

Produção de calor radiogênico e espessura litosférica da margem rifteada entre o sul da Bahia e o sul de Pernambuco, Brasil oriental

Radiogenic heat production and lithospheric thickness of the rifted margin between South Bahia and South Pernambuco, Eastern Brazil

¹Gilvan Pio Hamsi Junior^{ID}, ²Nick Kuszni^{ID}

¹Petrobras, Aracaju, Sergipe – Brasil, ghamsi@petrobras.com.br (Autor correspondente)

²Universidade de Liverpool, Liverpool – Reino Unido, murimig@gmail.com

RESUMO

Uma metodologia prática para a definição dos parâmetros litosféricos que condicionam a evolução tectono-termal durante as fases sin-rifte e pós-rifte foi aplicada à Margem Rifteada do Nordeste Oriental Brasileiro (MRNOB). Esses parâmetros são dados de entradas de modelagens de bacias, tanto em abordagem tectonofísica, quanto em modelagens de sistemas petrolíferos. A MRNOB se desenvolveu sobre dois domínios tectônicos do Cráton São Francisco (CSF), ao sul, e dois domínios da Província Borborema (PBR), ao norte. A espessura média da litosfera continental de cada domínio tectônico foi calculada por ajuste isostático ao geoide mantélico. A espessura litosférica é controlada pela sua curva de temperatura em profundidade, a geoterma, calculada analiticamente, cujos parâmetros são a elevação, a espessura crustal, a densidade crustal e a Produção do Calor Radiogênico (PCR). Foi considerado um modelo tripartite para distribuição da PCR: crosta superior radiogênica de 10 km, crosta remanescente com PCR reduzida e manto litosférico não radiogênico. Espessuras e densidades crustais médias de cada domínio foram obtidas por inversão gravimétrica da Moho. As elevações médias de cada domínio tectônico foram calculadas com celas exportadas de malha global de topografia e batimetria. Levantamento de campo no embasamento da margem estudada com 2554 amostras suportou a determinação da PCR média de cada domínio. O Bloco Itabuna-Curaçá (BIC) do CSF se destacou como o domínio com a PCR mais baixa, média de $0,80 \mu\text{W.m}^{-3}$; enquanto o Terreno Pernambuco-Alagoas da PBR destaca-se como domínio com PCR mais elevada, média de $2,40 \mu\text{W.m}^{-3}$. Espessuras crustais de 37 e 39 km foram obtidas para os dois domínios tectônicos do CSF com densidade crustal de 2835 kg m^{-3} , enquanto espessura crustal de 36 km foi obtida para os dois domínios da PBR com densidade crustal de 2820 kg m^{-3} . A elevação média varia de 67 m no Ramo Costeiro do Cinturão Oriental a 274 m no BIC. Para os dois domínios tectônicos do CSF, foram obtidas espessuras litosféricas de 134 e 135 km, enquanto para os dois domínios da PBR, foram obtidas espessuras litosféricas de 127 e 129 km.

Palavras-chave: análise de bacias, litosfera continental, Produção de Calor Radiogênico, análise isostática, inversão gravimétrica da Moho, margem rifteada do Brasil oriental.

ABSTRACT

A practical methodology to define the initial lithospheric parameters that controlled the tectono-thermal evolution during the syn-and post-rift phases was applied to the Eastern Northeast Brazilian Rift Margin (ENBRM). Those parameters are input data for basin modelling, either in tectonophysical approach or in petroleum systems modelling approach. The ENBRM developed over two domains of the São Francisco Craton (SFC) to the south and two domains of the Borborema Province (BRP) to the north. The average thicknesses of the continental lithosphere of the main tectonic domains adjacent to the ENBRM were calculated by isostatic adjustment to the mantle geoid, obtained from average values of the mid-ocean ridge, considering a tripartite lithospheric model: radiogenic upper crust of 10 km, remaining crust with reduced Radiogenic Heat Production (RHP) and non-radiogenic lithospheric mantle. The lithospheric thickness is defined by its temperature profile with depth, the geotherm, analytically determined, whose parameters are the averages elevation, crustal thickness, crustal density and RHP. The average crustal thicknesses of each domain were obtained by gravimetric inversion of the Moho. The average elevations of each tectonic domain were calculated with cells exported from global topographic and bathymetric grid. Field survey in the basement of the studied margin that acquired 2554 samples supported the determination of the average RHP for each domain. The SFC Itabuna-Curaçá Block (ICB) stands out as the lowest RHP domain, with $0.80 \mu\text{W.m}^{-3}$ average. The BRP Pernambuco-Alagoas Terrain (PAT) stands out as the highest RHP domain, with $2.40 \mu\text{W.m}^{-3}$ average. Crustal thicknesses of 37 and 39 km were determined for the two tectonic domains of the SCF with crustal density of 2835 kg m^{-3} , while average crustal thickness of 36 km was determined for the two domains of the PBR with crustal density of 2820 kg m^{-3} . Average elevation ranges from 67 m at EBB to 274 m at ICB. Lithospheric thicknesses of 134 and 135 km were calculated for the two SFC domains, while lithospheric thicknesses of 127 and 129 km were calculated for the two PBR domains.

Keywords: basin analysis, continental lithosphere, Radiogenic Heat Production, isostatic analysis, gravimetric inversion of the Moho, eastern Brazil rifted margin.

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho se propõe a determinar as espessuras litosféricas médias dos domínios tectônicos da Margem Rifteada do Nordeste Oriental Brasileiro (MRNOB), entre o Sul da Bahia e Pernambuco (Figura 1), por ajuste isostático com o geóide mantélico (Turcotte et al., 1977; Lachenbruch e Morgan, 1990). A litosfera de referência do embasamento adjacente a uma margem rifteada é uma aproximação da litosfera pré-rifte, que define as condições iniciais da evolução tectono-termal da margem e dos riftes continentais associados. A espessura da litosfera de cada domínio tectônico é definida por sua curva de temperatura com a profundidade, a geoterma, que por sua vez, controla a densidade da porção mantélica. A geoterma é influenciada pela espessura crustal média e pela produção do calor radiogênico média, além do fluxo de calor que vem do manto sub-litosférico convectivo (Jaupart e Mareschal, 2011). Domínios tectônicos com litosferas distintas devem se comportar de maneira distinta no afinamento durante a fase rifte e no esfriamento da litosfera no pós-rifte, resultando em histórias de subsidência tectônica e de fluxo térmico diversas.

O modelo litosférico inicial é definido por um conjunto de parâmetros litosféricos e crustais, que são aplicados em modelagens numéricas de bacias, sejam de caráter tectonofísico (Allen e Allen, 2005), sejam de caráter exploratório para petróleo e gás natural, como as modelagens de sistemas petrolíferos (p.ex. Hantschel e Kauerauf, 2009). A espessura litosférica é o parâmetro fundamental, que além de ser calculada indiretamente por equilíbrio isostático com o geóide mantélico (Lachenbruch e Morgan, 1990; Globig et al., 2016), pode ser determinada através de sismologia (Priestley e McKenzie, 2006), ou por levantamentos magneto-telúricos (p.ex. Dragone et al., 2021), ainda incipientes na América do Sul. Por sua vez, a espessura e a densidade média crustais podem ser obtidas de levantamentos sismológicos da própria região (p.ex. Luz et al., 2015), ou por modelagens gravimétricas (p.ex. Van Der Meijde et al., 2013) ou por análises globais (Mooney et al., 2023).

Dos parâmetros de um modelo de geoterma litosférica, a produção de calor radiogênico superficial (PCR_0), definida pela composição da crosta, é um parâmetro geralmente pouco discutido, além de estudos específicos de geotermia. Entretanto, a PCR da crosta influencia a geoterma continental (Jaupart e Mareschal, 1999), que por sua vez, controla a espessura litosférica ao determinar o perfil de densidade (Figura 2A e C). Portanto, o reconhecimento da variação do calor radiogênico ao longo da MRNOB é necessária para determinar sua influência na criação do espaço de acomodação por afinamento litosférico, a subsidência tectônica, e, em especial, na evolução do fluxo térmico em decorrências das condições da crosta no pré-rifte.

As bacias sedimentares da MRNOB se desenvolveram em resposta ao processo de estiramento e ao afinamento litosférico durante a segunda fase de ruptura do Gondwana, entre o Neocomiano e o Albiano Inferior (entre 144 e 113 a 102 Ma.), seguida até o presente pelo espalhamento do

assolho oceânico, resfriamento da placa afinada e criação de nova litosfera oceânica (Chang et al., 1992; Moulin et al., 2010; Heine et al., 2014; Matos et al., 2021b). A MRNOB pertence ao Segmento Central do sistema de riftes cretáceos do Atlântico Sul (Moulin et al., 2010). A sua porção meridional se desenvolveu sobre domínios do Cráton São Francisco, neoarqueano a paleoproterozoico, com *fabric* predominantemente N-S (Figura 1). Já a porção setentrional da MRNOB se desenvolveu sobre a Província Borborema, neoproterozoica, com *fabric* predominante E-W e corresponde ao segmento norte da Zona de Relay do Albiano (Matos et al., 2021a,b).

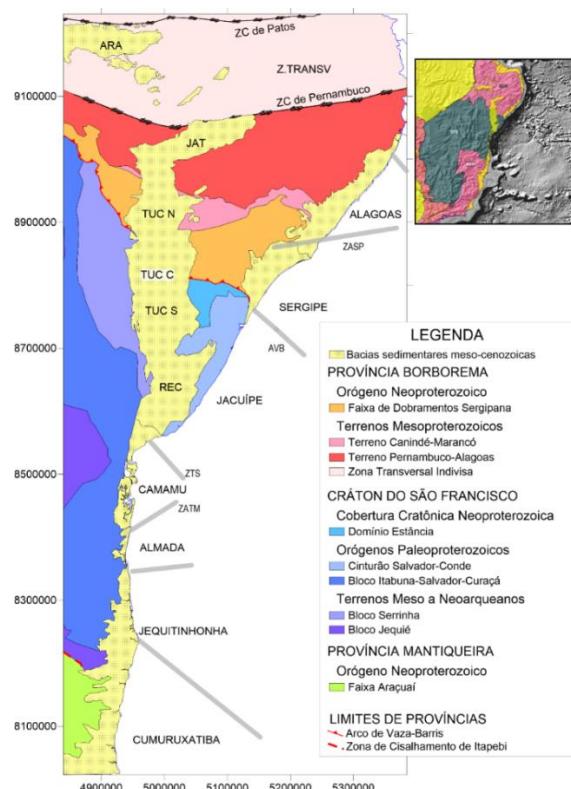


Figura 1. Domínios tectônicos do embasamento da Margem Rifteada do Nordeste Oriental Brasileiro. Inserto: províncias tectônicas do Brasil oriental (Delgado et al., 2003). Bacias Sedimentares: ARA, Araripe; JAT, Jatobá; TUC N, TUC C, TUC S, Tucano Norte, Central e Sul; REC, Recôncavo. Limites de bacias e margens rifteadas: ZASP, Zona de Acomodação Siriri-Penedo; ZTS e ZATM, Zona de Transferência Salvador e Zona de Acomodação Taipus Mirim (Ferreira et al., 2009). Os limites entre as margens de Almada e Jequitinhonha é sutil, sem controle tectônico claro. O limite entre as margens de Jequitinhonha e Cumuruxatiba é de acordo com a presença das vulcânicas de Royal Charlotte.

Em uma primeira etapa, as médias da PCR e da densidade de cada um dos domínios tectônicos do embasamento desta margem foram determinadas por análise estatística das medidas em amostras coletadas no campo (Sapucaia et al., 2005; Argollo et al., 2012) e das celas de malhas calculadas por geoestatística. Em seguida, as espessuras crustais médias desses domínios foram calculadas por inversão gravimétrica, ajustada aos dados sismológicos disponíveis de cada domínio. Na etapa final, esses parâmetros foram utilizados nos cálculos das espessuras das litosferas continentais de cada domínio, considerando o equilíbrio isostático com o geóide mantélico, o qual pode ser

obtido das condições médias das dorsais meso-oceânicas. Portanto, é proposta uma metodologia prática para se obter os parâmetros iniciais das modelagens de bacias, em especial, das modelagens de sistemas petrolíferos. Por fim, são discutidas as influências desses parâmetros nas variações da subsidência tectônica e do fluxo térmico no topo do embasamento em função do afinamento litosférico das margens estudadas, comparadas com as previsões do modelo de estiramento (e afinamento) litosférico uniforme MELU (McKenzie, 1978), que fundou o programa de pesquisas de análise de subsidência em bacias distensionais.

2. MODELO DE LITOSFERA CONTINENTAL

A litosfera tem como principal característica seu comportamento relativamente mais rígido do que o manto subjacente, a astenosfera. Outra característica fundamental é a propagação de calor, principalmente, por condução térmica, enquanto o calor se propaga, principalmente, por convecção no manto sublitosférico (Jaupart e Mareschal, 2011; McKenzie et al., 2005). A base da litosfera se localiza, simplificadamente, por volta de 1300°C, onde a geoterma litosférica encontra o perfil de temperatura isentrópica, o gradiente geotérmico do manto sublitosférico, definido pelo sistema convectivo do manto (Jaupart e Mareschal, 1999; McKenzie et al., 2005). Nessa interface, a velocidade das ondas sísmicas cisalhantes (Tipo S) decai, sendo um dos critérios para mapeamento da base da litosfera com dados sismológicos (Priestley e McKenzie, 2006). A desintegração radioativa dos elementos U, Th e K é a fonte de energia das correntes de convecção geradas no manto sublitosférico, aliada ao resfriamento secular do núcleo terrestre. Entretanto, esses elementos radioativos são compatíveis com rochas graníticas e tendem a ser enriquecidos na crosta continental durante a evolução terrestre (Vilà et al., 2010), contribuindo significativamente com o fluxo térmico proveniente do manto sublitosférico. Assim, a produção de calor radiogênico (PCR) é realizada em terrenos graníticos e atenuada em terrenos com composição basáltica (Vilà et al., 2010; Hasterok et al., 2018). De forma geral, bacias sedimentares e terrenos metassedimentares apresentam comportamento intermediário.

Em modelagens de bacias, parâmetros de referência de artigos pioneiros em estudos tectonofísicos são comumente assumidos. Como exemplo, a espessura de 125 km determinada para uma litosfera oceânica madura do Oceano Pacífico (Figura 2B e D) (Parsons e Sclater, 1977) tem sido assumida indiscriminadamente como a espessura de uma litosfera continental, sem se considerar que uma litosfera continental com essa espessura estaria em equilíbrio isostático com a elevação no nível do mar, apenas em combinações especiais de espessura crustal, densidade crustal média e distribuição da PCR na crosta, muitas vezes incompatíveis com o domínio tectônico em foco.

Por outro lado, é razoável se admitir que a litosfera pré-afinada se assemelhe à litosfera continental adjacente ao rifte interior ou à margem rifteada. A abordagem mais apropriada talvez seja o mapeamento da base da litosfera

pelo decréscimo em profundidade da velocidade de ondas cisalhantes de dados sismológicos. Como exemplo, litosferas continentais da América do Norte, África e Eurásia foram mapeadas com espessuras que ultrapassam 200 km nos núcleos cratônicos (Priestley e McKenzie, 2006). Os resultados da aplicação de tal abordagem para a América do Sul é apresentado em reconstituição do Pangea, que indica uma variação da espessura da litosfera de 170 km ao sul do Cráton São Francisco até 110 km na terminação setentrional da área estudada na Província Borborema (McKenzie et al., 2005). Entretanto os dados da América do Sul não são detalhados como nos artigos que enfocaram os outros continentes. Similarmente, um modelo tridimensional pioneiro de variações de velocidade de ondas cisalhantes, de baixa resolução, sugere que a espessura litosférica do embasamento no nordeste brasileiro se situa entre 100 e 150 km (Feng et al., 2004). Levantamento recente do limite litosfera-astenosfera (LLA) na América do Sul, baseado em tomografia sísmica (Ciardelli et al., 2022), delimita os principais núcleos cratônicos e corrobora, na resolução geográfica dos modelos, a variação do LLA de McKenzie et al. (2005).

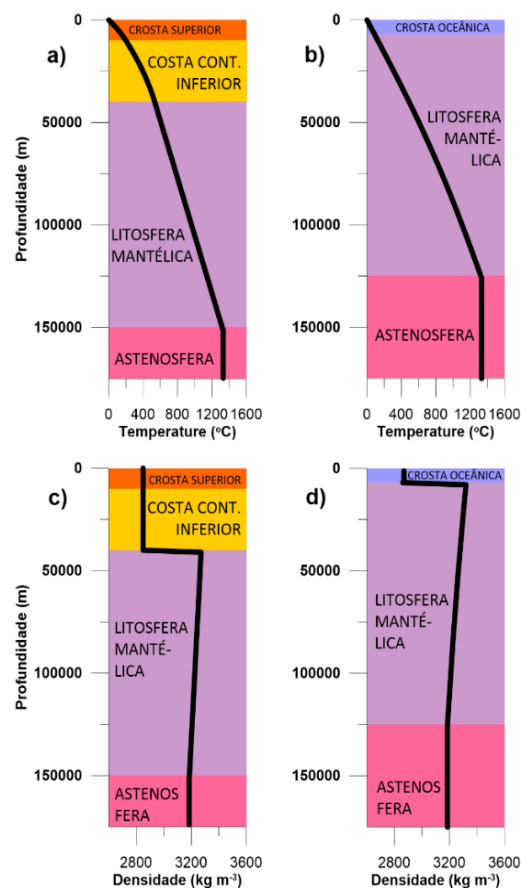


Figura 2. Comparação entre uma litosfera continental hipotética de 152 km de espessura e uma litosfera oceânica madura, termicamente estável de 125 km, ambas em equilíbrio isostático. **A e B.** Geotermas da litosfera continental e oceânica, respectivamente. Curvatura da Geoterma continental influenciada pela distribuição da PCR crustal, concentrada nos 9 km mais rasos. **C e D.** Perfis de densidade da litosfera continental e oceânica, respectivamente. Densidades crustais continental e oceânica assumidas constantes, 2850 e 2860 kg m⁻³, respectivamente. Densidades do manto litosférico controlados pela temperatura.

3. METODOLOGIA

Com o conjunto atualmente disponível de dados geotérmicos e geológicos, o cálculo indireto das espessuras de litosferas dos domínios tectônicos, assumindo ajuste isostático com o geóide mantélico (Turcotte et al., 1977; Lachenbruch e Morgan, 1990), é uma abordagem alternativa pragmática. A contribuição da PCR média de cada domínio tectônico é aqui considerada como uma variável relevante no controle da geoterma continental. Além disso, a PCR é fundamental para o conhecimento da evolução do fluxo térmico em uma bacia sedimentar e, também, um importante indicador para avaliação de potencial geotérmico.

A ausência de variação sistemática da PCR medida em amostras dos poços profundos de Kola na Rússia e KTB na Alemanha refuta os modelos de decréscimo linear e de decréscimo exponencial, comumente assumido nos pacotes de modelagens de bacias (p.ex. Hanstchel e Kauerauf, 2009), pois esses modelos predizem PCR praticamente nula na crosta inferior (Jaupart e Mareschal, 2011). Por sua vez, o modelo no qual a PCR se mantém em um degrau único ao longo da crosta implica em temperaturas acima da curva de *solidus* do quartzo na base da crosta em terrenos graníticos, cuja PCR medida em superfície é, geralmente, superior a $2 \mu\text{W m}^{-3}$. Apesar da baixa correlação entre o fluxo térmico e a PCR de cada uma das cinco províncias tectônicas do Escudo Canadense, baseadas em robusto banco de dados com ambas as medições em 361 pontos, as médias desses parâmetros de cada província apresentam uma relação linear, com fluxo térmico basal de $32,7 \text{ mW m}^{-2}$ e camada mais radioativa de 9,3 km (Mareschal e Jaupart, 2004), que devem refletir uma tendência regional de enriquecimento da crosta mais rasa. Essa espessura de camada radioativa é considerada como uma referência inicial que embasa o modelo geotérmico crustal em dois degraus, aqui adotado (Figura 2A e C).

Portanto, as estimativas de espessuras litosféricas assumiram o modelo da geoterma tripartite (Jaupart e Mareschal, 1999; Hasterok e Chapman, 2011): crosta superior mais radiogênica arredondada para 10 km, crosta inferior pouco radiogênica e manto litosférico sem contribuição de calor radiogênico. As variáveis deste modelo são: 1) a base da litosfera, 2) a espessura crustal, 3) a densidade média da crosta, 4) o PCR na crosta superior e 5) a elevação continental no pré-rifte. A densidade crustal foi assumida como constante em cada domínio; e para a litosfera mantélica foi assumido o decréscimo da densidade do peridotito em profundidade, controlado pela geoterma, de acordo com o coeficiente de expansão térmica (Tabela 1). No modelo adotado, foi assumida a PCR de $0,5 \mu\text{W/m}^3$ para a crosta inferior (Jaupart e Mareschal, 1999; Hasterok e Chapman, 2011).

A geoterma litosférica do pré-rifte, considerada em fluxo térmico estacionário, em um modelo com duas camadas crustais com calor radiogênico e condutividade térmica distintas, tem a seguinte solução analítica:

$$T(y) \begin{cases} T_1(y) = -\frac{\text{PCR}_s y^2}{2k_s} + c_1 y + c_2 - \text{crosta superior} \\ T_2(y) = -\frac{\text{PCR}_i y^2}{2k_i} + c_3 y + c_4 - \text{crosta inferior} \\ T_3(y) = c_5 y + c_6 - \text{litosfera mantélica} \end{cases} \quad (1)$$

onde y é a profundidade, PCR_s e PCR_i são a produção de calor radiogênico na crosta superior e inferior, respectivamente, e as constantes c_1 a c_6 são obtidas consecutivamente, segundo às condições de contorno, as temperaturas do topo e da base da litosfera, e as continuidades das temperaturas e dos fluxos térmicos nos limites entre as camadas e os parâmetros crustais (Wangen, 2010).

3.1. Litosferas continentais e o geóide mantélico

O geóide mantélico H_0 é uma superfície hipotética sob a qual o manto astenosférico repousaria isostaticamente caso não houvesse litosfera, e pode ser estimada no contexto geodinâmico mais aproximado, a dorsal meso-oceânica, onde se considera que uma crosta oceânica média de aproximadamente 7 km é rapidamente formada sobre a astenosfera (Lachenbruch e Morgan, 1990):

$$H_0 = \frac{h_{dmo} \cdot \rho_{ag} + t_{co} \cdot \rho_{co} - (h_{dmo} + t_{co}) \cdot \rho_a}{(\rho_{pr} - \rho_a)}, \quad (2)$$

onde h_{dmo} é a batimetria média da dorsal meso-oceânica, t_{co} é a espessura média da crosta oceânica, ρ_{co} é a densidade média da crosta oceânica, ρ_{ag} é a densidade da água, ρ_{pr} é a densidade do material que preenche o espaço abaixo do nível médio do mar (*nmm*), água ou ar, e ρ_a é a densidade da astenosfera. Para os parâmetros aqui assumidos (Tabela 1), o geóide mantélico carregado em água corresponde à profundidade de 3703 m abaixo do *nmm*. Entretanto, em estudos de áreas continentais, a astenosfera livre deve ser considerada como repousando sob ar, sendo assumida densidade do ar ao invés da água. De acordo com os parâmetros acima, o geóide mantélico carregado em ar se encontraria 2540 m abaixo do *nmm*. Esses resultados variam ligeiramente na literatura, principalmente, em função da densidade crustal e da espessura média da crosta oceânica assumidas.

Assim, a espessura inicial L da litosfera de cada domínio tectônico principal pôde ser determinada indiretamente por equilíbrio isostático com o geóide mantélico H_0 , usando a equação que a relaciona à elevação continental ε (Lachenbruch e Morgan, 1990):

$$\varepsilon = \frac{(\rho_a - \rho_l)}{\rho_a} L - H_0, \quad (3)$$

onde ρ_a é a densidade da astenosfera e ρ_l é a densidade média da litosfera. Essa equação é a solução do equilíbrio isostático de uma litosfera continental imersa em manto astenosférico, cujas colunas se equilibram em uma profundidade de compensação na base da litosfera

(Lachenbruch e Morgan, 1990). A cada estimativa da espessura litosférica representativa de cada domínio tectônico foi obtida por uma simples técnica de minimização numérica, partindo de valores extremos (Hamsi, 2010).

3.2. Amostragem de rochas do embasamento ao longo dos domínios tectônicos

A influência do embasamento na evolução das bacias sedimentares brasileiras e de seus sistemas petrolíferos vem sendo foco de estudos desde a década de 70 (Asmus e Carvalho, 1978; Cordani et al., 1984). Os trabalhos pioneiros enfatizaram os controles tectônicos do embasamento na compartimentação das bacias. Revisões mais recentes produziram atualizações dos controles tectônicos do embasamento nesta margem, assim como, ampliaram o foco para a questão da proveniência dos sedimentos das rochas reservatórios das sequências pós-rifte, portanto em uma preocupação quanto à herança composicional (Kosin, 2009; Ferreira et al., 2009; Rancan et al., 2009). A contribuição da PCR do embasamento é outro aspecto da herança composicional, fundamental para a evolução tectono-termal de uma bacia sedimentar, pois além de influenciar na geoterma da litosfera inicial, também controla a evolução do fluxo térmico através da margem rifteada.

A área estudada compreende a margem rifteada entre o sul do estado da Bahia e o sul do estado de Pernambuco (Figura 1), porção setentrional do Sistema de Riftes do Brasil Oriental, SRBO (Chang et al., 1992), compartimentada por estruturas transversais NW-SE a E-W e que repousa sobre distintos domínios tectônicos do embasamento pré-cambriano com características petrológicas específicas (Matos et al., 2021a), equivalentes às subprovíncias do escudo canadense (Mareschal e Jaupart, 2004). O SRBO apresenta forma em “Y”, cujos ramos meridional e oriental evoluíram para margem rifteada, enquanto o ramo ocidental permaneceu como um rifte abortado, o Sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá. Os dois ramos setentrionais cortam o limite entre a porção oriental do Cráton São Francisco e a Província

Borborema (Delgado et al., 2003), configurado pelo Arco de Vaza-Barris (Milani e Davison, 1988), que pode ser reconhecido inclusive na malha regional de anomalia gravimétrica ar-livre (Figura 3A).

A amostragem de rochas do embasamento para propriedades térmicas nas fases I e II do Projeto Geoterm NE se iniciou ao sul, no embasamento da Bacia de Cumuruxatiba, terminação da Província Mantiqueira, prosseguiu para norte em terrenos do Cráton São Francisco e, finalmente, atingiu a Subprovíncia Meridional da Província Borborema (Figura 3C), constituindo robusto banco de dados do calor radiogênico e de outros parâmetros petrofísicos da MRNOB, coletadas e analisadas pelo Centro de Pesquisas em Geofísica e Geologia da Universidade Federal da Bahia (CPGG-UFBA) nos Projetos Geoterm-NE I e II no escopo do Programa Tecnológico de Exploração de Modelagem de Bacias do Centro de Pesquisas da Petrobras, Promob/Cenpes (Sapucaia et al., 2005; Argollo et al., 2012). Além da aplicação no entendimento das geotermas iniciais dos domínios tectônicos, onde se desenvolveram as bacias da margem rifteada, os padrões de distribuição de PCR são indicativos de áreas com potencial para produção de energia geotérmica.

Nas duas fases iniciais do Projeto Geoterm, foram coletadas 2554 amostras de rochas do embasamento, concentradas nas bordas das margens rifteada, sendo 668 na Fase I, apenas no Estado da Bahia, nas quais foram analisados os teores dos elementos radiogênicos U, Th e K, a densidade e a capacidade térmica volumétrica (Sapucaia et al., 2005). As restantes 1886 amostras foram obtidas no Projeto Geoterm-NE II, ao longo das regiões costeiras dos estados da Bahia, Sergipe, Alagoas e Pernambuco, submetidas a análises dos teores dos elementos radioativos no campo e em laboratório, condutividade térmica em quatro direções, capacidade térmica volumétrica e classificação petrográfica (Argollo et al., 2012). A produção de calor radiogênico por volume de cada amostra, PCR ($\mu\text{W m}^{-3}$), foi calculada com a equação que relaciona a densidade da rocha e os teores dos elementos radioativos medidos em laboratório, ponderados pelas taxas de liberação de calor

Tabela 1. Parâmetros litosféricos utilizados nos cálculos das geotermas continentais.

Densidade da água	ρ_{ag}	1000	g m^{-3}	
Densidade do peridotito a 0 °C	ρ_m	3330	kg m^{-3}	
Coeficiente de expansão térmica da litosfera	α	3.28e-05	$^{\circ}\text{C}^{-1}$	
Temperatura da base da litosfera	t_m	1333		
Densidade da astenosfera	ρ_m	3184	kg m^{-3}	Parsons e Sclater (1977)
Condutividade térmica da litosfera	k_m	3.138	W.m	
Espessura de litosfera oceânica antiga	h_{lo}	125000	m	
Elevação média da dorsal meso-oceânica ²	h_{dmo}	2652	m	Crosby e McKenzie (2009)
Densidade média da crosta oceânica	ρ_{oc}	2860	kg m^{-3}	Carlson e Herrick (1990)
Espessura média da crosta oceânica ³	t_{co}	7080	m	White et al. (1992)
Produção de calor radiogênico da crosta inferior	PCRci	0,5	$\mu\text{W m}^{-3}$	
Geoide astenosférico carregado em água	h_{ag}	3703	m	
Geoide astenosférico carregado em ar	h_{ar}	2540	m	

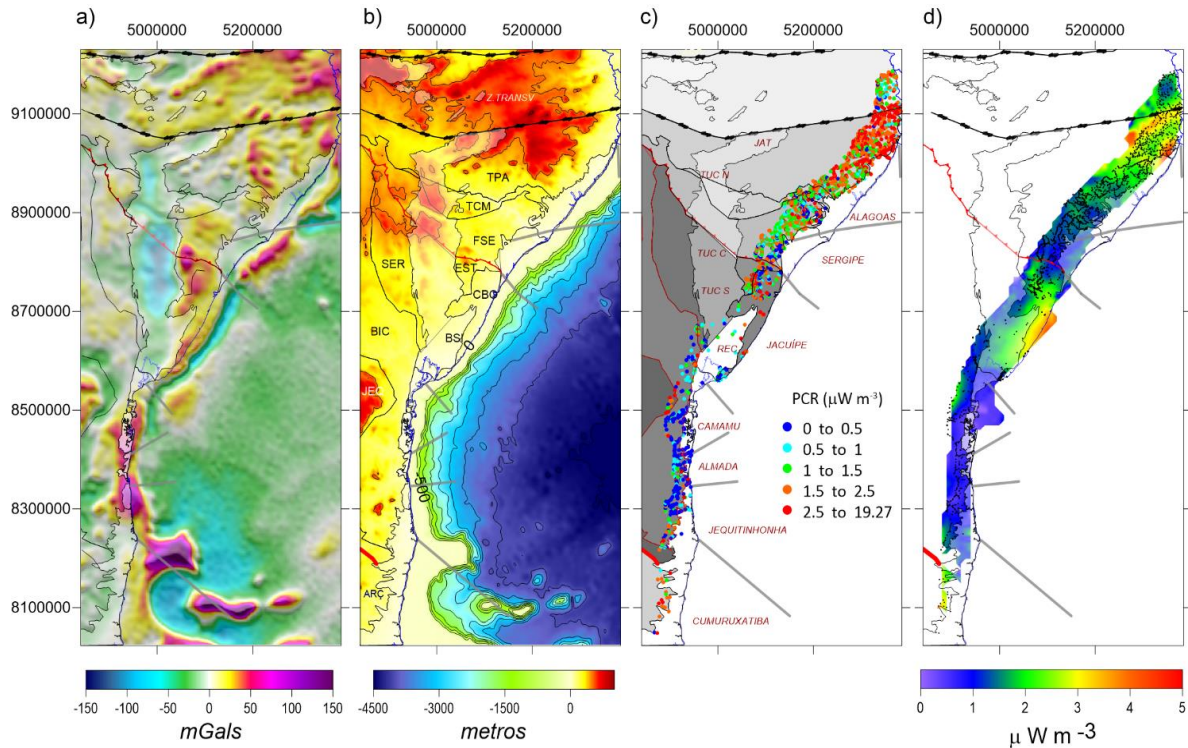


Figura 3. Margem Rifteada do Nordeste Oriental Brasileiro: **A.** Anomalia Gravimétrica Ar-Livre (Sandwell e Smith, 2009). **B.** Mapa da batimetria e elevação continental (Sandwell e Smith, 2009). **C.** Mapa de pontos classificados da amostragem de produção de calor radiogênico em $\mu\text{W m}^{-3}$. Escala de cores dos pontos conforme a legenda na figura. **D.** Malha calculada de produção de calor radiogênico em celas de 10 por 10 km. Domínios tectônicos do Cráton São Francisco: JEQ, Bloco Jequié; BIC, Bloco Itabuna-Curaçá; SER, Bloco Serrinha; CBO, Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental; EST, Grupo Estância. Domínios tectônicos da Província Borborema Meridional: FSE, Faixa de Dobramentos Sergipana; MAR, Domínio Maracó, e TPA, Terreno Pernambuco-Alagoas. Riftes interiores: REC, Bacia do Recôncavo; TUC S, C e N, sub-bacias Tucano Sul, Central e Norte; JAT, Jatobá, e ARA, Bacia do Araripe.

desses elementos (Rybach, 1986):

$$PCR = 10^{-5} \rho (3,48T^K + 9,52T^U + 2,56T^{Th}), \quad (4)$$

onde ρ é a densidade da rocha em kg m^{-3} , T^K é o teor de potássio em porcentagem (%), T^U e T^{Th} são os teores de urânio e tório em parte por milhão (ppm), respectivamente (Figura 3C).

Na análise estatística, foram comparadas as distribuições de frequência de PCR das amostragens de campo e de celas de malha 10 por 10 km, calculada por krigagem com anisotropia segundo o *fabric* do embasamento (Figura 3D). A amostragem em malha calculada por geoestatística procura corrigir o desvio da amostragem de rochas em favor das áreas com melhores exposições.

3.3. Espessura e densidade média da crosta

A densidade das rochas do embasamento em superfície também foi medida nas amostras do Projeto Geoterm II (Argollo et al., 2012). No entanto, deve-se levar em conta que as densidades medidas em amostras de campo representam a porção exposta da crosta superior. Compilações de estudos petrológicos, sismológicos e gravimétricos sugerem que a crosta é comumente subdividida em pelo menos duas camadas, com tendência de aumento da densidade em direção à base (Christensen e

Mooney, 1995). A densidade crustal deve crescer ao longo das camadas crustais, mas de acordo com o tipo de terreno. A subdivisão da crosta em duas ou três camadas com densidades diferentes, crosta superior, intermediária e inferior e, ocasionalmente, bacia sedimentar, seria desejável, como aplicado aos domínios tectônicos do Canadá oriental (Mareschal e Jaupart, 2004), porém, tal detalhamento somente é possível em domínios onde haja análises sismológicas robustas, integradas com a geologia regional.

As profundidades médias da base da crosta, descontinuidade de Moho, de cada domínio tectônico foram calculadas com celas exportadas de malha determinada por inversão gravimétrica (Hamsi, 2010). A espessura crustal foi obtida pela diferença entre a Moho e a elevação continental. A inversão gravimétrica da Moho aplicada é baseada no Método de Parker (1973) e envolve a estimativa da anomalia gravimétrica Bouguer após as remoções dos efeitos isostáticos dos sedimentos, da elevação e da batimetria e da anomalia térmica da astenosfera, considerando a idade da crosta oceânica ou a estimativa do afinamento litosférico iterativamente pelo próprio afinamento crustal calculado (Greenhalgh e Kuszniir, 2007; Chappell e Kuszniir, 2008):

$$F(\Delta g_{mra}) = 2\pi G \Delta \rho e^{-|k|z_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(|k|)^{n-1}}{n!} F[\Delta r^n] \quad (5)$$

onde k é o número da onda, $\Delta \rho$ é o contraste de densidades crosta-manto e Δr é o relevo da Moho medido a partir da

profundidade de referência z_0 . A inversão gravimétrica pela equação de Parker tem como parâmetros importantes a profundidade de referência (z_0) e a densidade crustal média assumida. Por fim, a aplicação do filtro passa-baixa Butterworth remove altas frequências irreais do relevo da Moho. Tal inversão foi aplicada à malha regional da anomalia gravimétrica Ar-Livre obtida de banco de dados global (Sandwell e Smith, 2009), de onde também foram obtidas a elevação e a batimetria (Figura 3A e B). A inversão gravimétrica da Moho foi calibrada com determinações sismológicas por sísmica de refração (Soares et al., 2011; Lima et al., 2015) e por função do refletor de estações disponíveis para a área (Pavão et al., 2012; Luz et al., 2015), inclusive 11 estimativas obtidas na 3ª fase do Projeto Geoterm (Fianco et al., 2019). A malha da Moho obtida para a área estudada foi composta pela combinação das malhas calculadas para três domínios, com parâmetros de inversão gravimétrica distintos: 1) nordeste do Cráton São Francisco, 2) Província Borborema Meridional, e 3) Província Borborema Setentrional, a norte da área enfocada neste estudo (Figura 4).

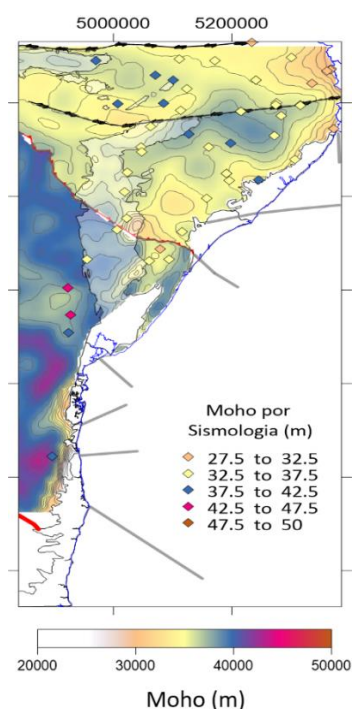


Figura 4. Mapa da base da crosta (descontinuidade de Moho), composto por malhas de três domínios calculadas com parâmetros de inversão gravimétrica distintos (Tabela 3): 1. Nordeste do Cráton São Francisco, 2. Província Borborema Meridional, e 3. Província Borborema Setentrional. As malhas da Moho foram calculadas por inversões gravimétricas com o Método de Parker (1973), ajustada a dados sismológicos da região.

4. RESULTADOS

4.1. Produção de Calor Radiogênico nos domínios tectônicos da MRNOB

Os mapas de PCR por pontos classificados em intervalos (Figura 3C) e em malha de celas de 10 por 10 km (Figura 3D) evidenciam o forte controle dos domínios tectônicos.

As distribuições de frequência de PCR da amostragem de campo por domínio tectônico são predominantemente assimétricas, *log-normais*, daí a apresentação das médias geométricas (Figura 5A e Tabela 2). Já, as distribuições de frequência de PCR por celas da malha, classificadas por domínio tectônico, são simétricas, com as médias aritméticas mais próximas das medianas (Figura 5B e Tabela 2) e foram consideradas as mais representativas. A média de PCR em superfície reflete a composição média da crosta superior, enquanto o desvio padrão reflete a heterogeneidade dos litotipos presentes em cada domínio amostrado. Os resultados por domínio tectônico serão apresentados e discutidos adiante.

4.4.1 Comparação entre a Produção de Calor Radiogênico obtida por amostragem de rocha e por levantamentos aéreos

A medição da PCR em amostragem de rochas do embasamento da MRNOB é uma grande oportunidade para a comparação com medidas por levantamento aéreo. Sem dúvida, há um grande recobrimento do Brasil por levantamentos aerogamaespectrométricos que podem ser usados para mapear a PCR em superfície. Tais comparações podem ser úteis para avaliar o que se perde ao usar apenas levantamento aerogeofísico, sem suporte de medições em rochas. Contagens dos elementos radiogênicos U, Th e K de levantamentos aerogamaespectrométricos entre o nordeste do estado da Bahia e o sul do estado de Alagoas (GSC, Geological Survey of Canada et al., 1997) foram convertidas em PCR, usando a equação (4), em malha de 705 por 705 m e assumindo densidade média de 2700 kg m^{-3} (Figura 6A).

O mapa produzido evidencia os padrões contrastantes do Terreno Pernambuco-Alagoas ao norte e da Faixa Sergipana ao sul e sugere grande similaridade com os litotipos. O Terreno Pernambuco-Alagoas (TPA) se destaca pelos altos níveis de PCR, sugerindo inclusive potencial geotérmico a ser avaliado. Em especial, o Domo do Jirau de Ponciano (por volta de 5170000 UTM E, 8900000 UTMN) é perfeitamente delineado como uma faixa com alta PCR, apesar de ser um núcleo arqueano dominado por ortognaisses, inserido no Terreno Canindé-Marancó, próximo ao limite com o TPA. A PCR por levantamento aéreo foi recalculada na mesma malha 10 por 10 km, usada para a amostragem de superfície (Figura 6b), permitindo a comparação estatística entre as duas fontes de dados (Figura 6C). A moda da distribuição da PCR do levantamento aerogamaespectrométrico é em torno de $0,5 \text{ } \mu\text{W m}^{-3}$ inferior à moda do levantamento de campo nas áreas coincidentes (Figura 6D). Além disso, o levantamento aéreo não identificou a segunda população de PCR com moda em torno de $3,5 \text{ } \mu\text{W m}^{-3}$ no Cinturão Bahia Oriental. Essa diferença deve ser devido às coberturas de vegetação, de solo e de aluviões. Além disso, a densidade constante de 2700 kg m^{-3} , assumida no cálculo da PCR por levantamento aéreo, foi subestimada para esse domínio. A aplicação de densidades médias por domínio poderia aprimorar os cálculos de PCR por aerolevantamento.

Tabela 2. Sumário da estatística da Produção da Calor Radiogênico (PCR) por Domínio Tectônico da MRNOB em $\mu\text{W m}^{-3}$. Os resultados são apresentados de norte a sul, iniciando pelos domínios da Província Borborema, seguidos pelos domínios do Cráton São Francisco. Número de amostras (N), Média Geométrica (MG), Média Aritmética (MA) e Desvio Padrão (DP).

Domínio Tectônico	Margem Rifteada, Bacia	Amostragem de Campo		Malha Geoestatística		
		MG	N	MA	DP	N
Terreno Pernambuco-Alagoas	Pernambuco, Alagoas e Jatobá	1,95	784	2,40	0,68	209
Terreno Canindé-Marancó	Tucano Norte	1,34	121	1,64	0,15	17
Faixa Sergipana	Sergipe	1,11	650	1,33	0,24	120
Estância	Jacuípe, Recôncavo e Sergipe	1,04	67	1,34	0,26	7
Cinturão Bahia Oriental	Jacuípe	1,07	324	1,82	0,63	180
Bloco Serrinha	Recôncavo e Tucano Sul	0,88	46	1,40	0,26	43
Bloco Salvador	Recôncavo	0,74	47	1,52	0,50	10
Bloco Itabuna Curaçá	Almada e Jequitinhonha	0,51	437	0,80	0,37	179
Bloco Jequié	Camamu?	2,01	14	1,08		3
Faixa Araçuai	Cumuruxatiba	2,13	19	2,68	0,74	14
Total:		1.68	2448	1,67	0,82	776

Tabela 3. Médias e desvios padrões dos parâmetros crustais para o cálculo da espessura litosférica.

Província Tectônica	Domínio Tectônico	Elevação Continental (m) ¹	Espessura Crustal (km) ²	Densidade Crustal (kg m^{-3}) ²	Produção de Calor Radiogênico ($\mu\text{W m}^{-3}$) ³
Borborema (Meridional)	Terreno Pernambuco-Alagoas	-259±115	36±1	2820	2,40 ±0,69
	Faixa Sergipana	-187±73	36±1	2820	1,30 ±0,24
Cráton São Francisco	Cinturão Bahia Oriental	-67±44	37±1	2835	1,80±0,71
	Bloco Itabuna-Curaçá	-274±109	39±1	2835	0,80±0,37

¹ extraídos de malha de elevação continental de Sandwell e Smith (2009)

² obtidos dos ajustes da inversão gravimétrica

³ obtidos do Projeto Geoterm

4.2. Espessuras e densidades médias da crosta dos domínios tectônicos da MRNOB

A densidade média de cada domínio também reflete os litotipos predominantes, enquanto a variação estatística reflete a heterogeneidade litotípica (Figura 7). Não há diferenças significativas entre os desvios padrões das amostragens de campo e das celas da malha calculada. As densidades médias variam de valores típicos de granitoides no Terreno Pernambuco-Alagoas, em torno de 2650 kg m^{-3} , a valores típicos de rochas intermediárias de médio a alto grau metamórfico no Bloco Itabuna-Curaçá, 2840 kg m^{-3} , próxima da média global da crosta (Christensen e Mooney, 1995).

De modo geral, a profundidade da Moho se situa em torno de 38 km nos domínios do Cráton São Francisco e em torno de 35 km nos domínios da Província Borborema. As profundidades médias da Moho por área variaram de 35,1 km na Faixa Sergipana a 40,5 km no Bloco Jequié (Figura 4).

As malhas de espessura crustal calculadas com espaçamento de 5 km foram obtidas pela soma da Moho com a elevação, o que resultou em acréscimos de até 0,5 km. Foram consideradas as medianas das espessuras crustais devido à distribuição assimétrica de alguns domínios (Tabela 3).

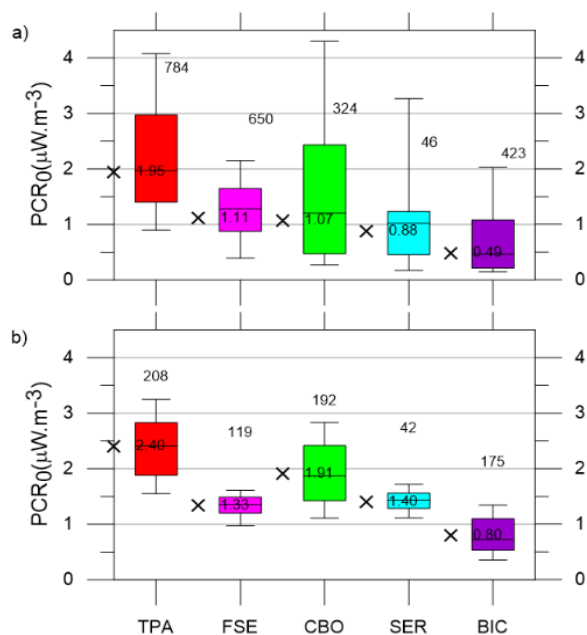


Figura 5. Diagramas "Box-Whisker" das distribuições estatísticas de produção de calor radiogênico em $\mu\text{W m}^{-3}$ por domínio tectônico. A. Amostragem de campo. B. Celas de malhas 10 por 10 km. Caixas são definidas pelos quartis superiores e inferiores, extensões definem os percentis 10 e 90. Símbolos X indicam a média geométrica em A e aritmética em B. Números acima das caixas indicam quantidade de amostras utilizadas. TPA: Terreno Pernambuco-Alagoas; FSE: Faixa Sergipana; CBO: Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental; SER: Bloco Serrinha; BIC: Bloco Itabuna-Curaçá.

As inversões gravimétricas que melhor se ajustaram aos dados sismológicos foram obtidas usando densidade média da crosta de 2835 kg m^{-3} nos domínios do Cráton São Francisco, 2820 kg m^{-3} nos domínios meridionais da província Borborema e 2815 kg m^{-3} ao norte do Lineamento de Pernambuco (Tabela 3). Esses resultados são compatíveis com a curva média global de densidade em função da velocidade de ondas compressão (Mooney et al., 1998).

4.3. Província Borborema

A Província Borborema é constituída por microplacas amalgamadas, que resultaram da dispersão, das colisões e acreções de terrenos no Ciclo Tectônico Cariris Velhos, do Meso ao Neoproterozoico, e no Ciclo Tectônico Brasileiro, do Neoproterozoico, e pelas faixas dobradas cogenéticas. Essa província, estabilizada ao final do Neoproterozoico (Kosin, 2009), é compartimentada em três subprovíncias separadas por zonas de cisalhamento E-W: Setentrional, Transversal e Meridional. A amostragem de rochas compreendeu a porção costeira da Subprovíncia Meridional (Delgado et al., 2003), limitada pelo Arco de Vaza Barris, ao sul, e pela Zona de Cisalhamento de Pernambuco, ao norte (Figura 1 e Figura 3C). Apenas um pequeno trecho da Subprovíncia Transversal foi amostrado; então essa subprovíncia, apesar de representada nos mapas apresentados, não inclui domínio aqui focado. Portanto, três domínios geotectônicos relevantes da Província Borborema foram abrangidos pela amostragem, de norte a sul: Terreno Pernambuco-Alagoas, Terreno Canindé-Marancó e Faixa de Dobramentos Sergipana.

4.3.1. Terreno Pernambuco-Alagoas (TPA), Neoproterozoico

O Terreno Pernambuco-Alagoas é embasamento da Bacia do Cabo e da margem rifteada do Platô de Pernambuco, assim como, da Sub-bacia de Alagoas, sendo interpretado como arco continental do orógeno mesoproterozoico Cariris Velhos (Delgado et al., 2003). Esse terreno é composto pelos complexos Belém do São Francisco e Cabrobó e pela Suíte Chorrochó. O Complexo Belém do São Francisco é constituído principalmente por biotita ortognaisses migmatíticos, tonalíticos a granodioríticos, enquanto o Complexo Cabrobó é constituído, principalmente, por biotita e muscovita gnaisses, metavulcanossedimentar (Delgado et al., 2003). A Suíte Chorrochó é constituída por granitoides intrusivos, sintectônicos à Orogênese Cariris Velhos, que inclui biotita augengnaisses e ortognaisses graníticos a tonalíticos, quartzo-monzoníticos e monzodioríticos, localmente miloníticos (Delgado et al., 2003). Nesse domínio, numerosos corpos intrusivos graníticos podem atingir dimensões de batólitos. Esse terreno se destaca nos mapas de pontos classificados e de malha calculada, com 784 pontos de amostragem e 209 celas da malha, como o mais radioativo devido à presença dos batólitos de graníticos (Figura 3C e D), com PCR média de $2,40 \mu\text{W m}^{-3}$ e desvio padrão de $0,68 \mu\text{W m}^{-3}$ (Figura 5B e Tabela 2). Tal magnitude sugere uma

importante influência da PCR crustal no fluxo térmico das margens de Pernambuco e de Alagoas e potencial para energia geotérmica. O amplo desvio padrão reflete a heterogeneidade litotípica do domínio. A mediana dos 2292 pontos da malha da espessura crustal deste domínio obtida por inversão gravimétrica foi de 36,4 km (Tabela 3).

4.3.2. Terreno Canindé-Marancó (TCM), Neoproterozoico

Entre o Terreno Pernambuco-Alagoas e a Faixa Sergipana, ocorre um pequeno trecho de sequências metavulcano-sedimentares, neoproterozoicas, intercaladas em gnaisses, que ocupa o embasamento da Sub-bacia do Tucano Norte a oeste, e que pode se projetar também na crosta da Sub-bacia de Alagoas. Os complexos Canindé e Marancó formam duas faixas paralelas de rochas metavulcano-sedimentares com corpos máfico-ultramáficos (Kosin, 2009). As faixas do Terreno Canindé-Marancó são interpretadas como sequências magmáticas de arco vulcânico do ciclo mesoproterozoico Cariris Velhos, retrabalhadas no Neoproterozoico. Esse terreno teve 121 pontos de amostragem, que ocupam apenas 17 celas da malha, apresentando-se com PCR moderada a alta, média de $1,64 \mu\text{W m}^{-3}$ e desvio padrão de $0,15 \mu\text{W m}^{-3}$ (Tabela 2). A mediana dos 382 pontos da malha da espessura crustal deste domínio obtida por inversão gravimétrica foi de 36,0 km (Tabela 3). O TCM talvez deva ser mais apropriadamente incorporado à Faixa Sergipana, de onde deve ser embasamento, inclusive pela pequena distribuição areal.

4.3.3. Faixa De Dobramentos Sergipana (FSE), Neoproterozoica

A Faixa de Dobramentos Sergipana ocupa o embasamento da Sub-bacia Sergipe e é interpretada como uma bacia de margem passiva, formada e invertida no Ciclo Brasileiro (Delgado et al., 2003). A Faixa Sergipana é compartimentada nos subdomínios Macururé ao norte e Vaza-Barris ao sul. O Subdomínio Vaza-Barris é composto por sucessões siliciclásticas e carbonáticas de ambiente marinho raso, metamorfizadas em baixo grau, na fácies xisto verde. O Subdomínio Macururé compreende uma sucessão com quartzitos, mica xistos e clorita xistos, interpretados como depósitos turbidíticos, que atingem metamorfismo de médio grau, fácies anfibolito. Os metassedimentos da Faixa Sergipana foram amostrados em 650 pontos de amostragem, distribuídos em 120 celas da malha de PCR, e apresentam valores moderados de PCR, com média de $1,33 \mu\text{W m}^{-3}$ e desvio padrão de $0,24 \mu\text{W m}^{-3}$ (Figura 5B e Tabela 2). A mediana dos 1061 pontos da malha da espessura crustal deste domínio obtida por inversão gravimétrica foi de 35,5 km (Tabela 3). A incorporação do TCM elevaria a média da espessura crustal para 36 km.

4.4. Cráton do São Francisco

O Cráton do São Francisco é constituído pelos blocos crustais arqueanos Gavião, Jequié, Itabuna-Curaçá, Serrinha, Salvador-Ilhéus e Cinturão Bahia-Oriental, que colidiram em

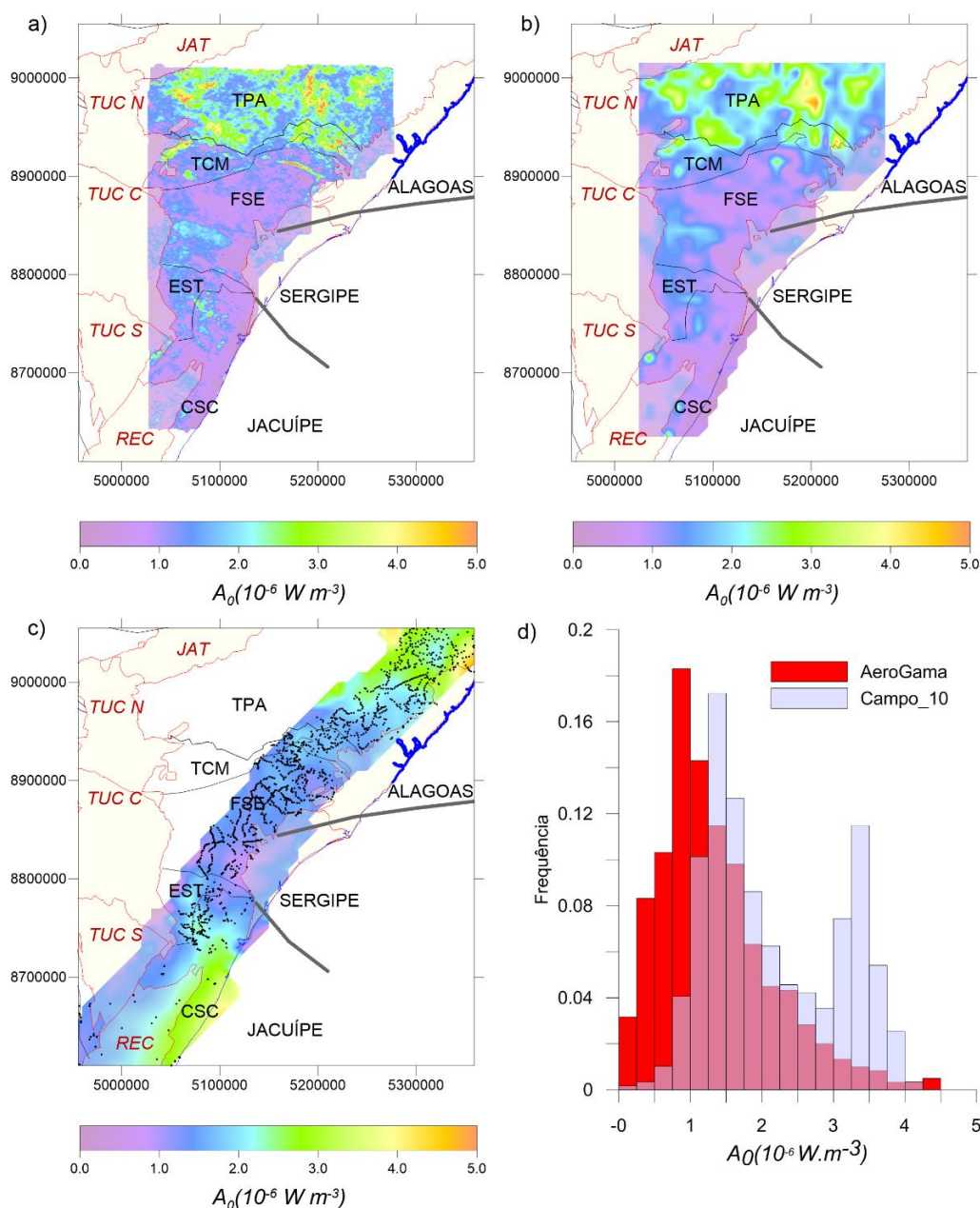


Figura 6. A. Produção de Calor Radiogênico (PCR) entre o norte do Estado da Bahia e o Estado de Alagoas calculada a partir de levantamento aerorradiométrico para a CPRM (GSC, Geological Survey of Canada et al., 1997), usando densidade de 2700 kg m^{-3} em malha com celas de 705 metros. B. Mesmo que em A, mas em malha com celas de 10 km. C. PCR calculado a partir de amostras do embasamento na mesma região, em malha com celas de 10 km. Abreviaturas como na Figura 3B. D. Histogramas de PCR calculadas em celas coincidentes, com dados de levantamento aerorradiométrico, em vermelho, e com dados de amostragem de rochas em superfície, em lilás.

vergência SE-NW no Paleoproterozoico, quando suas rochas foram metamorfizadas da fácies xisto-verde a granulito e foram gerados corpos plutônicos (Moraes et al., 2004). Esses blocos encontram-se localmente empilhados, com superposição de fácies metamórficas de alto grau sobre fácies de médio e baixo grau.

4.4.1. Bloco Serrinha (SER), Paleoproterozoico

O substrato da Bacia Tucano Sul e da porção ocidental do Recôncavo corresponde ao Bloco Serrinha, segmento de

crosta mesoarqueana do tipo granito-*greenstone*, composto por ortognaisses migmatíticos, graníticos-granodioríticos e tonalíticos arqueanos, que atuaram como embasamento de *greenstone belts* paleoproterozoicos (Moraes et al., 2004; Kosin, 2009). Pequenos trechos do Bloco Serrinha foram amostrados em 46 pontos, que se distribuem por 43 celas da malha de PCR com média de $1,40 \mu\text{W m}^{-3}$ e desvio padrão de $0,26 \mu\text{W m}^{-3}$ (Figura 5B e Tabela 2). A mediana dos 1425 pontos da malha da espessura crustal deste domínio obtida por inversão gravimétrica foi de 39,7 km. Por não ser embasamento de bacias da margem rifteada, este domínio

não foi considerado nos cálculos de espessura litosférica neste trabalho, mas deve ser considerado em estudos sobre as bacias rifte do Recôncavo e Tucano Sul e Central.

4.4.2. Ramo costeiro do Cinturão Bahia Oriental (CBO), Paleoproterozoico

O Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental é embasamento da margem rifteada de Jacuípe, composto por ortognaisses charnoenderbíticos a charnockíticos migmatizados com intercalações de rochas supracrustais, como gnaisses aluminosos, rochas calcissilicáticas e quartzitos, além de rochas metamáficas gabro-noríticas e biotita ortognaisses migmatizados (Kosin, 2009). Esse domínio é interpretado como um arco magmático formado na colisão entre os blocos Itabuna-Curaçá e Serrinha com o Bloco Salvador-Ilhéus no Paleoproterozóico (Silva et al., 2005), e possivelmente, se estende para Camamu e Sul de Sergipe. A estatística das 324 amostras de rochas obtidas sugere uma grande variação da PCR, devido aos leucossomas graníticos dos migmatitos, com média aritmética das celas da malha de $1,93 \mu\text{W m}^{-3}$ e desvio padrão de $0,72 \mu\text{W m}^{-3}$ (Figura 5B e Tabela 2). O caráter mais radioativo desse domínio só foi possível de ser reconhecido na estatística das 191 celas da malha, já que a média geométrica das amostras de campo é de $1,29 \mu\text{W m}^{-3}$. Fica a questão sobre a representatividade desses leucossomas no terreno. A mediana dos 334 pontos da malha da espessura crustal deste domínio obtida por inversão gravimétrica foi de 37,3 km (Tabela 3).

4.4.3. Bloco Salvador-Ilhéus (BSI), Arqueano

O Bloco Salvador-Ilhéus é embasamento da parte sudeste da Bacia do Recôncavo. Esse bloco é constituído principalmente por ortognaisses enderbíticos a charnoenderbíticos (Barbosa et al., 2005). O Bloco Salvador é considerado como remanescente arqueano da margem continental ocidental do Bloco Gabão, no Cráton do Congo Ocidental, de onde teria se separado na abertura do Oceano Atlântico (Kosin, 2009; Silva et al., 2005). Esse bloco teve 67 pontos de amostragem, incluindo testemunhos da bacia, com apenas 10 celas da malha amostradas, já que possui área limitada, com média geométrica da PCR da amostragem de campo de $1,04 \mu\text{W m}^{-3}$ (Tabela 2).

4.4.4. Bloco Itabuna-Curaçá (BIC), Paleoproterozoico

Na maior parte da região costeira da Bahia, a margem rifteada entre Jequitinhonha e Camamu se desenvolve sobre o Bloco Itabuna-Curaçá, onde predominam metatonalitos com intercalações e enclaves de granulito máfico, faixas supracrustais orientadas NNE e rochas charnockíticas subordinadas, deformados e recrystalizados na fácies granulitos (Moraes et al., 2004). Esse bloco é interpretado como uma sucessão de arcos magmáticos neoarqueanos, amalgamados durante a colagem com o Bloco Jequié (Delgado et al., 2003). Esse domínio tectônico teve 437 pontos de amostragem para PCR, cuja malha abrange 179

celas, e destaca-se como um domínio com baixa PCR, média de $0,80 \mu\text{W m}^{-3}$ e desvio padrão de $0,37 \mu\text{W m}^{-3}$ (Figura 5B e Tabela 2), devido ao predomínio de granulitos metatonalíticos (Sapucaia et al., 2005). A mediana dos 1722 pontos da malha da espessura crustal deste domínio obtida por inversão gravimétrica foi de 38,9 km.

4.4.5. Bloco Jequié (JEQ), Paleoproterozoico, e Faixa Araçuaí (ARÇ), Neoproterozoica

Esses domínios tiveram amostragens limitadas, pouco representativas estatisticamente. O Bloco Jequié se encontra no interior da margem, a oeste da Bacia de Camamu, mas pode se projetar na crosta inferior dessa bacia, sendo constituído por migmatitos com enclaves de rochas supracrustais e intrusões graníticas-granodioríticas, metamorizados na fácies granulito no Paleoproterozóico (Moraes et al., 2004). Pequeno trecho foi amostrado para PCR em 14 pontos no interior da Bacia de Camamu com predomínio de granulitos charnockíticos (Sapucaia et al., 2005), que apresentam média superior a $1,6 \mu\text{W m}^{-3}$ (Tabela 2), mas a amostragem é limitada e pouco representativa do domínio. A mediana dos 279 pontos da malha da espessura crustal deste domínio, obtida por inversão gravimétrica, foi de 41,2 km (Tabela 3).

Similarmente, apenas 19 amostras para PCR foram obtidas em granitos da Faixa Araçuaí da Província Mantiqueira, embasamento da Bacia de Cumuruxatiba, com PCR superior a $2,0 \mu\text{W m}^{-3}$, que ocupam apenas 14 celas da malha. Não houve estimativa de profundidade da Moho para esse domínio.

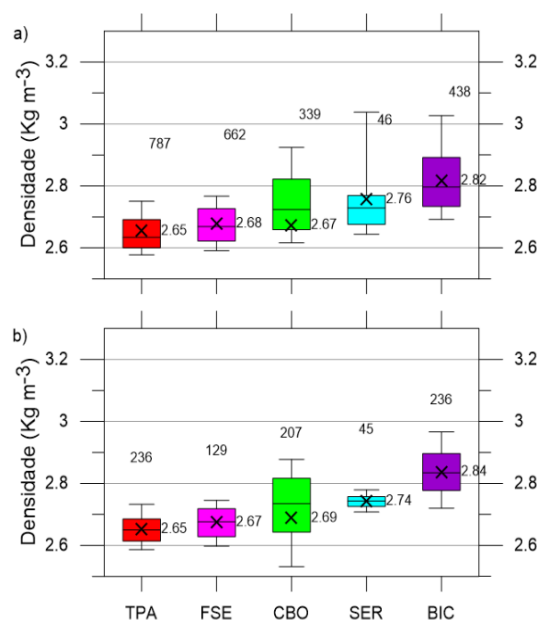


Figura 7. Diagramas "Box-Whisker" das distribuições estatísticas das amostras de densidade levantadas pelo Projeto Geoterm I e II, por domínio tectônico. **A.** Amostragem de campo. **B.** Celas de malhas 10 por 10 km. Caixas são definidas pelos quartis superiores e inferiores, extensões definem os percentis 10 e 90. Símbolos X indicam a média geométrica em **A** e aritmética em **B**. TPA: Terreno Pernambuco Alagoas; FSE: Faixa Sergipana; CBO: Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental; SER: Bloco Serrinha; BIC: Bloco Itabuna-Curaçá.

Tabela 4. Parâmetros das geotermas continentais de litosferas do pré-rifte em equilíbrio isostático com geóide astenosférico.

Província Tectônica	Domínio Tectônico	Litosfera (km)	Meia-vida da Litosfera (Ma)	Fluxo térmico (mW m^{-2})		
				Superfície	Contribuição Crustal	Base da Crosta
Borborema (Meridional)	Terreno Pernambuco-Alagoas	127 $\pm$ 7	47	64.79	37.00	27.79
	Faixa Sergipana	129 $\pm$ 4	48	55.10	26.30	28.80
Cráton São Francisco (porção nordeste)	Cinturão Bahia Oriental	134 $\pm$ 4	52	59.14	31.70	27.44
	Bloco Itabuna-Curaçá	135 $\pm$ 6	51	51.33	22.50	28.83

4.5. Litosferas continentais

Quatro domínios tectônicos contíguos à MRNOB foram considerados relevantes para a estimativa das colunas litosféricas por ajuste isostático com o geóide mantélico, segundo a equação 3: 1) o Terreno Pernambuco-Alagoas, embasamento das margens homônimas, 2) a Faixa Sergipana, embasamento da margem de Sergipe, 3) o Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental, embasamento da margem de Jacuípe e 4) o Bloco Itabuna-Curaçá, embasamento da margem das bacias de Jequitinhonha, Almada e Camamu. A PCR média de cada domínio tectônico foi adotada em uma camada de 10 km da crosta superior (Mareschal e Jaupart, 2004), como ponto de partida para a construção das geotermas dos domínios tectônicos da MRNOB. Para o restante da crosta, foi atribuído um valor típico de rochas básicas a intermediárias de médio a alto grau metamórfico, $0,5 \mu\text{W m}^{-3}$ (Vilà et al., 2010; Hasterok et al., 2018). Modelos crustais refinados, com base em integração de sísmica de reflexão e refração profundas, sismologia, gravimetria e geologia regional, podem ser usados para redefinir esse parâmetro. Além das médias e desvios padrões da PCR, as espessuras litosféricas foram calculadas considerando também as medianas da espessura crustal e da elevação continental, obtidas de amostragens de malhas extraídas de cada domínio (Tabela 3). As espessuras litosféricas obtidas se situaram entre 134 e 135 km nos domínios Cinturão Bahia Oriental e Bloco Itabuna-Curaçá do Cráton São Francisco, e entre 127 e 129 km nos domínios Terreno Pernambuco-Alagoas e Faixa Sergipana da Província Borborema (Tabela 4; Figura 8). Incertezas dos parâmetros considerados no modelo litosférico podem implicar em variações das espessuras litosféricas obtidas, como discutido a seguir.

5. DISCUSSÃO

5.1. Sensibilidade da espessura litosférica à elevação continental

A estimativa da espessura litosférica apresenta grande sensibilidade à elevação continental assumida (Figura 9). As elevações médias de cada domínio tectônico foram calculadas com celas exportadas de malhas globais de topografia e batimetria em coordenadas geográficas de 2 min (Sandwell e Smith, 2009). A elevação média varia de 67 m no Cinturão Bahia Oriental a 274 m no Bloco Itabuna Curaçá. A elevação média é de 259 m no Terreno Pernambuco-Alagoas e de 187 m na Faixa Sergipana (Figura 8

e Tabela 3). Usando como exemplo o caso da margem de Jacuípe, a variação da elevação continental no intervalo do desvio de padrão, ± 44 m, corresponde à variação da espessura litosférica de apenas ± 2 km (Figura 9). Entretanto, se for considerada a elevação modal na América do Sul, em torno de 400 m, a litosfera seria de 115 km na borda de Jacuípe, 18 km inferior à espessura correspondente à elevação média. No intervalo de variação da hipsometria dos continentes, entre 0 e 500 m, a estimativa da espessura da litosfera continental varia em 26 km, evidenciando a importância da elevação nos cálculos isostáticos.

Uma abordagem mais apropriada seria o mapeamento da base da litosfera usando o mesmo princípio do ajuste isostático, como aplicado para o continente africano (Globig et al., 2016). Nessa abordagem, as malhas de espessuras crustal e litosférica de uma região são mapeadas a partir de um modelo de referência, no qual o relevo é obtido com um filtro passa-baixa de 100 km e corrigido da altura do geóide. Entretanto, o modelo de referência desse trabalho não levou em conta variações da PCR e de outros parâmetros crustais por domínio tectônico; além disso, sua aplicação faz mais sentido em escala continental ou subcontinental, ao invés da escala regional aqui adotada. Tal mapeamento poderia ser realizado considerando modelos de referência distintos para cada domínio tectônico.

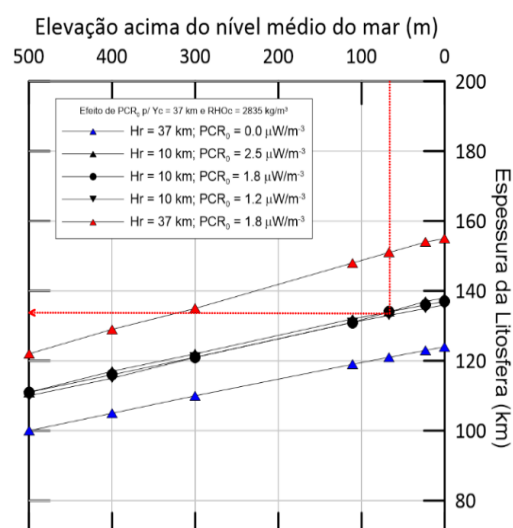


Figura 9. Efeito da elevação continental e da variação da PCR na determinação da espessura litosférica, com exemplo do Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental. Caso preferido, em linha tracejada vermelha, elevação de 67 m e PCR de $1,8 \text{ mW m}^{-3}$, que correspondem a uma litosfera de 134 km.

5.2. Sensibilidade da espessura litosférica à produção do calor radiogênico

A variação da produção do calor radiogênico superficial (PCR_0) no intervalo do desvio padrão de cada domínio tectônico tem pouca influência na espessura litosférica para cada elevação continental considerada (Figura 9). Como exemplo, a variação da PCR_0 no intervalo do desvio padrão da margem de Jacuípe, $1,82 \pm 0,71 \mu W m^{-3}$, implica em alteração

partir do valor obtido para o TPA por inversão gravimétrica implica em diminuição de 15 km da espessura litosférica calculada, a partir do valor médio de referência (Figura 10B). Portanto, os próprios resultados de espessura litosférica foram fortemente condicionados pelas espessuras crustais médias, obtidas da inversão gravimétrica. Por sua vez, as espessuras crustais são controladas pelas densidades médias usadas nos ajustes das inversões gravimétricas aos dados sismológicos.

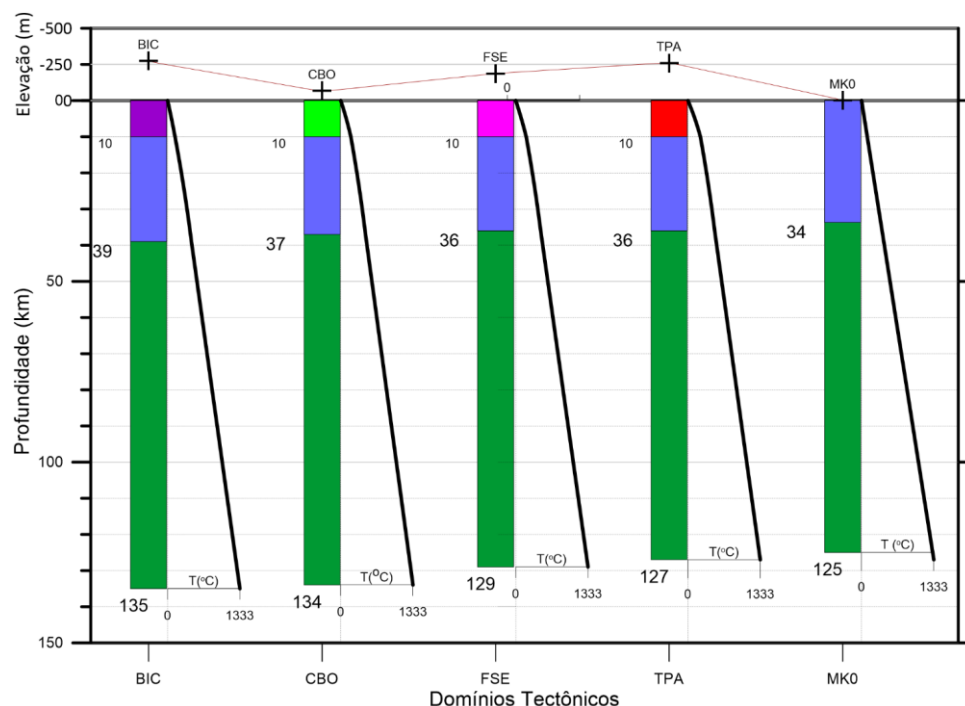


Figura 8. Colunas litosféricas calculadas para cada domínio tectônico e respectivas geotermas, de acordo com o modelo tripartite com dois níveis crustais e o manto litosférico. TPA: Terreno Pernambuco/Alagoas; FSE: Faixa Sergipana; CBO: Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental; SER: Bloco Serrinha; BIC: Bloco Itabuna-Curaçá. Manto litosférico em verde grama, crosta pouco radiogênica em azul elétrico e crosta radiogênica de cada domínio de acordo com as cores na Figura 5. Para comparação, o último diagrama à direita apresenta a litosfera continental (MKO) programa de pesquisas do Modelo de Estiramento Litosférico Uniforme (McKenzie, 1978). Geotermas calculadas analiticamente conforme a equação (1).

de menos de 1 km da espessura litosférica estimada, 144 a 146 km, mantendo-se a elevação continental de 67 m. Entretanto, a omissão da PCR_0 levaria à subestimativa em 13 km da espessura litosférica, 125 km. Por outro lado, o exagero da PCR_0 , por exemplo, ao se extrapolar o valor médio obtido em superfície para toda a crosta de Jacuípe, em torno de 39 km, levaria à superestimativa da espessura litosférica em 36 km (Figura 9).

5.3. Sensibilidade da espessura litosférica à espessura e à densidade média da crosta

A estimativa da espessura litosférica é também bastante sensível à espessura crustal assumida. Tomando como exemplo o Terreno Pernambuco-Alagoas (TPA), para a elevação média, densidade crustal média e PCR crustal assumidas (Tabela 3), a espessura litosférica estimada cresce 8 km para cada aumento de 1 km de espessura crustal (Figura 10A). Por sua vez, a aumento de $10 kg m^{-3}$ de densidade a

5.4. Efeito da litosfera inicial na subsidência tectônica através de uma margem rifteada

As variações da subsidência tectônica e do fluxo térmico ao longo do tempo com o afinamento litosférico foram inicialmente estabelecidas no Modelo de Estiramento Litosférico Uniforme (MELU, McKenzie, 1978), que assumiu litosfera continental com espessura de 125 km, como determinada para uma Litosfera Oceânica Madura (LOM, Figura 2B e D), em equilíbrio térmico, ajustada a dados do embasamento oceânico e do fluxo térmico do Pacífico Norte (Parsons e Sclater, 1977), sem contribuição de calor radiogênico crustal ao fluxo térmico oriundo do manto sublitosférico e em elevação inicial próxima ao nível do mar. Outros trabalhos clássicos em geodinâmica de margens rifteadas, que expandiram o MELU para rifteamento prolongado no tempo, para afinamento litosférico variável em profundidade e para compensação isostática flexural em abordagens 2D para seções geológicas, também assumiram a

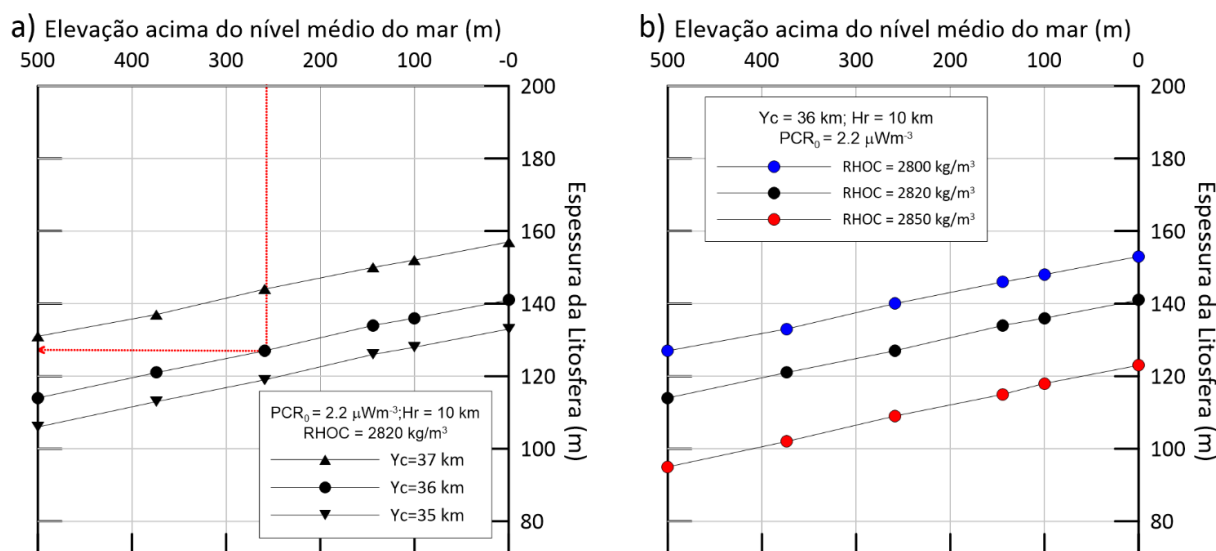


Figura 10. A. Efeito da elevação continental e da espessura crustal na determinação da espessura litosférica, com exemplo do Terreno Pernambuco-Alagoas. Caso preferido, em linha tracejada vermelha, elevação de 259 m, densidade crustal de 2820 kg m^{-3} e produção de calor radiogênico de $2,2 \mu W m^{-3}$, que correspondem a uma litosfera de 127 km espessura litosférica. **B.** Efeito da densidade média crustal na determinação da espessura litosférica, com exemplo do Terreno Pernambuco-Alagoas. Também mostrados casos com densidade crustal de 2800 kg m^{-3} e 2850 kg m^{-3} .

litosfera continental inicial de 125 km, no nível do mar e sem contribuição do calor radiogênico (p.ex. Jarvis e McKenzie, 1980; Royden e Keen, 1980, entre outros). Entretanto, uma litosfera continental com crosta mais espessa, que diminui sua densidade média, tende a ser também mais espessa do que uma LOM, como indicado por estudos sismológicos (p.ex. Priestley e McKenzie, 2006).

Na análise que segue, o afinamento litosférico é expresso com o parâmetro γ , a razão entre a diferença entre as espessuras litosféricas inicial e afinada e a espessura inicial, $\gamma = (L_0 - L)/L_0$, que se destaca na equação de subsidência tectônica inicial (McKenzie, 1978). Entretanto, o afinamento litosférico é comumente representado pelo fator β , a razão entre as espessuras litosféricas inicial (L_0) e afinada (L), $\beta = L_0/L$. Os parâmetros γ e β podem ser calculados um em função do outro, de tal forma que $\gamma = 1 - 1/\beta$ e $\beta = 1/(1 - \gamma)$. Enquanto β varia de 1 a infinito, γ varia de 0 a 1, sendo um parâmetro mais conveniente para mapeamento e por representar o ponto de ruptura litosférica no valor máximo (p.ex. Roberts et al., 2013).

A dissipação da anomalia térmica causada pelo afinamento da litosfera continental no auge do rifteamento resulta na subsidência termal ou pós-rifte, que é acrescida à subsidência tectônica inicial, resultando na subsidência tectônica total. Tal dissipação da anomalia térmica é controlada pela condição de contorno basal, que limita o esfriamento da placa, e que pode ser equivocadamente assumida ou como a base da litosfera continental ou como a base da LOM. A anomalia térmica causada por um baixo afinamento litosférico deve se dissipar até a profundidade próxima da litosfera continental inicial, enquanto a anomalia térmica causada por afinamento extremo de uma litosfera continental deve se dissipar até a

base da LOM. Para manter continuidade da subsidência tectônica total através de uma margem rifteada, foi assumida uma variação linear da condição de contorno basal com o afinamento litosférico, da base da litosfera continental até a base da LOM (Lucazeau, 2008; Hamsi, 2010). Neste estudo, foi assumida a LOM de 125 km (Parsons e Sclater, 1977), mais comumente utilizada na literatura (p.ex. Burov, 2011), mas que tem sido objeto de revisões (Stein and Stein, 1992; Richards et al., 2020; entre outros). Se for usada a espessura de uma LOM mais delgada do que a litosfera continental como parâmetro constante ao longo de uma margem, assumindo-se os demais parâmetros de um domínio tectônico (Tabela 3), o resultado seria um aquecimento na porção proximal, cuja resposta isostática seria um absurdo soerguimento acima da elevação inicial para baixos afinamentos. Inversamente, se for usada uma espessura da litosfera continental inicial superior à da LOM ao longo de toda variação de afinamento, a subsidência tectônica total seria levemente superestimada em altos afinamentos.

A evolução da subsidência tectônica total ao longo de cada margem, por rifteamento finito entre 144 e 110 Ma, foi calculada por diferenças finitas explícitas (DFE) na variação do afinamento litosférico γ (Figura 11). Os resultados para a MRNOB são comparados com os preditos para uma placa continental de 125 km, sem calor radiogênico, com elevação no nível do mar, densidade crustal de 2800 kg m^{-3} e espessura crustal de 34 km, de acordo com o MELU e derivações (Figura 8). Há pouca variação da relação entre a subsidência total e o afinamento litosférico para os quatro domínios considerados. Todas as curvas se aproximam e não diferem muito da curva da litosfera MELU, sendo a elevação inicial o principal fator responsável pelas diferenças sob baixo afinamento litosférico.

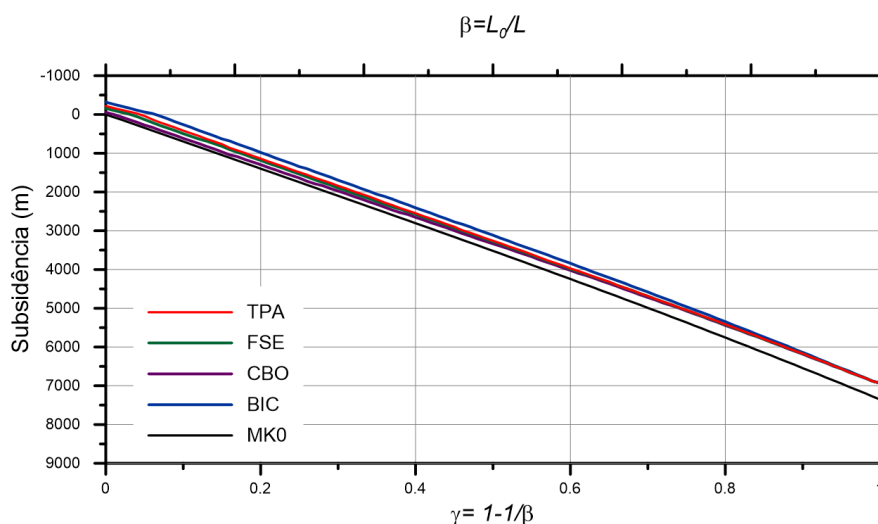


Figura 11. Variações do afinamento litosférico com a subsidência tectônica total para os quatro domínios investigados, comparados com o modelo MK0 (McKenzie, 1978), restritos em um curto intervalo devido à fixação da litosfera continental em equilíbrio isostático com o geóide mantélico em um extremo e noutro extremo, uma litosfera oceânica madura, segundo Parsons and Sclater (1977). TPA: Terreno ernambuco/Alagoas; FSE: Faixa Sergipana; CBO: Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental; SER: Bloco Serrinha; BIC: Bloco Itabuna-Curaçá.

A pequena variação do afinamento litosférico com a subsidência tectônica total decorre: a) da imposição da variação linear da espessura da litosfera no esfriamento, que converge para uma LOM no afinamento total (Figura 2B e D), e b) das espessuras litosféricas próximas daquelas consideradas no MELU, decorrente das espessuras crustais próximas do modelo MELU, indicadas pelos dados sismológicos. Essa proximidade pode ser um motivo pelo qual alguns autores ainda usem os parâmetros consagrados no programa de pesquisas do MELU em trabalhos que enfoquem a subsidência tectônica (p.ex. Roberts et al., 2013, 2019).

Entretanto, a definição de uma litosfera continental inicial realista, compatível com o terreno tectônico, se justifica em prol da precisão e pela implicação para história do fluxo térmico, como será discutido adiante. Os diagramas das relações entre o afinamento litosférico com a subsidência tectônica total podem ser usados para o cálculo de malha de afinamento litosférico de uma bacia em seguida à remoção da carga dos sedimentos acima do embasamento, considerando compensação isostática local.

5.5. Efeito da variação da produção do calor radiogênico no fluxo térmico

Por sua vez, o fluxo térmico superficial calculado ao longo das margens dos domínios estudados, em função do afinamento litosférico, é bastante sensível aos parâmetros litosféricos e crustais, especialmente à PCR. A Figura 12 ilustra a importância de se considerar valores realistas de PCR_0 para cálculos de história térmica e de maturação da matéria orgânica em modelagens de bacias, em contraste com uma litosfera continental em que a PCR é desconsiderada, como a do modelo MELU (McKenzie, 1978). Nessa figura, são apresentados os fluxos térmicos máximos em função do afinamento litosférico de margens “famintas em sedimentos”, sem o efeito *blanketing* que diminui o fluxo

térmico no topo do embasamento, principalmente, sob altas taxas de sedimentação (Lucazeau e Le Douaran, 1985). As geotermas das litosferas continentais de referência resultam em diferentes evoluções do fluxo térmico na superfície do embasamento ao longo de fase rifte, com duração considerada para a região entre 144 e 110 Ma e no pós-rifte, a partir de fluxos térmicos iniciais, calculadas por DFE. Naturalmente, são esperados fluxos térmicos iniciais maiores nos domínios com maior PCR_0 , 61 $mW\ m^{-2}$ para o Terreno Pernambuco-Alagoas, em contraste com 52 $mW\ m^{-2}$ para o Bloco Itabuna-Curaçá (Tabela 4). As variações estatísticas de PCR_0 para cada domínio implicam também em variação do fluxo térmico inicial. Tais previsões podem ser testadas contra levantamentos de fluxo térmico do embasamento, ainda raros na região estudada.

Os fluxos térmicos médios aqui calculados para a superfície do embasamento (Tabela 4) contrastam com os resultados mais elevados calculados a partir de modelos crustais determinísticos para o Domínio Estância, equivalente ao Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental, 66,9 $mW\ m^{-2}$, e para o Domínio Vaza Barris da Faixa Sergipana, 64,1 $mW\ m^{-2}$ (Argollo et al., 2012), com espessuras crustais semelhantes (36-37 km). Esses autores assumiram um modelo crustal composto por camada de 2,9 a 3,5 km de metassedimentos, seguida por 5,3 a 5,7 km de camada intermediária anfibolítica e o restante 27,8 km por granulitos. O calor radiogênico que esses autores utilizaram para a porção anfibolítica e granulítica dos domínios Estância e Vaza Barris, em modelo de decaimento exponencial, é superior a 1,2 $\mu W\ m^{-3}$, mais elevado do que a PCR de 0,5 $\mu W\ m^{-3}$ aqui adotada para a crosta média e inferior, mais condizente com valores típicos desse contexto, próximo da média do Bloco Itabuna-Curaçá. Aqui neste trabalho, não se considerou oportuno subdividir a Faixa Sergipana em dois domínios, considerando a base de dados disponível e a dimensão do domínio tectônico. Entretanto, essa opção não pode ser descartada com os

dados geofísicos disponíveis. Portanto, é importante avançar na compreensão da composição da crosta média e inferior nos domínios tectônicos estudados.

Tentativas de medições de fluxo térmico no embasamento no projeto Geoterm III resultaram em uma medida de $50,1 \text{ mW m}^{-2}$ no Cinturão Bahia Oriental, mais próxima da média aqui obtida (Tabela 4), porém ainda inferior, provavelmente, pela ausência das fácies migmatíticas no local da medição. Por outro lado, o fluxo térmico superficial de $53,7 \text{ mW m}^{-2}$, calculado para o Domínio Macururé por Argollo et al. (2012), não difere muito do fluxo térmico médio aqui obtido para a Faixa Sergipana (Tabela 4), e é corroborado por medições de $56,7$ e de $57,0 \text{ mW m}^{-2}$ nesse domínio no Geoterm III.

No momento do pico da fase rifte, na ruptura litosférica, o fluxo térmico calculado representa o auge da anomalia térmica de uma margem rifteada. Nas porções proximais das margens, onde o afinamento é baixo, o fluxo térmico é maior no caso do TPA, onde o PCR_0 é elevado devido à composição granítica (Figura 12A). Nas porções distais, ocorre inversão do comportamento devido à diminuição da camada radioativa. O comportamento do Bloco Itabuna-Curaçá se destaca pelo efeito da condutividade térmica mais alta assumida para a crosta superior de $3,5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, compatível com a composição média tonalítica, em contraste com as condutividades térmicas típicas de rochas supracrustais, de $2,4$ a $2,7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, consideradas para os demais domínios. Em todos os casos, o fluxo térmico evolui para valor extremo superior a 200 mW m^{-2} , no ponto correspondente ao limite continente-oceano, $\gamma = 1$, onde teoricamente afloraria a astenosfera. O cálculo do fluxo térmico neste ponto é limitado pela amostragem em profundidade nos cálculos por DFE. Medições de fluxo térmico próximo às dorsais meso-oceânicas são sempre inferiores aos modelos de esfriamento da placa oceânica e dificilmente atingem 200 mW m^{-2} , predominantemente devido à forte circulação hidrotermal nas imediações das dorsais (Parsons e Sclater, 1977).

A variação do fluxo térmico superficial com o afinamento litosférico predita para o tempo presente reflete o esfriamento do manto no pós-rifte (Figura 12B). Ao contrário do que ocorre com o modelo MK78, os fluxos térmicos no presente, calculados com os parâmetros realistas para os domínios da MRNOB, decaem com o aumento do afinamento a partir do fluxo térmico inicial. Isso se deve à diminuição da camada de crosta radioativa com o afinamento, aqui considerada no caso mais simples, em afinamento litosférico uniforme. No modelo MK78, o fluxo térmico, ao contrário, aumenta com o afinamento litosférico pois o esfriamento litosférico de 110 Ma não é suficiente para a dissipação da anomalia térmica causada pela ascensão da astenosfera. Portanto, diferentes geotermas continentais iniciais implicam em distintas evoluções do fluxo térmico numa margem rifteada durante a fase rifte e no pós-rifte. Para calibrações térmicas de modelagens de bacia com dados de poços, recomenda-se variar a PCR de cada domínio no intervalo do desvio padrão e, se consistentemente necessário, alterar a PCR da crosta intermediária e inferior,

considerando que o calor radiogênico de granulitos pode variar de $0,5$ a $1,5 \mu\text{W m}^{-3}$ e o de eclogitos pode variar de $0,1$ a $0,4 \mu\text{W m}^{-3}$, de acordo com levantamentos de dados globais (Vilà et al., 2010; Hasterok et al., 2018).

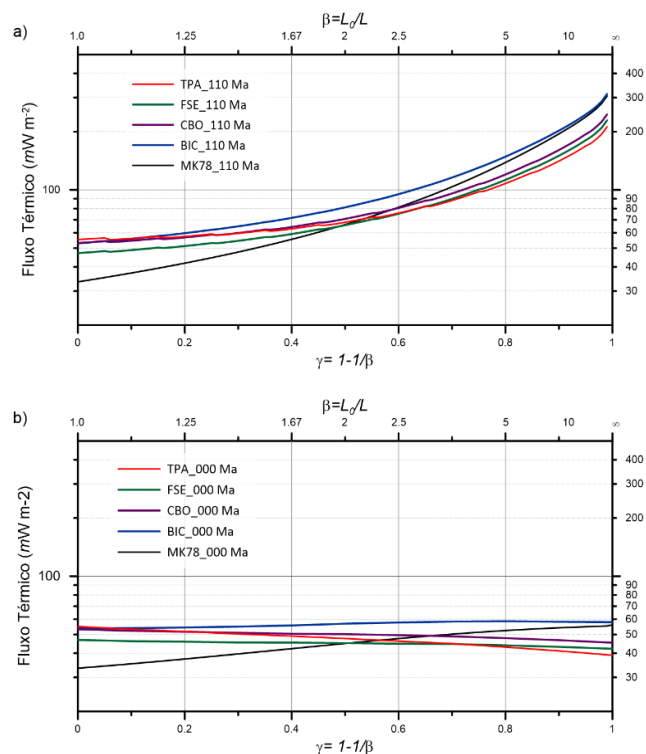


Figura 12. Variações do fluxo térmico no topo da crosta (embasamento) com o afinamento litosférico para os modelos litosféricos dos principais domínios tectônicos da MRNOB. TPA: Terreno Pernambuco/Alagoas; FSE: Faixa Sergipana; CBO: Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental; SER: Bloco Serrinha; BIC: Bloco Itabuna-Curaçá. **A.** Fluxo térmico no pico do rifte, instante da ruptura litosférica, há 110 Ma . **B.** Fluxo térmico no presente, após a ruptura litosférica. Nesse caso, o decréscimo do fluxo térmico pela diminuição da camada radiogênica dos modelos da MRNOB ultrapassa o decréscimo pelo esfriamento da placa do modelo M0.

6. CONCLUSÕES

Uma metodologia prática para estimar as condições iniciais de modelagens de bacias foi aplicada aos principais domínios tectônicos que condicionaram as bacias sedimentares da Margem Rifteada do Nordeste Oriental Brasileiro, entre o sul da Bahia e o sul de Pernambuco. Em especial, foram calculadas as espessuras da litosfera continental desses domínios por equilíbrio isostático com o geóide mantélico, uma aproximação da situação média da dorsais meso-oceânicas. Tais estimativas são aproximações das espessuras litosféricas iniciais, a partir da qual os setores da margem evoluíram no rifteamento e no pós-rifte. Foi assumido um modelo litosférico tripartite, duas camadas crustais com densidade constante e manto litosférico com densidade controlado pela variação de temperatura em profundidade, geoterma. Foi assumido modelo crustal em degrau, com crosta radiogênica de 10 km e crosta remanescente com produção de calor radiogênico de $0,5 \mu\text{W m}^{-3}$. As geotermas foram calculadas analiticamente, considerando a produção de calor radiogênico, a densidade e

a condutividade térmica das três camadas, além da continuidade da temperatura e do fluxo térmico nos limites entre as camadas. As espessuras litosféricas foram obtidas por equilíbrio isostático com o geóide mantélico, com as elevações médias, PCR média, espessura e densidade crustais médias de cada domínio.

As estimativas de espessura litosférica são sensíveis às espessuras e densidades crustais assumidas, parâmetros correlatos. As espessuras crustais foram obtidas por inversão gravimétrica da Moho, ajustadas aos dados sismológicos de cada domínio e se situaram por volta de 36 km nos domínios da Província Borborema e entre 37 e 39 km nos domínios do Cráton São Francisco, com densidades crustais médias de 2820 e 2835 kg m⁻³, respectivamente. Densidades crustais mais baixas favorecem modelos isostáticos com crostas mais delgadas, que implicam em litosferas também mais delgadas.

O modelo crustal aqui adotado assume que a produção do calor radiogênico (PCR) medida em superfície se distribui em camada superior da crosta de 10 km, e o restante da crosta apresenta calor radiogênico basal de 0,5 μW m⁻³. O Terreno Pernambuco-Alagoas apresenta a média mais elevada e a maior variabilidade de PCR, 2,4±0,68 μW m⁻³, devido à presença disseminada de batólitos graníticos neoproterozoicos. Em contraste, o Bloco Itabuna-Curaçá apresenta a média mais baixa de PCR e pequena variabilidade, 0,80±0,37 μW m⁻³, devido ao predomínio de granulitos metatônais neoproterozoicos. O Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental também apresenta PCR média relativamente elevada e grande variabilidade, 1,82±0,63 μW m⁻³, pela mistura de ortogneisses paleoproterozoicos com fácies migmatíticas. Por fim, a Faixa Sergipana, ao sul da Província Borborema, apresenta PCR moderada e baixa variabilidade, 1,33±0,24 μW m⁻³, conferida pela mistura de metassedimentos de baixo a médio grau metamórfico neoproterozoicos.

Levantamentos aerogamaespectrométricos são úteis para se obter malhas de PCR em domínios sem amostragem de campo, tomando-se precaução com a utilização de densidade de rocha compatível.

O cálculo da espessura litosférica é também bastante sensível à elevação continental assumida. Para cada domínio, a litosfera continental estimada é inversamente proporcional à elevação assumida. Foram consideradas as elevações médias de cada domínio: 274 m para o Bloco Itabuna-Curaçá, no centro e sul da Bahia, 67 m para o Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental, no nordeste da Bahia, 187 m para a Faixa Sergipana em Sergipe, e 259 m para o Terreno Pernambuco-Alagoas em Alagoas e sul de Pernambuco.

As espessuras litosféricas dos quatro domínios tectônicos se situaram em pequeno intervalo entre 127 km do Terreno Pernambuco-Alagoas e 135 km do Bloco Itabuna-Curaçá. A espessura litosférica calculada para a Faixa Sergipana foi de 129 km e para o Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental foi de 134 km. O cálculo das espessuras litosféricas é pouco sensível à PCR nos intervalos de desvio padrão de cada domínio. No entanto, variações expressivas são esperadas, especialmente, se a PCR divergir

significativamente do valor basal assumido para a crosta inferior, de 0,5 μW m⁻³. Esse parâmetro pode ser ajustado com a comparação do modelo aos dados térmicos de poços das bacias sedimentares, e com o refinamento do modelo crustal por sísmica de refração e por sismologia.

A continuidade da subsidência tectônica total com o afinamento litosférico durante a evolução de uma bacia formada em regime distensional é garantida pela variação linear da condição basal para o resfriamento dessa litosfera no pós-rifte, desde uma litosfera continental em equilíbrio isostático com o geóide astenosférico, na borda da bacia, até a base de uma litosfera oceânica em equilíbrio térmico (LOM), no limite continente-oceano. Neste trabalho foi considerada a LOM de 125 km (Parsons e Sclater, 1977).

As evoluções dos fluxos térmicos superficiais no topo do embasamento são distintas em cada domínio devido às variações da PCR média e à condutividade térmica da crosta. Margens com PCR mais elevada mantêm fluxo térmico comparativamente mais alto ao longo da evolução geológica. Em especial, a variação do fluxo térmico através de uma margem depende de como a camada mais radiogênica da crosta superior se afina.

AGRADECIMENTOS

Parte deste trabalho foi desenvolvido em programa de desenvolvimento de recursos humanos no exterior financiado pela Petrobras na Universidade de Liverpool, Reino Unido, pelo qual GPHJ é extremamente grato. GPHJ agradece às equipes do CPGG-UFBA e do CENPES, especialmente ao colega Luiz Felipe Carvalho Coutinho, pela disponibilidade do banco de dados de propriedades térmicas levantado no Projeto Geoterm - "Geração de calor nas bacias de Cumuruxatiba, Jequitinhonha, Sergipe-Alagoas e Pernambuco-Paraíba e nos embasamentos adjacentes" do Programa Tecnológico de Exploração de Modelagem de Bacias do Centro de Pesquisas da Petrobras (Promob/Cenpes), referência 0050.038629.07.4.GPHJ é também grato ao Serviço Geológico Brasileiro (SGB) pela disponibilidade dos dados Gamaespectrométricos digitais do Projeto Aerogeofísico Baixo São Francisco, através da geofísica Maria Laura Vereza de Azevedo da Divisão de Geofísica. Este trabalho foi aprimorado com revisões do Dr. Victor Sacek e de um revisor anônimo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, P.A., e Allen, J.R., 2005, Basin analysis: principles e applications: Oxford, Blackwell Science, 549 p.
- Argollo, R.M., Marinho, M.M., Costa, A.B., Sampaio Filho, H.A., Santos, E.J., e Coutinho, L.F.C., 2012, Modelo crustal e fluxo de calor nos Domínios Estância, Canudos-Vaza-Barris e Macururé adjacentes às bordas emersas da Bacia Sergipe-Alagoas: Boletim de Geociências da Petrobras, v. 20, n. 1/2, p. 283-304.

- Asmus, H.E., e Carvalho, J.C., 1978, Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do nordeste brasileiro (Sergipe-Alagoas e Pernambuco-Paraíba). Capítulo. 4, in Projeto REMAC: aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil., 7-24. Rio de Janeiro: Petrobras.
- Barbosa, J.S.F., Correa-Gomes, L.C., Domingues, J.M.L., Souza Cruz, S.A., e Souza, J.S., 2005, Petrografia e litogeoquímica das rochas da parte oeste do alto de Salvador, Bahia: Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 35, n. 4, p. 9-22, dez. 2005. Suplemento.
- Birch, F., Roy, R.F., e Decker, E.R., 1968, Heat flow and thermal history in New England and New York. Studies of Appalachian Geology, p. 437-451.
- Blaich, O.A., Faleide, J.I., e Tsikalas, F., 2011, Crustal breakup and continent-ocean transition at South Atlantic Conjugate Margins: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 116, n. B1 - B01402.
- Burov, E.B., 2011, Rheology and strength of the lithosphere: Marine and Petroleum Geology, v. 28, p. 1402-1443.
- Carlson, R.L., e Herrick, C.N., 1990, Densities and porosities in the oceanic crust and their variations with depth and age: Journal of Geophysical Research, v. 95, n. B6, p. 9153-9170.
- Castro, D.L., Osako, L.S., Soares, J.E.P., Fuck, R.A., Lima, M.V.A.G., e Pinheiro, J.M., 2011, Gravity and deep seismic transects across the Precambrian Borborema Province, NE Brazil: Society of Exploration Geophysicists: SEG Technical Program Expanded Abstracts, 2011, p. 897-901.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., e Bender, A.A., 1992, Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system - an overview: Tectonophysics, v. 213, n. 1-2, p. 97-138.
- Chappell, A.R., e Kuszniir, N.J., 2008, Three-dimensional gravity inversion for Moho depth at rifted continental margins incorporating a lithosphere thermal gravity anomaly correction: Geophysical Journal International, v. 174, n. 1, p. 1-13.
- Christensen, N.I., e Mooney, W.D., 1995, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global review: Journal of Geophysical Research, v. 100, n. NB7, p. 9761-9788.
- Ciardelli, C., Assumpção, M., Bozdağ, E., e Van Der Lee, S., 2022, Adjoint waveform tomography of South America: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 127, <https://doi.org/10.1029/2021JB022575>.
- Cordani, U.G., Neves, B.B., Fuck, R.A., Porto, R., Thomaz F.A., e Cunha, F.M.B., 1984, Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras: Rio de Janeiro: Petrobras: Ciência Técnica Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo. Publ. N.15, 70 p.
- Crosby, A.G., e McKenzie, D., 2009, An analysis of young ocean depth, gravity and global residual topography: Geophysical Journal International, v. 178, n. 3, p. 1198-1219.
- Delgado, I.M., et al, 2003, Geotectônica do Escudo Atlântico, in Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. eds., 2003, Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, p. 227-334.
- Dragone, G.N., Bologna, M.S., Ussami, N., Giménez, M.E., Alvarez, O., Klinger, G., e Correa-Otto, S., 2021, Lithosphere of South American intracratonic basins: electromagnetic and potential field data reveal cratons, terranes, and suture, Tectonophysics, v. 811, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228884>.
- Feng, M., Assumpção, M., e Van Der Lee, S., 2004, Group-velocity tomography and lithospheric s-velocity structure of the South American Continent: Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 147, n. 4, p. 315-331.
- Ferreira, T.S., Caixeta, J.M., e Lima, F.D., 2009, Controle do embasamento no rifteamento das Bacias de Camamu e Almada: Boletim de Geociências da Petrobras, v. 17, n. 1, p. 69-88.
- Fianco, C.B., França, G.S., Albuquerque, D.F., Vilar, C.S. e Argollo, R.M., 2019, Using the receiver function for studying earth deep structure in the Southern Borborema Province: Journal of South American Earth Sciences, v. 94, 102221.
- Globig, J., Fernández, M., Torne, M., Vergés, J., Robert, A., e Faccenna, C., 2016, New insights into the crust and lithospheric mantle structure of Africa from elevation, geoid, and thermal analysis: Journal of Geophysical Research Solid Earth, v. 121, <https://doi.org/10.1002/2016JB012972>.
- Greenhalgh, E.E., e Kuszniir, N.J., 2007, Some evidence for thin oceanic crust on the Extinct Aegir Ridge, Norwegian Basin, NE Atlantic Derived from Satellite Gravity Inversion: Geophysical Research Letters, n. 34, p. 1-5.
- GSC, Geological Survey of Canada, CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais; PGW, Paterson, Grant & Watson Ltda. Brazil Airborne Radiometric Mapping Project (BARMP). Technical Report and Survey Atlas, 1997.
- Hamsi Jr, G.P., 2010, The ocean-continent transition along the Northeast Brazilian Rifted Margin. [Ph.D thesis]: University of Liverpool, Liverpool, 243 p.
- Hamza, V.M., e Muñoz, M., 1996, Heat Flow Map of South America: Geothermics, v. 25, n. 6, p. 599-646.
- Hanischel, T., e Kauerauf, A.I., 2009, Fundamentals of basin and petroleum systems modelling: Springer, 404 p.
- Hasterok, D., e Chapman, D., 2011, Heat production and geotherms for the continental lithosphere: Earth and Planetary Science Letters, v. 307, p. 59-70, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.034>.

- Hasterok, D., Gard, M., e Webb, J., 2018, On the radiogenic heat production of metamorphic, igneous, and sedimentary rocks: *Geoscience Frontiers*, v. 9, n. 6, p. 1777-1794, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.10.012>.
- Heine, C., Zoethout, J., e Muller, R.D., 2013, Kinematics of the south Atlantic rift: *Solid Earth*, v. 4, p. 215-253, <https://doi.org/10.5194/se-4-215-2013>.
- Jarvis, G.T., e McKenzie, D., 1980, The development of sedimentary basins with finite extension rates: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 48, p. 42-52.
- Jaupart, C., e Mareschal, J.C., 1999, The thermal structure and thickness of continental roots: *Lithos*, v. 48, n. 1-4, p. 93-114.
- Jaupart, C., e Mareschal, J.C., 2011, *Heat Generation and Transport in the Earth*: Cambridge: Cambridge University Press.
- Kosin, M.D., 2009, O embasamento das Bacias do Recôncavo, de Tucano e de Jatobá – uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 17, n. 1, p. 89-108.
- Lachenbruch, A.H., e Morgan, P., 1990, Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb: *Tectonophysics*, v. 174, n. 1-2 (3/1), p. 39-62.
- Lima, M.V.A.G., Berrocal, J., Soares, J.E.P., e Fuck, R.A., 2015, Deep seismic refraction experiment in Northeast Brazil: new constraints for Borborema Province evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 58, p. 335-349, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.10.007>.
- Lucazeau, F., e Le Douaran, S., 1985, The blanketing effect of sediments in basins formed by extension: a numerical model: Application to the Gulf of Lion and Viking graben: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 74, p. 92-102.
- Luz, R.M.N., Julià, J., e Nascimento, A.F., 2015, Bulk crustal properties of the Borborema Province, NE Brazil, from P-Wave Receiver Functions: implications for models of intraplate Cenozoic Uplift: *Tectonophysics*, v. 644, p. 81-91, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.017>.
- Mareschal, J.C., e Jaupart, C., 2004, Variations of surface heat flow and lithospheric thermal structure beneath the North American Craton: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 223, n. 1-2, p. 65-77.
- Matos, R.M.D., Medeiros, W.E., Almeida, C.B., Sá, E.J., e Córdoba, V.V., 2021a, A Solution to the Albian Fit Challenge between the South American and African Plates Based on Key Magnetic and Sedimentary Late Rifting Events in the Pernambuco and Paraíba Basins: *Marine and Petroleum Geology*, v. 128, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105038>.
- Matos, R.M.D., Norton, J., Casey, K., e Krueger, A., 2021b, The fundamental role of the Borborema and Benin-Nigeria provinces of NE Brazil and NW Africa during the development of The South Atlantic Cretaceous rift system: *Marine and Petroleum Geology*, v. 127, 104872, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2020.104872.
- McKenzie, D., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 40, p. 25-32.
- McKenzie, D., Jackson, J., e Priestley, K., 2005, Thermal structure of oceanic and continental lithosphere: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 233, n. 3-4, p. 337-349.
- Milani, E.J., e Davison, J., 1988, Basement control and transfer tectonics in the Reconcavo-Tucano-Jatoba Rift, Northeast Brazil: *Tectonophysics*, v. 154, n. 1, p. 41-70.
- Mohriak, W.U., Bassetto, M., e Vieira, I. S., 1998, Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacuípe Basins, Offshore Northeastern Brazil: *Tectonophysics*, v. 288, p. 199-220.
- Mooney, W.D., Laske, G., e Masters, T.G., 1998, CRUST 5.1: A Global Crustal Model at 5° x 5°: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 103, n. B1, p. 727-747.
- Mooney, W.D., Barrera-Lopez, C., Suárez, M.G., e Castelblanco, M.A., 2023, Earth crustal model 1 (ecm1): A 1° x 1° global seismic and density model: *Earth-Science Reviews*, v. 243, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104493>.
- Moraes, R., Fuck, R.A., Duarte, B.P., Barbosa, J.S.L. e Leite, C.M.M., 2004, Granulitos do Brasil, in Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B., orgs, *Geologia do Continente Sul-Americano, evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*: São Paulo: Beca, p. 321-347.
- Moulin, M., Aslanian, D., e Unternehr, P., 2010, A new starting point for the south and equatorial Atlantic Ocean: *Earth Sciences Reviews*, v. 98, n. 1-2, p. 1-37, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.08.001>.
- Parker, R.L., 1973, The rapid calculation of potential anomalies: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 31, n. 4, p. 447-455.
- Parsons, B. e Sclater, J.G., 1977, Analysis of variation of ocean-floor bathymetry and heat-flow with age: *Journal of Geophysical Research*, v. 82, n. 5, p. 803-827.
- Pavão, C.C., França, G.S., Bianchi, M., Almeida, T., e Von Huelsen, M.G., 2012, Upper-Lower crust thickness of the Borborema Province, NE Brazil, using Receiver Function: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 42, p. 242-249.
- Priestley, K., e McKenzie, D., 2006, The thermal structure of the lithosphere from shear wave velocities: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 244, n. 1, p. 285-301.

- Rancan, C.C., Lira, F.S., Nishimura, E.M., e Araújo, L.N., 2009, O soerguimento do Domínio Macururé e sua influência na sedimentação turbidítica no Cretáceo Superior da Sub-Bacia de Sergipe, Bacia de Sergipe-Alagoas: Boletim de Geociências da Petrobras, v. 17, n. 1, p. 45-67.
- Richards, F., Hoggard, M., Crosby, A., Ghelichkhan, S., e White, N., 2020, Structure and dynamics of the oceanic lithosphere-asthenosphere system: Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 309.
- Roberts, A.M., Kuszniir, N.J., Corfield, R.I., Thompson, M., e Woodfine, R., 2013, Integrated tectonic basin modelling as an aid to understanding deep-water rifted continental margin structure and location: Petroleum Geoscience, v.19, p. 65-88.
- Roberts, A.M., Kuszniir, N.J., Yielding, G., e Beeley, H., 2019, Mapping the bathymetric evolution of the Northern North Sea: from Jurassic synrift archipelago through Cretaceous–Tertiary post-rift subsidence: Petroleum Geoscience, v.25, p. 306-321.
- Royden, I., e Keen, C.E., 1980, Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curve: Earth and Planetary Science Letters, v. 51, p. 343-356.
- Rybach, L., 1986, Amount and significance of radioactive heat sources in sediments: Collection Colloques Seminares, v. 44, p. 311-322.
- Sandwell, D.T., e Smith, W.H.F., 2009, Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: ridge segmentation versus spreading rate: Journal of Geophysical Research, v. 114, n. B01411, <https://doi.org/10.1029/2008JB006008>.
- Sapucaia, N.S., Argollo, R.M., e Barbosa, J.S.F., 2005, Teores de Potássio, Urânio, Tório e taxa de produção de calor radiogênico no embasamento adjacente às bacias sedimentares de Camamu e Almada, Bahia, Brasil: Revista Brasileira de Geofísica., v. 23, n. 4, p. 453-475.
- Silva, L.C., Delgado, I.M., Suza, J.D., e Rodrigues, J.B., 2005, Da cratonização riaciana à metacratonização ediacariana nos paleocontinentes São Francisco-Congo. Parte II: Bahia, in Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 3: Salvador. Short Papers... Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 255-258.
- Soares, J.E.P., Lima, M.V., Fuck, R.A., e Oliveira, M.P., 2011, Descontinuidade de Moho e velocidade média da crosta sob a linha de refração sísmica profunda NS da Província Borborema: uma aproximação por reflexões de alto ângulo, in International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, 12th, Rio de Janeiro, Brazil, Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society.
- Steckler, M.S., e Watts, A.B., 1978, Subsidence of Atlantic-Type continental-margin off New-York: Earth and Planetary Science Letters, v. 41, n. 1, p. 1-13.
- Stein, C.A., e Stein, S., 1992, A Model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age: Nature, v. 359, n. 6391, p. 123-129.
- Turcotte, D.L., Haxby, W.F., e Ockendon, J.R., 1977, Lithospheric instabilities: Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins, Washington, D.C.: American Geophysical Union, v. 1, p. 63-69.
- Ussami, N., Karner, G.D., e Bott, M.H.P., 1986, Crustal detachment during South Atlantic Rifting and formation of Tucano-Gabon Basin System: Nature, v. 322, n. 6080, p. 629-632.
- Van Der Meijde, M., Julià, J., e Assumpção, M., 2013, Gravity derived Moho for South America: Tectonophysics, v. 609, p. 456-467.
- Vilà, M., Fernández, M., e Jiménez-Munt, I., 2010, Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. Tectonophysics, v. 490, n. 3, p. 152-164, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.003>
- Wangem, M., 2010, Physical Principles of Sedimentary Basin Analysis: Cambridge University Press.
- White, R.S., McKenzie, D., e Onions, R.K., 1992, Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare-earth element inversions: Journal of Geophysical Research-Solid Earth, v. 97, n. B13, p. 19683-19715.

CONTRIBUIÇÕES DOS AUTORES

Gilvan Pio Hamsi Junior: Conceituação, Análise formal, Investigação, Metodologia, Validação, Visualização, Redação.
Nick Kuszniir: Metodologia, Software, Supervisão.

FINANCIAMENTO

Esta pesquisa não recebeu nenhum financiamento específico de agências públicas, comerciais ou sem fins lucrativos.