

Parte 2

El flujo de calor en la Cuenca Neuquina

Trabajo ganador del Premio del Simposio “La geofísica como integradora del conocimiento del subsuelo”, CONEXPLO 2008

Por **Mario E. Sigismondi**
Petrobras Energía S.A., Neuquén

Víctor A. Ramos
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,
Universidad de Buenos Aires

Tercer paso: Obtención del flujo de calor

Definición

El flujo de calor se puede definir como la transferencia de calor desde el interior de la Tierra hacia la superficie, y es el principal agente que controla procesos geológicos a escala cortical. La mayor fuente del calor interno de la tierra está dada por el decaimiento de los elementos radiactivos en la corteza y el manto superior: un 70% del flujo de calor continental está generado dentro de los primeros 10-20 km de la corteza; mientras que un 96% del flujo de calor de los océanos está originado desde debajo de la corteza oceánica (Kearey y Vine, 1990). Por tanto, el flujo de calor es inversamente proporcional a la edad de una unidad geológica o a la edad de la corteza oceánica (Sclater *et al.*, 1980; Condie, 1989). Dentro de una cuenca sedimentaria, los patrones de densidad de flujo de calor reflejan diferencias regionales en la radiactividad de la corteza, distribución de fallas y actividad hidrotermal (Cermak,

1983). El conocimiento del campo de temperaturas del subsuelo es fundamental para el entendimiento del origen y la evolución de las cuencas sedimentarias, la generación de hidrocarburos, los depósitos minerales y la ocurrencia de terremotos y vulcanismo (Nielsen, 1986). La cuantificación del flujo de calor ha sido realizada por medio de la combinación de datos de conductividad y gradiente térmico. Matemáticamente, el flujo de calor se puede definir como el calor Q_z (mWm^{-2}) que fluye a través de un material si tiene un gradiente de temperatura ∇T ($^{\circ}\text{C/km}$) y conductividad dada ($\text{W/m}^{\circ}\text{K}$). El flujo de calor a una determinada profundidad z (Q_z) es el producto de dos valores, como vimos en la ecuación 12, que se vuelve a escribir ahora:

$$Q_z = \lambda z \cdot \nabla T = \lambda z \cdot (\partial T / \partial z) z \cdot k \quad (14 \equiv 12)$$

siendo,

Q_z : flujo de calor a una profundidad (z), λz : conductividad térmica a una determinada profundidad (z), $\nabla T = (\partial T / \partial z) z \cdot k$: gradiente térmico vertical a una profundidad (z).

El promedio del flujo de calor sobre un intervalo (z , $z-1$) es el producto del promedio del gradiente por el promedio de conductividad en el mismo intervalo z , $z-1$.

$$Q_{z,z-1} = \lambda_{z,z-1} \cdot (\partial T / \partial z)_{z,z-1} \quad (15)$$

La expresión del flujo de calor en condiciones de equilibrio está determinada por la siguiente ecuación:

$$\lambda Q_0 = Q_z = \int_z A(z) dz = \lambda_z \cdot (\partial T / \partial z)_z + \int_z A(z) dz \quad (16)$$

siendo,

λQ_0 : flujo de calor en la superficie,
 Q_z : flujo de calor a una profundidad (z), λz : conductividad térmica a una profundidad (z), $(\partial T / \partial z)_z$: gradiente térmico a una profundidad (z),
 $\int_z A(z) dz$: generación de calor volumétrico entre la profundidad (z) y la superficie.

Metodología

En los párrafos anteriores se analizaron los dos componentes a partir

de los cuales es posible derivar los valores del flujo de calor: gradiente y conductividad térmicas. Debido a que no se dispone de información de generación de calor volumétrico, se asume que las condiciones dentro de la columna sedimentaria son isótropas y estables, y el flujo de calor de superficie está determinado especialmente por el proveniente del manto superior y de los elementos radiogénicos de la corteza. Se ha recurrido al llamado “método del producto” para obtener el mapa de flujo de calor, usándose como entradas el gradiente geotérmico y las conductividades.

Limitaciones y correcciones de los datos de flujo de calor

La fidelidad de los valores del flujo de calor recae en la precisión de tres datos: las temperaturas de fondo de pozo corregidas, las temperaturas de superficie y las conductividades térmicas. Por tanto, es un procedimiento muy sensible a la calidad de los datos y los elementos más importantes a tener en cuenta pueden resumirse de la siguiente manera.

Influencia de los datos de entrada

Los factores que influyen en el cálculo erróneo del flujo de calor pueden deberse a: incorrecciones de temperaturas que conducirán a errores en los gradientes; asumir que el gradiente es constante en un intervalo que tenga contrastes de conductividad térmica; errores en las estimaciones de las conductividades térmicas. Las inconsistencias en la estimación final del flujo estarán reflejadas por la dispersión de puntos en el gráfico temperatura-profundidad (Kreyszig, 1983).

Influencia de las condiciones del medio

Las condiciones del medio que se aparten de alguno de estos requisitos: estado de equilibrio térmico, conductividades puras, flujo de calor vertical y no influencia de la producción o generación de calor, pueden dar como resultado una imagen del flujo de calor del subsuelo no acorde con la realidad.

Influencia de la compactación y porosidad

Si las compactaciones de los sedimentos están subestimadas, la porosidad será mayor a su valor real, y por tanto la conductividad modelada será menor que la verdadera. La magnitud en el porcentaje de error en el flujo de calor es aproximadamente la misma que el porcentaje inicial de error en la porosidad: a mayor porosidad inicial el flujo de calor modelado tenderá a ser menor y viceversa (figura 9, en el número anterior de *Petrotecnia*, 1/2009, página 78). Si el efecto de la compactación es insignificante, la explicación más probable para la observación de un aumento en el flujo de calor con la profundidad es la generación de calor más elevada, y ello se da en los materiales con componentes radiogénicos más abundantes, como es el caso del basamento.

Influencia de las tasas de sedimentación y erosión

Para tasas de sedimentación del orden de 10^{-5} a 10^{-6} m/año, el efecto en el flujo de calor en superficie es insignificante, pero cuando alcanza valores mayores a 10^{-4} m/año, aparecen efectos visibles en el flujo de calor cercano a la superficie. Las tasas elevadas de sedimentación sólo se dan en ambientes geológicos restringidos (turbidíticos, por ejemplo). Por ejemplo, con una tasa de sedimentación del orden de 5×10^{-4} m/año, en un millón de años, con una difusividad térmica k del orden de $8 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$, el efecto en el flujo de calor superficial sería una reducción de éste del orden del 10%. Los efectos de la erosión son opuestos a los efectos producidos por la sedimentación: provocan un movimiento relativo de los sedimentos hacia arriba referidos a un punto en la superficie. El flujo de calor en superficie aumentará en proporción al tiempo y a la tasa de erosión que esté en juego en el sistema. En la Cuenca Neuquina, la relación entre el flujo de calor y los ambientes de sedimentación no han sido analizados puntualmente en este trabajo.

Influencia de la introducción o remoción de calor del sistema

Los cambios abruptos en la componente vertical del flujo de calor a

una determinada profundidad, indican la introducción o la remoción de calor del sistema. Las causas más comunes por las cuales el medio podría perder su equilibrio liberando o adquiriendo calor son: migración de fluidos calientes, refracción de calor, procesos metamórficos o diagenéticos y volcanismo. El calor generado dentro de una unidad debe fluir a las unidades adyacentes y el efecto conjunto será que el flujo de calor aumentará en todas las capas sobre la zona de generación de calor.

Influencia de fluidos calientes

Bruce *et al.* (1996) demostraron cómo en un período de tiempo geológico relativamente corto (del orden de un millón de años), un fluido caliente puede tener un efecto significativo en la historia termal de las formaciones relacionadas con las potenciales rocas madres, contribuyendo a las condiciones apropiadas para la generación de hidrocarburos. Incluso aun en el caso de que se restableciera el equilibrio termal, quedará un efecto residual de más largo plazo que servirá para la madurez termal de la materia orgánica. Éste sería el caso de la región aledaña al volcán Auca Mahuida, con una elevada anomalía de flujo de calor actual relacionada con el evento volcánico, y que impacta directamente en la generación adicional de calor en el Terciario tardío sobre la roca generadora de la Formación Vaca Muerta (Págaro *et al.*, 2007). El calor sobrepuesto al flujo de fondo regional ejerce un efecto mecánico de alcance temporal y espacial significativo, modificando las condiciones reológicas de la corteza, somerizando las transiciones frágiles-dúctiles, lo que a su vez facilitará los fenómenos de deformación por compresión, en sectores alejados del frente orogénico. En la figura 11 se visualiza el fenómeno.

Influencia del flujo de calor no vertical

El calor no fluye sólo verticalmente en la Tierra. De hecho, éste sería el caso de capas planas horizontales entre límites superiores e inferiores horizontales también, en el que no hubiera variaciones laterales de temperatura. Sin embargo, discordancias, interfaces con variaciones laterales de temperatura y/o de conductividad termal darán

origen a distorsiones del flujo de calor provenientes de la vertical. Estas condiciones se dan en un gran número de situaciones reales en el caso de estudio de la Cuenca Neuquina, son de particular importancia en el ámbito tectónico de la zona de la faja plegada, al oeste y norte de la cuenca. El modelado del flujo de calor no vertical es importante para determinar bajo qué condiciones un sistema que distorsiona el flujo vertical afecta al sistema en su conjunto. Se examina uno de los factores principales que provocan que el flujo de calor no permanezca vertical como esperamos: el relieve del basamento. Los modelos numéricos son la mejor forma de investigar el patrón del flujo de calor, pues sólo en casos ideales existen soluciones analíticas del problema.

Influencia del relieve del basamento: refracción térmica

El calor es una forma de energía, y cuando fluye, sigue un patrón físico de distribución por los lugares de menor resistencia a través de las regiones de mayor conductividad termal. Como las rocas del basamento presentan una conductividad relativa mayor con respecto a la cubierta sedimentaria, el calor es refractado desde las regiones de mayor espesor sedimentario y llevado a las áreas de cobertura más delgadas. Esto significa

que es preponderante la influencia de la geometría del basamento de la cuenca. Si bien una solución exacta para este fenómeno conocido como “refracción térmica del basamento” es casi imposible, se han desarrollado aproximaciones geométricas que simulan situaciones reales que se verán a continuación en la etapa de modelado, y que es clave para la interpretación.

Confección del mapa de flujo de calor

Con la construcción de las grillas de gradiente geotérmico y conductividad térmica, se obtuvo el mapa de flujo de calor de la Cuenca Neuquina por el método del producto de grillas:

- (1) – Obtención de la grilla gradiente geotérmico ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$).
- (2) – Obtención de la grilla de conductividad térmica ($\text{W}/\text{m}^{\circ}\text{K}$).
- (3) – Obtención de la grilla producto: grilla (1) x grilla (2) equivalente al flujo de calor (mW/m^2).

Modelado del flujo de calor en la Cuenca Neuquina

Fenómeno de “refracción térmica” debido al relieve del basamento

En su investigación del fenómeno conocido como “refracción térmica”,

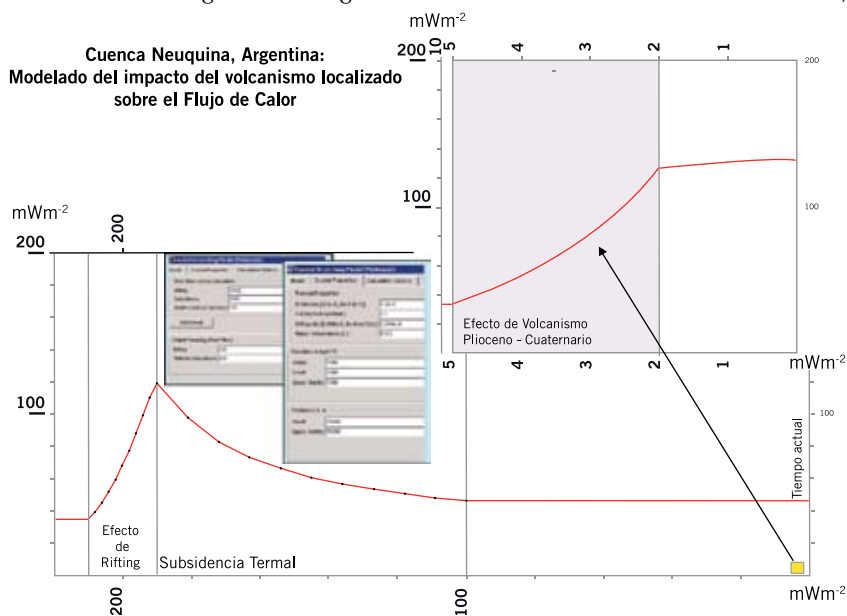


Figura 11. Ejemplo de generación adicional de calor por volcanismo en la región de Auca Mahuida y zonas de influencia. Relación flujo de calor-tiempo geológico, mostrando “pico de calor” por volcanismo reciente (arriba a la derecha) que alcanza valores del orden de 134 mWm^{-2} , que está de acuerdo con las observaciones desde datos de gradiente y conductividad de este trabajo. Comparar con los montos de flujo actual sin adición de calor (abajo) del orden de 47 mWm^{-2} .

Bullard, Maxwell y Revelle (1956) consideraron el problema a través de un modelo de una serie sinusoidal de lóbulos paralelos entre sí, cubiertos por sedimentos. Cuando la relación entre la amplitud (2L) y la longitud de onda (w) es pequeña, el flujo de calor adicional de la cresta respecto del valle se puede escribir por la aproximación δQ :

$$\partial Q/Q = 2L\pi(\lambda_b - \lambda_s)/w\lambda_s \quad (17)$$

donde: Q es el flujo de calor promedio, y λ_b y λ_s son las conductividades termal de las rocas subyacentes y los sedimentos, respectivamente. La clave del trabajo es la elección de la forma geométrica del modelo de basamento que se aproxime mejor a los datos reales.

Para el caso de estudio de la Cuenca Neuquina, se confeccionó un mapa de espesor de la serie Kimmeridgiano y Oxfordiano desde datos de perforaciones. En función de estos resultados, se adoptó para toda la cuenca un modelo de basamento de tipo de elipsoide biaxial cubierto por sedimentos, siguiendo el criterio de Von Herzen y Uyeda (1963). Se orientaron el eje mayor (2A) norte-sur, y el eje menor (2B) oeste-este, con un contraste marcado de conductividad termal entre el basamento, λ_b , y el relleno sedimentario, λ_s . La profundidad de la cuenca está dada por z. Se asume que el flujo de calor en superficie, QG, tiene un radio constante con respecto al flujo de calor de fondo (basamento), QB:

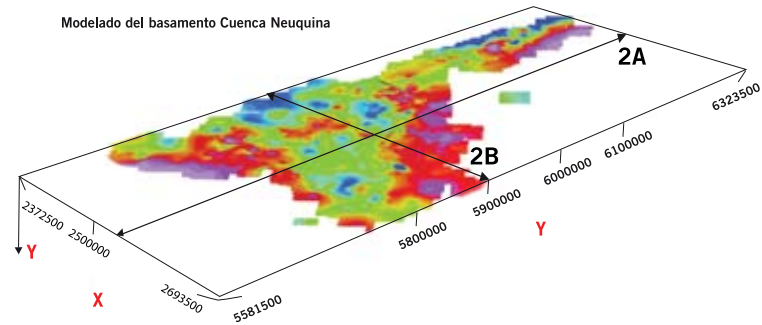


Figura 12.

$$Qg/Qb = (\lambda_s/\lambda_b) / (1 + \lambda_s/\lambda_b - 1) F \quad (18)$$

$$F = z A B \int_0^\infty \frac{dx}{(x^2 - A^2 + z^2)^{3/2} (x^2 - A^2 + B^2)^{1/2}} \quad (19)$$

La ecuación 19 se simplifica para determinados valores de z, A y B. Cuando $A = \infty$, el modelo es un valle infinito con una sección elíptica, y $F = B/(B + 1)$. Los valores mayores de Q_g/Q_b se obtienen cuando $m = n$, describiendo una cuenca circular.

Luego,

$$F = z B^2 / (B^2 - z^2) \cdot (-\pi/2) + \arctan z / (B^2 - z^2) + (B^2 - z^2) / z \quad (20)$$

Para conocer la magnitud de este fenómeno y su impacto en la distribución del flujo de calor, en la etapa de modelado de la Cuenca Neuquina se le asigna: forma de elipsoide biaxial (figura 12: 350 km de ancho,

600 km de longitud y una profundidad máxima de 8 km); contraste de conductividad térmica entre los sedimentos (provenientes de la inversión de perfiles) y el basamento de $\lambda_s = 2,05 \text{ Wm}^{-1}$ a $\lambda_b = 4,2 \text{ Wm}^{-1}$ respectivamente; y de flujo de calor de fondo desde el basamento de 100 mWm^{-2} . Dados estos valores al modelo, se intenta contestar el interrogante: ¿cuál sería el flujo de calor en superficie en función de la geometría del basamento?

La figura 13 nos ilustra respecto a este fenómeno y su respuesta cuantitativa: por ejemplo, a 2000 m de espesor de cuenca, o tope del basamento, del flujo de calor de fondo de 100 mWm^{-2} quedan en superficie $78,42 \text{ mWm}^{-2}$. Es decir que, si se conoce la tasa de sedimentación, sería posible derivar la evolución del flujo de calor con el tiempo geológico. Desde el punto de vista de su área de cobertura, en el caso de la Cuenca Neuquina, en la figura 14 se puede apreciar que para el modelo de basamento biaxial

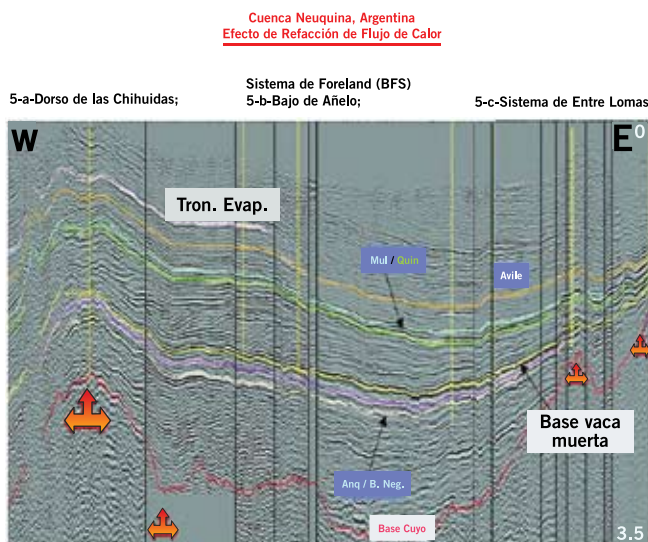
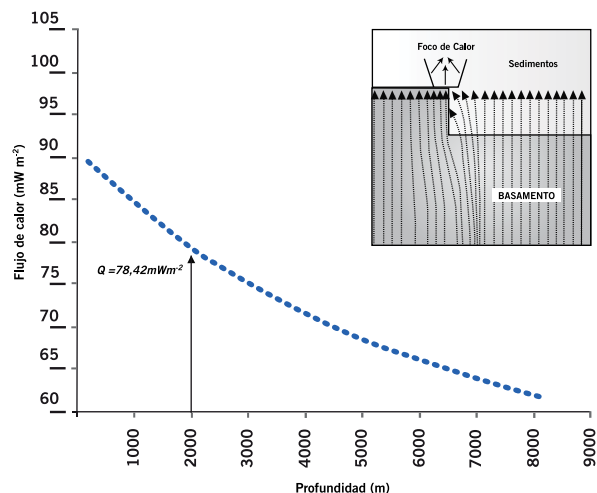


Figura 13

Cuenca Neuquina: Variación del flujo calórico para un modelo de elipsoide biaxial



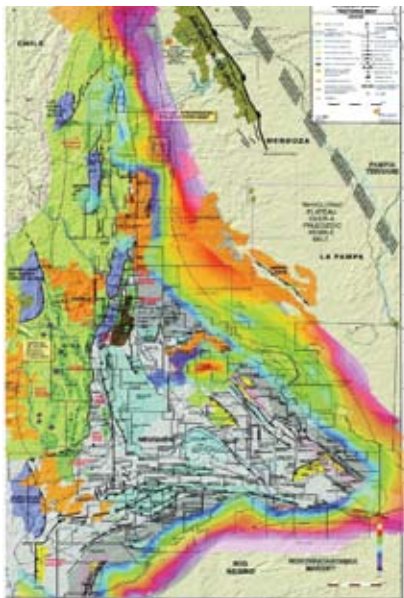


Figura 14. Modelado del efecto de refracción térmica del basamento y del vulcanismo localizado del complejo Ahuca Mahuida. Los colores fríos representan valores relativos menores. El rango de la variación combinado abarca desde 0 mWm^{-2} hasta 40 mWm^{-2} . La imagen de fondo ha sido tomada de Phoenix Oil and Gas (2001).

elegido, el fenómeno es aún más significativo que el vulcanismo localizado. Es muy interesante la similitud entre el dato observado de gradiente geotérmico (figura 6, en el número anterior de *Petrotecnia*, 1/2009, página 76) y el dato modelado (figura 14). A partir de una forma geométrica exacta, se logra aislar a uno de los contribuyentes del flujo de calor total, en este caso el relacionado con la geometría del basamento. Si bien la reproducción en un modelo de la forma exacta de la geometría de la cubeta sedimentaria es muy difícil, hay una gran coherencia entre el modelo y el mapa de gradiente geotérmico (figura 6, en *Petrotecnia* 1/2009, página 76). El borde oriental de la cuenca, de norte a sur tiene una anomalía positiva de gradiente que coincide con el modelo propuesto. Si bien es verdad que el modelo responde al flujo de calor y no al gradiente, la coherencia entre ambos sirve para entender la influencia del calor en los sistemas petroleros y en el comportamiento mecánico del sistema, en regiones alejadas del frente de la deformación. Una limitación que tiene el modelo es considerar al flujo de calor de fondo del basamento

como una constante en toda la cuenca, y la existencia de una reducción en el flujo de calor en los sedimentos; sin embargo, la sensibilidad de los parámetros indica que será más pronunciada para valores elevados de z/B (profundidad/anchura) y λ_b/λ_s (contraste de conductividad térmica).

Efecto de cobertura de los sedimentos

Los modelos usados para las predicciones de subsidencia tornan más complicados en la presencia de una carga sedimentaria de magnitud. Un modelo simple de dos capas (corteza y manto) asume que las propiedades térmicas de la corteza son relativamente homogéneas e isotrópicas, más allá de los mecanismos de extensión analizados.

Sin embargo, Zhang (1993) demostró que el efecto de cobertura de los sedimentos no debe ser ignorado cuando se modela el enfriamiento de la litosfera y la subsidencia después de extensión. La mayoría de los modelos de flujo de calor y subsidencia admiten que el límite de superficie está a temperatura constante y los sedimentos tienen una conductividad

efectiva infinita, pero los modelos que asumen que los sedimentos tienen una conductividad finita menor que la litosfera subyacente dan resultados que demuestran que el enfriamiento de *postrift* es mucho más lento cuando estamos en presencia de una cuenca sedimentaria, efecto conocido como cobertura "termal de los sedimentos" ("blanketing"). Este fenómeno es de gran importancia, pues aún después de grandes períodos de tiempo desde la extensión de la cuenca (del orden de 180 a 200 millones de años) puede persistir una significativa cantidad de calor residual dentro de la litosfera, donde los modelos sencillos predicen un equilibrio casi total.

A partir de estos conceptos, se modela la subsidencia en el caso de estudio de la Cuenca Neuquina, cimentados en los parámetros (ver figura 15) promedio para dos zonas de interés. El resultado de la subsidencia de *synrift* es mucho menor que la de los modelos predichos por McKenzie (1978) (modelo de cizalla pura instantánea). Los valores hallados arrojan una subsidencia para el modelo con cubierta sedimentaria, con una discrepancia máxima de 300 m, 363 m y 620 m y

Efecto de cobertura térmica de los sedimentos en la subsidencia isostática, cuenca Neuquina, Argentina

Dorso de los Chihuidos (DCh)

Parámetros de Cálculo

espesor de litosfera, a :	90	km
espesor de corteza, T_1 :	25	km
temperatura la astenosfera, T_m :	1250	$^{\circ}\text{C}$
temperatura de superficie, T_s :	15	$^{\circ}\text{C}$
densidad del manto @ 0°C , ρ_m :	3230	Kg m^{-3}
densidad de la corteza @ 0°C , ρ_c :	2800	Kg m^{-3}
densidad promedio de los sedimentos ρ_s :	2150	Kg m^{-3}
expansión térmica de la litosfera, α :	3.28	$\text{E-05 } ^{\circ}\text{C}^{-1}$
conductividad térmica de la litosfera k_m :	4	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
conductividad térmica de sedimentos, B :	2.05	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
flujo de calor de superficie, Q_r :	2	$\mu\text{W m}^{-2}$
	90	mW m^{-2}

Volcán Auca Mahuida (AMHFR)

Parámetros de Cálculo

espesor de litosfera, a :	90	km
espesor de corteza, t_c :	25	km
temperatura la astenosfera, T_1 :	1250	$^{\circ}\text{C}$
temperatura de superficie, T_s :	15	$^{\circ}\text{C}$
densidad del manto @ 0°C , ρ_m :	3230	Kg m^{-3}
densidad de la corteza @ 0°C , ρ_c :	2800	Kg m^{-3}
densidad promedio de los sedimentos ρ_s :	2150	Kg m^{-3}
expansión térmica de la litosfera, α :	3.28	$\text{E-05 } ^{\circ}\text{C}^{-1}$
conductividad térmica de la litosfera k_m :	4	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
conductividad térmica de sedimentos, B :	2.05	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
flujo de calor de superficie, Q_r :	2	$\mu\text{W m}^{-2}$
	90	mW m^{-2}

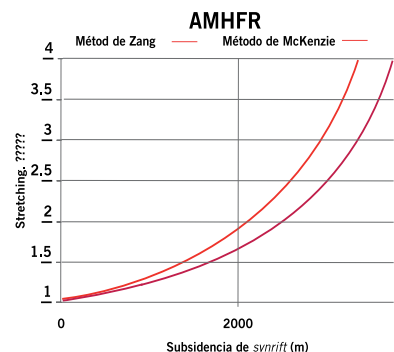
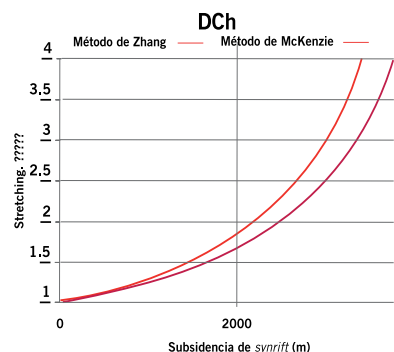


Figura 15. Efecto de la cobertura de sedimentos en la predicción de la subsidencia isostática usando los modelos de McKenzie (1978) o Zhang (1993) en ambientes diferentes

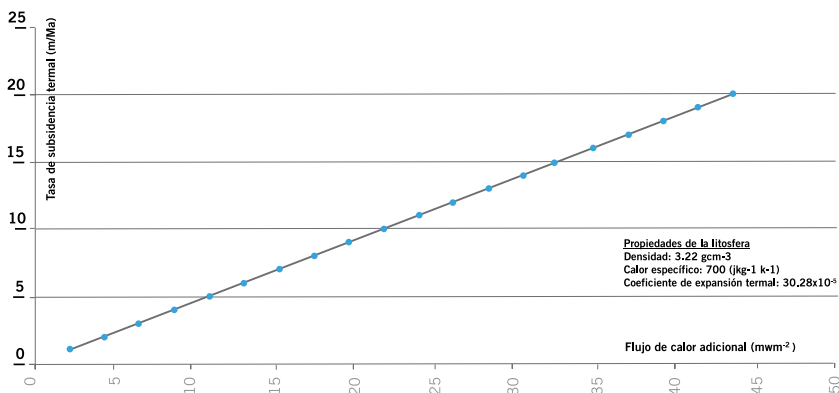


Figura 16. Relación entre el flujo de calor adicional y la subsidencia para un modelo de Cuenca Neuquina.

de 228 m, 303 m y 674 m para factores de adelgazamiento β de 1,5, 2 y 2,5, para el volcán Auca Mahuida y el Dorsal de los Chihuidos respectivamente. Estos resultados indican una notable discrepancia que debería ser tenida en cuenta cuando se trabaja con modelos de historia térmica, respecto al efecto de aislamiento térmico de la cobertura sedimentaria que reduce la subsidencia térmica esperada (opuesta a la subsidencia isostática asociada a la extensión inicial). La otra consecuencia diferente entre los modelos de Zhang y McKenzie es que el flujo de calor puede permanecer elevado por períodos de tiempo más prolongados que los predichos originalmente. Estas diferencias se deberían confirmar a partir de datos de perforaciones y de sísmica.

Interpretación del flujo de calor

Un elemento clave para comprender la evolución tectónica de una cuenca sedimentaria es el entendimiento de la distribución y evolución del flujo de calor, cuyo control más importante es el flujo de calor actual. Los pasos anteriores han sido el camino necesario para llegar a la confección del mapa de flujo de calor de la Cuenca Neuquina, al cual es posible relacionar con los siguientes elementos geológicos:

Relación entre la subsidencia térmica y el flujo de calor

La subsidencia térmica es el resultado del enfriamiento y la contracción de la litosfera después de su estiramiento y

adelgazamiento inicial, y entonces, la interpretación del flujo de calor es una manera directa para el entendimiento de la subsidencia térmica. El calor que se disipa por aquel enfriamiento y contracción es añadido a la base de la litosfera y causa un aumento del flujo de calor observado en superficie directamente proporcional a la tasa de subsidencia (figura 16). Si la base de la litosfera es modelada como un límite de flujo de calor constante (Mareschal, 1991) todo el calor perdido por la contracción de la litosfera se disipa hacia la superficie, y la anomalía de flujo de calor $Q(t)$ puede ser vista así:

$$Q(t) = (\rho c / \alpha) * (\partial h / \partial t) \quad (21)$$

En la ecuación 21, ρ , c , y α son constantes relacionadas a la litosfera: densidad (kg m^{-3}), calor específico ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) y coeficiente de expansión (K^{-1}) respectivamente, y la tasa de subsidencia térmica (ms^{-1}) está dada por $(\partial h / \partial t)$. Para valores de $\alpha = 3,28 \times 10^{-5}$; $\rho = 3228 \text{ kg m}^{-3}$ y $c = 700 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$, si la tasa de subsidencia térmica es del orden de 10 m/Ma , el aumento del flujo de calor sobre el nivel de fondo será de 22 mW/m^2 (ver figura 16). En un próximo paso de investigación, se procederá a la comparación entre valores de subsidencia y flujo de calor residual, teniendo en cuenta que para lograr mantener constante la temperatura a una profundidad, sucede también que una fracción del calor perdido durante el enfriamiento térmico deberá irse hacia abajo, y como consecuencia se reducirá la cantidad de calor disipado hacia la superficie.

Relación entre el flujo de calor y el factor de estiramiento (β)

La mayoría de las acumulaciones económicas de petróleo y gas están alojadas dentro de zonas de extensión continental, y la cantidad de estiramiento sufrido por la litosfera (" β , stretching") está controlada predominantemente por la historia térmica. La anomalía de flujo de calor dada por la ecuación (21) entonces debería ser concebida como un calor extra que se incorpora a la base de la litosfera, pero además, su distribución debería ser una copia de la distribución de β : las regiones de mayor β se corresponderán con las regiones de mayor anomalía de flujo de calor. Esto significa que el conocimiento de la distribución del flujo calórico, proporciona un factor clave en el entendimiento de la deformación en general en toda la Cuenca Neuquina, y en particular de la deformación en sectores de la comarca alejados del frente orogénico andino y que coinciden con gradientes o flujos anormalmente elevados. Es conocida la influencia de la deformación andina en los bordes de la cuenca

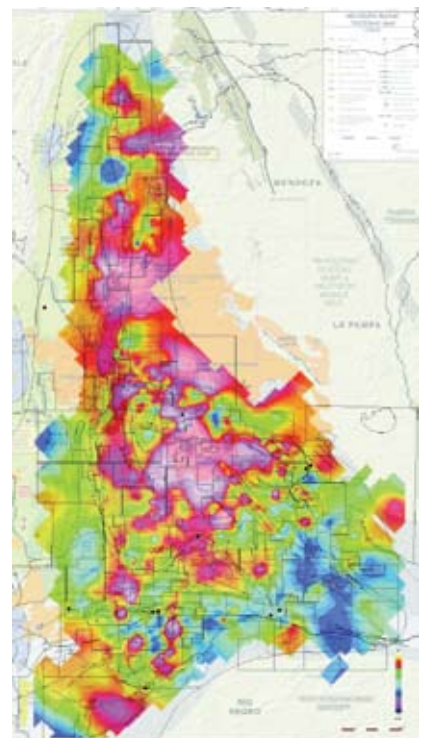


Figura 17. Flujo de calor actual de la Cuenca Neuquina. Los colores cálidos indican anomalía positiva y los colores fríos anomalías negativas, con un rango de variación desde 45 mWm^{-2} a 163 mWm^{-2} . La imagen de fondo ha sido tomada de Phoenix Oil & Gas (2001).

(Orchuela *et al.*, 1981; Vergani *et al.*, 1995; Uliana *et al.*, 1995; Cobbold y Rossello, 2003; Rossello y Barrionuevo, 2005), invirtiendo a las estructuras preferencialmente por las líneas de debilidad del basamento, y cuya importancia está dada por la generación de fallas y discontinuidades que favorecen el entrapamiento de los hidrocarburos. Pero, además, la generación adicional de calor por vulcanismo que se superpone al flujo regional de fondo favorecería las condiciones para la generación de aquéllos e, incluso, hasta podrían darse migraciones laterales de menor recorrido a las conocidas. Se podrían corroborar los resultados del factor de estiramiento derivado desde el flujo de calor, con el obtenido por métodos diferentes. Así, otras formas de estimar el factor β de estiramiento por medio de restauraciones palinopásticas o mediante la inspección de fallas normales de la cuenca darán una medida de la cantidad de extensión que ha tenido la corteza superior. Si bien no se ha preparado un mapa del factor de estiramiento, aquí lo que se pretende es resaltar conceptualmente la relación que éste tiene con el flujo de calor. El factor de estiramiento total β es:

β = ancho actual de la cuenca / ancho inicial de la zona de extensión

Aparecen dos modelos fundamentales: McKenzie (1978), que deriva β usando un modelo de cizalla pura instantáneo, y Zhang (1993), alternativa que toma en consideración el efecto de "envoltura" de la carga sedimentaria.

El factor β puede ser obtenido también desde datos de sísmica profundidad:

β = espesor de la corteza sin extensión / espesor de la corteza extendida

Relación entre el flujo de calor y eventos de *rifting*

Mareschal (1991) demostró que la proporción de calor que se escapa hacia la superficie después de los eventos de *rifting* se aproxima a:

$Q(t) = 1/2(\rho c/\alpha) * (\partial h/\partial t)$ cuando $t \rightarrow \infty$ (21) para tiempos prolongados.

Se trata de valores del orden del 50% sobre el total. Esto significa que las regiones que están asociadas a este fenómeno en la Cuenca Neuquina podrían ser las zonas potencialmente más calientes, incluso actualmente, por disipación diferencial de los sedimentos. Pero a tiempos cortos, la proporción de calor que se disipa hacia la superficie

depende del factor de *stretching* β . Inmediatamente después del *rifting*:

$Q(t) = 1/2(\beta - 1/\beta) * (\rho c/\alpha) * (\partial h/\partial t)$ (22) para tiempos cortos

A medida que transcurre el tiempo, la cantidad de calor que fluye hacia la superficie se aproxima a la definida en la ecuación (21). A un tiempo cualquiera, t , la proporción de calor que fluye hacia la superficie puede aproximarse por:

Cuenca Neuquina: Parámetros para modelar el flujo de calor y el espesor de corteza

gradiente geotérmico [°C Km ⁻¹]	Temperatura (z=5km) [°C]	Flujo de Calor Qs[mWm ⁻²]	Litosfera-Astenosfera Z _{LAB} [Km]
19.55	97.75	50.00	194.00
21.22	106.08	55.00	154.00
22.88	114.41	60.00	127.00
24.55	122.75	65.00	109.00
26.22	131.08	70.00	95.00
27.88	139.41	75.00	84.00
29.55	147.75	80.00	76.00
31.22	156.08	85.00	69.00
32.88	164.41	90.00	63.00
34.55	172.75	95.00	58.00
36.22	181.08	100.00	54.00
37.88	189.41	105.00	50.00
39.55	197.75	110.00	47.00
41.22	206.08	115.00	44.00
42.88	214.41	120.00	42.00
44.55	222.75	125.00	40.00
46.22	231.08	130.00	38.00
47.88	239.41	135.00	36.00
49.55	247.75	140.00	34.00
51.22	256.08	145.00	33.00
52.88	264.41	150.00	32.00
55.15	275.75	155.00	30.00
56.22	281.08	160.00	29.00
57.88	289.41	165.00	28.00
59.55	297.75	170.00	27.00
61.22	306.08	175.00	26.00
62.88	314.41	180.00	25.00
64.55	322.75	185.00	25.00
66.22	331.08	190.00	24.00
67.88	339.41	195.00	23.00

Cuenca Neuquina: Modelo de estructura de la litosfera

Corteza: capas	z_Corteza [Km]	Reol Corteza sip	ZMoho [Km]	Reol Corteza Inf	Reología del Manto
2	15	1	40	11	25

Constantes para cálculo de geotermas

Manto Adiabático		Conductividad Producción de Calor: (0) Qs-pH, (1) Qs-Qm,(2) pH-Qm						Modelo de Enfriamiento de Placa (3)					Gradiente de Presión	
Temp. [°K]	Gradiente [°K/Km]	Qs [mWm ⁻²]	Qm[mWm ⁻²]	k [Wm ⁻¹ °K ⁻¹]	Ts [°K]	hr [Km]	pH [uWm ⁻³]	t [My]	κ[mm²/s]	T0-T1 [°c]	p[Kg m ⁻³]	H		
1623.00	0.40	200.00	20.00	3.00	298.00	10.00	2.98	10.00	1.00	1300.00	3000.00	1.00		

flujo de calor y espesor de corteza en la Cuenca Neuquina

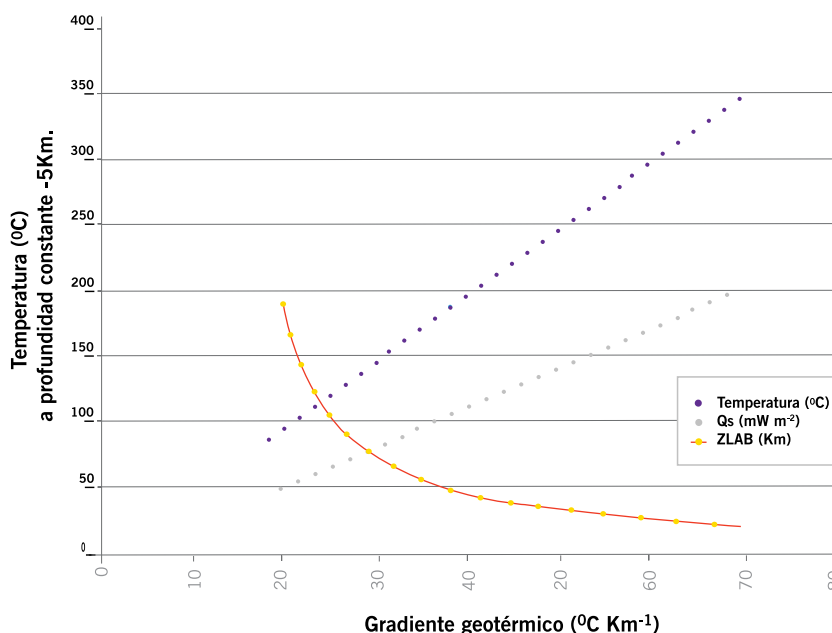


Figura 18. Modelo reológico de la corteza y del manto de la Cuenca Neuquina y ley de variación del espesor de corteza en función del gradiente geotérmico o del flujo de calor.

$$Q(t) \sim \left[\frac{1}{2} + \left(\frac{\beta}{2} - 1 \right) \right] e^{-0,066t} \times \left(\frac{\rho c}{\alpha} \right) \times \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right) \quad (23)$$

donde el tiempo t está expresado en millones de años.

Siguiendo el ejemplo del flujo de calor anómalo en la zona del Auka Mahuida, con un factor de *stretching* $\beta = 2,5$ actuando en veinticinco millones de años, $t = 25$ Ma:

$$Q(t) \sim [0,5 + (((2,5/2) - 1)/2,5)] \times \exp(-0,066 \times 25) \times 0,0218 = 0,0113 \text{ Wm}^{-2} \quad (24)$$

Por tanto, el flujo de calor en superficie durante el mencionado período de tiempo fue elevado en 11,3 mWm⁻² sobre los niveles promedio de fondo, y a medida que más tiempo corra, la solución se aproxima a la definida en la ecuación (20). Este calor

extra no significa que sea distribuido homogéneamente en la cuenca, sino en este caso de manera localizada. Detalles de modelados de este tipo aparecen en la tabla de la figura 21.

Siguiendo el concepto de mecánica de la extensión continental (Kusz-nir y Ziegler, 1992) a continuación se ejemplifica el fenómeno de estiramiento en una sección de corteza bajo extensión en la Cuenca Neuquina, donde la mayoría de la deformación de profundidad está concentrada a través de una falla de despegue basal que se extienda desde 9-11 km de profundidad. A partir de datos de gradiente geotérmico y conductividad térmica (valores de referencia para la conductividad termal λ (2,05 Wm⁻¹K⁻¹), difusividad termal κ (8 x 10⁻⁷ m² s⁻¹) y la temperatura de la base de la litosfera, $T_1 = 1425^\circ\text{C}$) es posible

conocer el flujo de calor esperado en la placa inferior o subyacente, después de 5, 10 y 20 millones de años posteriores a la extensión del *rifting*, y comparar con los valores actuales observados, de manera tal de conocer la evolución térmica y tectónica. El ejemplo por excelencia de extensión en la Cuenca Neuquina puede ser el caso de la región de Entre Lomas. Siguiendo con las iteraciones de Schatz y Simmons (1972) y de Cull (1975), es posible obtener los siguientes resultados: $Q_{(5 \text{ Ma})} = 89,17 \text{ mW m}^{-2}$, $Q_{(10 \text{ Ma})} = 53,16 \text{ mW m}^{-2}$, y $Q_{(20 \text{ Ma})} = 47,99 \text{ mW m}^{-2}$. Los valores actuales de flujo de calor encontrados en este trabajo son mayores que los calculados, lo cual se interpretaría como que, durante posterior a la etapa de *rifting* debe haber habido algún aporte adicional de calor en la región. El

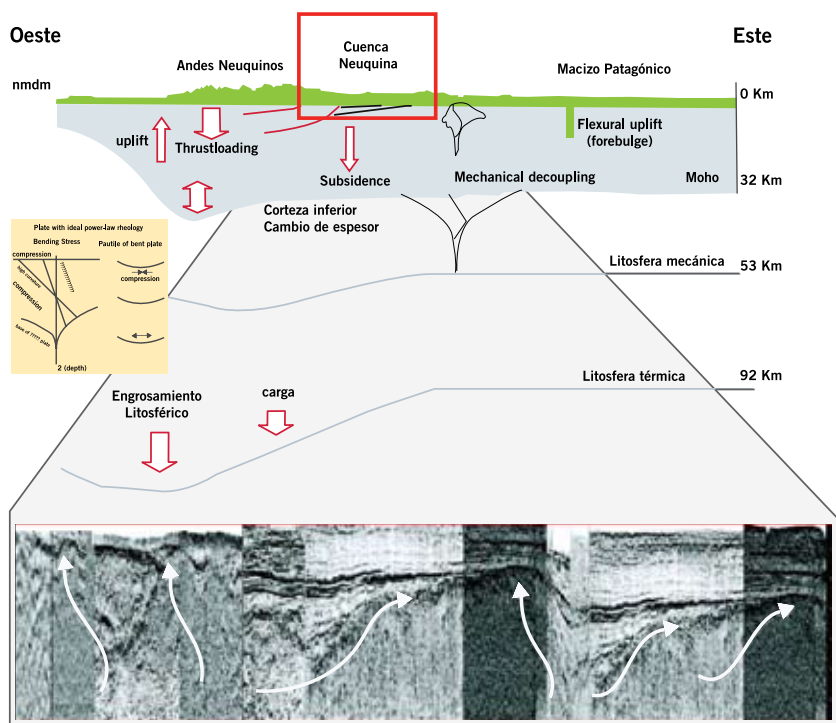


Figura 19. Arriba: Sección transversal conceptual de la reología de la corteza en la Cuenca Neuquina, a partir de datos de gravimetría (Sigismondi, 2006). Las transiciones frágiles-dúctiles son una función del flujo de calor, y están más cerca de la superficie a medida que éste es mayor, favoreciendo las condiciones de inversión tectónica. Abajo: Sección sísmica a partir de datos de 2D (orientada oeste-este) dentro de la Cuenca Neuquina, donde las flechas de color blanco indican fenómenos de "refracción térmica" del basamento inmediatamente por debajo de la columna sedimentaria.

aporte adicional estaría dado a partir del vulcanismo reciente observado en la zona (volcán Auca Mahuida) y por la cercanía a la zona de refracción térmica en el límite de la cuenca. Los modelados de esta clase también confirmarían las conclusiones respecto a que la historia termal es dependiente de si la cuenca originalmente cae en el lado alto o el lado bajo de la placa.

Relación entre el flujo de calor total y flujo de calor de fondo

Los datos provenientes de zonas alejadas de la cuenca, son importantes si son representativos de corteza continental previa a la extensión. Si tal fuera el caso, el promedio de flujo de calor en estas zonas podría ser considerado una buena aproximación del flujo de calor de fondo, sobre el cual se superponen los fenómenos de extensión. En este estudio, no se incluyen datos más allá de los límites de la Cuenca Neuquina, por la misma naturaleza en la confección de la base de datos que proviene exclu-

sivamente de la industria petrolera. La incorporación a la actual base de datos, de aquellos provenientes de perforaciones de búsqueda de agua en la región pampeana, hasta el momento ha sido infructuosa.

La estimación del flujo de calor de fondo se debería hacer a suficiente distancia de la cuenca para evitar los efectos de difracción de calor. Se sugiere como mínimo una distancia de 30 km más allá de los límites mayores de la cuenca. Una comparación simple entre el promedio de flujo de calor dentro de la cuenca y más allá de sus márgenes nos daría indicios si la cuenca aún está bajo subsidencia termal: si el flujo de calor dentro de la cuenca es significativamente mayor que en las áreas circundantes, es una evidencia fuerte que hay aún calor residual en la litosfera proveniente de los eventos de extensión. Si, en cambio, el flujo de calor es mayor en las áreas vecinas de la cuenca, podría ser interpretado como debido a la presencia de un espesor mayor de corteza generadora de calor. La otra aplicación de valor

que tiene conocer el flujo de calor de fondo es que indirectamente permite conocer la contribución que tendrían los sedimentos en forma individual. Por ser éste un resultado muy valioso en la comprensión de fenómenos de generación de petróleo, en este trabajo se ha optado por la siguiente alternativa para conocer el flujo de calor de fondo (figura 20), que es una analogía a lo que habitualmente se hace en los métodos potenciales: a partir de la confección de un modelo de basamento, se obtuvo su flujo de calor asumiendo que representa el efecto de larga longitud de onda o de fondo. Si al valor de flujo de calor total se le quita este efecto de fondo, entonces estaríamos en condiciones de aislar el efecto de los sedimentos. Un camino alternativo e independiente es a través del uso de datos de métodos potenciales, estimando los límites de las discontinuidades mayores por medio del análisis espectral de las anomalías magnéticas (Spector y Grant, 1970), pero no se dispone al momento de esta información.

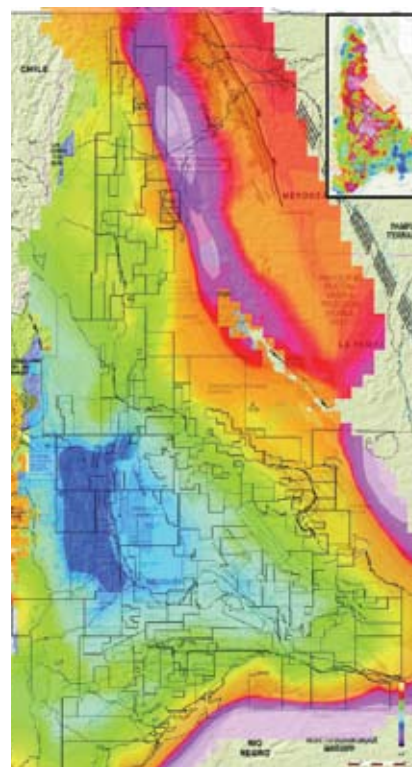


Figura 20. Modelo de flujo de calor de fondo del basamento, y arriba el campo total. Los colores cálidos indican anomalía positiva y los colores fríos anomalías negativas, con un rango de variación de 0 mWm^{-2} a 44 mWm^{-2} . La imagen de fondo ha sido tomada de Phoenix Oil & Gas (2001).

Heat flow of the Neuquina basin, Argentina - Isolate effect of each contribution (mWm ⁻²)		(1) cortical thickness*	(2) transitory effects of flow of heat due to volcanism	(2) effects of thermal refraction (basement edge)	(4) influence of tectonic factors: isostatic subsidence for sediment-filled extensional	(5) flow of heat through the basement	(6) variations of the thermal conductivity in the sediments
		60 to 40/35	23.96	21.54	20	N/A	10,11 to 6.02
Geological / Geophysical parameters	depth to basement	(m)		5000 to 0			0 to 5000
	basement conductivity, k_b	(W/m/K)		4.2			
	sedimentary column conductivity, k_m	(W/m/K)		2.0			
	lithosphere density, ρ_l	(Kg m ⁻³)	3228.83	3228.83			
	specific heat of the lithosphere	(J Kg ⁻¹ K ⁻¹)	700				
	Thermal expansion of lithosphere, α	K ⁻¹	3,28E-05		3,28E-05		
	Thermal subsidence rate	(m)/Ma	11				
	thermal conductivity of the sediments						1,1 to 2,93
	Porosity, $f = f_0 \cdot e^{-\alpha z}$		13				0,65 to 0,05
	True initial porosity, f_0		14				0,65
	Matrix conductivity, k_m , k_b (1-D) and	(W/m/K)					3,20
	Fluid conductivity, k_f , k_b (1-D) and	(W/m/K)					0,62
	True heat flow	(mW/m ²)					100
	True compaction coefficient, A						5,00E-04
	Reference thickness of lithosphere, a	Km			90		
	Reference thickness of crust, t_c	Km	33		33		
	Temperature of asthenosphere, T_m	°C	1250		1250		
	Surface temperature, T_s	°C	9		9		
	Density of mantle @ 0°C, ρ_m	Kgm ⁻³	3230		3230		
	Density of crust @ 0°C, ρ_c	Kgm ⁻³	2800		2800		
	Mean density of sediments, ρ_s	Kgm ⁻³	2150		2150		
	Conductivity of lithosphere, K_m	Wm ⁻¹ K ⁻¹	4		4		
	Mean density of sediments, K_s	Wm ⁻¹ K ⁻¹	2,01		2,01		
	Heat production of sediments, B_s	μWm ⁻³	2		2		
	Reference surface heat flow, Q_c	mWm ⁻²	50 to 110		80 to 100		
	S_c (m)				3830 to 3796		
	Reference thickness of crust, t_c	Km	33 to 32,5				
	Total Strength	(Nm ⁻¹)	9,16665E+12				
	Upper Crust Strength	(Nm ⁻¹)	2,21016E+12				
	Lower Crust Strength	(Nm ⁻¹)	3,70868E+12				
	Mantle Strength	(Nm ⁻¹)	3,24781E+12				
	Effective Viscosity	(Nm ⁻¹)	4,58333E+12				

Figura 21. Modelado de cada contribuyente individual al flujo de calor total actual. El flujo de calor siempre es la variable independiente.

Relación entre el flujo de calor y la edad y espesor de la corteza

La edad y el espesor de la corteza continental afectan al flujo de calor en superficie principalmente a través de sus efectos en la generación de calor cortical. En corteza antigua, los elementos radiogénicos están deprimidos por el decaimiento natural, y como consecuencia exhibe menores valores relativos de flujo de calor y de gradiente geotérmico (Sass y Lachenbruch, 1979; Teichmüller y Teichmüller, 1984). En cuanto al espesor, el volumen de material productor de calor es directamente proporcional al espesor de corteza. Por tanto, la contribución al flujo de calor de corteza de mayor espesor es superior al de corteza delgada de la misma edad. El espesor cortical afecta los gradientes termale en otra forma, dependiendo de las condiciones en el límite corteza-manto: si la base de la corteza se considera una frontera de temperatura invariable, donde la corteza sea más espesa dará en consecuencia un gradiente termal y flujo de calor menor. Fuera del alcance de este trabajo, se comenta que se ha confeccionado un modelo de propiedades reológicas y termomecánicas de la corteza a estas latitudes, siguiendo el modelo de Tassara-Yáñez (2003) con datos de gravimetría (figura 18). Así

por ejemplo, para flujos de calor del orden de 120 mWm⁻² el espesor cortical es del orden de 30 km, dato que sería coincidente con el obtenido por sísmica profunda en un sector de la cuenca (Comínguez *et al.*, 2007).

Relación entre el flujo de calor total y elementos estructurales de la Cuenca Neuquina

Uno de los rasgos más importantes en la interpretación del mapa de flujo de calor de la cuenca es la relación que puede existir entre el flujo de calor y los elementos morfoestructurales. En tal sentido, y siguiendo el criterio de Mosquera y Ramos (2005), dentro de lo que estos autores denominan Sistema de Foreland Fracturado (BFS, por sus iniciales en inglés), en este trabajo se ha optado por la creación de un nuevo elemento que tiene identidad definida, que es la llamada Anomalía de Flujo de Calor del Auca Mahuida (AMHFA, por sus iniciales en inglés). Este concepto está avalado por el comportamiento que desde el punto de vista térmico tiene la zona, con implicancias estructurales y económicas de gran relevancia (rodeada de los yacimientos en explotación más importantes de la cuenca). De los otros elementos estructurales, en la zona norte de la cuenca, en la pro-

vincia de Mendoza, hay una clara separación entre el frente frío al oeste y el frente cálido al este, especialmente en el gradiente; su explicación más sencilla es que está influido por el complejo efusivo de la Sierra de Chachahuén y el aparato basáltico Holoceno-Pleistoceno del Payún Matrú; el Dorso de los Chihuidos, es un punto que se conoce tiene un relieve estructural positivo del orden de los 500-700 m, y se comporta como tal posiblemente como consecuencia de un levantamiento termal adicional al regional, siguiendo el criterio del gradientes, aunque la incorporación de nuevos datos debería dar un ajuste al modelo propuesto. La no tan clara correspondencia con lo que se obtiene en el mapa de flujo de calor está influenciada por la calidad y cantidad de datos que se usaron para el modelo de conductividades térmicas. La región de Plataforma de Catriel (CPBEE, por sus iniciales en inglés) se halla fuertemente influida por el efecto de borde de refracción térmica del basamento, y que provoca una anomalía positiva de gradiente muy extendida, pero no tanto en el mapa de flujo de calor, posiblemente por la ausencia de mejores datos de conductividad termal. Por último, la Dorsal de Huincul (HS, por sus iniciales en inglés) es desde el punto de vista geofísico una discontinuidad de primer orden a escala cortical (ver figura 1 en el número anterior de *Petrotecnia*, 1/2009, página 65), con una disposición compresiva de orientación sur a norte que dio como resultado la inversión tectónica de los hemigrábenes originales, y que se comportaría como un área de menor flujo relativo de calor, especialmente en el sector oriental. El rasgo más distintivo del borde sur de la Cuenca Neuquina desde el punto de vista térmico, es la ausencia del fenómeno de refracción térmica, pese a que el modelo predice su existencia. Este comportamiento, que no coincide con el esperado en el modelo, avalaría la hipótesis de que se trataría de un límite a escala continental.

Conclusiones

La Cuenca Neuquina tiene un gradiente geotérmico mayor que el promedio global de las zonas continentales, debido fundamentalmente a fenómenos de refracción térmica y

volcanismo. El área de cobertura en superficie de este fenómeno es muy amplia, y cambia las condiciones reológicas de la corteza, posibilitando fenómenos de inversión tectónica o pseudo inversión tectónica en sectores alejados del frente orogénico.

La similitud entre el flujo modelado y el flujo actual sugiere que la cuenca estaría en un estado de equilibrio termal sin mayores fluctuaciones entre el Mioceno y hoy, excepción del vulcanismo en la zona noreste de la cuenca.

La colección sistemática de temperaturas en condiciones tales que permitan una mejor corrección de los datos, significa que al menos dos lecturas deberían ser tomadas en fondo de pozo, respetando los criterios de lapsos de tiempo entre el final de la circulación y su duración. Es necesario contar con una mejor base de datos para aplicar la corrección de Horner y ajustar los polinomios generales.

Las conductividades obtenidas por el modelado de perfiles de pozos demuestran una buena correlación con las litologías. La presencia de conductividades anómalas en anhidritas, o de sellos termales como las arcillas, influye fuertemente en las características térmicas de la cuenca pero a escala local, no regional. El factor crítico, y desafío para futuros estudios del tema, relacionado con las conductividades térmicas sería el armado de una base de datos en función de mediciones en laboratorio, ya sea por métodos directos o indirectos, que corroboren los valores de la inversión de perfiles.

La relación entre las tendencias estructurales mayores y las variaciones laterales en los gradientes debería ser estudiada con mayor detalle, aunque en principio hay coherencia entre éstas.

Las fallas podrían actuar como conductos para el transporte vertical de fluidos y dar origen a anomalías termales. Las zonas con reactivación de fallas deberían ser evaluadas en detalle, especialmente aquellas que tengan por ejemplo inversión tectónica, conocidas por otros métodos geofísicos. ■

Agradecimientos

A las personas que han colaborado con esta investigación,

ya sean de otras compañías petroleras como de Petrobras Energía S.A. Al Laboratorio de Tectónica Andina de la UBA. A los revisores del Simposio de Geofísica, por sus oportunos comentarios y sugerencias.

Bibliografía

Anand J., W. H. Sommerton y E. Goma, "Predicting thermal on terrestrial heat flow". *J. Geo-*

phys. Res. 9 B85, pp. 4757–4772 conductivities of formations from other known properties. Soc. Blackwell, D. D. y J. L. Steele, 1989, "Thermal conductivity of Pet". *Eng. J.* 13 (1973), pp. 267–273. "Sedimentary rocks: measurement and significance", in Naeser, Beardsmore y J. P. Cull, 2001. G. R. Beardsmore y J. P. Cull, Crustal N. D. y T. H. McCulloh, eds., *Thermal History of Sedimentary Heat Flow* (first ed.), Cambridge Univ. Press,

- Harlow (2001). Basins: New York, Springer-Verlag.
- Birch, F. y H. Clark, 1940. The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition. *Am. J. Sci.*, Hydrothermal regime of a young oceanic crust segment 238:529-558, 613-635. (Mid-Atlantic Ridge) constrained by heat flow measurements. *Eos Trans. AGU*, 86(52), Fall Meet. Suppl.
- Blackwell, D. D.; J. L. Steele y Ch. A. Brott, 1980. "The terrain effect", Abstract T53C-1439.
- Brigaud, F.; D. S. Chapman y S. Le Douaran, 1990. "Estimating thermal conductivity in sedimentary basins using lithologic data and geophysical well logs". *AAPG Bull.*, 74:1459-1477.
- Bullard, E. C.; 1940, The disturbance of the temperature gradient in the earth's crust by inequalities of height, *Month. Not. Roy. Astr. Soc. Geophys. Suppl.* 4 (1940), pp. 300-362.
- Bullard, E. C., 1947, "The time necessary for a bore hole to attain temperature equilibrium", *Monthly Notices Royal Astronomical Society*, Geophysical Supplement, v. 5, no. 5, p. 127-130.
- Bullard, E. C.; A. E. Maxwell y R. Revelle, *Advan. Geophys.*, 3, 153-181 (1956).
- Buntebarth, G., 1984, *Geothermics, an introduction*, Springer-Verlag, New York.
- Carslaw, H. S. y J. C. Jaeger. 1959. *Conduction of heat in solids*. London, Oxford Univ. Press.
- Cermak, V., 1983, "The construction of heat flow density maps", *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil 1, Heft 1/2, p. 57-69.
- Cobbold, P. R. y E. A. Rossello, 2003. "Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina". *Marine and Petroleum Geology*, 20 (5), 429-443.
- Comínguez, A. H. y J. R. Franzese, "Ancestral Structure of the Neuquén Basin, Upper Mantle Structure and Geodynamics of the South American Plate I", Posters, AGU 2007.
- Condie, K. C., 1989. "Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean Proterozoic boundary: identification and significance". *Lithos* 23, pp. 1-18.
- Cooper, L. R. y C. Jones, 1959, "The determination of virgin strata temperature from observations in deep boreholes", *Geophysics*, v. 2, pp. 116-131.
- Cull, J. P., 1975. "The measurement of thermal parameters at high pressures". *Pure and Applied Geophysics*.
- Deming, D., 1989, "Application of bottom-hole temperature corrections in geothermal studies", *Geothermics*, v. 18, no. 5-6, p. 775-786.
- Demongodin, L.; B. Pinoteau; G. Vasseur y R. Gable, "Thermal conductivity and well logs: a case study in the Paris basin". *Geophys. J. Int.* 105 (1991), pp. 675-691.
- Dove, R. F. y C. F. Williams, 1989, "Thermal conductivity from elemental concentration logs", *Nuclear Geophysics*, v. 3, no. 2, p. 107-112.
- Förster, A. y D. F. Merriam, 1999, *Geothermics in Basin Analysis* (Computer Applications in the Earth Sciences).
- Förster, A.; D. F. Merriam y J. C. Davis, Spatial analysis of temperature (BHT/DST) data from cratonic basin environment. In: A. Förster and D. F. Merriam (eds.), *Geothermics in Basin Analysis*, Kluwer/Plenum, New York (1999), pp. 35-59.
- Goss, R.; J. Coombs y A. Timur, 1975, "Prediction of thermal conductivity in rocks from other physical parameters and from standard geophysical well logs", paper MM, in 16th Annual Logging Symposium Transactions: Society of Professional Well Log Analysts, 21 p.
- Goutorbe, B.; F. Lucazeau y A. Bonneville. "Using Neural Networks to Predict Thermal Conductivity from Well Logs Laboratoire de Géosciences Marines", Institut de Physique du Globe de Paris, 4, place Jussieu, Paris, 75005, France. "Advances in Basin and Petroleum System Modeling I", 2005 AAPG International Conference and Exhibition (September 11-14, 2005) Technical Program.
- Gulisano, C. A., 1981, "El Ciclo Cu-yano en el norte del Neuquén y sur de Mendoza". 8º Congreso Geológico Argentino, *Actas* 3: 579-592, Buenos Aires.
- Gulisano, C. A.; A. R. Gutiérrez Pleimling y R. E. Digregorio, 1984, "Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén". 9º Congreso Geológico Argentino, *Actas* 1: 236-259, San Carlos de Bariloche.
- Haenel, R.; L. Rybach y Stegna, eds., 1988, *Handbook of Terrestrial heat-flow density determinations*, Kluwer Academic Publishers, London.
- Hagedorn, D. N., 1985, "The calculation of synthetic thermal conductivity logs from conventional geophysical well logs", Southern Methodist University, unpublished M.S. thesis, 110 p.
- Horner, D. R., 1951, "Pressure buildup in wells". In: Proc. 3rd World Petroleum Congress, The Hague 2 (1951), pp. 503-521.
- Jaeger, J. C., "Application of the theory of heat conduction to geothermal measurements", in *Terrestrial Heat Flow*, Geophysics Monograph 8, Series V, Edited by W. H. Lee, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1965.
- Jessop, A. M., 1990, *Thermal geophysics*, Elsevier, Amsterdam, Developments in Solid Earth Geophysics N° 17, 306 p.
- Kappelmeyer, O. y R. Haenel, 1974, *Geothermics; with special reference to applications*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Geoexploration Monographs, Series 1, N° 4, 238 p.
- Kearey, P. y F. J. Vine, 1990, *Global tectonics*, Oxford, Blackwell Scientific Publications, 302 p.
- Kehle, R. O.; R. J. Schoepfel y R. K. DeFord, 1970, "The AAPG geothermal survey of North America", *Geothermics*, Special Issue 2 (Proceedings of the United Nations symposium on the development and utilization of geothermal resources); v. 2, pt. 1, p. 358-367.
- Kreyszig, E., 1983, *Advanced Engineering Mathematics*, New York, Wiley.
- Kusznir, N. J. y P. A. Ziegler, 1992.

- "The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation: a simple shear pure-shear flexural cantilever model". In: Ziegler, P. A. (ed.), *Geodynamic of Rifting*, Vol. III. Thematic Discussion. Tectonophysics 215, 117-131.
- Lachenbruch y Brewer, 1959. "Dissipation of the temperature effect of drilling a well in Arctic Alaska", *Bulletin*, 1083-C. U.S. Geological Survey, Washington, USA, pp. 73-109.
- Lees, C. H., 1910. "On the shape of the isotherms under mountain ranges in radioactive districts". *Proc. R. Soc. London A* 83, pp. 339-346.
- Legarreta, L. y C. A. Gulisano, 1989. "Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina". *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, Chebli, G. y L. Spalletti (eds.). Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 221-244.
- McKenzie, D. P., "Some remarks on the development of sedimentary basins". *Earth Planet. Science. Letters*, 40, 25-32, 1978.
- Mareschal, J. C., 1991. "Determination of past heat flow from subsidence data in intracontinental basins and passive margins". In: Cermak, V., Rybach, L. (eds.), *Terrestrial Heat Flow and Lithosphere Structure*. Springer, Berlin, pp. 70-85.
- Mosquera, A. y V. A. Ramos. "Intraplate Foreland Deformation in the Neuquén Embayment", Oral presentation at AAPG Annual Convention, Calgary, Alberta, June 19-22, 2005 Posted August 31, 2005 Search and Discovery Article # 30035 (2005).
- Nielsen, S. B., 1986, "The continuous temperature log; method and applications", University of Western Ontario, London, Canada, unpublished Ph.D. dissertation, 247 p.
- Orchuela, I. A.; J. V. Ploszkiewicz y R. F. Viñes, 1981, "Reinterpretación estructural de la denominada Dorsal Neuquina". 8° Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires). Actas III, 281-293.
- Ramos, V. A. y A. Aleman, "Tectonic evolution of the Andes". En: U.G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho and D. A. Campos, Editors, *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geological Congress in Rio de Janeiro (2000), pp. 635-685.
- Robles, D. E., 1988, "El gradiente geotérmico en la República Argentina y regiones fronterizas", *Boletín de Informaciones Petroleras*, pp. 88-95.
- Rossello, E. A. y M. Barrionuevo, 2005, "El hemigraben invertido del yacimiento 25 de Mayo – Medanito S.E. (Cuenca Neuquina, Argentina): Evolución geodinámica de un rift en borde de cuenca". VI Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Mar del Plata, Argentina. 2005.
- Sass, J. H.; A. H. Lachenbruch; R. J. Munroe; G. W. Greene y T. H.

- Moses, Jr., 1971, "Heat flow in the Western United States", *J. Geophys. Res.*, vol. 76, 6376-6413.
- Sclater, J. G. y P. A. F. Christie, 1980, *Journal of Geophysical Research*, 85, 3711-3739.
- Schatz, J. F. y G. Simmons, 1972, "Thermal conductivity of Earth materials at high temperatures", *J. Geophys. Res.*, 77, 6966-6983.
- Sigismondi, M., 2006, "Neuquina basin: Flexure of the Lithosphere case study: Neuquina Foreland basin, Argentina". Geological Society of America. Mendoza, Argentina. Backbone to the Americas. Poster sessions.
- Spector, A. y F. Grant, 1970, "Statistical models for interpreting aeromagnetic data", *Geophysics*, 35:293-302.
- Tassara, A. y G. Yáñez. "Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (1547°S)", *Revista Geológica de Chile*, vol. 30, No. 2, p. 159-186, diciembre 2003.
- Teichmüller, G.; M. Teichmüller y H. Bartenstein, 1984, Inkohlung und Erdgas.– eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 32: 11-34.
- Uliana, M. A.; M. E. Arteaga; L. Legarreta; J. J. Cerdán y G. O. Peroni, 1995, "Inversion structures and hydrocarbon occurrences in Argentina". In: *Basin inversion*, Buchanan, J. G., Buchanan, P. G. (eds.), Geological Society of London, Special Publication 88, 211-233.
- Vacquier, V.; Y. Mathieu; E. Legendre y E. Blondin, 1988, "An experiment on estimating the thermal conductivity of sedimentary rocks from well logging". *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.* 72, pp. 758-764.
- Vergani G.; A. Tankard; H. Belotti y H. Welsink, 1995, "Tectonic evolution an paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. Petroleum system of South America", *AAPG Memoir* 62, 383-402.
- Villinger, 1983, H. Villinger, In situ Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit in Bohrungen. In: Ph.D. thesis, Techn. Univ., Berlin.
- Von Herzen, R. P. y S. Uyeda, 1963, "Heat Flow through East Pacific Ocean Floor", *J. Geophys. Res.* 65, 1239-1249.
- Woodside W. and J. H. Messmer, 1961, "Thermal conductivity of various rocks. I Unconsolidated sands, II Consolidated rocks". *J. Appl. Phys.* 32, pp. 1688-1706.
- Zhang, B. Q., 1992, *Application of compaction in petroleum exploration*. China University of Geosciences Press, Wuhan.
- Zielinski, G. W. y P. M. Bruchhausen, 1983, "Shallow temperatures and thermal regime in hydrocarbon province of Tierra del Fuego". *AAPG Bulletin*, January; v. 67; no 1; p. 166-177.

