See discussions, stats, and author profiles for this publication at: https://www.researchgate.net/publication/313209440

RECURSOS GEOTÉRMICOS DE ALTA ENTALPÍA DE LA PROVINCIA DE JUJUY

Chapter · January 2008

CITATIONS	5	READS
3		2,381
1 author:		
	B. Coira National Scientific and Technical Research Council	
	196 PUBLICATIONS 4,885 CITATIONS	
	SEE PROFILE	

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



PROVENIENCIA Y CORRELACION DE DEPOSITOS PIROCLASTICOS CENOZOICOS REGISTRADOS EN LA QUEBRADA DE HUMAHUCA Y EL VALLE DE CASA GRANDE, PROVINCIA DE JUJUY", ARGENTINA View project

EVOLUCION MAGMATICA ORDOVICICA EN LA PUNA (22°-25°15 ´S)-RELACIONES GEOTECTONICAS Y METALOGENETICAS". View project



RECURSOS GEOTÉRMICOS DE ALTA ENTALPÍA DE LA PROVINCIA DE JUJUY

Beatriz COIRA¹

1. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET)-Instituto de Geología y Minería, UNJu, Avda. Bolivia 1661, 4600, Jujuy; bcoira2004@yahoo.com.ar

INTRODUCCIÓN

La provincia de Jujuy cuenta con un número importante de manifestaciones termales distribuídas fundamentalmente en las regiones de la Puna, Sistema Subandino y Sistema de Santa Bárbara, y en escasa medida en la Cordillera Oriental (Fig.1).

Con el objeto de evaluar el potencial geotérmico de la provincia de Jujuy, durante los años 1978/79 se llevó a cabo el estudio de los recursos geotérmicos, el que estuvo a cargo de Aquater SPA (Grupo ENI, Italia), con la colaboración de la Secretaría de Minería de la Nación y de la Dirección de Minería y Recursos Energéticos de la provincia de Jujuy. A esos fines se realizaron estudios de reconocimiento en las zonas de la Puna y el Ramal. Durante el desarrollo de los mismos la exploración de recursos geotérmicos de alta entalpía se centró en la Puna, caracterizada por un ambiente volcánico, representado por megacalderas y edificios volcánicos centrales mio-pliocenos y en menor medida cuaternarios, seleccionándose en dicha región cinco áreas termales para su reconocimiento y estudio: A) Laguna Vilana, B) Cerro Granada, C) Cerro Coyamboy, D) Coranzulí y E) Tuzgle-Tocomar (Fig. 2).



Figura 1. Manifestaciones termales de la provincia de Jujuy.



Figura 2. Áreas termales de alta entalpía de la Puna jujeña seleccionadas para su reconocimiento y estudio. Marco geológico regional.



Por otra parte los estudios de reconocimiento realizados en la parte oriental de la provincia de Jujuy, en el sector conocido como el Ramal jujeño, permitieron diferenciar, por su importancia geotérmica de baja entalpía cinco áreas termales para su ulterior estudio: Caimancito, La Quinta, El Palmar, Puesto Viejo y Cachipunco.

Los estudios de reconocimiento realizados tuvieron dentro de sus objetivos principales obtener información relacionada con la posible presencia de una anomalía térmica a niveles superficiales de la corteza, ya sea en áreas restringidas, como una fuente termal, o una región de miles de kilómetros. Asimismo estuvieron dirigidos a la localización, dentro de áreas térmicamente anómalas, de un sistema hidrológico en equilibrio que permitiera en su circulación extraer la energía geotérmica del sector, para su utilización en forma directa o su transformación en energía mecánica o eléctrica. Es decir que dicha etapa de reconocimiento ha estado orientada a localizar y caracterizar sistemas geotermales en la región, prestando particular atención a cada uno de sus componentes: fuente de calor, área de carga y descarga del sistema hidrológico, reservorio (representado por rocas permeables capaces de almacenar el fluido) y cubierta impermeable o sello que garantice el almacenamiento del fluido en el reservorio. Ello demandó, dentro de las cinco áreas termales seleccionadas en la Puna, la realización de: a) relevamientos geológicos que permitieran reconocer las litologías presentes e identificar dentro de ellas posibles formaciones reservorio y cobertura o sello; b)el análisis estructural y su control sobre los posibles sellos y reservorios, c)estudios volcanológicos con el objeto de identificar áreas con registro de volcanismo reciente, evaluar en ellas volúmenes y tipo de magmas a fin de dimensionar preliminarmente las posibles anomalías calóricas asociadas, d)determinar características químicas y entalpía de los fluidos de las fuentes termales, e)análisis de las estructuras de recarga y descarga entre otros. Al final de dichos estudios se seleccionó para continuar con estudios de prefactibilidad, el área de Tuzgle-Tocomar (900 km²). En dicha selección se tuvieron en cuenta dos factores principales: el carácter reciente del volcanismo en el sector de Tuzgle-Tocomar (Figs. 3 y 4), en contraposición a la edad miocena superior-pliocena de los re-



Figura 3. Mapa geológico regional con la localización de los centros volcánicos Tuzgle y Tocomar y el lineamiento de Olacapato-Toro.



gistros volcánicos en el resto de las áreas y las características de sus fuentes termales, cuyos cálculos preliminares de temperatura, sobre la base de geotermómetros, arrojaron para dicho sector, valores cercanos a los 150°C (Aquater, 1979). El área seleccionada incluye dos sistemas geotermales, el del Cerro Tuzgle y el del área de Tocomar, los que se encuentran separados por el alto estructural de rumbo ONO-ESE, conformado por rocas del Paleozoico inferior, el que margina por el N la depresión de Olacapato-Tocomar, la que se extiende a largo del lineamiento Olacapato-Toro, sistema de fallamiento transtensional de primer orden, de rumbo NO que atraviesa la Puna a esta latitud.

Recientes estudios en el área del centro volcánico Vilama, situado en el límite con Bolivia (22°32'S y 66°58'O), distante 90 km al este del eje central del arco volcánico actual han permitido, sobre la base de dataciones radimétricas realizadas en él, determinar su edad cuaternaria (1.2±0.1 y 0.9±0.03 Ma, Fracchia y Coira, 2008), con lo que pasaría junto al volcán Tuzgle a constituir las únicas manifestaciones volcánicas cuaternarias en la provincia de Jujuy. Esto junto a las evidencias de deformación superficial y actividad termal reconocidas en el cercano cerro Uturuncu en Bolivia, podría hablar de la potencialidad geotérmica de alta entalpía de dicho sector, pero su aislamiento y lejanía a centros poblados le restan interés.

CAMPO GEOTÉRMICO DEL CERRO TUZGLE

Ubicación y antecedentes

El campo geotérmico del cerro Tuzgle, está ubicado en el borde oriental de la Puna norte (24°S y 66°30'O), en el departamento de Susques (provincia de Jujuy), distante 75 km de la localidad de Susques (Fig. 4a) y 45 km de San Antonio de los Cobres (provincia de Salta). Está y localizado a ~275 km al este de frente principal de la Zona Volcánica Central (ZVC), vinculado al volcán Tuzgle, (5.560 m s.n.m.), uno de los volcanes cuaternarios más orientales de la Puna norte, el que está emplazado a 200 km por encima de la zona Wadati-Benioff.

Sus fuentes termales alcanzan temperaturas de 40° a 56°C en las márgenes de la quebrada Aguas Calientes y de 20°C en la Planta de Mina Betty (ver Fig. 4b).

En los años 1980/81 se llevó a cabo en el área seleccionada de 900 km² la primera fase del estudio de prefactibilidad geotérmica. Los estudios fueron realizados por Aquater SPA (Grupo ENI, Italia) con la participación de profesionales de la Secretaría de Minería de la Nación y de la Dirección de Minería y Recursos Energéticos de la provincia de Jujuy. Durante dicha fase se realizaron estudios petrológicos, volcanológicos, hidrogeológicos, hidro-geoquímicos, entre otros y se elaboró el programa para las futuras fases exploratorias. El objetivo fue delinear un modelo geotérmico preliminar para el área poniendo énfasis, a través del estudio geovolcanológico, en el análisis de las causas de la anomalía térmica y en la evaluación de la posible existencia de una cámara magmática a ella relacionada. A ello se sumaron estudios hidroquímicos e hidrogeológicos a fin de caracterizar los fluidos del sistema, así como el balance hidrológico del sector.

Durante el desarrollo del Proyecto de prefactibilidad geotérmica del área, Coira y Paris (1981) efectuaron estudios geo-volcanológicos, los que se sumaron a los estudios regionales complementarios de la comarca Olacapato-Tuzgle que fueron efectuados por Arias y Viera (1982).

En 1983/85 se continuó con la segunda fase del estudio de prefactibilidad durante la cual la investigación estuvo destinada a obtener información geofísica y estructural y complementar los estudios volcanológicos e hidrogeoquímicos. En esta etapa los estudios fueron realizados por Hidroproyectos S.A., Setec SRL-Cepic SC con la colaboración de la consultora externa Geología de Servicios S.A.



Figura 4. a) Ubicación de los campos geotérmico Tuzgle-Tocomar; b) Imagen satelital en la que se destaca el volcán Tuzgle en la depresión de Sey-Pastos Grandes y el centro volcánico Tocomar emplazado a lo largo del lineamiento de Olacapato-Toro. (Ver en Anexo de láminas color)

En 1987/88 se realizaron las tareas complementarias finales del estudio de prefactibilidad del Area Tuzgle-Tocomar. Los trabajos estuvieron a cargo del CREGEN (1988) con apoyo de la Dirección de Minería y Recursos Energéticos de la provincia de Jujuy y la Universidad Nacional de Jujuy. Los mismos comprendieron la realización de estudios hidroquímicos, isotópicos, geofísicos (geoeléctrica profunda) y tectono-volcánicos, que tuvieron como objetivo delimitar áreas en donde debía realizarse una perforación exploratoria profunda. Asimismo se llevaron a cabo investigaciones volcanológicas, que junto a las geofísicas, estaban dirigidas a evaluar la extensión, profundidad e intensidad de la anomalía geotérmica.

Por otra parte, el área fue objeto de distintas investigaciones volcanológicas guiadas por las particulares características del volcán Tuzgle, tanto en lo que hace a su particular ubicación, como a la naturaleza de sus magmas y procesos evolutivos (Knox *et al.*, 1989; Coira y Kay, 1989, 1993; Schreiber y Schwab, 1991).

Durante los años 1989 y 1990 se ejecutó un programa de perforaciones de pozos de gradiente termal, que fue llevado a cabo en un área seleccionada de 85 km² en el flanco oeste y sur del volcán Tuzgle. Se realizaron 18 pozos de poca profundidad (60-100 m) y sólo uno alcanzó los 172 metros. Sobre la base de dichos datos se pudieron establecer dos zonas de altos gradientes: una ubicada al sur y otra al noroeste del volcán Tuzgle (Coira, 1990).

En base a un análisis detallado de los estudios previos, especialmente de los datos geofísicos, estructurales y de las determinaciones de gradiente termal, Coira (1995) ha seleccionado un área de aproximadamente 28 km² para desarrollar un plan futuro de perforaciones profundas.



MARCO GEOLÓGICO

El área del volcán Tuzgle se localiza en el extremo sur del segmento de Puna norte (22°-24°S), al sur del cual se registra un gradual aplanamiento de la placa subductada, el que culmina a los 28°S en el segmento de placa plana.

Se dispone al N del lineamiento Olacapato-Toro, sistema de fallamiento transtensional de primer orden de rumbo NO-SE que atraviesa la Puna a esta latitud y a lo largo del cual existen evidencias de una litósfera más fina, las que surgen en una tomografia sísmica (Schurr *et al.*, 2003, 2006), así como de la presencia de lavas shoshoníticas (cerros Chorillos y San Gerónimo) a lo largo de dicho fallamiento las que contendrían fundidos de la litosfera mantélica delaminada (Coira and Kay, 1993; Kay *et al.*, 1994; Schurr *et al.*, 2006).

El volcán Tuzgle esta emplazado en la parte central de una depresión tectónica elongada en sentido N-S (Fig. 5), flanqueada al este por una sucesión sedimentario-magmática ordovícica y al oeste por facies clásticas y piroclásticas de las formaciones del Mioceno superior, Trinchera y Pastos Chicos, mientras que en su extremo sur está delimitada por el cordón de rumbo NO-SE de rocas del Paleozoico inferior que la separa de la depresión de Olacapato-Tocomar (Coira y Paris, 1981). Su altitud es de 5.560 m.s.n.m., pero su edificio volcánico se eleva 1.200 m sobre la altiplanicie regional. El sustrato del mismo está constituído por un basamento representado por leptometamorfitas de la Formación Pun-



Figura 5. a) Mapa geológico del campo geotérmico Tuzgle; b) Imagen satelital del volcán Tuzgle. (Ver en Anexo de láminas color).



coviscana (Neoproterozoico-Cámbrico) y cuarcitas del Grupo Mesón (Cámbrico), sucedido en discordancia por una secuencia sedimentario-magmática ordovícica. Se superponen con marcada angularidad areniscas y arcilitas del Subgrupo Pirgua (Cretácico Superior), sucedidas en discordancia, por una secuencia clástica, suavemente deformada, en la que se intercalan ignimbritas dacíticas y riolíticas datadas en 10.8 ± 0.3 Ma (Schwab y Lippolt, 1974). Por encima yace en discordancia la Formación Pastos Chicos integrada por arcilitas, areniscas finas y niveles ignimbríticos intercalados, datada en 9.5 ± 0.3 Ma (Schwab y Lippolt, 1974).

EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN TUZGLE

La actividad volcánica comenzó a los 0.5 Ma (Aquater, 1980) con la erupción de ~0.5 km³ de una ignimbrita dacítica-riolítica (Ignimbrita Tuzgle) la que conformó una planicie de 60 km² con espesores variables de 2 a 80 m de espesor. Esta unidad se caracteriza por su relativa riqueza en cristales (20-25%), moderado contenido en pómez y escaso a moderado soldamiento. Sus fenocristales en orden de abundancia son plagioclasa (An₃₂₋₄₅), cuarzo, biotita y feldespato alcalino.

Este evento fue sucedido a los 0.3 Ma con la formación de un complejo dómico lávico dacítico (Complejo Viejo), el que alcanzó un volumen total de 3.5 km³. Parte de este domo fue cubierto por las lavas andesíticas (Andesita Preplataforma), las que se derramaron en dirección NNE y SSO. El antiguo cráter, de 1.4km de diámetro, fue parcialmente ocupado por flujos de andesitas máficas (Andesita Plataforma).

Con posterioridad se produjo reactivación tectónica en el sector con registros de cizallamiento O-E y NO-SE, el que controló la erupción de las coladas de la Andesita Postplataforma y Flujos lávicos jóvenes (Coira y Paris, 1981). El volumen total emitido en la etapa efusiva post-Complejo Viejo ha sido estimado en 0.5 km³ (Aquater, 1981). Las lavas dacíticas y andesíticas son ricas en cristales, presentan xenocristales de plagioclasa (An₃₃₋₃₈) y cuarzo en una pasta que incluye plagioclasa (An₅₇₋₇₈), olivina, clinopiroxeno, ortopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y apatita.

Desequilibrio de los xenocristales de plagioclasa esta evidenciado en la estructura cribada de los mismos y bordes cálcicos (An_{76}), mientras que en el caso de los xenocristales de cuarzo presentan anillos de reacción de clinopiroxeno y vidrio.

Condiciones pre-eruptivas de los magmas (temperatura y presión)

La presencia en las andesitas máficas del Tuzgle de fenocristales de olivina y piroxeno en ausencia de plagioclasa, sugieren que estos magmas comenzaron a cristalizar a profundidades mayores de 25-30 km.

Sobre la base de la aplicación del geotermómetro de dos piróxenos (Lindsley, 1983) y del termómetro de óxidos y considerando que la fO_2 esta por encima del

buffer Ni-NiO, Coira y Kay (1993) sugirieron una temperatura de cristalización para dichos magmas máficos >1.075°C y enfriamiento de los óxidos en la pasta a ~800°C.

En el caso de la Ignimbrita Tuzgle fue calculada una temperatura pre-erupción >760°C en base a los óxidos de Fe-Ti.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS Y MODELO PETROLÓGICO DEL VOLCÁN TUZGLE

Los datos petrológicos y geoquímicos muestran que las rocas volcánicas del Tuzgle presentan características que requieren de condiciones termales variables y distintas componentes mantélicas y corticales para explicar su origen (Coira y Kay, 1993). Es posible reconocer dentro de ellas un grupo que incluye a la Ignimbrita Tuzgle, al Complejo Viejo y a unidades pre-plataforma, las que presentan concentraciones de sus elementos de alto potencial iónico (HFSE) características de un ambiente de intraplaca y un diseño de sus tierras raras con pendiente moderada La/Yb<30, la que incrementa al aumentar la concentración de SiO, de 56% a 70%. El segundo grupo incluye a las andesitas post-plataforma y a los flujos de andesitas jóvenes con contenidos de SiO₂=58-61% las que presentan anomalías de sus elementos de alto potencial iónico (HFSE) distintivas de arco y muestran una fuerte pendiente de sus tierras raras (La/ Yb>35).

Tanto la fuerte pendiente de las REE observada en las rocas del Tuzgle como la variación en las relaciones La/Yb de los dos grupos no puden ser explicados por cristalización fraccionada, pero pueden ser atribuidas a una variable retención de las tierras raras pesadas (HREE) en granate residual en la fuente. Las diferencias observadas en los diseños de las REE en las lavas máficas pueden reflejar una variable retención de REE por granate durante eventos separados de fusión que produjeron discretos magmas precursores (Coira y Kay, 1993). Los magmas con más bajas relaciones La/Yb requerirían una mayor fusión del manto que los de mayor relación La/Yb. Los magmas del Tuzgle se diferencian de las manifestaciones shoshoníticas de los cercanos cerros San Gerónimo y Chorrillos, por sus características más de intraplaca y menores concentraciones de elementos incompatibles.

Otra característica de las rocas del Tuzgle es la anomalía negativa de Eu (Eu/Eu*=0.78-0.56) que se observa en todas ellas, contengan o no feldespatos. Esta anomalía ha sido atribuída a la mezcla de magmas máficos libres de feldespato, con magmas silíceos que han fraccionado feldespato. La similitud de los contenidos en elementos mayores, como las relaciones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr determinadas para los xenocristales observados en las rocas máficas, y los presentes en la Ignimbrita Tuzgle, sugieren que dichos xenocristales pudieron derivar de magmas equivalentes a los que dieron origen a la Ignimbrita Tuzgle.

Contaminación de las lavas del Tuzgle con la corteza superior está indicada por otra parte por el decrecimiento de ε Nd(-2.5 a -6.7) para crecientes relaciones 87 Sr/ 86 Sr (0.7063 a 0.7099) y contenidos en SiO₂. A fin de contemplar las distintas características señaladas para rocas del volcán Tuzgle, Coira and Kay (1993) propusieron un modelo en el que se contempla: (1) fusión en el manto astenosférico por encima de la placa subductada; (2) contaminación de fundidos por una litósfera delaminada modificada por la placa en la astenósfera y por una corteza y una litósfera continental *in situ*; (3) acumulación de magma, fraccionamiento y mezcla de diversos magmas máficos con la dacita-riolita que produjo la ignimbrita, a la profundidad del décollement (cerca de 20 km) antes de la erupción.

En la región del Tuzgle, Schurr *et al.* (2003)(Fig. 6b) sobre la base de un modelo tomográfico interpretaron la presencia de fundidos o fluidos ascendentes hacia la corteza desde un foco de terremotos localizado a 200 km de profundidad por debajo del volcán Tuzgle. En una imagen tomográfica más reciente, Schurr *et al.* (2006) interpretaron la presencia por debajo del Tuzgle de bloques de litósfera continental en proceso de delaminación, fusión en la corteza inferior y acumulación de fundidos a ~20 km, en concordancia con el modelo propuesto por Coira y Kay (1993)(Fig. 6a).

Características hidrogeoquímicas y sistema de circulación de los fluidos

Muestras de agua de las fuentes termales y ríos en la región del Tuzgle fueron recolectadas en las distintas fases de los estudios. Fueron medidos in situ temperaturas, PH, alcalinidad, conductivilidad eléctrica, NH₃, SiO₂ y relaciones gas/agua. Análisis por Na, K, Li, Ca, Mg, Mn, Fe, Al, CO₃H⁻ CO₃⁻NO₃⁻, Cl, F, SO₄⁻, B, SiO₂ fueron realizados en cada muestras. También se llevaron a cabo análisis de isótopos estables como tritium, O₁₈, deuterio.

Análisis de gases por CO_2 , SH_2 , SO_2 y H_2O fueron realizados in situ , mientras He, H_2 , O_2 , N_2 , CH_4 , CO_2 , SH_2 fueron analizados con un cromatógrafo de gases en laboratorio.

Las caracteríticas fisico-químicas de las aguas termales fueron analizadas con los diagramas de Stiff.

Ellas pertenecen a aguas alcalinas cloruradas y pueden ser divididas teniendo en cuenta su conductividad en dos subgrupos: a) de conductividad entre 5.000 a 6.700 μ s/cm y PH 6-6.2; b) conductividad entre 1.920-3.950 μ s/cm y PH 6.4-7.99.

Las temperaturas determinadas en la fuente termal de Aguas Calientes oscilaron entre 39° y 56°C, mientras que las de la planta de Mina Betty 20°C y son también del tipo alcalinas-cloruradas, con un PH de 6.7 y una conductividad de 1.370 μ s/cm.

Otro grupo de aguas reconocidas, en este caso frías son bicarbonatadas alcalinas térreas con 6.1-7.6 PH y bajas conductividades (122-590 μ s/cm).

Datos de isótopos estables fueron utilizados para determinar mezclas de aguas. La diagramación de los contenidos en cloruros versus σ^{18} O de las aguas calientes del Tuzgle indica mezclas entre fluidos geotermales profundos y aguas superficiales frías. Para el estudio geotermométrico de las mismas fueron seleccionados los geotermómetros K-Mg y sílice (calcedonia) por considerar que son los que mejor se ajustaban a las condiciones del sistema.

Las temperaturas del reservorio calculadas con el geotermómetro K-Mg fueron =134°C, y con el de calcedonia =143 °C.

Se usaron como indicadores de escapes o pérdidas del sistema CO_2 , NH_3 y BO_3 H_3 determinándose una zona de fuga al este del volcán Tuzgle, así como a lo largo del lineamiento de Olacapato-Toro. El esquema de circulación de fluidos geotérmicos fue interpretado sobre la base de los datos geoquímicos. Al oeste del Tuzgle aguas termales y frías son separadas por una cubierta impermeable, mientras que al este existen escapes produciéndose mezcla entre aguas profundas y superficiales. Al sur el alto topográfico paralelo al lineamiento del Toro interrumpe el campo geotérmico del Tuzgle como lo denotan las diferencias geoquímicas existentes entre el sistema geotermal del Tuzgle y el de Tocomar.

Investigaciones hidrogeológicas definieron áreas de recarga resultado de la infiltración de campos de



Figura 6. a) Modelo de la corteza y el manto según Coira y Kay (1993) para la generación de las rocas volcánicas del Tuzgle; b) Sección tomográfica según Schurr *et al.* (2003) en el que se interpretan zonas de fusión en el manto y en la corteza.



nieve en las áreas sur, este y oeste. La altitud de recarga fue determinada en 4.400-4.500 m s.n.m usando diagramas de correlación: altitud de recarga versus $\sigma D\%$ y $\sigma^{18}O\%$ respectivamente. Los volúmenes calculados de aguas infiltradas alcanzan valores de 3.2m³/seg.

Prospección geofísica

Los estudios geoeléctricos en el área del cerro Tuzgle se iniciaron con una centena de sondeos Audiomagnetotelúricos (10 a 2.000 HZ) y eléctricos verticales (AB/2 hasta 3.000 m) realizados por Hydroproyectos SA, Setec SRL y CEPIC SC (1984). Los métodos geoeléctricos usados dieron una definición de la estructura subyacente de hasta 700-900 m de profundidad. Los datos geoeléctricos obtenidos indicaron la presencia de un reservorio superficial (2 ohm.m) a 50-300m de profundidad y con un espesor de 100 a 600 m. También detectaron a los 620 m de profundidad el techo una segunda unidad conductiva (1 ohm.m), la que fue interpretada como un reservorio profundo representado por las secuencias sedimentario-magmáticas ordovícicas (CREGEN, 1988).

Un estudio gravimétrico regional fue realizado por Göetze *et al.* (1988). De ese estudio surgieron en el área del Tuzgle valores negativos de gravedad (hasta -30 mgal) y con carácter local, distribución de las isolíneas de gravedad residual según un eje de simetría E-O.

Schwarz *et al.* (1990) realizaron un estudio regional magnetotelúrico (MT) a través de la Puna, 25 km al S del área del Tuzgle. Sus resultados indicaron a ~35km al este del volcán Tuzgle la presencia de una capa conductiva a una profundidad ~20 km.

Sainato et al. (1993) realizaron un estudio magnetotelúrico local consistente en diez sondeos profundos (0.0001 a 10 HZ) en el área del Tuzgle. La interpretación de los resultados de un modelado de inversion 1-D en cada una de las estaciones MT puso en evidencia la presencia de 3 capas conductivas con sus topes a 1 km, 7 km y 31 km de profundidad y una estructura conductiva superficial a una profundidad ~entre 100 y 200 m. La capa superficial puede ser asociada a el reservorio geotermal poco profundo propuesto por Aquater (1980) y que correspondería a la unidad ignimbrítica permeable de la Formación Trinchera sellada por la Formación Pastos Chicos. Una revisión de los resultados previos llevaron a Sainato y Pomposiello (1994) a obtener un modelo 2-D magnetotelúrico de distribución de la resistividad (Fig. 7a) y un modelo 3-D de gravedad del área (Fig. 7b). A través de estos modelos pudieron ser identificados dos cuerpos principales. El primero está representado por una capa conductiva y de baja densidad, con su tope a 2 km y su base a ~3.1 km de profundidad, en coincidencia ésta última con la profundidad reportada por Mon (1987) para el basamento. Ésta capa conductiva infrayace a una serie de unidades permeables e impermeables que pueden ser asociadas a reservorios superficiales.

El segundo cuerpo está caracterizado por una zona de resistividad de 0.5 ohm-m, rodeado de una zona más resistiva de 100 ohm-m, con un contraste de densidad de -0.04g/cm³, el que ha sido asociado a una cámara magmática rodeada de fluidos salinos, con su techo a ~8 km y su base a ~22 km de profundidad, esta última consistente con la profundidad propuesta sobre bases



Figura 7. a) Modelo magnetotelúrico 2D; b) Sección del modelo de gravedad 3D, correspondientes a perfil N-S volcán Tuzgle, según Sainato y Pomposiello (1997).



petrológicas por Coira y Kay (1993) para la región de acumulación de magmas.

Una capa regional conductiva profunda detectada a aproximadamente 31-34km de profundidad estaría asociada a liberación de energía relacionada a procesos de subducción entre la placa de Nazca y la Sudamericana.

Determinación de gradientes temperatura

Un programa de mediciones de gradiente termal mediante perforaciones poco profundas fue llevado a cabo durante 1989/90. El mismo se realizó en un área de 85km² dispuesta a lo largo de los márgenes oeste y sur del volcán Tuzgle (ver Fig.8). Se efectuaron 18 pozos de poca profundidad (60-100 m) con un diámetro de 9 a 6 pulgadas, alcanzando sólo uno los 172 metros. Las temperaturas fueron registradas en cada pozo inmediatamente de finalizado el mismo y a cada hora durante las primeras 5 horas. Después de ello las medidas se realizaron a las 8, 16, 32 y 64 horas y a los 5, 10, 20, y 28 días. La alteración de las temperaturas en los pozos fue corregida usando barros densos de inyección y un diámetro de pozo de 6 pulgadas.

Se realizaron los cálculos de temperatura a tiempo infinito (temperatura de formación), desechándose la información correspondiente a los 10 m superiores afectados por condiciones climáticas. Sobre la base de las temperaturas de formación se calcularon los gradientes máximo, medio y mínimo. Los gradientes medios determinados en los pozos variaron entre un máximo de 0.37 °C/m (pozo 9) y un mínimo de 0.14 °C/m (pozo 15).

Se calcularon isotermas sobre la base de la información de los distintos pozos a fin de evaluar las variaciones en los gradientes de temperatura. Los datos así obtenidos muestran dos zonas de gradientes altos: una localizada al sur de la lava joven del Tuzgle entre los pozos P6 y P11 y otra ubicada en el margen noroeste del volcán cerca del pozo 1.

A los fines de calcular el flujo de calor en la zona se realizaron mediciones de conductividades térmicas para las principales unidades atravesadas. Los flujos calóricos más altos fueron determinados en los pozos P9 (0.263 w/m²), P11 (0.220 w/m²) y P1 (0.188 w/m²). Los valores determinados en el área investigada resultaron anómalos, superando el valor del flujo calórico promedio de 0.084 w/m² reportado para la faja de flujo calórico anómalo de la Cordillera occidental y Altiplano (Bolivia) (Henry y Pollack, 1988; Giese, 1994)

Sobre las bases de los datos obtenidos se seleccionó un área de ~ 28km² localizada en el margen SO-O del volcán (Fig. 8) para el desarrollo de un futuro plan exploratorio de perforaciones profundas.

MODELO GEOTERMAL

El sistema geotermal del Tuzgle está localizado en una depresión tectónica elongada en sentido N-S delimitada por fallas normales y separada hacia el sur del graben de Tocomar-Olacapato por un alto estructural de rumbo NO-SE de rocas del Paleozoico inferior. Las áreas de recarga fueron definidas en los sectores sur, este y oeste de la depresión a altitudes de 4.400 a 4.500m.

Las anomalías de calor están representadas en la superficie por fuentes termales de 40°- 56 °C (Agua Caliente del Tuzgle) y 20 °C (Planta de Mina Betty).

Los estudios geoquímicos de aguas indicaron mezclas entre aguas profundas y superficiales y temperaturas para el reservorio de 132°C a 142°C, según los geotermómetros K-Mg y calcedonia respectivamente.

Los datos geoeléctricos obtenidos indicaron la existencia de un reservorio superficial de 100 a 600 m de espesor y a profundidad de 50 a 300 m en correspondencia con la presencia de unidades ignimbríticas de la Formación Trincheras. La roca sello en este caso está representada por la capa de baja conductividad (20-1.000 ohm.m) de la Formación Pastos Chicos, la que parece estar faltando en el sector este del volcán adonde se determinó un área de fuga (Fig. 9).

El reservorio profundo está representado por una capa conductiva y de baja densidad, con su tope a 2 km y su base a ~3.1 km de profundidad, la que podría estar representando al basamento ordovícico sedimentariomagmático intensamente fracturado, el que se encontraría sellado por las rocas del Subgrupo Pirgua.

Un cuerpo de conductividad eléctrica muy alta y baja densidad, con su techo a ~8 km de profundidad y su base a ~22 km, es asociado a una cámara magmática



Figura 8. Localización de pozos poco profundos del programa de mediciones de gradiente termal, el sector grisado corresponde a área seleccionada para futuro plan exploratorio de perforaciones profundas.



Figura 9. Perfil geológico del área del Volcán Tuzgle y esquema de circulación de fluidos geotermales (Coira, 1995).



rodeada de fluidos salinos emplazada por debajo del volcán Tuzgle.

Los perfiles estructurales interpretados de los sondeos geoeléctricos permitieron desarrollar un análisis de la estructura del reservorio. Así ha sido posible determinar como los bloques del basamento ordovícico que aflora cerca de Sey se hunde hacia el norte y sur de esa población, probablemente controlados por fracturación ONO-ESE. En el área del volcán Tuzgle, mientras tanto, se desarrolla hacia el sur un sistema de bloques en echelon de orientación NE-SO, con los pozos de gradiente P6, P9, P3 y P5 localizados en los bloques elevados y separado por un graben. Hacia el norte y sur de estos bloques elevados se produce un hundimiento regional de la unidad resistiva superficial y un aumento de espesor del reservorio poco profundo. El reservorio profundo es detectado en el bloque elevado que se encuentra al sur suroeste en el sector de los pozos P6 y P9 a ~600 m de profundidad.

Sobre la base de de las características estructurales, estratigrafía geoeléctrica analizada, áreas de descarga establecidas, distribución en el subsuelo de la temperatura y flujos de calor determinados, Coira (1995) selecciona un área de ~28km² a fin de desarrollar un futuro plan de exploración con perforaciones profundas.

CAMPO GEOTÉRMICO DE TOCOMAR

UBICACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

El campo geotérmico de Tocomar (24°10'-66°35'O) está ubicado en el graben de Tocomar-Olacapato, al sur del sistema geotermal del Cerro Tuzgle (Fig. 3 y 4), separado de este último por un alto estructural de rumbo NO-SE de rocas del Paleozoico inferior. Dista 35 km de San Antonio de los Cobres (provincia de Salta). Se dispone asociado al centro volcánico Tocomar, en la depresión contralada por el lineamiento Olacapato-Toro, sistema de fallamiento transtensional de primer orden de rumbo NO-SE a lo largo del cual existen evidencias de una litósfera más fina (Schurr *et al.*, 2003, 2006).

EVOLUCIÓN DEL CENTRO VOLCÁNICO TOCOMAR

El centro volcánico Tocomar sobreyace a sedimentos del Pleistoceno y a ignimbritas miocenas asociadas al cerro Aguas Calientes (Coira y Paris, 1981; Petrinovic *et al.*, 1999).

Componen este centro una sucesión de depósitos piroclásticos reconocidos como Ignimbrita Tocomar (Coira y Paris, 1981) con edades de 1.15 ± 0.3 Ma (Aquater, 1981) a 0.55 ± 0.1 Ma (Petrinovic *et al.*, 1999). En esta unidad están incluidos depósitos piroclásticos de composición riolítica los que cubre un área de 50 km², con un espesor medio de 25 m (Fig. 10). Dos episodios eruptivos han sido reconocidos en este centro por Petrinovic y Colombo Piñol (2006). El primero de ellos está representado por una secuencia freatopliniana que resultó de la emisión de densos flujos piroclásticos alternantes con oleadas piroclásticas (surges) y caídas de cenizas. El segundo episodio de naturaleza freática, separado por un periodo de tiempo significativo (aún no precisado), causó explosiones menores y produjo oleadas piroclásticas (surges).

Las zonas de emisión han estado relacionadas a un sistena de fallas normales localizadas en el marco de sistemas locales extensivos. Las evidencias recogidas por Petrinovic y Colombo Piñol (2006) de una activa tectónica extensional durante la erupción de los distintos depósitos piroclásticos, indican que dichas erupciones fueron controladas por incrementos en la actividad del sistema de fallamiento de Olacapato-El Toro.

CARACTERÍSTICAS HIDROGEOQUÍMICAS Y SISTEMA DE CIRCULACIÓN DE LOS FLUÍDOS

Las temperaturas determinadas en la fuente termal de Tocomar oscilaron entre 42°C a 80°C, con conductividades entre 3.300 y 3.680 μ S/cm (Aquater, 1981; Hidroproyectos, SETEC SRL, CEPIC SC, 1985). El muestreo de aguas en el sector de Tocomar ha permitido determinar una población muy homogénea de aguas cloruradas, levemente bicarbonatadas (Cl 26.7-29.2 meq; HCO^{3.}15-17 meq), fuertemente alcalinas (álcalis 45-48 meq), altos valores de NH4(18-288mg/l) y de sílice (52.2 a 160 mg/l), así como altos valores de conductividad específica (2.950-3.700 μ ohm/cm).

Las temperaturas calculadas para el reservorio en base al geotermómetro de K-Mg indicaron valores de 130°C- 134°C y según el de calcedonia 136°C y los valores determinados de flujo de calor debido a las manifestaciones termales fueron de 6.10° Kcal/h((CREGEN, 1988).

En lo que se refiere a depósitos hidrotermales se reconocen en la zona de Baños de Tocomar depósitos silíceos acompañados de costras calcáreas y depósitos de azufre.

La ausencia de indicadores de fuga (Hg y CO_2) en la zona central del graben de Tocomar-Boratera de Antuco refuerza la falta de continuidad entre los dos focos de actividad termal.

Por otra parte entre el sistema geotermal del Tuzgle y el de Tocomar existe una importante divisoria de aguas subterráneas que corresponde al alto estructural de rocas del Paleozoico inferior que se manifiesta en la gran diferencia hidroquímica entre los dos sectores. Mediante el estudio con isótopos estables se ha determinado el origen meteórico de las aguas de recarga y tiempos de residencia mayores a 30 años.

No se ha advertido en el sistema de Tocomar evidencias de mezcla de acuíferos, detectándose solamente una pobre pérdida de entalpía entre el componente termal (619 Joul/g) y el reservorio (600 Joul/g), la que probablemente se deba a pérdidas de vapor por ebullición durante el ascenso. De existir un reservorio profundo el mismo no se evidencia más que por la temperatura de Na-K-Ca y K-Mg por lo cual debería estar fuertemente aislado por un potente sello o haberse reequilibrado durante el ascenso.



PROSPECCIÓN GEOFÍSICA

De las distintas etapas de prospección geofísica realizadas por Hydroproyectos SA, Setec SRL y CEPIC SC (1984) y CREGEN(1988) consistentes en sondajes eléctricos verticales (SEV) y de audio-magnetotelúrica (SAMT) no han surgido horizontes o capas contínuas que puedan actuar como reservorios profundos y otros que hagan en forma contínua de sellos. De cualquier manera en los perfiles geoeléctricos se destacan zonas de baja resistividad situadas entre zonas resistivas, las que indicarían la existencia de un reservorio superficial a profundidades muy variables entre los 200 y 400 m (Hidroproyectos, SETEC SRL, CEPIC SC, 1985). El techo del sustrato resistivo basal muestra una depresión desplazada hacia el sur del graben principal. Por otra parte hay evidencias regionales que hacia el sur de Tocomar el sustrato prevolcánico se hunde abruptamente hacia una depresión ocupada por los volcanes Agua Caliente y Queva. Las manifestaciones termales de Tocomar pueden asimilarse desde el punto de vista tectónico a una

zona fallada subvertical de rumbo NO-SE, de manera que un eventual reservorio geotérmico tendría que adaptarse a un modelo similar a un dique vertical. Por otra parte del estudio hidroquímico surge que en dicha zona de fractura existe un importante autosellamiento.

MODELO GEOTERMAL

El sistema geotermal de Tocomar se asemeja a un modelo de flujo a través de una estructura vertical conductora que encuentra interrupción en la circulación lateral en juegos de fallas secundarias, que provocan saltos en la permeabilidad, a la vez que sirven como conductos de ascenso (Fig. 11).

Las temperaturas calculadas para el reservorio estarían comprendidas en el rango 130°C -134°C y los valores determinados de flujo de calor debido a las manifestaciones termales alcanzan valores de 6.106 Kcal/h.

La tectónica activa registrada a lo largo de la depresión de Olacapato-Tocomar durante el lapso Neógeno-Pleistoceno ha delineado un esquema tectónico



Figura 10. Mapa geológico del centro volcánico Tocomar con distribución de las facies volcánicas y estructuras principales (modificado de Petrinovic y Colombo Piñol, 2006).



Figura 11. Esquema geológico del área Tocomar (modificado de Aquater, 1981).

complejo, características evidenciadas en los estudios geofísicos, los que no han podido determinar horizontes o capas continuas que pudieran actuar como reservorios profundos , así como efectivos y continuos niveles sello. A pesar de ello los perfiles geoeléctricos denotaron a niveles superficiales zonas de baja resistividad entre zonas resistivas, las que indicarían la existencia de un reservorio superficial a profundidades muy variables entre los 200 y 400 m.

El sistema geotermal Tocomar necesita contar con estudios geofísicos que profundicen su alcance, los que deberán ser complementados con un detallado programa de estudios estructurales a fin de avanzar en la comprensión del modelo geotermal.

REFERENCIAS

- Aquater, 1979. Estudio del potencial geotérmico de la provincia de Jujuy, República Argentina, Fase de reconocimiento. Secretaría de Estado de Minería: 129 pág. Informe inédito. Buenos Aires.
- Aquater, 1980. Exploración geotérmica del área del Cerro Tuzgle, provincia de Jujuy, República Argentina. Estudio de Prefactibilidad. Secretaría de Estado de Minería: 210 pág. Informe inédito. Jujuy.
- Arias, J.E. y Viera, O., 1982. Estratigrafía y tectónica de la comarca Olacapato y Tuzgle, provincias de Jujuy y Salta, República Argentina. Revista del Instituto de Ciencias Geológicas, 5: 71-86. Jujuy.
- Coira, B., 1995. Cerro Tuzgle Geothermal Prospect, Jujuy, Argentina. Proceedings of the World Geothermal Congress, 2: 1161-1165.

- Coira, B., 1990. Informe preliminar sobre el programa de perforaciones a fin de determinar gradientes de temperatura en el área del Cerro Tuzgle. Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos de Jujuy- Universidad Nacional de Jujuy- Dirección de Energía de Jujuy: 55 pág. Informe Inédito.
- Coira, B. y Paris, G., 1981. Estratigrafía volcánica del Área Cerro Tuzgle (23°50'-24°25' Lat. S, 66°25'-66°45' Long. O) provincias de Jujuy y Salta. Actas 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 659-671.
- Coira, B. y Malhburg Kay, S., 1989. Cerro Tuzgle. Quaternary Andean volcanism in the eastern Puna-Altiplano plateau, Argentina. General Assembly IAVCEI: Continental magmatism. New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources Bulletin, 131: 55. Santa Fe, New Mexico.
- Coira, B. y Malhburg Kay, S., 1993. Implications of Quaternary volcanism at Cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the Puna plateau, Central Andes, Argentina. Contribution to Mineralogy and Petrology, 113: 40-58.
- CREGEN, 1988. Estudio geotérmico del área Tuzgle-Tocomar-Pompeya. Centro Regional de Energía Geotérmica del Neuquén: 66 pág. Informe Inédito. Neuquén.
- Fracchia, D. y Coira, B.2008. Centro volcánico Vilama, un volcán cuaternario en la Puna Argentina. Actas 17º Congreso Geológico Argentino. Jujuy.
- Giese, P., 1994. Geothermal structure of the Central Andean crust- Implications for heat transport and rheology En: Reuter, K.J., Scheuber, E, Wigger, P.J. (Eds.): Tectonics of the Southern Central Andes : 69-76. Springer-Verlag, Berlin.
- Gotze, H., Schmidt, S. and Strunk, S., 1988. Central andean gravity field and its relation to crustal



structures. Lecture Notes in Earth Sciences, 17: 199-208.

- Henry, S.G. y Pollack, H.N. 1988. Terrestrial heat flow above the Andean subduction zone in Bolivia and Perú. Journal of geophysical Research, 93-B12: 153-162.
- Hidroproyectos S.A.-Setec S.R.L.-Cepic S.C., 1984. Estudio de la segunda fase de Prefactibilidad geotérmica del área denominada Tuzgle, Departamento Susques. Informe Inédito. Jujuy.
- Kay, S.M., Coira, B. and Viramonte, J., 1994. Young mafic backarc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, Central Andes. Journal of Geophysical Research, 99: 24323-24339.
- Knox, W.J., Mahlburg Kay, S. y Coira, B., 1989. Geochemical evidence of the origin of Quaternary basaltic andesites of the Puna, Northwest Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44: 194-206. Buenos Aires.
- Mon, R., 1987. Structural geology of two geothermal areas in the Andes: Copahue and Tuzgle (Argentina). Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 35.
- Petrinovic, I.A. y Colombo Piñol, F., 2006. Phreatomagmatic and phreatic eruptions in locally extensive settings of Southern Central Andes: The Tocomar VolcanicCentre (24° 102 S-66° 342 W), Argentina. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 158: 37-50.
- Petrinovic, I.A., 1999, La caldera de colapso del cerro Aguas calientes, Salta, Argentina. Evolución y esquema structural. En: Colombo, F., Queralt, I. and Petrinovic, I.A. (Eds.): Geología de los Andes centrales meridionales: El Noroeste Argentino. Acta Geológica Hispana, 34: 243-255.

- Sainato, C.M. y Pomposiello, M.C., 1997. Two dimensional magnetotelluric and gravity models of the Tuzgle volcano zone (Jujuy Province, Argentina). Journal of South American Earth Sciences, 10 (3-4): 247-261.
- Sainato, C.M., Pomposiello, M.C. y Feber, J.M., 1993. Audio-MT study of the Tuzgle volcano zone. Acta Geod. Geoph. Mon. Hung, 28 (3-4): 457-466.
- Schreiber, U. y Schwab, K., 1991. Geochemistry of Quaternary shoshonitic lavas related to the Calama-Olacapato-El Toro lineament (NW Argentina). Journal South American Earth Science, 4: 73-86.
- Schwab K, Lippolt H (1974) K-Ar mineral ages and Late Cenozoic history of the Salar de Cauchari Area (Argentine Puna).
 In Gonzalez-Ferran, O. (Ed.). Proceedings of the Symposium of Andean and Antarctic volcanology problems. Int. Assoc. Vol. Geochem. Earth Interior: 697-714.
- Schwarz, G., Chong, D.G., Kruger, D., Martínez, M.E., Massow, W., Rath, V., Viramonte, J., 1990. Crustal high conductivity zones in the southem central Andes and their tectonic implications, Part I and II. In: Final Workshop, Structure and evolution of the Central Andes in northernChile, southern Bolivia and northwestern Argentina. Abstract volume, Freie Universitat Berlin: 99-100.
- Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Trumbull, R. and Haberland, C., 2003, Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography. Earth and Planetary Science Letters, 215: 105-119.
- Schurr, B., Rietbrock, A., Asch, G. Kind, R. and Oncken, O., 2006, Evidence for lithospheric detachment in the central Andes from local earthquake tomography. Tectonophysics, 415: 203-223.