



Fundación
Miguel Lillo
Tucumán
Argentina

doi

La temperatura, factor subestimado en la interpretación estructural multiescalar y de objetivos exploratorios de fluidos energéticos: una revisión

Temperature, an underestimated factor in the multiscale structural interpretation of exploratory targets for energy fluids: a review

Eduardo Antonio ROSSELLO¹ 

IGEBA-CONICET, Depto. Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires. Pabellón II, Ciudad Universitaria. (C1428EHA) Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

Email: <ea_rossello@yahoo.com.ar>

Resumen

Se describen las principales características y propiedades de la temperatura que contribuyen con el comportamiento del control multiescalar estructural de litologías que emplazan los fluidos energéticos (hidrocarburos, hidrógeno, agua, etc.). Así, se contribuye con el ajuste y pronóstico con mayor eficiencia de las interpretaciones espaciotemporales que determinan las actividades prospectivas, exploradoras y productoras. La temperatura es una propiedad física específica omnipresente en todos los materiales como su grado de calor o frío que expresa la energía cinética de sus partículas constituyentes. La variación de la temperatura modifica características reológicas, tectónicas y petrofísicas de las rocas y los fluidos que puedan contener. Así, un aumento de la temperatura en ambientes profundos por influencia del gradiente geotérmico provocará un incremento de su volumen por dilatación y una disminución de su resistencia. De este modo, un campo de esfuerzo responsable que supere el límite de resistencia de una roca, producirá deformaciones continuas desprovistas de fracturas y tenderá a homogeneizar la respuesta de con-

► Ref. bibliográfica: Rossello, E. A. 2026. "La temperatura, factor subestimado en la interpretación estructural multiescalar y de objetivos exploratorios de fluidos energéticos: una revisión". *Acta Geológica Lilloana* 37 (1): 23-73. DOI: <https://doi.org/10.30550/j.agl/2340>

► Recibido: 19 de diciembre 2025 – Aceptado: 28 de mayo 2026.

► URL de la revista: <http://actageologica.lillo.org.ar>

► Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons Atribución – No Comercial – Sin Obra Derivada 4.0 Internacional.



OPEN ACCESS

juntos de litologías con propiedades anisotrópicas dependientes de las escalas que los involucran. Las variaciones morfológicas y volumétricas producidas por la temperatura son dependientes de las características anisotrópicas de los materiales que condicionan tridimensionalmente la dilatación-contracción y la conductibilidad termal. Cambios mínimos de temperatura pueden ser influyentes para facilitar o impedir las relaciones y comportamientos fluido-reservorio relacionados con la solubilidad, viscosidad, densidad, conductividad eléctrica y térmica. Además, los cambios de temperatura modifican las densidades que controlan el diapirismo tanto ígneo como sedimentario y la posición de la criósfera determina la cota máxima de los relieves montañosos.

Palabras clave: Gradiente geotérmico, deformación, petrofísica, recursos energéticos fluidos.

Abstract

The main characteristics and properties of temperature that contribute to the behaviour of multiscale structural control of lithologies that host energy fluids (hydrocarbons, hydrogen, water, etc.) are described. This contributes to more efficient adjustment and forecasting of the temporal-spatial interpretations that determine prospecting, exploration and production activities. Temperature is a specific physical property omnipresent in all materials, such as their degree of heat or cold, which expresses the kinetic energy of their constituent particles. Temperature variation modifies the rheological, tectonic and petrophysical characteristics of rocks and the fluids they may contain. Thus, an increase in temperature in deep environments due to the influence of the geothermal gradient will cause an increase in volume due to expansion and a decrease in resistance. In this way, a stress field that exceeds the strength limit of a rock will produce continuous deformations without fractures and will tend to homogenise the response of sets of lithologies with anisotropic properties depending on the scales involved. The morphological and volumetric variations produced by temperature depend on the anisotropic characteristics of materials, which condition three-dimensional expansion-contraction and thermal conductivity. Minimal temperature changes can influence or impede fluid-reservoir relationships and behaviours related to solubility, viscosity, density, and electrical and thermal conductivity. In addition, temperature changes modify the densities that control both igneous and sedimentary diapirism, and the position of the cryosphere determines the maximum elevation of mountain ranges.

Keywords: Geothermal gradient, deformation, petrophysics, energy fluid resources.

INTRODUCCIÓN

La temperatura es una magnitud escalar omnipresente en todos los materiales, entendida como el grado de calor o frío que expresa la energía interna o cinética de sus partículas constituyentes. Es una propiedad específica de la materia por la cual a mayor es la temperatura, mayor es la velocidad o vibración de las partículas, lo que provoca un aumento de su volumen. El concepto de temperatura es un tema fundamental en Física y su análisis tiene una influencia imprescindible en los campos de la ciencia y la tecnología, particularmente en el comportamiento de los materiales.

Según Çengel y Boles (2009), la temperatura constituye una propiedad intensiva porque sus valores dependen del tamaño o extensión del sistema y, por otro lado, porque su propagación depende de las características del material y del tiempo de exposición. Para Millikan (1913), la temperatura se refiere a la medida de la energía interna de un sistema u objeto, mientras que Bogoliubov (1949) definió la temperatura como la cantidad de calor necesaria para alterar la energía interna de un sistema. El matemático y físico francés Navier (1785-1836), definió la temperatura como la relación directamente proporcional entre la cantidad de calor relevada y la cantidad de materia relevada (Clauser y Huenges, 1995). Carnot (1824) definió la temperatura como la cantidad de calor necesaria para separar dos sustancias en contacto térmico. Esta definición se basa en la idea de que la temperatura es una medida de la energía térmica de un sistema. Fourier (1822), desarrolló una teoría sobre la convección térmica que involucró la medida de la temperatura como la capacidad de un sistema para absorber o ceder calor. La temperatura se expresa en grados de diferentes escalas, como Celsius, Fahrenheit, Kelvin, Rankine y/o Réaumur (Figura 1).

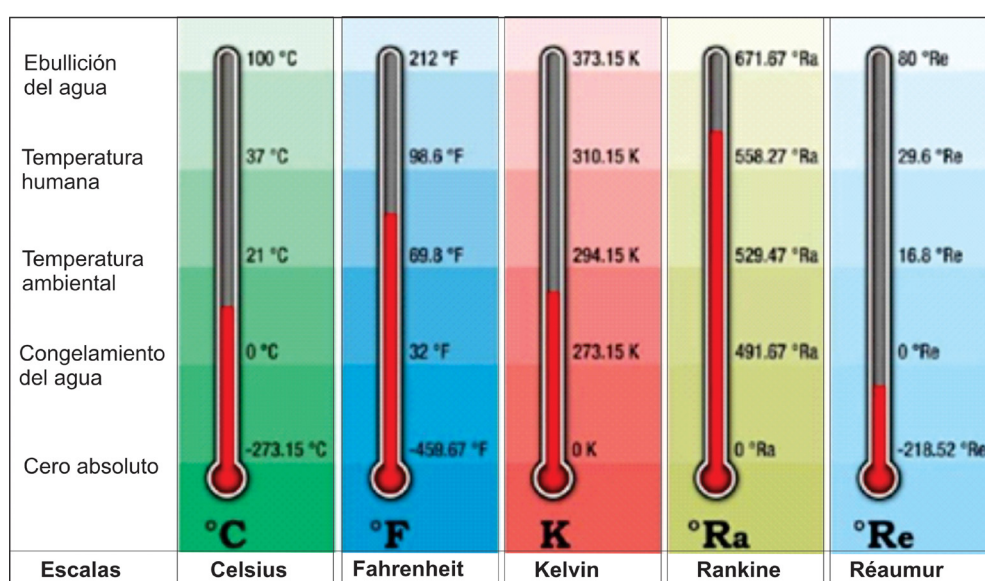


Figura 1. Escalas comparadas de la medición de la temperatura.

La temperatura y calor son dos conceptos de la Física estrechamente relacionados, si bien su significado es distinto. La temperatura es una magnitud que mide la energía térmica de un cuerpo y en cambio, el calor es la transferencia de energía térmica de un cuerpo a otro cuando estos no se encuentran en equilibrio térmico. El calor siempre fluye del cuerpo con mayor temperatura (y por lo tanto con mayor energía interna) al cuerpo con menor temperatura (Zemansky, 1985).

En el campo de las Ciencias de la Tierra, las propiedades térmicas de los materiales terrestres (conductividad térmica, tasa de generación de calor, calor específico y difusividad térmica) son parámetros importantes para modelar la estructura térmica y el transporte de calor y fluidos en el subsuelo rocoso (Robertson, 1988; Goto y Osamu, 2009; Norden *et al.*, 2020). Según la escala de observación, una roca exhibe diversos tipos de discontinuidades primarias y secundarias con geometrías que dependen igualmente del tamaño del macizo rocoso que las contiene y su entorno (Jouanna y Berthomieu, 1988).

La temperatura constituye una magnitud física capaz de modificar diversas características petrofísicas de las rocas y de los fluidos que puedan contener. En el caso de las rocas, un aumento de la temperatura provocará una disminución de su resistencia, así como variaciones morfológicas de sus geometrías y volúmenes (Robertson, 1988). De este modo, un campo de esfuerzo responsable conducirá hacia una deformación continua y tenderá a homogeneizar la respuesta de conjuntos de litologías con propiedades anisotrópicas dependientes de las escalas que los involucran.

En litologías que almacenan y/o transportan fluidos, la temperatura influye también en la solubilidad, la viscosidad, la densidad, la conductividad eléctrica y térmica del conjunto (Jun Li *et al.*, 2017). Mínimos cambios de temperatura pueden ser determinantes para facilitar o impedir las relaciones fluido-reservorio en el ambiente geológico. Particularmente, estos cambios son más notables cuando las propiedades petrofísicas no son uniformes e isotrópicas debido a su distribución en el espacio y en el tiempo (Houpert y Homand, 1988; Schön, 1996; Siegesmund y Dürrast, 2014; Jiang *et al.*, 2024).

Para cualquier análisis geológico-estructural, es fundamental considerar el efecto de la temperatura en la interpretación de macizos rocosos contenedores de fluidos sometidos a exploración y/o producción ya que puede aportar conocimiento complementario sobre la indispensable generación de espacios que a pesar que sean mínimos, inciden con su transporte y almacenamiento. De este modo, se contribuye con la definición del control estructural del emplazamiento de los fluidos mineralizantes para ajustar y pronosticar con mayor eficiencia las actividades prospectivas, exploradoras y extractivas de los recursos geoeconómicos.

En este trabajo se resumen las principales características y las consecuencias petrofísicas que son producidas por los cambios de la temperatura en las rocas teniéndose en cuenta la profundidad del medio geológico dentro de la corteza terrestre y se analizan las respuestas de la deformación y sus relaciones con los fluidos intersticiales geoeconómicos (hidrocarburos, hidrógeno o geotérmicos) de los macizos rocosos sometidos a exploración. Se complementan estos efectos con interpretaciones propias de situaciones aplicadas en actividades prospectivas y exploratorias de los recursos naturales geoenérgicos.

CONCEPTOS TEÓRICOS

Para la preparación de este trabajo se recurrió a las definiciones físicas de la temperatura a partir de diversos trabajos básicos (Zemansky, 1985; Resnik *et al.*, 2002; Çengel y Boles, 2009). Particularmente, se utilizaron estudios de sus aplicaciones disponibles en trabajos específicos relacionados con el comportamiento anisotrópico de los minerales (Skinner, 1966; Robie *et al.*, 1967; Robertson, 1988; Siegesmund y Dürrast, 2014; Wang *et al.*, 2021). También, se incluyeron esquemas e interpretaciones propias que ejemplifican las influencias en los modelados tectónicos habitualmente utilizados.

Gradiente geotérmico

El gradiente geotérmico es la tasa de cambio de temperatura con respecto al aumento de la profundidad bajo la superficie de la Tierra debido al flujo de calor desde su interior caliente, que gradualmente se disipa hacia la atmósfera (Arndt, 2011). El calor interno de la Tierra proviene de la combinación de un 20% de calor residual de la acreción planetaria y un 80% de calor producido a través de la desintegración radiactiva de U, Th y K (Tarbuck *et al.*, 2005). La magnitud del gradiente geotérmico depende de la tasa de producción de calor en profundidad, la dinámica del sistema y la conductividad de las rocas (Lachenbruch y Sass, 1980).

La temperatura de la corteza continental estable aumenta con la profundidad debido al flujo de calor del manto, que es mucho más caliente. Lejos de los límites de las placas tectónicas, la temperatura cerca de la superficie en la corteza continental aumenta aproximadamente entre 25 y 30 °C/km de profundidad, aunque en algunos casos, la temperatura puede descender debido a un gradiente geotérmico inverso o negativo (Lachenbruch y Sass, 1980). Los efectos superficiales del clima, el sol y las estaciones pueden modificar estos gradientes hasta una profundidad aproximada de 10 a 20 m. Los gradientes con valores más altos de 40-80 °C/km ocurren en los centros de expansión oceánica (dorsales medio oceánicas) o en arcos de islas donde el manto terrestre está más cerca de la superficie. En cambio, los gradientes más bajos ocurren en las zonas de subducción donde la litosfera fría desciende al manto (Lachenbruch y Sass, 1977; Sass *et al.*, 1992; Arndt, 2011).

Es comúnmente aceptado que el calor fluye por conducción sólida desde el interior de la Tierra, y es generado principalmente por la energía producida con la desintegración de los elementos radiactivos uranio, torio y potasio. Este fenómeno fundamenta las hipótesis sobre el origen de la Tierra que consideran que ésta se formó por acreción gravitacional de partículas frías en lugar de haberse consolidado a partir de una fuente originalmente fundida (Korenaga, 2011). Sin embargo, el calor interno de la Tierra se produjo por la desintegración de partículas radiactivas, principalmente U, Th y K distribuidas en cantidades variables en las rocas. Las energías de desintegración de U ($0,231 \times 10^{-7}$ cal/gs), Th ($0,634 \times 10^{-8}$ cal/gs) y K ($0,856 \times 10^{-12}$ cal/gs), en isótopos combinados presentes en diferentes tipos litológicos (Tabla 1), se convierten a unidades de generación de calor (Wetherill, 1966; Clauser, 1988; Robertson, 1988).

Tabla 1. Contenidos radioactivos medios y rangos de generación de calor de rocas (adaptado de Robertson, 1988).

Roca	Uranio	Torio	Potasio	Generación de calor
Ígneas silíceas	3,9	16	4,5	2,39
Granodiorita	2,3	9	2,6	1,33
Diorita	1,7	7	1,1	0,93
Ígneas máficas	0,5	2	0,3	0,27
Eclogita	0,3	0,5	0,3	0,11
Peridotita	0,02	0,06	0,001	0,008
Dunita	0,001	0,004	0,001	0,0003
Corteza continental superior	2,8	11	3,4	1,6
Corteza continental total	1,2	5	2	0,77
Pelitas y areniscas	3,7	12	2,7	1,85
Calizas	2,2	1	0,3	0,6
Cuarcitas	3	1	1,4	0,88
Arcillas marinas	4	7	2,5	1,58

En ambientes sedimentarios, la producción de calor radiogénico aumenta en la misma dirección que el contenido de arcilla debido a su alto contenido de material radiactivo, particularmente por la presencia de K (Strivastava y Singh, 1998).

Expansión vs. contracción térmica

La expansión térmica (o dilatación térmica) es el aumento de las dimensiones de los materiales (cuerpos sólidos y los fluidos) cuando se calientan y, contrariamente, la contracción térmica es la disminución de las dimensiones cuando se enfrían. Este fenómeno constituye un concepto importante en la Física que describe cómo los materiales cambian de tamaño, forma y volumen cuando se exponen a cambios de temperatura. Es un fenómeno natural omnipresente que se produce en todos los materiales, y que influyen en las características de los macizos rocosos. La expansión térmica de

los macizos es dependiente de la escala y el tiempo, que a su vez determinan una distribución no uniforme y anisotrópica de sus consecuencias. Igualmente, el tiempo de exposición de las variaciones en la temperatura influye en la conductividad térmica afectando de modo 3D las respuestas deformacionales.

La gran mayoría de los materiales se expande al calentarse, aunque unos pocos, en estado de congelación, como el agua y el ácido acético hacen lo contrario debido a la modificación producida por la agitación térmica de las partículas (Liu *et al.*, 2011). De acuerdo con la teoría cinética, las moléculas que constituyen las sustancias no están en reposo, sino en movimiento permanente. En los sólidos las partículas oscilan alrededor de un punto fijo, pero al aumentar la temperatura, la amplitud de la oscilación crece, y como consecuencia el objeto se expande (Touloukian *et al.*, 1970; Tribaudino *et al.*, 2010).

En principio existen dos tipos de dilatación térmica:

- *Expansión térmica positiva o dilatación positiva*, que se da cuando el material aumenta simplemente sus dimensiones con la temperatura.
- *Expansión térmica negativa o dilatación negativa*, mucho más rara, cuando la sustancia se encoge al calentarse.

El coeficiente de expansión térmica es una constante propia de los materiales que se utiliza para calcular la cantidad de expansión o contracción térmica que exhiben y se expresa en unidades de $^{\circ}\text{C}^{-1}$ (Siegesmund y Dürrast, 2014). Este coeficiente se utiliza en las fórmulas para calcular la expansión lineal, de área y de volumen y puede variar según la temperatura y la presión. En general, el coeficiente de expansión térmica aumenta con la temperatura y disminuye con la presión, además, en materiales anisotrópicos estos valores exhiben fuertes cambios de pendientes de la dirección que se considere (Tabla 2).

Skinner (1966) proporcionó un compendio de coeficientes de expansión térmica que comienzan a temperatura ambiente derivados por diferenciación analítica de funciones polinómicas ajustadas a los datos de volumen y temperatura mediante el método de mínimos cuadrados (Tabla 3).

De acuerdo con las dimensiones predominantes en el objeto, la expansión o dilatación térmica puede ser lineal, superficial o volumétrica. La expansión lineal se refiere al cambio en la longitud de un material en una sola dimensión, mientras que la expansión areal se refiere al cambio en el área de un material en dos dimensiones.

Tabla 2. Coeficientes de expansión térmica lineal de diferentes rocas ($\alpha_{\text{lineal}} 10^{-6} / \text{K}$) en función de la dirección x, y o z (tomados de Siegesmund y Dürrast, 2014).

Litología	x	y	z	Promedio	Anisotropía %
Granito rojo dragón	9,65	9,72	10,00	9,79	3,5
Sienita salmón rojo	6,50	6,12	7,59	6,74	19,4
Dolerita negro absoluto	6,66	6,79	6,68	6,71	1,9
Gabro negro riojano	7,93	7,85	7,42	7,73	6,4
Riolita stardust grey	7,58	8,00	8,62	8,07	12,1
Geniss azul tango	7,09	8,35	8,25	7,90	15,1
Migmatita franco vetado	9,01	8,88	9,11	9,00	2,5
Mármol Carrara	9,72	10,30	12,46	10,84	22,0
Mármol Carrara	4,81	6,64	6,90	6,12	30,3
Mármol azul cielo	1,18	9,70	1,67	4,18	87,8
Pizarra San Luis	9,50	9,89	1,17	6,85	88,2
Pizarra camine rufo	9,99	9,96	1,28	7,08	87,2
Caliza amarilla	5,14	6,89	6,17	6,07	25,4
Caliza Israel	3,89	4,61	4,55	4,35	15,6
Dolomita dorada	9,20	1,01	9,26	6,49	89,1
Horblendita Wang Nam	7,29	7,20	6,64	7,04	8,9
Toba fonolítica Weibern	5,72	3,23	6,09	5,01	47,0
Cuarcita azul imperial	11,40	11,50	11,10	11,33	0,9

Tabla 3. Datos de coeficientes de expansión térmica volumétrica ($\alpha_{\text{volumétrico}} 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$) de silicatos compilados a presión atmosférica y a temperaturas de 20, 400 y 800°C (Skinner, 1966; Robie et al., 1967; Kroll, 1983; Robertson, 1988).

Litología	20°C	400°C	800°C
Andalusita	16	29	43
Adularia	14	20	24
Microclino	7	17	23
Albita	18	27	33
Anortosita	12	12	20
Almandino	15	25	30
Grosularia	18	23	28
Espersatita	15	28	34
Hornblenda	23	28	33
Cianita	11	28	30
Nefelina	31	53	72
Fayalita	27	30	31
Forsterita	24	38	44
Wollastonita	30	32	36
Augita	18	25	32
Clinoenstatita	25	29	33
Diópsido	24	28	32
Jadeíta	20	29	38
Cuarzo	34	69	
Sillimanita	10	18	26
Topacio	14	20	25
Zircón	9,3	13,7	17,7

El cuarzo presenta un comportamiento particular debido a la transición entre el cuarzo a y el cuarzo b que responde a un cambio en el sistema cristalino ya que el primero lo hace en el sistema hexagonal y el segundo en el sistema trigonal (Tabla 4). Si bien, se registra un incremento anisotrópico según el sentido de medición, ya sea perpendicular o paralelo al eje cristalino “c”, de acuerdo con el aumento de la temperatura, a los 573°C se produce una modificación drástica debido al cambio de su cristalinidad de hexagonal a trigonal (Skinner, 1966).

La expansión de volumen se refiere al cambio en el volumen de un material en tres dimensiones. Cada tipo de expansión térmica tiene su propia fórmula para calcular la cantidad de cambio en el tamaño del material (Zemansky, 1985).

Tabla 4. Coeficientes de expansión lineal del cuarzo según se considere perpendicular o paralelo al eje “c” cristalino, entre temperaturas de 50 a 1,000°C (tomado de Skinner, 1966).

Temperatura °C	% longitud perpendicular a c	% longitud paralelo a c	% variación volumen
50	0,07	0,03	0,17
100	0,14	0,08	0,36
150	0,22	0,12	0,56
200	0,30	0,18	0,78
250	0,40	0,23	1,03
300	0,49	0,29	1,27
350	0,60	0,36	1,56
400	0,72	0,43	1,87
450	0,87	0,51	2,25
500	1,04	0,62	2,70
525	1,15	0,67	2,97
550	1,29	0,75	3,33
560	1,36	0,80	3,52
570	1,46	0,84	3,76
573	Transición a a b		
580	1,76	1,03	4,55
590	1,76	1,03	4,55
600	1,76	1,02	4,54
650	1,76	1,02	4,54
700	1,75	1,01	4,51
750	1,74	1,00	4,48
800	1,73	0,97	4,43
850	1,72	0,94	4,38
900	1,71	0,92	4,34
950	1,70	0,89	4,29
1000	1,69	0,88	4,26

Dilatación lineal.— El cambio en la longitud de una varilla, barra o alambre delgado se denota como ΔL y es directamente proporcional al cambio de temperatura ΔT y a la longitud original L_o :

$$\Delta L = a L_o \Delta T \quad (1)$$

Donde:

ΔL = Longitud final - Longitud inicial = $L_f - L_o$

ΔT = Temperatura final - Temperatura inicial = $T_f - T_o$

a es la constante de proporcionalidad que depende de cada material, llamada *coeficiente de expansión lineal*, positivo si la longitud aumenta con la temperatura. Los valores de a para las diferentes sustancias, en unidades de inverso de temperatura, están tabulados, casi siempre a 20°C, aunque el valor se mantiene constante en un buen rango de temperaturas.

La ecuación anterior se puede reescribir para calcular directamente la longitud final:

$$L_f = L_o + a L_o \Delta T = L_o (1 + a \Delta T) \quad (2)$$

Dilatación superficial.— La expansión de área se refiere al cambio en el área de un material en dos dimensiones. La fórmula para calcular la expansión de área es:

$$\Delta A = 2a A \Delta T \quad (3)$$

Donde:

ΔA es el cambio en el área del material,

aA es el coeficiente de expansión de área es una constante que depende del material y

ΔT es el cambio de temperatura

Para una lámina con superficie inicial S_o , se puede demostrar que la nueva superficie S_f viene dada por:

$$S_f = S_o + 2a S_o \Delta T \quad (4)$$

Dilatación volumétrica.— La expansión de volumen se refiere al cambio en el volumen de un material en tres dimensiones. La fórmula para calcular la expansión de volumen es:

$$\Delta V = 3a V \Delta T \quad (5)$$

Donde:

ΔV es el cambio en el volumen del material,

α_V es el coeficiente de expansión de volumen es una constante que depende del material y

ΔT es el cambio de temperatura.

Finalmente, para un objeto de volumen inicial V_0 , el nuevo volumen final V_f es:

$$V_f = V_0 + 3\alpha_V V_0 \Delta T \quad (6)$$

La cantidad de cambio de temperatura como la forma y el tamaño del material son factores importantes que afectan la magnitud de la expansión térmica. Por lo tanto, cuanto mayor sea la diferencia de temperatura, mayor será la cantidad de expansión o contracción del material y un material más largo se expandirá más que un material más corto para la misma cantidad de cambio de temperatura. Del mismo modo, un material más ancho se expandirá más que un material más estrecho para la misma cantidad de cambio de temperatura.

Cuando se calienta un material, al expandirse ejerce una presión sobre los objetos que lo rodean que, si no pueden expandirse, se produce un esfuerzo térmico positivo. Del mismo modo, cuando se enfría un material, se contrae y ejerce un esfuerzo sobre los que lo rodean. Si estos últimos no pueden contraerse, se produce un esfuerzo térmico negativo. Como el esfuerzo térmico puede provocar deformaciones, grietas o incluso la fractura de los materiales es importante tenerlo en cuenta al diseñar y construir estructuras y objetos en los cuales es necesario mantener su estabilidad, funcionalidad y resistencia.

Se puede medir la expansión térmica utilizando diferentes métodos, aunque el más común es con el uso de dilatómetros que miden los cambios en la longitud o el volumen de un material en función de la temperatura. Otro método muy preciso en la investigación científica es la interferometría láser que utiliza un láser para medir las variaciones en la longitud de un material en función de la temperatura (Hariharan, 2007). La expansión de los materiales con la temperatura se aprovecha en multitud de aplicaciones, por ejemplo, en termómetros de líquidos y tiras bimetálicas que se doblan de manera controlada al aumentar la temperatura para abrir o cerrar circuitos (García-Álvarez y López-Garello, 2005). Aunque la expansión térmica es un fenómeno importante en la física, también tiene limitaciones ya que no se aplica a todos los materiales, no se puede utilizar para medir temperaturas extremadamente altas o bajas y no puede explicar completamente el comportamiento térmico de los gases (Zemansky, 1985).

Transmisibilidad-conductibilidad térmica

La conductividad térmica es una propiedad de ciertos materiales capaces de transmitir el calor, es decir, permitir el paso de la energía cinética de sus moléculas a otros adyacentes. Se trata de una magnitud intensiva, inversa a la resistividad térmica (que es la resistencia de ciertos materiales a la transmisión del calor por sus moléculas). Este fenómeno se produce porque al calentarse un material, sus moléculas aumentan su energía cinética, es decir, incrementan su agitación (Gabova *et al.*, 2020). Las moléculas, entonces, son capaces de compartir ese extra de energía sin ocasionar movimientos globales de la materia (en eso se distingue de la convección térmica de los líquidos y gases), siendo esta capacidad muy elevada por lo general en los metales y en los materiales continuos y muy baja en los polímeros y otros materiales aislantes como la fibra de vidrio (Norden *et al.*, 2020).

De acuerdo con Zemansky (1985), la transmisión de calor en la naturaleza se produce por: conducción, convección y radiación (Figura 2).

– *La conducción:* ocurre cuando el calor se transmite de un cuerpo a otro con diferente temperatura a través del mero contacto, sin que ocurra un desplazamiento de materia.

– *La convección:* se produce a través del movimiento de partículas de una sustancia fluida (líquido o gas), que transmite el calor por movimiento natural o forzado.

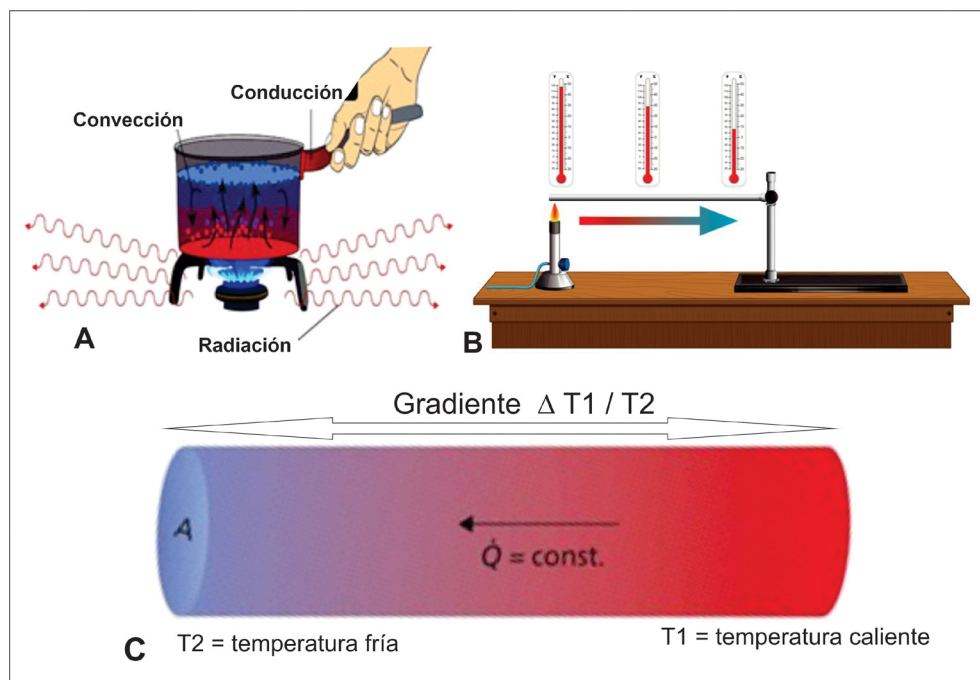
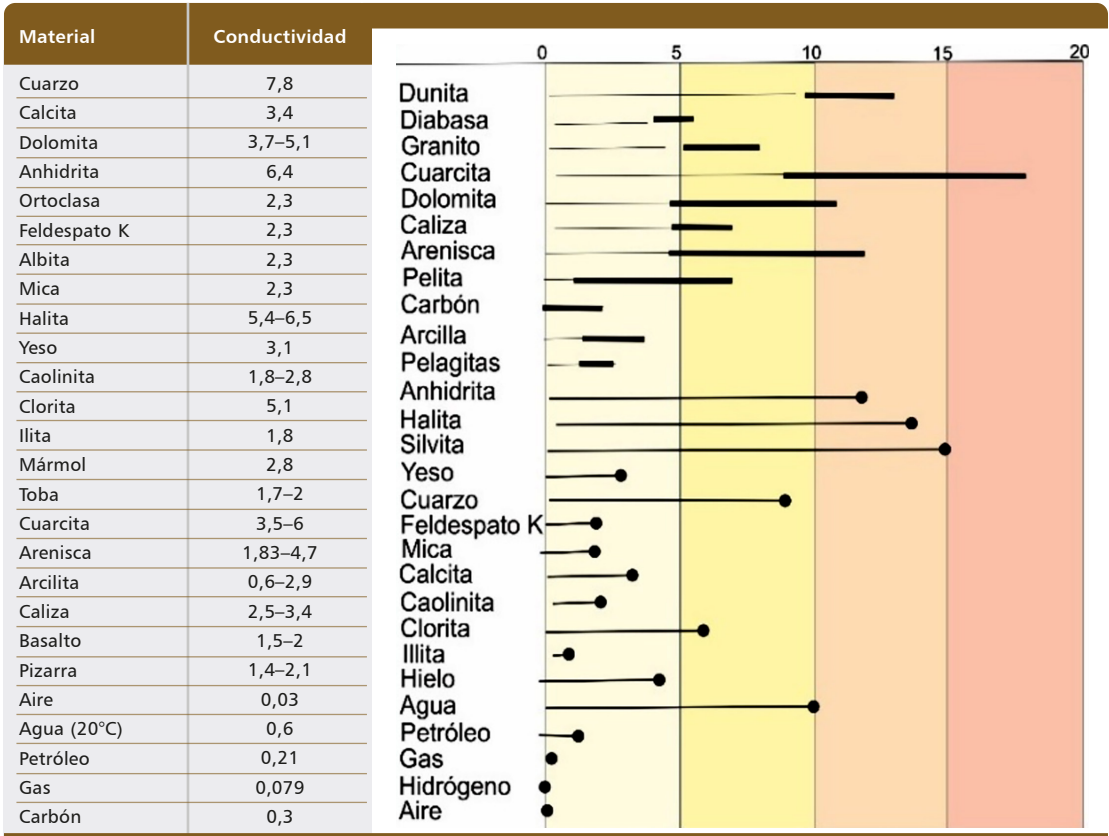


Figura 2. A: Esquema idealizado de la transmisión del calor por convección, conducción y radiación. B: Transmisión del calor. C: La conductividad térmica se mide en W/K m, que es equivalente a J / seg K m. La conductividad térmica se representa con la letra griega k , sin embargo, en Estados Unidos se representa con la letra k .

– *La radiación*: ocurre cuando el calor se transmite entre dos sólidos de distinta temperatura sin que exista entre ellos ningún punto de contacto ni un sólido conductor. El calor se transmite en emisión de ondas electro-magnéticas a la velocidad de la luz.

La conductividad térmica (CT) de las rocas es un parámetro muy importante en la teoría geotérmica y en la investigación aplicada (Woodside y Messmer, 1961a, b; Horai, 1971; Clauser y Huenges, 1995; Alareeq *et al.*, 2013; Duchkov *et al.*, 2014; Gitifar *et al.*, 2014). Su importancia está relacionada con la composición de la roca (Tabla 5), de acuerdo con las características de los granos minerales, la porosidad y el fluido intersticial y, simultáneamente, se ve afectada por el entorno termodinámico de temperatura, presión, etc. (Zimmerman, 1989; Brigaud *et al.*, 1990; Abdulagatov *et al.*, 2006, 2016; Abdulagatova *et al.*, 2009; Alareeq *et al.*, 2013; Jiajia Song *et al.*, 2023).

Tabla 5. Izquierda: Conductividad térmica de algunas rocas (W/m-K) (tomado de una compilación de Alareeq *et al.*, 2013; Lee *et al.*, 2015). Derecha: Tablas de conductividad térmica de diferentes rocas, minerales y fluidos a temperatura ambiente y condiciones cercanas a la superficie. Valores aproximados en mcal/cm seg °C (tomados de Jensen y Doré, 1993; Yalcin *et al.*, 1997; entre otros).



La conductividad térmica (k) es una propiedad intrínseca de los materiales. Por ejemplo, el aire en reposo, tiene un coeficiente de conductividad térmica o conductividad térmica de 0.02 W/mK , y el cobre de 380 W/mK . Esto significa que 380 Wh pueden fluir a través de un cubo de cobre con una longitud de borde de 1 m en una hora, si la diferencia de temperatura entre las dos superficies es 1 K , pero si el cubo fuera de aire solo 0.02 m en una hora. La conductividad térmica de un material (k) se calcula a partir de un coeficiente (referido como λ) y es distinta dependiendo de su naturaleza molecular (Lee *et al.*, 2015). Este cálculo se realiza sobre la base de la siguiente fórmula:

$$k = Q / \text{grad}.T \quad (7)$$

Donde:

Q es el flujo de calor por unidad de tiempo y área, y

$\text{grad}.T$ es el gradiente de temperatura.

Cuanto mayor sea la conductividad térmica de un material, mejor conductor del calor resultará, y cuanto menor sea aquel, el material será más aislante debido a su inercia térmica (Tabla 6). La temperatura, la convección, la conductividad eléctrica y los cambios de fase del material influyen todos en el resultado del coeficiente de conductividad térmica.

Tabla 6. Difusividad e inercia térmica de algunos materiales calculadas a partir de la conductividad térmica, densidad y calor específico (tomado de Janza, 1975).

Material	Difusividad K $10^{-3} \text{ cm}^2/\text{seg}$	Inercia termal $10^{-3} \text{ cal/cm}^2 \text{ } ^\circ\text{C seg}^{1/2}$
Basalto	9	53
Gabro	12	55
Granito	16	52
Riolita	14	47
Toba	8	32
Obsidiana	7	35
Pumicita	4	9
Periodotita	17	84
Serpentina	13	63
Arenisca	13	54
Cuarcita	26	74
Caliza	11	45
Dolomita	26	75
Mármol	10	56
Pelita	8	34
Pizarra	11	49
Arcilla	5	42
Grava	8	33
Arenas	14	50
Cuarzo perpendicular c	32	84
Cuarzo paralelo c	53	109
Vidrio	9	35
Aire 20°C	211	1,3
Agua 20°C	1,5	38,5
Agua 100°C	1,7	39,3

La ley de conductividad térmica de Fourier (CT), o “ley de conducción térmica”, es muy relevante para el cálculo de la transferencia de calor. Establece que la velocidad a la que se transfiere calor a través de un material dado es proporcional al valor negativo del gradiente de temperatura, y también, es proporcional al área por la que fluye el calor, pero inversamente proporcional a la distancia entre los dos planos isotérmicos. A partir de la cual se obtiene su fórmula:

$$k = Q \cdot d / A \Delta T \quad (8)$$

Donde:

k es Conductividad térmica

Q es la cantidad de calor transferido a través del material en Julios/segundos o W (vatios)

d es la distancia entre los dos planos del material

A es el área de la superficie de material en metros cuadrados

DT es la diferencia de temperaturas en las dos caras del material (temperatura del lado más caliente menos la del lado más frío ($T_{\text{calor}} - T_{\text{frio}}$)).

En condiciones ambientales, es un parámetro vital en la determinación del flujo de calor, el modelado térmico y varios propósitos de geoingeniería (Eswara Rao *et al.*, 2022). Se acepta generalmente que la anisotropía de las rocas afecta su conductividad térmica (Birch y Clark, 1940; Davis *et al.*, 2007; Wang *et al.*, 2021). Muchas rocas metamórficas y sedimentarias laminadas conducen el calor preferentemente en dirección paralela a sus planos de estratificación por la presencia de minerales de mica anisótropos (Tabla 7).

Los factores que influyen en la CT pueden resumirse brevemente como fábrica interna + entorno externo. Las rocas son típicamente medios porosos geológicos multifásicos y multicomponentes, y la composición mineral, la porosidad, la saturación de agua, las características del grano (tamaño, forma, disposición, distribución y orientación), la estructura porosa, el área superficial específica, etc., son todos parte de los elementos de la fábrica rocosa (Brigaud y Vasseur, 1989). La conductividad térmica (CT) constituye un parámetro macroscópico significativo de la propiedad térmica de las rocas, que proporciona soporte de datos básicos para la evaluación de recursos geotérmicos, el cálculo del flujo de calor terrestre, el estado térmico profundo, la estructura térmica litosférica y otros estudios relacionados (Fuchs *et al.*, 2013). El estudio de la anisotropía de la conductividad térmica es fundamental para realizar cálculos más precisos del flujo de calor, estudios geodinámicos, el desarrollo y la utilización de roca seca y caliente, y la simulación de la transferencia de calor en yacimientos geológicos de residuos nucleares, entre otros (Jorand *et al.*, 2013).

Tabla 7. Conductividad termal (W/m/K) de diferentes rocas a partir de promedios de mediciones perpendiculares y paralelas a la anisotropía planar (tomado de Wang *et al.*, 2021).

Litología	Paralela	Perpendicular	Anisotropía
Gneiss	7,19	5,08	1,42
Caliza	7,90	5,90	1,34
Mármol	6,90	6,70	1,03
Esquisto	7,50	5,74	1,31
Arenisca	7,74	7,14	1,08
Cuarcita	11,80	7,00	1,69
Dolomita	9,50	9,35	1,02
Arenisca	5,46	5,59	1,19
Esquisto	6,03	3,62	1,67
Anhidrita	8,71	8,54	1,02
Filita	11,83	7,89	1,50
Arenisca cuarcítica	12,60	12,20	1,03
Arcilla	0,85	0,72	1,18
Caliza mudstone	1,17	0,81	1,45
Caliza	3,18	3,19	1,00
Arenisca	4,06	3,95	1,03
Pelita	2,73	2,56	1,08
Cuarcita	6,41	7,06	0,91
Granodiorita	2,59	2,59	1,00
Monzonita	2,78	2,76	1,01
Gneiss anfibolítico	3,10	2,56	1,21
Argilita	4,80	4,21	1,23

La anisotropía de la conductividad térmica puede ser importante para determinar los regímenes térmicos de la corteza superior, especialmente en cuencas sedimentarias donde la roca laminada y estratificada (lutitas y rocas ricas en arcilla) tiene un volumen significativo. Alareeq *et al.* (2013), indicaron a partir del análisis estadístico de los parámetros de las propiedades termofísicas de las muestras de pozos de secuencias jurásicas de la Cuenca Sabatayn (Yemen) que la conductividad termica está controlada macroscópicamente principalmente por la litología. Allí, la dolomita en estado seco, mostró una disminución de la CT con el aumento de la temperatura, de entre un 12,3 y un 27,5% en el intervalo de temperatura de 30 a 130°C en comparación con areniscas, lutitas, conglomerados y gneises (Guo *et al.*, 2017). Además, bajo las mismas condiciones de temperatura, excluyendo los efectos del contenido de agua y la fracción mineral, la CT de la dolomita disminuyó en función del tamaño del grano mineral (Gyu-Hyun Go *et al.*, 2016).

Las rocas que actúan de reservorio de hidrocarburos presentan, en general, mayores conductividades térmicas que pueden oscilar entre 3,05 y 3,2 W/m/K facilitándose la transferencia del calor producido y contribuye con la preservación de los hidrocarburos evitando su degradación (Schön, 1996).

CONSECUENCIAS TECTÓNICAS

En toda interpretación estructural de ambientes rocosos con objetivos exploratorios y/o productores de fluidos geoeconómicos, la temperatura es un factor omnipresente. Se debe tener en cuenta ya que influye en la modificación de las respuestas deformativas de los materiales involucrados a la acción de los campos de esfuerzos y sus consecuencias en las relaciones entre los fluidos y los macizos rocosos que deforman sus reservorios.

Respuesta frágil vs. dúctil ante la aplicación de un campo de esfuerzos

El incremento de la temperatura, al igual que la presión confinante, son dos fenómenos físicos en la corteza terrestre que varían en función de la profundidad y determinan modificaciones a los límites de resistencia y del modo en el que evolucionan las rocas cuando se los supera (Abdulagatov *et al.*, 2006). En el caso de la temperatura, como fue descripto más arriba, el gradiente geotérmico expresa esta variación que se estima en el orden de los 30°C por cada 1.000 m de profundidad. Puede ser mayor en ambientes basamentales con respecto a los depocentros sedimentarios debido a que se rellenan con materiales superficiales mas frios. En los ensayos mecánicos a la compresión simple (Gdoutos y Konsta-Gdoutos, 2024) se observa que, independientemente de la naturaleza litológica del material analizado, a medida que se incrementa la temperatura todos los materiales disminuyen su resistencia. Además, la transformación geométrica producida se resuelve adoptando mayor deformación continua o plástica (Figura 3). Esta respuesta deformativa es sensible a la composición interna de los materiales, donde pequeñas variaciones composicionales, granulométricas y anisotrópicas influyen en las respuestas. Al respecto, Fowler (1995) determinó que los cambios faciales y/o texturales de una misma roca condicionan la respuesta a la deformación debido al ajuste e interrelación de los diferentes minerales constituyentes por cambios de tamaños, composiciones mineralógicas y hábitos (Figura 3A). En el caso de rocas constituidas por elementos con diferentes límites de resistencia debido a la temperatura, como por ejemplo conglomerados polimícticos, puede ocurrir que: a) todos los clastos sean deformados uniformemente cuando la intensidad de la temperatura supere sus límites y determine un clivaje subparalelo en su matriz, o b) solamente algunos de ellos se deformen heterogéneamente cuando la intensidad de la temperatura no sea suficiente y determine un clivaje envolvente y sombras de presión en torno a los clastos no deformados (Figura 3B).

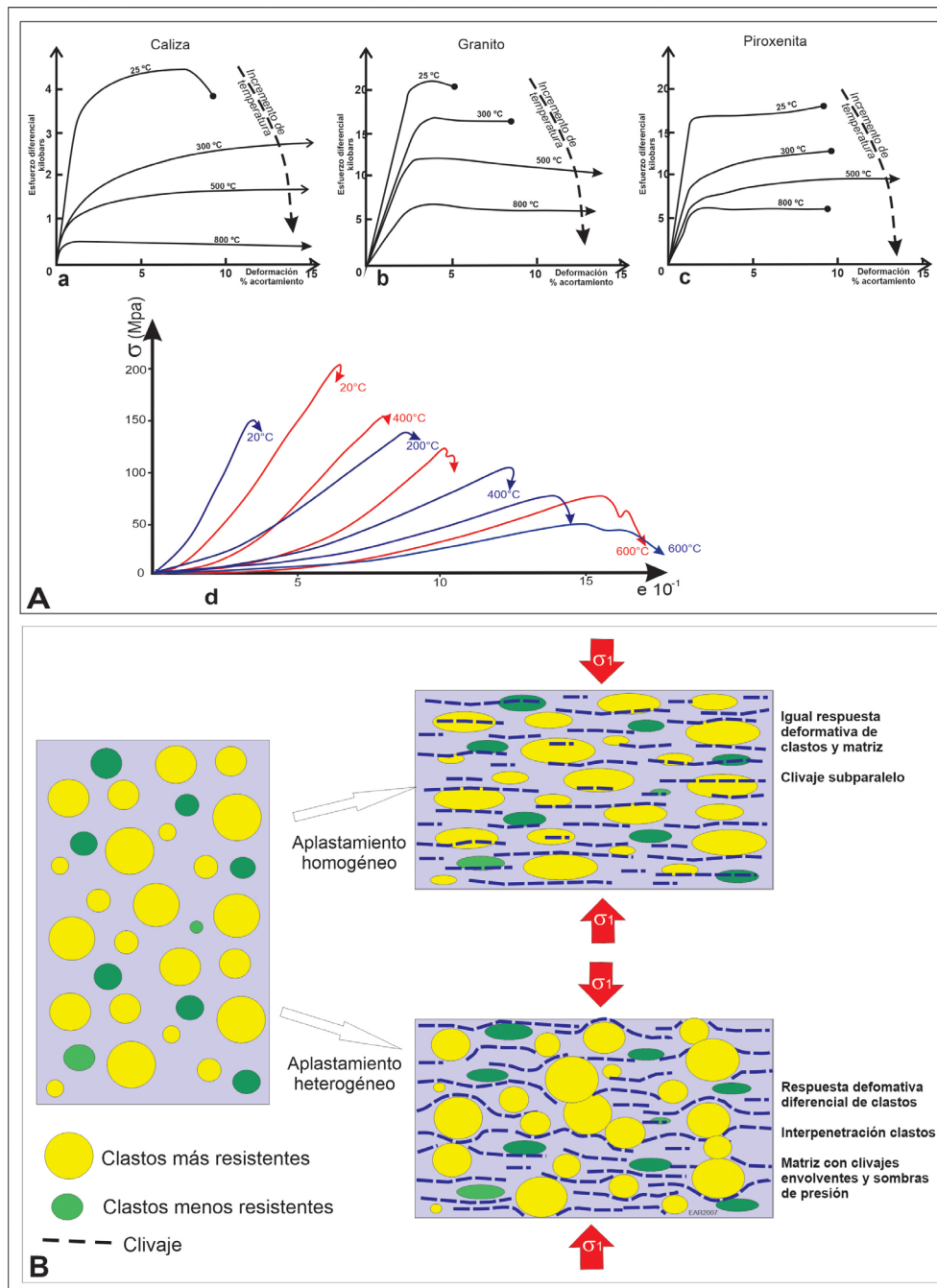


Figura 3. A: Ejemplos de la modificación de la resistencia de los materiales debido al incremento de la temperatura a partir de diagramas binarios de esfuerzos diferenciales vs. porcentaje de deformación. **a:** Caliza, **b:** Granito. **c:** Piroxenita donde en todos los casos ante un aumento de la temperatura disminuye la resistencia y la deformación adquirida es continua por comportamiento dúctil (tomada de Rossello y Gallardo, en prensa). **d:** Ejemplo de comportamiento a la resistencia por compresión simple debido a la influencia de la temperatura de dos facies graníticas: el granito Remiremont (azul) y el granito Senones (rojo) (tomados de Houpert y Homand, 1988). **B:** Ejemplos de deformación de un conglomerado con dos tipos de clastos con diferentes límites de resistencia debido a la temperatura que pueden exhibir: un aplastamiento homogéneo cuando por efecto de la temperatura se superan ambos (aplastamiento homogéneo), o solamente uno (aplastamiento heterogéneo).

Relaciones de fluidos vs. reservorios

La relación entre los fluidos y los sólidos que constituyen sus reservorios es un tema propio de la Física donde la fracturación oportuna y persistente del macizo rocoso es una condición indispensable para favorecer el transporte y acumulación de los fluidos mineralizantes, sean líquidos (hidrocarburos, agua) como gaseosos (hidrógeno, metano, etc.) (Warren y Root, 1963; Stearns y Friedman, 1972; Saidi, 1987; Nelson, 2001; Aguilera, 1980; Tiab y Donaldson, 2004). Los fluidos son sustancias que no tienen ni volumen ni forma propia y se deforman continuamente bajo la aplicación de un esfuerzo, por muy pequeño que sea. La transición de un estado líquido a gaseoso o viceversa, se produce por variación de presión y temperatura definida por su punto de ebullición (Zemansky, 1985; Zimmerman, 1989).

Estas determinaciones petrofísicas de reservorios y estados físicos de los fluidos contenidos son fundamentales para el desarrollo de yacimientos naturalmente fracturados. A su vez, son esenciales para analizar las oportunidades de explotación de manera económicamente beneficiosa (Aguilera, 1980). La relación de los fluidos con sus reservorios influye en sus entrapamientos, vías de migración y geometrías de las mineralizaciones. Su aprovechamiento depende de la potencialidad de los recursos en función de sus volúmenes explotables, facilidades logísticas e impactos ambientales (Talbot y Sirat, 2001).

La relación de los fluidos sean hidrocarburos, aguas, hidrógeno y/o anhídrido carbónico y los relacionados con las mineralizaciones mineras con respecto a sus reservorios puede ser:

- i) Relación autóctona cuando los fluidos se generan, circulan y se acumulan únicamente dentro de los reservorios, o
- ii) Relación alóctona, cuando los fluidos provienen de sectores externos.

Los fluidos se emplazan en poros y fisuras de los reservorios en aperturas desde milimétricas a decimétricas, dicotómicas, dispuestas en direcciones aleatorias multiescalares en entramados ramificados como las estructuras *stockwork*, que controlan espacialmente la precipitación de minerales y de sus consecuentes alteraciones en grandes volúmenes (Seedorff *et al.*, 2008; Robb, 2005; Woodcock y Mort, 2008; Frenzel y Woodcock, 2014; Pabst *et al.*, 2018). Así, se contribuye para que los fluidos puedan circular y acumularse en el macizo rocoso al proporcionarle porosidad y permeabilidad cuando originalmente no la tengan para condicionar una mejora de las propiedades de almacenamiento y circulación de fluidos (Figura 4).

La frecuencia de la distribución espacial de las discontinuidades o fracturas en un macizo rocoso sedimentario es dependiente de la estratificación y/o laminación de las capas involucradas, de modo que cuando ésta es más apretada más alta es la frecuencia y viceversa (Figura 4A). También, la potencia de la capa involucrada determina que cuando es más delgada se presenta una mayor frecuencia de fracturas y viceversa (Figura 4B).

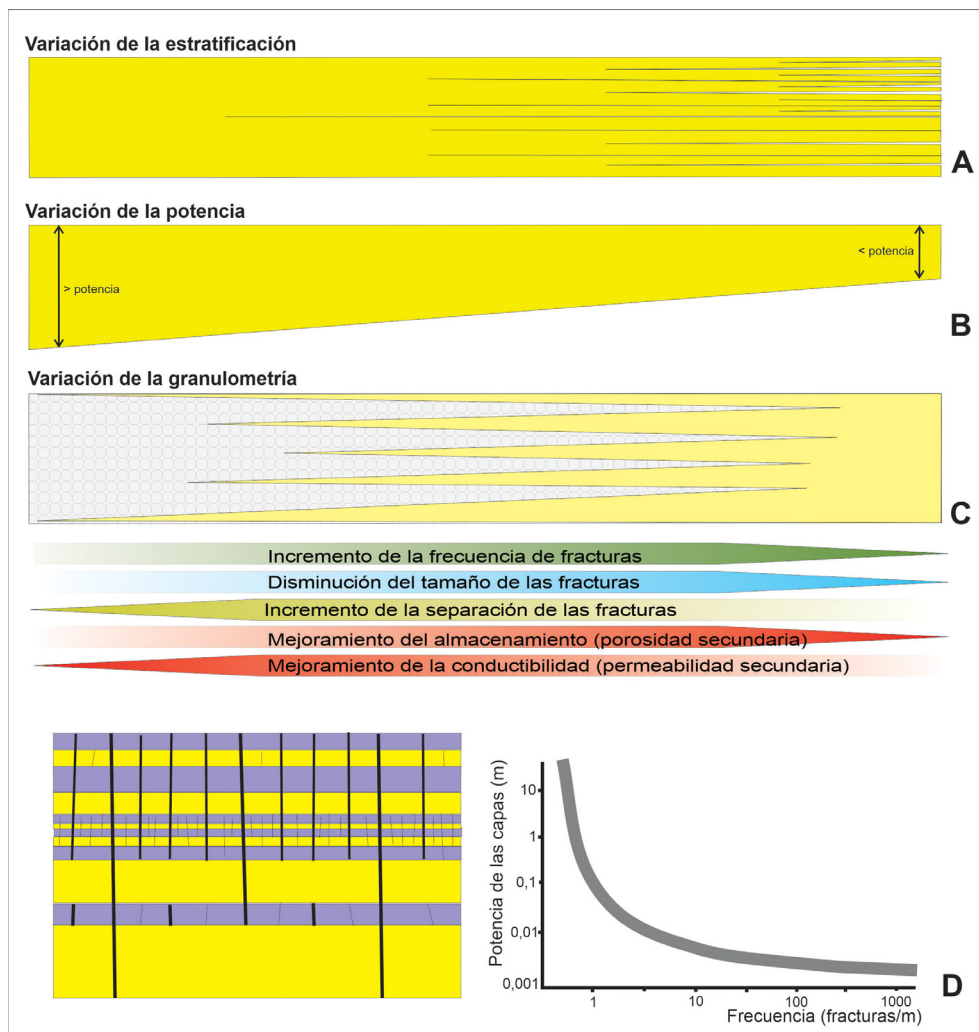


Figura 4. Influencia de la litología en el desarrollo de fracturas. **A:** influencia de la variación de la estratificación-laminación. **B:** influencia de la variación de la potencia. **C:** Influencia de la variación de la granulometría. **D:** Relación entre la frecuencia de fracturas y la potencia de las capas involucradas.

Igualmente, el tamaño de la granulometría puede influir en la distribución de las fracturas concentrándolas donde es menor (Figura 4C). Estos condicionantes, de manera individual o conjuntamente, pueden generar una distribución de las fracturas de un modo muy particular, donde la frecuencia de discontinuidades (expresada en cantidad por unidad de longitud) *versus* la potencia de las capas exhiben una relación asintótica (Figura 4D).

Las situaciones geomecánicas (Zoback, 2006; Sibson, 2020; Rossello y Gallardo, 2022) causantes de la generación de discontinuidades dilatantes dentro del macizo rocoso se pueden relacionar con:

a) La distribución 3D del fracturamiento, tanto por diaclasamiento, como de los ambientes distensivos del fallamiento vinculados con flexuras, resaltos y/o terminaciones y

b) La generación de porosidad y permeabilidad por fenómenos de contracción-expansión térmica diferencial.

Entre las posibilidades teóricas para que la fugacidad de un fluido mineralizante aproveche discontinuidades que le permitan circular en el medio rocoso se encuentran (Figura 5):

– Las pasivas, debida al aprovechamiento de la porosidad efectiva con una permeabilidad mínima original o mecanismos más complejos como los de difusión sólida (Seedorff *et al.*, 2008); o

– Las activas, que se producen por la incorporación de energías externas al medio debido a la acción de campos de esfuerzos como la propia energía hidráulica de los fluidos inyectados. Estos mecanismos producen las aberturas necesarias para permitir la movilidad dentro del medio sólido (*e.g.* fracturamiento y relleno, hidrofracturamiento, bombeo sísmico, etc.).

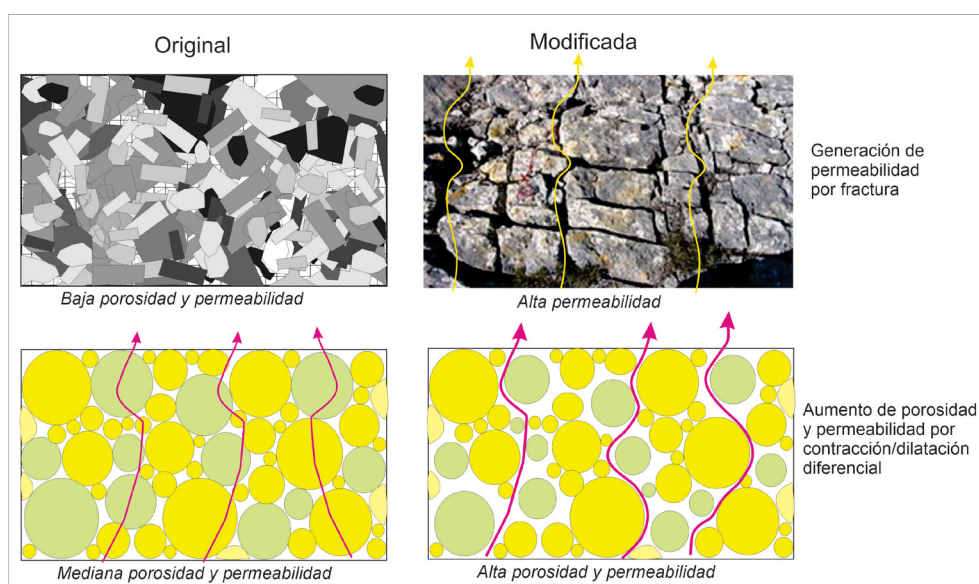


Figura 5. Esquemas de reservorios con discontinuidades que permiten la permeabilidad y porosidad primaria original y secundaria modificada.

Las moléculas de los fluidos, al estar liberadas, son muy pequeñas al punto de necesitar mínimos espacios en el sólido para circular y distribuirse. Las variaciones de densidad y viscosidad de los fluidos resultan en un importante factor determinante de la movilidad y el almacenamiento en los sólidos que actúan de reservorios. Se considera que el hidrógeno exhibe una movilidad mayor debido a su menor tamaño molecular comparativo y complementado por su baja densidad, viscosidad y solubilidad con respecto a los hidrocarburos (Tabla 8).

Tabla 8. Comparación de las propiedades del hidrógeno, metano y gasolina (tomado de Małachowska *et al.*, 2022).

Propiedad	Hidrógeno	Metano	Gasolina
Densidad en condiciones estándar (kg/m ³)	0,082	0,657	751
Viscosidad en condiciones estándar (Paseg)	0,89 10 ⁻⁵	1,1 10 ⁻⁵	0,39 10 ⁻³
Densidad de energía gravimétrica (MJ/kg)	120 – 143	50 – 55,5	44 – 47,3
Densidad de energía volumétrica (MJ/L)	0,017	0,0378	34,2
Coefficiente de difusión en agua a 25°C (m ² /seg)	5,13 10 ⁻⁹	1,85 10 ⁻⁹	
Límite de flamaridad (vol % en aire)	4 – 75	5,3 – 15	1 – 7,6
Número de octanos	>130	125	87
Temperatura de auto ignición (°C)	585	540	246-280

El hidrógeno exhibe importantes modificaciones de su densidad, viscosidad y solubilidad con respecto a la profundidad de su localización en la corteza terrestre (Figura 6). Estas variaciones deben ser tenidas en cuenta en proyectos vinculados con su exploración y producción.

A medida que aumenta la presión de sobrecarga o enterramiento de las capas suprayacentes la permeabilidad y porosidad de potenciales reservorios de fluidos disminuye, ya que se reduce el tamaño de los poros por efecto del confinamiento. Entonces, se hace más dificultoso el recorrido del fluido que desea fluir a través de la roca (Figura 7).

Si bien los espacios disponibles en los sólidos son casi despreciables para facilitar la fugacidad de los fluidos, el tiempo que puede insumir este proceso en la Naturaleza es enorme lo que permite que poco a poco vaya escapando una molécula tras otra hasta completar la total descarga del fluido contenido (Buntebarth y Schopper, 1998).

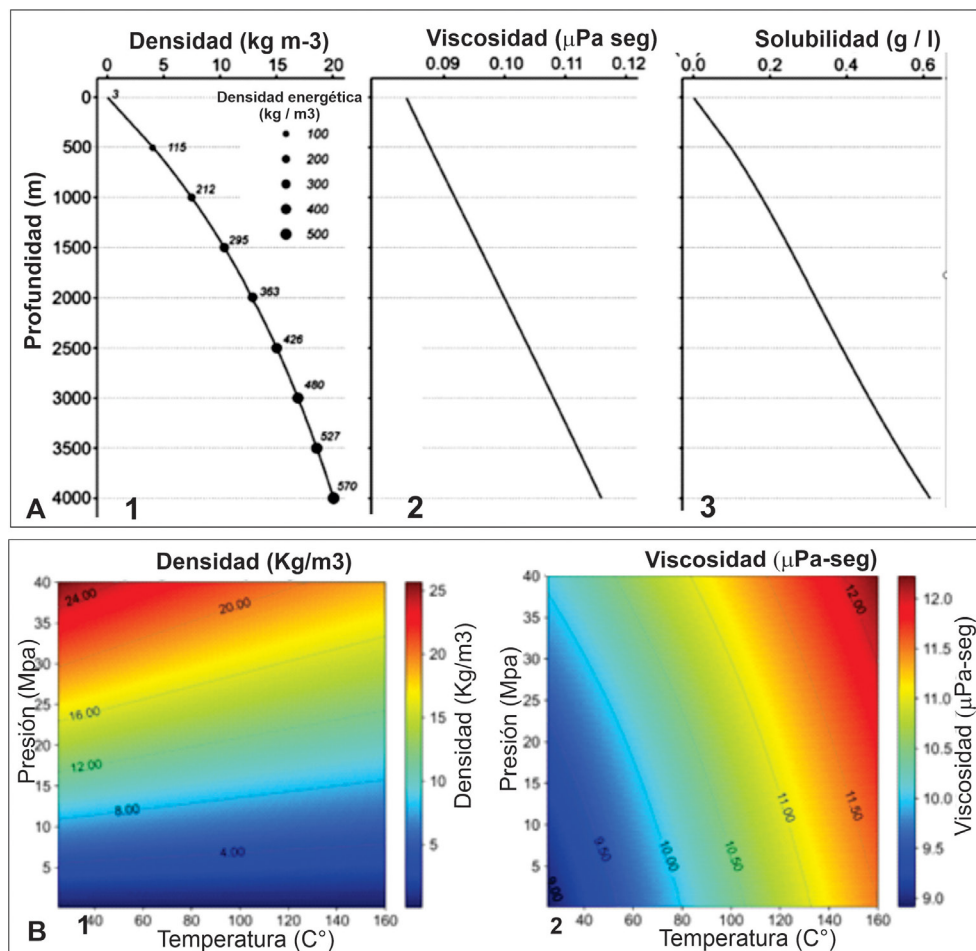


Figura 6. Propiedades del hidrógeno en función de la profundidad del yacimiento. **A:** Densidad del hidrógeno, con círculos a escala que representan la densidad de energía del hidrógeno para un metro cúbico de roca del yacimiento con una porosidad del 20%; **B:** viscosidad; y **C:** solubilidad en agua pura con la profundidad. Basado en un gradiente geotérmico de $0,033^{\circ}\text{C m}^{-1}$ y un gradiente hidrostático de 10 kPa m^{-1} . **D:** Densidad (Kg/m^3) y viscosidad dinámica (mPa.s) del hidrógeno a condiciones de presión y temperatura típicas en un sistema de almacenamiento subterráneo usándose las propiedades fundamentales del hidrogeno como un gas ideal (tomada de Osman *et al.*, 2022).

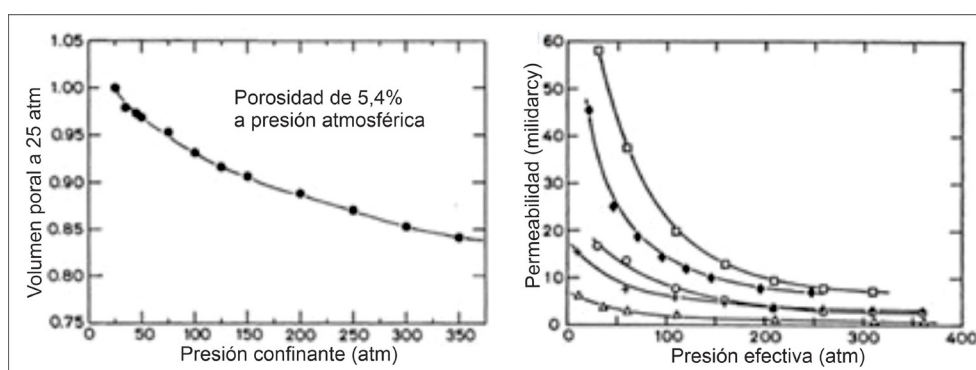


Figura 7. Variaciones de la porosidad (**A**) y permeabilidad (**B**) de un reservorio de arenisca debidas a la presión confinante (tomada de Rossello y Laprea-Bigott, 2023).

Consecuencias de las contracciones-expansiones diferenciales

La contracción térmica diferencial de minerales puede incluirse dentro de las posibilidades pasivas para la circulación de fluidos que, si bien opera a escala microscópica, puede también introducir importantes modificaciones físicas al volumen rocoso. De esta manera, los efectos de las variaciones de la temperatura en la roca anfitriona desarrollan condiciones físicas más favorables para que un fluido mineralizante encuentre los espacios para su emplazamiento y precipitación (Dilles, 1987; Tosdal y Richards, 2001; Jun Li *et al.*, 2017).

Rossello *et al.* (2022) propone que la contracción térmica diferencial en los rangos de temperatura de equilibrio del cuarzo en su transición a-b puede constituirse en un fenómeno microtectónico importante para generar espacios que produzcan condiciones favorables para el emplazamiento de mineralizaciones y alteraciones diseminadas. Este proceso puede contribuir de manera substancial al origen, la circulación, el transporte y el emplazamiento de fluidos mineralizantes diseminados de grandes volúmenes rocosos que sufran cambios de temperaturas en su historia geológica. Así, son capaces de generar dilatancia por contracción-dilatación térmica diferencial con historias termocrecientes y termodecrescientes, tanto en rocas heterominerales como monominerales.

Cuando una roca sufre cambios térmicos, los diferentes constituyentes minerales, con valores particulares valores de dilatación térmica, tienden a producir discretos cambios relativos de tamaños y formas que pueden crear un estado de inestabilidad. Estos mecanismos determinan una disminución de la resistencia mecánica favoreciendo su deformación y la generación de fracturas y poros intergranulares. Aunque estos mecanismos ocurren en escalas reducidas para grandes volúmenes y tiempos significativos, pueden dar lugar a una sumatoria de pequeños desajustes, que en conjunto, pueden generar dilatancias apreciables del volumen rocoso, coetáneamente con la formación de depósitos minerales. De este modo, la modificación volumétrica relativa de los minerales constituyentes de una roca constituida por cristales de cuarzo puede contribuir al colapso de su resistencia sometida a deformación durante un cambio térmico (Figura 8).

Los valores de porosidad teóricos calculados para mezclas ideales de cuarzo con feldespatos arrojan valores de porosidad del orden del 1-2% (Rossello y Reynard, 1997) que resultan coherentes con los volúmenes de las mineralizaciones epigenéticas diseminadas en *stockwork*, brechas, vetillas e inclusiones que se conocen de muchos depósitos de tipo pórfido cuprífero (Rossello y Gallardo, en prensa). La consecuente pérdida de presión de los fluidos debida a la generación de dilatancia redundará en un efecto de ebullición de las fracciones fluidas residuales con una liberación de sus fases gaseosas, generalmente ricas en elementos mineralizantes incompatibles (Frenzel y Woodcock, 2014).

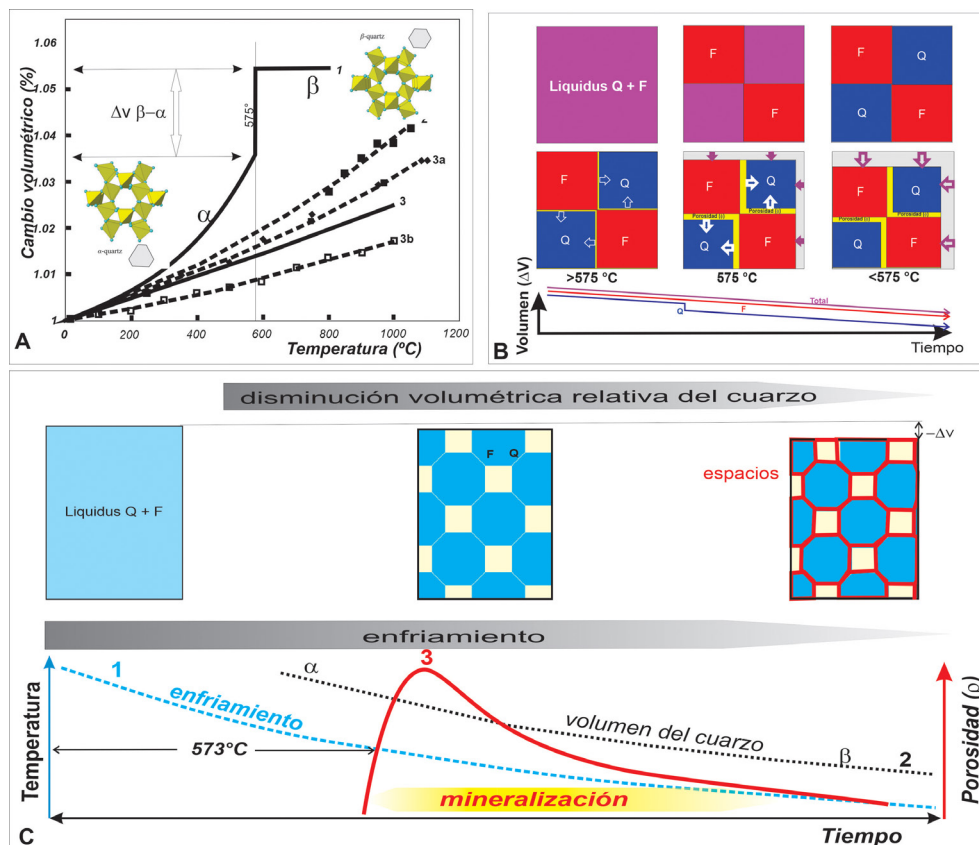


Figura 8. A. Comportamiento volumétrico del cuarzo y feldspatos en función de la variación de temperatura. B: Esquema de la disminución relativa del cuarzo con respecto al resto de los minerales formadores de roca en función del enfriamiento. C: Esquema de la generación de porosidad por contracción relativa del cuarzo y generación de ebullición por pérdida de presión (tomados de Rossello, 2007).

Este proceso de descompresión es el mecanismo disparador del aumento de la solubilidad de la sílice y liberación de fases gaseosas, generalmente ricas en elementos mineralizantes o con capacidad para distribuir elementos hacia las cúpulas de las litologías por las cuales se desplaza (Park y Mc Diarmid, 1975; Rossello y López-Isaza, 2023) (Figura 9). De acuerdo con Fournier (1999), el proceso de dilatancia por expansión térmica diferencial contribuye a la disminución relativa de presión por debajo de los 550°C y genera una porosidad que incrementa una mayor solubilidad de la sílice que promueve la permeabilidad, la separación de fases, el brechamiento y la formación de estructuras en *stockwork*.

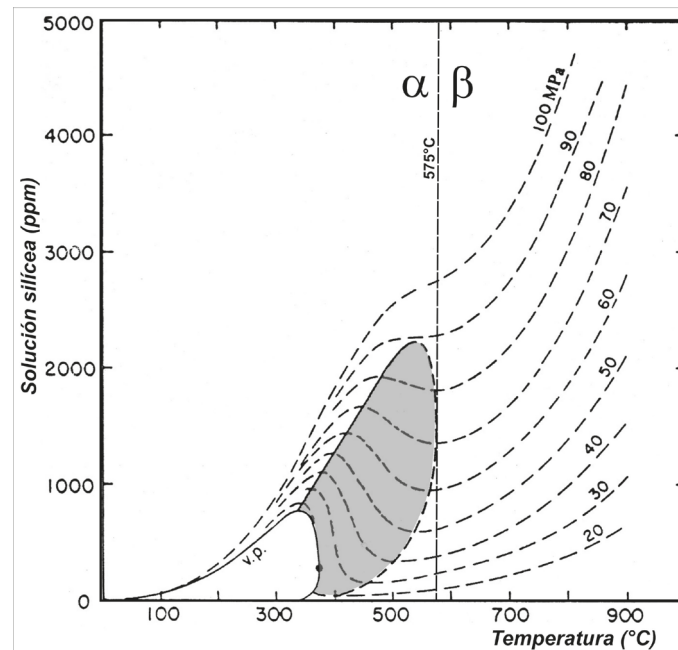


Figura 9. Solubilidades del cuarzo en agua (sílice en ppm) calculadas en función de la temperatura (°C) a varias presiones (funciones de Fournier y Potter, 1982). La zona grisada enfatiza la región de solubilidad retrógrada del cuarzo debidas a la transición cuarzo β – α (tomado de Skinner, 1966).

Rossello y Reynard (1997) consideraron dos casos límite para el comportamiento de los minerales sometidos a enfriamiento de un granito, a partir de considerar a los feldespatos como una fase simple a partir de su expansividad termal promedio: 1) una expansividad termal mínima promedio de $2.5 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ (promediándose al feldespato potásico y plagioclasa sin equilibrar), y 2) un máximo de expansividad termal definida partir de plagioclasas equilibradas. En ambos casos, la porosidad máxima que puede ser desarrollada por este mecanismo está comprendida entre alrededor de 0.4% para un granitoide con pobre contenido de cuarzo y 1.2% para una roca típicamente ácida (*e.g.* un granito rico en feldespatos con 30% de cuarzo) (Figura 10).

La disminución de la temperatura determina dos fases mineralizantes por variaciones volumétricas (Rossello *et al.*, 2022):

i) Subsólidos de baja temperatura en la que ocurre un cambio de volumen asociado a las fases Q-F y

ii) El brechamiento y la formación de microestructuras de enrejado o *stockwork*, en la que los cambios físicos y de volumen están relacionados a un proceso de contracción en estado semi-sólido y sólido.

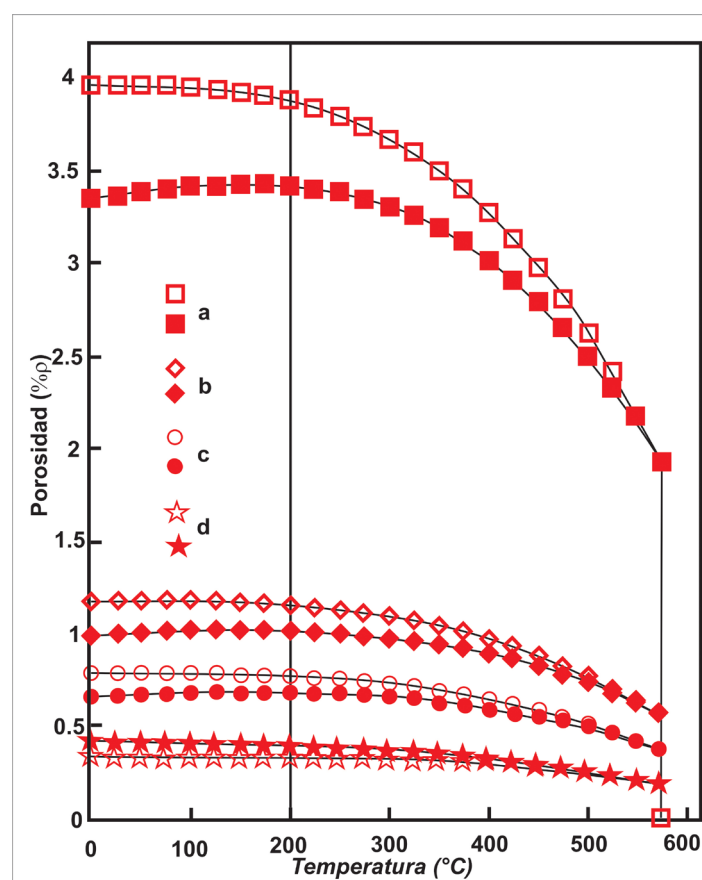


Figura 10. Relación de la porosidad en función de la temperatura para a) cuarzo; b) feldespato alcalino; c) albita; d) anortita. Los signos abiertos (cuadrados, rombos, círculos y estrellas) se basan en una expansividad térmica mínima promedio de $2.5 \times 10^{-5} \text{K}^{-1}$ (promediándose al feldespato potásico y plagioclasa sin equilibrar). Los signos cerrados indican un máximo de expansividad térmica definida a partir de plagioclasas equilibradas (tomado de Rossello y Reynard, 1997).

Cuando las sustancias minerales comienzan a cristalizar se inicia un proceso caracterizado por las fases pneumatolíticas tardías, que son sucedidas por fases secundarias (epidota, clorita, sericita, sílice, etc). De esta manera, los fluidos sintectónicos circulan y encuentran ambientes dilatantes para su depositación a través fracturas finamente diseminadas a través de todo el sistema ya rocoso. En numerosos ejemplos de yacimientos porfíricos se describe a los brechamientos tipo stockwork con venillas multiescalares entrecruzadas como las más características estructuras portadoras de la mineralización económica (Tosdal y Richards, 2001; Seedorff *et al.*, 2008). De este modo, el medio adquiere una mayor porosidad y gracias a la mayor solubilidad se incrementaría no solo la mayor cantidad de fluidos ricos en sales disueltas, sino que además éstas tendrán mayor facilidad de circulación. El transporte de fluidos y su emplazamiento dentro de un cuerpo rocoso se vería favorecido por la creación de innumerables vías de circulación que producen las microfisuras generadas a partir de los contactos interminerales (Jun Li *et al.*, 2017).

El emplazamiento de los fluidos mineralizantes a lo largo de venas, se concentra en los sectores donde el macizo rocoso experimente las mayores diferencias térmicas durante la historia inmediatamente anterior a la llegada de esos fluidos. Debido a la menor densidad los fluidos hidrotermales constituidos por mezclas acuosas y gases tenderán a concentrarse sobre sus cúpulas desde donde cristalizan en los espacios disponibles generados por las variaciones volumétricas diferenciales de los minerales de la roca encajante y las fracturas debidas a la deformación tectónica. Algunas de estas últimas pueden afectar niveles cuspidales y permitir el escape de fluidos que determinan la formación de depósitos hidrotermales progresivamente de menor temperatura en porciones más someras de los encajantes y en la periferia de los cuerpos intrusivos produciendo asociaciones paragenéticas de minerales y alteraciones superpuestas. De esta manera, tal como mencionan Guilbert y Park (1986), se apoya la idea que algunos depósitos de minerales diseminados y/o pegmatitas graníticas se relacionan genética y espacialmente con los fluidos tardíos en las cúpulas de los cuerpos ígneos relacionados (Figura 11).

Tal como ocurre en un picnómetro que se utiliza para la medición de pequeños cambios volumétricos de los líquidos., un pequeño cambio de un fluido en el bulbo corresponde a una gran variación en el capilar. De este modo, mínimos incrementos volumétricos de los fluidos diseminados concentrados en las cúpulas pueden representar grandes cambios en zonas dilatantes discretas de fallamientos de las zonas cuspidales y de la periferia de sus rocas encajonantes (Figura 11).

La fenomenología del origen de las dilatancias en ambientes sedimentarios, rocas cristalinas y/o en campos volcánicos, también puede ser de gran interés para la distribución de fluidos en zonas de alto gradiente térmico para favorecer campos geotérmicos. En este sentido, toma gran relevancia el entendimiento regional de los procesos tectónicos, dada su capacidad para ser mecanismos conectores entre los ambientes profundos más calientes con los ambientes someros (Faulds *et al.*, 2006; Barcelona *et al.*, 2019; Duwiquet *et al.*, 2019; Siler *et al.*, 2019; Sibson, 2020).

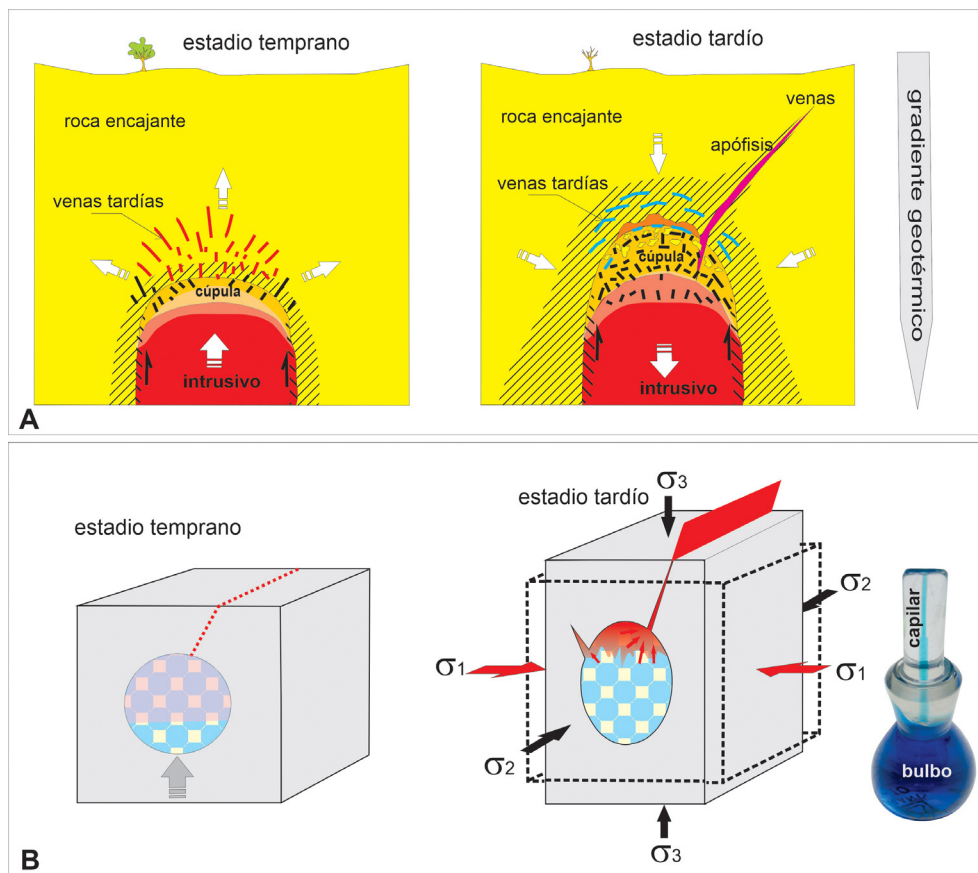


Figura 11. Influencia de la contracción térmica diferencial en la generación y emplazamiento de fluidos mineralizantes. **A)** Estadios temprano y tardío simplificados de la distribución de fluidos mineralizantes sobre la cúpula del cuerpo granítico en proceso de consolidación y enfriamiento. **B)** Esquemas que muestran el comportamiento del escape de fluidos mineralizantes desde la cúpula del intrusivo granítico comparado con la movilidad de un fluido en un picnómetro (adaptadas de Rossello *et al.*, 2022).

Relación temperatura vs. densidad: diapirismo

La **densidad absoluta** de la masa de una sustancia (ρ) es el cociente entre la masa y el volumen que ocupa, siendo su unidad de medida en el Sistema Internacional de Unidades expresada como: kg/m^3 . De acuerdo con esta definición, la densidad tiene una fórmula dada por:

$$\rho = \frac{m}{V}$$

Donde ρ es la densidad, m es la masa y V el volumen.

La gravedad específica, es la densidad de una sustancia respecto a otra que se toma como referencia. Para sólidos y líquidos esta sustancia de referencia es el agua a 4 °C y 1 atm de presión y para los gases es el aire seco. Se calcula mediante:

$$\text{Densidad relativa} = \text{densidad del material} / \text{densidad del agua}$$

Tanto la densidad del material como la del agua deben medirse bajo idénticas condiciones de presión y temperatura, y expresarse en las mismas unidades.

De acuerdo con la terminología habitualmente utilizada, los diapiros (de la palabra griega *diaperein*: diaperein, ‘perforar’ o ‘atravesar’) son intrusiones dúctiles ascendentes, cualquiera sea su dinámica y naturaleza, que ocurren en la corteza (Figura 12). Esto se aplica para volúmenes de diferentes materiales fluidos, tanto de origen magmático como sedimentario (hialosalinos o argilocinéticos), y con densidades inferiores a sus encajantes, debido a la acción de la fuerza gravitatoria (Braunstein y O’Brien, 1968; Bolås *et al.*, 2004; Rossello *et al.*, 2022).

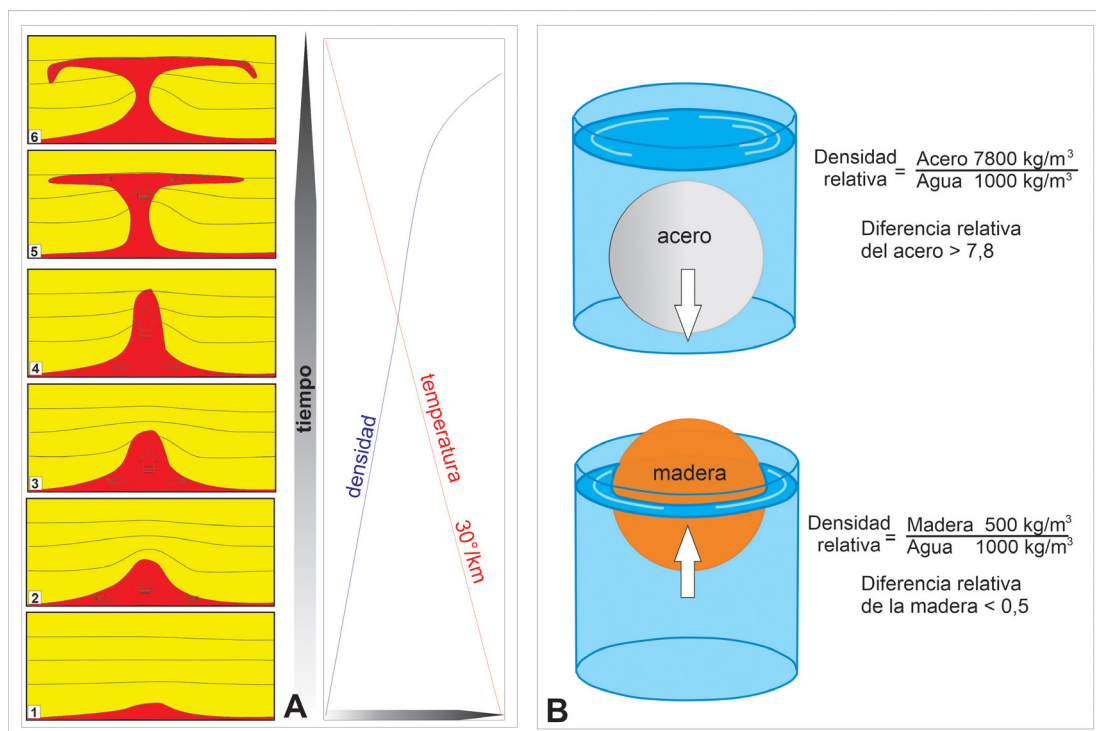


Figura 12. A: Esquema evolutivo del diapirismo desde su horizonte profundo de arranque hasta el nivel de estabilización superior. B: Esquemas de densidad relativa entre el acero y la madera sumergidos en agua.

La temperatura influye directamente en la densidad de las rocas ya que con un aumento de la temperatura aumenta el volumen y por lo tanto la densidad disminuye, obligando a establecer un nuevo nivel de equilibrio más somero. De este modo, un volumen de roca aumentará al profundizarse en la corteza terrestre por el gradiente geotérmico y, por lo tanto, su densidad disminuirá produciéndose una inestabilidad que deberá ser recuperada volviendo a ascender. Así, un determinado volumen ascenderá por su menor densidad relativa hasta niveles donde se equilibre con las densidades de las litologías circundantes.

Si el aporte de material subyacente se mantiene, el diapiro se extenderá horizontalmente, pudiendo incluso volver a descender si observa enfriamiento que provoque una contracción y el correspondiente aumento de su densidad (Vigneresse, 2007). Así, el diapiro adquirirá una típica morfología de champiñón o tachuela (Figura 12). En el caso de diapirismo sedimentario, la variación de densidad hacia los niveles basales de la secuencia se debe a litologías evaporíticas de baja densidad y a fenómenos diagenéticos que modifican los contenidos de fluidos y gases en el caso de los diapiros argilocinéticos. En ambientes sedimentarios con altas tasas de sedimentación donde no se llega a expulsar el volumen de fluidos asociados (particularmente el agua de formación), quedan soterrados niveles con menor densidad que los suprayacentes disparando su diapirismo. Para simular este comportamiento, Cobbold *et al.* (1989) realizaron los primeros modelos analógicos con mezclas de siliconas que permitieron reconocer la influencia de diferentes tasas de sedimentación sin- a post-sedimentarias de secuencias suprayacentes sobre los niveles menos densos y viscosos, induciendo el desarrollo del diapirismo simulado.

Los modelos comprobaron que la tasa de depositación de las sucesivas secuencias sedimentarias suprayacentes influye en la determinación de inestabilidades por soterramiento, al modificar las condiciones de presión y temperatura dependientes de la profundidad. En función de las tasas de sedimentación de las secuencias suprayacentes, se puede bloquear si se incrementa la tasa de sedimentación o desencadenar el proceso ascendente de las secuencias infrayacentes menos densas si la tasa de sedimentación disminuye (Figura 13). La menor densidad de los materiales infrayacentes de naturaleza sedimentaria resulta de la presencia de aguas de formación que por su rápida depositación no tuvieron la oportunidad de ser expulsadas. De esta manera, no resultan indispensables escenarios tectónicos que aporten esfuerzos tangenciales para producir el diapirismo (Cobbold *et al.*, 1989; Talbot, 1995; Rossello *et al.*, 2022).

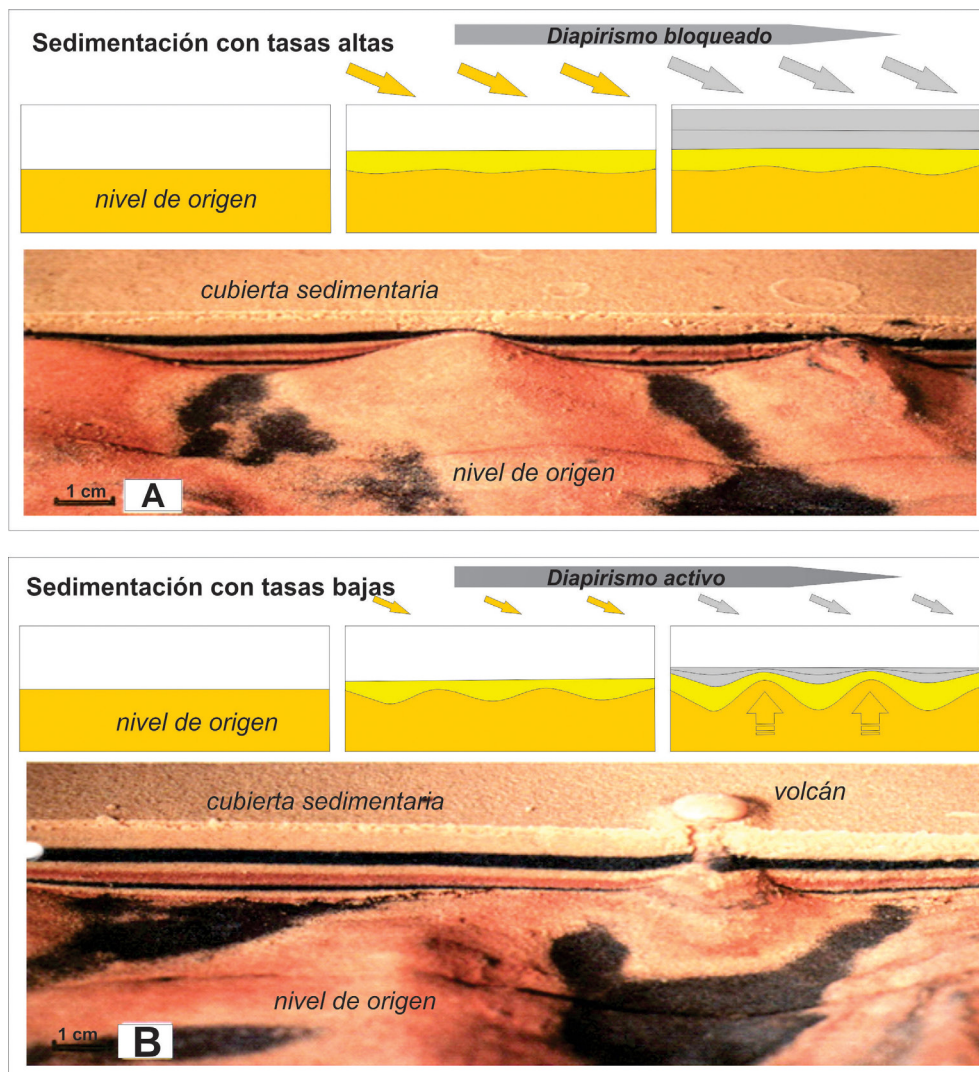


Figura 13. Vistas de los primeros modelos físicos analógicos y esquemas simplificados sobre la generación de diapirismo en función de las tasas de sedimentación de las secuencias suprayacentes (nivel de origen: siliconas; cubierta sedimentaria: arenas). **A.** Bloqueo del diapirismo por tasa de sedimentación alta. **B.** Evolución del diapirismo sin-sedimentario incentivado por tasa de sedimentación baja. La escala: 1 cm (tomado de Cobbold et al., 1989).

DISCUSIÓN

Consecuencias tectónicas corticales de la temperatura

Desde un punto de vista tectónico, Scholz (1988) propuso un modelo cortical basado en el flujo calórico de la región del fallamiento San Andres (Figura 14), donde la zona de transición entre el comportamiento frágil friccional y dúctil está determinado por la deformación del cuarzo a unos 300°C y de 450°C para el feldespato de acuerdo con un gradiente geotermal (Lachenbruch y Sass, 1980).

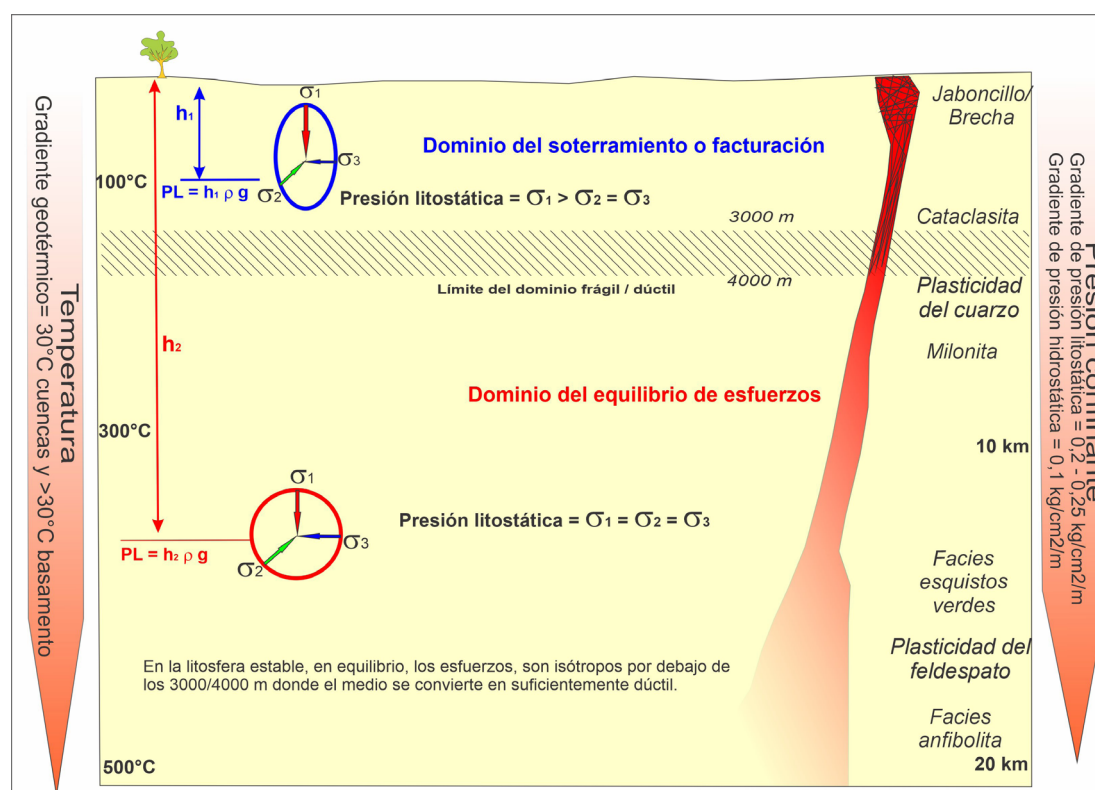


Figura 14. Esquema sobre el incremento de la distribución en profundidad de la temperatura y presión confinante en la corteza terrestre y su respuesta deformativa diferencial en un Dominio discontinuo somero y un Dominio continuo profundo (modificada de Scholz, 1988).

A medida que se profundiza en la corteza terrestre debido a la presión litostática por soterramiento el campo de esfuerzo actuante de la deformación pasa de un ambiente somero dominado por respuesta discontinua (frágil) a un ambiente profundo dominado por respuesta continua (dúctil) por sus esfuerzos individuales de modo igualitario. Este cambio transicional de comportamiento se localiza dependiente de las densidades de las litologías involucradas en torno a los 3 a 4 km (Scholz, 1988). El cambio de respuesta continua o dúctil en función de la profundidad se debe a que el campo de esfuerzos litostático pasa de ser anisotrópico en niveles someros a isotrópico en profundidad. Este comportamiento es equivalente al Principio de Arquímedes donde la igualdad entre los esfuerzos principales máximos que no favorecen la generación de fracturas de acuerdo con los criterios de ruptura de Mohr-Coulomb (Staat, 2021). De este modo, cuando una roca se somete a esfuerzos por debajo de este límite frágil-dúctil las condiciones mecánicas no favorecen el desarrollo de fracturas. Este límite de comportamiento deformacional se define por la estabilidad de la cristalinidad del cuarzo a aproximadamente 300°C y la plasticidad cristalina del feldespato a aproximadamente 450°C (Scholtz, 1988) (Figura15).

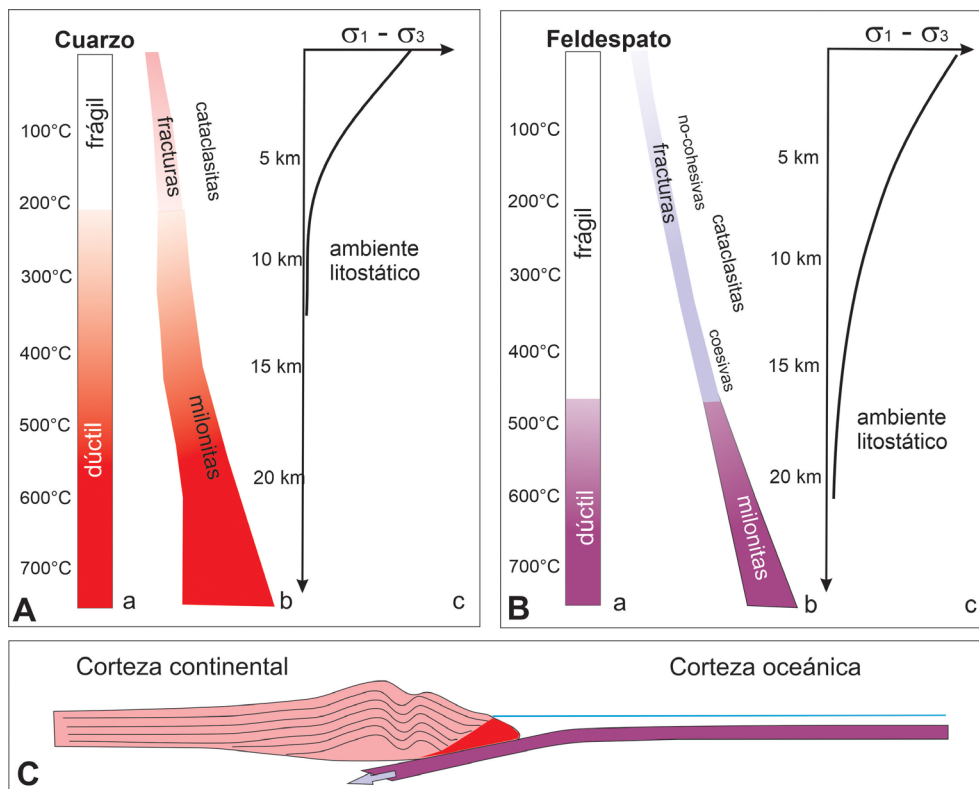


Figura 15. **A:** a: Comportamiento reológico del cuarzo en función de la temperatura alcanzada en profundidad (adaptado de Stewart *et al.*, 1999). **b:** Respuestas deformativas (simplificado de Scholtz, 1988). **c:** Diferencia de esfuerzos en función de la profundidad donde alcanza un ambiente litostático. **B:** a: Comportamiento reológico del cuarzo en función de la temperatura alcanzada en profundidad. **b:** Respuestas deformativas. **c:** Diferencia de esfuerzos en función de la profundidad. **C:** Esquema idealizado del contraste mecánico entre la corteza continental y oceánica.

Desde el punto de vista megatectónico, las estructuras que afectan la corteza, tanto en extensión como en contracción tienden a expresarse preferencialmente de modo frágil hasta profundidades donde la temperatura modifica las condiciones mecánicas a ambientes más dúctiles donde se expresarán como zonas de cizallamiento (Figura 16). Se considera que la profundidad donde estas condiciones cambian se localiza a partir de los 3-4 km dependiendo de las litologías involucradas y las condiciones dinámicas (Anderson, 1951; Ramsay y Huber, 1983; Butler y Coward, 1984; Coward, 1984; Price y Cosgrove, 1990; Davis y Reynolds, 1996; Ries *et al.*, 2007; Healy *et al.*, 2012).

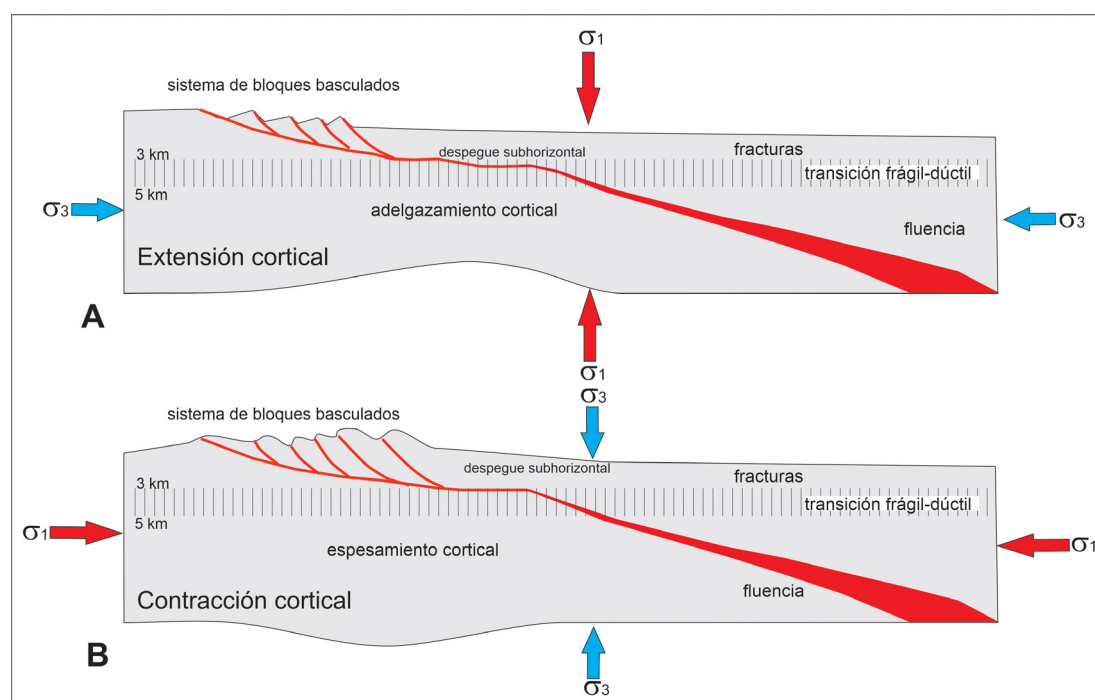


Figura 16. Esquemas del comportamiento mecánico cortical en extensión y contracción que varía de frágil a dúctil en función de la profundidad (adaptado de Coward, 1984).

La producción de calor radiogénico, la conductividad térmica y el flujo de calor en las unidades sedimentarias se ven fuertemente influenciados por la composición litológica, que depende originalmente del ambiente de sedimentación. Con mayor contenido de arcilla y menor de arena (cuarzo), la conductividad térmica y el flujo de calor disminuyen, mientras que la producción de calor radiogénico se mantiene alta, lo que contribuye a la conservación de la energía térmica (Lachenbruch y Sass, 1980). Las arenas limpias, con alto contenido de cuarzo y buena permeabilidad, pero con escasos o nulos minerales de arcilla o feldespatos, presentan una mayor conductividad térmica.

La producción de calor radiogénico aumenta en dirección opuesta a la conductividad térmica contribuyendo con la conservación del calor y, en consecuencia, a la maduración de la materia orgánica. Por ello, las sedimentos arcillosos son ideales para la generación de hidrocarburos, ya que su baja conductividad térmica permite la conservación del calor radiogénico, favoreciendo la transformación de la materia orgánica (Wetherill, 1966; Clauser, 1988).

Consecuencias de la temperatura en la distribución de fluidos

El análisis del control estructural de un depósito geoeconómico es un aspecto concreto y de fundamental importancia en el estudio de los yacimientos, trate de sustancias fluidas actuales como de las fósiles representadas por los minerales que cristalizaron de ellas. Este conocimiento no solo contribuye con la naturaleza de su génesis, sino también, para aportar ideas y guías en las tareas de prospección, exploración y explotación mineral. Las caídas de presión a causa del fracturamiento han sido consideradas como el principal factor de la formación de brechas y vetas enriquecidas en minerales, con una solubilidad dependiente de la presión (Bowers, 1991; Robert *et al.*, 1995; Wilkinson y Johnston, 1996). En fluidos complejos, la despresurización puede desencadenar cambios de fase significativos en el fluido, produciendo inmiscibilidad o ebullición, lo cual puede provocar precipitación instantánea o escape de los componentes más volátiles.

Las variaciones de volumen significativas cerca de la transición a-b del cuarzo durante las variaciones de temperatura en rocas ejerce un control microestructural de mineralización debido a los diferentes coeficientes de contracción-expansión térmica del cuarzo y los demás minerales formadores de roca. Rossello y Gallardo (en prensa) analizan los efectos que tiene la fuerte variación de volumen del cuarzo en su transición b-a durante el enfriamiento en el emplazamiento de mineralizaciones.

En reservorios con porosidad primaria o incluso en construcciones civiles con estructuras de hormigón las diferencias de dilatación del fluido con respecto a las litologías que lo contiene pueden producir consecuencias que impactan en las respuestas mecánicas (Sibbitt *et al.*, 1979). En general, las rocas exhiben valores de dilatación térmica menores que los fluidos que contienen. Como ejemplo, un volumen de hormigón con poros saturados de agua al ser calentado producirá un menor aumento que el agua que ocupa sus poros. Como consecuencia de esta diferencia en la dilatación térmica que expresan ambos compuestos, el hormigón colapsará debido a la mayor presión poral que ejerce el agua (Figura 17).

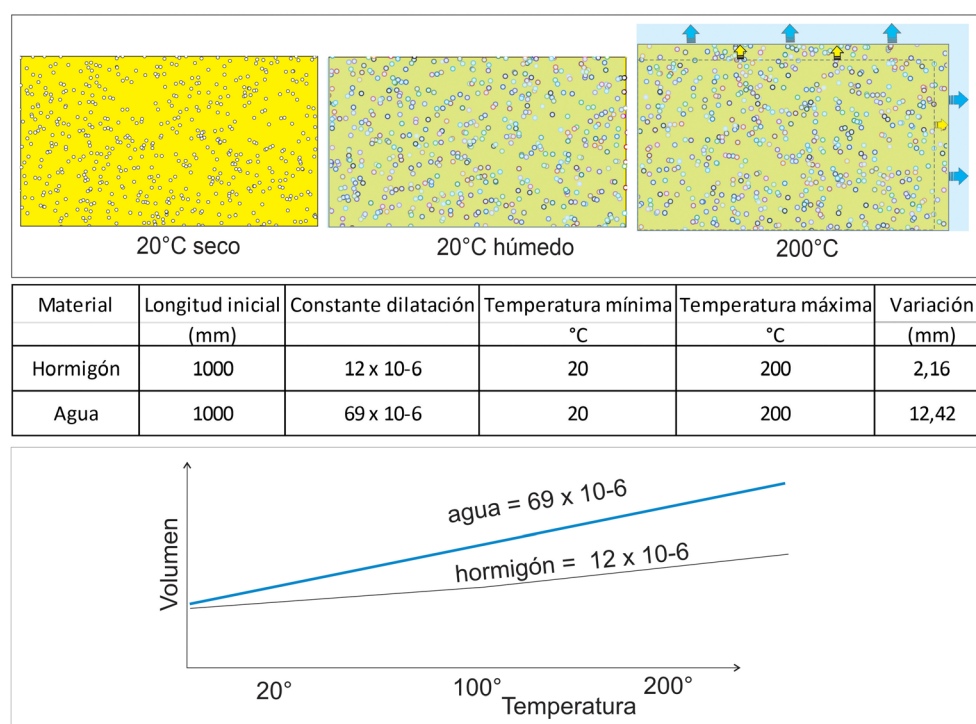


Figura 17. Ejemplo de diferencias de dilatación térmica lineal de un hormigón impregnado de agua que aumenta su temperatura desde 20°C a 200°C, produce una diferencia de longitud de 12,42 mm utilizándose coeficientes y cálculos (tomado de https://www.engineeringtoolbox.com/linear-thermal-expansion-d_1379.html).

Consecuencias de la temperatura en la interpretación de secciones balanceadas

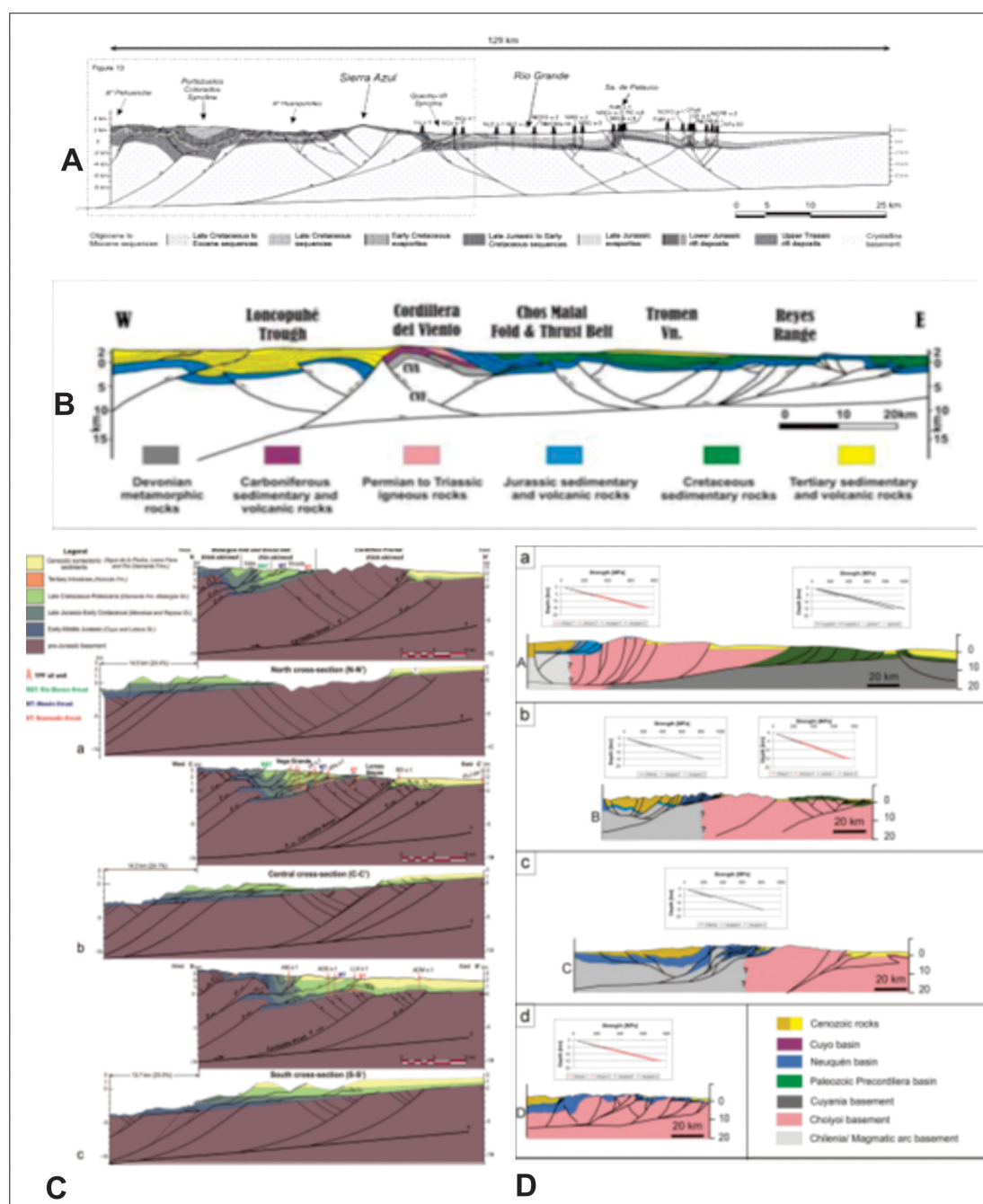
Una de las herramientas habitualmente utilizadas para la interpretación tectónica son las transectas generadas por programas de balanceo bidimensionales. Estos tienen la virtud de administrar y representar sobre el plano de trabajo mucha información de manera gráfica y muy sintética, pero la combinan de acuerdo con las pautas y restricciones condicionadas por los algoritmos que los regulan (Rossello y Zolezzi Mir, 2024). Sin embargo, para que satisfagan la conservación de las áreas involucradas los programas informáticos comúnmente utilizados, aplican concesiones simplificadoras sobre las geometrías y respuestas mecánicas de las diferentes litologías que participan de la interpretación.

La restitución de las estructuras geológicas a su posición original previa a su deformación, comenzó hacia finales del siglo XIX con el reconocimiento de secuencias tectónicas identificadas como láminas sobrecorridas (*nappes de charriages*), donde su representación en una sección vertical posibilitaba el conocimiento de su extensión primitiva (Bertrand, 1898). Ménard (1988) reconoció que el objetivo principal de la metodología del balanceo consiste en construir secciones rigurosamente basadas en reglas geométricas, sin tener en cuenta los aspectos paleogeográficos o palinopásticos que deberían servir para verificar su interpretación. Por lo tanto, esta metodología ori-

ginalmente apuntó a coleccionar datos que otros métodos clásicos subestiman y el problema de la localización original de una capa cabalgante se reduce a relacionarla con su parte infrayacente al cabalgamiento (Boyer y Elliot, 1982).

En el desarrollo de su confección, siempre se apela a fallamientos subhorizontales y en profundidades donde este tipo de deformación no sería posible a partir de la influencia de temperaturas que no son compatibles (Figura 18). Si bien esto es un recurso geométrico para la confección de la sección, genera una falsa representación de las características de la deformación que puede afectar el diseño de labores que alcancen esas profundidades.

Para que el análisis estructural y su correspondiente interpretación tectónica se aproxime lo más adecuadamente a lo ocurrido en la realidad debe tenerse en cuenta que, las secciones balanceadas deben considerar las tres magnitudes escalares, incluir la dimensión temporal y las variables físicas que condicionan las diferentes respuestas deformativas propias de cada litología. Particularmente, se debe considerar la temperatura que se incrementa en profundidad modificando los límites de resistencia de los materiales y las consiguientes respuestas de deformación continua (dúctil) o discontinua (frágil) en caso que dichos umbrales de resistencia sean superados.



Influencia de la temperatura en la limitación topográfica

Las cumbres de los relieves montañosos están limitadas regionalmente por una envolvente topográfica subhorizontal. Sus altitudes más prominentes están limitadas cuando alcanzan ambientes atmosféricos donde las temperaturas imperantes son mayoritariamente inferiores al 0°C determinantes para que las precipitaciones ocurran en forma de nieve (Línea de *nevée*). La cota promedio anual que exhibe la criósfera terrestre varía en el tiempo y espacio según las condiciones climáticas de la humedad, la latitud, del viento y características biogénicas desde menos de 600 msnm en las zonas polares a alrededor de los 4.000 msnm entre los trópicos (Figura 19).

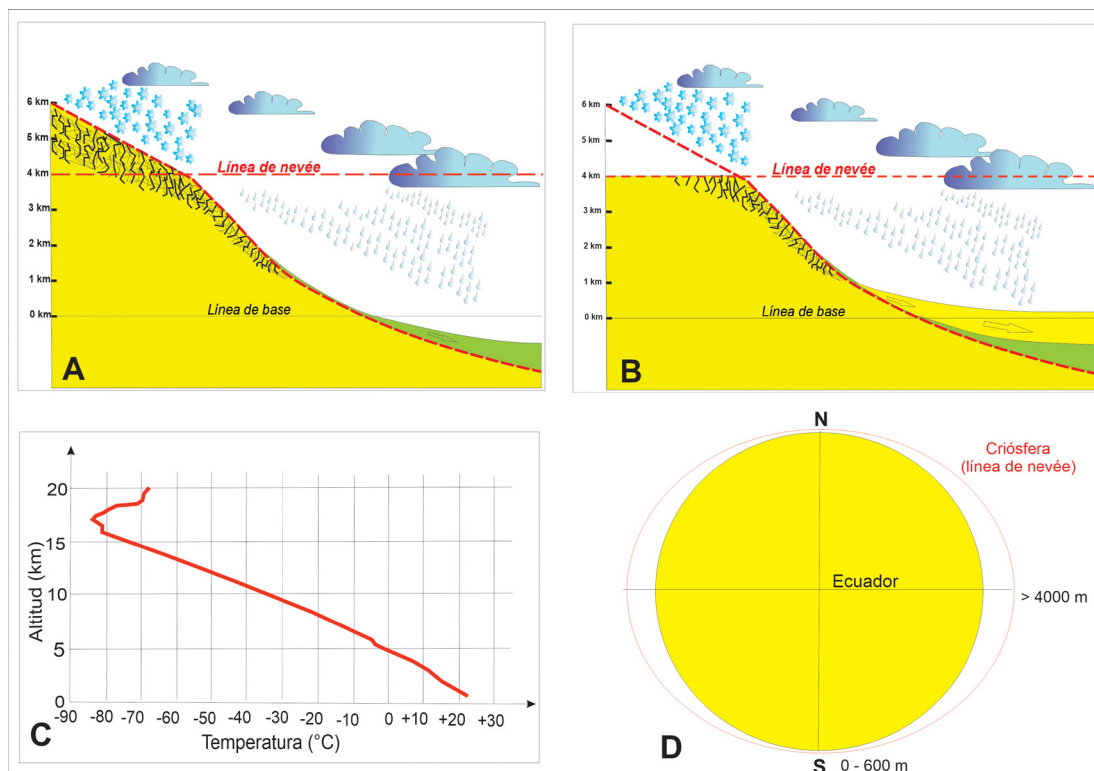


Figura 19. A: Esquema simplificado de la distribución de las precipitaciones en función de la temperatura atmosférica limitada por la línea de *nevée*. B: Consecuencias erosivas intensas a partir de alturas donde prevalecen las condiciones criogénicas. C: Relación entre la altitud y la temperatura atmosférica. D: Localización ejemplificada de la criósfera con respecto a la superficie terrestre.

Cuando se producen diferencias de temperaturas entre el verano y el invierno, el agua de deshielo se introduce en las fracturas de las rocas y luego se expande por aumento del volumen al congelarse produciendo su desagregación. Este mecanismo de modo recurrente produce en las rocas fenómenos de congelifracturación que rápidamente en términos geológicos genera meteorización, disgregación y liberación en partículas que aceleran su erosión (Patterson, 1994; Ollier y Pain, 2000). Este fenómeno erosivo contrarresta los procesos tectónicos convergentes de ascenso de los cordones montañosos que resultan en geomorfologías regionalmente amesetadas (Patterson, 1994; Hambrey y Alean, 2004). Por esta razón, independientemente de la resistencia particular que exhiben las distintas litologías que integran las cumbres exhumadas de los relieves montañosos siempre se corresponden con las líneas de *nevée*. Solamente, cuando la velocidad de ascenso es superior a la acción de la erosión, las cumbres exhumadas superan la línea de *nevée* como ocurre en cordones montañosos muy activos por disponerse en sintaxis tectónicas o con importante volcanismo (Rossello y Gallardo, 2022).

CONCLUSIÓN

La influencia de la temperatura es un factor esencial e indispensable en la evaluación estructural de los macizos rocosos que vehiculizan la movilidad y almacenamiento de los fluidos, tanto líquidos como sólidos. Por ello, se debe tener en cuenta su presencia en la interpretación estructural multiescalar y en la visualización de entrampamientos de fluidos como en la interpretación temporoespacial del fallamiento y/o plegamiento.

La temperatura es una propiedad inherente que aumenta en profundidad de acuerdo al gradiente geotérmico modificando el volumen y las propiedades de los sólidos hacia una respuesta continua cuando la acción de esfuerzos supera sus límites de resistencia. De este modo, el aumento de la temperatura, asociado con el incremento de la presión confinante, determina que las respuestas deformativas sean cada vez más continuas.

La expansión térmica es un fenómeno natural omnipresente que se produce en todos los materiales influyendo en las características de los macizos rocosos y es dependiente de la escala y el tiempo determinantes de una distribución no uniforme y anisotrópica de sus consecuencias. Igualmente, el tiempo de exposición de las variaciones de temperatura influye en la conductividad térmica afectando de modo 3D las respuestas deformacionales.

Desde el punto de vista microtectónico la variación de temperatura influye en las porosidades y permeabilidades de los reservorios de fluidos, trátase de aguas subterráneas, hidrocarburos, hidrógeno o recursos geotérmicos. De esta manera, modificando sus densidades y viscosidades que impactan en sus transmisibilidades y almacenamientos. La transmisión de calor en la Tierra ocurre principalmente por conducción y, en menor grado, por convección y radiación dentro de un sólido, líquido o gas. La conducción es el modo principal de transferencia de calor.

Las secciones balanceadas constituyen una técnica muy frecuentemente utilizada en la interpretación tectónica como un recurso complementario que permite relacionar los múltiples interrogantes que plantean las causas originarias de los fenómenos geológicos y procesos geodinámicos. Pero como toda técnica, el balanceo de secciones es una aproximación tentativa y condicionada a sus argumentos geométricos. Razón por la cual, se la debe utilizar conociendo sus virtudes pero también advirtiéndole sus limitaciones. En caso contrario, el hecho de comparar solamente una imagen como análogo de una situación natural puede ser un gran generador de errores si, en su uso, se omiten aspectos fundamentales de sus principios mecánicos. Por ello, para mejorar la analogía que proporcionan las transectas balanceadas con la realidad conviene agregar a la influencia de la temperatura sobre la geometría y evolución de las estructuras que penaliza la generación de fallamientos.

La determinación de las consecuencias de la influencia térmica en el análisis multidisciplinario del control estructural de objetivos prospectivos y/o productivos de fluidos contribuyen con la identificación de los procesos que inciden en la generación, distribución y depositación de los fluidos mineralizantes. Así, se incorpora un nuevo elemento espacial dentro de la dinámica de la deformación de los depósitos minerales inducido por el gradiente de variación térmica que influye en la determinación económica del depósito.

AGRADECIMIENTOS

Se agradecen los fructíferos comentarios compartidos con numerosos colegas relacionados con actividades prospectivas y exploratorias de recursos energéticos que contribuyeron con la realización de este trabajo. Las revisiones editoriales y los arbitrajes de los colegas Sergio López-Isaza y Adrián Gallardo contribuyeron significativamente con la claridad de muchos de los conceptos desarrollados.

REFERENCIAS

- Abdulagatova, Z., Abdulagatov, I.M. and Emirov, V. 2009. Effect of temperature and pressure on the thermal conductivity of sandstone. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 46(6): 1055-1071. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2009.04.011>
- Abdulagatov, I.M., Emirov, S.N., Abdulagatova, Z.Z. and Askerov, S.Y. 2006. Effect of pressure and temperature on the thermal conductivity of rocks. *Journal of Chemical & Engineering Data* 51(1): 22-33.

- Abdulagatov, I.M., Akhmedova-Azizova, L.A., Aliev, R.M. and Badavov, G.B. 2016. Measurements of the density, speed of sound, viscosity and derived thermodynamic properties of geothermal fluids from south Russia Geothermal Field. Part II. *Applied Geochemistry* 69: 28-41. <http://dx.doi.org/10.1016/j.apgeochem.2016.04.003>
- Aguilera, R. 1980. *Naturally fractured reservoirs*. Petroleum Publishing Co. 703 pp. ISBN 0878141227, 9780878141227
- Al-Areeq, N.M., Maky, A.F., Ramdan, M.A. and Salman, A. 2013. Thermal conductivity, radiogenic heat production and heat flow of some Upper Jurassic rock units, Sabatayn Basin, Yemen. *Journal of Applied Sciences Research* 9(1): 498-518. ISSN 1819-544X
- Anderson, E.M. 1951. *The dynamic of the faulting and dyke formation with application to Britain*. Edinburgh, Oliver & Boyd, 206 pp.
- Arndt, N. 2011. Geothermal gradient. In: Gargaud, M., Amils, R., Cernicharo Quintanilla, J., Cleaves, H.J., Irvine, W.M., Pinti, D.L., Viso, M. (Eds.), *Encyclopedia of Astrobiology*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-11274-4_643
- Barcelona, H., Yagupsky, D., Vigide, N. and Senger, M. 2019. Structural model and slip-dilation tendency analysis at the Copahue geothermal system: Inferences on the reservoir geometry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 375: 18-31. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.03.00>
- Bertrand, M. 1898. La nappe de recouvrement des environs de Marseille. Lamé de charriage et rapprochement avec le bassin houiller de Silésie. *Bulletin de la Société Géologique de France* XXVI: 632-652.
- Birch, F. and Clark, H. 1940. The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition, Part I. *American Journal of Sciences* 238: 529-558.
- Bogoliubov, N.N. 1949. On the theory of superconductivity. *Journal of Physics* 11(3): 301-314.
- Bolås, H., Hermanrud, C. and Teige, G. 2004. Origin of overpressures in shales: Constraints from basin modelling. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88(2): 193-211. 10.1306/10060302042.
- Bowers, T.S. 1991. The deposition of gold and the other metals: Pressure-induced immiscibility and associated stable isotope signatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55(9): 2417-2434.
- Boyer, S.E. and Elliott, D. 1982. Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 66 (9): 1196-1230.
- Braunstein, G. and O'Brien, G.D. 1968. Diapirism and diapirs. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 8. <https://doi.org/10.1306/M8361>
- Brigaud, F. and Vasseur, G. 1989. Mineralogy, porosity and fluid control on thermal conductivity of sedimentary rocks. *Geophysical Journal* 98(3): 525-542.

- Brigaud, F., Chapman, D.S. and Le Douaran, S. 1990. Estimating thermal conductivity in sedimentary basins using lithologic data and geophysical well logs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74(9): 1459-1477.
- Buntebarth, G. and Schopper, J.R. 1998. Experimental and theoretical investigations on the influence of fluids, solids and interactions between them on thermal properties of porous rocks. *Physics and Chemistry of the Earth* 23(9-10): 1141-1146. [https://doi.org/10.1016/S0079-1946\(98\)00142-6](https://doi.org/10.1016/S0079-1946(98)00142-6)
- Butler, R.W.H. and Coward, M.P. 1984. Geological constraints, structural evolution, and deep geology of the northwest Scottish Caledonides. *Tectonics* 3(3): 347-365. <https://doi.org/10.1029/TC003i003p00347>
- Carnot, S. 1824. *Réflexions sur la puissance motrice du feu*. Chez Bachelier (Paris). 142 pp. http://books.google.com/books?id=QX9iIWF3yOMC&hl=&source=gbp_api
- Çengel, Y.A. and Boles, M.A. 2009. *Termodinámica* (7ta edición). Mc Graw Hill. 1041 pp. ISBN 978-0-07-352932-5
- Clauser, C. 1988. Opacity the concept of radiative thermal conductivity. In: Hanel, R., Rybach, L., Stegena, L. (Eds.), *Handbook of terrestrial heat flow density determination*. Kluwer: Dordrecht, The Netherlands, 143-165.
- Clauser, C. and Huenges, E. 1995. Thermal conductivity of rocks and minerals. In: Ahrens, T.J. (Ed.), *Rocks physics and phase relations*. A handbook of physical constants. American Geophysical Union, Chapter 3: 105-126.
- Cobbold, P., Rossello, E. and Vendeville, B. 1989. Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. *Bulletin de la Société de Géologique de France* 5(3): 453-460. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.V3.453>
- Coward, M.P. 1984. Major shear zones in the Precambrian crust; examples from NW Scotland and southern Africa and their significance. In: Kroner, A., Greiling, R. (Eds.), *Precambrian Tectonics Illustrated*. Schweizerbart, Stuttgart, 207-235.
- Davis, G.H. and Reynolds, S.J. 1996. *Structural geology of rocks and regions* (2nd edition). John Wiley & Sons, 492 pp.
- Davis, M.G., Chapman, D.S., Van Wagoner, T.M. and Armstrong, P.A. 2007. Thermal conductivity anisotropy of metasedimentary and igneous rocks. *Journal of Geophysical Research* 112: B05216, doi:10.1029/2006JB004755
- Dilles, J.H. 1987. Petrology of the Yerington Batholith, Nevada; evidence for evolution of porphyry copper ore fluids. *Economic Geology* 82(7): 1750-1789. doi:10.2113/gsecongeo.82.7.1750
- Duchkov, A.D., Sokolova, L.S., Rodyakin, S.V. and Chernysh, P.S. 2014. Thermal conductivity of the sedimentary-cover rocks of the West Siberian Plate in relation to their humidity and porosity. *Russian*

- Geology and Geophysics* 55(5-6): 784-792. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.05.021>
- Duwiguet, H., Arbaret, L., Bellanger, M., Guillou-Frottier, L. and Heap, M. 2019. Are crustal fault zones viable geothermal resources? Insights from the Pontgibaud Fault in French Massif Central. *European Geothermal Congress* (Den Haag). brgm.hal.science/hal-02149864/file/
- Rao, S.E., Ray, L., Khan, T. and Ravi, G. 2022. Thermal conductivity, density and porosity of sedimentary and metamorphic rocks from the Lower and Higher Himalaya, Western Himalaya, India. *Geophysical Journal International* 231(1): 459-473. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac176>
- Faulds, J.E., Coolbaugh, M.F., Vice, G.S. and Edwards, M.L. 2006. Characterizing structural controls of geothermal fields in the northwestern Great Basin: a progress report. *Transactions – Geothermal Resources Council* 30: 69-76.
- Fourier, J. 1822. *Théorie analytique de la chaleur*. Chez Firmin Didot, Père et Fils. 667 pp.
- Fournier, R.O. 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Economic Geology* 94(8): 1193-1211. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.8.1193>
- Fournier, R.O. and Potter II, R.W. 1982. An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900°C at pressures up to 10,000 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46(10): 1969-1973. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90135-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90135-1)
- Fowler, A.D. 1995. Mineral crystallinity in igneous rocks. In: Barton, C.C., La Pointe, P.R. (Eds.), *Fractals in the Earth Sciences*. Springer (Boston). 237-247. https://doi.org/10.1007/978-1-4899-1397-5_12
- Frenzel, M. and Woodcock, N.H. 2014. Cockade breccia: Product of mineralisation along dilational faults. *Journal of Structural Geology* 68(Part A): 194-206. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.09.001>
- Fuchs, S., Schütz, F., Förster, H.-J. and Förster, A. 2013 Evaluation of common mixing models for calculating bulk thermal conductivity of sedimentary rocks: correction charts and new conversion equations. *Geothermics* 47: 40-52. doi.org/10.1016/j.geothermics.2013.02.002
- Gabova, A., Popov, Y., Savelev, E., Romushkevich, R., Chekhonin, E., Plotnikov, V., Emelyanov, D. and Akhmadishin, A. 2020. Experimental investigation of the effect of temperature on thermal conductivity of organic-rich shales. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 193:107438. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2020.107438>
- García-Álvarez, V.O. y López-Garello, C.M. 2005. Modelización del efecto de la dilatación en materiales cuasifrágiles. Influencia en modo mixto de fractura. *Anales de Mecánica de la Fractura* 22: 541-546.
- Gdoutos, E. and Konsta-Gdoutos. 2024. *Mechanical Testing of Materials*. Springer Nature, 291 pp. SBN 978-3-031-45989-4

- Gitifar, V., Abbasi, A., Setoodeh, P., Poursadegh, M., Sahebnazar, Z. and Alamdari, A. 2014. Modelling and analysis of the thermal conductivities of air saturated sandstone, quartz and limestone using computational intelligence. *International Journal of Thermal Sciences* 83: 45-55.
- Goto, S. and Matsubayashi, O. 2009. Relations between the thermal properties and porosity of sediments in the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *Earth Planets and Space* 61: 863-870. [https:// doi.org/10.1186/BF03353197](https://doi.org/10.1186/BF03353197)
- Guilbert, J.M. and Park, C.F. 1986. *The geology of ore deposits*. W.H. Freeman, 985 pp. ISBN 0716714566, 9780716714569
- Guo, P.Y., Zhang, N., He, M.C. and Bai, B.H. 2017. Effect of water saturation and temperature in the range of 193 to 373 K on the thermal conductivity of sandstone. *Tectonophysics* 699: 121-128.
- Gyu-Hyun Go, Seung-Rae Lee and Young-Sang Kim. 2016. A reliable model to predict thermal conductivity of unsaturated weathered granite soils. *International Communications in Heat and Mass Transfer* 74: 82-90. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.01.024>
- Hambrey, M. and Alean, J. 2004. *Glaciers* (2nd edition). Cambridge University Press, 250 pp.
- Hariharan, P. 2007. *Basics of interferometry*. Elsevier Inc. 213 pp. ISBN0-12-373589-0.
- Healy, D., Butler, R.W.H., Shipton, Z.K., Sibson, R.H. (Eds.) 2012. Faulting, fracturing and igneous intrusion in the Earth's Crust. *Geological Society of London, Special Publications* 367: 1-6. [https:// doi.org/10.1144/SP367.0](https://doi.org/10.1144/SP367.0)
- Horai, K. 1971. Thermal conductivity of rock forming minerals. *Journal of Geophysical Research* 76: 1278-1308.
- Houpert, R. and Homand, E. 1988. Données récentes sur le comportement des roches en fonction de la température. In: Berest, P., Weber, P. (Eds.), *La thermomécanique des roches*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Manuel et Méthodes 16: 304-312.
- Janza, F.J. 1975. Interaction mechanisms. In: Reeves, R.G., Anson, A., Landen, D. (Eds.), *Manual of remote sensing*. American Society of Photogrammetry, Falls Church, VA: 75-179.
- Jensen, R.P. and Doré, A.G. 1993. A recent Norwegian shelf heating event – factor or fantasy. In: Dore, A.G., Auguston, J.H., Hermanrud, C., Stewart, D.J., Sylta, Q. (Eds.), *Basin modelling: advances and applications*. Norwegian Petroleum Society, Special Publication 3. Elsevier (Amsterdam), 85-106.
- Jiajia Song, Guiling Wang, Linxiao Xing, Jiazhong Qian, Lei Dai and He Di. 2023. Influencing factors of rock thermal conductivity and applicability evaluation of its mixing law predictive models. *Geothermics* 110: 102680. doi.org/10.1016/j.geothermics.102680
- Jiang, T., Chen, B., Zhang, Q., Bai, J. and Li, W. 2024. Thermal stimulation mechanical response and shear dilatation predictive model improvement of granite fractures in an enhanced geothermal system.

- Journal of Materials Research and Technology* 28: 4334-4349. <https://doi.org/10.1016/j.jmrt.2024.01.015>
- Jorand, R., Vogt, C., Marquart, G. and Clauser, C. 2013. Effective thermal conductivity of heterogeneous rocks from laboratory experiments and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118 (10): 5225-5235. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50373>
- Jouanna, P. and Berthomieu, G. 1988. Mécanique de la rupture fragile sous sollicitations thermomécaniques. In: Berest, P., Weber, P. (Eds.), *La thermomécanique des roches*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières 16: 313-327.
- Korenaga, J. 2011. Presupuesto de calor de la tierra: geoneutrinos clarividentes. *Geociencias naturales* 4(9): 581-582.
- Kroll, H. 1983. Thermal expansion of alkali feldspars. In: Brown, W.L. (Ed.), *Feldspars and feldspathoids*. NATO ASI Series 137: 163-205. Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-015-6929-3_5
- Lachenbruch, A.H. and Sass, J.H. 1977. Heat flow in the United States and the thermal regime of the crust. In: Heacock, J.G. (Ed.), *The Earth's Crust*. AGU: Washington, DC. Pp. 626-675.
- Lachenbruch, A.H. and Sass, J.H. 1980. Heat flow and energetics of the San Andreas fault zone. *Journal of Geophysical Research* 85(11): 6185-6222.
- Lee, C., Park, J.W., Park, C. and Park, E.S. 2015. Current status of research on thermal and mechanical properties of rock under high-temperature condition. *Tunnel & Underground Space* 25(1): 1-23. [dx.doi.org/10.7474/TUS.2015.25.1.001](https://doi.org/10.7474/TUS.2015.25.1.001)
- Li, J., Ahmed, R., Zhang, Q., Guo, Y. and Li, X. 2017. A geochemical model of fluids and mineral interactions for deep hydrocarbon reservoirs. *Geofluids* 2017(1):ID 3482603. <https://doi.org/10.1155/2017/3482603>
- Liu, Z-K., Wang, Y. and Shang, S-L. 2011. Origin of negative thermal expansion phenomenon in solids. *Scripta Materialia* 65(8): 664-667.
- Małachowska, A., Łukasik, N., Mioduska, J. and Gebicki, J. 2022. Hydrogen storage in geological formations - The potential of salt caverns. *Energies* 15(14): 5038. <https://doi.org/10.3390/en15145038>
- Ménard, G. 1988. Méthodologie générale de construction des coupes équilibrées. *Mémoires et documents du Centre Armoricaín d'étude Structurale des Socles* 20: 5-25.
- Mescua, J.F. Giambiagi, L., Barrionuevo, M., Tassara, A., Mardonez, D., Mazzitelli, M. and Lossada, A. 2016. Basement composition and basin geometry controls on upper-crustal deformation in the Southern Central Andes (30-36° S). *Geological Magazine* 153 (5-6): 945-961. [doi:10.1017/S0016756816000364](https://doi.org/10.1017/S0016756816000364)
- Millikan, R.A. 1913. On the elementary electrical charge and the Avogadro constant. *Phys. Rev.* 2: 109-143. <https://doi.org/10.1103/PhysRev.2.109>
- Nelson, R.A. 2001. *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs* (2nd Edition). Gulf Professional Publishing, Boston, 332 pp.

- Norden, B., Förster, A., Förster, H.J. and Fuchs, S. 2020. Temperature and pressure corrections applied to rock thermal conductivity: impact on subsurface temperature prognosis and heat-flow determination in geothermal exploration. *Geotherm Energy* 8, 1. <https://doi.org/10.1186/s40517-020-0157-0>
- Ollier, C. and Pain, P. 2000. *The origin of mountains*. Routledge, London, 364 pp.
- Osman, A.I., Mehta, N., Elgarahy, A.M., Hefny, M., Al-Hinai, A., Al-Muhtaseb, A. and Rooney, D.W. 2022. Hydrogen production, storage, utilisation and environmental impacts: a review. *Environmental Chemistry Letters* 20: 153-188. <https://doi.org/10.1007/s10311-021-01322-8>
- Pabst, W., Uhlířová, T., Gregorová, E. and Wiegmann, A. 2018. Young's modulus and thermal conductivity of model materials with convex or concave pores – from analytical predictions to numerical results. *Journal of the European Ceramic Society* 38(7): 2694-2707.
- Park, C.F.Jr. and Mc Diarmid, R.A. 1975. *Ore deposits*. Freeman, San Francisco, 529 pp.
- Patterson, W.S.B. 1994. *The physics of glaciers* (3rd Edition). Elsevier, Tarrytown New York, 496 pp.
- Price, N.J. and Cosgrove, J.W. 1990. *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, 502 pp.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain analysis*. Academic Press, 700 pp.
- Resnick, R., Halliday, D. y Krane, K.S. 2002. *Física, Volumen 1* (5^{ta} Edición). Grupo Editorial Patria, 624 pp. ISBN: 978-968-26-12305
- Ries, A.C., Butler, R.W.H. and Graham, R.H. (Eds.). 2007. Deformation of the continental crust: The legacy of Mike Coward. *Geological Society, London, Special Publications* 272: 1-8. 0305-8719/07/\$15
- Robb, L.J. 2005. *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Science Ltd. 386 pp. ISBN 0-632-06378-5
- Robert, F., Boullier, A. and Firdaous, K. 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100(B7): 12861-12879. <https://doi.org/10.1029/95JB00190>
- Robertson, E.C. 1988. *Thermal properties of rocks*. United States Geological Survey, Open-File 88-441. 110 pp.
- Robie, R.A., Bethke, P.M. and Beardsley, K.M. 1967. Selected X-ray crystallographic data, molar volumes, and densities of minerals and related substances. *U.S. Geological Survey, Bulletin* 1248, 87 pp.
- Rossello, E.A. 2007. Controles termotectónicos del emplazamiento de mineralizaciones: una hipótesis de trabajo. *Geociências* 26(3): 191-201.
- Rossello, E.A. and Reynard, B. 1997. Primary porosity in granitic rocks due to differential thermal expansivity of quartz and feldspars at the a-b quartz transition. *II^o International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*. Salvador, Brasil. Expanded abstract, 151pp.

- Rossello, E.A. and Gallardo, A. 2022. The Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia) and Nevado de Famatina (Argentina): The effects of tectonic sintaxis on the topography of the Andes. *Journal of Structural Geology* 160: 104618. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104618>
- Rossello, E.A. y Laprea-Bigott, M. 2023. Efecto de la fracturación en el muestreo petrofísico de núcleos para la estimación de porosidad y permeabilidad. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente* 50: 1-16. ISSN 2422-5703.
- Rossello, E.A. y López-Isaza, J.A. 2023. Control estructural de mineralizaciones por dilatancias debido a expansividad térmica diferencial (en depósitos diseminados) y flexiones de fallas (en venas): revisión e hipótesis de trabajo. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 40(1): 16-34.
- Rossello, E.A. y Zolezzi Mir, D. 2024. Los fallamientos del Frente Llanero Colombiano: una revisión de las interpretaciones de piel fina versus piel gruesa basada en la Ley de Anderson y modelos analógicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 81(2): 155-185.
- Rossello, E.A., Osorio, J.A. y López-Isaza, S. 2022. El diapirismo argilocinético del Margen Caribeño Colombiano: una revisión de sus condicionantes sedimentarios aplicados a la exploración de hidrocarburos. *Boletín de Geología* 44(1): 15-48.
- Saidi, A.M. 1987. *Reservoir Engineering of Fractured Reservoirs: Fundamental and Practical Aspects*. Paris: TOTAL Edition Presse. ISBN 2-905143-09-6
- Sass, J.H., Lachenbruch, A.H., Moses Jr., T.H. and Morgan P. 1992. Heat flow from a scientific research well at Cajon Pass, California. *Journal of Geophysical Research* 97(B4): 5017-5030.
- Scholz, C.H. 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau* 77(1): 319-328.
- Schön, J.H. 1996. Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics. In: Helbig, K., Teitel, S. (Eds.), *Handbook of geophysical exploration: Section 1. Seismic exploration*. Pergamum (Oxford), 18: 583 pp.
- Seedorff, E., Barton, M.D., Stavast, W.J.A. and Maher, D.J. 2008. Root zones of porphyry systems: extending the porphyry model to depth. *Economic Geology* 103(5): 939-956.
- Sibbitt, W.L., Dodson, J.G. and Tester, J.W. 1979. Thermal conductivity of crystalline rocks associated with energy extraction from hot dry rock geothermal systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 84(B3): 1117-1124. doi.org/10.1029/JB084iB03p01117
- Siegesmund, S. and Dürrast, H. 2014. Physical and mechanical properties of rocks. In: Siegesmund, S., Snethlage, R. (Eds.), *Stone in architecture*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-45155-3_3

- Siler, D.L., Faulds, J.E., Hinz, N.H., Dering, G.M., Edwards, J.H. and Mayhew, B. 2019. Three-dimensional geologic mapping to assess geothermal potential: examples from Nevada and Oregon. *Geotherm Energy* 7,2. <https://doi.org/10.1186/s40517-018-0117-0>
- Sibson, R.H. 2020. Preparation zones for large crustal earthquakes consequent on fault-valve action. *Earth Planets Space* 72, 31. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01153-x>
- Skinner, B.J. 1966. Thermal expansion. In: Clark Jr., S.P. (Ed.), *Handbook of physical constants*. Geological Society America, Memoir 97: 75-96. <https://doi.org/10.1130/MEM97-p75>
- Staat, M. 2021. An extension strain type Mohr–Coulomb criterion. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 54: 6207-6233. <https://doi.org/10.1007/s00603-021-02608-7>
- Stearns, D.W. and Friedman, M. 1972. Reservoirs in fractured rock. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 16: 82-106. <https://doi.org/10.1306/M16371C8>
- Stewart, M., Strachan, R.A. and Holdsworth, R.E. 1999. Structure and early kinematic history of the Great Glen Fault Zone, Scotland. *Tectonics* 18(2): 326-342.
- Strivastava, K. and Singh, R.N. 1998. A model for temperature variations in sedimentary basins due to random radiogenic heat sources. *Geophysical Journal International* 135(3):727-730. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00693.x>
- Talbot, C.J. 1995. Molding of salt diapirs by stiff overburden. In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., Snelson, S. (Eds.), *Salt tectonics: a global perspective*. American Association of Petroleum Geologists 65: 61-75. <https://doi.org/10.1306/M65604C4>
- Talbot, C.J. and Sirat, M. 2001. Stress control of hydraulic conductivity in fracture-saturated Swedish bedrock. *Engineering Geology* 61(2-3): 145-153.
- Tarback, E., Lutgens, F.K. y Tasa, D. 2005. *Ciencias de la tierra: una introducción a la geología física* (Octava Edición). Pearson Educación S.A. 712 pp. ISBN 84-205-4400-0
- Tiab, D. y Donaldson, E.C. 2004. *Petrofísica*. Elsevier.Oxford, UK, 914 pp.
- Tosdal, R.M. and Richards, J.P. 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au deposits. In: Richards, J.P., Tosdal, R.M. (Eds.), *Structural controls on ore genesis*. Society of Economic Geologists 14: 157-181.
- Touloukian, Y.S., Liley, D.E. and Saxena, S.L. 1970. *Thermophysical properties of matter. Volumen 3, Thermal conductivity: nonmetallic liquids and gases*. Plenum Press, pp: 120. ISBN 0306670208, New York 9780306670206
- Tribaudino, M., Angel, R.J., Cámara, F., Nestola, F., Pasqual, D. and Margiolaki, I. 2010. Thermal expansion of plagioclase feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160(6): 899-908. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0513-3>

- Turienzo, M., Dimieri, L., Frisicale, C., Araujo, V. and Sánchez, N. 2012. Cenozoic structural evolution of the Argentinean Andes at 34°40'S: A close relationship between thick and thin-skinned deformation. *Andean Geology* 39(2): 317-357.
- Vignerresse, J.L. 2007. The role of discontinuous magma inputs in felsic magma and ore generation. *Ore Geology Reviews* 30(3-4): 181-216
- Wang, Y., Wang, Z., Shi, L., Rong, Y., Hu, J., Jiang, G., Wang, Y. and Hu, S. 2021. Anisotropic differences in the thermal conductivity of rocks: A summary from core measurement data in East China. *Minerals* 11(10): 1135. <https://doi.org/10.3390/min11101135>
- Warren, J.E. and Root, P.J. 1963. The behavior of naturally fractured reservoirs. *Society of Petroleum Engineers Journal* 3(03): 245-255. <https://doi.org/10.2118/426-PA>
- Wetherill, G.W. 1966. Radioactive decay constants and energies. In: Clark, S.P. Jr. (Ed.), *Handbook of physical constants*. Geological Society America, Memoir 97, Section 23514: 519.
- Wilkinson, J.J. and Johnston, J.D. 1996. Pressure fluctuations, phase separation, and gold precipitation during seismic fracture propagation. *Geology* 24(5): 395. <https://doi.org/10.1130/0091-7613>
- Woodcock, N.H. and Mort, K. 2008. Classification of fault breccias and related fault rocks. *Geological Magazine* 145(3): 435-440. <https://doi.org/10.1017/S0016756808004883>
- Woodside, W. and Messmer, J. 1961a. Thermal conductivity of porous media: I. Unconsolidated sands. *Journal of Applied Physics* 32: 1688-1699.
- Woodside, W. and Messmer, J. 1961b. Thermal conductivity of porous media: II. Consolidated sands. *Journal of Applied Physics* 32: 1699-1706.
- Yalcin, M.N., Littke, R. and Sachsenhofer, R.F. 1997. Thermal history of sedimentary basins. In: Welte, D.H., Horsfield, B., Baker, D.R. (Eds.), *Petroleum and basin evolution*. Springer Nature, Chapter 3: 71-167.
- Zapata, T., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 16(60): 112-121.
- Zemansky, M.W. 1985. *Calor y termodinámica*. McGraw-Hill. Madrid. ISBN84-85240-85-5
- Zimmerman, R.W. 1989. Thermal conductivity of fluid-saturated rocks. *Engineering* 3(3): 219-227.
- Zoback, M.D. 2006. *Reservoir Geomechanics*. Cambridge University Press. 449 pp. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511586477>