



Tradução Técnica

■ **Excerto 11.2: Calor radiogênico e províncias de fluxo de calor**

■ **Excerpt 11.2: Radiogenic heat and heat flow provinces**

◆ **Lucas Monteiro Nogueira**

Nº	Título	Idioma	Referência
1	Radiogene Wärmeproduktion (Produção de calor radiogênico)	Alemão → Português	Clauser (2016)
2	Heat flow provinces (Províncias de fluxo de calor)	Inglês → Português	Beardsmore e Cull (2001)

◆ **Referências**

1. Clauser, P. (2016). *Einführung in die Geophysik*. 2ª edição. Springer.
2. Beardsmore, G.R. e Cull, J.P. (2001). *Crustal Heat Flow: A Guide to Measurement and Modelling*. Cambridge University Press.

◆ **Índice**

1. Radiogene Wärmeproduktion

2. Heat flow provinces

2.1. The concept of heat flow province

2.2. Solved example

◆ 1. Radiogene Wärmeproduktion

↳ Referência 1 (Clauser, 2016), pp. 277 – 279. Com modificações.

Die zu den in Tab. 1 aufgeführten Konzentrationen instabiler radiogener Elemente korrespondierende Wärmeproduktionsrate einer Silikat-Erde (BSE) von 20 TW entspricht einer jährlichen radiogenen Wärmeproduktion von 6.3×10^{20} J. Dies ist mehr als das Doppelte der weltweiten jährlichen Primärenergieproduktion im Jahr 2000. Diese enorme Energiequelle allein übertrifft den bis zum Jahr 2030 von der Internationalen Energieagentur (IEA) vorhergesagten weltweiten jährlichen Energiebedarf. Gelingt es sie in großem Maße zu nutzen, könnte damit ein großer Teil des Primärenergiebedarfs im 21. Jahrhundert gedeckt werden.

Neben der Ursprungswärme stellt der radioaktive Zerfall der instabilen Isotope von Uran (^{238}U ; ^{235}U), Thorium (^{232}Th) und Kalium (^{40}K) die größte innere Wärmequelle dar. Die meisten dieser Isotope sind in der Erdkruste und im Erdmantel angereichert. Im Zuge des radioaktiven Zerfalls wird Masse in Energie umgewandelt. Mit Ausnahme des kleinen Anteils für Antineutrinos bzw. Neutrinos, welche beim β^- - und β^+ -Zerfall bzw. beim Elektroneinfang erzeugt werden, wird diese gesamte Energie in Wärme umgewandelt. Charakteristische Spitzen in den jeweiligen γ -Spektren entsprechen den jeweiligen Zerfallsreihen, das kontinuierliche Hintergrund-Spektrum der Compton-Streuung und fotoelektrischen Absorption.

Die zwei Uranisotope ^{238}U und ^{235}U zerfallen zu Blei ^{206}Pb und ^{207}Pb mit den jeweiligen Halbwertzeiten von 4.5 und 0.7 Milliarden Jahren. Charakteristische Linien im γ -Spektrum der ^{238}U -Zerfallsreihe werden z.B. vom Tochterelement Wismut, ^{214}Bi bei 609 keV, 1120 keV und 1764 keV erzeugt. Viele Gesteine enthalten Uran häufig als mobiles Spurenelement. Thorium ^{232}Th zerfällt ebenso zu Blei, ^{208}Pb , mit einem Halbwertszeit von 14.1 Milliarden Jahren. Charakteristische Linien im γ -Spektrum der ^{232}Th -Zerfallsreihe werden von den Tochterelementen Thallium ^{208}Tl bzw. Actinium ^{228}Ac bei 584 keV und 2615 keV bzw. 912 keV und 966 keV erzeugt. Auch Thorium ist ein Spurenelement, chemisch relativ inaktiv und häufig an Tonminerale gebunden. Das einzige instabile Isotop von Kalium ist ^{40}K . Es zerfällt durch Elektroneneinfang oder β^- -abstrahlung zu Argon ^{40}Ar oder Calcium ^{40}Ca , mit einer entsprechenden charakteristischen Spitze bei 1460 keV im γ -Spektrum des Kaliumzerfalls. Viele Tonminerale enthalten mehrere Prozent an Kalium.

Tabelle 1. Konzentration C und spezifische Wärmeproduktionsrate A' an instabilen radiogenen Elementen in einer Silikat-Erde (BSE) sowie spezifische Wärmeproduktionen A' von natürlichen Uran, Thorium und Kalium.

	Silikat-Erde (BSE)	Natürliche Elemente	A' ($\mu\text{W}\cdot\text{kg}^{-1}$)
$C_U (10^{-6})$	0.020(4)	U	95.2
$C_{Th} (10^{-6})$	0.079(12)	Th	25.6
$C_K (10^{-6})$	240(48)	K	0.00348
$A' = 4.8(8) \times 10^{-12} \text{ W}\cdot\text{kg}^{-1}$			

Die bei diese Zerfällen freigesetzte Energie setzt sich aus der kinetischen Energie der abgestrahlten Teilchen und der γ -Strahlung der verschiedenen Zerfallsprozesse zusammen. Sie wird von den Gesteinen absorbiert und in Wärme umgewandelt. Im Allgemeinen setzt sich gesamte Wärmeproduktionsrate A von Gestein aus der Summe der Einzelbeiträge $A'(U)$, $A'(Th)$, und $A'(K)$ von Uran, Thorium und Kalium zusammen:

$$A = \rho(C_U A'_U + C_{Th} A'_{Th} + C_K A'_K) \quad (1)$$

wobei ρ die Dichte, und A' sowie C die massenbezogene Wärmeproduktionsrate und Konzentration der jeweiligen Elementen im Gestein sind. Tabelle 2 fasst die von verschiedenen Autoren berichteten Werte von A' zusammen, die um weniger als 2.5% variieren. Aus der Kenntnis der Dichte ρ und der jeweiligen Konzentrationen von Uran (C_U), Thorium (C_{Th}) und Kalium (C_K) eines Gesteins kann mit den Daten aus Tabelle 2 und **(1)** seine radiogene Wärmeproduktionsrate A bestimmt werden. Häufig verwendet werden die leicht von den Mittelwerten in Tab. 2 abweichenden Werten von Rybach (1988):

$$A = 10^{-5} \times \rho(9.52C_U + 2.56C_{Th} + 3.48C_K) \quad [\mu W \cdot m^{-3}] \quad (2)$$

wobei Dichte in $kg \cdot m^{-3}$ angegeben ist, die Konzentrationen von Uran und Thorium in relativen Gewichts-ppm (d.h. $10^{-6} kg \cdot kg^{-1}$) und die von Kalium in relativen Gewichts-% (d.h. $10^{-2} kg \cdot kg^{-1}$). Neben Labormessungen der Konzentrationen der radiogenen Isotope kann die Wärmeproduktionsrate auch mit Hilfe von Bohrlochmessungen der spektralen sowie der Gesamt-Gammastrahlung ermittelt werden. Knappe, zusammenfassende Darstellungen der Messmethoden und ihrer Auswertung finden sich z.B. bei Clauser (2009, 2011a).

Tabelle 2. Mittelwert und Standardabweichung der spezifischen Wärmeproduktionsrate \bar{A}' von Uran, Thorium und Kalium (nach Angaben von vier Autoren, zitiert in Clauser, 2011a).

\bar{A}'_U ($\mu W \cdot kg^{-1}$)	\bar{A}'_{Th} ($\mu W \cdot kg^{-1}$)	\bar{A}'_K ($\mu W \cdot kg^{-1}$)
96.65(1.05)	26.30(57)	0.00350(8)

1. Produção de calor radiogênico

A taxa de produção de calor de uma Terra de silicato (BSE) a 20 TW correspondente aos elementos radiogênicos listados na Tabela 1 indica uma produção anual de calor igual a 6.3×10^{20} J. Isso é mais que o dobro da produção primária de energia em escala global registrada no ano 2000. De fato, a referida produção anual de calor excede as necessidades energéticas de toda a população mundial estimadas até o ano de 2030, conforme prevê a Agência Internacional de Energia (IEA). Se os recursos geotérmicos da Terra pudessem ser aproveitados em grande escala, poder-se-ia cobrir uma parte substancial das necessidades de energia primária esperadas no decurso do século XXI.

Após o calor original, o decaimento radioativo de isótopos instáveis de urânio (^{238}U ; ^{235}U), tório (^{232}Th), e potássio (^{40}K) representa a principal fonte de calor interno na Terra. A crosta e manto terrestres são naturalmente enriquecidos com tais isótopos. Sabe-se que, no decurso de decaimento radioativo, massa é convertida em energia. Salvo pela pequena porção de neutrinos e antineutrinos, que são gerados com os decaimentos β^- e β^+ ou durante a captura de elétrons, toda a energia obtida com emissões radioativas no interior da Terra é convertida em calor. Picos característicos nos espectros γ dos radioisótopos terrestres correspondem às respectivas séries de decaimento; ao contínuo espectro de fundo resultante de espalhamento Compton; e à absorção fotoelétrica.

Os isótopos de urânio ^{238}U e ^{235}U decaem aos isótopos de chumbo ^{206}Pb e ^{207}Pb com meias-vidas de 4.5 e 0.7 bilhões de anos, respectivamente. Linhas características no espectro γ da série de decaimentos para ^{238}U são registradas, por exemplo, pelo isótopo filho bismuto-214 (^{214}Bi), registrando valores de 609 keV, 1120 keV e 1764 keV. Muitas rochas contêm urânio como um elemento-traço. O isótopo radiogênico tório-232 (^{232}Th) também decai a chumbo, ^{208}Pb , com uma meia-vida de 14.1 bilhões de anos. Linhas características no espectro γ da série de decaimentos para ^{232}Th são geradas pelos isótopos-filhos tálio-208 (Tl^{208}) com energias de 584 e 2615 keV e actínio-228 (^{228}Ac) com energias de 912 e 966 keV. Tório também é um elemento-traço quimicamente pouco reativo e comumente encontrado em conjunção com minerais de argila. Finalmente, o único isótopo instável de potássio é ^{40}K . Através de emissão ou captura de elétron, este decai a argônio-40 (^{40}Ar) ou cálcio-40 (^{40}Ca), com um pico característico de 1460 keV no espectro γ do decaimento de ^{40}K . Certos minerais de argila apresentam conteúdo substancial de potássio em sua composição química.

Tabelle 1. Concentração (C) e taxa de produção de calor (A) de elementos radiogênicos instáveis em uma Terra de silicato (BSE); Também incluso: Taxas de produção de calor de urânio, tório e potássio. [Para referências, ver Clauser (2016).]

	Silikat-Erde (BSE)	Natürliche Elemente	A' ($\mu\text{W}\cdot\text{kg}^{-1}$)
C_U (10^{-6})	0.020(4)	U	95.2
C_{Th} (10^{-6})	0.079(12)	Th	25.6
C_K (10^{-6})	240(48)	K	0.00348
$A' = 4.8(8) \times 10^{-12} \text{ W}\cdot\text{kg}^{-1}$			

A energia liberada durante os referidos decaimentos consiste da energia cinética das partículas emitidas e da radiação γ (gama) associada aos vários processos de decaimento. A energia é absorvida pelas rochas e convertida em calor. Em geral, a taxa de produção de calor A de uma rocha consiste da soma das contribuições individuais de urânio $A'(U)$, tório $A'(Th)$ e potássio $A'(K)$:

$$A = \rho(C_U A'_U + C_{Th} A'_{Th} + C_K A'_K) \quad (1)$$

onde ρ é a densidade da rocha, A' é a taxa de produção de calor radiogênico e C é a concentração dos respectivos elementos. A Tabela 2 sumariza os valores de A' reportados por alguns autores; tais valores variam em menos de 2.5%. Conhecendo a densidade ρ da rocha e suas respectivas concentrações de urânio (C_U), tório (C_{Th}) e potássio (C_K), a taxa de produção de calor radiogênico A pode ser determinada com a equação **(1)** e os dados da Tabela 2. Os valores fornecidos por Rybach (1988), que divergem ligeiramente dos valores médios da Tabela 2, são frequentemente utilizados:

$$A = 10^{-5} \times \rho (9.52C_U + 2.56C_{Th} + 3.48C_K) \quad [\mu W \cdot m^{-3}] \quad (2)$$

onde a densidade ρ é dada em $kg \cdot m^{-3}$ e as concentrações de urânio e tório são dadas em massa relativa/partes por milhão (isto é, $10^{-6} kg \cdot kg^{-1}$) ao passo que a concentração de potássio é dada em massa relativa/percentual % (isto é, $10^{-2} kg \cdot kg^{-1}$). Além do uso de concentrações de isótopos radioativos determinadas em laboratório, a taxa de produção de calor também pode ser estabelecida com a ajuda de medidas de radiações espectrais e gama em poços de sondagem. Clauser (2009, 2011a) fornece um sumário e avaliação concisos dos diversos métodos de medida.

Tabelle 2. Média e desvio padrão da taxa específica de geração de calor de urânio, tório e potássio (de acordo com vários autores, citados em Clauser (2011a)).

$\overline{A'_U}$ ($\mu W \cdot kg^{-1}$)	$\overline{A'_{Th}}$ ($\mu W \cdot kg^{-1}$)	$\overline{A'_K}$ ($\mu W \cdot kg^{-1}$)
96.65(1.05)	26.30(57)	0.00350(8)

◆ 2. Heat flow provinces

↳ Referência 2 (Beardsmore e Cull, 2001), pp. 28 – 30. Com modificações.

2.1. The concept of heat flow province

Heat is generated in rocks principally through the radioactive decay of unstable isotopes that release energy in the form of alpha (α), beta (β), and gamma (γ) emissions, as well as neutrinos (ν) and antineutrinos ($\bar{\nu}$). Rock is virtually transparent to neutrinos and antineutrinos and most of the energy carried by these particles is lost into space. However, the surrounding rocks absorb the kinetic energy carried by the other particles, thus generating heat. The rate of radiogenic heat generation within rocks is related to the quantity of radioactive material, the rate of decay and the energy of the emitted particles.

Approximately 98% of geothermal radiogenic heat arises from the decay of single isotopes of three elements, namely uranium (^{238}U), thorium (^{232}Th) and potassium (^{40}K). The energy released by the decay of the uranium isotope is considerably greater than by thorium, which in turn is greater than by potassium. However, the relative contributions of each isotope to the total heat generation are of the same order magnitude due to their relative abundances in typical crustal rocks.

Observations of surface heat generation, A_0 , and surface heat flow, Q , led to the development of crustal models of heat generation. Lachenbruch (1968) and Birch *et al.* (1968) independently proposed a simple linear relationship between A_0 and Q :

$$Q = q + A_0 D \quad (3)$$

where q is a constant component of heat flow and from the mantle and D represents a **depth scale** for the vertical distribution of heat-producing elements. Linear relationships obtained for many parts of the world show a remarkable consistency in parameter D , typically between 10 and 15 km. Such observations led Roy *et al.* (1968) to define a **heat flow province** as a region of common tectonothermal history within which consistent values of q and D are obtained. Much effort has been expended in identifying and quantifying heat flow provinces around the world.

The consistency in D suggests that it relates directly to some physical property of the province. Lachenbruch (1970) pointed out that if the linear relationship is to hold for regions with varying erosion, heat generation must decrease exponentially with depth. It follows that the parameter D most likely relates to the exponential decay constant of the heat generation distribution. Jaupart, Sclater and Simmons (1981) advocated separate exponential trends for uranium, potassium, and thorium concentrations, resulting in more complicated heat generation profiles.

2.1. O conceito de província de fluxo de calor

Calor é gerado em rochas principalmente em razão do decaimento radioativo de isótopos instáveis que liberam energia sob a forma de emissões alfa (α), beta (β) e gama (γ), além de neutrinos (ν) e antineutrinos ($\bar{\nu}$). As rochas são essencialmente transparentes para neutrinos e antineutrinos e a maior parte da energia carregada por tais partículas é perdida para o espaço. No entanto, as rochas circundantes absorvem a energia cinética carregada por outras partículas, assim gerando calor. A taxa de geração de calor radiogênico em rochas guarda relação com a quantidade de material radioativo, a taxa de decaimento e a energia das partículas emitidas.

Aproximadamente 98% do calor geotérmico radiogênico resulta do decaimento de isótopos de apenas três elementos, quais sejam, urânio (^{238}U), tório (^{232}Th) e potássio (^{40}K). A energia liberada pelo decaimento do isótopo de urânio é consideravelmente maior que a energia associada ao decaimento de tório, que por sua vez é maior que a energia associada com o decaimento de potássio. Não obstante, devido à abundância relativa de cada elemento na composição de rochas crustais, as contribuições de cada isótopo para a geração total de calor têm a mesma ordem de magnitude.

Observações de geração de calor superficial, A_0 , e fluxo de calor superficial, Q , levaram ao desenvolvimento de modelos crustais de geração de calor. Lachenbruch (1968) e Birch *et al.* (1968) propuseram, de modo independente, a seguinte relação linear entre A_0 e Q :

$$Q = q + A_0 D \quad (3)$$

onde q representa a componente constante de transporte de calor oriundo do manto terrestre e D representa uma **escala de profundidade** para a distribuição vertical de elementos geradores de calor. Relações lineares obtidas em diversas partes do planeta indicam uma consistência marcante no parâmetro D , que tipicamente varia entre 10 e 15 km. Tais observações levaram Roy *et al.* (1968) a definir uma **província de transporte de calor** como uma região de história tectono-térmica comum na qual valores consistentes de q e D são obtidos. Consideráveis esforços foram atribuídos à identificação e quantificação de províncias de transporte de calor em todo o planeta.

A consistência em D sugere a existência de uma relação direta com alguma propriedade física da província. Lachenbruch (1970) observou que, para que haja uma relação linear em regiões com diferentes graus de erosão, a geração de calor deve diminuir exponencialmente com profundidade. Segue que o parâmetro D muito provavelmente relaciona-se com a constante de decaimento exponencial da distribuição associada à geração de calor. Jaupart, Sclater e Simmons (1981) propuseram diferentes tendências exponenciais para concentrações de urânio, potássio e tório, o que resulta em perfis de geração de calor mais complicados.

2.2. Solved example

As an example, consider a certain heat-flow province for which $q = 34 \text{ mW/m}^2$ and $D = 7.2 \text{ km}$. Assuming a simple, steady-state, two-layer model of heat production, an average surface temperature of 12°C , an average thermal conductivity of $2.8 \text{ W/m}\cdot\text{K}$, and a measured **surface heat generation** of $3.2 \text{ }\mu\text{W/m}^3$, we want to determine the temperature, T , at the base of the heat-generation layer.

Firstly, we substitute $q = 34 \text{ mW/m}^2$, $D = 7.2 \text{ km}$, and $A_0 = 3.2 \text{ }\mu\text{W/m}^3$ into the heat-flow province equation to obtain

$$Q = q + A_0 D = 34 + 3.2 \times 7.2 = 57.0 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$$

The two-layer model indicates that heat flow decreases linearly with depth to $Q = q = 34 \text{ mW/m}^2$ at a depth of 7.2 km . The thermal gradient ($\partial T/\partial z = Q/k$) therefore decreases linearly with depth from $57.0/2.8 = 20.36^\circ\text{C/km}$ at the surface to $34/2.8 = 12.14^\circ\text{C/km}$ at 7.2 km depth; fitting these two data points to a linear equation gives $\partial T/\partial z = 20.36 - 1.142z$. Integrating this relation with respect to z brings to

$$\frac{\partial T}{\partial z} = 20.36 - 1.142z \rightarrow T(z) = -0.571z^2 + 20.36z + C$$

As a boundary condition, $T(0) = 12^\circ\text{C}$, giving

$$T(0) = -0.571 \times 0^2 + 20.36 \times 0 + C = 12$$

$$\therefore C = 12$$

Finally, the temperature profile is given by

$$T(z) = 12 + 20.36z - 0.571z^2$$

and the temperature at $z = 7.2$ km is

$$T(z) = 12 + 20.36 \times 7.2 - 0.571 \times 7.2^2 = \boxed{129^\circ\text{C}}$$

2.2. Exemplo resolvido

Como exemplo, considere uma certa província de transporte de calor para a qual $q = 34$ mW/m² e $D = 7.2$ km. Supondo um modelo de transporte de calor simples e estacionário de duas camadas, uma temperatura superficial média de 12°C, uma condutividade térmica de 3.2 W/m·K e uma **geração de calor superficial** de 3.2 μW/m³, queremos determinar a temperatura T na base da camada geradora de calor.

Primeiramente, substituímos $q = 34$ mW/m², $D = 7.2$ km, e $A_0 = 3.2$ μW/m³ na equação da província de transporte de calor, obtendo

$$Q = q + A_0 D = 34 + 3.2 \times 7.2 = 57.0 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$$

O modelo de duas camadas indica que o transporte de calor decresce linearmente com profundidade até igualar $Q = q = 34$ mW/m² a uma profundidade de 7.2 km. O gradiente térmico ($\partial T/\partial z = Q/k$) reduz-se linearmente com profundidade, variando entre 57.0/2.8 = 20.36°C/km na superfície até 34/2.8 = 12.14°C/km a 7.2 km; ajustando esses dois pontos a uma equação linear, obtemos $\partial T/\partial z = 20.36 - 1.142z$. Integrando com relação à variável z , vem:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = 20.36 - 1.142z \rightarrow T(z) = -0.571z^2 + 20.36z + C$$

Como condição de contorno, temos $T(0) = 12^\circ\text{C}$, de modo que

$$T(0) = -0.571 \times 0^2 + 20.36 \times 0 + C = 12$$

$$\therefore C = 12$$

Finalmente, o perfil térmico é dado por

$$T(z) = 12 + 20.36z - 0.571z^2$$

e a temperatura em $z = 7.2$ km é

$$T(z) = 12 + 20.36 \times 7.2 - 0.571 \times 7.2^2 = \boxed{129^\circ\text{C}}$$

▲ **Termos importantes**

■ **Depth scale** (“Escala de profundidade”): Parâmetro, denotado por D em **(3)**, que aparece na equação linear de províncias de fluxo de calor. Como sugere o nome, D tem dimensões de comprimento e é geralmente expressa em km.

■ **Heat flow province** (“Província de fluxo de calor”): Região da crosta com história tectono-térmica suficientemente homogênea para que o fluxo de calor radiogênico possa ser caracterizado por uma mesma equação linear semelhante a **(3)**.

■ **Surface heat generation** (“Geração de calor superficial”): Grandeza que exprime a potência térmica emitida por uma superfície rochosa por unidade de volume; em problemas de geofísica envolvendo rochas crustais, esta é geralmente fornecida em $\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$.



A **Lotka** oferece uma variedade de serviços de tradução, revisão e composição.

www.lotkatranslation.com



Tradução técnica

Traduzimos artigos, manuscritos e outros gêneros textuais em 8 idiomas.



Revisão técnica

Melhoramos a qualidade gramatical e estilística do seu documento.



Jargão e terminologia

Dominamos as terminologias e jargões de diversas áreas de engenharia e ciências naturais.



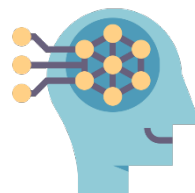
Edição de referências bibliográficas

Preparamos listas de referências em 4 padrões diferentes (ABNT, Harvard, APA, MLA).



Edição de expressões matemáticas

Preparamos as equações, reações químicas, tabelas e outros elementos especiais do seu documento.



Revisão de documentos gerados por inteligência artificial

Tecnologias de inteligência artificial generativa são ainda incipientes e propensas a erro. A Lotka pode melhorar a qualidade técnica de textos gerados ou traduzidos por IA.