

Estudio petrográfico del pozo H-43, Los Humeros, Pue.: Interpretación e indicadores mineralógicos de acidez

**Julio César Viggiano-Guerra¹, Magaly del C. Flores-Armenta², Víctor Santiago Rocha-López²
y Fernando Sandoval-Medina²**

¹Facultad de Ingeniería Civil, UMSNH, Morelia, Mich. E-mail: cesar.viggiano@live.com.

²Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoelectréticos, Morelia, Mich.

Resumen

El pozo H-43, perforado en el Colapso Central del campo geotérmico de Los Humeros, Pue., México, alcanzó 2200 m de profundidad y temperaturas superiores a 300°C. Debido a su ubicación, se cree que la acidez y la incrustación podrían ser dos problemas inminentes y muy serios para el desarrollo del mismo. En este estudio se reporta la interpretación petrológico-geoquímica, basada en la petrografía microscópica de 206 muestras de canal recuperados a intervalos de 10 m durante la perforación. Las unidades litológicas corresponden a las ya conocidas con algunas variaciones menores en litología, a saber: Unidad I, Unidad II, Unidad III y Unidad IV. En la Unidad IV se detectaron diques diabásicos promotores de la permeabilidad y del acarreo del fluido desde las zonas más profundas. El zoneamiento hidrotermal es en esencia el general del campo geotérmico: zona de zeolitas, zona de epidota y zona de anfíbol, aunque en este estudio se proporciona una evolución del nivel de fluido ácido sulfatado (en la zona vadosa), en el que se alternan minerales tanto producto de los fluidos ácido-sulfatados como de los bicarbonatados que han reaccionado con fluidos superficiales de origen meteórico. Esta evolución debe estar presente en otros sitios pero no se había reparado en ella. Lo importante de este hallazgo es el sobresaliente protagonismo del CO₂ en el sistema, no sólo en la parte superior sino en las zonas profundas. Se infiere un abatimiento del nivel estático debido muy probablemente a la explotación del campo. Se observó un comportamiento muy cercano a la zona de vapor en el perfil de temperaturas. Por otro lado, se estima un valor de pH entre 2 y 3 en el fondo del pozo, con base en la evolución de la mineralogía autigénica o hidrotermal (principalmente la calcita, micas, pirita y pirrotita), complementada con diagramas de equilibrio. Estos minerales, indicadores de pH y del estado de óxido-reducción del sistema, parecen ser los más proclives a ser depositados como incrustaciones. La estimación del pH es un argumento de bastante peso para el manejo de los controladores del mismo y de los inhibidores de las incrustaciones. Se sugiere calcular a la brevedad, los índices de saturación de los minerales y su estado de equilibrio en el yacimiento, para conocer y prever mejor el problema de la acidez y de las probables incrustaciones.

Palabras clave: Los Humeros, pozo H-43, unidades litológicas, diabasas, fluidos ácidos, mineralogía hidrotermal, incrustación.

1. INTRODUCCIÓN

El pozo H-43 fue perforado a 2200 m de profundidad en el campo de Los Humeros, Puebla entre los pozos H-16 y H-35 (Fig. 1). Durante la perforación se obtuvieron 206 recortes de las rocas atravesadas a intervalos de 10 m que fueron preparados en Los Azufres para su estudio petrográfico e interpretación correspondiente. A continuación se proporcionan algunos datos importantes, calculados a 5 días de su apertura.

Pc = 50 bar (presión de cabezal)

Qv(vapor) = 60 t/h, (equivalentes a 4.6 MW @ CE= 13 t/h/MW)

Qa(agua) = 0.4 t/h

pH = 5.8 (del condensado)

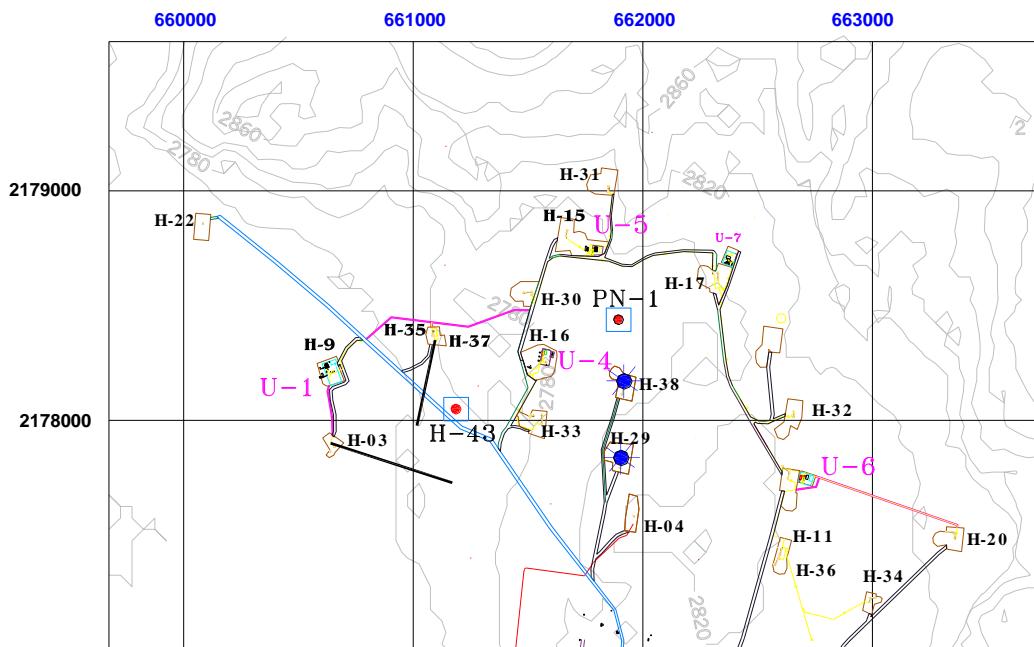


Fig. 1. Localización de pozos en Los Humeros, Pue.

Es obvio que el objetivo de este de este pozo es incrementar la generación de energía eléctrica en el campo de Los Humeros. Sin embargo debido a que se localiza dentro de la zona en la que el fluido es más ácido (obsérvese la medición superficial que ya es una alerta) y con mayor propensión a depositar incrustaciones, su interpretación petrológica con base en estudios petrográficos de recortes de perforación, es de mucho valor práctico. Sobre todo en el tema de la estimación del pH.

En este documento se proporciona la interpretación petrológico del pozo H-43, con el objeto de colaborar en el momento óptimo de la toma de decisiones.

PROF. (m)	DESCRIPCIÓN	CORRELACIÓN Y EDAD (Viggiano-Guerra y Robles, 1988)
0-110	Basaltos de olivino. Andesitas porfiríticas de augita y tobas (70-110 m)	UNIDAD I (U-1) Vulcanismo postcaldérico, menos de 0.5 m.a.
110-975	Ignimbritas vítreas y líticas desvitrificadas. Andesitas porfiríticas (270-330 m).	UNIDAD II (U-2) Ignimbrita Xaltipan, 0.5 m. a.
975-1725	Andesitas porfiríticas con matrices que gradúan de hialopiliticas a intergranulares). Tobas líticas (995-1025 m). Diabasas o basaltos (1565-1645m). Tobas vítreas cristalinas (1645-1725)	UNIDAD III (U-3) Andesitas Teziutlán Andesitas Alseseca Terciario
1725-2200	Hornfels de wollastonita-calcita con intrusiones de diques diabásicos, (probablemente los cortados de 1565 a 1645 en la UNIDAD III). Mármol (2105-2200m)	UNIDAD IV (U-IV) Rocas Calcáreas Metamorfoseadas del Cretácico

Tabla 1. Unidades litológicas identificadas con el microscopio de polarización y correspondencia con las unidades descritas previamente (Viggiano-Guerra y Robles, 1988). Nota: las diabasas son rocas de composición similar a los basaltos pero de textura muy peculiar (ofítica) debido a que se han emplazado como diques.

2. PETROLOGÍA PRIMARIA (LITOLOGÍA)

Las rocas cortadas por el pozo H-43 corresponden a las unidades descritas desde 1988 (Viggiano-Guerra y Robles, 1988a), si bien existen algunos matices diferentes con los que no es posible proponer un modelo evolutivo diferente al hasta ahora conceptualizado (**TABLA 1**). Es importante observar los desplazamientos de las unidades, que están relacionados con el comportamiento de las estructuras, específicamente, de las fallas (Fig. 2).

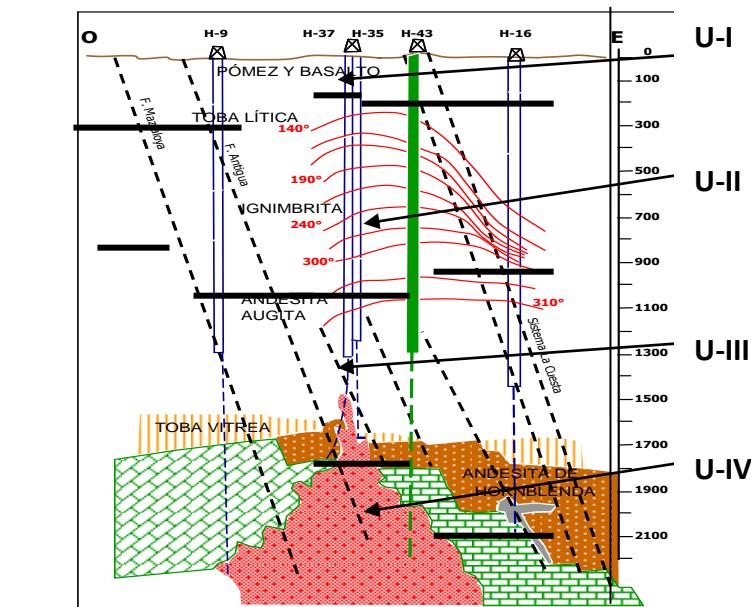


Fig. 2. Correlación de unidades litológicas entre pozos, incluyendo el H-43, en Los Humeros.

3. MINERALOGÍA HIDROTERMAL

La distribución zonal de los minerales hidrotermales identificados petrográficamente en el pozo H-43, junto con sus implicaciones genéticas y con la comparación con las zonas hidrotermales que se habían propuesto originalmente (Viggiano-Guerra y Robles-Camacho, 1988a) se presenta de manera muy sintética, en la **TABLA 2**.

ZONA	PROF (m)	MINERALOGÍA	OBSERVACIONES
Alteración ácido-sulfatada, carbonatada (ZONA ZEOLÍTICA)	0-290	Clorita/smectita+calcita+zeolitas (bicarbonatada). Caolinita+pirita+anhidrita+jarosita+calcedonia+(ácido-sulfatada).	Alteración en zona vadosa debida a mezcla de fluidos ácido sulfatados y bicarbonatados. Alteración deutérica, quizá meteórica también. (100-200 °C)
Epidota incipiente-calcita (ZONA DE EPIDOTA)	290-785	Calcita+cuarzo+pirita+/-montmorillonita+/-illita+/-epidota incipiente.	Alteración directa (ebullición) y de reemplazo debajo del nivel del fluido sódico clorurado. (>220 -250°C)
Epidota (ZONA DE EPIDOTA)	785-1145	Epidota+cuarzo+clorita(peninita)+/-prehnita	Idem (>250 <350°C)
Anfibol-biotita (ZONA DE ANFIBOL)	1145-	Epidota+anfibol+biotita+pirita+/-cuarzo+pirita+/-peninita+/-mica blanca(después de 1755m)	Idem (>350°C)

Tabla 2. Zoneamiento mineralógico-hidrotermal, profundidades, asociaciones e implicaciones genéticas en el pozo H-43, Los Humeros, Pue.

4. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

3.1. Alteración ácido-sulfatada traslapada en el espacio y tiempo con la alteración bicarbonatada arriba del nivel estático

En la Tabla 2 se observa la primera zona referida como alteración ácido-sulfatada/bicarbontada. Los minerales ácido sulfatados son: caolinita, pирита, anhidrita, jarosita y calcedonia, entre otros, y los bicarbonatados son: calcita y clorita smectita, principalmente. Los primeros se forman por la reincorporación de H_2S (gas) al fluido meteórico de acuíferos superficiales y los segundos por la reincorporación de CO_2 (gas) al mismo fluido meteórico, los dos quedarían diluidos o ionizados y prestos para reaccionar pero ambos en la zona vadosa, es decir, arriba del nivel freático. Esta realidad contradice en parte la aseveración de que las emanaciones de H_2S se encuentran preferentemente en el *up-flow* y que las de CO_2 en las partes marginales del sistema, es decir, en el *out-flow*. Una explicación congruente al fenómeno es que durante la ebullición natural del sistema el escape y reincorporación de ambos gases se ha alternado. Por otro lado, en esta zona se encontraron también zeolitas que no responden a ninguno de estos mecanismos de formación (a menos que sea la fase ya neutralizado del fluido ácido-sulfatado) pudiendo, en cambio, ser adjudicada a algún proceso deutérico, es decir, posterior pero concomitante con la formación de las rocas basálticas que los alojan.

3.2. Temperaturas esperadas

Si se compara la temperatura esperada por el mineral termoindicador (Tabla 2) con la temperatura medida de la Fig. 3 se puede verificar que la primera ocurrencia de epidota incipiente (290 m) indica temperaturas de 220° C pero formada debajo del nivel estático, es decir, debajo del nivel de fluido sódico-clorurado. Hoy en día, sin embargo, el nivel ha sido abatido, es decir, se ha profundizado (se encuentra a 500m) y la temperatura es inferior (apenas 150° C). Esto se debe a varias razones pero la más importante podría ser la explotación del campo.

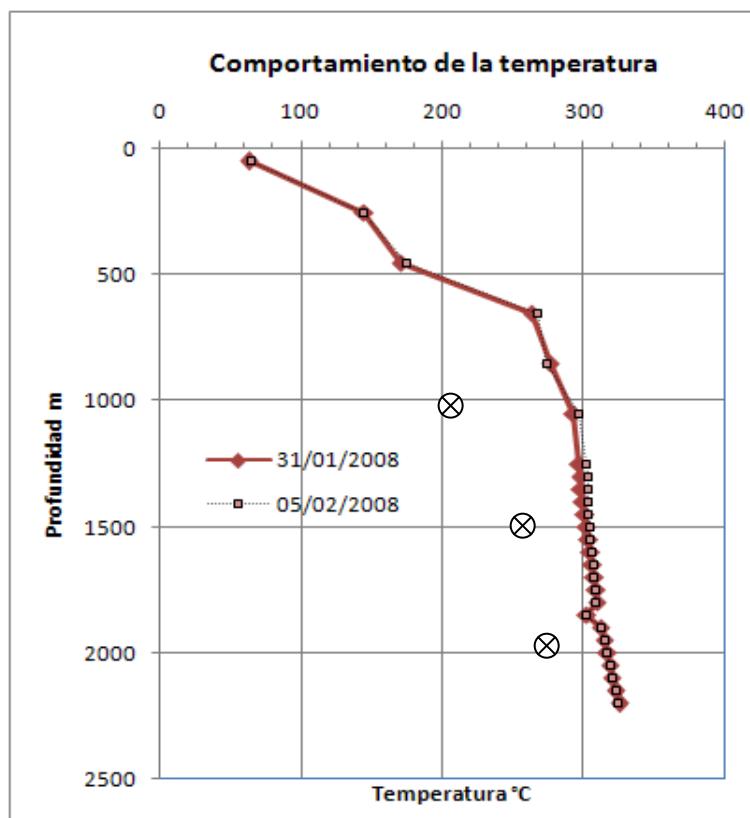


Fig. 3. Temperaturas medidas (con 10 y 14 días de reposo) y referentes de la curva del punto de ebullición del agua (círculos con cruz incluida) vs. profundidad en el pozo H-43.

El enfriamiento resulta congruente dado que la zona ha evolucionado de bifásica, debajo del nivel freático, a virtualmente de vapor, siempre arriba del mismo, es decir en la zona vadosa. La epidota franca o cristalina (785 m) indica temperaturas cercanas a 250° C y la temperatura medida es muy prácticamente la misma. En relación con el anfíbol (1145 m) cuyas temperaturas de aparición son de 350° C se observa un desfasamiento relativo (290° C) que debe ser adjudicado a fenómenos de cambio de régimen, de convectivo a convectivo forzado o conductivo (Fig. 3). Una rápida comparación entre la curva del punto de ebullición del agua contra la profundidad (Fig. 3) muestra una cercanía a la zona de vapor en casi toda la columna del pozo. Como argumento de refuerzo se ha graficado la entalpía contra la presión (pequeños círculos) ubicándose muy cerca del punto crítico (Fig. 4) (Flores-Armenta, 2008).

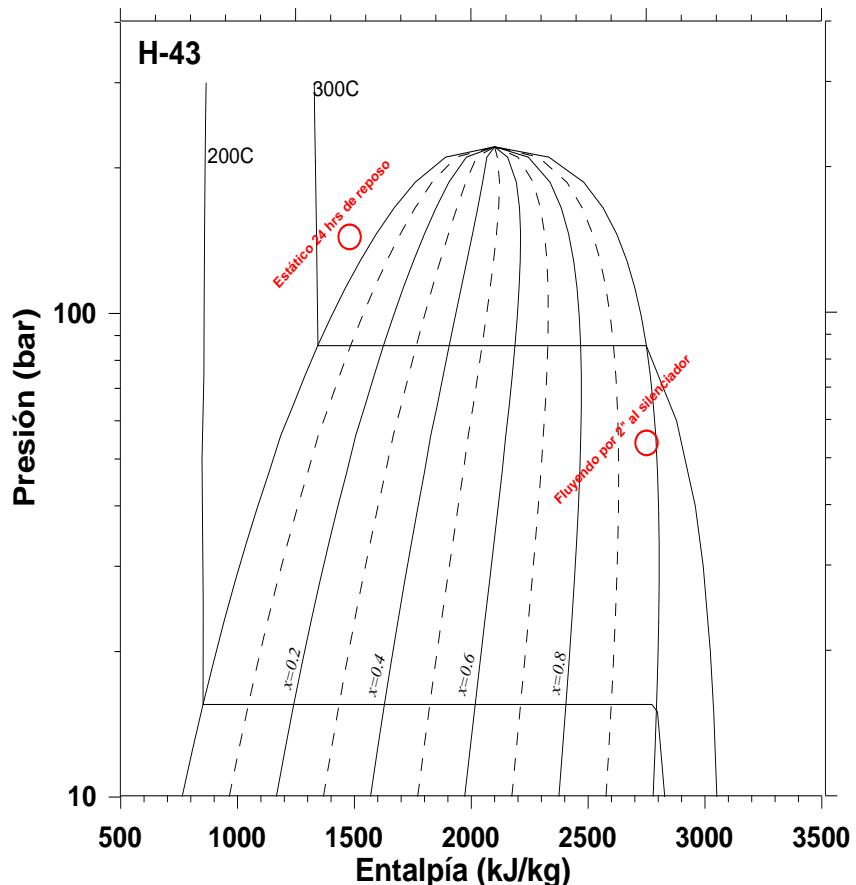


Fig. 4. Presión contra entalpía en el pozo H-43. Nótese su ubicación bastante cerca del punto crítico (círculo de la izquierda) y con una calidad muy alta de vapor durante su apertura (círculo de la derecha) (Flores-Armenta, 2008).

3.3. Estimación del pH en el yacimiento por métodos mineralógicos

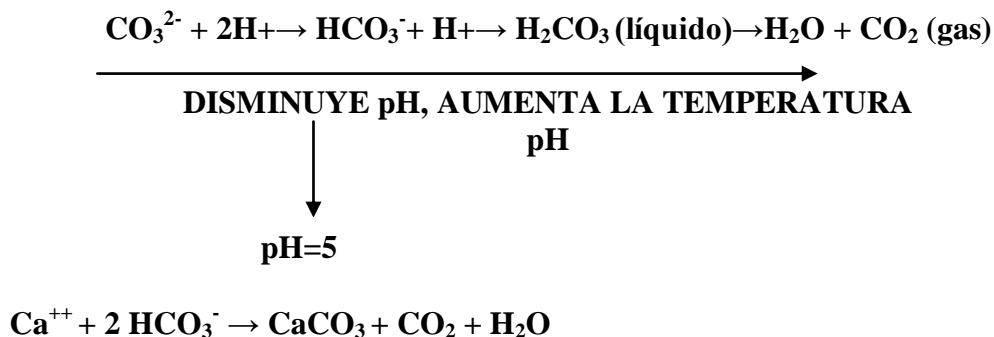
La estimación del pH es muy importante porque ayuda en la prevención de la acidez mediante la aplicación de controladores del pH. La medición de este parámetro en la superficie, no es representativa de la zona de aporte.

Por otro lado, los cálculos termodinámicos de especiación hasta ahora elaborados, cuyo cometido, entre otras cosas, es el conocimiento del pH a condiciones de yacimiento, son relativamente cercanos al neutro (Viggiano-Guerra y Quijano, 1989; Tello, 2005) lo cual resulta incongruente si se asume que la corrosión observada en las tuberías de algunos pozos se debe a pHs muy ácidos.

Las asociaciones de minerales dependientes del pH, del estado de oxidación y por supuesto de la temperatura y la presión del yacimiento son una gran herramienta en este sentido. Por ejemplo la calcita y la mica blanca potásica, dos minerales identificados en este pozo, son claves e imprescindibles en la predicción de dicho parámetro. En adición, el par pirita-pirrotita se puede utilizar en la determinación del estado oxido-reducción del yacimiento. A continuación un análisis breve al respecto.

Comportamiento de la calcita

La calcita se registra desde los 60 y desaparece bruscamente a 785m. De 60 a 290m de profundidad su formación es en la zona vadosa (zona de vapor) como ya se apuntó, pero debajo de ésta su aparición es en la zona bifásica habiéndose formado por ebullición en parte (a la profundidad de 615 m se observó el hábito “platy” típico de ebullición) suministrando en consecuencia parte del CO₂ residual hacia la zona vadosa. Sin embargo resulta muy clara su desaparición a partir de los 785m justo al inicio de las andesitas. Su formación es obvia y explícita arriba de esa profundidad pero su ausencia es muy extraña debajo de la misma. La única razón para que la calcita no se forme es la no disponibilidad de iones de Ca⁺⁺ o la falta de HCO₃⁻ y este no parece ser el caso, basta echar un vistazo a los minerales neoformados que requieren calcio para su nucleación como la epidota, entre otros, que se han identificados en el yacimiento. Desde el punto de vista de estabilidad, la calcita tiene restricciones de pH en su formación. Efectivamente, a 300° C y aun a menor temperatura, sólo se forma en condiciones de pH>5, y curiosamente esta línea corresponde con la estabilidad de la mica potásica o blanca. Lo que ocurre en la restricción de la formación de la calcita es que la relación H₂CO₃/H⁺ aumenta a mayor temperatura. El H₂CO₃ puede, incluso, alcanzar el estado gaseoso en la medida en la que la temperatura aumenta hasta llegar a la zona de saturación. Este proceso se facilita a bajas permeabilidades porque el poco líquido puede evaporarse y difundirse por los microespacios, incluso ya con el CO₂ gasificado. Si la permeabilidad es más alta, predomina el fluido y entonces el H⁺ es más soluble dando lugar a la disolución del H₂CO₃ (a la forma HCO₃⁻) que al unirse al Ca⁺⁺ generará la nucleación de cristales de calcita (**FIGURA 4**). Las reacciones que sustentan el fenómeno previamente mencionado son:



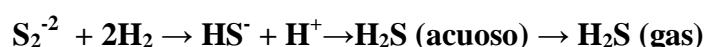
En otras palabras para que la calcita deposite a esta temperatura (300° C) el pH tiene que ser superior a 5, de lo contrario su deposición no se lleva a cabo y en cambio aparecerá la mica blanca pero sin que necesariamente tenga relación química esta fase con la otra (Fig. 5). De esta suerte, la desaparición de calcita junto con la aparición de mica blanca indica pHs menores de 5. Esto sustenta, una vez más, el porqué la superficie que delimita la calcita (calcita-out) se ha considerado desde hace muchos años como indicadora de acidez (pH<5) en Los Humeros. En relación con la baja permeabilidad requerida para el proceso de la ausencia de calcita, se ha verificado en esas profundidades que el estilo de mineralización es de reemplazamiento, originado en condiciones de baja permeabilidad.

Presencia de micas: biotita y mica potásica o blanca

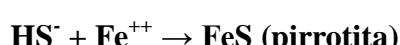
La aparición de biotita y de mica blanca o potásica responde a un ámbito no sólo de alta temperatura sino de acidez si bien la mica blanca se forma en condiciones aun de mayor acidez que la biotita. Los diagramas de equilibrio entre fases no refieren a la biotita como tal debido a su difícil estequiometría (fórmula muy compleja) para el manejo de la misma en el ámbito del equilibrio termodinámico. Lo mismo ocurre con la epidota que es referida como zoisita. No obstante, a la mica blanca se le puede encontrar como margarita a altas temperaturas y presiones como es el ambiente en este yacimiento, y justamente, en condiciones de acidez (Bird y Helgeson, 1981) habida cuenta de que la acidez en el fluido la genera una mezcla de gases magmáticos condensados como SO_2 , HCl , HF , etc. Coincidentalmente, la calcita desaparece con la presencia de biotita aunque la coincidencia no es súbita, de modo que en la profundidad a la que desaparece la calcita y aparece la biotita el pH es de 5. De ahí a mayor profundidad decrecerá aún más por el incremento de temperatura y por la no liberación de gases sobretodo de CO_2 a menos que pase a la zona de vapor, por encima de la línea de saturación. En estas condiciones la fugacidad del CO_2 (f_{CO_2}) aumenta y el gas se torna altamente corrosivo. El aumento en la f_{CO_2} es directamente proporcional al incremento en la tasa de corrosión (Pérez y González-Partida, 2007). Además, si el pH se mantuviera en 5 la calcita seguiría apareciendo quizá alternada o asociándose con la mica, como en el caso de Las Tres Vírgenes (Viggiano-Guerra et al., 2008). Pero este no es el caso ya que la calcita desaparece por completo. De esta suerte es muy confiable suponer valores de pH que fluctúan al menos entre 2 y 3 en lo más profundo de la zona de alimentación. Por otro lado al rebasar esta línea de pH=5 con los neutralizadores de pH se correrá el riesgo de propiciar el depósito del susodicho carbonato (calcita) tal como ha ocurrido de manera natural en el litotipo ignimbrítico (entre 290 y 785m). De manera similar sucederá con la anhidrita u otros minerales como los polimorfos de la sílice aunque de acuerdo a la petrografía estas fases son menos proclives a depositar. Conviene advertir que si esto es cierto, una vez superado el pH=5, por flasheo durante la perforación o por la aplicación de controladores, la incrustación de calcita será a menor profundidad en la tubería de lo que ha sido en el yacimiento (entre 290 y 785m) porque la despresurización es más profunda.

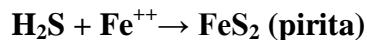
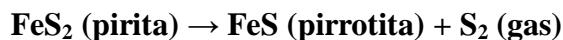
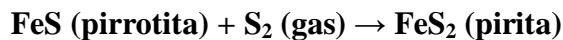
El par pirita-pirrotita: predominio de vapor y baja permeabilidad.

Este par de minerales es sumamente clave para indicar las condiciones de oxido-reducción del yacimiento y también de permeabilidad sin soslayar que cuando se asocian alternativamente indican temperaturas de formación de más de 300° C (McKibben, 1981). La pirita (bastante común en el pozo) se forma en condiciones de pHs inferiores al neutro (7) y en condiciones de oxidación bajas aunque no demasiado como la pirrotita misma que también se forma debajo del pH neutro (Fig. 5). Desafortunadamente la pirrotita no es fácilmente identificable con el microscopio óptico y será necesario emplear un microscopio minerográfico para su ratificación. Por otro lado la pirrotita se forma en condiciones de baja permeabilidad. En efecto, la pirrotita ($\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}$) es favorecida en ambientes donde la relación $\text{P}_{\text{H}_2\text{S}}/\text{P}_{\text{H}_2}$ es más baja y las temperaturas son más altas. La presencia de pirrotita en las rocas puede ser causada por atrapamiento de vapor separado en rocas impermeables (Browne, 1976). De manera análoga a lo que ocurre entre la relación $\text{H}_2\text{CO}_3/\text{H}^+$ para la formación de calcita. Este vapor tendrá una relación de $\text{P}_{\text{H}_2\text{S}}/\text{P}_{\text{H}_2}$ más baja porque el H_2S es más soluble en el agua que el H_2 a 260° C (incluso menores que las medidas en el pozo H-43) y entonces la pirrotita será el sulfuro que se formará. Por otro lado, la pirita precipitará del agua residual que tiene una alta relación de $\text{P}_{\text{H}_2\text{S}}/\text{P}_{\text{H}_2}$ que ha quedado como remanente después de que el vapor se ha escapado. Las reacciones que intervienen en este proceso son:



DISMINUYE pH, AUMENTA LA TEMPERATURA





Sin embargo en este proceso el pH no parece ser una restricción en la génesis de la formación de pirita o pirrotita ya que su campo de formación fluctúa desde valores neutros hasta incluso muy ácidos (Fig. 5).

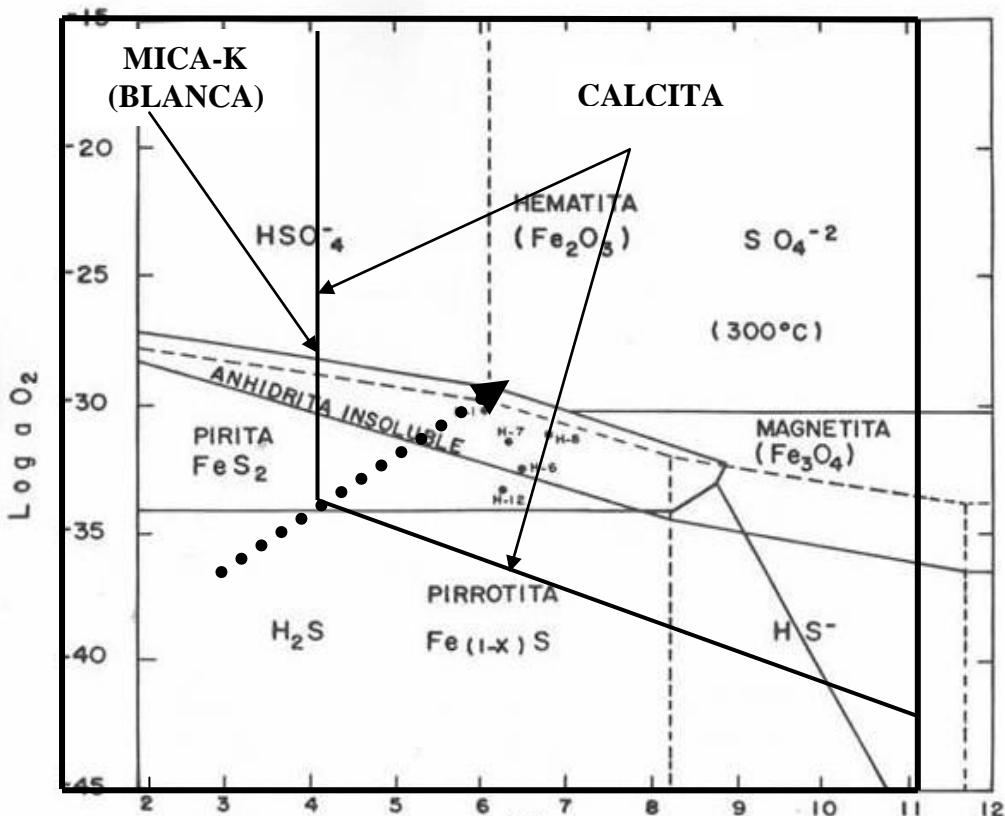


Fig. 5. Estabilidad de minerales (especialmente calcita, mica y pirita-pirrotita) con base en el logaritmo de la fugacidad del oxígeno y en el pH a 300°C (McKibben, 1981).

Nota: la flecha de abajo muestra la evolución del fluido desde parental (>300°C: pirrotita+mica blanca) hasta unos 200°C: pirita +calcita +/- anhidrita). Obsérvese que esta evolución (la marcada por la flecha punteada) ha sido ilustrada por los pozos H-12, H-6, H-7 y H-8, que han producido de distintos niveles y seguramente han sido incrustados por calcita y pirita (H-12) y, por calcita y anhidrita (H-6, H-7 y H-8). (Viggiano-Guerra y Quijano-León, 1989.)

3.4. Permeabilidad en el hornfels, erróneamente denominado caliza

Como se ha descrito en páginas anteriores, después de 1725 m aparece la Unidad IV, erróneamente denominada caliza. Se trata, sí, de rocas carbonatadas pero sometidas a un proceso de metamorfismo de contacto no contemporáneo, por supuesto, con el ciclo volcánico actual responsable del proceso hidrotermal reciente. El metamorfismo de contacto se genera en rocas cercanas (encajonantes) a un magma en enfriamiento cuyo calor es transferido conductivamente a ellas, en un sistema, termodinámicamente hablando, cerrado. Este calor recristaliza los fragmentos originales de calcita (CaCO_3) que constituyen la caliza, o bien provoca transferencias químicas, si

hay disponibilidad de sílice por ejemplo en la caliza original, para constituir wollastonita (CaSiO_3). El problema no es sólo conceptual y semántico; tiene impacto en las propiedades físicas de la roca porque aumenta la densidad y reduce tanto la permeabilidad como la porosidad. También incrementa el módulo de Young y por ende la respuesta de las rocas a la compresión, tracción, esfuerzo de cizalla, etcétera. Cuando se asimilen estos conceptos básicos, la expectativa de “producir en calizas” *sensu stricto*, tendrá que ser manejada con precaución.

Así, la permeabilidad en estas rocas (después de 1725 m) se debe a la presencia de diques diabásicos (composición similar al basalto) que se han emplazado a través del sistema estructural predominante según se han observado las evidencias de cizalla (textura cataclástica). Sin embargo, esto ocurre hasta 2005 m porque después de esa profundidad desaparecen los diques y el hornfels está totalmente inalterado hidrotermalmente, lo cual significa que carece de permeabilidad y de porosidad primarias. Debe aclararse que tampoco arriba de esta profundidad está alterado, la alteración se ha emplazado en los diques que a su vez cruzan los hornfels. En las hojas de descripción petrográfica se puede ratificar este hecho.

Por otro lado la presencia de mica blanca de difícil designación genética por su aislamiento en el hornfels parece ser una luz ámbar, adicional, en la prevención de la acidez.

5. CONCLUSIONES

Las unidades litológicas identificadas microscópicamente corresponden a las ya conocidas en el campo de Los Humeros. Hay, sin embargo, algunos matices locales que resultan insuficientes como para plantear un modelo evolutivo diferente al previamente concebido, desde el punto de vista de la petrología primaria. Los saltos en la correlación de los litotipos dan cuenta del comportamiento estructural del sistema y contribuyen a la afinación del modelo en este sentido.

En la zona vadosa, arriba del nivel estático, se ha verificado la alternancia de fluido sódico-clorurado con bicarbonatado de acuerdo a las asociaciones mineralógicas correspondientes. Además el nivel estático ha descendido ensanchando más la zona vadosa o de vapor en la parte superior, probablemente debido a la explotación del campo.

Con la ayuda de la mineralogía hidrotermal y de diagramas de equilibrio entre fases, pero también de observaciones empíricas, es posible predecir un pH menor de 5 desde la última ocurrencia de calcita (785 m) y de la primera aparición de biotita o de mica blanca (muscovita o pirofilita). En adición, se asume un decremento del mismo, que podrá presentar valores fluctuantes entre 2 y 3, conforme se incrementan tanto la profundidad como la temperatura.

Si la anterior consideración es válida, una vez superado el pH=5, por la aplicación de controladores de pH, o incluso por flasheo durante la explotación, la incrustación de calcita o de otros minerales (por ejemplo: sílice, anhidrita, pirita, etc.) será inminente. Esto ocurrirá a menor profundidad en la tubería (alrededor de 1000m) de lo que ha sido en el yacimiento (entre 290 y 785m) porque la despresurización es ahora acelerada, y por ello ocurre a mayor profundidad tal como se sucedió en el pozo H-16. Presumiblemente, un zoneamiento del pH a lo largo de la tubería, con un método de especiación (SPCALC, por ejemplo) podría ser útil en la predicción espacial del depósito de calcita o de otras fases incrustantes.

Tomando en cuenta lo anterior, es necesario manejar los controladores de acidez con mucho cuidado procurando que no se supere el valor de 5, sin menoscabar el control de la apertura durante la producción a efecto de mitigar el flasheo en la tubería del pozo.

El hecho de que tanto los pH medidos en superficie como los obtenidos con software de especiación termodinámica sean muy cercanos al neutro puede deberse a que el fluido que se analiza, ya en superficie, no incluye (o los subestima) los cambios fisico-químicos, sobretodo de desgasificación y mezcla que se generan durante la apertura del pozo y que influyen fuertemente en la variación del pH. Esto es especialmente cierto en fluidos como el de Los Humeros, que están muy cercanos al parental y también al punto crítico, y que no han evolucionado (ebullición, depósito, enfriamiento) cuyo resultado sería el depósito de fases y la neutralización del mismo.

Sin embargo, es urgente calcular los índices de saturación de los minerales por métodos de especiación (usando el SPCALC) con objeto de afinar las predicciones de incrustación y de analizar el estado de equilibrio de los minerales en el yacimiento. Estos datos, por supuesto, deberán compararse con las observaciones mineralógicas del estudio petrográfico.

REFERENCIAS

- Bird, D.K., and H.C. Helgeson, 1981. Chemical Interaction of Aqueous Solutions with Epidote-Feldspar Mineral Assemblages in Geological Systems. II. Equilibrium Constraints in Metamorphic/Geothermal Processes. *American Journal of Science*, Vol 231, pp. 576-614.
- Browne, P.R.L., 1976. Hydrothermal Alteration as an Aid in Investigating Geothermal Fields. *U.N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources*, Pisa 1976. Vol. 2, Part 1.
- Flores Armenta, M.C., 2008. Comunicación Personal.
- McKibben, M.A., 1981. Hydrothermal Mineral Assemblages, Oxide and Sulfide Systems. *Workshop on the Petrology and Isotope Geochemistry of Geothermal Systems*. Univ. of Cal., Riverside, Cal.
- Pérez, J.R. y E. González-Partida, 2007. Modelo Numérico Bidimensional del Equilibrio Termodinámico entre Fases Fluidas y Minerales Presentes en el Campo Geotérmico de Los Humeros Puebla, México: Estudios Físico-Químicos de Corrosión y Mecanismos de Mitigación. Informe Final, CFE-UNAM-Universidad de Calgary, Canadá. Inédito.
- Tello-Hinojosa, E., 2005. Estado de equilibrio soluto-mineral saturación de minerales de alteración en fluidos geotérmicos de alta temperatura de México. Tesis Doctoral, UNAM. Inédito.
- Viggiano-Guerra, J.C. y J. Robles-Camacho, 1988. Mineralogía Hidrotermal en el Campo Geotérmico de Los Humeros, Pue.: Sus Usos Como Indicadora de Temperatura y del Régimen Hidrológico. *Geotermia*, Vol.4, No. 1, pp.15-28.
- Viggiano-Guerra, J.C. y J.L. Quijano-León, 1989. Mineralogía Hidrotermal en el Campo Geotérmico de Los Humeros, Pue.: III. Interacción Agua-Roca. *Geotermia*, Vol. 5, pp. 411-432.
- Viggiano-Guerra, J.C., F. Sandoval-Medina, M. Flores-Armenta, J.R. Pérez, y E. González-Partida, 2008. Aplicación del SPCALC en la especiación química y termodinámica de fluidos: ejemplo del caso de los pozos LV-4A, LV-11 y LV-13D, de Las Tres Vírgenes, BCS. *Geotermia*, Vol. 22. No. 1, pp. 12-27.