

Zonificación del gradiente geotérmico en la cuenca Oriente de Ecuador a partir de temperatura de fondo de pozos

Elena Angulo-Romero^{1*} ; Bernardo Beate¹ ; Christian Romero-Cóndor² 

¹Ingeniería en Geología, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador. (*) elenaar405@gmail.com; bbeate49@gmail.com

²Instituto de Investigación Geológico y Energético, Quito, Ecuador. wladimir.romero@geoenergia.gob.ec

Resumen

La cuenca Oriente (Cretácico-Cenozoico tardío) es una de las más complejas y atractivas cuencas sedimentarias de antepaís de los Andes septentrionales. Está constituida por diversos ciclos tectónicos y sedimentarios, desarrollada sobre un basamento Precámbrico. Con el fin de evaluar el potencial geotérmico teórico y los usos potenciales del calor en la cuenca, datos de temperaturas de fondo de pozos (BHT) de 1683 pozos petroleros profundos, distribuidos en 202 campos individuales, han sido ploteados en un mapa georreferenciado, cubriendo un área de 57.400 km². El tratamiento estadístico de los datos para el cálculo del gradiente geotérmico incluyó correcciones de las BHT, de acuerdo con el método propuesto por Willet y Chapman. A partir de los datos trazados, se hace evidente que a lo largo del Corredor Sacha-Shushufindi, muestra valores bajos de gradiente (7,38 a 26,1°C/km). Por el contrario, los valores altos de gradiente (26,1 a 69,01°C/km) están presentes en el Sistema Subandino y en el Sistema Capirón-Tiputini. La distribución de anomalías de temperatura parece estar relacionada con el control estructural NNE-SSO de la cuenca, cuyo patrón de permeabilidad es bien conocido. La extracción de calor para usos comerciales se ve altamente facilitada por la existencia de pozos profundos que penetran en zonas de alto gradiente, lo que ahorra los costos generalmente prohibitivos de la perforación profunda.

Palabras clave: Recurso geotérmico; Exploración y utilización de energía geotérmica; Energía geotérmica en pozos petroleros.

Zoning of the geothermal gradient in the Oriente Basin of Ecuador from Bottom Hole Temperatures

Abstract

The Oriente Basin (Late Cretaceous-Cenozoic) is one of the most complex and attractive foreland sedimentary basins of the northern Andes. It is made up of various tectonic and sedimentary cycles developed on a Precambrian basement. To evaluate the theoretical geothermal potential and the potential uses of heat in the basin, data on Bottom Hole Temperatures (BHT) of 1683 deep oil wells, distributed in 202 individual fields, have been plotted on a geo-referenced map, covering an area of 57.400 km². The statistical treatment of the data for the calculation of the geothermal gradient included corrections of the BHT according to the method proposed by Willet and Chapman. From the plotted data, it becomes clear that the Sacha-Shushufindi Corridor shows low gradient values (7.38 to 26.1°C/km). Instead, high gradient values (26.1 to 69.01°C/km) are present in the Sub-Andean System and Capirón-Tiputini System. The distribution of temperature anomalies seems to be related to the NNE-SSO structural control of the basin, whose permeability pattern is well known. The extraction of heat for commercial uses is highly facilitated by the existence of deep wells that penetrate high-gradient zones, saving the generally prohibitive costs of deep drilling.

Keywords: Geothermal resource; Exploration and utilization of geothermal energy; Geothermal energy in oil wells.

Forma de citar: Angulo-Romero, E.; Beate, B.; Romero-Cóndor, C. (2023). Zonificación del gradiente geotérmico en la cuenca Oriente de Ecuador a partir de temperatura de fondo de pozos. *Boletín de Geología*, 45(1), 119-139. <https://doi.org/10.18273/revbol.v45n1-2023006>

Introducción

La energía geotérmica es el calor contenido en el interior de la Tierra, disponible para su extracción y explotación. Los recursos geotérmicos se encuentran en todo el mundo, pero los sistemas geotérmicos explotables se encuentran principalmente en regiones con gradientes geotérmicos normales o anómalos. Aunque el potencial geotérmico está altamente concentrado en regiones volcánicas, también se puede encontrar como agua subterránea caliente en formaciones sedimentarias y con flujo de calor lo suficientemente alto como para ser utilizado (Saemundsson *et al.*, 2009).

Las cuencas sedimentarias y los recursos geotérmicos están estrechamente relacionados, ya que están directamente influenciados por el ajuste tectónico. Estos sistemas ocurren en capas sedimentarias permeables a gran profundidad ($>30^{\circ}\text{C}/\text{km}$), debido a las fuentes de calor radiogénico en la corteza profunda o al levantamiento tectónico en la región (Saemundsson *et al.*, 2009). Estos sistemas son de naturaleza conductiva y albergan sistemas de acuíferos principales donde se puede producir y utilizar el agua termal, donde las fracturas y las fallas desempeñan un papel importante (Moeck, 2014).

Actualmente, la energía geotérmica almacenada en los yacimientos de hidrocarburos también presenta un gran potencial, no solo porque existe energía geotérmica masiva en los yacimientos de petróleo, sino también porque los campos petroleros tienen enormes ventajas para desarrollar esa energía (Wang *et al.*, 2018).

Ante la disminución de las reservas, el aumento del costo de operación, los precios volátiles del petróleo y la tendencia de la energía verde, las compañías de petróleo y gas comenzaron a explorar y utilizar la energía geotérmica de los yacimientos de petróleo, buscando soluciones para reducir el costo de operación, extender la vida económica de los campos antiguos y lograr beneficios medioambientales y sociales (Wang *et al.*, 2016). Como un tipo de recurso que coexiste con hidrocarburos en las cuencas sedimentarias, el recurso geotérmico de los campos petroleros se caracteriza en función de su temperatura, la cual es intermedia a baja, dado que las temperaturas de los fluidos producidos oscilan entre 65 y 150°C (Liu *et al.*, 2018).

Ecuador posee una situación geodinámica favorable para la presencia de anomalías térmicas positivas en

niveles someros de la corteza (arco volcánico y punto caliente activos, y una cuenca sedimentaria profunda), lo cual implica la existencia de importantes recursos geotérmicos en su territorio con anomalías de calor considerables, para el aprovechamiento de energía geotérmica. La exploración de recursos geotérmicos en el país se inició en 1979, cuando se descubrieron y caracterizaron varios prospectos (Chachimbiro, Chalpatán, Chacana-Jamanco, Chalupas, Guapán, Chacana-Cachiyacu, Tufiño, Chimborazo, Chacana-Oyacachi, Baños de Cuenca y Alcedo), definidos como de alta y media temperatura, y que presentaban un mayor potencial al concentrarse en regiones volcánicas (Beate y Urquiza, 2015). En algunas cuencas se estudió el gradiente geotérmico, el antearco (Manabí, Golfo de Guayaquil y la Provincia Geológica Progreso-Tumbes), que presentan un gradiente geotérmico promedio bajo (17 a $24^{\circ}\text{C}/\text{km}$), debido a la presencia de un basamento oceánico frío de edad Cretácico medio (Barba, 2017). En el caso de la cuenca Oriente, se reportan gradientes geotérmicos promedios de $22^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Burgos *et al.*, 2004), $21,4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ para un intervalo de $1,5$ a $3,5$ km de profundidad (Hamza *et al.*, 2005) y $23,9^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Barba *et al.*, 2021).

Durante los últimos 50 años, la exploración petrolera en la cuenca Oriente ha dado como resultado la acumulación de miles de registros de pozos (exploración, producción y reinyección) en los que se han medido datos de Temperatura de Fondo de Pozos (BHT). Esta investigación evaluó más de 2500 registros de BHT de la cuenca Oriente, almacenados en la Biblioteca de Información Petrolera del Ecuador (BIPE), de los cuales 1683 datos fueron utilizados, estos están distribuidos en 202 campos petrolíferos individuales, que abarcan 57.400 km², es decir, $2/3$ de la cuenca (Figura 1). El tratamiento de los datos de temperaturas para el cálculo del gradiente geotérmico aparente incluyó los valores de temperaturas media anual superficial, así como las correcciones de BHT, de acuerdo con el método dispuesto por Willet y Chapman (1987).

El análisis de este conjunto de datos tiene como objetivo estudiar la distribución de temperaturas en la cuenca Oriente, de tal manera que se pueda determinar el gradiente geotérmico y establecer su zonificación, además de caracterizar su potencial para un futuro aprovechamiento.

pozo Caima 3, edades U/Pb de circones obtenidos de granulitas atribuidas al basamento indican edades 1,4 Ga y 0,95-0,98 Ga (Ibañez-Mejía *et al.*, 2011). Secuencias monótonas de cuarcitas y filitas intensamente deformadas de la Formación Pumbuiza fueron asignadas al Devónico con base en asociación de acritarcos (Ordóñez *et al.*, 2006). La Formación Pumbuiza es sobreyacida en discordancia por calizas, lutitas fosilíferas, areniscas calcáreas y esporádicos niveles volcánicos de la Formación Macuma (Tschopp, 1953). La abundante fauna reportada en la Formación Macuma indica que estas rocas posiblemente fueron depositadas en ambientes marino-costeros en el Carbonífero (Christophoul, 1998; Ordóñez *et al.*, 2006).

La Formación Santiago es una sucesión marina del Jurásico, expuesta a lo largo del río Santiago, en el sur de la Cordillera Cutucú, al sureste de Ecuador (Goldschmid, 1941). En la base de la Formación Santiago se observan monótonas secuencias de calizas negras a grises intercaladas con areniscas y lutitas con materia orgánica, mientras que al tope se reportaron intercalaciones de rocas volcánicas y volcanoclásticas (Tschopp, 1953; Romeuf *et al.*, 1995). Gaibor *et al.* (2008) discriminaron a la Formación Santiago en tres miembros: Río Santiago, Yuquianza y Patuca, con base en análisis palinológico y en el registro de estructuras sedimentarias.

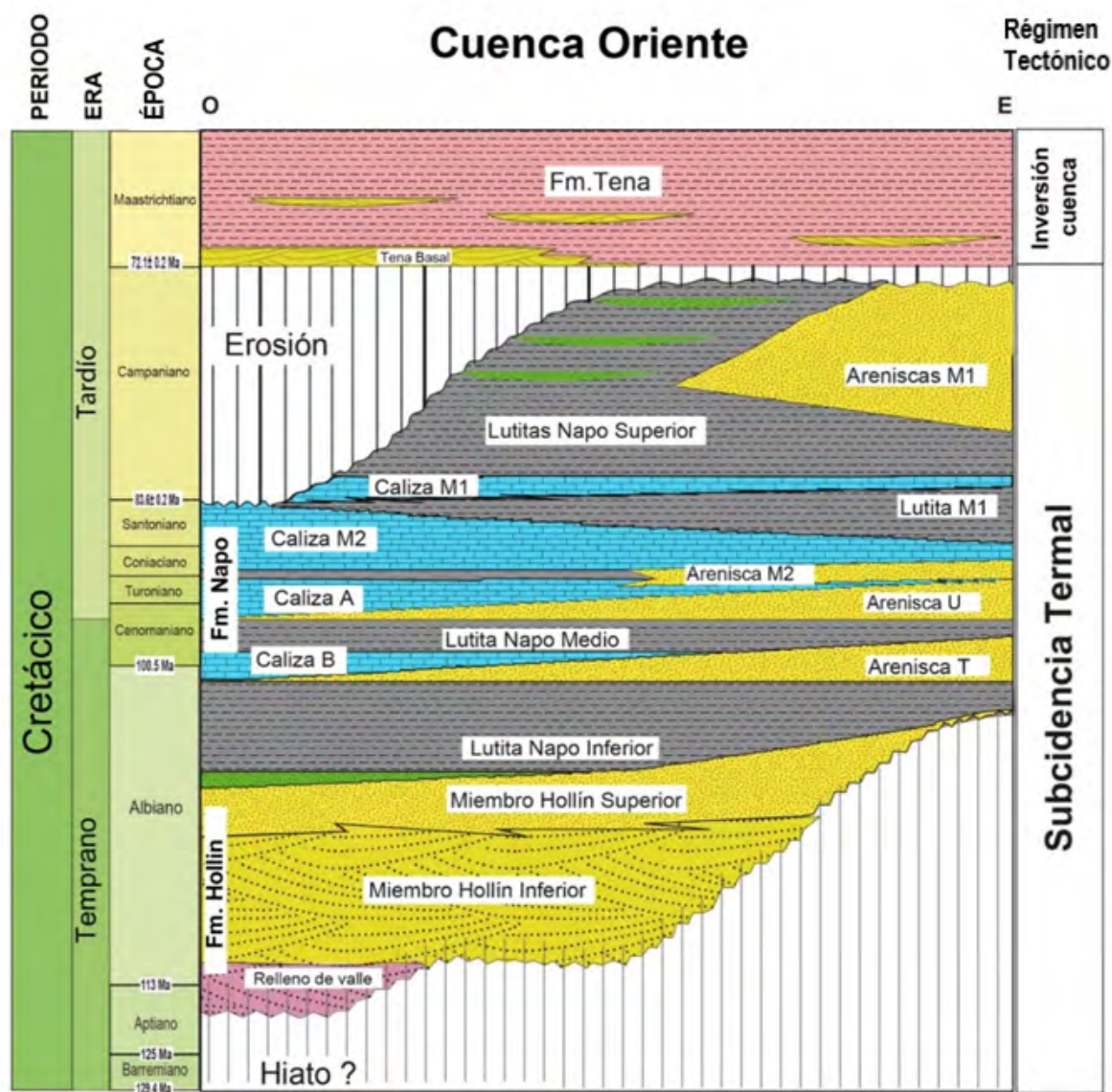


Figura 2. Relaciones litoestratigráficas de las secuencias sedimentarias de la cuenca Oriente, modificado de Gutiérrez *et al.* (2019) y Vallejo *et al.* (2021).

La amplia gama de amonites y bivalvos de la Formación Santiago, recolectados en la Cordillera Cutucú, indican una edad Hettangiano a Pliensbachiano (Aspden y Ivimey-Cook, 1992; Gaibor *et al.*, 2008; Romero *et al.*, 2019). Vallejo *et al.* (2021) sugieren que la base de la Formación Santiago fue depositada en una plataforma carbonatada somera en una cuenca de trasarco. Mientras que, hacia el tope de la Formación Santiago series de deltas progradaron hacia el este y se depositaron de manera coetánea al arco volcánico Piuntza, que representaría la expresión superficial del magmatismo del Jurásico inferior. La Formación Sacha, definida al norte de la zona Subandina (Díaz *et al.*, 2004), podría representar un equivalente clástico no marino de la Formación Santiago (Vallejo *et al.*, 2021).

La Formación Chapiza cubre en discordancia angular a las formaciones Santiago y Sacha, agrupa a limolitas multicolores con yeso, litoareniscas, areniscas volcánicas, conglomerados volcánicos depositados en planicies de inundación, abanicos aluviales con canales fluviales trenzados y depósitos menores de *debris flows* de edad Jurásico superior a Cretácico inferior (Tschoopp, 1953; Romero *et al.*, 2021; Vallejo *et al.*, 2021). La Formación Chapiza fue depositada de manera sincrónica a un periodo de extensión regional en una cuenca de trasarco, donde se formaron estructuras de semigraben que fueron parcialmente rellenadas por depósitos clásticos de la Formación Chapiza (Vallejo *et al.*, 2021). Al oeste de la cuenca, la Formación Misahuallí incluye andesitas, andesitas basálticas, riolitas y depósitos piroclásticos vinculados a un arco volcánico continental de afinidad calco-alcalina (Romeuf *et al.*, 1995), que es considerado la expresión extrusiva del magmatismo del Jurásico medio a superior (Litherland *et al.*, 1994).

Un evento compresivo en el Cretácico inferior afectó parte del Ecuador, ocasionando rápida exhumación y enfriamiento de rocas precretácicas en la Cordillera Real y Zona Subandina (Litherland *et al.*, 1994; Ruiz *et al.*, 2007). En la cuenca Oriente, este evento corresponde a un hiato sedimentario y una discordancia angular entre las formaciones Hollín y Chapiza (Vallejo *et al.*, 2021).

En el Cretácico tardío, la sedimentación en la cuenca Oriente fue controlada por variaciones del nivel eustático y la generación de espacio de acomodación (Brookfield *et al.*, 2009). La Formación Hollín se depositó en discordancia angular sobre un basamento heterogéneo intensamente deformado (Shanmugam

et al., 2000). Secuencias de conglomerados, brechas, litoareniscas y limolitas vinculadas a secuencias de relleno de valle aluvial peneplanizan el relieve sobre el cual se depositó la Formación Hollín (White *et al.*, 1995; Vallejo *et al.*, 2021). La Formación Hollín puede ser dividida en dos miembros: el miembro Inferior y el miembro Superior (Canfield *et al.*, 1982). El miembro Inferior se compone de secuencias estrato-decrecientes de conglomerados clasto y matriz-soportados de cuarzo, cuarzoareniscas con estratificación cruzada, gradación normal y arenisca finas masivas (Macellari, 1998; Romero *et al.*, 2019; Vallejo *et al.*, 2021). El miembro Inferior se vincula a la sedimentación continental de cinturones de ríos trenzados (White *et al.*, 1995; Shanmugam *et al.*, 2000; Romero *et al.*, 2019; Vallejo *et al.*, 2021). En *onlap* sobre el miembro Inferior se deposita el miembro Superior, que contiene múltiples intercalaciones rítmicas de areniscas y arcillolitas con laminación lenticular, ondulítica, *flaser*, *crinkle*, *wispy*, superficies de reactivación y ripples bidireccionales que expresan ambiente costero con influencia mareal (White *et al.*, 1995; Jaillard *et al.*, 1997; Romero *et al.*, 2019; Vallejo *et al.*, 2021). De esta manera, la litoestratigrafía de la Formación Hollín registra la transición desde ambientes fluviales a costeros influenciados por mareas, ocasionado por la subida del nivel del mar en el Albiano y documentada ampliamente en la margen noroccidental sudamericana (Bulot *et al.*, 2005).

La Formación Napo cubre en concordancia a la Formación Hollín (Figura 2). La Formación Napo puede ser analizada en función de varios ciclos de sedimentación controlados por variaciones eustáticas en el intervalo Albiano a Maastrichtiano (Brookfield *et al.*, 2009; Vallejo *et al.*, 2021). La Formación Napo tiene un espesor que varía entre 240 a 900 m (Dashwood y Abbotts, 1990; Mello *et al.*, 1995). La Formación Napo incluye a doce miembros informales (Jaillard *et al.*, 1997; Vallejo *et al.*, 2021).

La secuencia del Albiano superior es representada por lutitas negras laminadas agrupadas en el miembro Lutitas Napo Basal (White *et al.*, 1995; Vallejo *et al.*, 2021). Un intervalo transgresivo es reportado en la secuencia del Albiano superior al Cenomaniano inferior (Jaillard *et al.*, 1997; Vallejo *et al.*, 2021), el cual incluye los miembros Arenisca T, Caliza B y Lutitas Napo Medio (Figura 2). El miembro Areniscas T se vincula a depósitos de estuario que incluyen ambientes intermareales a submareales. El miembro Caliza B fue depositado sobre la Arenisca T y es una monótona

secuencia de lutitas negras. El miembro Lutitas Napo Medio incluye lutitas negras marinas intercaladas con estratos de lodolitas calcáreas (Vallejo *et al.*, 2021).

En el intervalo Cenomaniano superior a Turoniano superior fueron incluidos los miembros Arenisca U y Caliza A. El miembro Arenisca U se vincula a facies de estuario que evolucionaron a plataforma marina (Shanmugam *et al.*, 2000). El miembro Caliza A cubre al miembro Arenisca U (Jaillard *et al.*, 1997). El miembro Caliza A representa una secuencia calcárea, que agrupa a lodolitas negras a grises y calizas tipo *wackestone* abundantemente fosilíferas (Vallejo *et al.*, 2021).

La secuencia Turoniano a Santoniano incluye a los miembros: Arenisca M2, Caliza M2, Caliza M1 y Lutita Napo Superior. El miembro Arenisca M2 está restringido al noreste de la cuenca Oriente, e incluye secuencias de areniscas glauconitas intercaladas con calizas y lutitas calcáreas (Jaillard *et al.*, 1997). Vallejo *et al.* (2021) afirman que en el resto de la cuenca el equivalente lateral del miembro Arenisca M2 corresponde a un intervalo de lutitas negras marinas entre los miembros Caliza A y Caliza M2. Secuencias de lutitas negras con calizas tipo *wackestone* con altos valores de TOC fueron agrupadas en el miembro Caliza M2 (Jaillard *et al.*, 1997; Vallejo *et al.*, 2002). Un marcador estratigráfico regional dentro del miembro Caliza M1 es el marcador L, que fue interpretado como una superficie de máxima inundación del ciclo Napo y es utilizado como dato cronoestratigráfico para correlaciones de pozos (Brookfield *et al.*, 2009; Vallejo *et al.*, 2017). En el Campaniano, el miembro Arenisca M1 es vinculado a un ambiente deltaico debido a la presencia de depósitos gravitacionales y tendencia estrato-creciente.

La Formación Tena cubre en discordancia angular a la Formación Napo (Jaillard *et al.*, 1997; Gutiérrez *et al.*, 2019). La Formación Tena fue depositada en el intervalo Maastrichtiano a Paleoceno y representa a secuencias de sedimentos continentales que marcan el final de la sedimentación marina dentro de la cuenca Oriente, es decir, el comienzo de la sedimentación continental en la cuenca. Este cambio probablemente ocurrió en respuesta al acelerado levantamiento de los Andes y marcó el cambio a un sistema de cuenca de antepaís (Martin-Gombojav y Winkler, 2008; Spikings *et al.*, 2010; Gutiérrez *et al.*, 2019; Vallejo *et al.*, 2021). Este cambio coincide con la colisión oblicua del *Plateau*

Caribe contra la margen noroccidental sudamericana registrada en el intervalo 70 a 73 Ma (Luzieux *et al.*, 2006; Vallejo *et al.*, 2021).

En el Cenozoico, la sedimentación en la cuenca Oriente está controlada por periodos de exhumación y erosión de los Andes. Sobre la Formación Tena en discordancia angular se deposita la Formación Tiyuyacu, que consiste en gruesos paquetes de conglomerados y areniscas fluviales del Eoceno inferior a medio (Christophoul *et al.*, 2002; Romero *et al.*, 2021). En el centro norte de la cuenca, la Formación Chalcana agrupa a limolitas y areniscas con abundante materia orgánica de carácter continental (Christophoul *et al.*, 2002), mientras que al norte de la cuenca la Formación Orteguaza incluye a intercalaciones de areniscas y limolitas costeras (Rivadeneira y Baby, 1999). Tanto las formaciones Chalcana como Orteguaza son vinculadas al Eoceno medio-Oligoceno temprano (Christophoul *et al.*, 2002). El relleno Neógeno comprende depósitos gruesos no marinos de las formaciones Arajuno y Chambira lateralmente continuos con depósitos marinos y lacustres poco profundos de la Formación Curaray al este de la cuenca (Christophoul *et al.*, 2002). Estas secuencias están cubiertas por el mega abanico aluvial de Pastaza, que se extiende desde la depresión Pastaza hasta la cuenca Marañón (Bès de Berc *et al.*, 2005).

Metodología

La información utilizada fue obtenida de las tablas de datos suministradas por el Banco de Información Petrolera de Ecuador, BIPE (Secretaría de Hidrocarburos). Las temperaturas de fondo de pozos (BHT) utilizadas para este análisis se tomaron de los encabezados de los registros de pozos; se consideraron valores de TD, MD y TVD. La selección se hizo teniendo en cuenta criterios de calidad de la información e incluyó la eliminación de registros de pozo sin información, eliminación de redundancia de datos, eliminación de registros inconsistentes. De una base inicial de 2500 registros se utilizaron 1683 parejas de datos de temperatura-profundidad para este estudio.

El tratamiento de la información incluyó tres etapas: 1) organización, selección de la información y conversión de unidades; 2) corrección de temperaturas de fondo de pozos y estimación de gradientes geotérmicos aparentes; y 3) aplicación de un método de interpolación y generación del mapa.

Corrección de las BHT y cálculo del gradiente geotérmico aparente

Durante la excavación de un pozo petrolero, se supone que la temperatura máxima está en el fondo del pozo, por lo que da una medida directa de la temperatura del fluido de perforación a la profundidad actual del pozo, o una “temperatura del fondo del pozo” (BHT). La relación entre BHT y la “temperatura de la roca virgen” (VRT) es compleja y hay casi tantas técnicas para corregir las BHT como publicaciones sobre el tema (Beardsmore y Cull, 2001).

$$VRT = BHT + T_c \quad (1)$$

$$T_c = 6,93z - 1,67z^2 + 0,101z^3 + 0,0026z^4 \quad (2)$$

Donde T_c es la corrección de temperatura en °C. El polinomio de tercer orden empleado para la corrección de BHT corresponde a la ecuación 2, donde z es la profundidad en km (Beardsmore y Cull, 2001).

Se debe considerar, que cualquier corrección empírica produce un valor aproximado de la magnitud de la corrección promedio del BHT y tiene en cuenta que las temperaturas reales de formación son mayores a las de fondo de pozo (alrededor de 10 a 15°C en promedio); que la cantidad de corrección incrementa con la profundidad pero no de forma lineal y que puede aún disminuir a grandes profundidades; que la cantidad de corrección disminuye con el tiempo de cierre y que en todo caso, la aplicación de cualquier corrección a los datos de BHT incorpora un error desconocido (Deming, 1989).

El gradiente geotérmico es la variación de la temperatura con la profundidad. En la corteza, esta variación es más irregular que en el manto y el núcleo, y registra grandes cambios laterales, lo cual depende en gran medida del contenido de isótopos radiactivos en las rocas, de la tectónica y del régimen hidrológico (Clauser, 2009). En la corteza, el gradiente de temperatura es típicamente 30°C/km, pero puede ser tan alto como 150°C/km en áreas geotérmicas calientes (ESMAP, 2012).

El cálculo del gradiente geotérmico a partir de temperaturas de fondo de pozo, corresponde al gradiente estimado de la medición de la temperatura del fondo a la profundidad máxima respecto a la temperatura medida en superficie (Carvalho y Vacquier, 1977). Este

Willet y Chapman (1987), proponen una corrección empírica aplicada a mediciones de pozos para fines geotérmicos, comparando las temperaturas de fondo con las temperaturas medidas en equilibrio. El ajuste de la diferencia entre estas dos temperaturas, por mínimos cuadrados, dio lugar a una ecuación polinomial de tercer orden mediante la cual se obtiene la corrección de la temperatura de fondo de pozo como una función de la profundidad. La ecuación para la corrección se describe a continuación:

gradiente es aparente debido a que no tiene en cuenta la variación vertical asociada a los cambios litológicos y a las propiedades de transferencia de calor de la roca (Alfaro *et al.*, 2015). La validez de este método se fundamenta en que las mediciones de temperatura son las menos perturbadas durante el período de medición después de terminar las actividades de perforación (Deming, 1989).

Suponiendo una relación lineal de temperatura con la profundidad, el gradiente geotérmico se calcula dividiendo la diferencia entre la temperatura corregida y la temperatura media anual superficial, por la profundidad, de acuerdo con la ecuación empírica:

$$GGA = \frac{BHT - TSUP}{Z_{BHT}} \quad (3)$$

Donde BHT es la temperatura del pozo corregida en °C a una profundidad z en km, TSUP es la temperatura media anual superficial en °C.

Análisis y representación de los datos

Para la generación del mapa de gradientes geotérmicos se utilizó el método de interpolación de mínima curvatura con tamaño de celdas de 1673 m (tanto en X como en Y) y distancia de blanqueo de 5 km, en el *software* Geosoft-Target de ArcGIS. Todas las representaciones se generaron a partir del mejor variograma teórico que se ajustó al variograma experimental de los datos. El mapa fue editado en el *software* ArcMap.

Resultados

Los gradientes geotérmicos fueron calculados a partir de 1683 pares de datos de temperatura y profundidad en pozos petroleros. Las temperaturas registradas varían entre 29,53 y 139,35°C a una profundidad entre 0,27 y 4,9 km. La dispersión de las temperaturas corregidas en función de la profundidad para la cuenca Oriente se ilustra en la [Figura 3](#); se observa que mantienen una tendencia directamente proporcional entre el aumento de la profundidad con el aumento de la temperatura. Se evidencia una clara acumulación de las temperaturas intermedias a altas en profundidades entre los 2,2 km y los 3,8 km.

Los ajustes de mínimos cuadrados al conjunto de datos de BHT aplicando la corrección propuesta por [Willet y Chapman \(1987\)](#), indican un gradiente geotérmico de 26,1°C/km para un intervalo de profundidad entre 0,2 y 4,9 km. Esto es ligeramente mayor al calculado por [Burgos et al. \(2004\)](#) y [Hamza et al. \(2005\)](#). A partir de los datos trazados, se hace evidente que, la parte central de la cuenca, a lo largo del Corredor Sacha-Shushufindi, muestra los valores más bajos de gradiente, que van desde 7,38 a 26,1°C/km. Por el contrario, los valores más altos de gradiente, que van desde 26,1 a 69,01°C/km, están presentes en la parte occidental (Levantamiento Napo y Subandino) y en la parte oriental (Corredor Capirón-Tiputini), como se ilustra en la [Figura 4](#).

En todos los campos de la cuenca Oriente se registraron mediciones de temperatura a diferentes profundidades, los gradientes registran variación con la profundidad en un mismo campo. Esta variación presumiblemente está relacionada con factores como cambios en litología y textura, en las porosidades de las rocas, en la conductividad térmica, en los fluidos circulantes, entre otros factores, los cuales no fueron evaluados y no forman parte del alcance de este trabajo.

En la cuenca Oriente se han podido identificar dos zonas con gradientes geotérmicos anómalos, mayores a 40°C/km, y por lo general se encuentran asociados a profundidades someras (<2 km de profundidad de los reservorios). Dichas zonas anómalas ([Figura 4](#)) se encuentran en los campos individuales de: 1) Pungarayacu-San Carlos, cuyas temperaturas de fondo oscilan entre los 30 y 110°C a profundidades entre los 0,27 y 4,07 km, y 2) Cowi cuya única temperatura de fondo es 130°C a 0,385 km de profundidad. Adicionalmente, hay dos zonas con anomalías entre 30 y 40°C/km asociados a profundidades <2,5 km, cuyos campos individuales son: 1) Bermejo-El Rayo, cuyas temperaturas de fondo oscilan entre los 55 y 110°C a profundidades entre los 1,3 y 1,7 km; y 2) ITT cuyas temperaturas de fondo oscilan entre 70 y 95°C a profundidades entre los 1,6 y 2,3 km.

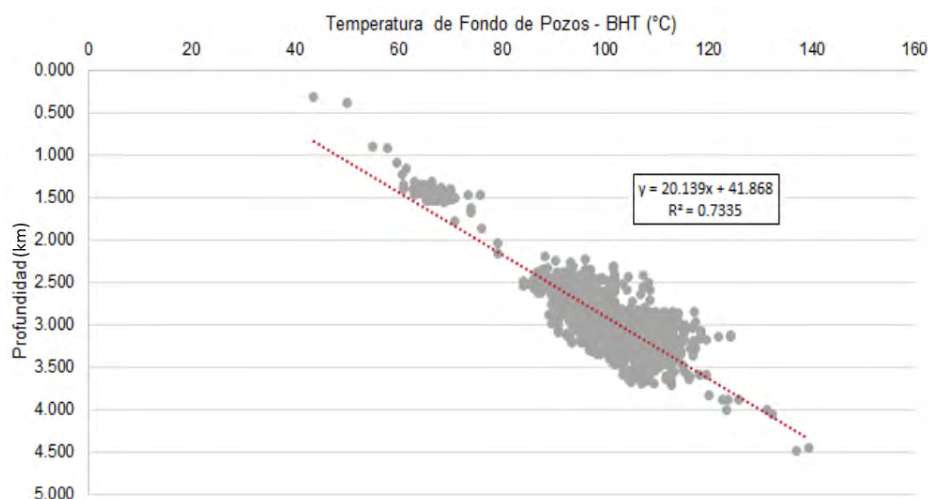


Figura 3. Variación de BHT corregidas con la ecuación de Willet y Chapman con la profundidad. La temperatura máxima de 139,25°C, se registra a 4,4 km y representa al pozo Cangaiame 001.

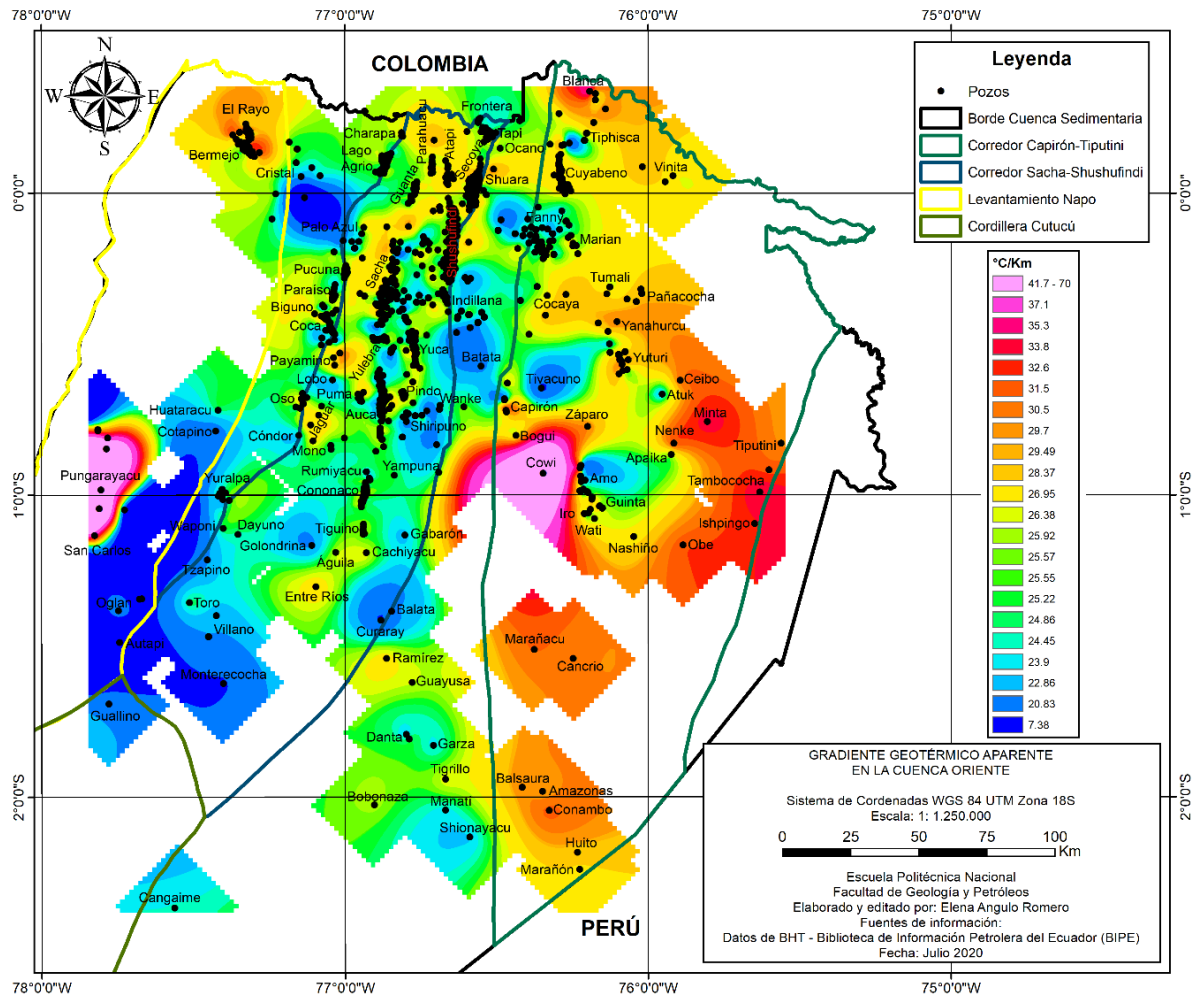


Figura 4. Mapa de gradientes geotérmicos de la cuenca Oriente. Se observa que las zonas anómalas con gradientes superiores a los 40°C/km se encuentran en el Levantamiento Napo y el Corredor Capirón-Tiputini. Los colores cálidos indican anomalía positiva, y los colores fríos, anomalías negativas, con un rango de variación desde 7,38°C/km a 69,01°C/km.

Anomalías Pungarayacu-San Carlos y Bermejo-El Rayo

Estas zonas anómalas por lo general se encuentran asociadas a profundidades someras (<2 km) y con gradientes >40°C/km. La parte occidental de la cuenca Oriente se caracteriza por una tectónica profunda, que expone las secuencias pre-Cretácicas como resultado del levantamiento Napo-Galeras y la Cordillera del Cutucú. En esta parte se ubican las estructuras Bermejo-El Rayo y Pungarayacu-San Carlos. De acuerdo con Rivadeneira y Baby (2004), el Campo Bermejo está asociado al sistema de transpresión dextral del frente de empuje Subandino; por su parte, el Campo Pungarayacu se ubica en el periclinal sur del gran anticlinal Napo-Galeras, el mismo que a finales del Cretácico empezó a actuar como una estructura

positiva creando condiciones favorables para la migración de fluidos.

Los campos Pungarayacu y Bermejo están siendo afectados por la última reactivación tectónica iniciada en el Plioceno (Rivadeneira y Baby, 2004). Debido a esta reactivación tectónica, es posible que los fluidos más profundos estén alcanzando niveles más someros siguiendo caminos a lo largo de fracturas y fallas (Beate et al., 2020), lo que explicaría que estos campos presenten anomalías positivas de gradientes geotérmicos. La presencia de estas anomalías positivas de calor perceptibles está fuertemente influenciada por la cercanía del basamento debido a procesos tectónicos (levantamiento de las formaciones y erosión de orógenos), además, los campos Pungarayacu-San

Carlos y Bermejo-El Rayo se encuentran cerca de los volcanes activos Sumaco (alcalino) y Reventador (calco-alcalino), por lo que pueden considerarse como las fuentes de calor adicional que abastecen al sistema geotérmico.

El valor de gradiente geotérmico más alto obtenido en la cuenca Oriente corresponde al pozo Pungarayacu IP-5B, con un valor de 69,01°C/km a una profundidad de 328 m llegando a niveles de Hollín Basal e ingresando a la Formación Chapiza, lo cual aparenta ser una anomalía local, ya que entrando al basamento más profundo es más frío, como se evidencia en el pozo IP-17 el cual alcanzó una profundidad de 4,14 km y se obtuvo un gradiente de 21,53°C/km.

Anomalías Cowi e ITT

Estas dos zonas anómalas presentan gradientes geotérmicos entre 30 y 40°C/km asociados a profundidades someras (<2,5 km). En la parte oriental de la cuenca Oriente se han desarrollado dos grupos de fallas de deslizamiento de rumbo inverso de alto ángulo (*reverse strike-slip*), respectivamente, con orientaciones NNE y NNO (Lin *et al.*, 2015). La distribución del sistema de fallas generalmente se considera como resultado de la inversión tectónica de fallas activas y la ocurrencia de un movimiento de deslizamiento de rumbo inverso (Lin *et al.*, 2015). Esta distribución de fallas activas permite inferir que el mecanismo de conducción de calor es a través del basamento cristalino. Como se observa en el mapa expuesto en la Figura 4, se registra un incremento en el gradiente geotérmico hacia el oriente de la cuenca con una tendencia suroriental. El corredor Capirón-Tiputini muestra una distancia vertical más cercana al basamento caliente, lo que pudiera significar la presencia de estas anomalías positivas de calor y puede estar asociado a concentraciones de elementos radiactivos en el basamento.

Discusión

Las cuencas sedimentarias poseen sistemas geotérmicos de intermedia a baja temperatura, el mapa de gradientes geotérmicos define varias anomalías positivas localizadas en la cuenca. En ese contexto, a continuación, se describen los componentes del sistema geotérmico hipotético en la cuenca Oriente. El modelo presentado es teórico considerando la información disponible y publicada. Las características del sistema geotérmico hipotético en la cuenca consideran la naturaleza y la profundidad de la fuente de calor; el mecanismo de transferencia de calor dominante; la

distribución de permeabilidad y porosidad en las rocas reservorios; la distribución de sistemas de fallas y fracturas principales en la cuenca y fuentes/tasas de recarga de fluidos.

Basamento y fuente de calor

Para la cuenca Oriente se ha considerado que la fuente de calor podría estar asociada y depender de la geometría del basamento y, en algunas partes, del volcanismo reciente; por ejemplo, en el Levantamiento Napo, la cercanía a los volcanes Sumano y Reventador, influiría en el gradiente geotérmico. Por otro lado, el espesor de las secuencias sedimentarias que cubren al basamento representa una profundidad adecuada (1,5-2,5 km) para que formaciones geológicas permeables, capaces de contener y dejar circular fluidos, extraigan el calor del basamento. También hay que considerar que una de las mayores fuentes de calor terrestre es la desintegración de isótopos radiactivos presentes en las rocas, ese calor varía con la composición química y con la edad de las rocas (Moeck, 2014).

En el Ecuador se ha descrito al basamento de la cuenca como rocas ígneas y metamórficas (Díaz *et al.*, 2004); de acuerdo con Litherland *et al.* (1994), rocas del cratón Amazónico fueron datadas por Rb-Sr en ~1,6 Ga en muestras del pozo Tapi. Litológicamente se ha descrito como granulitas en el pozo Tapi, gneis micáceos en el pozo Tiputini 1 y esquistos micáceos en el pozo Dureno 1 (Vera, 2016). En el pozo Caima 3, localizado en la cuenca Putumayo, Ibañez-Mejía *et al.* (2011) dataron rocas atribuidas al basamento en 1,4 Ga, 0,98 Ga y 0,95 Ga con el método de U-Pb. De acuerdo con Gutiérrez *et al.* (2019), el cratón amazónico (3,2-2,6 Ga) comprende un núcleo de rocas ígneas y metamórficas Arqueanas con cinturones de acreción adyacentes de tendencia NE.

Si bien el calor se mueve mayormente vía convección siempre y cuando haya zonas con alta permeabilidad, generalmente la conducción es el mecanismo dominante cuando el transporte de calor se estudia dentro de la corteza terrestre. En el caso de las cuencas sedimentarias el transporte de calor por advección desempeña un papel importante, donde el dominio de alta permeabilidad y las fallas enraizadas permiten la circulación profunda de aguas meteóricas (Moeck, 2014). Estos sistemas geotérmicos rara vez se asocian con reservorios hidrotermales, sino que son el resultado de sistemas de circulación profunda asociados con fallas complejas de escamas corticales mayores. Estas áreas típicamente contienen flujo de calor bajo a moderado (Allen *et al.*, 2006).

Principales reservorios sedimentarios en la cuenca Oriente

Los principales reservorios en la cuenca Oriente son las areniscas de las formaciones cretácicas Hollín y Napo, los cuales proponemos para este modelo geotérmico hipotético.

Areniscas de la Formación Hollín: la Formación Hollín es el principal reservorio de la cuenca, agrupa a múltiples sets de areniscas cuarzosas de origen fluvial (miembro Inferior) que evolucionan a finas intercalaciones rítmicas de areniscas y arcillolitas vinculadas a ambientes costeros con influencia mareal que gradualmente son cubiertos por depósitos de plataforma marina epicontinental (miembro Superior)

(Mancilla *et al.*, 2008). En el centro norte de la cuenca su espesor alcanza 150 m (Brookfield *et al.*, 2009) y posee amplia distribución en toda la cuenca acuniándose al este (Vallejo *et al.*, 2021).

Los valores de porosidad y permeabilidad para la Formación Hollín se resumen en la [Tabla 1](#). Romero (2018) afirma que en la Formación Hollín la permeabilidad es inversamente proporcional al contenido de láminas continuas de lodo, debido a que estas actúan como un sello e impiden el paso de fluidos, mientras que, la porosidad es directamente proporcional al tamaño de grano y grado de sorteo, disminuyendo en las rocas con tamaño de grano más fino.

Tabla 1. Rango de porosidad y permeabilidad en la Formación Hollín.

	Porosidad (%)	Permeabilidad (mD)	Referencia
Hollín, miembro Inferior	12,1-20,4	66,2-350,67	Romero (2018)
	12-25	20-2000	Dashwood y Abbotts (1990)
	16	400-800	Canfield <i>et al.</i> (1982)
Hollín, miembro Superior	7-19,7	375,2-732,1	Romero (2018)
	20	658,61	Zhongzhen <i>et al.</i> (2017)
	12-25	20-2000	Yinfu <i>et al.</i> (2010)

Arenisca de la Formación Napo: dentro de la Formación Napo se consideran reservorios las areniscas “T”, “U” y “M1”. Estas secuencias progradan desde el este de la cuenca, su geometría indica que se acunian hacia el centro-oeste de la cuenca (Shanmugam *et al.*, 2000).

Las Areniscas T (Albiano tardío a Cenomaniano temprano) agrupan areniscas de grano medio a fino (T Inferior) e intercalaciones de areniscas glauconíticas y lodolitas (T Superior) de ambiente intermareal a marino. El espesor de T Inferior al este de la cuenca se mantiene constante próximo a los 50 m (Smith, 1989). Zhongzhen *et al.* (2017) indican que T Inferior posee buena permeabilidad y alta porosidad. El espesor de T Superior al centro-este de la cuenca alcanza los 40 m (Smith, 1989). Dashwood y Abbotts (1990) afirman que T Superior contiene láminas de arcilla y alta proporción de glauconita, estas características la hacen menos permeable. De acuerdo con Dashwood y Abbotts (1990), las condiciones de porosidad y permeabilidad típicos son 10-25% y 100-6000 mD para la Arenisca T.

Las Areniscas U (Cenomaniano tardío a Turoniano temprano) presentan morfología de barras mareales, compuestas principalmente por areniscas calcáreas (U Inferior) e intercalaciones rítmicas de areniscas y

lodolitas (U Superior), representando facies de estuario (Dashwood y Abbotts, 1990; Vallejo *et al.*, 2021). El espesor de las Areniscas U fue reportado en 70 m al este de la cuenca (Estupiñán *et al.*, 2006); U Inferior tiene las mejores características petrofísicas, con valores de porosidad que varían entre 15 y 20%, mientras que para U Superior el rango va de 10 a 18% (Rivadeneira y Almeida, 2014).

La Arenisca M1 (Campaniano Medio) agrupa a brechas y areniscas finas deltaicas (Vallejo *et al.*, 2017) distribuidas al este de la cuenca, su espesor no es homogéneo y varía entre 10 a 80 m, con valores de porosidad de 18-32%, y una permeabilidad promedio de 1013,25 mD (Zhongzhen *et al.*, 2017).

Principales capas sellos de la cuenca Oriente

Dentro de la secuencia estratigráfica cretácica las capas sello son definidas como zonas impermeables sin porosidad que impiden la movilidad de fluidos; según la calidad de las capas estas pueden conservar características físicas del fluido como son la temperatura (Sass y Götz, 2012). En el miembro Superior de la Formación Hollín, estratos métricos de arcillolitas ricas en materia orgánica vinculadas a planicies de inundación lodosas en ambientes intermareales y

ambientes supra-mareales son impermeables y no tienen porosidad; dependiendo de sus espesores estos pueden ser considerados capas sello (Smith, 1989; Romero, 2018). Sin embargo, no son regionales y pueden variar de espesor a corta distancia.

En la Formación Napo las capa sello, que van variando de espesor hacia el este de la cuenca, son: las Lutitas Napo Inferior (Albiano medio), que agrupa a niveles de lutitas calcáreas fosilíferas (Jaillard *et al.*, 1997), en el centro de la cuenca su espesor alcanza los 100 m. Lutitas Napo Medio (Cenomaniano), que incluye a arcillolitas calcáreas y lutitas fosilíferas (Jaillard *et al.*, 1997), en el noroeste de la cuenca presentan espesor próximo a los 50 m (Rivadeneira, 1986). Lutitas Napo Superior (Santoniano) que se compone de secuencias monótonas de lutitas negras calcáreas, en el centro-este de la cuenca su espesor supera los 90 m (Rivadeneira, 1986). A nivel regional, capas de limolitas multicolores, con materia orgánica de la Formación Tena (Maastrichtiano-Paleoceno), que corresponden a capas sello de la secuencia cretácica; su espesor no es uniforme, varían de ~100 m en el Subandino a 500 m en el centro-este de la cuenca.

Características de los fluidos en la cuenca Oriente

Las concentraciones de salinidad de las aguas de formación en los reservorios Cretácicos varían entre 500 y 130.000 ppm de NaCl equivalente (Smith, 1989). De acuerdo con Rivadeneira y Almeida (2014), en Hollín Inferior el agua de formación tiene muy baja salinidad, alrededor de 2000 a 3000 ppm de NaCl, mientras que las areniscas de Hollín Superior

constituyen un reservorio de agua salobre justificado por la presencia de glauconita y niveles conchíferos intercalados. Los registros de pozos y pruebas en testigos de perforación documentan un patrón consistente de aumento de la salinidad de este a oeste dentro de las areniscas individuales y verticalmente de areniscas más profundas a menos profundas (Smith, 1989). Además, el modelo de flujo hidrodinámico descrito por Smith (1989), explica que el agua ingresa (zona de recarga) a la cuenca a través de las secciones elevadas y expuestas hacia el oeste de la cuenca, y se descarga a lo largo del borde poco profundo oriental de la cuenca (Figura 5).

Las mediciones de salinidad derivadas de algoritmos en el estudio de Smith (1989) revelan que: 1) el agua de formación de la arenisca Hollín en la base de la sección del Cretáceo es uniformemente fresca en gran parte de la cuenca central; 2) las areniscas de Hollín tienden a engrosarse hacia el oeste dentro del subsuelo y en la zona Subandina; 3) las areniscas individuales de Napo tienen su desarrollo máximo en el área central y un adelgazamiento regional hacia el oeste, en la región Subandina está representada solo por lutitas marinas distales y capas delgadas de areniscas glauconíticas; 4) al este, las secciones de Hollín se van acuñando y las secciones de Napo son menos profundas y finalmente se fusionan para convertirse en una capa de areniscas indiferenciadas antes de entrar en contacto con las rocas precámbricas expuestas del escudo Guyanés; y 5) las aguas de formación de las areniscas cretácicas se caracterizan por gradientes regionales de salinidad dentro y entre areniscas individuales.

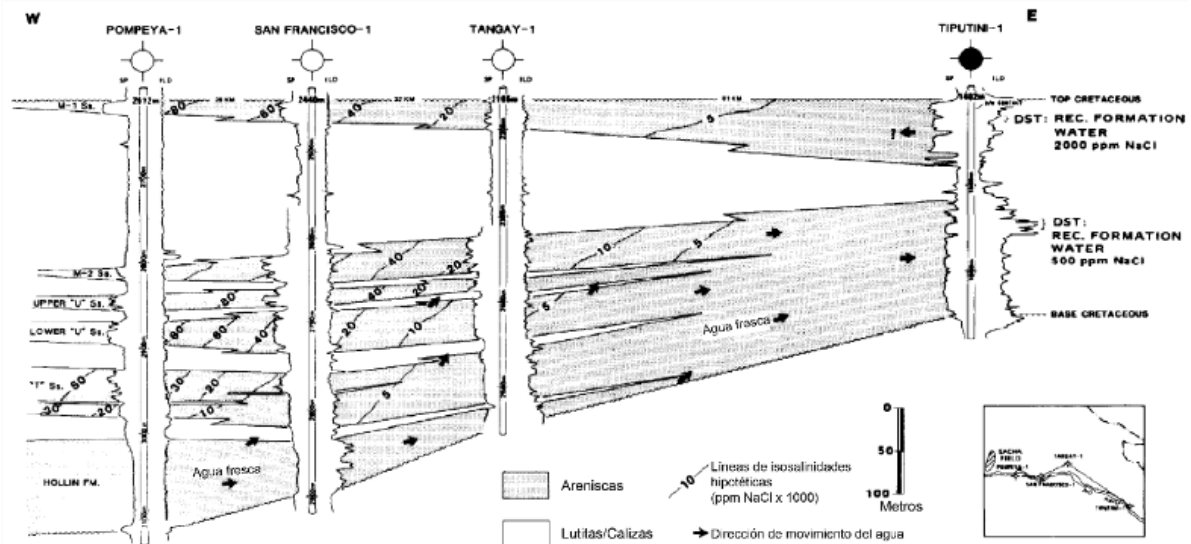


Figura 5. Sección estratigráfica cretácica en la parte nororiental de la cuenca Oriente. Las flechas representan el movimiento del agua hacia el este y hacia arriba en areniscas más jóvenes. Tomado de Smith (1989).

Trampas y fallas principales

En la cuenca Oriente principalmente se desarrollaron trampas estructurales de bajo relieve en la parte occidental y central, y trampas estratigráficas en la parte oriental (Zhongzhen *et al.*, 2017). La cuenca desarrolló dos grupos de fallas con tendencias NO-SE y NE-SO, por separado (Yinfu *et al.*, 2010). A partir de secciones geológicas regionales, la cuenca Oriente puede dividirse en tres cinturones estructurales de oeste a este: el cinturón de empuje del piedemonte occidental (Cinturón Plegado Sobrecorrido Subandino), el sistema de *rift* invertido central a lo largo del Corredor Sacha-Shushufindi y el Sistema Invertido Capirón-Tiputini o región de deslizamiento de rumbo (*strike-slip*) conjugado oriental (desde la falla inversa Fanny-Dorine y más al este la falla inversa del ITT) (Baby *et al.*, 2013; Lin *et al.*, 2015). La orientación de los tres cinturones tectónicos es casi N-S, donde la parte norte de la cuenca está más desarrollada estructuralmente que la parte sur.

De acuerdo con Mancilla *et al.* (2008), las principales trampas están asociadas a estructuras anticlinales originadas a partir de la inversión tectónica de los semigrábenes, las cuales se desarrollan al menos en dos etapas principales de deformación. Durante la primera etapa (Turoniano superior-Maastrichtiano), coincidente con la depositación de las formaciones Napo Superior y Tena, se origina un incipiente estado de deformación compresiva que causa la inversión tectónica de los antiguos depocentros. Con la depositación de la Formación Napo, la cuenca tuvo un cambio en la fuente, de marina a no marina. Esta etapa representa un acortamiento en la cuenca y una reactivación de fallas extensionales heredadas e inversión de la cuenca, posiblemente vinculadas a la acreción del *Caribbean Large Ingeous Province* en ~73Ma (Gutiérrez *et al.*, 2019). La segunda etapa se desarrolla durante el Eoceno inferior a medio, donde se produce el segundo episodio compresivo y de inversión en la cuenca (Mancilla *et al.*, 2008). Esto puede relacionarse con el avance del cinturón plegado sobrecorrido debido a la exhumación de los Andes, consistente con la evidencia termocronológica durante el Eoceno (Spikings *et al.*, 2010).

Posible aprovechamiento geotérmico en la cuenca Oriente

Numerosos estudios han demostrado el abundante recurso geotérmico en los yacimientos de petróleo y

gas en todo el mundo. Por ejemplo, en China, se ha descubierto que las principales cuencas petrolíferas son ricas en recursos geotérmicos, como el campo petrolífero Daqing, Liaohe y Huabei, donde las reservas totales fueron de hasta 424 EJ (1 EJ=1018 J) de recurso geotérmico recuperable (Wang *et al.*, 2016). Estados Unidos es uno de los principales países en investigación y utilización de la generación de energía geotermoeléctrica de intermedia a baja temperatura.

La primera estación de energía geotermoeléctrica del mundo se instaló en 2006 en el campo petrolero *Teapot Dome* en el norte de Wyoming. La potencia instalada de esta estación con el principio de circulación *Organic Rankine Cycle* (ORC) fue de 0,25 MW (Zhang *et al.*, 2016). Esta estación genera 0,18 MW de capacidad instalada usando 40.000 barriles H₂O/día (73,71 L/s) a 90,6-98,9°C (Wang *et al.*, 2018).

La segunda estación de energía geotermoeléctrica asociada a un campo petrolero se construyó en China, en el 2011, en el yacimiento petrolífero de Liubei en el Campo Huabei; se instaló una planta que genera 0,40 MW de capacidad instalada usando 2880 m³H₂O/día (33,33 L/s) a 110°C (Wang *et al.*, 2018). La capacidad de generación de energía esperada de la estación de Liubei es de 1,5 millones de kWh/año, con un aumento anual promedio de 120.000 toneladas de petróleo (Zhang *et al.*, 2016).

Por su parte, en Colombia, se ha construido la primera planta geotérmica en el campo Las Maracas, en Casanare. Tiene una capacidad instalada de 100 kW, capaz de generar hasta 72.000 kWh/mes (Richter, 2021).

La **Tabla 2** resume los proyectos que aplican la geotermia como usos directos, tanto de pozos productores como abandonados en todo el mundo. El uso directo geotérmico de campos petroleros específicos se lleva a cabo principalmente en campos que producen petróleo altamente viscoso (Wang *et al.*, 2018). Por otro lado, la **Tabla 3** resume los proyectos implementados de generación de energía geotermoeléctrica en campos petroleros en una planta de energía binaria que utiliza agua de formación.

Tabla 2. Resumen de proyectos que emplean la geotermia como uso directo de energía en yacimientos petrolíferos. Modificado de Wang *et al.* (2018).

Ubicación del campo petrolero	Recurso geotérmico	Tipo de utilización	Temperatura y caudal	Observaciones
Albania	Pozos abandonados	Calefacción de invernaderos	65,5°C	Capacidad instalada de 4.497 MWt y un consumo anual de energía para calefacción de 23,26 TJ/año
Estiria, Australia	Pozos abandonados	Complejos de <i>spa</i>	47°C	Aguas geotérmicas utilizadas en los balnearios Loipersdorf Waltersdorf. Capacidad instalada de 10 MWt y un consumo anual de 247 TJ/año
Algyó, Hungría	Productor de agua	Generación de agua potable	25 L/s a 87°C y una profundidad de 1,8 km	Agua geotérmica usada para calentar la tubería de recuperación en Sávoly. Capacidad instalada de 42 MWt y un consumo de 695 TJ/año
Sávoly, Hungría		Recuperación de petróleo por trazado térmico		
Daqing, China	Productor de agua	Calentador de espacios. Transportación de crudo pesado	50-110°C	Para un área de 120.000 km ² se estima un recurso de $2,905 \times 10^8$ J de energía geotermoeléctrica
Liaohe, China	Productor de agua	Calentador de espacios	50-110°C	Para un área de 25.000 km ² se estima un recurso de $1,008 \times 10^8$ J de energía geotermoeléctrica
Huabei, China	Pozos abandonados	Recuperación de petróleo por trazado térmico	600 m ³ /día a 100-110°C	Para un área de 32.000 km ² se estima un recurso de $7,099 \times 10^8$ J de energía geotermoeléctrica

Tabla 3. Proyectos de generación de energía geotermoeléctrica en campos petroleros implementados notablemente. Modificado de Wang *et al.* (2018).

Ubicación	Caudal (barriles/día)	Temperatura del agua (°C)	Potencia instalada (kW)	Observaciones
Wyoming, USA	40.000 (73,6 L/s)	90,6-98,9	132	Produjo más de 2210 MWh en los primeros 3,5 años
Dakota del Norte, USA	30.000 (55,2 L/s)	98	250	Primer proyecto comercial de generación de energía geotermoeléctrica en un pozo de petróleo y gas en EE. UU
Huabei, China	18.114 (33,3 L/s)	110	310	Generó $\sim 31 \times 10^4$ kWh/año a finales de 2011

De acuerdo con Moeck (2014), las partes someras de las cuencas sedimentarias (<3 km) con anomalías de calor superiores al gradiente geotérmico promedio pueden ser aprovechadas directamente. En el caso de la cuenca Oriente, se han podido identificar dos zonas con gradientes geotérmicos anómalos, por lo general, asociados a profundidades someras, que podrían tener un aprovechamiento directo para sistemas de calefacción y refrigeración urbana, sistemas de clima controlado (como en los invernaderos), deshidratación de productos agrícolas y varios procesos industriales adicionales. Dichas zonas anómalas se encuentran en los campos individuales de Pungarayacu-San Carlos y Cowi (Tabla 4).

De igual manera, Moeck (2014) considera que las partes más profundas de las cuencas (>3 km) con rocas de baja porosidad/permeabilidad pueden ser adecuadas para la producción de energía eléctrica siempre y cuando se

apliquen tecnologías para mejorar la productividad. Por su parte, Liu *et al.* (2018) consideran que la temperatura de fondo debe encontrarse entre 65-150°C para que un campo petrolero sea viable para posibles aplicaciones geotérmicas. Se estima que las tecnologías actualmente disponibles requieren al menos 15.000 barriles/día (27,6 L/s) de agua de formación con una temperatura mínima de 101,7°C para una generación de energía eléctrica eficiente y económica en campos petroleros para aplicaciones geotérmicas (Liu *et al.*, 2018).

En un informe presentado por PETROECUADOR (2012), la producción de aguas de formación en las áreas donde opera (Auca, Shushufindi, Lago Agrio, Libertador y Cuyabeno) fue de 288.841 barriles/día ($\sim 531,55$ L/s), superando el caudal que se considera viable para la producción de energía eléctrica en campos petroleros.

Tabla 4. Factibilidad de uso de recursos geotérmicos en la cuenca Oriente-Ecuador.

Ubicación del campo petrolero	Recurso geotérmico	Tipo, configuración tectónica y ambiente geológico		Temperatura, gradiente geotérmico y caudal	Tipo de aprovechamiento
Pungarayacu-San Carlos	Pozos petroleros exploratorios	Tipo conductivo asociado a un cinturón plegado sobrecorrido	Acuíferos someros de baja salinidad en la arenisca porosa y permeable de la Formación cretácica Hollín (<2 km) controlado por fracturas y fallas	BHT: 30-110°C (0,270-4 km); GGA: 17,02-69,01°C/km	Sistemas de calefacción/refrigeración urbana, sistemas de calefacción con clima controlado (invernaderos), deshidratación de productos agrícolas y varios procesos industriales adicionales
Cowi	Pozo abandonado	Tipo conductivo asociado a una cuenca de antepaís		BHT: 130°C a 0,385 km; GGA: 66,3°C/km	
Lago Agrio	Pozos productores de petróleo	Tipo conductivo asociado a una cuenca de antepaís	Acuíferos profundos de baja salinidad en la arenisca porosa y permeable de la Formación cretácica Hollín (>3 km) controlado por fracturas y fallas	BHT: 97,57-118,68°C (3-3,5 km); GGA: 23,49-30,29°C/km; Q: 531,55 L/s, en total 1'595.558 bles/año	Producción de energía eléctrica. Se estima que la tecnología actualmente disponible requiere al menos un caudal de 15.000 bles/día (~27,6 L/s) de agua de formación con una temperatura mínima de 101,7°C
Libertador	Pozos productores de petróleo	Tipo conductivo asociado a una cuenca de antepaís		BHT: 74,09-113,14°C (1,6-3,5 km); GGA: 19,37-31,06°C/km; Q: 531,55 L/s, en total 26'054.091 bles/año	
Cuyabeno	Pozos productores de petróleo	Tipo conductivo asociado a una cuenca de antepaís		BHT: 86,32-115,23°C (2,5-2,7 km); GGA: 20,72-36,69°C/km; Q: 531,55 L/s, en total 26'724.123 bles/año	
Shushufindi	Pozos productores de petróleo	Tipo conductivo asociado a una cuenca de antepaís		BHT: 74,09-113,14°C (1,6-3,5 km); GGA: 19,37-31,06°C/km; Q: 531,55 L/s, en total 34'487.127 bles/año	
Auca	Pozos productores de petróleo	Tipo conductivo asociado a una cuenca de antepaís		BHT: 83,91-127,14°C (2,6-3,7 km); GGA: 15,04-32,96°C/km; Q: 531,55 L/s, en total 16'864.860 bles/año	

Si se consideran únicamente las temperaturas de fondo de pozos y la producción de aguas de formación, éstas se encuentran dentro de los rangos establecidos por Liu *et al.* (2018). Como solo se pudo obtener información de producción de agua de formación en los campos Auca, Shushufindi, Lago Agrio, Libertador y Cuyabeno, se considera que ellos podrían tener un aprovechamiento para la generación de energía eléctrica y abastecer a las redes energéticas principales o dotar de energía eléctrica a las zonas de influencia directa donde operan. Para este estudio no se ha considerado la infraestructura mínima requerida para implementar una aplicación geotérmica en campos petroleros ecuatorianos, es un aporte inicial que puede ser tomado en cuenta para futuras evaluaciones.

Conclusiones

La ley de variación de la temperatura con la profundidad para la cuenca Oriente es $T_{EO} = 20,14z + 41,87$. Esta ley es la que consigue la mejor correlación lineal de los pares de datos temperatura/profundidad de la cuenca. Esta ecuación permite modelar la temperatura a una profundidad constante y es un promedio para toda la cuenca, asumiendo un régimen conductivo y regional para la transferencia de calor.

En el mapa de gradientes geotérmicos, se hace evidente que el Corredor Sacha-Shushufindi muestra los valores más bajos de gradiente geotérmico (7,38-26,1°C/km). Por el contrario, los valores más altos de gradiente geotérmico (26,1-69,01°C/km) están presentes al occidente (Levantamiento Napo) y al oriente (Corredor Capirón-Tiputini).

En la cuenca Oriente se identificaron con claridad cuatro zonas anómalas, las cuales están localizadas en los campos individuales de Pungarayacu-San Carlos y Bermejo-El Rayo ubicados en el Levantamiento Napo hacia el borde occidental de la cuenca, Cowi (borde centro-occidental del Corredor Capirón-Tiputini) e Ishpingo-Tambococha-Tiputini (borde más oriental del Corredor Capirón-Tiputini). La presencia de estas anomalías positivas en el Levantamiento Napo está fuertemente influenciada por la cercanía del basamento, debido a procesos tectónicos (levantamiento de las formaciones y erosión de orógenos), además, los campos Pungarayacu-San Carlos y Bermejo-El Rayo se encuentran cerca de los volcanes activos Sumaco (alcalino) y Reventador (calco-alcalino) por lo que pueden considerarse como probables fuentes de calor adicional que abastecen al sistema geotérmico. Por su parte, las anomalías de calor perceptibles en el

Corredor Capirón-Tiputini, pueden estar asociadas a concentraciones anómalas de elementos radiactivos en el basamento.

En la cuenca Oriente se ha considerado a la Formación Hollín como el principal reservorio geotérmico debido a sus condiciones favorables de porosidad/permeabilidad y baja salinidad. Por su parte, las areniscas de Napo se consideran como unos reservorios locales, debido a su restringida distribución en la cuenca; la Arenisca "T" se extiende en la parte central y oriental de la cuenca, por su parte las Areniscas "U" y "M1" se restringen solo a la parte más oriental de la cuenca. El agua ingresa (zona de recarga) a la cuenca a través de las secciones elevadas, y se descarga a lo largo del borde poco profundo oriental de la cuenca. Las lutitas de Tena Basal y Napo son el sello regional principal. La deformación tectónica que sufrió la cuenca afectó a las rocas de cobertura y basamento, y está relacionada con la inversión de los sistemas de fallas extensionales precretácicas, durante tres períodos de inversión (Cretácico tardío-Paleoceno, Eoceno temprano y Mioceno), desarrollando trampas estructurales de bajo relieve en la parte occidental y central, y algunas trampas estratigráficas en la parte oriental. Adicionalmente, Hollín Superior es estratigráfico al oeste de la cuenca, "T" y "U" son estratigráficos en la parte central de la cuenca y "M1" es estratigráfico al este de la cuenca. La existencia de estas fallas puede aumentar o disminuir la permeabilidad, y de alguna manera puede influir en la compartimentación del reservorio, generando accesos al recurso geotérmico ubicados en niveles permeables.

Las zonas anómalas de la cuenca Oriente podrían tener un aprovechamiento directo para sistemas de calefacción/refrigeración urbana, sistemas de clima controlado en invernaderos, deshidratación de productos agrícolas y varios procesos industriales en las zonas anómalas de Pungarayacu-San Carlos y Cowi, debido a la existencia de acuíferos someros en la arenisca porosa de Hollín a profundidades <2 km con temperaturas de fondo que oscilan entre los 30-90°C. Incluso, pueden ser adecuados para la producción de energía eléctrica, siempre y cuando el caudal y la temperatura sean eficientes (>27,6 L/s y >101,7°C) y se apliquen tecnologías para mejorar la productividad del campo, ya que al aumentar la profundidad, disminuye la permeabilidad de las rocas. De acuerdo con la información disponible se puede considerar como prospectos a las áreas de Lago Agrio, Libertador, Cuyabeno, Shushufindi y Auca.

Agradecimientos

Al Banco de Información Petrolera del Ecuador (BIPE) y la Secretaría de Hidrocarburos, en especial al Ing. César Andrade, por otorgar acceso a la base de datos.

Referencias

- Alfaro, C.; Alvarado, I.; Manrique, A. (2015). Heat Flow Evaluation at Eastern Llanos Sedimentary Basin, Colombia. *World Geothermal Congress*, Melbourne, Australia.
- Allen, D.M.; Grasby, S.E.; Voormeij, D.A. (2006). Determining the circulation depth of thermal springs in the southern Rocky Mountain Trench, south-eastern British Columbia, Canada using geothermometry and borehole temperature logs. *Hydrogeology Journal*, 14(1-2), 159-172. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0428-z>
- Aspden, J.A.; Ivimey-Cook, H.C. (1992). Nuevos datos paleontológicos del Centro y Sureste del Ecuador. *Boletín Geológico Ecuatoriano*, 3, 33-42.
- Baby, P.; Rivadeneira, M.; Barragán, R.; Christophoul, F. (2013). Thick-skinned tectonics in the Oriente foreland basin of Ecuador. *Geological Society, London, Special Publications*, 377, 59-76. <https://doi.org/10.1144/SP377.1>
- Barba, D. (2017). Gradiente geotermal de las cuencas de ante-arco del Ecuador. *VIII Jornadas en Ciencias de la Tierra*, Quito, Ecuador.
- Barba, D.; Barragán, R.; Gallardo, J.; Ormasa, A.; Salguero, A. (2021). Geothermal Gradients in the Upper Amazon Basin derived from BHT data. *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics*, 4(1), 85-94. <https://doi.org/10.31214/ijthfa.v4i1.58>
- Beardsmore, G.R.; Cull, J.P. (2001). Thermal Gradient. En: *Crustal Heat Flow – A Guide to Measurement and Modelling* (pp. 47-87). Cambridge University Press.
- Beate, B.; Urquizo, M. (2015). Geothermal country update for Ecuador: 2010–2015. *World Geothermal Congress*, Melbourne, Australia.
- Beate, B.; Urquizo, M.; Lloret, A. (2020). Geothermal Country Update for Ecuador, 2015–2020. *World Geothermal Congress*, Reykjavik, Iceland.
- Bès de Berc, S.; Soula, J.C.; Baby, P.; Souris, M.; Christophoul, F.; Rosero, J. (2005). Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top–foredeep transition: example of the eastern Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 399(1-4), 351-380. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.030>
- Brookfield, M.E.; Hemmings, D.P.; Van Straaten, P. (2009). Paleoenvironments and origin of the sedimentary phosphorites of the Napo Formation (Late Cretaceous, Oriente Basin, Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 28(2), 180-192. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.02.004>
- Bulot, L.G.; Kennedy, W.J.; Jaillard, E.; Robert, E. (2005). Late Middle–early Late Albian ammonites from Ecuador. *Cretaceous Research*, 26(3), 450-459. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2005.01.008>
- Burgos, J.; Baby, P.; Christophoul, F.; Soula, J.; Rochat, P. (2004). Cuantificación de las erosiones Terciarias y Plio-Cuaternarias en la parte sur de la Cuenca Oriente. En: P. Baby, M. Rivadeneira, R. Barragán (eds.). *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo* (pp. 115-130). IFEA-IRD-Petroamazonas EP.
- Canfield, R.W.; Bonilla, G.; Robbins, R.K. (1982). Sacha oil field of Ecuadorian Oriente. *AAPG Bulletin*, 66(8), 1076-1090. <https://doi.org/10.1306/03B5A642-16D1-11D7-8645000102C1865D>
- Carvalho, H.D.S.; Vacquier, V. (1977). Method for determining terrestrial heat flow in oil fields. *Geophysics*, 42(3), 584-593. <https://doi.org/10.1190/1.1440729>
- Christophoul, F. (1998). Comisión zona Gualaquiza, carretera Méndez-Patuca-Santiago-Morona y Cerro Macuma. Orstom-Petroproducción, Quito.
- Christophoul, F.; Baby, P.; Dávila, C. (2002). Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: the Ecuadorian Oriente from

- Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics*, 345(1-4), 281-298. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00217-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00217-7)
- Clauser, C. (2009). Heat Transport processes in the Earth's Crust. *Surveys in Geophysics*, 30(3), 163-191. <https://doi.org/10.1007/s10712-009-9058-2>
- Dashwood, M.F.; Abbotts, I.L. (1990). Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. *Geological Society, London, Special Publications*, 50, 89-117. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.050.01.06>
- Deming, D. (1989). Application of bottom-hole temperature corrections in geothermal studies. *Geothermics*, 18(5-6), 775-786. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(89\)90106-5](https://doi.org/10.1016/0375-6505(89)90106-5)
- Díaz, M.; Baby, P.; Rivadeneira, M.; Christophoul, F. (2004). El pre-Aptense de la cuenca Oriente ecuatoriana. En: P. Baby, M. Rivadeneira, R. Barragán (eds.). *La Cuenca Oriente, Geología y Petróleo* (pp. 23-44). IFEA-IRD-Petroamazonas EP.
- ESMAP (2012). Manual de Geotermia: cómo planificar y financiar la generación de electricidad. Programa de Asistencia para la Gestión del Sector Energético (ESMAP) y Grupo del Banco Mundial.
- Estupiñán, J.; Marfil, R.; Permanyer, A. (2006). Diagénesis y estratigrafía secuencial de la arenisca "U" de la Fm Napo del Oriente, Ecuador. *Geogaceta*, 40, 283-286.
- Gaibor, J.; Hochuli, J.P.A.; Winkler, W.; Toro, J. (2008). Hydrocarbon source potential of the Santiago Formation, Oriente Basin, SE of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(2), 145-156. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.07.002>
- Goldschmidt, K. (1941). Geological Compilation on the Cutucu Macuma-Cangaime Region. SHELL-Petroproducción.
- Gutiérrez, E.; Horton, B.; Vallejo, C.; Jackson, L.; George, S. (2019). Provenance and geochronological insights into Late Cretaceous-Cenozoic foreland basin development in the Subandean Zone and Oriente Basin of Ecuador. En: B. Horton, A. Folguera (eds.). *Andean Tectonics* (pp. 237-268). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00011-3>
- Hamza, V.; Silva, F.; Gomes, A.; Delgadillo, Z. (2005). Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152(4), 223-256. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.04.009>
- Higley, D. (2001). *The Putumayo-Oriente-Maranon Province of Colombia, Ecuador, and Peru-Mesozoic-Cenozoic and Paleozoic Petroleum Systems*. U.S. Geological Survey Digital Data.
- Ibañez-Mejía, M.; Ruiz, J.; Valencia, V.; Cardona, A.; Gehrels, G.; Mora, A. (2011). The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U-Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, 191(1-2), 58-77. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.09.005>
- Jaillard, E.; Caron, M.; Dhondt, A.; Ordóñez, M.; Andrade, R.; Bengtson, P.; Bulot, L.; Cappeta, H.; Dávila, C.; Díaz, R.; Huacho, J.; Huamán, C.; Jiménez, D.; Jiménez, N.; Montenegro, J.; Néraudeau, D.; Rivadenerira, M.; Toro, J.; Villagómez, R.; Zambrano, Í. (1997). *Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca oriental del Ecuador*. Orstom-Petroproducción.
- Lin, J.; Zhang, X.; HU, Q.; Zhao, X.; Good, D.; Tong, X.; Orozco, R.; Zhang, Z.; Xie, Y. (2015). Model experiments to simulate compressional-strike fault pattern in Oriente Basin, Ecuador. *SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference*, Quito, Ecuador. <https://doi.org/10.2118/177175-MS>
- Litherland, M.; Aspdén, J.A.; Jemielita, R.A. (1994). *Metamorphic belts of Ecuador: Overseas Geology and Mineral Resources*. British Geological Survey.
- Liu, X.; Falcone, G.; Alimonti, C. (2018). A systematic study of harnessing low-temperature geothermal energy from oil and gas reservoirs. *Energy*, 142, 346-355. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2017.10.058>

- Luzieux, L.D.A.; Heller, F.; Spikings, R.; Vallejo, C.F.; Winkler, W. (2006). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), 400-414. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.008>
- Macellari, C.E. (1988). Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(4), 373-418. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90024-7](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90024-7)
- Mancilla, O.; Albariño, L.; Meissinger, V.; Rivadeneira, M.; Sciamanna, S. (2008). Sistemas petroleros de la cuenca Oriente, Ecuador. *VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Mar del Plata, Argentina.
- Martin-Gombojav, N.; Winkler, W. (2008). Recycling of Proterozoic crust in the Andean Amazon foreland of Ecuador: implications for orogenic development of the Northern Andes. *Terra Nova*, 20(1), 22-31. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00782.x>
- Mello, M.R.; Koutsoukos, E.; Erazo, W. (1995). The Napo Formation, Oriente Basin, Ecuador: Hydrocarbon source potential and paleoenvironmental assessment. En: Katz, B.J. (eds.). *Petroleum Source Rocks* (pp. 167-181). https://doi.org/10.1007/978-3-642-78911-3_10
- Moeck, I. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, 867-882. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032>
- Ordóñez, M.; Jiménez, N.; Suárez, J. (2006). *Micropaleontología ecuatoriana: Datos bioestratigráficos y paleoecológicos de las cuencas: Graben de Jambelí. Progreso. Manabí, Esmeraldas y Oriente; del levantamiento de la Península de Santa Elena, y de las cordilleras Colonche, costera y occidental*. Petroproducción.
- PETROECUADOR EP. (2012). Informe estadístico de la industria hidrocarburífera Ecuatoriana 1972-2012.
- Richter, A. (2021). The first geothermal power unit has started operations in Colombia, utilizing co-produced fluids from oil production. <https://www.thinkgeoenergy.com/first-geothermal-power-plant-inaugurated-in-colombia/>
- Rivadeneira, M. (1986). Evaluación geoquímica de rocas madres de la Cuenca Amazónica Ecuatoriana. *IV Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleo*, Quito, Ecuador.
- Rivadeneira, M.; Baby, P. (1999). La Cuenca Oriente: estilo tectónico, etapas de deformación y características de los principales campos de Petroproducción. Informe técnico. IRD-Petroamazonas.
- Rivadeneira, M.; Baby, P. (2004). Características geológicas generales de los principales campos petroleros de Petroproducción. En: P. Baby, M. Rivadeneira, R. Barragán (eds.). *La Cuenca Oriente, Geología y Petróleo* (pp. 229-295). IFEA-IRD-Petroamazonas EP.
- Rivadeneira, M.; Almeida, P. (2014). Características de los reservorios Cretácicos de la cuenca Oriente. En: P. Baby, M. Rivadeneira, R. Barragán (eds.). *La Cuenca Oriente, Geología y Petróleo* (pp. 279-326). IFEA-IRD-Petroamazonas EP.
- Romero, C. (2018). Identificación y caracterización de Facies de la Formación Hollín en Centro Shaime: El registro de una transición fluvio-marina en la región Sur Oriental del Ecuador. Tesis, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.
- Romero, C.; Rivadeneira, M.; Calderon, E.; Naranjo, M.; Meneses, M.; Gramal, A.; Toainga, S. (2019). Reconstruyendo el pasado del planeta: El registro estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tena en la carretera Tiwintza-Puerto Morona. *GeoLatitud*, 2(2), 2-13.
- Romero, C.; Escobar, V.; Calderón, D.; Menéndez, B.; Gallardo, A.; Gramal, A.; Vélez, T.; Condoy, D. (2021). La evolución de abanicos aluviales documentada en el registro estratigráfico de la Formación Tiyuyacu. *GeoLatitud*, 4(1), 15.
- Romeuf, N.; Aguirre, L.; Soler, P.; Feraud, G.; Jaillard, E.; Ruffet, G. (1995). Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. *Andean Geology*, 22(2), 245-259.

- Ruiz, G.M.H.; Seward, D.; Winkler W. (2007). Evolution of the Amazon Basin in Ecuador with special reference to hinterland tectonics: data from zircon fission-track and heavy mineral analysis. *Developments in Sedimentology*, 58, 907-934. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(07\)58036-2](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58036-2)
- Saemundsson, K.; Axelsson, G.; Straingrimsson, B. (2009). Geothermal system in global perspective. *Short Course on Geothermal Drilling, Resource Development and Power Plants*, El Salvador.
- Sass, I.; Götz, A.E. (2012). Geothermal reservoir characterization: a thermofacies concept. *Terra Nova*, 24(2), 142-147. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01048.x>
- Shanmugam, G.; Poffenberger, M.; Toro, J. (2000). Tide-dominated estuarine facies in the Hollin and Napo ("T" and "U") Formations (Cretaceous), Sacha field, Oriente basin, Ecuador. *AAPG Bulletin*, 84(5), 652-682. <https://doi.org/10.1306/C9EBCE7D-1735-11D7-8645000102C1865D>
- Smith, L. (1989). Regional Variations in Formation Water Salinity, Hollin and Napo Formations (Cretaceous), Oriente Basin, Ecuador. *AAPG Bulletin*, 73(6), 757-776. <https://doi.org/10.1306/44B4A258-170A-11D7-8645000102C1865D>
- Spikings, R.A.; Crowhurst, P.V.; Winkler, W.; Villagomez, D. (2010). Syn- and post-accretionary cooling history of the Ecuadorian Andes constrained by their in-situ and detrital thermochronometric record. *Journal of South American Earth Sciences*, 30(3-4), 121-133. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.04.002>
- Tschopp, H.J. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1950. *AAPG Bulletin*, 37(10), 2303-2347. <https://doi.org/10.1306/5CEADD94-16BB-11D7-8645000102C1865D>
- Vallejo, C.; Hochuli, P.; Winkler, W.; von Salis, K. (2002). Palynological and sequence stratigraphic analysis of the Napo Group in the Pungarayacu 30 well, Sub-Andean Zone, Ecuador. *Cretaceous Research*, 23(6), 845-859. <https://doi.org/10.1006/cres.2002.1028>
- Vallejo, C.; Tapia, D.; Gaibor, J.; Steel, R.; Cardenas, M.; Winkler, W.; Valdez, A.; Esteban, J.; Figuera, M.; Leal, J.; Cuenca, D. (2017). Geology of the Campanian M1 sandstone oil reservoir of eastern Ecuador: A delta system sourced from the Amazon Craton. *Marine and Petroleum Geology*, 86, 1207-1223. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.07.022>
- Vallejo, C.; Romero, C.; Horton, B.K.; Spikings, R.A.; Gaibor, J.; Winkler, W.; Esteban, J.J.; Thomsen, T.B.; Mariño, E. (2021). Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America. *Global and Planetary Change*, 204. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103555>
- Vera, R. (2016). *Geology of Ecuador: An introduction to the unique geology of Ecuador*. 2da edición. Elsevier.
- Wang, S.; Yan, J.; Li, F.; Hu, J.; Li, K. (2016). Exploitation and utilization of oilfield geothermal resources in China. *Energies*, 9(10). <https://doi.org/10.3390/en9100798>
- Wang, K.; Yuan, B.; Ji, G.; Wu, X. (2018). A comprehensive review of geothermal energy extraction and utilization in oilfields. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 168, 465-477. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2018.05.012>
- White, H.J.; Skopec, R.; Ramírez, F.; Rodas, J.; Bonilla, G. (1995). Reservoir characterizations of the Hollin and Napo formations, western Oriente basin, Ecuador. En: A.J. Tankard, R. Suárez, H.J. Welsink (eds.). *Petroleum basins of South America* (pp. 573-596). AAPG. <https://doi.org/10.1306/M62593C30>
- Willet, S.; Chapman, D. (1987). Analysis of Temperatures and Thermal Processes in the Uinta Basin. En: C. Beaumont y A.J. Tankard (eds.). *Sedimentary Basins and Basin Forming Mechanisms* (pp. 447-461). AAPG.
- Yinfu, X.; Jihancheng; Yongdi, S.; Ying, H. (2010). Petroleum geology and exploration potential of Oriente-Maranon Basin. *Petroleum Exploration and Development*, 37(1), 51-56. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(10\)60014-6](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(10)60014-6)
- Zhang, J.; Cho, H.; Knizley, A. (2016). Evaluation of financial incentives for combined heat and power

(CHP) systems in U.S. regions. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 59, 738-762. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2016.01.012>

Zhongzhen, M.A.; Chen, H.; Yinfu, X.; Zhiwei, Z.; Yaming, L.; Xiaofa, Y.; Yubing, Z.; Dandan, W. (2017). Division and resources evaluation of

hydrocarbon plays in Putumayo-Oriente-Marañon Basin, South America. *Petroleum Exploration and Development*, 44(2), 247-256. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(17\)30027-7](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(17)30027-7)

Fecha de recibido: 13 de septiembre de 2021

Fecha de aprobado: 15 de noviembre de 2022
