

ESTUDIOS PRELIMINARES DE POTENCIAL ESPONTANEO EN ZONAS DE LOS VOLCANES VILLARRICA Y LLAIMA

Miguel Muñoz

Departamento de Geofísica, Universidad de Chile,
Casilla 2777, Santiago, Chile.

RESUMEN

Las anomalías de potencial espontáneo pueden indicar la circulación de fluidos termales en zonas de volcanismo activo. Los fundamentos del método son expuestos en el cuadro de los procesos termodinámicos irreversibles en medios inhomogéneos. Se describe el procedimiento de observación en terreno y su relación con la calidad de los datos. Los perfiles efectuados en zonas de los volcanes Villarrica y Llaïma verifican la severa obstaculización impuesta por los potenciales de filtración en la determinación de los efectos propiamente termoeléctricos. Las anomalías de potencial espontáneo indican zonas de flujo de aguas a través de fallas y fracturas, lo que parece sustentado por la observación de anomalías magnéticas. En la zona del volcán Llaïma se observan anomalías dipolares de potencial espontáneo de 53 mV y 88 mV de amplitud y de aproximadamente 900 m de extensión en un área sin manifestaciones superficiales de actividad geotermal. Estas anomalías resultan ser mayores que las observadas en áreas de fuentes termales.

ABSTRACT

Self-potential anomalies may indicate thermal fluids circulation under active volcanic areas. The fundamentals of the method are exposed in the frame of the irreversible thermodynamic processes in inhomogeneous media. The field procedure and its relation to data quality are described. Preliminary surveys carried out in areas on Villarrica and Llaïma volcanoes verify the serious obstacle imposed by stream potentials to the determination of the properly thermoelectric effects. Self-potential anomalies indicate water flux through faults and fractures, which may be also supported by the observed magnetic anomalies. Dipolar self-potential anomalies of 53 mV and 88 mV in amplitude over distances of about 900 m are observed in the area around Llaïma volcano where no surface geothermal activity is observed. The anomalies appear to be larger than those encountered in hot springs areas.

INTRODUCCION

En numerosos trabajos se ha indicado la posibilidad de explotación de recursos geotermales relacionados con intrusiones de magma en la corteza terrestre (ver, por ejemplo, los trabajos de Smith y Sill (1975), Elder (1979), Rybach (1981)). Las intrusiones regionales, generalmente de magmas ácidos, pueden alimentar diversos sistemas volcánicos locales. En las zonas de volcanismo cenozoico el calor irradiado a la atmósfera durante la vida de la intrusión es mucho menor que el calor actual en la intrusión y en las rocas del techo de la cámara magmática. Cuando existen cámaras magmáticas situadas a poca profundidad (< 10 km) en la corteza, alimentadas desde un reservorio en profundidad, puede ser posible la utilización de ese calor en producción de energía. Fedotov (1981) ha estudiado la posibilidad de existencia de cámaras a poca profundidad bajo volcanes andesíticos y silícicos en relación a la tasa de alimentación de magma en los conductos volcánicos. La inferencia de la existencia de tales cámaras en la evaluación de recursos

geotermales ha sido establecida por numerosos investigadores (ver, por ejemplo, Hardee, 1981). La tasa de erupción de los volcanes Villarrica y Llaima ha sido analizada por Muñoz (1981); el volcán Llaima parece ser un volcán con varios estados intermedios en el proceso eruptivo, existiendo interacción entre cámaras situadas a distinta profundidad.

La evaluación de recursos geotermales se debe llevar a cabo mediante estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos de las zonas volcánicas aparentemente aptas para la explotación geotérmica. La investigación geofísica adquiere aún mayor relevancia en aquellos casos donde no se presentan manifestaciones superficiales de actividad geotermal. La aplicación de los diversos métodos geofísicos en la prospección geotérmica ha sido expuesta críticamente en varios trabajos, por ejemplo, Keller (1978), Aiken y Ander (1981) y Lumb (1981). El trabajo de Lumb (1981) incluye, además, aspectos hidrológicos, geológicos y geoquímicos.

El método de potencial espontáneo (PE) ha sido utilizado sólo en los últimos años en la individuación de campos geotermales, siendo, seguramente, el método más económico, debido al costo relativamente bajo de los instrumentos necesarios para su aplicación y al tratamiento de datos y modelaje que puede llevarse a cabo —en casos de geometría simple— mediante un computador portátil. Sin embargo, hasta el momento, el método de PE ha sido utilizado más bien en la verificación de anomalías correspondientes a la existencia de campos geotermales ya explorados mediante otros métodos geofísicos o, incluso, en etapa de explotación (Corwin y Hoover (1979) describen varias situaciones). Por esto, los estudios de PE en exploración geotermal son de carácter preponderantemente experimental, esperándose que la determinación más precisa, en laboratorio e in situ, de los coeficientes de acoplamiento termoeléctrico y electrocinético (ver más adelante su definición) pueda extender su carácter operativo. Es mi opinión, sin embargo, que un mayor conocimiento de los fundamentos teóricos y una más detallada descripción fenomenológica del PE, llevará a su aplicación en cuestiones de exploración ulterior, una vez que los grandes rasgos regionales hayan sido trazados a través de la exploración gravimétrica, magnética, magnetoteléutica y telesísmica; la prospección por PE podrá ser contemporánea o sustitutiva del sondeo eléctrico. Para una mayor aprehensión de la cualidad del método, es necesario el estudio de su aplicación en diversas zonas potencialmente geotermales. En este trabajo se exponen los resultados de prospecciones de pequeña escala en zonas de los volcanes Villarrica y Llaima. Han sido incluidos, además, algunos resultados de levantamientos magnéticos rápidos, que serán expuestos en otro trabajo de manera más completa y conclusiva.

Los objetivos del presente estudio son, principalmente, apreciar el funcionamiento del método y el reconocimiento preliminar de las zonas investigadas. En el futuro, estudios a gran escala podrán modificar notablemente los resultados entregados en este trabajo.

EL POTENCIAL ESPONTANEO

La existencia de anomalías de PE puede ser explicada en el cuadro de los procesos termodinámicos irreversibles en medios inhomogéneos, según el planteamiento de Nourbehecht (1963). Aunque el trabajo de Nourbehecht no ha sido publicado, es conocido y ha sido extendido por algunos investigadores; a continuación se exponen algunos fundamentos, tal como han sido descritos por Fitterman (1976), Ishido y Mizutani (1981), Fitterman y Corwin (1982).

Si dos fases de diferente constitución química se encuentran en contacto, se desarrollará un potencial eléctrico entre ambas fases. La diferencia de potencial, acompañada de la separación de cargas eléctricas, lleva a la formación de una **doble capa eléctrica**. En el caso de una fase sólida y otra como solución electrolítica, es aceptable el modelo de Stern de la doble capa eléctrica. Si la superficie del sólido está cargada negativamente y la solución electrolítica se caracteriza por una carga positiva, la interfaz es eléctricamente neutra, es decir $\sigma_s = -\sigma_1$ donde σ_s y σ_1 son, respectivamente, las densidades de carga en el sólido y en la solución. De acuerdo con el modelo de Stern, una parte de las cargas en la solución están **pegadas** al sólido mientras que otra parte se reparte difusamente en la solución. La parte difundida de la doble capa eléctrica es llamada capa de Gouy y corresponde a los iones que se hallan bajo fuerzas eléctricas **ordenadoras** y fuerzas **termales productoras de desorden**. Cuando existe un movimiento relativo entre el sólido y el elec-

trolito se genera un plano de deslizamiento entre la parte más difusiva de la doble capa eléctrica y aquella más consistente. El potencial en el plano de deslizamiento es llamado potencial ζ (zeta).

La termodinámica de procesos irreversibles concierne la relación entre flujos y fuerzas termodinámicas y, a pesar de las numerosas dificultades en la interpretación de los fenómenos electrocinéticos y termoeléctricos, ha mostrado que una misma cantidad, el potencial ζ , es fundamental en todos esos procesos.

El conjunto linearizado de ecuaciones de flujo es el punto de partida:

$$J_i = L_{ij} X_j,$$

donde J_i son flujos termodinámicos, X_j son fuerzas termodinámicas y L_{ij} es el tensor de conductividad generalizada. Este sistema de ecuaciones puede ser utilizado en la descripción de flujos de agua, electricidad, calor, disolventes o disoluciones en un sistema acoplado. Las anomalías de PE incluyen los efectos de potenciales de filtración (streaming potential) y de potenciales termoeléctricos. En el caso de una fuente de origen termoeléctrico, las ecuaciones acopladas de flujo son:

$$\begin{pmatrix} \vec{J} \\ \vec{Q} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma & \sigma C_T \\ T\sigma C_T & K \end{pmatrix} \begin{pmatrix} -\nabla\phi \\ -\nabla T \end{pmatrix}$$

donde \vec{J} [A/m^2] es el vector densidad de corriente, \vec{Q} ($Watts/m^2$) es el vector flujo de calor, K es la conductividad termal, C_T es el coeficiente de acoplamiento termoeléctrico, T es la temperatura y ϕ el potencial eléctrico. Se define un potencial ψ eléctrico total por:

$$\psi = \phi + C_T T,$$

de manera que:

$$\vec{J} = -\sigma \nabla \psi$$

En una superficie donde $T = 0$, el potencial ϕ , que es la cantidad medida, tiene el mismo valor que ψ .

Si $\nabla \cdot \vec{J} = 0$, se tiene la ecuación:

$$\nabla^2 \psi = 0$$

con las siguientes condiciones de frontera en la interfaz de ambos medios:

– continuidad del flujo normal de corriente: $\sigma \hat{n} \cdot \nabla \psi|_2^1 = 0$

– discontinuidad del potencial eléctrico total: $\psi|_1^2 = C_T|_1^2 T = S$, donde S es una función fuente generalizada. La discontinuidad de ψ es una consecuencia de la continuidad de ϕ y T y de la discontinuidad de C_T .

En el caso de fenómenos electrocinéticos, se consideran los flujos de corriente y de fluido, y las fuerzas debidas a un potencial eléctrico y a la presión del fluido (presión mayor que la hidrostática, ya que gradientes de presión hidrostática no establecen flujo de fluido). El tensor conductividad, en este caso, lleva la definición de un coeficiente C_E de acoplamiento electrocinético.

En la Tabla I se exponen valores de los coeficientes C_T y C_E , según resulta de Corwin y Hoover (1977) donde se hallan las referencias originales. En Ishido y Mizutani (1981) se exponen extensos trabajos experimentales en sistemas roca-agua sobre la dependencia del potencial ζ en parámetros como pH del fluido y la temperatura del sistema.

TABLA I

Coefficientes de Acoplamiento Termoeléctrico (C_T) y Electrocinético (C_E)
(A partir de Corwin y Hoover, 1979)

C_T (mV/°C)	Observaciones
- 0.09 a + 1.36	diversos tipos de rocas
+ 0.3 a + 1.5	areniscas, calizas, serpentinitas
- 0.25	pirita cristalina
C_E (mV/atm)	Observaciones
- 12 a + 31	areniscas porosas (fluido: agua destilada)
+ 15	areniscas porosas (fluido: agua 4.4 Ω -m)
+ 50	arenas de cuarzo (fluido: agua 24 Ω -m)
+ 150 a + 390	areniscas porosas (fluido: agua 500 Ω -m)
+ 2400	arenas de cuarzo (fluido: agua 2700 Ω -m)

Las anomalías de PE en la superficie debidas a potenciales de filtración pueden ser, en general, mayores en un orden de magnitud que aquellas debidas al acoplamiento termoeléctrico. La magnitud y polaridad de las anomalías de PE dependen no sólo de los parámetros que describen la fuente —como temperatura, presión y geometría—, sino también de las magnitudes de los coeficientes de acoplamiento y de las diferencias ΔC_T y ΔC_E en espacios inhomogéneos. Por esto, aun cuando el subsuelo se encuentre a temperaturas grandes y esté sujeto a un fuerte gradiente de presión, no se generará un anomalía de PE, a menos que las diferencias ΔC_T y ΔC_E en las fronteras de los medios sean grandes. Además, será difícil separar la parte anómala debido al acoplamiento termoeléctrico de aquella debida al acoplamiento electrocinético, más aún si se considera que estos coeficientes son específicos de cada campo geotermal. Esto indica que, en cada caso, se deberá conocer la magnitud in situ de estos coeficientes. El examen de resultados provenientes de la aplicación de otros métodos de prospección geofísica podrá esclarecer la interpretación de anomalías de potencial espontáneo.

PROCEDIMIENTO DE CAMPO Y CALIDAD DE LOS DATOS

Las anomalías de potencial espontáneo correspondientes a campos geotermales son del orden de algunos mV a algunas decenas de mV. Es necesario, por lo tanto, un gran cuidado en el procedimiento de medición en terreno, de manera que se eviten fuentes de ruido y se puedan efectuar las correcciones indispensables para una buena descripción del campo de potencial. Corwin y Hoover (1979), basándose en experiencias de campo y laboratorio, han expuesto el modo de procedimiento para conseguir datos de buena calidad. En los estudios realizados en las zonas del Villarrica y Llaima se ha seguido tal procedimiento, que se expone a continuación.

Electrodos

Se han utilizado electrodos "no-polarizables" de cobre-sulfato de cobre a lo largo de toda la prospección. Sin embargo, siempre se observa una polarización entre el par de electrodos, debido a la contaminación del electrolito y/o del material poroso del vaso por sustancias químicas que usualmente no están presentes en el electrolito, o debido a diferencias de temperatura del electrolito y diferencias de humedad del material poroso del par de electrodos. Cuando el material poroso del electrodo en la estación base se seca o absorbe iones del agua subterránea, la polarización puede manifestarse como una deriva. La deriva puede

manifestarse también en el transcurso de una sola medición, en tanto la temperatura, humedad y contenido químico del electrodo se ajustan a las correspondientes características del suelo. Debe minimizarse, por lo tanto, el tiempo que el electrodo permanece en contacto con el suelo. Para efectuar las correcciones por deriva se debe disponer de un electrodo matriz sumergido en un baño de solución electrolítica (en este caso, solución de sulfato de cobre) que se mantiene a la sombra. Se efectúan medidas de polarización de ambos electrodos con respecto al electrodo matriz al inicio y término del perfil, y medidas intermedias a lo largo del perfil entre los electrodos móvil y matriz.

En el caso de avance de electrodos según el modo *leap-frog* son necesarias otras consideraciones que no serán expuestas aquí.

Resistencia de contacto

En estudios de PE se debe evitar mojar los electrodos, como se hace usualmente en trabajos de esta especie con el objeto de disminuir la resistencia de contacto. Tal procedimiento, aplicado sistemáticamente al electrodo móvil, provoca variaciones de humedad en las partes del suelo en contacto con el electrodo base y móvil que dan origen a variaciones en el PE. Cuando se utilizan electrodos "no-polarizables" de diámetro mayor que 2 cm, las resistencias de contacto raramente exceden los $30\text{ K}\Omega$ (son usuales resistencias de 1 a $10\text{ K}\Omega$). La resistencia de contacto es medida en cada estación, obteniéndose así un control regular del contacto con el suelo. El electrodo móvil se inserta en el suelo de manera que se obtengan resistencias de contacto cercanamente uniformes en las estaciones del perfil. Cuando se utiliza un voltímetro de $10\text{ M}\Omega$ de impedancia de entrada, diferencias de $15\text{ K}\Omega$ entre los valores de la resistencia de contacto en las diversas estaciones --con el límite de $30\text{ K}\Omega$ considerado anteriormente-- provocar desviaciones del PE medido menores que el 10%. Durante el presente estudio se utilizó un multímetro digital de $22\text{ M}\Omega$ de impedancia de entrada, por lo que la máxima diferencia admisible entre las resistencias de contactos puede ser algo mayor que el valor de $15\text{ K}\Omega$ señalado anteriormente. Además, puede considerarse que, en algunos casos, variaciones de hasta un 50% en el PE medido sean admisibles. Ya que la medida de resistencia polariza los electrodos, ésta debe ser efectuada después de la medición de PE y en el menor tiempo posible.

Corrientes telúricas

La mayor parte de la actividad telúrica generada por variaciones temporales del campo magnético de la Tierra se concentra en períodos entre 10 y 40 seg. Tales variaciones no provocan desviaciones considerables del PE "estable", ya que los sucesivos altos y bajos se promediarán, teniéndose de ese modo una representación aproximada aceptable del PE. Sin embargo, es difícil reconocer las variaciones con períodos mayor que 1 min. durante tiempos de medición usualmente menores que tal duración. El nivel de actividad telúrica puede ser registrado mediante un dipolo estacionario localizado en la zona de prospección. Tal registro dará sólo una estimación cualitativa de la actividad telúrica; es necesario conocer la resistividad aparente del suelo entre el dipolo estacionario y el punto de medición del PE para realizar una corrección cuantitativa. En las prospecciones realizadas para este trabajo, debido a una falla en el aparato de registro no se pudo conocer el nivel de actividad telúrica.

Variaciones de resistividad y topografía irregular

Los campos superficiales de potencial pueden ser influenciados por la distribución de resistividad en el subsuelo. Por lo tanto, el campo de PE generado por una fuente geotermal puede presentar una distorsión debido a cambios de resistividad a través de fallas o contactos no térmicamente activos; en tal caso, las anomalías de PE pueden servir para una delineación estructural y no se las debe confundir con anomalías generadas por actividad termal. Los ruidos de gran amplitud y corta longitud de onda superpuestos a anomalías de PE de mayor longitud de onda de origen geotermal corresponden, en algunos casos, a variaciones de la resistividad cercana a la superficie. El potencial en la superficie puede también ser afectado

por una topografía irregular que provoca distorsión en la configuración de flujo de corriente. La resistividad cercana a la superficie puede variar notablemente en zonas de topografía irregular. Es necesario controlar la topografía de la zona donde se realiza la prospección, y observar si existe correlación entre sus irregularidades y las anomalías de PE.

Depósitos minerales conductivos

Los depósitos de piritita, pirrotita, calcopiritita, magnetita, covellina y grafito generan anomalías de PE de hasta 100 mV y de pequeña longitud de onda. Tales anomalías son casi siempre de polaridad negativa sobre la cima del depósito. Estas anomalías constituyen una fuente de ruido en prospecciones geotermales.

Células de concentración electroquímica

Los potenciales generados por células de concentración electroquímica pueden ser de varios cientos de mV. La utilización de electrodos "no-polarizables" reduce el efecto de la presencia de tales células, observándose potenciales de ese origen no mayores que algunas decenas de mV. La presencia de alunita en zonas de alteración hidrotermal provoca anomalías de PE de varios cientos de mV (en algunos casos, mayores que 1V). Los ruidos de corta longitud de onda generados por células de concentración electroquímica pueden ser minimizados mediante una cuidadosa selección de los puntos de medición, intentando su ubicación según condiciones uniformes del suelo. Para una eliminación más eficaz de este ruido, se debe medir, en cada estación, los parámetros correspondientes a las propiedades químicas del suelo, para efectuar posteriormente una corrección en los datos; también, la utilización de una cámara electrolítica doble que aísla al electrodo del suelo, puede llevar una gran reducción de los efectos de las células electroquímicas. Tales procedimientos han sido poco utilizados hasta ahora.

Reproductibilidad de los datos

Según Parasnis (cit. en Corwin y Hoover, 1979, p. 235), la realización de perfiles de PE bajo la consideración de los puntos anteriores, efectuando las correcciones por los efectos de polarización, deriva, corrientes telúricas y corrientes erráticas, permite un rango de reproductibilidad de ± 5 mV si las medidas se efectúan en idénticas posiciones, aun cuando fuesen hechas con años de diferencia. Sin embargo, en relación a campos geotermales —donde las medidas pueden haber sido afectadas por el flujo de aguas no-termales, depósitos minerales conductivos, cultivo, irrigación, productos químicos y agrícolas, variaciones de humedad o química del suelo— la reproductibilidad de los datos no es necesariamente significativa (Corwin y Hoover, 1979).

POTENCIAL ESPONTANEO EN ZONAS DE LOS VOLCANES VILLARRICA Y LLAIMA

Se efectuaron perfiles experimentales de PE de pequeña escala en zonas de los volcanes Villarrica y Llaima. Se incluyen algunos resultados de mediciones magnéticas, que serán expuestos detalladamente en otro trabajo cuando adquieran una forma más definitiva.

El Mirador (Villarrica). Perfil de prueba en zona con pequeña pendiente (1.2°), pero rodeada de montículos de hasta aproximadamente 10 m. de altura sobre el nivel del perfil. El área se encuentra completamente cubierta de pasto, sirviendo como potrero para ganado vacuno. Se efectúa dos veces un mismo perfil de 150 m. de extensión con estaciones cada 30 m.; el primero en "día seco", el segundo —al día siguiente— luego de aproximadamente 12 horas de lluvia. Se realizan correcciones sólo por polarización de los electrodos, ya que el corto tiempo empleado en llevar a cabo el perfil no hace necesaria una corrección por

deriva. Se observan diferencias absolutas de hasta 13 mV en lugares iguales antes y después de la lluvia. Esto puede deberse a que —aunque la zona del perfil es casi plana— las pendientes que la rodean significarían un flujo de agua meteórica hacia el área del perfil, provocando una variación notable del potencial de filtración; el agua, también, puede haber provocado variación general de humedad entre ambos perfiles. Se observó, además, en ambos perfiles, variaciones notables de hasta ± 5 mV con sólo cambiar en pocos centímetros el lugar de posición del electrodo móvil. Estas pruebas pueden dar una idea general de la susceptibilidad de medidas de PE que se realicen en zonas lluviosas, con vegetación y con topografía zonal irregular.

Termas de Minetúe (Villarrica). Las aguas termales que afloran a la superficie tienen una temperatura entre 30°C y 45°C . Se efectuó un perfil en la zona donde se encuentran los pozos productores de aguas termales, consiguiéndose una buena uniformidad de la resistencia de contacto en las distintas estaciones. Una anomalía máxima de 33 mV coincide con una singular anomalía positiva de 300γ en las mediciones magnéticas efectuadas en los mismos sitios en los que se midió el PE. Esto indica, seguramente, la presencia de una falla o fracturas por donde los fluidos termales circulan preferentemente; sin embargo, debido a que el levantamiento magnético tuvo sólo el objetivo de control y correlación primaria, no es posible hacer por el momento mayores consideraciones. Un segundo perfil, transversal a 100° al primero, debió suspenderse debido a la desuniformidad y grandes valores de la resistencia de contacto.

El Playón (Villarrica). Se efectuó un perfil de prueba que alcanzó los 400 m de extensión, con estaciones cada 30 m. El perfil se suspendió debido a los altos valores y desuniformidad de la resistencia de contacto. La pendiente en el sector del perfil es de aproximadamente 4.1° , no habiendo correlación entre los valores de PE (poco confiables) y la topografía del terreno.

Termas de Palguín (Villarrica). Las aguas termales alcanzan temperaturas de hasta 40°C - 50°C . En el área también se observan fuentes de aguas frías. Se efectuaron dos perfiles con estaciones cada 30 m; P1, que sigue la línea de pozos termales, y P2 que es aproximadamente paralelo al primero y con una altura relativa de 5 m entre estaciones cercanamente correspondientes; es decir, P2 se efectuó en la falda del cerro desde donde fluyen aguas frías y termales hacia la zona de P1. No se observa una clara correlación entre PE y topografía, según resulta del examen de las Figuras (1) y (2).

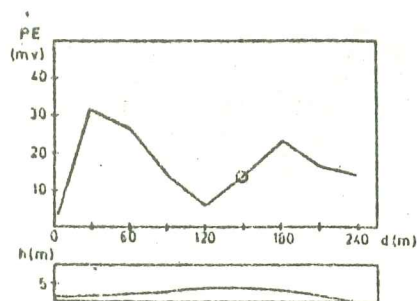


Fig. 1. Termas de Palguín (Villarrica), Perfil 1. Anomalías del potencial espontáneo (PE), elevación relativa del suelo (h) y distancia (d) a la estación base (0).

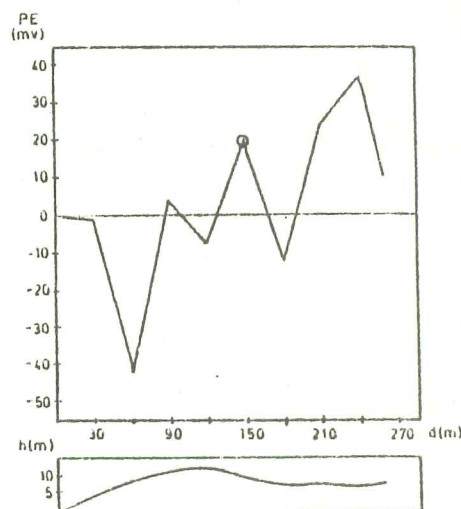


Fig. 2. Termas de Palguín (Villarrica), Perfil 2. (Ver simbología en Fig. 1).

En la Fig. (1), P1, el mínimo de la anomalía de PE coincide aproximadamente con la altura máxima relativa a ese perfil, mientras los máximos tienden a relacionarse con las áreas de mayor depresión. En la Fig. (2), P2, una anomalía negativa del PE coincide con el mayor nivel relativo a ese perfil, pero la relación

entre otras dos anomalías negativas con puntos en la pendiente y en una parte de mínimo topográfico hace más confusa la situación. En las estaciones localizadas en los 150 m de los perfiles P1 y P2 se observaron fluctuaciones notables del PE y de la resistencia de contacto, indicadas con un círculo en las Figuras (1) y (2); los valores en las Figuras (1) y (2) corresponden a medidas del PE donde la resistencia de contacto es más uniforme con respecto a la de otras estaciones. Tales fluctuaciones pueden deberse a flujo de aguas a poca profundidad, como ha sido señalado para otros casos en Corwin y Hoover (1979). El magnetismo indica, en el área entre 150 m y 200 m de ambos perfiles, anomalías negativas de 600 γ en P1 y de alrededor de 1000 γ en P2. Sobre la estación localizada en los 150 m de P1, en la falda del cerro, se encuentra una fuente de aguas no-termales que fluyen hacia la zona de P1. Las anomalías magnéticas indican, probablemente, la existencia de alguna falla o de fracturas por donde circulan desde la zona de P2, al menos, las aguas frías. Las anomalías de PE observadas corresponden, por lo tanto, a potenciales de filtración, quedando oscurecida una posible contribución por acoplamiento termoelectrónico.

Caminos Cherquenco-Ventreno (Llaima). El objetivo de esta parte del estudio es ensayar el método de PE en una zona sin manifestaciones superficiales de actividad geotermal; los resultados que se alcancen mostrarán si el método es suficiente en la distinción de las diversas fuentes del PE. Se efectuaron dos perfiles en la zona del Llaima: PI de 2.600 m y PII, transversal al primero, de 890 m de extensión; en ambos perfiles, la distancia entre estaciones es de 100 m, excepto en el caso de las dos últimas estaciones en el extremo Norte de PII, cuya separación es de 40 m. Los perfiles se extienden al lado de los caminos, muy poco transitados, de Cherquenco (PI) y Ventreno (PII); la zona de los perfiles se halla libre de vegetación y la humedad del suelo es uniforme. Sin embargo, a lo largo de uno de los extremos de PI, la resistencia de contacto difiere hasta en 40 $K\Omega$ de la medida en las otras estaciones, observándose fluctuaciones del PE; las anomalías en esa parte del perfil han sido señaladas con línea punteada en la Fig. (3), debiendo considerarse con extrema reserva. A lo largo de PI, Fig. (3), no se observa correlación entre topografía y PE, mientras que en PII (Fig. 4) hay una tendencia aproximada de paso de anomalías negativas de PE hacia anomalías más positivas a medida que se alcanzan niveles topográficos más elevados en el perfil; sin embargo, la correlación no es simple, como se deduce de la observación de la máxima anomalía negativa de 70 mV en el km 0.3 y de la ausencia de esa tendencia en el área de fuerte pendiente entre 0.4 km y 0.7 km. Las pendientes son pequeñas en ambos casos, de 0.8° en el área de PI y de 1.1° en PII. En el perfil I (Fig. 3) se observa un notable par de anomalías dipolares centradas, aproximadamente, en los km 0.55

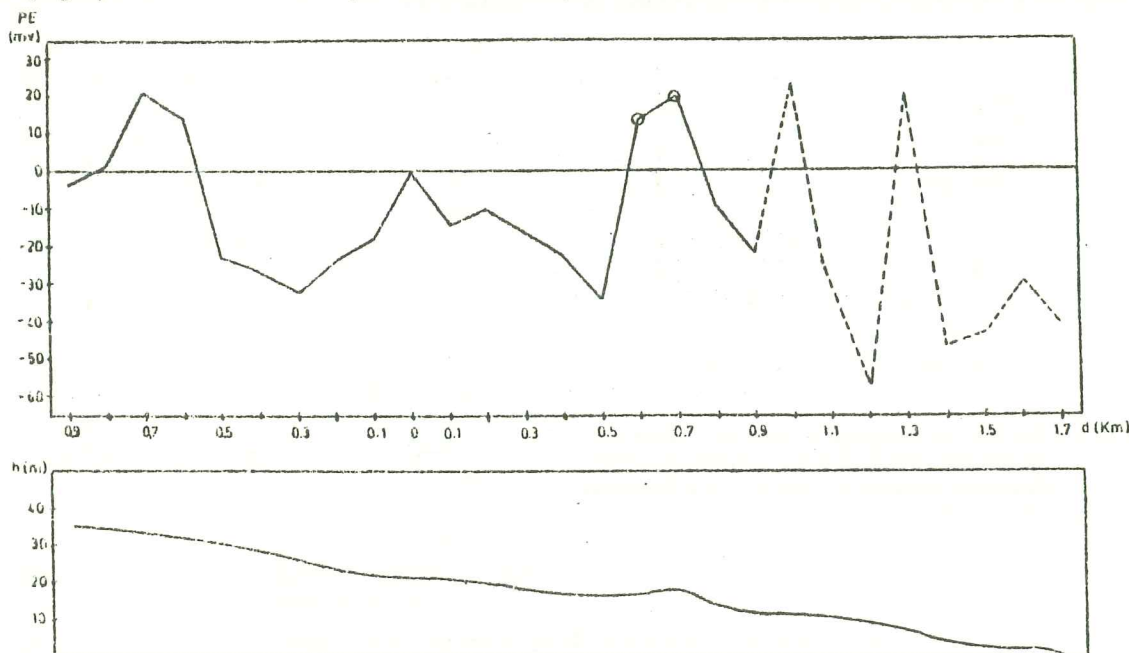


Figura 3. Camino Cherquenco (Llaima), Perfil I. (Ver simbología en Fig. 1).

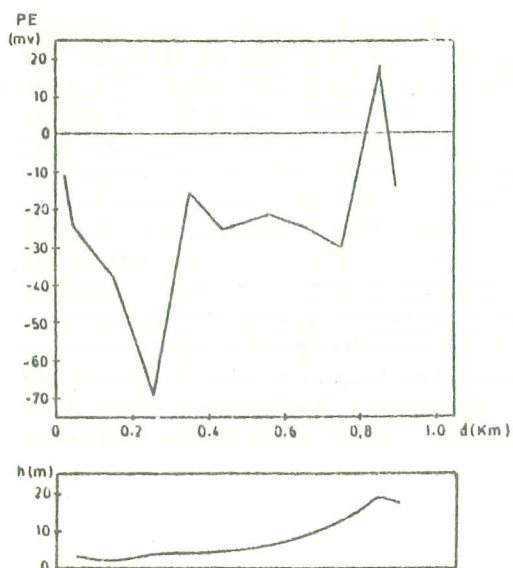


Figura 4.

Camino Ventrenco (Llaima), Perfil II.
(Ver simbología en Fig. 1).

a ambos lados de la estación base (0) y con extensión de unos 900 m. La forma de tales anomalías es extremadamente similar, teniendo ambas una amplitud cercana a 53 mV. Los círculos en dos puntos de una de las anomalías dipolares señalan, sin embargo, fluctuaciones en las medidas del PE y de la resistividad de contacto; tales puntos se encuentran sobre terreno arcilloso y en los límites de un pequeño promontorio señalado en el correspondiente gráfico de nivel del suelo (como en los casos anteriores, el criterio de selección de valores del PE fue el de una mayor uniformidad de la resistencia de contacto). Las anomalías dipolares pueden corresponder a fallas de pequeña extensión que separan zonas de distinto coeficiente electrocinético y/o termoeléctrico localizadas en el centro de esas anomalías. En todo caso, conviene tener en cuenta que la similitud de estas anomalías puede ser sólo aparente. Se observa también la superposición de una anomalía dipolar de muy pequeña longitud de onda, centrada en el km 0.05 al NE de la estación base, que posiblemente se relacione con una zona de fractura de menor extensión.

El hallazgo de anomalías dipolares en campos geotermales ha sido discutido e interpretado por Corwin et al. (1980) y Corwin et al. (1981); el modelo eléctrico descrito para definir la geometría de la fuente de la anomalía de PE consiste en una secuencia de dipolos de corriente horizontales separados por una distancia equivalente al ancho de la zona de falla (S) e inmersos en un semiespacio de una cierta resistividad (Fig. 5). Las corrientes de dipolo, que son elegidas por prueba-y-error de modo que generen un campo de

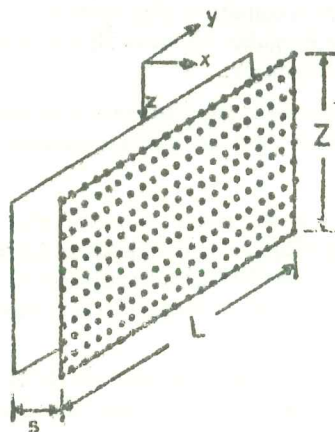


Figura 5.

Modelo eléctrico de la fuente de la anomalía de potencial espontáneo (según Corwin et al., 1980). La superficie de la tierra está definida por el plano x-y. La corriente varía linealmente desde la cima a la parte inferior, siendo constante en la dirección y. La distribución de corriente es idéntica en ambos planos salvo por la polaridad.

S : ancho de zona de falla;
 Z : extensión en profundidad;
 L : extensión según el rumbo.

potencial que se aproxima a los datos de terreno, aumentan linealmente según la profundidad de localización de los dipolos; la extensión en vertical (z) de los dipolos está definida por la zona de la falla a través

de la cual se estima que transcurren los fluidos geotermales. Los dipolos se extienden o no a lo largo del rumbo de la falla (Y), según se trate, respectivamente, de mapeo bi o uni-dimensional del PE; la extensión según el rumbo es también limitada (L). En el presente trabajo no se realiza un modelaje de la fuente del PE observado ya que la pequeña extensión del perfil y la falta de conocimiento detallado de la geología de la zona harían poco significativa una tal elaboración; además, es necesario observar que el modelo anterior es de carácter preliminar, ya que aún no ha sido conseguido un modelo analítico que corresponda a una zona de falla de ancho finito — Fitterman, 1979, Fitterman y Corwin, 1982, han propuesto modelos para la inversión de datos basados en la existencia de sólo un plano vertical de contacto. Sin embargo, la amplitud y la longitud de onda de las anomalías dipolares del perfil I, podrían sugerir una zona de falla que se extiende sólo hasta algunos centenares de metros en profundidad; como no se tiene conocimiento detallado de la geología y del valor de los coeficientes de acoplamiento, tal sugerencia es muy poco precisa. Por último, en el perfil II (Fig. 4), se puede observar una anomalía dipolar de aproximadamente 88 mV de amplitud, interrumpida por anomalías de menor amplitud y longitud de onda. En general, tales anomalías son observables en todos los casos estudiados en este trabajo, y la importancia relativa de las observadas en este sector del volcán Llaima es debida a que ellas son de mayor escala, pudiendo dar cuenta de zonas de falla de cierta relevancia para el flujo de fluidos.

CONCLUSIONES

Los perfiles efectuados en los volcanes Villarrica y Llaima indican, en general, la relación de anomalías del PE con zonas de flujo de aguas a través de fallas y fracturas; en algunos casos, esto parece sustentado por las anomalías magnéticas observadas. Aunque las anomalías magnéticas pueden, en general, dar cuenta de las características del basamento, de la ubicación y dimensión de masas ígneas, como también de la presencia de zonas de metamorfismo térmico con alteración de la titanomagnetita en minerales escasamente magnéticos, las observaciones preliminares de este estudio no permiten precisar la fuente de las anomalías; esto es aún más definitivo si se considera su carácter local y de pequeña escala, que seguramente sería absorbido en un estudio regional de directo interés geotérmico. En algunos campos geotérmicos se han observado valores bajos de la intensidad del campo magnético, debidos probablemente a alteraciones hidrotermales. Por el contrario, la presencia de masas ígneas a poca profundidad origina anomalías magnéticas de gran intensidad.

En la zona del volcán Llaima, donde no existen afloramientos de aguas termales en el sector de los perfiles, las anomalías dipolares de 900 m de extensión y de 53 mV de amplitud pueden indicar zonas de fallas de cierta relevancia para el flujo de aguas. Lo señalado para las anomalías magnéticas de pequeña longitud de onda, vale también para el caso de anomalías de PE.

El PE del suelo puede variar notablemente según cuáles sean las condiciones climáticas (lluvia) en torno a las jornadas de medición; tal variación es mayor en las zonas de topografía irregular, donde la circulación del agua en el suelo puede originar potenciales de filtración notablemente transientes.

La elección de zonas de topografía regular permite el tratamiento de datos sin correcciones (que serían difícil de efectuar). En cambio, puede ser dificultoso conseguir una resistencia de contacto aproximadamente uniforme, debido a variaciones no previstas de las propiedades del suelo.

El estudio del PE puede contribuir al conocimiento de zonas geotermales activas si se cuenta con información geofísica y geológica adicional. El desconocimiento de los rasgos geológicos en detalle y del valor de los coeficientes electrocinéticos y termoeléctricos de las zonas en estudio, conlleva una descripción imprecisa de las estructuras tectónicas al no ser posible la inversión de datos de terreno. Además, hasta el momento, no han sido publicados valores de los coeficientes de acoplamiento in situ.

Es necesario conocer la distribución de resistividad en la zona en estudio, tanto para la inversión de datos como para analizar la posible distorsión del campo de PE debida a variaciones de la resistividad a través de estructuras térmicamente inactivas.

Continuando este proyecto, se efectuarán perfiles de PE de mediana y gran escala con el objetivo de analizar anomalías de gran longitud de onda. Se registrará el nivel de actividad telúrica para mayor preci-

sión en el proceso de medición. Los estudios de PE serán llevados conjuntamente con investigaciones gravimétricas y magnéticas. En una etapa sucesiva, se realizarán estudios geoelectricos convencionales.

RECONOCIMIENTO

El presente trabajo ha sido financiado por el Servicio de Desarrollo Científico de la Universidad de Chile. Numerosos elementos instrumentales fueron facilitados por Juan Carlos Parra (Servicio Nacional de Geología y Minería). En los trabajos de terreno colaboraron Lorenzo Doerr y Raynal Dunlop (Universidad de Chile) y José Cortés (Universidad de la Frontera). A todos ellos agradezco su interés en el presente proyecto y su apoyo para continuarlo.

Referencias

- AIKEN C.L.V. y ANDER M.E., 1981. A regional strategy for geothermal exploration with emphasis on gravity and magnetotellurics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 9: 1-27.
- CORWIN R.F. y HOOVER D.B., 1979. The self-potential in geothermal exploration. *Geophysics*, 44: 226-245.
- CORWIN R.F., MORRISON H.F., DIAZ S. y RODRIGUEZ J., 1980. Self-potential studies at the Cerro Prieto geothermal field. *Geothermics*, 9: 39-47.
- CORWIN R.F., DeMOULLY G.T., HARDING R.S. y MORRISON H.F., 1981. Interpretation of self-potential survey results from the East Mesa geothermal field, California. *Journal of Geophysical Research*, 86: 1841-1848.
- ELDER, J.W., 1979. Magma Traps; en L. RIBACH y L. STEGENA (Editores), *Geothermics and Geothermal Energy*, CCRG 7, Birkhäuser, Basel, pp. 3-33.
- FEDOTOV S.A., 1981. Magma rates in feeding conduits of different volcanic centres. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 9: 379-394.
- FITTERMAN D.V., 1976. Calculation of self-potential anomalies generated by Eh potential gradient. U.S. Geological Survey, Open-file report 76-98, 32 pp.
- FITTERMAN D.V. y CORWIN R.F., 1982. Inversion of self potential data from the Cerro Prieto geothermal field, Mexico. *Geophysics*, 47: 938-945.
- HARDEE H.C., 1981. Convective heat extraction from molten magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 10: 175-193.
- ISHIDO T. y MIZUTANI H., 1981. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rockwater systems and its applications to geophysics. *Journal of Geophysical Research*, 86: 1763-1775.
- KELLER G.V., 1978. Geophysical methods in prospecting for geothermal resources; en Proceedings of the seminario Geophysical Aspects of the Energy Problem, Ettore Majorana Centre for Advanced Studies, Erice, Sicilia.
- LUMB J.T., 1981. Prospecting for geothermal resources; en L. Rybach y L.J.P. Muffler (Editores), *Geothermal Systems (Principles and Case Histories)*, Wiley-Interscience, pp. 77-108.
- MUÑOZ M., 1981. Tasa de erupción y análisis estadístico de los cuadros eruptivos de los volcanes Villarrica, Llama y Tupungatito. *Tralka*, Depto. de Geofísica, U. de Chile, 2: 77-110.
- NOURBEHECHT B., 1963. Irreversible thermodynamic effects in homogenous media and their applications in certain geoelectric problems. Ph. D. Thesis, MIT, (no publicado).

- RIBACH L., 1981. Geothermal systems, conductive heat flow, geothermal anomalies; en L. Rybach y I.J.P. Muffler (Editores), *Geothermal Systems (Principles and Case Histories)*, Wiley-Interscience, p. 3-36.
- SMITH R.L. y SHAW H.R., 1975. *Igneous-related geothermal systems*; en *Assessment of Geothermal Resources of the United States*, U.S. Geological Survey, Circular 726.