límite superior tiene aproximadamente 500 m de profundidad. La presencia de este cuerpo confirma el gran gradiente lateral de resistividad indicado por el *tipper* en la figura 10. La gran resistividad del granito de Cucapás presenta una barrera al flujo de la corriente que tiende a reducir las resistividades aparentes en periodos mayores que 20 s. Por eso no puede determinarse fácilmente el límite inferior de la anomalía resistiva.

La figura 12 muestra la resistividad aparente a lo lar-

go de la línea E-E' para corrientes en la dirección del rumbo regional. En la estación 1, se indica claramente la alta resistividad de la Sierra de Cucapás similar al efecto mencionado en el caso de la línea D-D' (Fig. 7). La resistividad superficial más alta en el extremo este de la línea E-E', también, se reconoce claramente por la resistividad aparente en las frecuencias más altas. Nótese que no hay indicación clara de una zona de alta resistividad en la región de la planta (estación 3). Lo que indica que la zona resistiva que se muestra en las figuras 10 y 11 es relativamente delgada o de resistividad anisotrópica, y podría corresponder a un conjunto de zonas conductivas y resistivas alternadas.

Incluso un cálculo simple de la respuesta electromagnética de una estructura tan compleja está más allá de la capacidad práctica de las computadoras y programas en existencia; por esa razón, cualquier interpretación cuantitativa comprensiva de los sondeos es imposible. Sin embargo, el cuadro cualitativo es claro y las resistividades cerca de la superficie son de fácil y clara interpretación. La evaluación cualitativa que se analizó en las figuras 10 y 12, se aplicó a las 36 pseudosecciones que se obtuvieron de estos sondeos. Las figuras 13 y 14 muestran secciones de este cuadro cualitativo a lo largo de las líneas F-F' y E-E', respectivamente. La resistividad aparente de 3 ohm-m que se representa en la figura 11, se interpreta como un cuerpo de resistividad intrínseca de 10 ohm-m, aproximadamente. Este cuerpo muestra una gran sección transversal en la línea F-F' pero es relativamente insignificante en la sección perpendicular (Fig. 14). Nuevamente no puede distinguirse entre una única placa vertical y una zona de resistividad anisotrópica. No existe todavía ningún sondeo distribuido sobre el ancho del cuerpo en la dirección perpendicular al rumbo que pueda ayudar a determinar su anchura.

Se desarrolló este modelo de resistividad sin conocimiento de los registros geológicos subterráneos; por lo que es importante comparar el modelo con los rasgos conocidos del campo geotérmico. La figura 15 muestra las zonas de producción en pozos a lo largo de la línea I-I' de Puente, C. y de la Peña, L. (1979), que es subparalela a la línea F-F'. El límite de la anomalía resistiva de la figura 13 se trazó con una línea sombreada. Como puede verse, la zona de alta resistividad se relaciona estrechamente con el halo aproximado de alteración hidrotérmica (Elders *et al.*, 1979) y con el contacto litológico A/B (Puente, C. y de la Peña, L., 1979).

Esta estructura de la resistividad sugiere una hidrología del campo geotérmico en la cual el agua se calienta a profundidad hacia el S-SE de la actual zona de producción. El agua asciende a lo largo de fracturas paralelas N-NO en una zona de afallamiento paralela al rumbo regional. En lugares donde las temperaturas exceden

200°C ocurre un metamorfismo hidrotérmico significativo, que reduce la porosidad primaria por deposición de minerales secundarios, bloquea caminos de conducción e incrementa la resistividad de la formación hasta 10 ohm-m en algunos casos. Dentro de los 500 m de la superficie, las aguas se enfrían hasta un punto en que no ocurre metamorfismo, aunque las aguas salinas calientes causan una reducción de la resistividad hasta de aproximadamente 0.5 ohm-m en una larga y delgada área de descarga superficial al norte de la planta.

CONCLUSIONES

El levantamiento MT de 1979 produjo los primeros datos magnetotelúricos mencionados que se procesaron en el campo. El LSI-11 probó ser un instrumento adecuado para el trabajo de campo, y la disponibilidad de información de las mediciones mencionadas en el campo fue invaluable para asegurar la recolección de datos satisfactorios.

Aunque pueden invertirse porciones limitadas de los datos para producir modelos uni o bidimensionales, la estructura en la región de la zona de producción es demasiado compleja como para permitir una interpretación cuantitativa. Sin embargo, el cuadro cualitativo es claro: la zona de producción actual se asocia con una anomalía resistiva significativa.

La forma de la anomalía resistiva y una consideración de la geología de la región indican que existe una fuente profunda de calor situada aproximadamente 4 km hacia el S-SE de la presente planta geotérmica. Se sugiere hacer más mediciones para definir la extensión de la anomalía resistiva e investigar la posible existencia de otras extensiones del campo geotérmico a partir de esta fuente aparente.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo lo financió la Division of Geothermal Energy y la Division of Material Sciences, Office of Basic Energy Sciences, U. S. Department of Energy, bajo contrato W-7405-ENG-48.

TITULOS DE FIGURAS

- Figura 1. Ubicación de estaciones magnetotelúricas en Cerro Prieto, Baja California.
- Figura 2. Esquema del sistema de adquisición de datos magnetotelúricos.
- Figura 3. Resultados de la inversión unidimensional para la estación 6, línea E-E'; campo eléctrico paralelo al rumbo regional (las cruces se explican en el texto).
- Figura 4. Resultados de la inversión unidimensional para la estación 6, línea E-E'; campo eléctrico paralelo al rumbo regional (las cruces se explican en el texto).
- Figura 5. Interpretación bidimensional de la resistividad que adecua los resultados magnetotelúricos en las estaciones a lo largo de la línea D-D'.
- Figura 6. Seudosecciones de resistividad aparente observada y calculada, línea D-D'; corriente paralela al rumbo geológico.
- Figura 7. Seudosecciones de resistividad aparente observada y calculada, línea D-D'; corriente perpendicular al rumbo geológico.
- Figura 8. Seudosección de resistividad aparente dipolo-dipolo para dipolos de 1 km a lo largo de la línea D-D'. Parte superior: datos recolectados en el campo; parte media: resultados del modelo; parte inferior: modelo bidimensional (Wilt *et al.*, 1979).
- Figura 9. Seudosecciones de la magnitud observada y calculada del *tipper*, línea D-D'; corriente paralela al rumbo.
- Figura 10. Magnitud observada del *tipper* en la línea F-F'; corriente perpendicular al rumbo geológico regional.
- Figura 11. Seudosección de resistividad aparente a lo largo de la línea F-F'; corriente perpendicular al rumbo geológico regional.
- Figura 12. Seudosección de resistividad aparente a lo largo de la línea E-E'; corriente paralela al rumbo geológico regional.
- Figura 13. Estimación semicuantitativa de la distribución de resistividad subterránea a lo largo de la línea F-F'; escala vertical logarítmica.
- Figura 14. Estimación semicuantitativa de la distribución de resistividad subterránea a lo largo de la línea E-E'; escala vertical logarítmica.
- Figura 15. Relación aproximada entre la zona resistiva y la geología subterránea.