

OXYGEN AND CARBON ISOTOPE STUDIES OF CALCITE FROM THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

E. R. Olson*

Institute of Geophysics and Planetary Physics,
University of California, Riverside, California, USA

Summary

The inferences derived from oxygen and carbon isotope data for calcite samples from the Cerro Prieto Geothermal Field depend on the sample type. The $\delta^{18}\text{O}$ values for calcite in sandstone provide a reliable basis for estimating stable reservoir temperatures and the $\delta^{18}\text{O}$ values for calcite in shale can be related to the extent and spatial distribution of subsurface flow. The $\delta^{18}\text{O}$ values for vein calcite record short-lived polythermal fracture-filling episodes at temperatures that may differ from those in the adjacent stable reservoir. The oxygen isotope data for shales indicate a minimum water-rock volume ratio of 2:1. Even this high flow was greatly exceeded in sandstones, with the result that the reservoir fluids are isotopically well-mixed and of relatively low salinity.

Introduction

Large stable isotope variations in cuttings and core samples were measured in a preliminary study of six exploration wells from the Cerro Prieto

Geothermal Field.¹ These isotopic variations were related to subsurface temperatures and flow rates and, combined with other geological methods, could be used predictively in geothermal resource assessment.²

Isotopic data have now been accumulated for fifteen additional wells, many of which are located in the producing part of the field. Some in particular have been carefully studied by Mercado in his assessment of stable (equilibrium) reservoir temperatures in the field.³ With the geothermal and thermal data now in hand, the earlier conclusions can be refined. Happily, the refinements provide a superior understanding of the Cerro Prieto hydrothermal system and give increased confidence in isotopic data as a practical tool in geothermal resource assessment.

The purpose of this paper is to illustrate selected aspects of the isotopic data. All of the data and a full discussion integrated with petrographic and other observations are to be given elsewhere.⁴

M10: The conundrum

For the application of the calcite-water oxygen isotope geothermometer, the $\delta^{18}\text{O}$ values must be known for both phases.[†] Although the analytical measurements involved are reasonably straightforward, the mineral and water samples normally available do not constitute well-matched pairs. Calcite

samples may represent a veinlet a few millimeters across or a sandstone bed a few decimeters thick, but fluid samples represent an average from production intervals of as much as several hundred meters. With the available samples there is an unavoidable major uncertainty about the extent of possible vertical variation in fluid composition with an attendant uncertainty in temperature estimation.

For the well M10 at 1185 meters depth, we have isotopic and fluid inclusion data that illustrate and, to some extent, resolve this problem (Fig. 1). For vein calcite in cuttings the mean homogenization temperature for 127 inclusions was 305°C.

The $\delta^{18}\text{O}$ value for that calcite was -2.93‰.

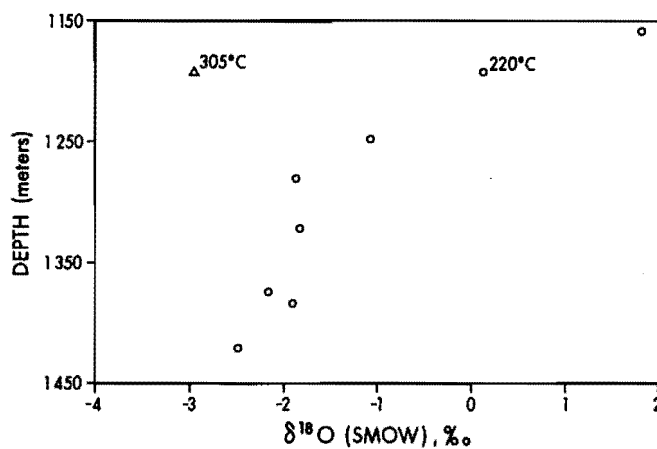
From these data the $\delta^{18}\text{O}$ value for the fluid can

be calculated to be -8.33‰, assuming deposition in isotopic equilibrium. This value is almost exactly that suggested by Truesdell *et al.* for the reservoir prior to steam production.⁶

This close agreement suggests that -8.33‰ may be used with confidence as the value for water in our isotopic temperature calculations. However, we also have a $\delta^{18}\text{O}$ value for calcite in sandstone at 1185m in

M10: +0.14‰. From this and our preferred

water value, a temperature of 220°C is calculated.



XBL 793-9051

Figure 1. Oxygen isotope values for calcite in cuttings from well M10 (circles = sandstone, triangle = vein calcite). See discussion of temperatures in text.

This 'sandstone temperature' is virtually identical to the temperature proposed by Mercado for the undisturbed reservoir at this location.³ Thus the isotopic data, with independent verification, indicate 220°C for calcite in the pores of sandstone and 305°C for fracture-filling calcite in very close proximity. If both temperature estimates are valid, it means that relatively hot water was drawn into the fracture system and the calcite was deposited at a temperature 85°C hotter than the adjacent stable reservoir temperature. It may also mean that $\delta^{18}\text{O}$ of calcite in sandstone can be used to calculate stable reservoir temperatures with some confidence in cases for which independent temperature estimates are unavailable.

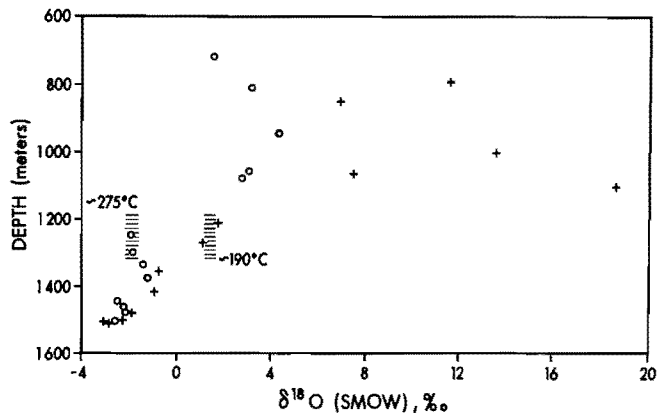
M94: Polythermal veins

Calcite veins in core from 1297m in M94 illustrate another apparent characteristic of fracture-filling episodes. The $\delta^{18}\text{O}$ values of six samples ranged from +2.10 to -1.46‰. With the preferred water $\delta^{18}\text{O}$ (-8.33‰), temperatures are calculated from 185 to 260°C, in fair agreement with the measured range of fluid inclusion homogenization temperatures from 160 to 290°C. This is one of several instances in which isotopic and fluid inclusion data indicate comparable and substantial temperature ranges for fracture-filling episodes in Salton Trough geothermal systems.⁷ These ranges are not a fortuitous coincidence of measurement error: The temperature of vein deposition may vary by 50°C or more even over a few millimeters.

The isotopic variation (>3.5‰) seen in the M94 vein system would probably not have been apparent had the interval not been cored. Cuttings would have effected a mixture more-or-less representative of the fracture set, and the isotopic value(s) would have been some kind of mean. Indeed the samples used (~25 mg.) must have averaged fine-scale (submillimeter) variations evident in fluid inclusion microscopy, and this may be the reason why the isotopic temperature range falls within that for the fluid inclusion homogenization temperatures. Mean temperatures from vein minerals in cuttings might or might not (as in M10 at 1185m) be close to the stable reservoir temperature.

M21: Sandstones and shales

The general tendency in Salton Trough geothermal wells for calcite in sandstone to have lighter $\delta^{18}\text{O}$ values than calcite in shale at the same depth is well exemplified in M21 (Fig. 2).[‡] If isotopic temperatures are calculated for sandstones and shales, the differences apparent over limited vertical intervals are impossibly large. Between 1200 and 1300m in M21 for example, sandstone calcite data indicate ~275°C and shale data ~190°C, if in both cases we use the preferred $\delta^{18}\text{O}$ value for water. Temperature differences of 85°C cannot persist on this scale for extended periods because conductive heat flow would heat the initially cooler rock mass. It is more plausible, as has been earlier suggested, that

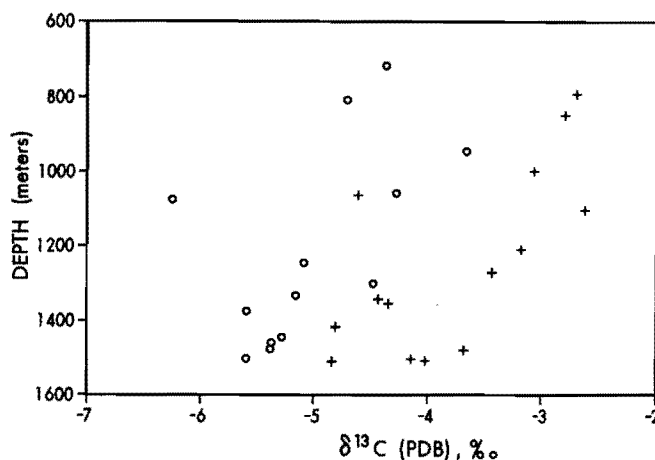


XBL 793-9052

Figure 2. Oxygen isotope values for calcite in cuttings from well M21 (circles = sandstone, crosses = shale). The 'shale temperature' between 1200 and 1300m is posed for discussion only, see text.

isotopic differences between sandstone and shale reflect their interaction with different volumes of fluid.⁸ The permeability of the sandstone was greater (at least initially) and therefore its constituent minerals interacted with more fluid.

The common tendency in Salton Trough hydrothermal systems for calcite in sandstone to have lighter $\delta^{13}\text{C}$ values than in shale at the same depth is also well exemplified in M21 (Fig. 3). These isotopic differences may require a complex explanation to be accurate in detail⁸, but some of the possible factors may be evaluated now. Because the calcite in both sandstone and shale was initially detrital, the present differences are not original. Although calcite-consuming metamorphic reactions are occurring in the hottest parts of the reservoir,^{1,4} simple removal of isotopically heavier CO_2 with the residual calcite becoming lighter is precluded by the lack of correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and calcite content, and by the tendency for these reactions



XBL 793-9053

Figure 3. Carbon isotope values for calcite in cuttings from well M21 (circles = sandstone, crosses = shale).

to locally consume all of the calcite. Nor would it seem to be due to local interaction with carbon derived from isotopically light organic matter because the initially richer shales are isotopically heavier. Part of the explanation for these carbon isotope differences must be that the hydrothermal fluid contains isotopically light carbon, presumably in CO_2 and that sandstone calcite has interacted with more of this fluid than the shale. This is the same conclusion reached about the oxygen isotope differences between sandstone and shale, and it is supported by carbon isotope measurements on CO_2 in the produced fluid,⁶ and on calcite from fracture-filling veinlets, both of which are generally lighter than most of the calcite in the reservoir. We cannot now choose between two alternative sources for the isotopically light component of this CO_2 : organic carbon incorporated during recharge or juvenile carbon convectively removed from its magmatic source. As Truesdell *et al.* point out, the very large amount of carbon in calcite in the reservoir and the substantial generation of CO_2 by decarbonation reactions will greatly buffer the system in any case.⁶ Nevertheless, the carbon isotope data provide additional support for the notion that much larger volumes of fluid have interacted with sandstone than with shale.

M6: Temperature reversal

From the foregoing there are good reasons to consider that subsurface temperatures may be estimated from the oxygen isotope values for calcite in sandstone. The thermal studies of Mercado provide an excellent basis to test this idea,³ and M6 provides perhaps its most striking success (Fig. 4). The $\delta^{18}\text{O}$ values are progressively heavier from 450 to 900 meters, and using the preferred $\delta^{18}\text{O}$ value for water, isotopic temperatures of 207°C at $\sim 450\text{m}$ and 116°C at $\sim 800\text{m}$ are calculated. Mercado gives stable reservoir temperatures of 149°C and 93°C at these depths in M6. The temperature discrepancy at 450 meters is substantial and may indicate mixing with isotopically lighter water (recharge)

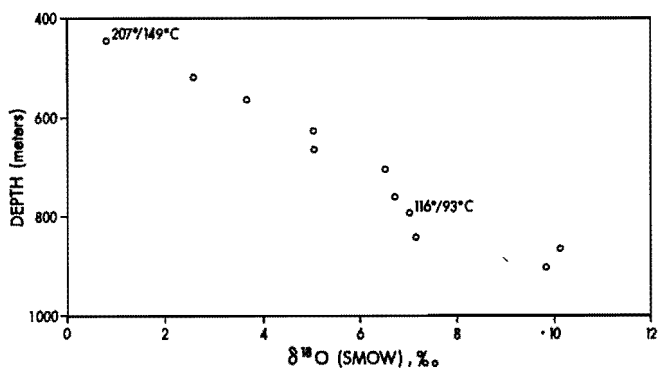


Figure 4. Oxygen isotope values for calcite in sandstone cuttings from well M6. The first temperature indicated in each pair was calculated from oxygen isotope data, the second was taken from Mercado.³

in this marginal part of the field. Nevertheless, the isotopic data faithfully outline the broad temperature reversal indicated by Mercado for the depths studied in M6.

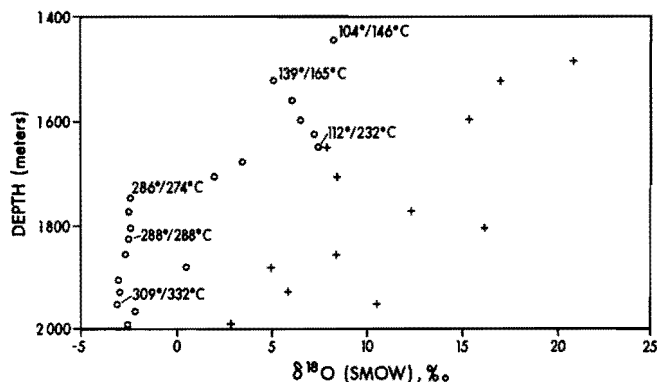
M53: A detailed profile

M53 is another well that was carefully studied by Mercado.³ It is a deep well with temperatures exceeding 300°C at depth, but with relatively low temperatures to depths of 1500m. The oxygen isotope temperatures using sandstone calcite and the preferred water value agree closely with Mercado's temperatures below 1700m (in the reservoir) (Fig. 5). In the zone from 1400 to 1700m however, the isotopic temperatures are consistently lower. The higher calcite contents of these sandstones⁴ is evidence that this is a zone of recharge, and the isotopically lighter water expected in the mixing region should cause the isotopic temperatures to err on the *high* side (as in M6 at 450m). This appears to be a case in which the isotopic thermometer gives a more precise thermal profile than downhole measurements.

The good agreement between isotopic temperatures and equilibrium temperatures in the reservoir is seen in wells from all parts of the field. This success for the preferred $\delta^{18}\text{O}$ value for water must mean that the reservoir fluid is well-mixed.

M19A - top of the hydrothermal system

The oxygen isotope profile of M19A is typical of several in which there is an abrupt transition from heavier to lighter values in calcite in both sandstone and shale (at $\sim 950\text{m}$ Fig. 6). In this and several other wells, the isotopic data enable us to locate the 'top' of the hydrothermal system, below which are encountered high temperature and flow. A zone of lesser flow is evident in M21 between 700 and 1100m (Fig. 2) by the shale calcite $\delta^{18}\text{O}$ values being considerably heavier than those in sandstone. In this manner the shale calcite $\delta^{18}\text{O}$ values are most useful in outlining the hydrothermal regime.



XBL 793-9055

Figure 5. Oxygen isotope values for calcite in cuttings from well M53 (circles = sandstone, crosses = shale). The first temperature indicated in each pair was calculated from oxygen isotope data, the second was taken from Mercado.³

The nature of the system

The isotope effects observed in this system have implications for its fundamental nature. The apparent 'discovery' that flow is greater through sandstone than through shale is an expected result, but the large isotopic shift in calcite in shale in certain parts of the reservoir implies surprisingly high flow in those zones.

For some volume of rock we can compute a water-rock ratio (W/R) from the ratio of isotopic shifts: $^{18}\Delta_{\text{rock}}/^{18}\Delta_{\text{water}}$, and from this ratio estimate how much fluid flowed through the rock. Although we do not have whole rock isotopic data or data for all mineral phases, a rock shift may be estimated from calcite data using a simplified modal composition, equilibrium fractionation factors, and data on exchange rates from other Salton Trough geothermal systems.^{9,10} The ^{18}O shift for water may be inferred from the data of Truesdell *et al.*⁶ and equilibrium fractionation factors. This admittedly crude calculation should be done only for shales because it involves the further assumption that a fixed amount of calcite rested in the rock continually exchanging oxygen with any fluid passing through. In sandstones, we have evidence for dramatic mineralogical changes (e.g. addition of 25% calcite, or total removal of calcite) that signal failure of this condition.^{1,4} In most shales the calcite content is roughly constant at $7 \pm 3\%$ and small fluctuations within that range are not correlated with changes in the $\delta^{18}\text{O}$ value.

Shales from the high temperature part of the reservoir have $\delta^{18}\text{O}$ values for calcite that cluster about 0‰ .⁴ For these shales we can calculate a whole rock shift of $14 \pm 1.4\text{‰}$ in the manner described. Using a water shift of 4‰ we arrive at a water-rock volume ratio of about 5:1 for a closed system and about 2:1 for an open system.¹¹ These are minimum estimates, in part because some, possibly much, of the fluid will not interact substantially with the rock. The estimate applies strictly only to the fluid that did interact and

is thus a minimum. It is also a minimum for the reservoir because we have oxygen and carbon isotope evidence for higher W/R in sandstones which in turn is supported by the large volumes of fluid implicit in the extensive mineralogical changes observed in sandstones.

Even though these W/R estimates are minimal, they are large, and they suggest that the hydrothermal system at Cerro Prieto is relatively open. The 2:1 volume ratio for an open system requires the flowthrough of at least ten pore volumes for a rock with 20% porosity. This impressive fluid through-put is a major reason why the Cerro Prieto brines are only about one-tenth as saline as those in the equally hot Salton Sea Geothermal Field.

Acknowledgements

This work was carried out at the Institute of Geophysics and Planetary Physics of the University of California at Riverside under a United States Department of Energy contract from the Lawrence Berkely Laboratory of the University of California. The manuscript was prepared at Petro-Canada in Calgary, Alberta.

I am grateful for the capable assistance at Riverside from J. Hoagland, D. Christiansen, J. Freckman, D. McDowell, L. Armstrong, G. Laurin and L. Ansell-Prizler.

* Present address: Petro-Canada Exploration Inc., P. O. Box 2844, Calgary, Alberta, Canada T2P 2M7
† The experimental calibration given by Friedman and O'Neil,⁵ viz.

$1000(\ln \alpha) = 2.78(10^6 T^{-2}) - 2.89$,
can be recast in the following computational form:

$$T = 1667.33 + \sqrt{1000(\ln \left[\frac{(\delta^{18}\text{O}-\text{Ct}/1000) + 1}{(\delta^{18}\text{O}-\text{W}/1000) + 1} \right]) + 2.89}$$

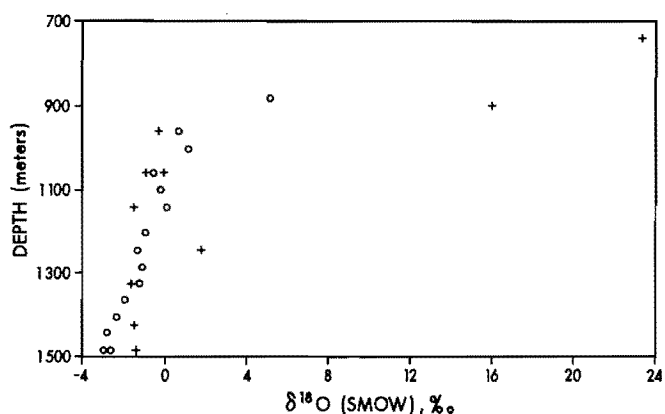
The same writers give full definitions for the isotopic terminology used here; SMOW is the reference standard for oxygen, PDB for carbon.

‡ Note that surface and shallow calcite samples from the Salton Trough typically have $\delta^{18}\text{O} = +20$ to 25‰ and $\delta^{13}\text{C} = -1.5$ to -3.0‰ . These detrital/diagenetic values are the starting points for the progressive isotopic changes observed at depth.

§ Four carbon-bearing species (CaCO_3 , CO_3^{--} , HCO_3^{--} , CO_2) may be present, and the prevailing reaction steps and rates with accompanying equilibrium or kinetic isotope effects may have to be evaluated.

References

1. Elders, W.A., Olson, E.R., Hoagland, J.R., Barker, C.E., Johnson, P.D., and Collier, P., 1977. A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs: Petrology and the light stable isotope geochemistry of wells M48, M84, M90, M91, M92 and Prian No. 1, in the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. Report No. 77/37, Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California at Riverside: 1-153.
2. Elders, W.A., Hoagland, J.R., and Olson, E.R., 1978. Hydrothermal mineralogy and isotopic geochemistry in the Cerro Prieto Geothermal



XBL 793-9056

Figure 6. Oxygen isotope values for calcite in cuttings from well M19A (circles = sandstone, crosses = shale).

- Field, Mexico. III. Practical applications. Geothermal Resources Council Transactions, 2: 177-180.
3. Mercado G., S., 1976, Movement of geothermal fluids and temperature distribution in the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. (in) Proceedings of the Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, California, 20-29 May, 1975, 1: 487-494.
 4. Elders, W.A., et al., 1979. Final Report to United States Department of Energy for the Period January 1 to September 30, 1978, Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California at Riverside: in preparation.
 5. Friedman, I., and O'Neil, J.R., 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest, Chapter KK. (in) Data of Geochemistry. United States Geological Survey Professional Paper 440-KK.
 6. Truesdell, A.H., Rye, R.O., Pearson, F.J., Olson, E.R., Nehring, N.L., Huebner, M.A., and Coplen, T.B., 1979. Preliminary isotopic studies of fluids from the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. (This volume).
 7. Freckman, J.T., and Olson, E.R., 1978. Polythermal history of fracture filling episodes in active geothermal systems (abstract). International Association on the Genesis of Ore Deposits, Fifth Symposium, Alta, Utah, Programs and Abstracts: p. 91.
 8. Olson, E.R., and Elders, W.A., 1978. Hydrothermal mineralogy and isotopic geochemistry in the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexico. II. Isotopic Geochemistry. Geothermal Resources Council Transactions, 2: 513-516.
 9. Kendall, C., 1976. Petrology and stable isotope geochemistry of three wells in the Buttes area of the Salton Sea Geothermal Field, Imperial Valley, California. Report No. 76/17, Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California at Riverside: 1-211.
 10. Olson, unpublished data on Salton Sea Geothermal Field silicate minerals.
 11. Taylor, H.P., Jr., 1977. Water/rock interactions and the origin of H₂O in granitic batholiths. Journal of the Geological Society, 133 (6): 509-558.

ESTUDIOS ISOTOPICOS DE OXIGENO Y CARBONO EN CALCITAS DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

Resumen

Las inferencias derivadas de datos de isótopos de oxígeno y carbono para muestras de calcita del campo geotérmico de Cerro Prieto dependen del tipo de muestra. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ para calcita en areniscas proveen bases confiables para estimar las temperaturas estables del yacimiento, y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ para calcita en lutitas se pueden relacionar con la extensión y distribución espacial del flujo subterráneo. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ para venas de calcita registran episodios politérmicos de corta vida de relleno de fracturas, a temperaturas que pueden diferir de las temperaturas estables del yacimiento adyacente. Los datos de isótopos de oxígeno para lutitas indican una razón volumétrica mínima agua-roca de 2:1. Aún este alto flujo fue ampliamente superado en areniscas, con el resultado de que los fluidos del yacimiento están isotópicamente bien mezclados y son de salinidad relativamente baja.

Introducción

En un estudio preliminar de seis pozos de exploración del campo geotérmico de Cerro Prieto se

midieron grandes variaciones de isótopos estables en muestras de recortes y núcleos.¹ Dichas variaciones isotópicas se relacionaron con temperaturas subterráneas y tasas de flujo y, combinadas con otros métodos geológicos, podrían usarse predictivamente en la evaluación de recursos geotérmicos.² Ahora se cuenta con datos isotópicos de 15 pozos adicionales, muchos de los cuales se hallan en el sector del campo bajo producción. Algunos en particular han sido cuidadosamente estudiados por Mercado en su evaluación de las temperaturas estables (de equilibrio) del yacimiento.³ Con los datos geotérmicos y térmicos (que se tiene en la actualidad) se pueden refinar las conclusiones obtenidas anteriormente. Felizmente, estos refinamientos proveen una mayor comprensión del sistema hidrotérmico de Cerro Prieto y aumentan la confianza en los datos isotópicos como una útil herramienta en la evaluación de los recursos geotérmicos.

El propósito de este trabajo es ilustrar aspectos seleccionados de los datos isotópicos. Una discusión completa, integrada con observaciones petrográficas y otras observaciones será publicada en otro informe.⁴

M-10: El rompecabezas

Para la aplicación del geotermómetro del isótopo de oxígeno de calcita-agua, deben conocerse los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en ambas fases.* Aunque las mediciones analíticas involucradas son razonablemente sencillas, las muestras de minerales y aguas disponibles normalmente no constituyen pares bien combinados. Las muestras de calcita pueden representar pequeñas venas de pocos milímetros de espesor o un estrato de arenisca de pocos decímetros de grosor, mientras que las muestras de fluido representan un promedio para intervalos de producción de hasta varios cientos de metros. Con las muestras disponibles hay una inevitable e importante incertidumbre respecto a la extensión de las posibles variaciones verticales de composición del fluido, con la concomitante incertidumbre en la estimación de la temperatura.

Para el pozo M-10 a 1185 m de profundidad contamos con datos isotópicos y de inclusión de fluidos que ilustran y, hasta cierto punto, resuelven este problema (Figura 1). Para recortes de calcita de venas, la temperatura de homogeneización promedio para 127 inclusiones fue 305°C. El valor de $\delta^{18}\text{O}$ para esa calcita fue -2.93‰. De dichos datos, el valor de $\delta^{18}\text{O}$ calculado para el fluido es -8.33‰, asumiendo deposición en equilibrio isotópico. Este valor es casi igual al sugerido por Truesdell, et al. para el yacimiento antes de la producción de vapor.⁶ Este acuerdo tan cercano sugiere que en nuestros cálculos de temperatura isotópica se puede usar con confianza el valor -8.33‰ para el agua. Sin embargo, también contamos con un valor de $\delta^{18}\text{O}$ igual a +0.14‰ para calcita en arenisca a 1185 m en el M-10. A partir de esto y de nuestro valor preferido para el agua, se calcula una temperatura de 220°C. Esta "temperatura de arenisca" es virtualmente idéntica a la temperatura propuesta por Mercado para el yacimiento no perturbado en este lugar.³ Entonces, los datos isotópicos, verificados independientemente, indican 220°C para la calcita de los poros de la arenisca y 305°C para la calcita que rellena las fracturas inmediatamente cercanas. Si ambas estimaciones de temperatura son válidas, se infiere que agua relativamente caliente penetró en el sistema de fracturas depositando calcita a una temperatura 85°C mayor que la temperatura estable del yacimiento adyacente. También puede significar que el $\delta^{18}\text{O}$ de calcita en arenisca puede utilizarse para calcular con cierta confianza las temperaturas del yacimiento estable en casos en que no se dispone de estimaciones independientes de temperatura.

M-94: Venas politérmicas

Las venas de calcita de un núcleo correspondiente a 1297 m del M-94 ilustran otra aparente característica de episodios de relleno de fracturas. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de seis muestras fluctuaron entre +2.10 y -1.46‰. Con el $\delta^{18}\text{O}$ preferido para el agua (-8.33‰), se calculan temperaturas desde 185 hasta 260°C, en razonable acuerdo con el rango de temperaturas de homogeneización de inclusiones de fluido, de 160 a 290°C. Esta es una de las varias instancias en las que los datos isotópicos y de inclusión de fluido indican rangos de temperatura comparables y substan-

ciales para episodios de relleno de fracturas en el sistema geotérmico de la Depresión de Saltón. Dichos rangos no constituyen una coincidencia fortuita de errores de medición: la temperatura de deposición en venas puede variar 50°C o más, aun sobre un espacio de unos pocos milímetros.

Probablemente, la variación isotópica (> 3.50‰) observada en el sistema de venas del M-94 no hubiera sido evidente de no haberse extraído núcleos de dicho intervalo. Los recortes hubieran producido una mezcla más o menos representativa del conjunto de fracturas y los valores isotópicos hubieran representado algún tipo de promedio. Efectivamente, las muestras usadas (~25 mg) deben haber promediado las variaciones de pequeña escala (submilimétrica) que resultan evidentes en microscopía de inclusiones de fluido, y puede ser la causa de que el rango de temperatura isotópica caiga dentro del correspondiente a la temperatura de homogeneización de inclusiones de fluido. Las temperaturas medias de las venas minerales de los recortes podrían o no (como en el M-10 a 1185 m) ser cercanas a la temperatura estable del yacimiento.

M-21: Areniscas y lutitas

La tendencia general de los pozos geotérmicos de la Depresión de Saltón de tener valores de $\delta^{18}\text{O}$ menores para calcita en areniscas que para calcita en lutitas a la misma profundidad, está bien ejemplificada en el M-21 (Figura 2)[†]. Si se calculan las temperaturas isotópicas para areniscas y lutitas, las diferencias aparentes sobre intervalos verticales limitados son imposiblemente grandes. Por ejemplo, en el M-21 entre 1200 y 1300 m, los datos de calcita en areniscas indican ~275°C y los datos de lutita ~190°C, si usamos en ambos casos el valor preferido de $\delta^{18}\text{O}$ para agua. En esta escala no pueden persistir diferencias de temperatura de 85°C por largos períodos porque el flujo conductivo de calor calentaría la masa rocosa inicialmente más fría. Como fue sugerido anteriormente, es más plausible que las diferencias isotópicas entre arenisca y lutita reflejen su interacción con diferentes volúmenes de fluido.⁸ La permeabilidad de la arenisca fue mayor (al menos inicialmente) y por lo tanto sus minerales constituyentes interactuaron con más fluido.

La tendencia general del sistema hidrotermal de la Depresión de Saltón de tener valores de $\delta^{13}\text{C}$ menores para calcita en areniscas que en lutitas, a igual profundidad, está bien ejemplificada también en el M-21 (Figura 3). Estas diferencias isotópicas pueden requerir una compleja explicación para ser preciso en los detalles^{††}, pero pueden evaluarse ahora algunos de los posibles factores. Las diferencias actuales no son originales porque la calcita presente tanto en las areniscas como en las lutitas, fue inicialmente detrítica. Aunque en las regiones más calientes del yacimiento tienen actualmente lugar reacciones metamórficas que consumen calcita^{1,4}, la simple remoción del CO_2 isotópicamente más pesado, con la calcita residual volviéndose cada vez más liviana, queda excluida por la falta de correlación entre $\delta^{13}\text{C}$ y el contenido de calcita, y por la tendencia de estas reacciones a consumir localmente toda la calcita. Tampoco parecería deberse a la inter-

acción local con carbono derivado de material orgánico isotópicamente liviano, porque las lutitas inicialmente más ricas son más pesadas isotópicamente. Una explicación parcial para estas diferencias de isótopos de carbono es que el fluido hidrotermal contiene carbono isotópicamente liviano, presumiblemente en CO_2 , y que la calcita de las areniscas ha interactuado con una mayor cantidad de este fluido que la de las lutitas. Esta es la misma conclusión alcanzada acerca de las diferencias de isótopos de oxígeno entre areniscas y lutitas, y está respaldada por mediciones isotópicas de carbono en CO_2 contenido en fluidos producidos⁶, y en calcita proveniente de pequeñas venas que rellenan las fracturas. Ambas son generalmente más livianas que la mayor parte de la calcita del yacimiento. No podemos elegir ahora entre dos fuentes alternativas del componente isotópicamente más liviano de este CO_2 : carbono orgánico incorporado durante la recarga o carbono juvenil extraído convectivamente de su fuente magmática. Como señalaron Truesdell et al., la gran cantidad de carbono contenida en calcitas del yacimiento y la sustancial generación de CO_2 por reacciones de descarbonatización actuaran en cualquier caso como un eficiente "buffer" del sistema.⁶ No obstante, los datos de isótopos de carbono proveen evidencia adicional para la noción de que mayores volúmenes de fluido han interactuado con las areniscas que con las lutitas.

M-6: Inversión de temperatura

Por lo antedicho, hay buenas razones para considerar que se pueden estimar las temperaturas subterráneas a partir de los valores isotópicos de oxígeno para calcita en areniscas. Los estudios térmicos de Mercado ofrecen excelentes bases para probar esta idea³, y el M-6 proporciona quizás su éxito más notable (Figura 4). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se hacen progresivamente más pesados desde los 450 a los 900 m, y usando el valor de $\delta^{18}\text{O}$ preferido para agua, se calculan temperaturas isotópicas de 207°C a ~450 m y de 116°C a ~800 m. Mercado da temperaturas estable del yacimiento de 149°C y 93°C para el M-6 a esas profundidades. La discrepancia de temperatura a 450 m es sustancial y puede indicar mezcla con aguas isotópicamente más livianas (recarga), en esta parte marginal del campo. No obstante, los datos isotópicos muestran fielmente la amplia inversión de temperatura indicada por Mercado para las profundidades estudiadas en el M-6.

M-53: Un perfil detallado

El M-53 es otro pozo que fue cuidadosamente estudiado por Mercado.³ Es un pozo profundo con temperaturas que exceden los 300°C a profundidad, pero con temperaturas relativamente bajas hasta profundidades de 1500 m. Las temperaturas isotópicas de oxígeno utilizando calcita de areniscas y el valor preferido para el agua, coinciden muy bien con las temperaturas de Mercado debajo de los 1700 m (en el yacimiento) (Figura 5). Sin embargo, en la zona de 1400 a 1700 m, las temperaturas isotópicas son consistentemente más bajas. El elevado contenido de calcita de estas areniscas es prueba de que ésta es una zona de recarga, y el agua isotópicamente más liviana, esperada en la región de mezcla, debiera resultar en temperaturas isotópicas erradas en más (como en el M-6 a 450 m).

Este parece ser un caso en el que el termómetro isotópico da un perfil térmico más preciso que las mediciones dentro del pozo.

El buen acuerdo entre temperaturas isotópicas y temperaturas de equilibrio del yacimiento se observa en pozos de todas las áreas del campo. Este éxito del valor de $\delta^{18}\text{O}$ preferido para el agua debe significar que los fluidos del yacimiento están bien mezclados.

M-19A - límite superior del sistema hidrotermal

El perfil isotópico de oxígeno del M-19A es típico de varios en los que se observa una abrupta transición de los valores de calcita más pesados a los más livianos, tanto en areniscas como en lutitas (a ~950 m, Figura 6). En éste y varios otros pozos, los datos isotópicos nos permiten localizar el límite superior del sistema hidrotermal, bajo el cual se encuentran altos valores de temperaturas y de flujo. En el M-21, entre 700 y 1100 m, se manifiesta una zona de menor flujo (Figura 2), dado que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de calcita en lutita son considerablemente más pesados que en areniscas. De este modo los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de calcita en lutita son extremadamente útiles para delinear el régimen hidrotermal.

La naturaleza del sistema

Los efectos isotópicos observados en este sistema tienen implicaciones por su naturaleza fundamental. El aparente "descubrimiento" de que el flujo es mayor a través de las areniscas que a través de las lutitas es un resultado esperado, pero el importante corrimiento isotópico de calcita en lutitas en ciertas partes del yacimiento implica flujos sorpresivamente altos en dichas zonas.

Para un volumen de roca se puede calcular la razón agua-roca (A/R) a partir de la razón de corrimientos isotópicos: $^{18}\Delta_{\text{roca}} / ^{18}\Delta_{\text{agua}}$, y en base a ella estimar cuanto fluido fluyó a través de la roca. Aunque no contamos con datos isotópicos para la totalidad de la roca ni datos para todas las fases minerales, se puede estimar un corrimiento para la roca a partir de datos de calcita usando una composición modal simplificada, factores de fraccionamiento de equilibrio y datos de tasas de intercambio de otros sistemas geotérmicos de la Depresión de Saltón.^{9,10} El corrimiento de $\delta^{18}\text{O}$ para el agua puede inferirse de los datos de Truesdell et al.⁶, y de factores de fraccionamiento de equilibrio. Estos cálculos, que son aproximados, sólo son admisibles para lutitas porque involucran la suposición adicional de que una cantidad fija de calcita permaneció en la roca e intercambio continuamente oxígeno con cualquier fluido que pasara a través de la misma. Para las areniscas contamos con evidencias de dramáticos cambios mineralógicos (e.g. adición de 25% de calcita, o remoción total de la calcita) que demuestran que dicha condición no se cumple.^{1,4} En la mayoría de las lutitas, el contenido de calcita es aproximadamente constante, $7 \pm 3\%$, y las pequeñas fluctuaciones dentro de dicho rango no se correlacionan con cambios en los valores de $\delta^{18}\text{O}$.

Las lutitas provenientes de la parte de alta temperatura del yacimiento tienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ para calcita que se agrupan alrededor de 0‰ .⁴ Para dichas lutitas podemos calcular de la manera descrita un corrimiento para la roca en su totalidad de $14 \pm 1.4\text{‰}$. Usando un corrimiento de 4‰ para el agua llegamos a una razón de volumen agua-roca de alrededor de 5:1 para un sistema cerrado, y de alrededor de 2:1 para un sistema abierto.¹¹ Estas estimaciones son límites inferiores, en parte porque cierta fracción del fluido, posiblemente grande, no interactúa sustancialmente con la roca. Lo estimado se aplica estrictamente al fluido que interactuó, de ahí el límite inferior. Es también un mínimo para el yacimiento porque se cuenta con evidencia isotópica de oxígeno y carbono que indica mayores valores de A/R en areniscas, los que a su vez están respaldados por los grandes volúmenes de fluidos implícitos en los extensos cambios mineralógicos observados en las areniscas.

Aunque dichas estimaciones de A/R son mínimas, son grandes, y sugieren que el sistema hidrotermal de Cerro Prieto es relativamente abierto. La proporción de volumen de 2:1 para un sistema abierto requiere el pasaje de por lo menos diez volúmenes de poro, para rocas con una porosidad de 20%. Este impresionante flujo es una de las causas importantes por las que la salinidad de las salmueras de Cerro Prieto es solamente un décimo de la correspondiente al campo geotérmico de Salton Sea de similar temperatura.

Agradecimientos

Este trabajo se llevó a cabo en el Institute of Geophysics and Planetary Physics de la Universidad de California en Riverside bajo un contrato del Departamento de Energía de los EEUU proveniente del Lawrence Berkeley Laboratory de la Universidad de California. El manuscrito fue preparado en Petro-Canada, en Calgary, Alberta.

Agradezco la competente ayuda en Riverside de J. Hoagland, D. Christiansen, J. Freckman, D. McDowell, L. Armstrong, G. Laurin y L. Ansell-Prizler.

Títulos de Figuras

Figura 1. Valores isotópicos de oxígeno para calcita en recortes del pozo M-10 (círculos = arenisca, triángulos = venas de calcita). Ver en el texto la discusión sobre la temperatura.

Figura 2. Valores isotópicos de oxígeno para calcita en recortes del pozo M-21 (círculos = arenisca, cruces = lutita). La "temperatura de lutita" entre 1200 y 1300 m se propuso a los efectos de la discusión solamente, ver texto.

Figura 3. Valores isotópicos de carbono para calcita en recortes del pozo M-21 (círculos = arenisca, cruces = lutita).

Figura 4. Valores isotópicos de oxígeno para calcita en recortes de arenisca del pozo M-6. La primera temperatura indicada en cada par se calculó a partir de los datos isotópicos de oxígeno; la segunda se tomó de Mercado³.

Figura 5. Valores isotópicos de oxígeno para calcita en recortes del pozo M-53 (círculos = arenisca, cruces = lutita). La primera temperatura indicada en cada par se calculó a partir de los datos isotópicos de oxígeno, la segunda se tomó de Mercado³.

Figura 6. Valores isotópicos de oxígeno para calcita en recortes del pozo M-19A (círculos = arenisca, cruces = lutita).

Notas

*La calibración experimental dada por Friedman y O'Neil⁵,

$$1000(\ln\alpha) = 2.78(10^6 T^{-2}) - 2.89$$

puede reescribirse en la siguiente forma computacional:

$$T = 1667.33 \div \sqrt{1000(\ln \left[\frac{(\delta^{18}\text{O}-\text{Ct}/1000)+1}{(\delta^{18}\text{O}-\text{W}/1000)+1} \right])^{2.89}}$$

Los mismos autores dan definiciones completas para la terminología isotópica usada aquí; la referencia estándar para oxígeno es SMOW y para carbono es PDB.

†Nótese que las muestras de calcita de superficie y de poca profundidad provenientes de la Depresión de Salton tienen típicamente $\delta^{18}\text{O} = +20$ a 25‰ y $\delta^{13}\text{C} = -1.5$ a -3.0‰ . Estos valores detríticos/diagenéticos son los puntos de partida para los progresivos cambios isotópicos observados en profundidad.

††Cuatro especies que contienen carbono (CaCO_3 , CO_3^{--} , HCO_3^- , CO_2) pueden estar presentes, y es posible que se deban evaluar las secuencias y velocidades de reacción dominantes, y el equilibrio o efectos cinéticos isotópicos correspondientes.