

SELF-POTENTIAL STUDIES AT THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

R. F. Corwin and H. F. Morrison
Engineering Geoscience
University of California, Berkeley, California, USA

S. Díaz C., and J. Rodríguez B.
Comisión Federal de Electricidad
Mexicali, Baja California, México

Introduction

Self-potential anomalies are correlated with geothermal activity in many areas around the world (Corwin and Hoover, 1978). These anomalies often are associated with faults which are thought to serve as conduits for thermal fluids, or with areas of high heat flow or vigorous subsurface fluid flow. To see whether the self-potential method could prove helpful in delineating the zone of geothermal activity at the Cerro Prieto field, about 100 line km of data were taken in the vicinity of the presently operating geothermal wells and 75 MW power plant. The measurements were made in December 1977 and in March and July 1978. Survey results and a brief theoretical analysis of their significance are presented in this paper.

Field Procedure

Measurements on all lines except F-F' (survey line locations are shown in Figures 1 and 3) were made using copper - copper sulfate electrodes (Tinker and Rasor model 6B) and a digital multimeter (Fluke model 8020A). The southern 3 km of line A-A' and all of line E-E' were run using a fixed reference electrode connected to the measuring electrode by a cable of appropriate length. Because of the large amount of cultural activity in the area, which often interfered with the deployment of long cables, the remainder of the survey was run using a "leapfrog" technique, in which measurements are made across a short dipole and successive readings are added to obtain the total value. Dipole lengths used for this survey ranged from 100 to 350 m. The leading and trailing electrodes were alternated to reduce cumulative error, and electrode polarization was checked periodically against a portable reference electrode in a bath of copper sulfate solution. Readings were checked for cumulative error by running lines in a closed loop, or by measuring potentials between the end points of the line using a long cable. All such closure errors on this survey were less than 20 mV, and most were less than 10 mV. Data for line F-F' were taken by Sr. Mario Martínez of CICESE, Ensenada, using a "leapfrog" technique with a 250 m dipole and equipment and field procedure similar to those described above.

Survey Data

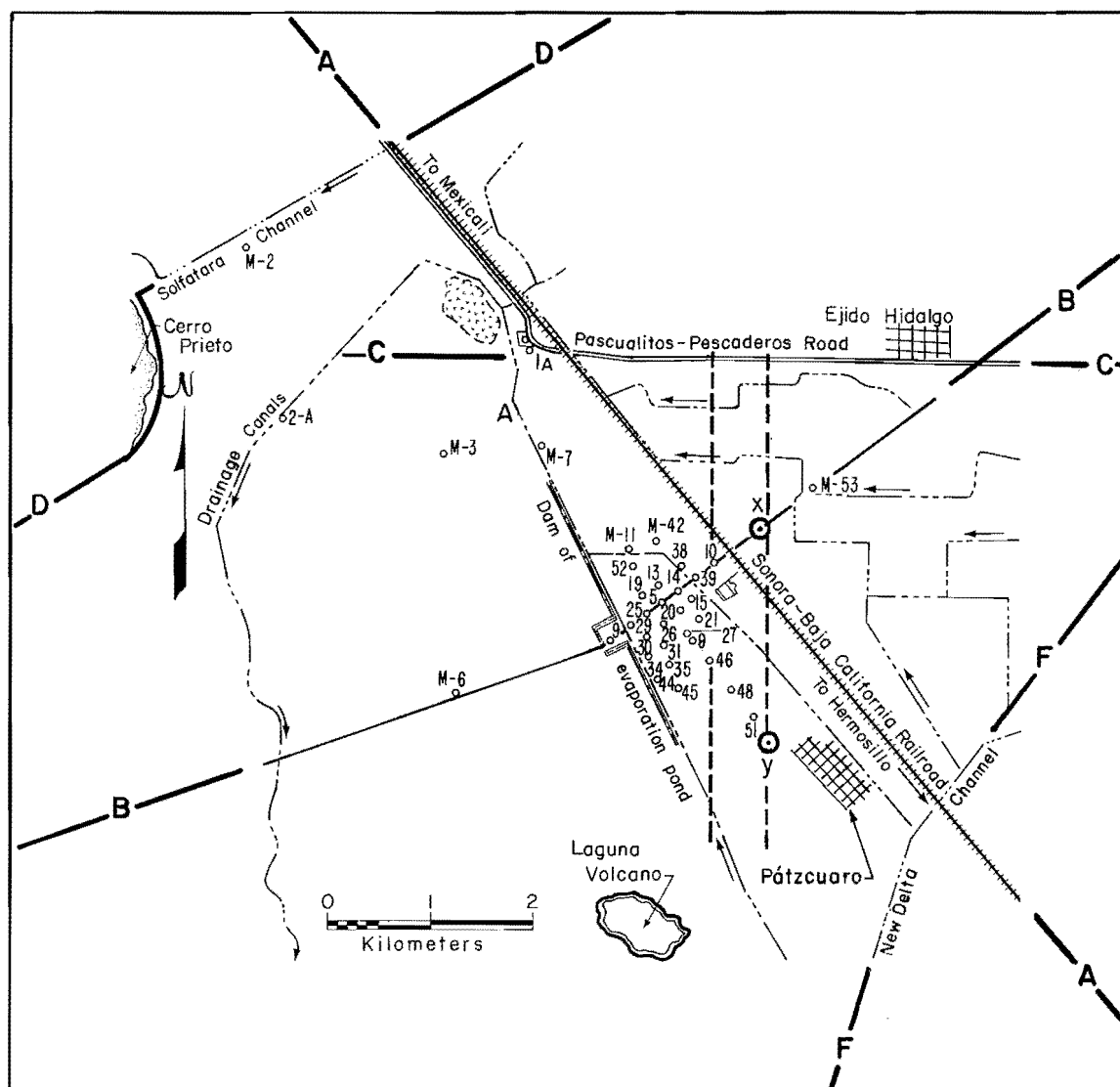
The self-potential survey lines in the central part of the survey area, and their relation to the present geothermal production zone, are shown in Figure 1. The survey data are shown in profile form in Figure 2 and contoured in Figure 3. The complete survey lines also are shown in Figure 3. Short-wavelength variations, less than 500 m wide, were ignored in the contouring.

A well-developed dipolar anomaly of about 160 mV peak-to-peak amplitude, positive to the west and negative to the east, is seen on line B-B' (Figure 2), which runs through the center of the present geothermal production zone. Portions of the same anomaly are evident on line C-C' to the north, and, with decreasing amplitude, on lines F-F' and E-E' to the south. The shape of the self-potential profile is different on the northernmost line, D-D'. Part of the dipolar anomaly also is visible on the tie line A-A', and again there seems to be a change in the shape of the profile to the north of line C-C'.

The contours of Figure 3 show that the axis of the dipolar anomaly (the 0 mV contour) passes through the approximate center of the present production zone, if the zone is considered to include the presently producing well M-53 (Figure 1). The axis of the anomaly trends about N 5° W, and to the east of the axis the anomaly appears to be somewhat elongated in both the north-south and east-west directions. The contours appear to be affected by a trend running parallel to and just south of the eastern portion of line D-D'. Aside from the major dipole anomaly, strong self-potential activity is seen on line D-D' just south of the Cerro Prieto volcano. Geophysical data indicate a major fault running through this area, but the self-potential coverage is insufficient to allow any conclusions to be drawn about the relation between this fault and the self-potential activity. Smaller, but still significant, anomalies are seen just to the northwest of Nuevo León and just to the southeast of Michoacán de Ocampo.

Analysis

The major dipolar self-potential anomaly does not appear to be related to any surficial



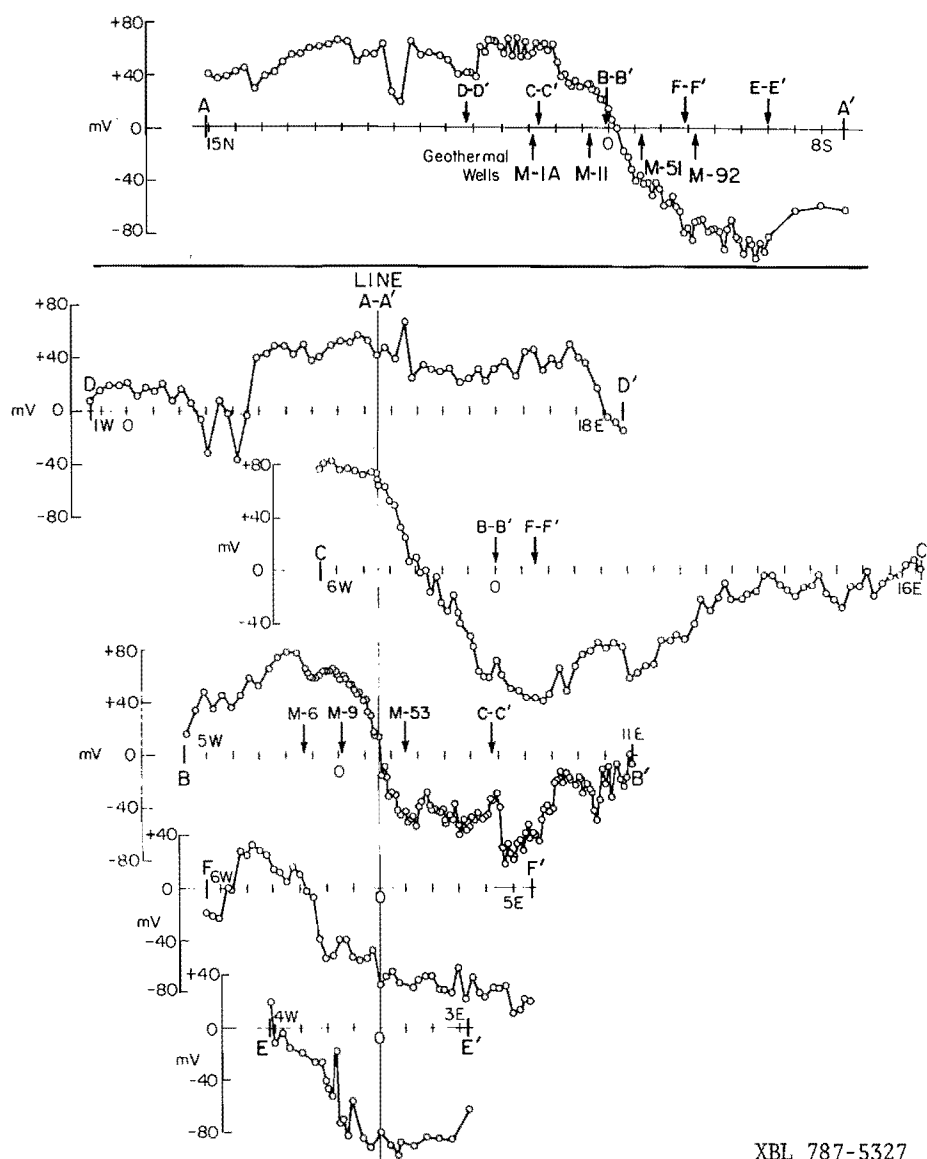
XBL 776-1179A

Figure 1. Self-potential survey lines in the central part of the Cerro Prieto geothermal field. A complete map of the survey lines is shown in Figure 3. The dashed lines indicate the location of the charged planes shown in Figure 4. Numbered circles are geothermal production wells.

feature of the area. Except for Cerro Prieto and the zone near the Laguna Volcano, the survey area is generally flat, with a slight rise in elevation to the west. No surficial, topographic, or cultural features seem to correlate with the axis on the positive and negative peaks of the anomaly. The axis of the dipolar anomaly is not parallel to the railroad (which runs along line A-A') or to any of the numerous irrigation canals in the area, and no effect was observed from alternating zones of salt flats, undeveloped desert, and wet, irrigated cropland (the soil was clay-rich and quite moist throughout most of the survey area except for the western portions of lines B-B' and D-D'). A zone of hot springs at the western end of line C did not appear to influence the data along that line. Some hot springs also are present in the area of self-potential activity just south of the

volcano, but there is no correspondence between individual hot springs and specific self-potential variations. The anomaly is not symmetric or most intense around the area with the greatest present concentration of geothermal production wells (Figures 1 and 2), but instead the axis of the anomaly is offset about 1 km to the east of this area. Finally, a major fault zone, possibly, an extension of the Imperial fault, passes approximately through the town of Saltillo (Figure 3). No indication of this fault, which is not known to be thermally active in this area, is seen in the eastern portion of the self-potential profile on line C-C' (Figure 2).

As the self-potential anomaly shows no correlation to surficial or cultural features, or with the thermally inactive imperial fault zone, its



XBL 787-5327

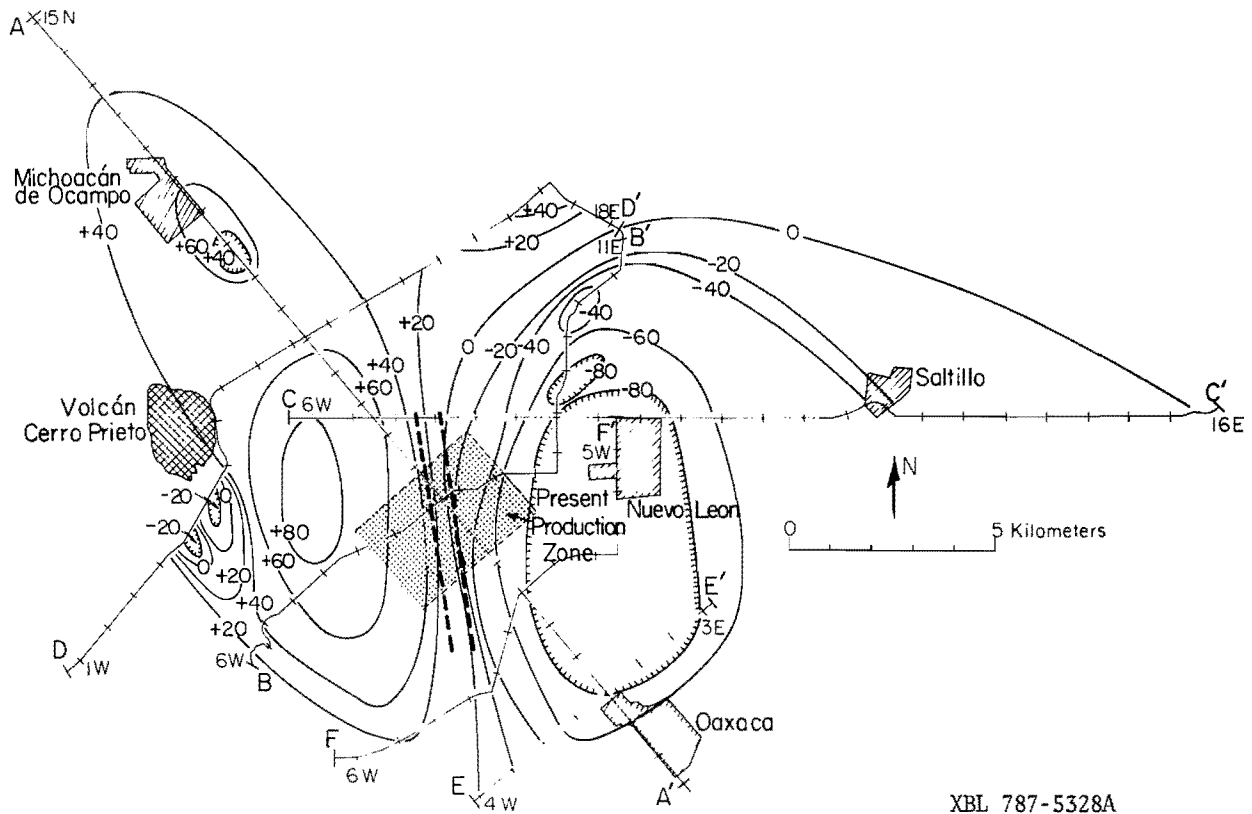
Figure 2. Self-potential data profiles in the area of the Cerro Prieto geothermal field.

cause is likely to be a deep-seated mechanism related to geothermal activity. The theory of how geothermal sources may generate surface self-potential anomalies was described by Nourbehecht (1963) and developed by Fitterman (1978) of the U.S. Geological Survey.

Briefly, the mechanism is based on the fact, established by laboratory measurements, that the flow of either fluid or heat through a rock creates a measureable voltage. The ratio of the developed voltage to the pressure gradient causing fluid flow is called the electrokinetic or streaming potential coupling coefficient (C_E). The ratio of the developed voltage to an applied temperature gradient causing heat flow is called the thermoelectric coupling coefficient (C_T).

As shown by Nourbehecht (1963), if either a pressure or temperature gradient (or both) exists

parallel to a boundary separating regions of differing coupling coefficients, a dipolar potential distribution is developed along the boundary. The surface expression of this subsurface potential distribution constitutes the measured self-potential anomaly. Thus a vertical subsurface flow of fluid, heat, or both in the presence of a vertical fault, contact, or fracture zone separating regions of differing electrokinetic or thermoelectric coupling coefficients can generate surface self-potential anomalies. The same holds true for horizontal flow in the presence of a horizontal boundary, or components of flows parallel to boundaries at any orientation. If the subsurface geometry, resistivity distribution, flow magnitudes and the coupling coefficients are known, the surface self-potential field may be calculated. Examples of such calculations are given by Nourbehecht (1963) and Fitterman (1978).



XBL 787-5328A

Figure 3. Self-potential contours, Cerro Prieto area. Contour interval is 20 mV. The dashed lines indicate the location of the charged planes shown in Figure 4.

The form of the Cerro Prieto anomaly resembles a potential distribution generated by flow parallel to a vertical plane separating regions of different coupling coefficients; the potential distribution developed over only a limited length and depth extent of the plane (Fitterman, 1978). Geologically, this would correspond to a vertical flow of fluid, heat, or both, in the vicinity of a vertical fault, fracture zone, or contact separating regions of differing coupling coefficients.

It would be a useful exercise to calculate self-potential anomalies generated by the mechanism described above for models of the Cerro Prieto geothermal field. Comparisons of such calculations and observed anomalies could provide useful information about subsurface geometry and fluid and heat flows.

Unfortunately, there are problems with this approach; chief among them is that we presently cannot determine an accurate estimate for the coupling coefficients. We are presently measuring electrokinetic and thermoelectric coupling coefficients of some core samples from Cerro Prieto, but present equipment limits us to temperatures not much above 60°C, and to pressures of about 2 atm. As these values are considerably lower than the *in-situ* values of about 350°C and 200 atm, the validity of extrapolating our labora-

tory values to *in-situ* conditions is uncertain. As the coupling coefficients may vary over several orders of magnitude (Nourbehecht, 1963), and as we have no present knowledge of coupling coefficient values at high temperature and pressures, arbitrary specification of the coefficients for a given case would not be realistic.

A second problem is presented by the fact that preliminary calculations indicate that the best fit for the observed Cerro Prieto data is obtained by separating the planes of positive and negative charge by a finite distance, about 500m, rather than using a single dipolar charge sheet as postulated in the model described above. Geologically, this would correspond to a fault or fracture zone of finite width. Although it is possible to model this situation theoretically, the analysis is more difficult than for the single-plane case, and has not yet been done.

For these two reasons (lack of *in-situ* coupling coefficient data and an analytical model corresponding closely to the actual geology), we have approached the analysis of the Cerro Prieto data in a simpler manner; but one which allows us to gain some idea of the source geometry, the coupling coefficients and/or fluid or heat flows. To do this, we approximate the anomaly source by a pair of vertical, parallel subsurface planes

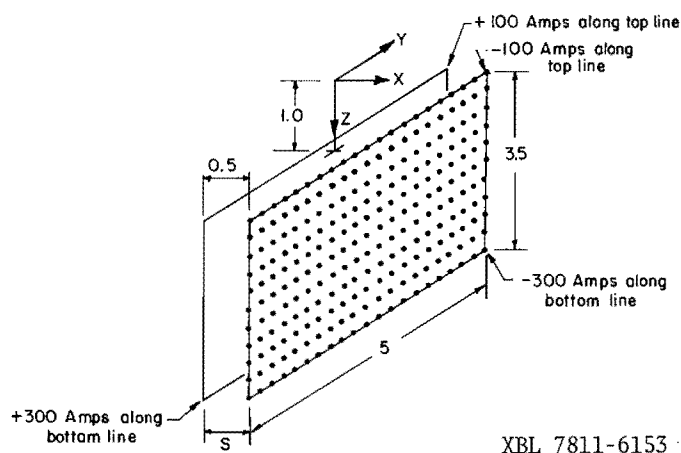


Figure 4. Source model for self-potential anomaly. Dimensions are in km. The surface of the earth is defined by the x-y plane. Current varies linearly from top to bottom and is constant in y-direction. Current distribution is identical on both planes except for polarity.

(Figure 4). The planes have a finite extension in the strike (y) and depth (z) dimensions, and are separated in the x-direction by a distance s. One plane contains a finite number of discrete positive point current sources of arbitrary amplitudes I_{p_i} and location $(x_{p_i}, y_{p_i}, z_{p_i})$. The other plane contains the same spatial distribution of negative point current sinks with amplitudes I_{n_i} and locations $(x_{n_i}, y_{n_i}, z_{n_i})$. The planes lie within a half-space of resistivity ρ .

The mathematical treatment of this model is simple, with the potential VP at any point (x, y, o) on the surface of the half-space given by

$$VP = \frac{\rho}{2} \left[\frac{\sum I_{p_i}}{r_{p_i}} - \frac{\sum I_{n_i}}{r_{n_i}} \right], \quad (1)$$

where

$$r_{p_i} = [(x-x_{p_i})^2 + (y-y_{p_i})^2 + z_{p_i}^2], \quad (2)$$

and

$$r_{n_i} = [(x-x_{n_i})^2 + (y-y_{n_i})^2 + z_{n_i}^2]. \quad (3)$$

Increasing the density of current sources and sinks on the planes we can more closely approximate a continuous charge distribution, which probably is more geologically realistic. However, decreasing the source and sink density reduces computation time.

A model of this type which fits the Cerro Prieto data reasonably well is shown in Figure 4. The vertical planes are separated by 500m, their tops are at a depth of 1000m below the surface, and they extend to a depth of 4500m. The planes strike N5°W, and their extension along strike is 5000m. The current I increases linearly from ± 100 A at the top of the planes to ± 300 A at the

bottom, and the distribution of the sources and sinks on the planes is shown in Figure 4. The planes lie in a region of resistivity $\rho = 1.5$ ohm-m, close to the average actual value for the central part of the Cerro Prieto field.

Contours of the surface potential field generated by this model are shown in Figure 5, and may be compared with the measured contours shown in Figure 3. The location of the planes with respect to the Cerro Prieto field is shown by the dashed lines on Figures 1 and 3. No attempt was made to optimize the fit of the contours to the actual data—we were attempting only to demonstrate that the model geometry selected could generate an anomaly similar to that seen in the field. However, it should be noted that other source geometries could possibly generate similar anomaly patterns. In an attempt to optimize the model fit, we presently are working with a more general model in which the planes have arbitrary dip and which includes the option of a vertical resistivity discontinuity in the halfspace.

Geologically, our basic model corresponds to a vertical fault or fracture zone along which there exists a vertical component of fluid flow, heat flow, or both. The zone separates regions of differing coupling coefficients, and is bounded by the planes shown in Figure 4. Geothermal activity is necessary but not sufficient for the generation of the self potential anomaly, as no anomaly will be generated unless coupling coefficient differences exist across the zone. Thus, the geothermal activity may extend beyond the area of the model planes.

There appears to be geological and geophysical evidence for the existence of a major fault or fracture zone with location, strike direction, and depth extent similar to those postulated above for the charged planes. Figure 6 is a geologic cross-section (from Mañón *et al.*, 1977) along line B-B', showing a fault of nearly vertical dip which runs parallel to the railroad tracks and passes between wells M-10 and M-53 (Figure 1). The trace of this fault coincides with the planes of the geologic cross-section at point x on Figure 1. This fault is thought to provide an important conduit for thermal fluids to ascend from the basement rocks into the reservoir formation (Noble *et al.*, 1977). The sandstone and shale reservoir formation is capped by relatively impermeable clay to a depth of about 1 km and is underlain by a granite basement at a depth of about 3 to 4 km. This region, from about 1 to 4 km depth, corresponds well to the source region postulated for the self-potential anomaly.

Figure 7 (from Mañón *et al.*, 1977) shows a northwest-southeast geologic section along a line parallel to and 800 m west of line A-A'. A fault passing about 600 m south of well M-51 is also thought by Noble *et al.*, (1977) to be a major conduit for the vertical flow of thermal fluids (the intersection of this fault plane with the geologic cross-section is marked as point y on Figure 1). Noble *et al.*, (1977) interpret this fault to be separate from and roughly perpendicular to the fault passing between wells M-10 and M-53. Recent geological and geophysical data, not yet

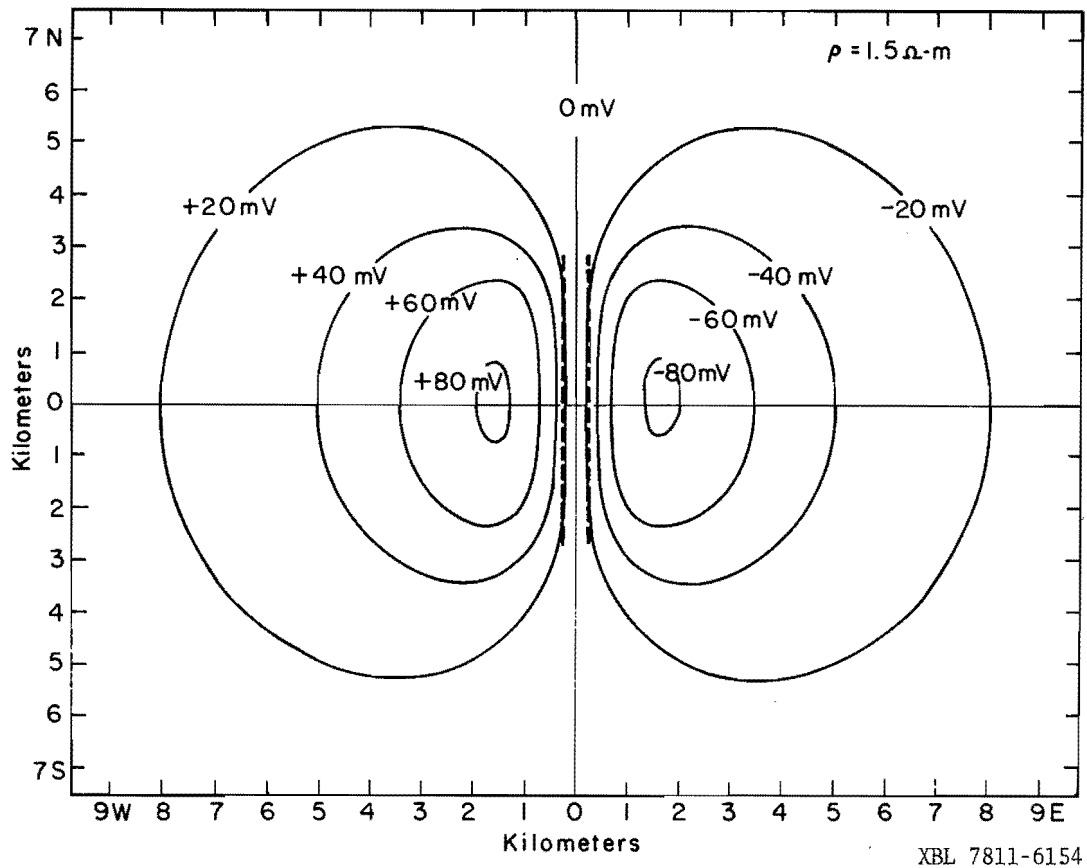


Figure 5. Contours of surface self-potential field generated by source model shown in Figure 4. Contour interval is 20 mV. Dashed lines indicate location of charged planes shown in Figure 4.

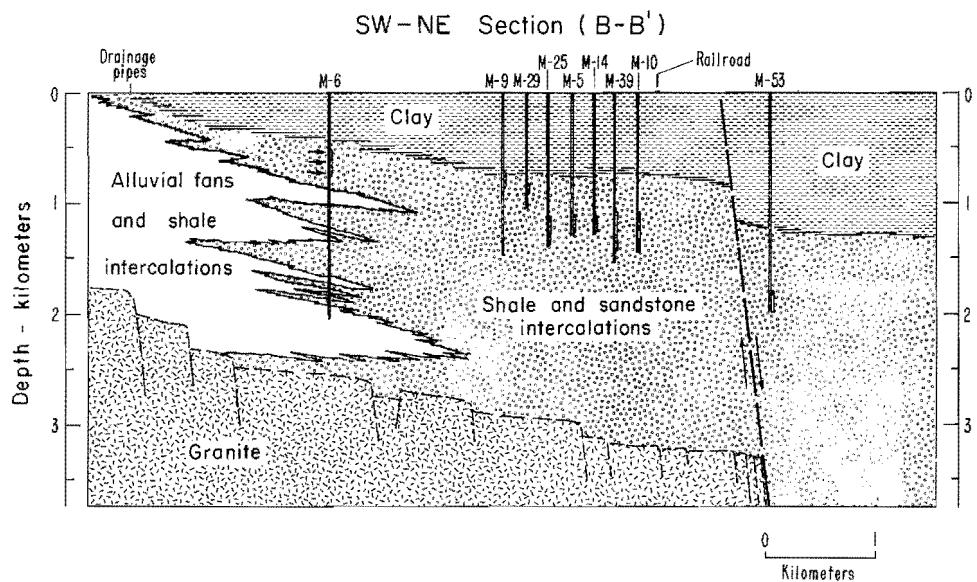
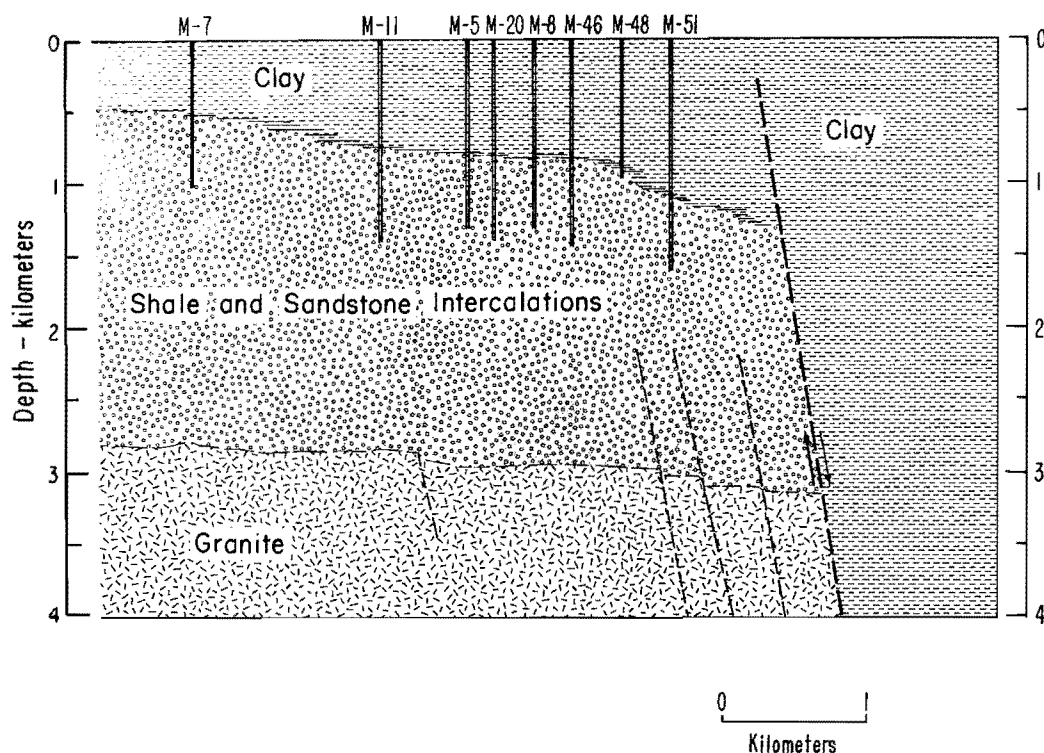


Figure 6. Geologic cross-section along line B-B' (from Mañon *et al.*, 1977).

NW - SE Section (Parallel to A-A')



XBL 776-1181A

Figure 7. Geologic cross-section parallel to and about 800 meters west of line A-A' (from Mañon *et al.*, 1977).

fully interpreted, infer a continuous fault or fracture zone which extends roughly between points x and y on Figure 1, connecting the two perpendicular faults described above. The trace of this inferred fault (tentatively called the Pátzcuaro fault) is not well established, but is close to the location of the charged planes (shown by the dashed lines in Figures 1 and 3) postulated as the source of the self-potential anomaly. Our tentative conclusion, then, is that a difference in thermoelectric or electrokinetic coupling coefficients (or both) exists across the Pátzcuaro fault or fracture zone, and that a vertical component or heat or fluid flow (or both) in the presence of this vertical discontinuity generates the observed self-potential anomaly. Thus, the Pátzcuaro fault or fracture zone may represent an important structural feature of the Cerro Prieto geothermal field.

Acknowledgements

This work was done with support from the U.S. Department of Energy under the direction of the Lawrence Berkeley Laboratory, Earth Sciences Division. Personnel from the Comisión Federal de Electricidad, Mexicali, Baja California, México, provided support and advice, and discussions with N. Goldstein, M. Wilt, and J. Noble of the

Lawrence Berkeley Laboratory helped in the interpretation of our data.

References

- Corwin, R.F. and Hoover, D.B., 1978, The self-potential method in geothermal exploration: Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-7075.
- Fitterman, D.V., 1978, personal communication.
- Mañon, A., Mazor, E., Jiménez, M., Sánchez, A., Fausto, J., and Zenizo, C., 1977. Extensive geochemical studies in the geothermal field of Cerro Prieto, Mexico: Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-7019.
- Noble, J.E., Mañon, A., Lippmann, M.J., and Witherspoon, P.A., 1977, A study of the structural control of fluid flow within the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Preprint, 52nd Annual Meeting of the Soc. of Pet. Engrs., AIME.
- Nourbehecht, B., 1963, Irreversible thermodynamic effects in inhomogeneous media and their application in certain geoelectric problems: Ph.D. Thesis, Mass. Inst. of Tech., Cambridge Massachusetts.

ESTUDIOS DE POTENCIAL ESPONTANEO EN EL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

Introducción

En muchas áreas del mundo las anomalías de potencial espontáneo se correlacionan con la actividad geotérmica (Corwin y Hoover, 1978). Dichas anomalías se asocian a menudo con fallas que, se piensa, sirven como conductos para fluidos termales, o con áreas de alto flujo de calor o con vigorosos flujos subterráneos. Para determinar si el método de potencial espontáneo resulta útil para delinear la zona de actividad geotérmica en el campo de Cerro Prieto, se tomaron 100 km lineales de datos en las cercanías de los pozos actualmente en operación y de la planta generadora de 75 MW. Las mediciones se llevaron a cabo en diciembre de 1977, y en marzo y julio de 1978. En este trabajo se presentan los resultados del relevamiento conjuntamente con un breve análisis teórico de su significado.

Procedimientos de Campo

Con excepción de la línea F-F' (en las Figuras 1 y 3 se presentan las ubicaciones de las líneas de relevamiento), las mediciones se realizaron usando electrodos de cobre-sulfato de cobre (Tinker y Rasor, modelo 6B) y un multímetro digital (Fluke, modelo 8020A). Los 3 km situados en el extremo sur de la línea A-A' y toda la línea E-E' se midieron usando un electrodo fijo de referencia conectado a un electrodo de medición por un cable de longitud apropiada. Debido a la gran actividad cultural de la zona, que a menudo interfirió con el despliegue de cables largos, el resto del relevamiento se llevó a cabo usando una técnica de "salto de rana" (leap frog), en la que las mediciones se realizan a través de un dipolo corto y se suman las sucesivas lecturas para obtener el valor total. Las longitudes de los dipolos usados para este relevamiento variaron entre 100 y 350 m. Para reducir el error acumulativo se alternaron los electrodos delantero y trasero, y se controló periódicamente la polarización de los electrodos con un electrodo portátil de referencia en un baño de solución de sulfato de cobre. El error acumulativo se controló recorriendo las líneas en circuitos cerrados o midiendo potenciales entre los puntos extremos de la línea por medio de cables largos. Todos los errores de cierre resultaron menores que 20 mV, siendo la mayor parte de ellos menor que 10 mV, en este relevamiento. Los datos correspondientes a la línea F-F' fueron obtenidos por el Dr. Mario Martínez de CICESE, Ensenada, usando la técnica de "salto de rana" con un dipolo de 250 m y con equipo y procedimientos de campo similares a los descritos.

Datos del Relevamiento

En la Figura 1 se presentan las líneas del relevamiento autopotencial correspondientes a la parte central de la zona estudiada, y su relación con la actual zona de producción geotérmica. En la Figura 2 se observan datos de relevamiento graficados como perfiles, y en la Figura 3 como con-

tornos. También se muestran en la Figura 3 las líneas completas del relevamiento. Las variaciones de corta longitud de onda, de menos de 500 m de ancho, fueron ignoradas al trazar los contornos.

En la línea B-B' (Figura 2) se observa una anomalía dipolar bien desarrollada, de alrededor de 160 mV de amplitud pico a pico, positiva al oeste y negativa al este, que corre por el centro de la actual área de producción geotérmica. Se evidencian porciones de la misma anomalía sobre la línea C-C' situada más al norte y, con amplitud decreciente, sobre las líneas F-F' y E-E' localizadas hacia el sur. La forma del perfil de potencial espontáneo es diferente en la línea del extremo norte, D-D'. También se ve parte de la anomalía dipolar en la línea A-A' y nuevamente parece haber un cambio en la forma del perfil al norte de la línea C-C'.

Los contornos de la Figura 3 muestran que el eje de la anomalía dipolar (el contorno de 0 mV) pasa aproximadamente por el centro de la actual área de producción, siempre que se considere que la zona incluye el pozo M-53, actualmente en producción (Figura 1). El eje de la anomalía tiene un rumbo aproximadamente N 50° W, y al este del eje la anomalía aparece algo elongada en las direcciones norte-sur y este-oeste. Los contornos de dicha anomalía aparecen distorsionados justo al sur de la porción oriental de la línea D-D', con rumbo paralelo a dicha línea. Aparte de la importante anomalía dipolar se observa una fuerte actividad de potencial espontáneo sobre la línea D-D' al sur del volcán Cerro Prieto. Datos geofísicos indican la existencia de una gran falla en esta área, pero la cobertura de potencial espontáneo es insuficiente para permitir obtener conclusiones acerca de la relación entre la falla y la actividad de potencial espontáneo. Anomalías más pequeñas, aunque significativas, se observan al noroeste de Nuevo León y al sudeste de Michoacán de Ocampo.

Análisis

La gran anomalía dipolar de potencial espontáneo no parece relacionarse con ningún rasgo superficial del área. Con excepción del volcán Cerro Prieto y del área vecina a la Laguna Volcano, la zona estudiada es generalmente llana, con un leve aumento en la elevación del terreno hacia el oeste. Ningún rasgo superficial, topográfico o cultural parece tener relación con el eje que une los picos positivo y negativo de la anomalía. El eje de la anomalía dipolar no es paralelo a las vías del ferrocarril (las mismas corren a lo largo de la línea A-A') ni a ninguno de los numerosos canales de riego de la zona, y no se observaron efectos debidos a la alternancia de planicies salobres, desiertos sin desarrollar y tierras de cultivo húmedas e irrigadas (el suelo es arcilloso y bastante húmedo en la mayor parte de la zona relevada con excepción de las porciones occidentales

de las líneas B-B' y D-D'). Una zona de manantiales calientes situada en el extremo occidental de la línea C no parece influir sobre los datos de la misma. También existen algunos manantiales calientes en el área de actividad de potencial espontáneo situada al sur del volcán, pero no existe correlación entre manantiales calientes aislados y variaciones específicas de potencial espontáneo. La anomalía no es simétrica ni más intensa alrededor de la actual zona de mayor concentración de pozos de producción (Figuras 1 y 2), en realidad el eje de la misma está desplazado alrededor de 1 km hacia el este. Finalmente, una importante zona de fallas, posiblemente una prolongación de la falla Imperial, pasa aproximadamente a través de la población de Saltillo (Figura 3). En la porción más oriental del perfil de potencial espontáneo a lo largo de la línea C-C' (Figura 2), no se observan evidencias de dicha falla, la que tampoco es conocida por ser termicamente activa en esta zona.

Como la anomalía de potencial espontáneo no muestra correlación con rasgos superficiales o culturales o con la zona termicamente inactiva de la falla Imperial, su causa probable es un mecanismo profundo relacionado con la actividad geotérmica. La teoría de como las fuentes geotérmicas pueden generar anomalías de potencial espontáneo en superficie fue descrita por Nourbehecht (1963) y desarrollada por Fitterman (1978) del U.S. Geological Survey.

Brevemente, el mecanismo está basado en el hecho, establecido por mediciones de laboratorio, de que el flujo de fluido o de calor a través de una roca genera un voltaje. La razón del voltaje desarrollado al gradiente de presión causante del flujo de fluido se denomina coeficiente de acoplamiento electrocinético o de potencial de corriente (C_E). La razón del voltaje desarrollado al gradiente de temperatura, causante del flujo de calor se denomina coeficiente de acoplamiento termoelectrico (C_T).

Como fue demostrado por Nourbehecht (1963), si existe un gradiente de presión o de temperatura, o de ambos, paralelo al límite que separa regiones de distintos coeficientes de acoplamiento, a lo largo de dicho límite se produce una distribución potencial dipolar. La expresión superficial de esta distribución subterránea de potencial constituye la anomalía de potencial espontáneo medida. Entonces, un flujo vertical subterráneo de fluidos o de calor, o de ambos, en presencia de una falla vertical, contacto, o zona fracturada que separa regiones de diferentes coeficientes de acoplamiento electrocinético o termoelectrico puede producir anomalías de potencial espontáneo en superficie. Lo mismo vale para flujos horizontales en presencia de un límite horizontal, o para componentes de flujos paralelos a límites de cualquier orientación. Si se conocen la geometría subterránea, distribución de resistividad, magnitudes de flujo y coeficientes de acoplamiento, se puede calcular el campo de potencial espontáneo en superficie. Ejemplos de dichos cálculos fueron dados por Nourbehecht (1963) y Fitterman (1978).

La forma de la anomalía de Cerro Prieto semeja una distribución de potencial producida por flujo paralelo a un plano vertical que separa re-

giones de diferentes coeficientes de acoplamiento; la distribución de potencial se desarrolló solamente sobre una extensión, limitada en largo y profundidad, del plano (Fitterman, 1978). Geológicamente, esto correspondería a un flujo vertical de fluido, calor, o ambos, en la vecindad de una falla vertical, zona fracturada o contacto que separa regiones de diferentes coeficientes de acoplamiento.

Sería de utilidad calcular anomalías de potencial espontáneo, producidas por el mecanismo arriba descrito, para modelos del campo geotérmico de Cerro Prieto. Comparaciones entre dichos cálculos y las anomalías observadas podrían suministrar información útil sobre la geometría subterránea y sobre los flujos de fluido y calor.

Desafortunadamente existen problemas con este método; el principal es que por el momento no podemos estimar con precisión los coeficientes de acoplamiento. Actualmente se están midiendo coeficientes de acoplamiento electrocinéticos y termoelectricos de algunos núcleos de Cerro Prieto pero el equipo disponible nos limita a temperaturas no mucho mayores que 60°C y a presiones de alrededor de 2 atm. Dado que estos valores son considerablemente más bajos que los valores in situ (alrededor de 300°C y 200 atm) la validez de extrapolar nuestros valores de laboratorio a las condiciones in-situ es incierta. Como los coeficientes de acoplamiento pueden variar por varios órdenes de magnitud (Nourbehecht, 1963) y como actualmente se desconocen los valores típicos de los coeficientes de acoplamiento a alta temperatura y presión, no sería realista especificar arbitrariamente dichos coeficientes para un caso dado.

Se presenta un segundo problema por el hecho de que los cálculos preliminares indican que el mejor ajuste para los datos observados en Cerro Prieto se obtiene separando los planos de carga positiva y negativa por una distancia finita, más o menos 500 m, en vez de usar una lámina de carga dipolar simple como se indica en el modelo descrito más arriba. Geológicamente, esto correspondería a una falla o zona fracturada de ancho finito. Aunque es posible modelar esta situación teóricamente, el análisis es más difícil que para el caso de un plano simple, y aún no se ha llevado a cabo.

Por dichas razones (falta de datos de coeficientes de acoplamiento in-situ y de un modelo analítico que describa adecuadamente la geología real), hemos enfocado el análisis de los datos de Cerro Prieto de una forma simple, pero que permite sin embargo obtener alguna idea acerca de la geometría de la fuente, de los coeficientes de acoplamiento, y/o de los flujos de fluido o calor. Para ello aproximamos la fuente de la anomalía por un par de planos subterráneos verticales paralelos (Figura 4). Los planos tienen una extensión finita de rumbo (y) y profundidad (z), y están separados en la dirección x por una distancia s. Un plano presenta un número finito de fuentes discretas positivas puntuales de corriente de amplitudes I_{p_i} y de posición $(x_{p_i}, y_{p_i}, z_{p_i})$ arbitrarias. El otro plano contiene la misma distribución espacial de sumideros puntuales de corriente negativos con amplitudes I_{n_i} y posiciones $(x_{n_i}, y_{n_i}, z_{n_i})$. Los planos se ubican en un semiespacio de resistividad.

El tratamiento matemático de este modelo es simple, con el potencial VP en cualquier punto (x, y, o) de la superficie del semiespacio dado por

$$VP = \frac{\rho}{2} \left[\frac{\sum |p_i|}{rp_i} - \frac{\sum |n_i|}{rn_i} \right], \quad (1)$$

donde

$$rp_i = [(x-xp_i)^2 + (y-yp_i)^2 + zp_i^2], \quad (2)$$

y

$$rn_i = [(x-xn_i)^2 + (y-yn_i)^2 + zn_i^2]. \quad (3)$$

Aumentando la densidad de fuentes y sumideros de corriente en los planos podemos aproximar más estrechamente una distribución continua de carga, la que probablemente es más realista desde el punto de vista geológico. Sin embargo, disminuyendo la densidad de fuentes y sumideros se reduce el tiempo de computación.

En la Figura 4 se presenta un modelo de este tipo que se ajusta bastante bien a los datos de Cerro Prieto. Los planos verticales están separados por 500 m, sus extremos superiores están a una profundidad de 1000 m debajo de la superficie y se extienden hasta una profundidad de 4,500 m. Los planos tienen rumbo N 5° W y su extensión en dicha dirección es de 5,000 m. La corriente I aumenta linealmente desde ±100 A, en la parte superior de los planos, hasta ±300 A en la parte inferior; en la Figura 4 se observa la distribución de las fuentes y sumideros en los planos. Los planos se encuentran en una región de resistividad de $\rho = 1.5 \text{ ohm-m}$, cercana al valor promedio real de la parte central del campo de Cerro Prieto.

En la Figura 5 se muestran contornos del campo potencial generado en la superficie por este modelo, y que pueden compararse con los contornos medidos (Figuras 1 y 3). No se intentó optimizar el ajuste de los contornos a los datos, sólo se intentó demostrar que la geometría del modelo seleccionado podría generar una anomalía similar a la observada en el campo. Sin embargo, debe destacarse que fuentes con otras geometrías podrían quizás generar similares tipos de anomalías. En un intento de optimizar el ajuste estamos actualmente trabajando en un modelo más general, en el que los planos tienen una profundidad arbitraria y que incluye la opción de una discontinuidad vertical de resistividad en el semiespacio.

Geologicamente, nuestro modelo básico corresponde a una falla vertical o zona fracturada a lo largo de la cual existe una componente vertical de flujo de fluido, de calor, o de ambos. La zona separa regiones de distinto coeficiente de acoplamiento y está delimitada por los planos que se muestran en la Figura 4. Para generar la anomalía de potencial espontáneo, la actividad geotérmica es necesaria pero no suficiente, pues no se producirá ninguna anomalía a menos que existan diferencias de coeficiente de acoplamiento de una parte a otra de

la zona. Por lo tanto, la actividad geotérmica puede extenderse más allá del área de los planos dados en el modelo.

Parece haber evidencias geológicas y geofísicas de la existencia de una importante falla o zona fracturada, con ubicación, rumbo y profundidad similares a los postulados más arriba para los planos cargados. La Figura 6 es un corte geológico (de Mañón et al, 1977) a lo largo de la línea B-B', que muestra una falla de inclinación casi vertical de rumbo paralelo a las vías férreas, y que pasa entre los pozos M-10 y M-53 (Figura 1). La traza de dicha falla coincide con los planos del corte geológico en el punto x de la Figura 1. Se piensa que esta falla proporciona un importante conducto para que los fluidos termales asciendan desde las rocas del basamento a la formación del yacimiento (Noble et al, 1977). Las areniscas y lutitas del yacimiento están cubiertas por arcillas relativamente impermeables hasta una profundidad de alrededor de 1 km, y se encuentran sobre un basamento granítico situado a una profundidad de aproximadamente 3 o 4 km. Esta zona, que va aproximadamente desde 1 a 4 km de profundidad, corresponde bien con la región de la fuente postulada para la anomalía de potencial espontáneo.

La Figura 7 (de Mañón et al, 1977) muestra una sección geológica noroeste-sudeste a lo largo de una línea paralela a la línea A-A', 800 m al oeste de la misma. Noble y et al (1977) piensan que una falla que pasa alrededor de 600 m al sur del pozo M-51 es también un conducto importante para el flujo vertical de fluidos termales (la intersección del plano de la falla con el corte geológico está marcada como punto y en la Figura 1). Noble y et al, (1977) interpretan que esta falla es distinta y es aproximadamente perpendicular a la falla que pasa entre los pozos M-10 y M-53. Recientes datos geológicos y geofísicos, aún no completamente interpretados, infieren una falla o zona fracturada continua que se extiende en términos generales entre los puntos x e y de la Figura 1, conectando las dos fallas perpendiculares descritas más arriba. La traza de esta falla inferida (llamada tentativamente falla de Pátzcuaro) no está bien establecida pero está cercana a la posición de los planos cargados (indicados por líneas discontinuas en las Figuras 1 y 3) postulados como fuente de la anomalía de potencial espontáneo. Por lo tanto, nuestra conclusión tentativa es que existe una diferencia de los coeficientes de acoplamiento termoelectrónico o electrocinético, o de ambos, de una parte a otra de la falla o zona fracturada de Pátzcuaro, y que una componente vertical de flujo de calor o fluido (o de ambos) en la presencia de dicha discontinuidad vertical produce la anomalía de potencial espontáneo observada. De este modo, la falla o zona fracturada de Pátzcuaro puede representar un importante rasgo estructural del campo geotérmico de Cerro Prieto.

Agradecimientos

Este trabajo fue hecho con la ayuda del Departamento de Energía de los Estados Unidos bajo la dirección del Lawrence Berkeley Laboratory, Earth Sciences Division. Personal de la Comisión Federal de Electricidad, Mexicali, Baja California, México, suministró ayuda y asesoría. Las discu-

siones con N. Goldstein, M. Wilt y J. Noble del Lawrence Berkeley Laboratory fueron útiles en la interpretación de nuestros datos.

Títulos de Figuras

Figura 1. Líneas del levantamiento de potencial espontáneo en la parte central del campo geotérmico de Cerro Prieto. Un mapa completo de las líneas de levantamiento aparece en la Figura 3. Las líneas quebradas indican la localización de los planos cargados dados en la Figura 4. Los círculos numerados indican los pozos de producción geotérmica.

Figura 2. Perfiles de datos de potencial espontáneo en la zona del campo geotérmico de Cerro Prieto.

Figura 3. Contornos de potencial espontáneo, área de Cerro Prieto. El intervalo entre contornos es

de 20 mV. Las líneas quebradas indican la posición de los planos cargados dados en la Figura 4.

Figura 4. Modelo de fuente para la anomalía de potencial espontáneo. Las dimensiones están en kilómetros. La superficie del terreno está definida por el plano x-y. La corriente en la dirección y. La distribución de corriente es idéntica en ambos planos exceptuando la polaridad.

Figura 5. Contornos superficiales del campo de potencial espontáneo producido por el modelo dado en la Figura 4. El intervalo entre contornos es de 20 mV. Las líneas quebradas indican la posición de los planos cargados dados en la Figura 4.

Figura 6. Corte geológico a lo largo de la línea B-B' (de Mañón et al, 1977).

Figura 7. Corte geológico alrededor de 800 m al oeste de la línea A-A' y paralelo a ella (Mañón et al, 1977).