HYDROTHERMAL MINERAL ZONES IN THE GEOTHERMAL RESERVOIR OF CERRO PRIETO

W. A. Elders, J. R. Hoagland, S. D. McDowell
Institute of Geophysics and Planetary Physics
University of California, Riverside, California, USA

J. M. Cobo R.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

Abstract

Detailed petrologic studies completed to date on ditch cuttings and core from 23 wells in the Cerro Prieto field have led to recognition of regularly distributed prograde metamorphic mineral zones. The progressive changes in mineralogy exhibit a systematic relationship with reservoir temperature.

The Cerro Prieto reservoir consists of a series of sandstones, siltstones, and shales composing part of the Colorado River delta. The western part of the field contains relatively coarser sediments apparently derived from the Sierra de los Cucupahs, immediately to the west of Cerro Prieto. The most abundant detrital minerals in the sediments include quartz, feldspar, kaolinite, montmorillonite, illite, chlorite, mixed-layer clays, calcite, dolomite and iron hydroxides. Some of these minerals were also formed diagenetically.

The following progressive stages of post-depositional alteration in response to increasing temperature have been observed: (1) Diagenetic zone (low temperature), (2) illite--chlorite zone (above ∿ 150°C), (3) calc-aluminum silicate zone (above ∿ 230°C) and the biotite zone (above ∿ 325°C). These zones are transitional to some degree and can be further subdivided based on the appearance or disappearance of various minerals.

One immediate application of these studies is the ability, from a study of cuttings obtained during drilling of a well, to predict the temperatures which will be observed when the well is completed.

Introduction

As part of the collaborative program at Cerro Prieto between Comisión Federal de Electricidad (CFE) of Mexico and the Department of Energy (DOE) of U.S.A., petrological studies have been carried out on subsurface cuttings and cores recovered by drilling. Ing. Juan M. Cobo of CFE has had responsibility for supervising the collection of the downhole samples at the well head and for preparing initial lithological descriptions. Splits of these samples were also supplied to the senior authors at the University of California, Riverside (UCR) for detailed laboratory investigations. By September 1978, petrological studies of twenty-three wells had been completed at UCR (Figure 1).

Petrological studies can be used to characterize subsurface lithology and assist in making correlations between wells for structural intrepretations (Puente, 1978). However, the emphasis of the work at UCR has been on the nature and distribution of hydrothermal minerals. We have demonstrated that in the geothermal reservoir of Cerro Prieto various hydrothermal minerals occur in equilibrium within specific temperature ranges (Elders, et al., 1978). The degree to which equilibrium is attained depends upon the permeability and the rate of temperature change in the aquifers.

Once the relationship between temperature, permeability, and hydrothermal mineral assemblages has been established, immediate practical applications may result. For example, mineral assemblages characteristic of high temperature and good permeability can be distinguished from those of low temperature and poor permeability in cuttings obtained during the drilling of a well. This information is useful in aiding decisions about well completion and the siting of future wells, in advance of the flowing and testing of the borehole being drilled. It may take several weeks to reestablish an "equilibrium" temperature gradient in a well due to the effects of drilling, whereas a preliminary petrologic study of a well can be completed in a few days, if suitable laboratory facilities are available.

In our earlier reports on Cerro Prieto, we have tended to emphasize these predictive applications of petrological studies (Elders, et al., 1977; Elders, Hoagland and Olson, 1978). However, we believe that there are potentially even more valuable applications of petrology, yet to be fully developed. The distribution of hydrothermal mineral assemblages is related to the pattern of fluid flow and heat transfer in a geothermal system, before it is affected by production and reinjection. In principle it should be possible to use diagnostic mineral assemblages to identify and delineate the "heating volume", (i.e. that part of the geothermal reservoir closest to the heat source, where the geothermal fluids are being heated), the "discharge volume" (i.e. zones where hot fluids are ascending and being cooled), and the "recharge volume" (i.e. zones where cold fluids are descending and encountering hotter

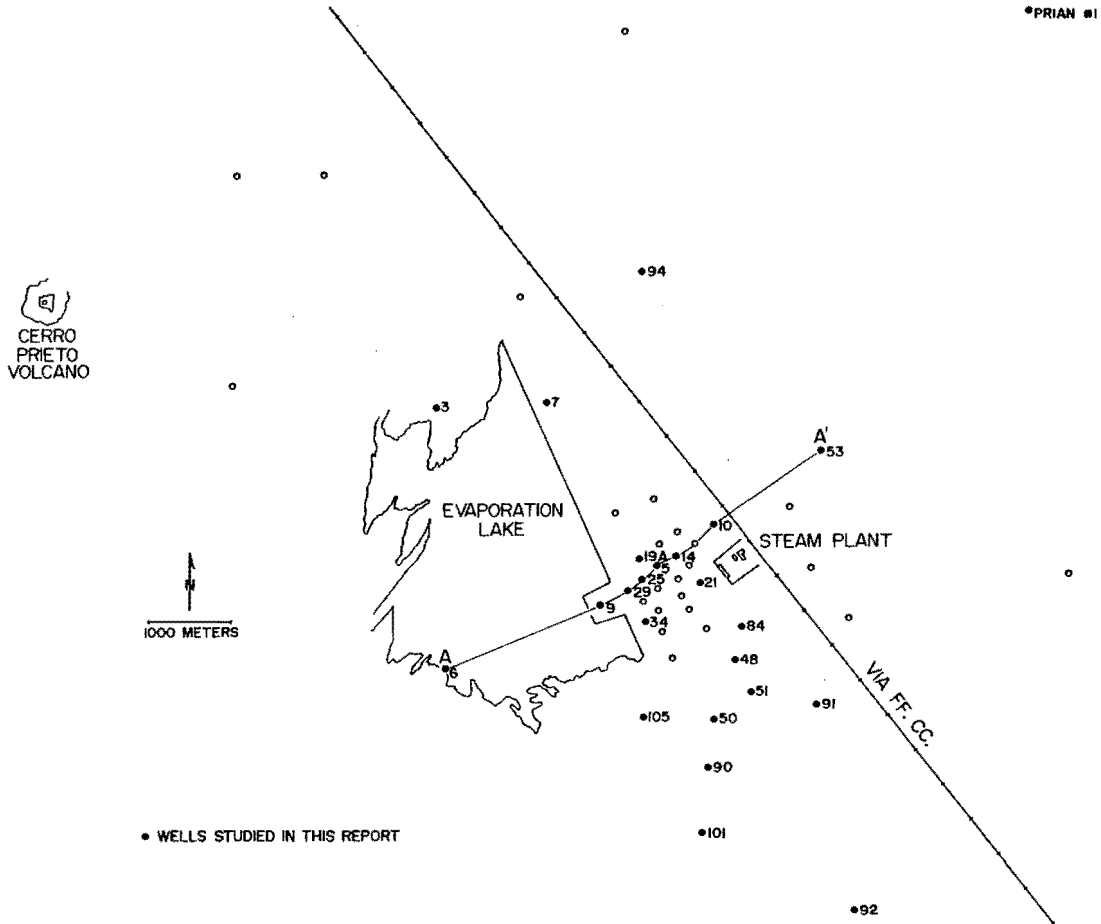


Figure 1. Cerro Prieto geothermal field showing the wells studied and the profile A-A'.

rocks). Each should have characteristic mineral assemblages and rock textures.

Study of these mineral assemblages, together with other methods of geothermometry, such as fluid inclusions and light stable isotope ratios, can also provide information on the history of the geothermal system (Elders, et al., 1978; Olson, 1978). In certain cases we have been able to distinguish rocks which are being heated by recent incursions of hot brine from rocks which have been cooled by interaction with colder water. Further studies, currently underway, are aimed at determining not only the direction of temperature change, but its timing. These studies will involve use of other geothermometers such as vitrinite reflectance of phytoclasts in the sediments and attempts at fission track dating of suitable hydrothermal minerals (C. Barker, personal communication, 1978).

Another important aspect of the petrology of geothermal systems concerns the relationship between porosity, permeability, and hydrothermal reactions (Elders, 1977). Water/rock reaction at Cerro Prieto has greatly affected the physical properties of the reservoir. Precipitation of minerals in pore spaces obviously reduces porosity and permeability. However, in these rocks, solution of minerals may have the same effect because it can occur selectively at grain-to-grain contacts of framework minerals, reducing the pore volume. Fracture permeability plays an increasingly important role in the deeper, hotter, parts of the reservoir, as is indicated by the more common occurrence of mineralized veins. Mineralization acts to seal these fractures and successive episodes of fracturing and sealing are recorded in the vein minerals. There is, therefore, a clear connection between the petrography and the petrophysics of the reservoir.

These investigations of the applications of petrology to the geothermal field of Cerro Prieto are currently underway and more are planned for the future. The emphasis in this report will therefore be on documenting the occurrence of hydrothermal minerals as a function of temperature and their distribution within the reservoir. More extensive interpretations and applications of these data must await future work.

Methods of Study

Only limited amounts of core are available from the wells drilled to date, so that our data are largely based on well cuttings or small rock chips. Easily disintegrated rock types are therefore under-represented in the samples and mixing and contamination with drilling mud is a constant

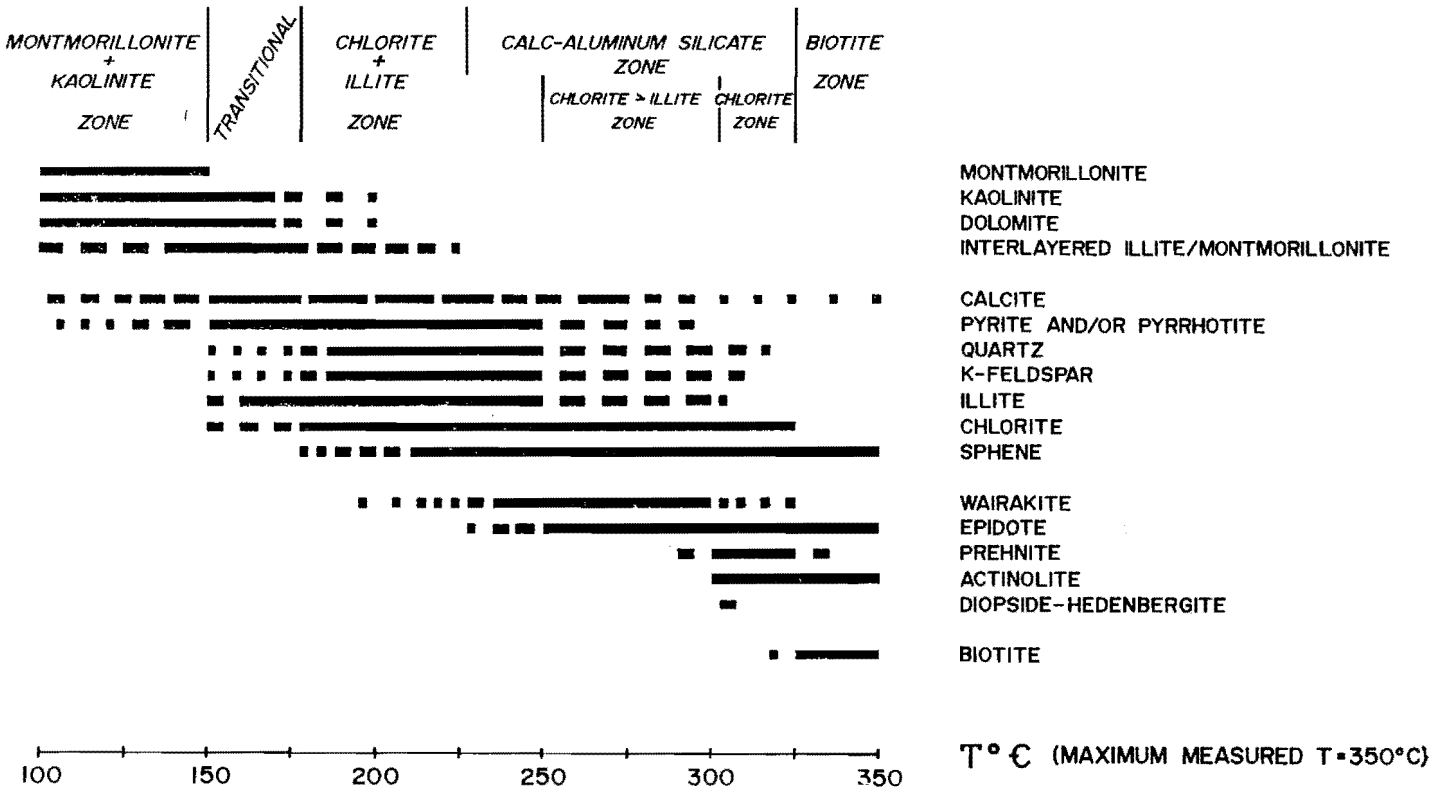


Figure 2. Mineral zones in sandstones at Cerro Prieto as a function of temperature.

problem. The depths reported are measured from the Kelly drive and are not corrected for lag time.

Samples were washed to remove drilling mud and described with the aid of a binocular microscope. Representative material was selected for thin section study and for quantitative X-ray diffraction analysis using an automated X-ray system (Johnson et al., 1977). Other studies included microprobe analysis of minerals, fluid inclusion geothermometry and light stable isotope analysis of carbonates (Elders, et al., 1978).

Post-depositional Alteration

Three groups of diagenetic and hydrothermal minerals are found at Cerro Prieto, (a) "pore-filling cements", (quartz, calcite, dolomite, K-feldspar, pyrite, and pyrrhotite); (b) "calcium-aluminum silicates", produced by decarbonation reactions, (epidote, prehnite, actinolite and wairakite), and (c) "authigenic phyllosilicate minerals", formed by dehydration and reaction of detrital kaolinite, montmorillonite, mixed-layer illite-montmorillonite, illite, chlorite and biotite (hydrothermal illite, chlorite and biotite).

These hydrothermal minerals occur in temperature dependant mineral assemblages illustrated in Figure 2. This diagram summarizes the diagenetic and hydrothermal minerals zones in sandstones as a function of temperature. Low temperature minerals tend to persist to higher temperatures in shales as the lower permeability of shales hinders water/rock reactions.

Montmorillonite-kaolinite zone (Below 150-180°C)

This zone is defined by the presence of detrital or diagenetic kaolinite and/or montmorillite, with or without dolomite and expandable illite/montmorillonite interlayers. This mineral assemblage is best recognized using X-ray diffraction (Figure 3). However, in many wells the high temperature boundary of the zone, where it is transitional into the illite-chlorite zone, exhibits a characteristic color change in shales from shades of brown to gray. This same transition often corresponds to the boundary between consolidated and unconsolidated rocks (Puente, 1978).

Illite-chlorite zone (150-180°C to 230-250°C)

The lower end of this zone is marked by the disappearance of kaolinite and dolomite and the progressive decrease of interlayered illite-montmorillonite. The high temperature boundary is marked by the first appearance of hydrothermal epidote (230-250°C).

Within the illite-chlorite zone pore-filling cements including quartz, calcite, K-feldspar, pyrite and pyrrhotite are abundant and may give the rock a quartzitic or hornfelsic texture.

Calc-aluminum silicate zone (230-250°C to 350°C)

Epidote first occurs as aggregates of minute acicular crystals in pore spaces, but at higher temperatures it occurs as large blocky crystals forming new framework minerals. Wairakite usually accompanies the first occurrence of epidote (Figure 4). This zone can conveniently be subdivided

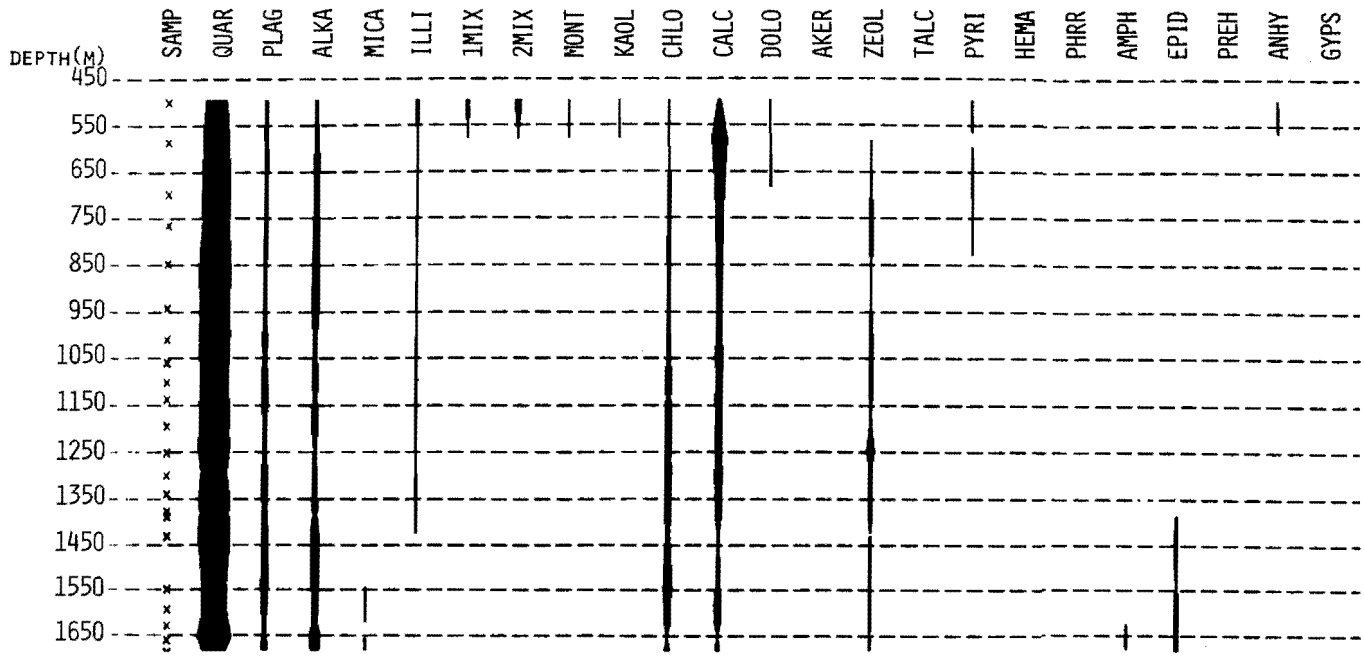


Figure 3. "Spindle diagram" showing relative abundance of minerals as a function of depth in sandstones from Well M105. The width of the black bars is proportional to the relative abundance of the relevant minerals. SAMP - sample spacing; QUAR - quartz; PLAG - plagioclase; ALKA - K-feldspar; MICA - muscovite and biotite; ILLI - illite; 1MIX - illite/montmorillorite, 25% expandable; 2MIX - illite/montmorillorite, 50% expandable; MONT - montmorillonite; KAOL - kaolinite; CHLO - chlorite; DOLO - dolomite; AKER - ankerite; ZEOL - wairakite; TALC - talc, PYRI - pyrite; HEMA - hematite; PHRR - pyrrhotite; AMPH - amphibole; EPID - epidote; PREH - prehnite; ANHY - anhydrite and GYPS - gypsum.

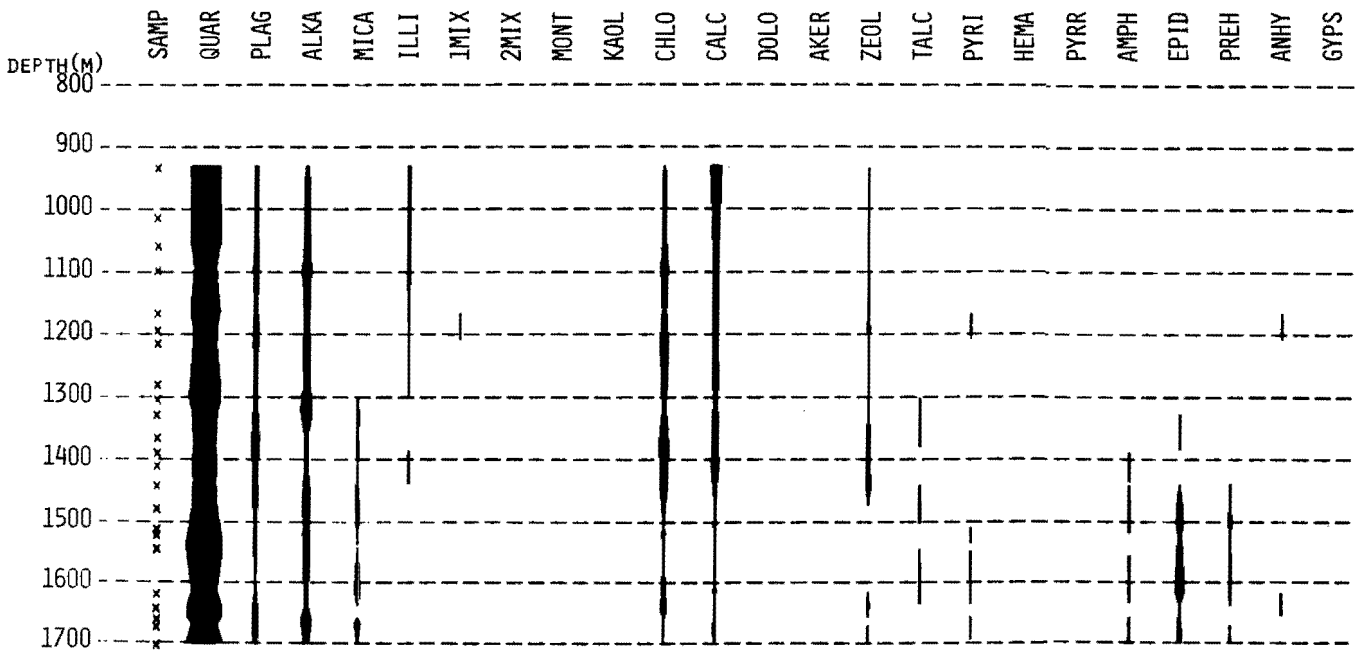


Figure 4. Relative abundance of minerals in sandstones from Well M84. (For an explanation of the abbreviations see the legend of Figure 3). The transition from subzone 2 to subzone 3 within the calc-aluminum silicate zone is shown by the disappearance of zeolite and the appearance of abundant epidote, actinolite and prehnite at about 1450 m.

into three subzones: (1) below 250°C, the "chlorite + illite + epidote" subzone, with roughly equal amounts of chlorite and illite; (2) below 290-300°C, the "chlorite > illite" subzone, where the ratio chlorite/illite is 3/1, and coarse-grained epidote is abundant; (3) above 300°C, the "chlorite" zone with only trace amounts of illite and abundant epidote, prehnite and actinolite but with progressively smaller calcite content. These rocks are often distinctly hornfelsic in texture.

Biotite zone (above 315-325°C)

This zone is the final mineral zone encountered at Cerro Prieto. It is defined by the first occurrence of biotite (315°C). It occurs both as scaly aggregates in former pore spaces and as pseudomorphs of earlier chlorite. Epidote and actinolite persist through this zone , but illite is generally absent and chlorite is present in only trace amounts. No new phases occur between 325°C and the maximum temperature of 347°c encountered in the wells so far investigated.

Distribution of the Hydrothermal Mineral Zones

The occurrence of these mineral zones is sufficiently systematic to permit mapping them across the reservoir. This has been done in two ways. Figures 5 and 6 illustrate the distribution of hydrothermal minerals in sandstones and in shales, respectively, along an approximately E.-W. cross-section along the line A - A' of Figure 1.

Similarly, Figure 7 shows a map giving the contours of the depth to the first occurrence of hydrothermal epidote across the field. Comparable maps have been prepared for the other mineral zones in both sandstones and shales (Elders, et al., 1978). It is immediately apparent that the pattern of mineral zonation is remarkably similar to the pattern of isotherms. Clearly temperature is the principal control over the mineralization. Although the mineralogic transitions in sandstones and shales are similar, a given transition occurs at systematically greater temperature in shales than in sandstones. The higher permeability of sandstones facilitates the reactions between rocks and hydrothermal fluids. Further inferences which can be made from the distribution of mineral zones include the presence of a structural or stratigraphic barrier to fluid circulation trending NE-SW between Wells M84 and M91. Our data also show that the wells which currently supply steam to the generating plant appear to lie in the zone where maximum hydrothermal activity is shallowest.

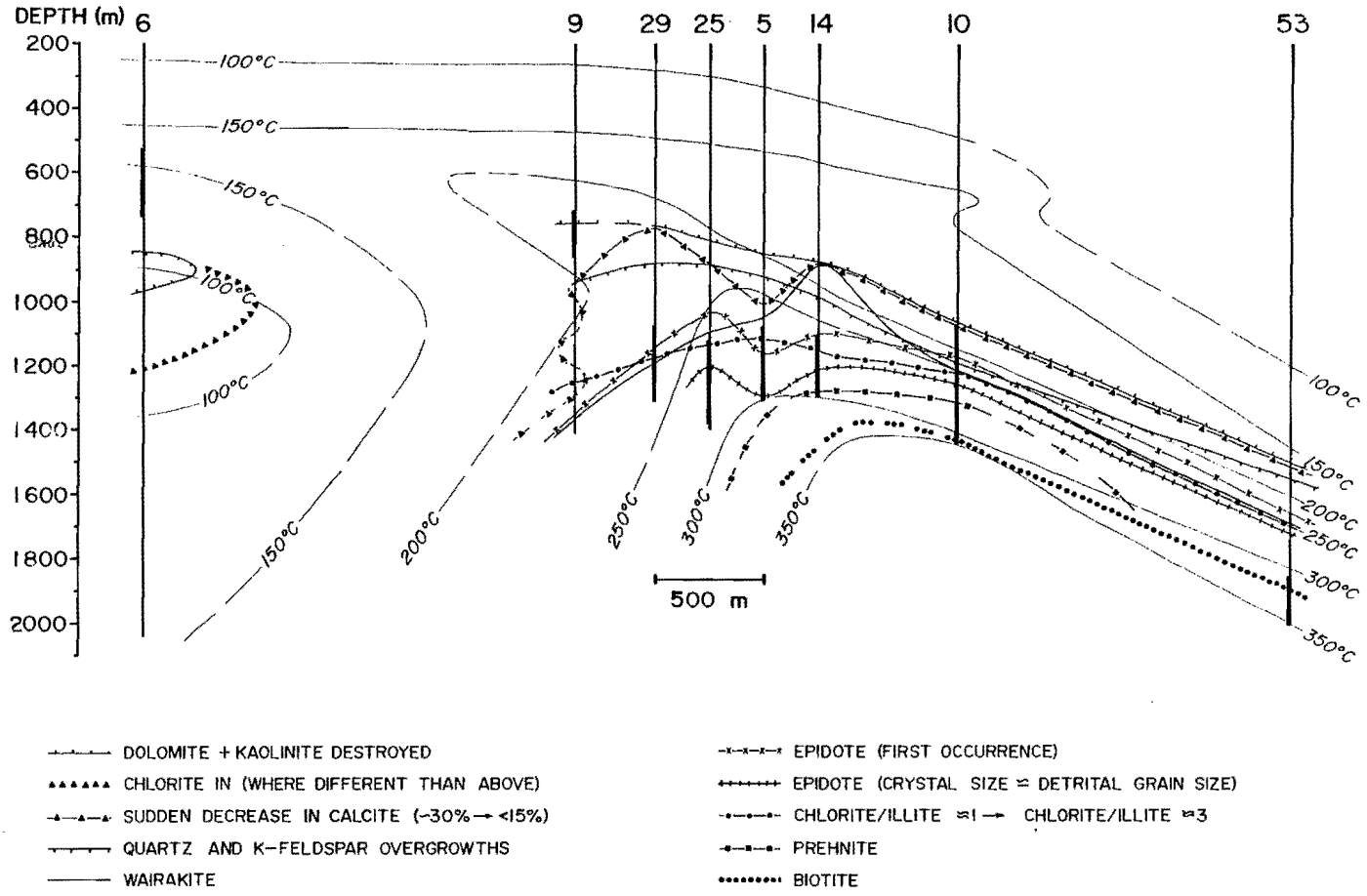


Figure 5. Distribution of mineral zones in sandstones along the profile A-A'. Isotherms modified from Mercado (1976).

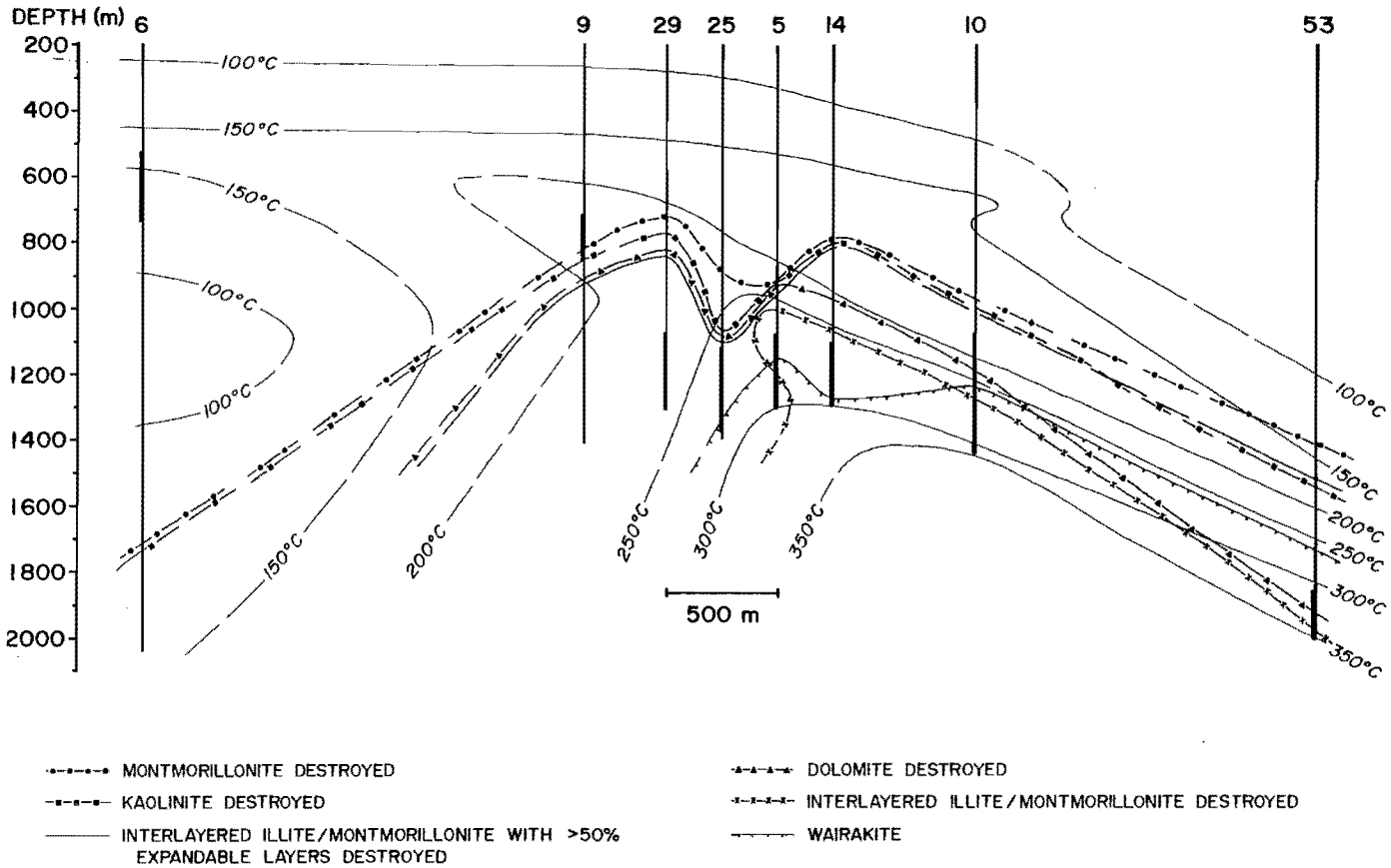


Figure 6. Distribution of mineral zones in shales along the profile A-A'. Isotherms modified from Mercado (1976).

Surprisingly, our data on mineral distribution do not appear to show the effects of the major NW-SE trending fault which has been postulated to run between M10 and M53 (Noble, et al. 1977; Puente, 1978). Of the two wells we have studied which lie to the northeast of the postulated fault only one, M53, shows hydrothermal alteration. The other, Prian No. 1, therefore, appears to lie outside the geothermal field. Study of more wells on that side of the fault should reveal whether the fault does, in fact, affect the fluid flow and the mineral zonation.

Discussion

The most dramatic effect of hydrothermal metamorphism is to indurate the sediments, reducing porosity and increasing density. In the upper part of the reservoir the permeability is dominated by porous sandstones. With increasing temperature and depth and progressive water/rock reaction there is probably a transition to fracture-dominated permeability.

The transition from unconsolidated to consolidated rocks may occur in different ways in different parts of the reservoir. Induration may be due to the interplay of (a) compaction due to burial in a subsiding basin; (b) cementation by pore-filling calcite, quartz, adularia and pyrite; and (c) metamorphic reactions involving dehydration and decarbonation reactions in which new framework minerals form. Figure 8 shows three of many possible situations in which the transition between unconsolidated and consolidated rocks may or may not be affected by faulting. Because of possible diversity in their origin, we suggest that the transitions between unconsolidated and consolidated rocks are post-depositional horizons which cannot easily be used for stratigraphical correlation. Similarly, these transitions must be used with caution in making structural syntheses, as hydrothermal alteration may predate or postdate faulting.

Although some of the aims outlined in the introduction have been addressed in this report, further work is necessary to achieve the goal of elucidating the pattern of fluid flow. Simple solubility considerations suggest that calcite cementation is more likely where cold water is encountering hotter rocks, whereas quartz and K-feldspar are more likely to be precipitated where hot water encounters colder rock (Hoagland and Elders, 1978). However, we are not able as yet to delineate the discharge and recharge volumes of the reservoir.

The interpretations we have offered must be regarded as preliminary. Their chief limitation

is that we have so far restricted our considerations only to the petrologic data we have reported here. A more comprehensive geologic model will have to await integration of an enormous and diverse body of data which is now being generated and published as the result of the international cooperation underway. These data include fluid chemistry, surface geophysics and geology, downhole well logging, reservoir engineering, petrophysics, and further drilling. Thus we anticipate that our interpretations will be modified and improved by this friendly collaboration.

Acknowledgements

The authors are grateful to Ing. Hector Alonso Espinosa of CFE and his staff at Cerro Prieto for supplying us with information and for much fruitful discussion. Laboratory facilities used at UCR have been made possible by geothermal grants from NSF-RANN and USDI-USGS during the past several years. The quantitative X-ray diffraction data were the work of P. Collier and P. D. Johnson. Funding for the work at UCR came from the U.S. Department of Energy Geothermal Reservoir Management Program.

This is report No. UCR-IGPP 79/2 of the University of California, Riverside, Institute of Geophysics and Planetary Physics.

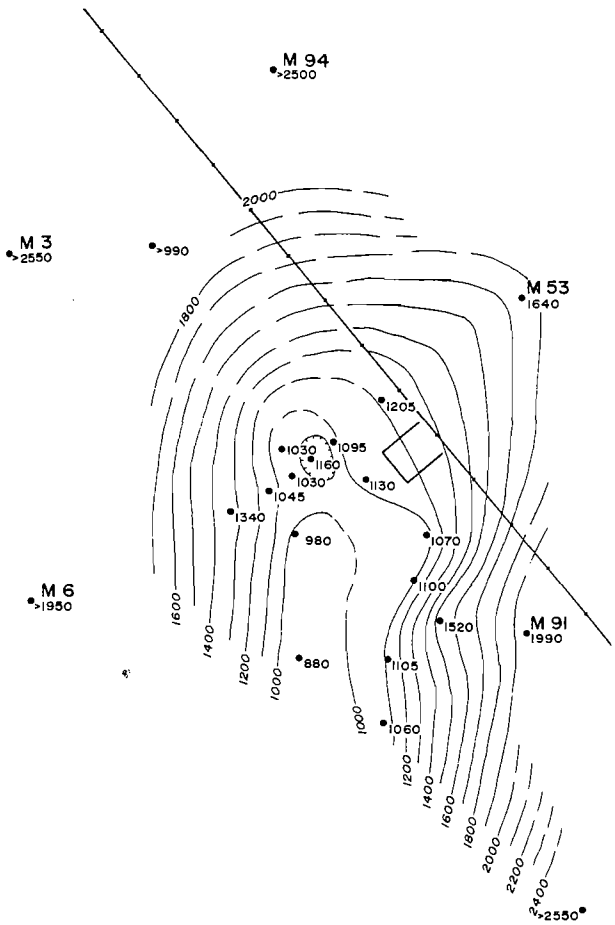


Figure 7. Depth to first occurrence of epidote in sandstone (230-250°C). Contour interval = 100m.

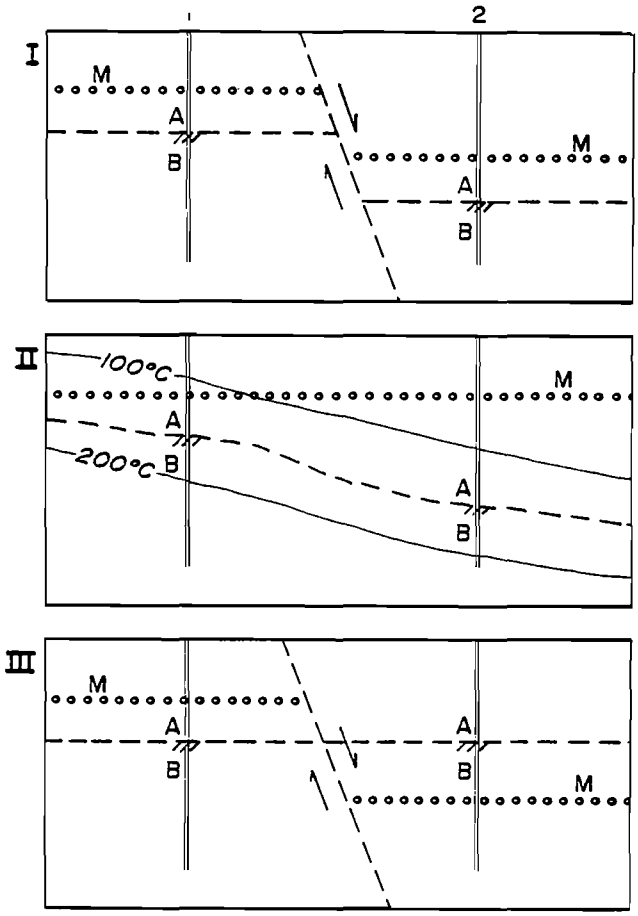


Figure 8. Three hypothetical relationships between unconsolidated rocks (A) and consolidated rocks (B) in two adjacent boreholes, 1 and 2. M indicates a stratigraphic marker. In case I both the marker M and the A/B transition are offset by a fault. In case II there is no offset of M but the A/B transition occurs at different depths due to mineral reactions controlled by temperature. In Case III M is offset by a fault but the induration responsible for the A/B transiton post-dated the fault.

References

Elders, W. A., 1977, Petrology as a practical tool in geothermal studies: Geothermal Resources Council, Transactions, 1, 85-86.

Elders, W. A., J. R. Hoagland, and E. R. Olson, 1978, Hydrothermal mineralogy and isotopic geochemistry in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico. III. Practical applications: Geothermal Resources Council, Transactions, 2, 177-180.

Elders, W. A., J. R. Hoagland, E. R. Olson, S. D. McDowell, and P. Collier, 1978, A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs: Petrology and light stable isotope geochemistry of twenty-three wells in the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico: Univ. of California Riverside/Institute of Geophysics and Planetary Physics rept. 78/26.

Elders, W. A., E. R. Olson, J. R. Hoagland, C. E. Barker, P. D. Johnson, and P. Collier, 1977, A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs: petrology and light stable isotope geochemistry of Wells M48, M84, M90, M91, M92 and Prian No. 1, in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: University of California, Riverside/Institute of Geophysics and Planetary Physics rept. 77/26, 153 p.

Hoagland, J. R., and W. A. Elders, 1978, Hydrothermal mineralogy and isotopic geochemistry in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico. I. Hydrothermal mineral zonation: Geothermal Res. Council Trans., v. 2, 283-286.

Johnson, P. D., W. A. Elders, L. Struble, and P. Collier, 1977, A quantitative automated X-ray diffraction mineral characterization system for use in the study of natural hydrothermal systems: Univ. Calif. Riverside/IGPP rept. 77/26.

Mercado, G. S., 1976, Movement of geothermal fluids and temperature distribution in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, v. 1, 492-494.

Noble, J. E., A Mañon M., M. J. Lippmann, and P. A. Witherspoon, 1977, A study of the structural control of fluid flow within the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Society Petroleum Engineers, 6763, 14 p.

Olson, E. R., 1978, Oxygen isotope studies of calcite from the Cerro Prieto geothermal field (abs): First Symp. on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Lawrence Berkeley Laboratory rept. LBL-7098 ABS, p. 13.

Puente, C. I., 1978, Geology of the Cerro Prieto geothermal field (abs.): Abstracts, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico: Lawrence Berkeley Laboratory Rept. LBL-7098 ABS, p. 6

ZONAS MINERALOGICAS HIDROTERMALES EN EL YACIMIENTO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

Resumen

Los estudios petrológicos de detalle completados hasta la fecha de recortes de canaleta y núcleos de 23 pozos del campo de Cerro Prieto, han permitido reconocer zonas mineralógicas metamórficas progradas distribuídas regularmente. Los cambios progresivos en la mineralogía muestran una relación sistemática con la temperatura del yacimiento.

El yacimiento de Cerro Prieto consiste de una serie de areniscas, limolitas y lutitas, que forman parte del delta del Río Colorado. La parte occidental del campo presenta sedimentos relativamente más gruesos, derivados aparentemente de la Sierra Cucapa, directamente al oeste de Cerro Prieto. Los minerales detríticos más abundantes en los sedimentos son: cuarzo, feldespato, caolinita, montmorillonita, illita, clorita, arcillas de capas mixtas, calcita, dolomita e hidróxidos de hierro. Algunos de estos minerales también se formaron diageneticamente.

Se han observado las siguientes etapas progresivas de alteración posdeposicional que reflejan temperaturas en aumento: (1) zona diagénica (baja temperatura), (2) zona de illita-clorita (mayor de $\sim$ 150° C), (3) zona de silicatos calcoalumínicos (mayor de $\sim$ 230° C) y zona de biotita (mayor de $\sim$ 325°C). Estas zonas son transicionales en cierto grado y pueden subdividirse aún más en base a la aparición o desaparición de varios minerales.

Una de las aplicaciones inmediatas de estos estudios es la posibilidad de, en base a recortes obtenidos durante la perforación de un pozo, predecir las temperaturas que se observarán cuando éste sea completado.

Introducción

Como parte del programa de cooperación en Cerro Prieto entre la Comisión Federal de Electricidad (CFE) de México, y el Departamento de Energía (DOE) de los Estados Unidos, se han llevado a cabo estudios petrológicos de recortes y núcleos obtenidos en perforaciones. El Ing. Juan M. Cobo de CFE ha supervisado la recolección de las muestras en la cabeza de pozo y ha preparado las descripciones litológicas iniciales. Parte de estas muestras se proporcionaron a los autores principales de la Universidad de California, Riverside (UCR) para hacer investigaciones detalladas de laboratorio. En dicha universidad en septiembre de 1978 se habían completados los estudios petrológicos de veintitrés pozos (Figura 1).

Los estudios petrológicos se pueden utilizar para caracterizar la litología del subsuelo y ayudar a establecer correlaciones entre pozos para interpretaciones estructurales (Puente, 1978). Sin embargo, el énfasis del trabajo realizado en UCR ha sido establecer la naturaleza y distribución de minerales hidrotermales. Hemos demostrado que en el yacimiento geotérmico de Cerro Prieto diversos minerales hidrotermales están en equilibrio dentro de rangos de temperatura específicos. (Elders, et al, 1978). El grado de equilibrio logrado depende de la permeabilidad y la velocidad del cambio de temperatura en los acuíferos.

Una vez establecida la relación entre temperatura, permeabilidad y asociaciones mineralógicas hidrotermales pueden resultar aplicaciones prácticas inmediatas. Por ejemplo, las asociaciones mineralógicas características de temperaturas y permeabilidades altas pueden distinguirse de las de temperaturas y permeabilidades bajas, en recortes obtenidos durante la perforación de un pozo. Esta información ayuda en las decisiones sobre la terminación del pozo y la ubicación de pozos futuros, antes de que fluya y se ponga a prueba el pozo que está siendo perforado. Pueden requerirse varias semanas para reestablecer un gradiente de temperatura de "equilibrio" en un pozo debido a los efectos de la perforación, mientras que un estudio petrológico preliminar, si existe un laboratorio adecuado, puede completarse en unos pocos días.

En nuestros informes anteriores sobre Cerro Prieto hemos recalcado estas aplicaciones predictivas de los estudios petrológicos (Elders, et al, 1977; Elders, Hoagland y Olson, 1978). Sin embargo, pensamos que hay aplicaciones de la petrología potencialmente aún más valiosas que quedan por desarrollar plenamente. La distribución de las asociaciones mineralógicas hidrotermales se relaciona con las características del flujo de fluidos y de la transferencia de calor en un sistema geotérmico, antes de que sea afectado por la producción y la reinyección. En principio debiera ser posible utilizar asociaciones mineralógicas diagnósticas para identificar y delinear el "volumen de calentamiento" (es decir, la parte más cercana del yacimiento geotérmico a la fuente de calor donde se están calentando los fluidos geotérmicos), el "volumen de descarga" (es decir, las zonas donde ascienden y se enfrían los fluidos calientes), y el "volumen de recarga" (es decir, las zonas donde descienden los fluidos fríos y se encuentran con rocas más calientes). Cada uno de estos volúmenes debería tener asociaciones mineralógicas y texturas de roca características.

El estudio de estas asociaciones mineralógicas, junto con otros métodos de geotermometría, tales como inclusiones de fluidos y relaciones de isótopos livianos estables, también puede proporcionar información sobre la historia del sistema geotérmico (Elders, et al, 1978; Olson, 1978). En ciertos casos hemos podido distinguir entre las rocas que han sido calentadas por incursiones recientes de salmuera caliente, y las rocas que han sido enfriadas por la interacción con aguas más frías. Estudios posteriores, que se están llevan-

do a cabo actualmente, tienen como fin determinar no solamente en que dirección cambian las temperaturas, sino también cuando ocurren. Estos estudios requeriran el uso de otros geotermómetros, tales como reflectancia de la vitrinita de fitoclastos en los sedimentos, y posiblemente uso de trazas de fisión para determinar edades de ciertos minerales hidrotermales (C. Barker, comunicación personal, 1978).

Otro aspecto importante de la petrología de sistemas geotérmicos es el estudio de la relación entre porosidad, permeabilidad y reacciones hidrotermales (Elders, 1977). La reacción entre agua y roca en Cerro Prieto ha afectado significativamente las propiedades físicas del yacimiento. La precipitación de los minerales en los poros obviamente reduce la porosidad y la permeabilidad. Sin embargo, en estas rocas la disolución de minerales puede tener el mismo efecto porque puede ocurrir selectivamente en los contactos entre granos de los minerales que forman el esqueleto, reduciendo así el volumen de los poros. La permeabilidad debido a fracturas juega un papel más y más importante en las partes más profundas y calientes del yacimiento, como lo indica la presencia más frecuente de venas mineralizadas. La mineralización sella estas fracturas y los episodios sucesivos de fracturación y sellado se registran en los minerales de vena. Hay, por lo tanto, una clara conexión entre la petrografía y la petrofísica del yacimiento.

Actualmente se están llevando a cabo estas investigaciones petrológicas aplicadas al campo geotérmico de Cerro Prieto, y se planean más para el futuro. Por lo tanto, el énfasis de este informe será el documentar la presencia de minerales hidrotermales en función de la temperatura, y la distribución de los mismos dentro del yacimiento. Futuros estudios incluirán interpretaciones y aplicaciones más amplias de estos datos.

Métodos de Estudio

Sólo hay una cantidad limitada de núcleos de los pozos perforados a la fecha, por lo tanto nuestros datos se basan principalmente en recortes de perforaciones o pequeños pedazos de roca. Debido a esta razón en las muestras los tipos de rocas que se desintegran facilmente están subrepresentados, y la mezcla y contaminación con el lodo de la perforación es un problema constante. Las profundidades que se indican se han medido desde el "Kelly Bushing" y no han sido corregidas para tiempo de retraso.

Las muestras fueron lavadas para eliminar el lodo de perforación, y descritas con la ayuda de un microscopio binocular. Se seleccionó material representativo para estudios de cortes delgados y para análisis cuantitativo de difracción de rayos X utilizando un sistema automatizado de rayos X (Johnson et al, 1977). Otros estudios incluyeron análisis mineralógicos con microsonda, geotermometría por inclusión de fluidos, y análisis de isótopos livianos estables de carbonatos (Elders, et al, 1978).

Alteración Posdeposicional

En Cerro Prieto, se encuentran tres grupos de minerales hidrotermales y diagénicos, (a) "cementos rellenando poros" (cuarzo, calcita, dolomita, feldespato potásico, pirita y pirrotita); (b) "silicatos calcoalumínicos" producidos por reacciones de descarbonatación, (epidota, prehnita, actinolita y wairakita); y (c) "minerales filosilicáticos autigénicos" formados por la deshidratación y reacción de caolinita, montmorillonita, illita-montmorillonita de capas mixtas, illita, clorita y biotita detríticas (illita, clorita y biotita hidrotermales).

Estos minerales hidrotermales se presentan en asociaciones mineralógicas que dependen de la temperatura, ilustradas en la Figura 2. Este diagrama resume para las areniscas las zonas mineralógicas hidrotermales y diagénicas en función de la temperatura. En lutitas, minerales de baja temperatura tienden a persistir a altas temperaturas ya que la menor permeabilidad de las lutitas impide las reacciones entre las aguas y las rocas.

Zona de Montmorillonita-caolinita (Menos de 150-180°C)

Esta zona se define por la presencia de caolinita y/o montmorillonita detrítica o diagénica, con o sin dolomita, y capas expansibles intercaladas de illita y montmorillonita. Esta asociación mineralógica se reconoce mejor utilizando difracción de rayos X (Figura 3). Sin embargo, en muchos pozos el límite de alta temperatura de esta zona, donde es transicional a la zona de illita-clorita, lutitas exhiben un cambio de color característico de tonalidades de pardo a gris. Frecuentemente esta misma transición corresponde al límite entre rocas consolidadas y no consolidadas (Puente, 1978).

Zona de Illita-clorita (150-180°C a 230-250°C)

La parte inferior de esta zona está marcada por la desaparición de caolinita y dolomita, y la disminución progresiva de illita-montmorillonita de capas intercaladas. El límite de alta temperatura está marcado por la primera aparición de epidota hidrotermal (230-250°C).

Dentro de la zona de illita-clorita son abundantes los cementos que rellenan poros, incluyendo cuarzo, calcita, feldespato potásico, pirita y pirrotita, y pueden dar a la roca una textura cuarcítica o cornubianítica.

Zona de Silicatos Calcoalumínicos (230-250°C a 350°C)

Inicialmente la epidota se presenta en los poros en forma de agregados de cristales aciculares diminutos pero a mayores temperaturas se presenta en forma de grandes cristales blocosos que constituyen nuevos minerales del esqueleto. La wairakita frecuentemente acompaña a la primera aparición de la epidota (Figura 4). Esta zona puede dividirse convenientemente en tres subzonas:

(1) menos de 250°C, la subzona de "clorita + illita + epidota", con cantidades aproximadamente iguales de clorita e illita; (2) menos de 290-300°C, la subzona de "clorita > illita", en que la relación de clorita/illita es 3:1, y la epidota de grano grueso es abundante; (3) más de 300°C,la zona de "clorita" con sólo trazas de illita, y abundante epidota, prehnita y actinolita pero con cantidades progresivamente más reducidas de calcita. Estas rocas frecuentemente tienen textura claramente cornubianítica.

Zona de biotita (mayor de 315-325°C)

Esta zona es la última zona mineralógica encontrada en Cerro Prieto. Se define por la primera aparición de biotita (315°C). Esta se presenta tanto en forma de agregados escamosos en antiguos poros y como seudomorfos de clorita. La epidota y la actinolita persisten a través de esta zona, pero por lo general no hay illita, y solamente se encuentra trazas de clorita. No se presentan fases nuevas entre 325° y 347°C, temperatura máxima observada en los pozos investigados hasta la fecha.

Distribución de las Zonas Mineralógicas Hidrotermales

La ocurrencia de estas zonas minerales es lo suficientemente sistemática como para permitir trazarlas a través del yacimiento. Esto se ha hecho en dos formas. Las Figuras 5 y 6 ilustran la distribución de los minerales hidrotermales en areniscas y en lutitas, respectivamente, a lo largo de un corte transversal aproximadamente este-oeste (Linea A-A', Figura 1).

En forma similar, la Figura 7 muestra un mapa que indica las curvas de igual profundidad correspondiente a la primera aparición de epidota hidrotermal. Se han preparado mapas similares para las otras zonas mineralógicas tanto en areniscas como en lutitas (Elders, et al, 1978). Se hace aparente de inmediato que la distribución de las zonas mineralógicas es notablemente similar a la de las isotermas. Evidentemente, la temperatura es el control principal de la mineralización. Aunque las transiciones mineralógicas son similares en las areniscas y lutitas, una transición dada se presenta a una temperatura sistematicamente mayor en las lutitas que en las areniscas. La mayor permeabilidad de las areniscas facilita las reacciones entre las rocas y los fluidos hidrotermales. Otras inferencias que podrían hacerse a partir de la distribución de zonas mineralógicas, incluye la presencia de una barrera estratigráfica o estructural a la circulación de fluidos, de rumbo NE-SW, entre los pozos M-84 y M-91. Nuestros datos también nuestran que los pozos que actualmente suministran vapor a la planta parecen estar en una zona donde la máxima actividad hidrotermal es menos profunda.

Sorprendentemente nuestros datos sobre la distribución mineralógica no parecen indicar los efectos de la falla principal de rumbo NW-SE que, se postula, pasa entre los pozos M-10 y M-53 (Noble, et al., 1977; Puente, 1978). De los dos pozos localizados al noreste de la falla postulada que hemos estudiado, sólo el M-53 muestra alteración hidrotermal. Por lo tanto el otro pozo, Prian 1, parece estar localizado fuera del campo geotérmico. El estudio de otros pozos en dicho lado de la falla deberá aclarar si la misma afecta realmente el flujo de los fluidos y la distribución de las zonas mineralógicas.

Discusión

El efecto más dramático del metamorfismo hidrotermal es el consolidar los sedimentos, reduciendo su porosidad y aumentando su densidad. En la parte superior del yacimiento la permeabilidad está dominada por areniscas porosas. A mayores temperaturas y profundidades, y una reacción progresiva entre las agua y rocas probablemente hay una transición a permeabilidad dominada por fracturas.

La transición de rocas no consolidadas a rocas consolidadas puede ocurrir en diferentes formas en distintas partes del yacimiento. La consolidación puede deberse a la interacción de (a) compactación debida a un soterramiento en una cuenca en asentamiento; (b) cementación por calcita, cuarzo, adularia y pirita rellenando los poros; y (c) reacciones metamórficas que involucran reacciones de deshidratación y descarbonatación en que se forman nuevos minerales del esqueleto. La Figura 8 muestra tres de las muchas posibles situaciones en que la transición de rocas no consolidadas a rocas consolidadas puede o no verse afectada por fallamiento. Debido a una posible diversidad en su origen, sugerimos que las transiciones entre rocas no consolidadas y consolidadas son horizontes posdeposicionales que no pueden utilizarse facilmente para realizar correlaciones estratigráficas. Igualmente, estas transiciones deben utilizarse con cautela al hacer síntesis estructurales, ya que la alteración hidrotermal puede ocurrir antes o después del fallamiento.

Aunque se han cubierto en este informe algunos de los propósitos delineados en la introducción, se requiere trabajo adicional para lograr dilucidar el modelo del flujo de los fluidos. Las consideraciones sencillas de solubilidad sugieren que la cementación por calcita es más probable allí donde el agua fría se encuentra con rocas más calientes, mientras que el cuarzo y el feldespato potásico precipitan más probablemente donde el agua caliente entra en contacto con roca más fría (Hoagland y Elders, 1978). Sin embargo, por ahora no podemos delinear los volúmenes de descarga y recarga del yacimiento.

Las interpretaciones que hemos presentado deben considerarse como preliminares. Su principal limitación es que hasta ahora hemos restringido nuestras consideraciones solamente a los datos petrológicos que presentamos aquí. Para tener un modelo geológico más completo se requerirá la integración de un enorme acervo de datos diversos que se están generando y publicando actualmente como resultado del estudio internacional cooperativo que se está llevando a cabo. Estos datos

incluyen química de fluidos, geología y geofísica de superficie, registros de pozos, ingeniería de yacimientos, petrofísica y perforaciones adicionales. Por lo tanto, anticipamos que nuestras interpretaciones se modificarán y mejorarán gracias a esta amistosa colaboración.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Ing. Héctor Alonso Espinosa de CFE y a su personal en Cerro Prieto por haberles proporcionado la información y por las discusiones tan provechosas. Las laboratorios utilizados en UCR se han obtenido durante los últimos años gracias a subvenciones de NSF-RANN y USDI-USGS. Los datos cuantitativos de difracción por rayos X son el trabajo de P. Collier y P.D. Johnson. El financiamiento del trabajo realizado en UCR se obtuvo del Programa GREMP (Geothermal Reservoir Engineering Management Program) del Departamento de Energía de los Estados Unidos.

Títulos de Figuras

Figura 1. Campo geotérmico de Cerro Prieto - Pozos estudiados y perfil A-A'.

Figura 2. Zonas minerales en areniscas de Cerro Prieto, en función de la temperatura.

Figura 3. "Diagrama de husos" que muestra en las areniscas del pozo M-105 la relativa abundancia de los minerales en función de la profundidad. El ancho de las barras negras es proporcional a la abundancia relativa de los minerales. SAMP - espaciamiento entre muestras; QUAR - cuarzo; PLAG - plagioclasa; ALKA - feldespato potásico; MICA - muscovita y biotita; ILLI - illita; 1MIX - illita/montmorillonita, 25% expansible; 2MIX - illita/montmorillonita, 50% expansible; MONT - montmorillonita; KAOL - caolinita; CHLO - clorita; DOLO - dolomita; AKER - ankerita; ZEOL - wairakita; TALC - talco, PIRY - pirita; HEMA - hematita; PHRR - pirrotita; AMPH - anfíbol; EPID - epidota; PREH - prehnita; ANHY - anhidrita y GYPS - yeso.

Figura 4. Abundancia relativa de minerales en areniscas del pozo M-84 (para la explicación de las abreviaciones ver leyenda de la Figura 3). La transición de la subzona 2 a la subzona 3 dentro de la zona de silicatos calcoalumínicos se indica por la desaparición de la zeolita y la aparición de cantidades abundantes de epidota, actinolita y prehnita, aproximadamente a 1450 m.

Figura 5. Distribución de zonas mineralógicas en areniscas a lo largo del perfil A-A'. Isotermas modificadas de Mercado (1976).

Figura 6. Distribución de zonas mineralógicas en lutitas a lo largo del perfil A-A'. Isotermas modificadas de Mercado (1976).

Figura 7. Profundidad a la primera aparición de epidota en areniscas (230-250°C). Intervalo entre contornos = 100 m.

Figura 8. Tres relaciones hipotéticas entre rocas no consolidadas (A) y rocas consolidadas (B) en dos pozos adyacentes 1 y 2. M indica un estrato guía. En el caso I tanto el estrato M y la transición A/B están desplazados por una falla. En el caso II, M no se ha desplazado pero la transición A/B se presenta a diferentes profundidades debido a reacciones minerales controladas por la temperatura. En el caso III, M está desplazado por una falla, pero la consolidación responsable de la transición A/B es posterior a la falla.