

Arcabouço crustal profundo da parte centro-norte da margem de Angola

Deep crustal framework of north-central margin of Angola

Luiz Carlos Lucena Empinotti | Pedro Victor Zalán | Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron

resumo

A aquisição e interpretação de novos dados sísmicos tem possibilitado melhor visualização das porções mais profundas de margens passivas, permitindo melhor imageamento e compreensão da zona de transição entre as crostas continental e oceânica. Como resultado disto, os clássicos modelos de ruptura e *breakup* continental têm sido revisados e aperfeiçoados para se obter um modelo coerente com os dados existentes. Neste trabalho, a interpretação de seções sísmicas de imageamento profundo obtidas pela ION-GXT, integrada à modelagem gravimétrica, possibilitou a identificação dos limites crustais na região centro-norte da margem de Angola, nas bacias de Kwanza e Baixo Congo, com a definição de quatro domínios crustais: Proximal (formado pela crosta continental estirada); domínio de Estrangulamento, onde há um rápido afinamento da crosta continental; Distal (formado pela crosta continental hiperestirada e manto

continental exumado); e Oceânico (formado por crosta oceânica). Com base na análise da interpretação sísmica, associada a mapas de anomalia gravimétrica e geológico de Angola, foram identificadas duas áreas com características distintas. Uma delas, ao norte, abaixo da Bacia do Baixo Congo, com o domínio crustal distal extenso, com poucos altos do embasamento afetando a seção pré-sal bastante espessa. Esta área está relacionada a um embasamento composto por rochas do Cinturão Oeste do Congo e margens cratônicas retrabalhadas. A outra área, ao sul, abaixo da Bacia de Kwanza, possui o domínio crustal distal menos extenso, com diversos altos do embasamento afetando a seção pré-sal, mais delgada. Esta área está relacionada a um embasamento formado pelo Cráton de Angola e rochas do Escudo Central.

Palavras-chave: arcabouço crustal | sísmica profunda de reflexão | modelagem gravimétrica | modelo de ruptura continental | margem passiva | manto exumado | Angola

abstract

The acquisition and interpretation of new seismic data over the distal parts of continental margins has allowed a better image and comprehension of the transition between continental and oceanic crusts. As a result, the classical rift- and continental break-up models have been revised and improved in order to create a model coherent with the existing data. In this paper, the interpretation of ultra-deep 2D seismic sections, acquired by ION-GXT and integrated with gravimetric modelling, allows the identification of the crustal limits in the Central-north region of the Angola margin, in the Kwanza and Lower Congo basins. Four crustal domains were defined: Proximal (formed by extended continental crust); Necking Domain (where there is a rapid thinning of the continental crust); Distal (formed by hyper-extended continental crust and exhumed mantle) and Oceanic (formed by the oceanic crust). The seismic interpretation was integrated with gravity modelling and analysis of regional geological maps of the area leading to the definition of two regions with distinctive characteristics. The first area, to the North, underlies the Lower Congo Basin and is represented by an extensive distal crustal domain, presenting few basement highs affecting the thick pre-salt section. This area is related to basement rocks belonging to the West Congo Belt and re-worked cratonic margins. The second area occurs to the South, beneath the Kwanza Basin, and is represented by a narrower distal crustal domain displaying several basement highs affecting the thinner pre-salt section. The southern area is related to basement rocks belonging to the Angola Craton and to the Central Shield.

(Expanded abstract available at the end of the paper).

Keywords: *crustal framework | deep seismic reflection | gravity modeling | continental break-up model | passive margins | exhumed mantle | Angola*

introdução

A descoberta de grandes acumulações de hidrocarbonetos na seção pré-sal da costa leste do Brasil e oeste da África reabriu o interesse sobre a fase inicial de formação destas bacias sedimentares (fase rifte).

Os modelos clássicos, propostos nas décadas de 1970 e 1980 (cisalhamento puro por McKenzie, 1978; cisalhamento simples por Wernicke, 1981, 1985; e Lister *et al.*, 1986), estavam focados na estruturação observada na escala das bacias sedimentares e nas estruturas capazes de acomodar a deformação observada. Foram criados também modelos em que a distensão variaria de acordo com a profundidade, podendo haver uma independência (desacoplamento) no estiramento existente no manto litosférico subcrustal em relação à distensão sofrida pelo restante da crosta (Royden e Keen, 1980; Beaumont *et al.*, 1982). Entretanto, a amostragem de rochas do manto sublitosférico continental identificadas ao longo da margem da Galícia (Boillot *et al.*, 1980, 1987), posteriormente confirmada na margem homóloga de Newfoundland (Canadá) (Tucholke *et al.*, 2004), colocou os modelos de cisalhamento puro em xeque. Uma adaptação do modelo de cisalhamento simples foi proposta (Lister *et al.*, 1986), para tentar explicar a exumação mantélica observada, assim como a assimetria desta margem não vulcânica. Com base nestes novos dados, novos modelos têm sido propostos para a evolução da fase rifte de margens passivas (Whitmarsh *et al.*, 2001; Péron-Pinvidic e Manatschal, 2009; Péron-Pinvidic *et al.*, 2013), para caracterizar os mecanismos de estiramento e a evolução de margens hiperestiradas e com baixa proporção de vulcanismo associado (margens pobres em magma).

Recentemente, o desenvolvimento na aquisição e processamento dos métodos geofísicos, como magnetometria, gravimetria e sísmicas de reflexão e refração, vem permitindo melhor caracterização das regiões vizinhas ao limite entre a crosta continental, extremamente afinada, e a crosta oceânica, permitindo, assim, o refinamento destes novos modelos desenvolvidos.

O presente trabalho mostra o resultado da interpretação sísmica de refletores intracrustais em linhas sísmicas ultraprofundas adquiridas na margem de Angola, calibrada por modelagem

gravimétrica, utilizando como premissa os novos modelos para a evolução da fase rifte de margens passivas.

dados utilizados

Para o desenvolvimento deste estudo, foram utilizadas três seções sísmicas de reflexão multicanal adquiridas pela empresa ION GX Technology nos anos de 2006 e 2007, convertidas em profundidade (PSDM). As seções estão localizadas no segmento central da costa oeste da África, entre as latitudes 7°S e 12°S, na porção norte da costa de Angola (fig. 1). Os dados analisados revelam informações sobre a Bacia do Baixo Congo e o Norte da Bacia de Kwanza. As seções sísmicas foram adquiridas na direção E-W, partindo da região próxima à costa em direção à área oceânica, até atingir águas ultraprofundas (profundidades entre 3.000m e 4.000m). Elas são identificadas pelas letras A, B e C na figura 1 (do norte para o sul). A seção sísmica A (figs. 1 e 2) possui 318km de extensão, com direção oeste-leste, perpendicular à costa de Angola. Está localizada no extremo norte da área de estudo, e o seu limite leste está situado a 10km da costa de Angola, próximo à cidade de Ambriz, na porção sul da Bacia do Baixo Congo. A seção sísmica B está situada ao sul da seção A, com uma distância de cerca de 80km entre elas. O limite leste da seção B está a 17km da costa de Angola, próximo à cidade de Luanda. Esta seção possui 348km de extensão e 25km de profundidade. O limite sul deste estudo é marcado pela seção sísmica C, com 293km de extensão. Ela está localizada 150km ao sul da seção B e está a 14km da costa angolana, na região de Cabo Ledo (figs. 1 e 4). Esta seção corta exclusivamente a Bacia de Kwanza.

A aquisição destes dados foi feita com a utilização de cabos de *offset* longos (10,8km) e com tempo de registro de 18s. Estes parâmetros permitem obter grande quantidade de informações das porções mais profundas das bacias, do seu embasamento e até mesmo da passagem entre crosta e manto.

A interpretação sísmica utilizou dados sísmicos com migração pré-empilhamento em profundidade (disponibilizados pela ION/GXT). Em todas as linhas utilizadas, os dados obtidos se estendem a 25km de profundidade. Para auxiliar os trabalhos

de interpretação foram feitos diversos testes de reprocessamento pós-empilhamento. O melhor resultado utilizou a técnica Volume de Amplitude (tecVA) (Bulhões e Amorim, 2006). Todas as linhas apresentadas neste trabalho foram reprocessadas com a utilização de tecVa.

metodologia

A metodologia empregada neste trabalho consiste na interpretação de seções sísmicas 2D, buscando identificar estruturas profundas, assim como os principais refletores da seção sedimentar.

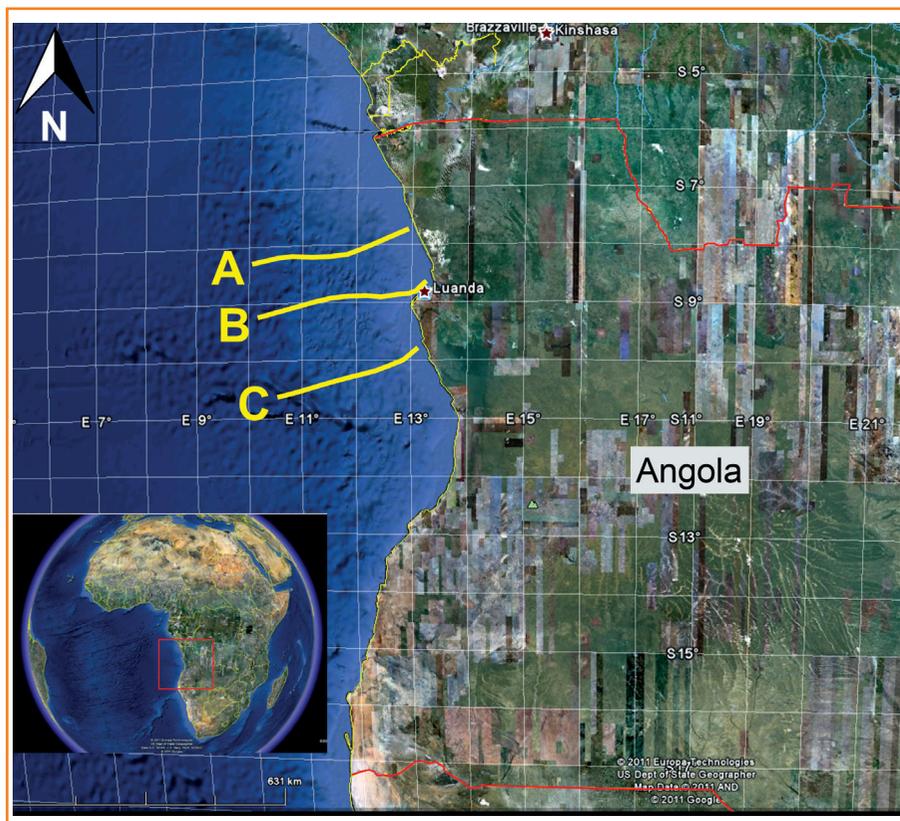
As estruturas profundas, identificadas através de refletores sísmicos, visíveis nas linhas sísmicas especiais, foram interpretadas levando-se em conta modelos de comportamento reológico dual (rúptil/dúctil) da crosta continental e modelos de ruptura de megacontinentes divulgados na literatura recente (Whitmarsh *et al.*, 2001; Péron-Pinvidic e Manatschal, 2009). A identificação de estruturas profundas está baseada em Zalán *et al.* (2009, 2011a, 2011b) e é semelhante à empregada em trabalhos de interpretação publicados (Wilson, 2003; Blaiçh, 2008).

Figura 1

Mapa de localização da área de estudo e seções sísmicas utilizadas. Traçado das seções sísmicas utilizadas em amarelo. Imagens obtidas no site www.googlemaps.com.

Figure 1

Location map of the study area displaying the seismic sections available for this study (in yellow). Satellite images from www.googlemaps.com.



Para a seção sedimentar, foi feita a interpretação e o mapeamento dos principais refletores sísmicos, definindo pacotes com sismofácies semelhantes e/ou de mesma idade.

Após a interpretação sísmica, os horizontes mapeados em profundidade foram utilizados para a modelagem gravimétrica das seções. A modelagem consiste no cálculo matemático da resposta gravimétrica para a seção em estudo. Os horizontes limitam os pacotes de rocha aos quais são atribuídos determinados valores de densidade. Segundo dados da literatura (Carmichael, 1988; Wilson *et al.*, 2003; Blaich *et al.*, 2008) (tabela 1), os valores adotados para cada pacote estão compreendidos dentro da variação possível de densidades para as prováveis rochas constituintes.

Ao definir as densidades de cada pacote, é possível gerar um modelo com a anomalia gravimétrica resultante. O resultado deste modelo pode ser então comparado com o dado adquirido no levantamento gravimétrico.

Se o resultado obtido com a modelagem gravimétrica coincidir com o dado real, pode-se considerar válida a interpretação sísmica, mesmo sabendo que esta é apenas uma interpretação entre inúmeras outras possibilidades.

Caso o resultado obtido na modelagem não esteja de acordo com os pacotes definidos, a interpretação sísmica será ajustada, honrando os refletores sísmicos o máximo possível, para permitir

a criação de um modelo compatível com o dado gravimétrico adquirido.

Utilizou-se o dado de anomalia ar livre (Sandwell e Smith, 2009), comparando o dado adquirido no campo com a anomalia modelada para cada seção sísmica do estudo. Por este motivo, considerou-se um valor fixo de densidade para a seção de água do mar (1,03g/cm³), e tanto a crosta oceânica como a continental foram consideradas homogêneas para esta modelagem.

Ao final, as linhas sísmicas interpretadas e modeladas foram transformadas em seções geológicas, com base nas quais foram elaboradas discussões acerca da geometria crustal obtida, do seu zoneamento e sobre a natureza da passagem crosta continental–crosta oceânica.

interpretação sísmica

preenchimento sedimentar

Como o interesse do trabalho é focado na porção crustal profunda da bacia, a coluna sedimentar foi dividida de forma simplificada em três unidades, pré-sal, evaporitos e pós-sal, utilizando-se os marcantes limites superior e inferior do pacote evaporítico (figs. 2b, 3b e 4b).

Tabela 1

Valores de densidade adotados para a modelagem gravimétrica. (*) Carmichael (1988)¹, Wilson *et al.* (2003)², Blaich *et al.* (2008)³.

Table 1

Density values adopted for the gravity modeling. (*) Carmichael (1988)¹, Wilson *et al.* (2003)², Blaich *et al.* (2008)³.

	Rocha	Densidade (literatura*) (g/cm ³)	Densidade - valor utilizado na modelagem (g/cm ³)
Água do mar		1,03 ²	1,03
Sedimentos pós sal	Arenitos	2,22 ¹	2,35
	Folhelhos	2,06-2,67 ¹	
	Margas	2,63 ¹	
Sedimentos pré sal	Carbonatos	1,55-2,75 ¹	2,66
Sal		2,1-2,2 ¹	2,18
Crosta superior continental	Granito / Gnaiss	2,66 / 2,84 ^{1 2 3}	2,72
Crosta inferior continental	Meta Gabro	2,97 ^{1 2}	2,98
Crosta Oceânica	Basaltos / Gabros	2,74 / 2,95 ^{1 2 3}	2,83
Manto superior	Peridotito	3,152-3,276 ^{1 2 3}	3,3
Manto serpentizado	Serpentinito	2,44-2,80 ¹	2,7

A unidade sedimentar do pré-sal é preenchida por sedimentos da fase rifte e transicional. As três seções utilizadas neste estudo mostram que, na porção proximal (leste), a seção pré-sal é pouco espessa, preenchendo principalmente grábens e hemigrábens em uma geometria típica de bacia rifte. As maiores espessuras da seção pré-sal ocorrem em direção ao oceano, próximo à atual cota batimétrica de 2.000m, onde a seção pode atingir mais de 4.000m de espessura. Nota-se uma diferença no comportamento quando comparamos as seções B e C com a seção A. As duas primeiras possuem no máximo 4.000m de espessura na seção pré-sal e são caracterizadas pela presença de altos do embasamento, limitados por falhas normais, formando grábens e hemigrábens típicos de uma bacia rifte. Já a seção A apresenta maior espessura da seção pré-sal, que pode atingir até 6.000m de espessura em sua porção central e é composta por refletores contínuos, pouco afetados por falhas (bacias do tipo *sag*).

Seguindo para a porção distal da bacia, há um afinamento da unidade pré-sal, observado nas três seções interpretadas, provavelmente desaparecendo antes do limite oeste do sal (figs. 2a, 3a e 4a).

A unidade evaporítica é dividida em dois domínios: proximal distensional e distal compressional, se comportando como descrito por Marton *et al.* (2000).

O domínio distensional é a região da bacia onde houve principalmente o deslocamento dos evaporitos na direção *offshore*. Este domínio é caracterizado pela presença de almofadas e diápiros de sal isolados e de uma fina camada de sal não plástico, normalmente não identificável em seções sísmicas. Falhas normais lítricas dominam e caracterizam o caráter distensional da área proximal. O domínio compressional é definido como a região que recebeu o sal das áreas mais rasas e é caracterizado por grandes diápiros, estruturas de sal alóctone e grandes muralhas de sal (com até 3km de espessura). Dobras e falhas de cavalgamento lubrificadas pelo sal caracterizam o caráter compressional da área distal.

A unidade do pós-sal é fortemente influenciada pela halocinese, sendo esta mais ativa durante o Cretáceo Superior, evidenciado pelo intenso falhamento dos pacotes desta idade, associado à primeira fase da tectônica de jangadas (*Raft Tectonics*, Duval *et al.*, 1992). A segunda fase ocorre durante o Oligo-Mioceno, porém nem todas as falhas que

afetam o Cretáceo Superior seguem ativas durante as fases posteriores. Esta segunda fase pode estar relacionada a um soerguimento do continente durante o Cenozoico (Jackson *et al.*, 2005). Um fato marcante da seção pós-sal, visível nas seções interpretadas, é a diferença de espessura no pacote do Oligo-Mioceno, sendo mais espesso na área norte (seção A) em relação à área centro-sul (seções B e C). A maior espessura na área norte é provavelmente um reflexo da influência da carga sedimentar do delta do Rio Congo (Costa *et al.*, 2001).

identificação dos domínios crustais

O limite entre a seção sedimentar e o embasamento é normalmente marcado por um refletor contínuo e positivo (figs. 2b, 3b e 4b). Logo abaixo do topo do embasamento há um pacote homogêneo, caracterizado pela ausência de refletores (sismofácies transparente). Este pacote é mais espesso na porção proximal das seções estudadas, sofrendo um afinamento abrupto para oeste, em direção ao centro da bacia. Abaixo deste há um pacote marcado por uma sismofácies caótica, que possui inúmeros refletores, porém sem uma orientação principal (figs. 2b, 3b e 4b). Algumas falhas são visíveis na porção proximal, cortando o pacote homogêneo. Estas falhas começam subverticais, mas tendem a se tornar sub-horizontais à medida que ficam mais profundas, tendo, possivelmente, em sua base uma superfície de descolamento entre o pacote superior e o inferior. O pacote inferior parece não ser afetado pelos falhamentos.

O pacote superior homogêneo e transparente é interpretado como crosta continental superior rúptil, enquanto o pacote inferior, refletivo e com sismofácies caótica, é interpretado como sendo a crosta continental inferior dúctil. A superfície de descolamento entre eles é interpretada como a descontinuidade de Conrad, que marcaria a passagem da crosta superior para inferior, uma descontinuidade de natureza reológica.

O refletor intracrustal mais evidente está localizado na base da crosta inferior interpretada e apresenta amplitude positiva, com boa continuidade lateral. Na porção proximal, este refletor se encontra a 25km de profundidade, mas se torna rapidamente mais raso à medida que segue para oeste, marcando a passagem do domínio proximal para o domínio distal, chegando a 14-16km de profundidade nesta área transicional. Este refletor

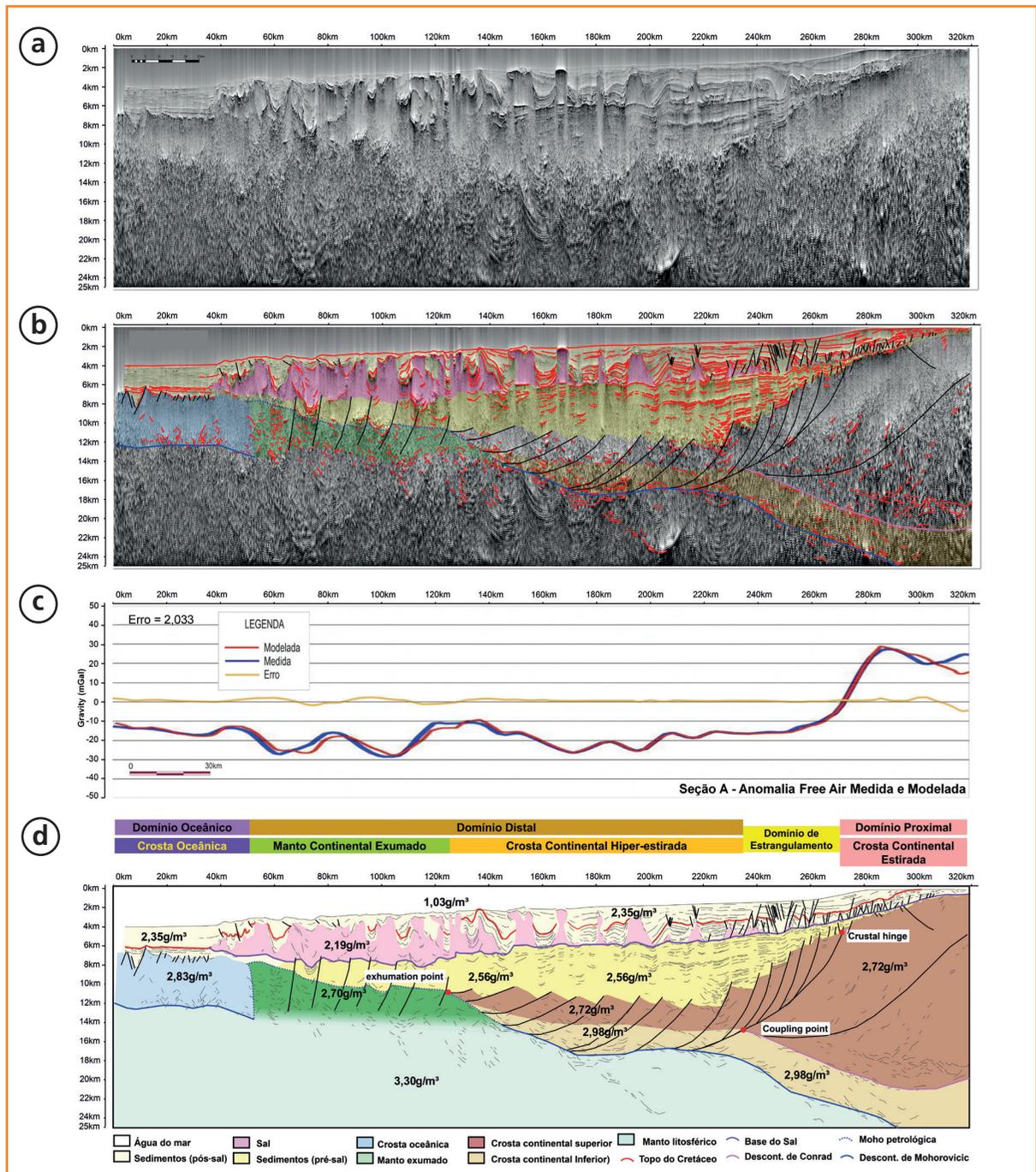


Figura 2 – (a) Seção sísmica A (com tecVA), sem a interpretação dos horizontes; (b) Seção sísmica A, com os principais refletos representados por linhas em vermelho e as falhas geológicas por linhas nas cores verde, rosa e azul; (c) Gráfico mostrando a anomalia gravimétrica ar livre medida (azul) e a anomalia ar livre modelada (vermelho) a partir da interpretação da seção A. No eixo y estão os valores gravimétricos (mGal) e no eixo x está a distância ao longo da linha. A linha amarela mostra o erro (%) entre as curvas medida e modelada. O erro total (%) é mostrado no canto superior esquerdo; (d) Seção geológica mostrando a interpretação final da Seção A, após a modelagem gravimétrica.

Figure 2 – (a) Seismic section A (with tecVA), without interpreted horizons; (b) Seismic section A, the strong seismic reflectors are the red lines and the geological faults are the lines in green, pink and blue; (c) Graph with acquired free-air anomaly (in blue) and modeled free-air anomaly (in red), from the interpretation in section A. In the Y axis are the gravimetric values (mGal), and the X axis shows the distance along the section. The yellow line represents the % error between the acquired data and the modeled response. The total error is shown in the upper left corner. (d) Geological section interpreted for section A, after gravity modeling.

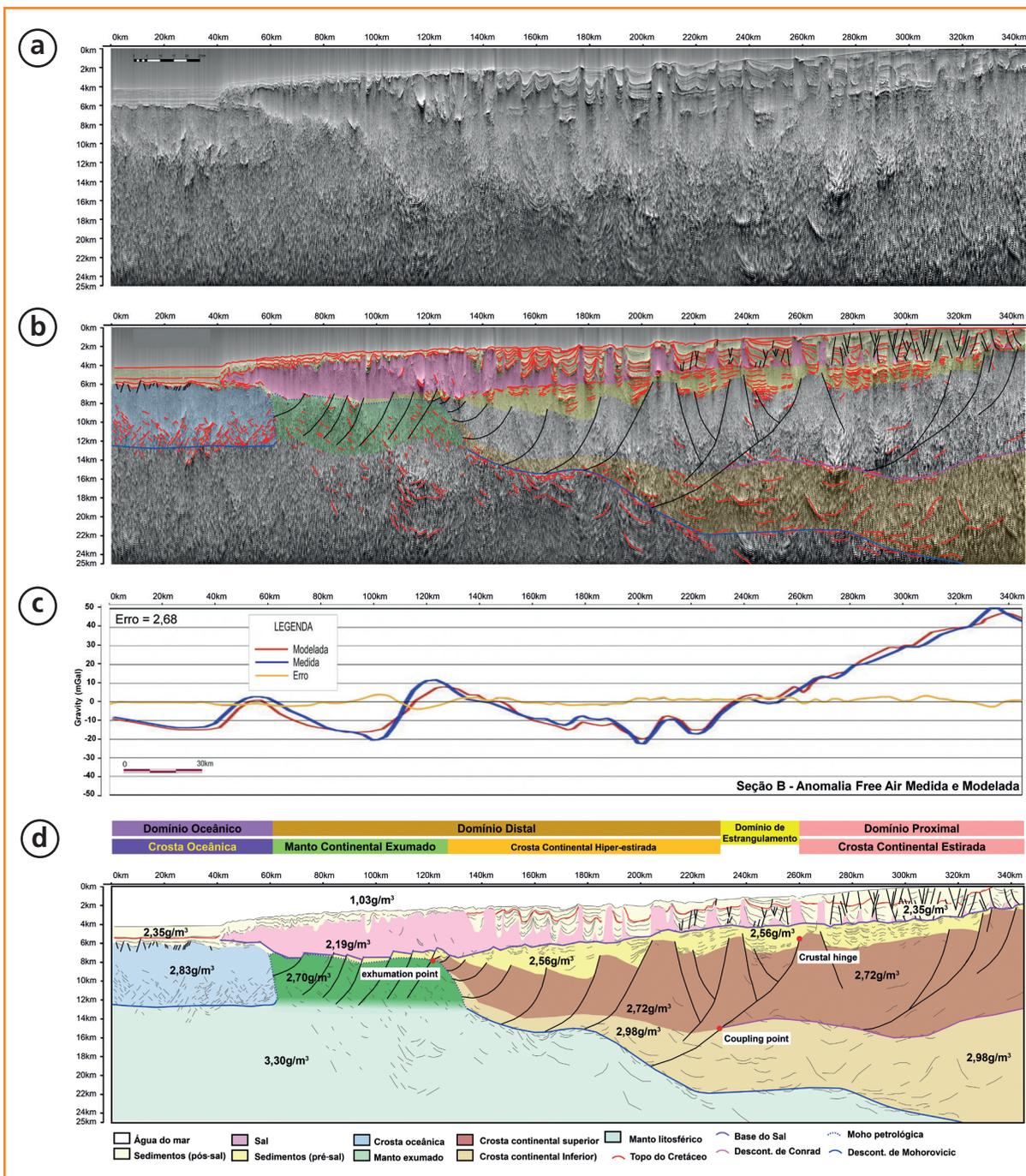


Figura 3 – (a) Seção sísmica B (com tecVA), sem a interpretação dos horizontes; (b) Seção sísmica B, com os principais refletos representados por linhas em vermelho e as falhas geológicas por linhas nas cores verde, rosa e azul; (c) Gráfico mostrando a anomalia gravimétrica ar livre medida (azul) e a anomalia ar livre modelada (vermelho) a partir da interpretação da seção B. No eixo y estão os valores gravimétricos (mGal) e no eixo x está a distância ao longo da linha. A linha amarela mostra o erro (%) entre as curvas medida e modelada. O erro total (%) é mostrado no canto superior esquerdo; (d) Seção geológica mostrando a interpretação final da Seção B, após a modelagem gravimétrica.

Figure 3 – (a) Seismic section B (with tecVA), without interpreted horizons; (b) Seismic section B, the strong seismic reflectors are the red lines and the geological faults are the lines in green, pink and blue; (c) Graph with acquired free-air anomaly (in blue) and modeled free-air anomaly (in red), from the interpretation in section B. In the Y axis are the gravimetric values (mGal), and the X axis shows the distance along the section. The yellow line represents the % error between the acquired data and the modeled response. The total error is shown in the upper left corner; (d) Geological section interpreted for section B, after gravity modeling.

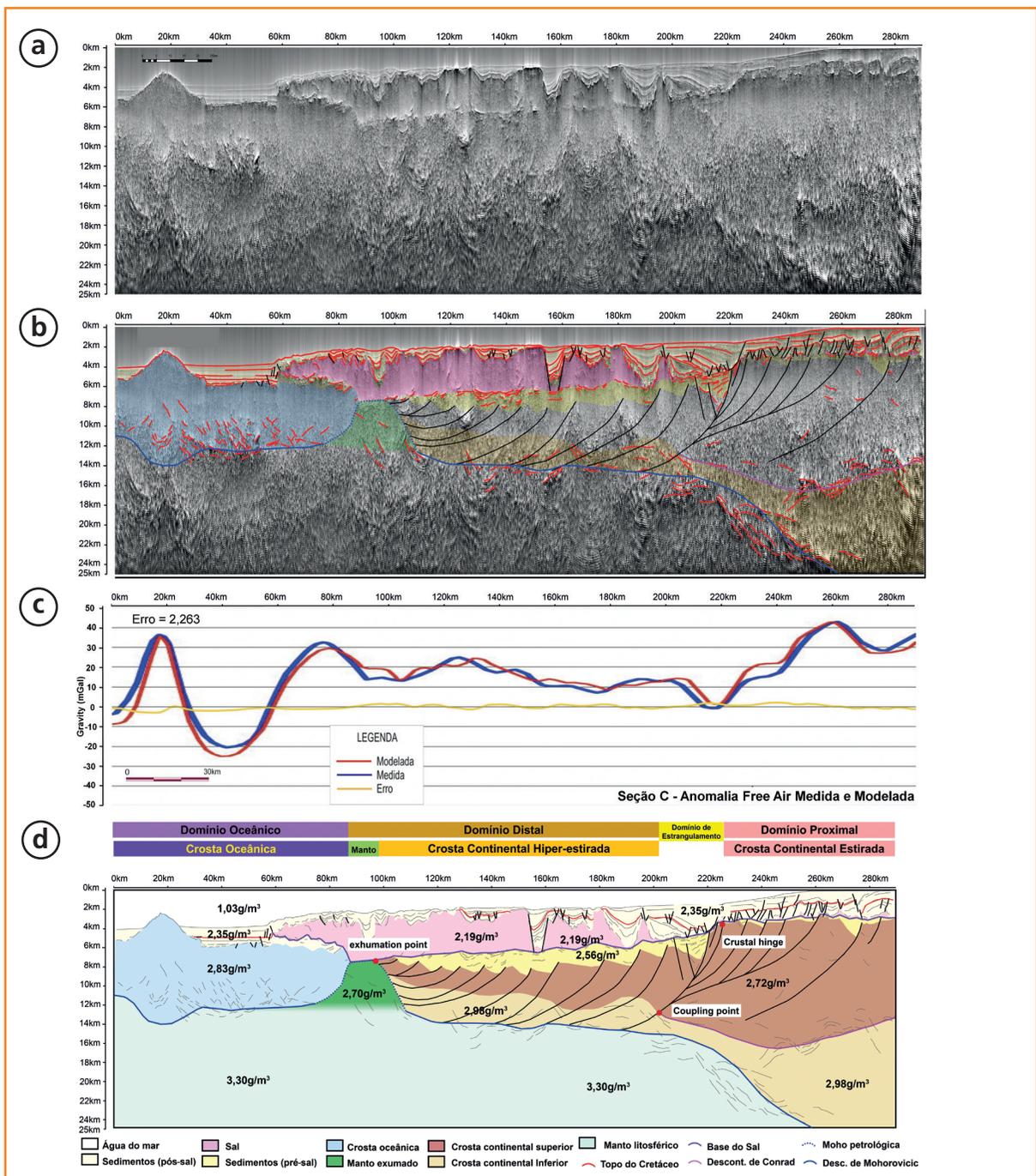


Figura 4 – (a) Seção sísmica C (com tecVA), sem a interpretação dos horizontes; (b) Seção sísmica C, com os principais refletos representados por linhas em vermelho e as falhas geológicas por linhas nas cores verde, rosa e azul; (c) Gráfico mostrando a anomalia gravimétrica ar livre medida (azul) e a anomalia ar livre modelada (vermelho) a partir da interpretação da seção C. No eixo y estão os valores gravimétricos (mGal) e no eixo x está a distância ao longo da linha. A linha amarela mostra o erro (%) entre as curvas medida e modelada. O erro total (%) é mostrado no canto superior esquerdo; (d) Seção geológica mostrando a interpretação final da Seção C, após a modelagem gravimétrica.

Figure 4 – (a) Seismic section C (with tecVA), without interpreted horizons; (b) Seismic section C, the strong seismic reflectors are the red lines and the geological faults are the lines in green, pink and blue; (c) Graph with acquired free-air anomaly (in blue) and modeled free-air anomaly (in red), from the interpretation in section C. In the Y axis are the gravimetric values (mGal), and the X axis shows the distance along the section. The yellow line represents the % error between the acquired data and the modeled response. The total error is shown in the upper left corner; (d) Geological section interpreted for section C, after gravity modeling.

marca (de acordo com a interpretação adotada) a passagem da crosta inferior dúctil para o manto superior rúptil. Esta passagem é considerada como sendo a descontinuidade de Mohorovicic (Moho), de natureza composicional. Seguindo ainda mais para oeste, mas ainda no domínio distal, este refletor chega a 8-10km de profundidade, possivelmente entrando em contato com rochas do pré-sal ou até mesmo o sal. O domínio distal é subdividido em duas regiões. Uma delas é caracterizada pela presença de uma crosta superior bastante delgada, sobrejacente a rochas peridotíticas do manto superior, abaixo da Moho. A outra região do domínio distal é marcada pela subida da Moho em direção à superfície, onde provavelmente peridotitos sofreriam uma transformação parcial ou total por meio do processo de serpentinização. De maneira geral, o pacote abaixo da Moho possui poucos refletores e se mostra bastante homogêneo. Existe, porém, uma exceção na região em que o manto se torna mais raso. Esta região possui uma série de refletores que mergulham em direção ao continente e é interpretada como sendo uma porção do manto continental exumado (serpentinizado). Estaria situada entre a crosta continental e oceânica, numa tentativa de aplicar a esta área modelos existentes (Whitmarsh *et al.*, 2001; Péron-Pinvidic e Manatschal, 2009).

A oeste da região de manto exumado encontra-se a crosta oceânica, com o seu topo

identificado por um refletor bem evidente, positivo e contínuo. O início do domínio oceânico é marcado pela presença de um alto do embasamento, provavelmente composto por rochas da crosta oceânica. A base desta crosta (que define a Moho oceânica) também é identificada por um refletor sub-horizontal, positivo, porém não tão anômalo como o refletor do topo. A crosta oceânica tem espessura média de 7km, onde se identificam três níveis distintos, visíveis nas três seções (fig. 5). O pacote superior é homogêneo, com poucos refletores e corresponderia aos depósitos de lavas almofadadas de basalto extrusivo (*pillow basalts*). O pacote intermediário é marcado por refletores à semelhança de pares conjugados de alto ângulo, que são interpretados como sendo uma camada composta por um enxame de diques de diabásio (*sheeted dykes*). Na porção basal, identificam-se refletores sub-horizontais interpretados como gabros acamados (*cumulate gabbros*) e rochas ultramáficas. Na seção C, na porção interpretada como crosta oceânica, é possível observar ainda um monte submarino, pertencente ao lineamento vulcânico de Sumbe, também chamado de lineamento vulcânico de Kwanza (Moulin *et al.*, 2005), associado à idade de 91 ± 2 Ma (Marzoli *et al.*, 1999).

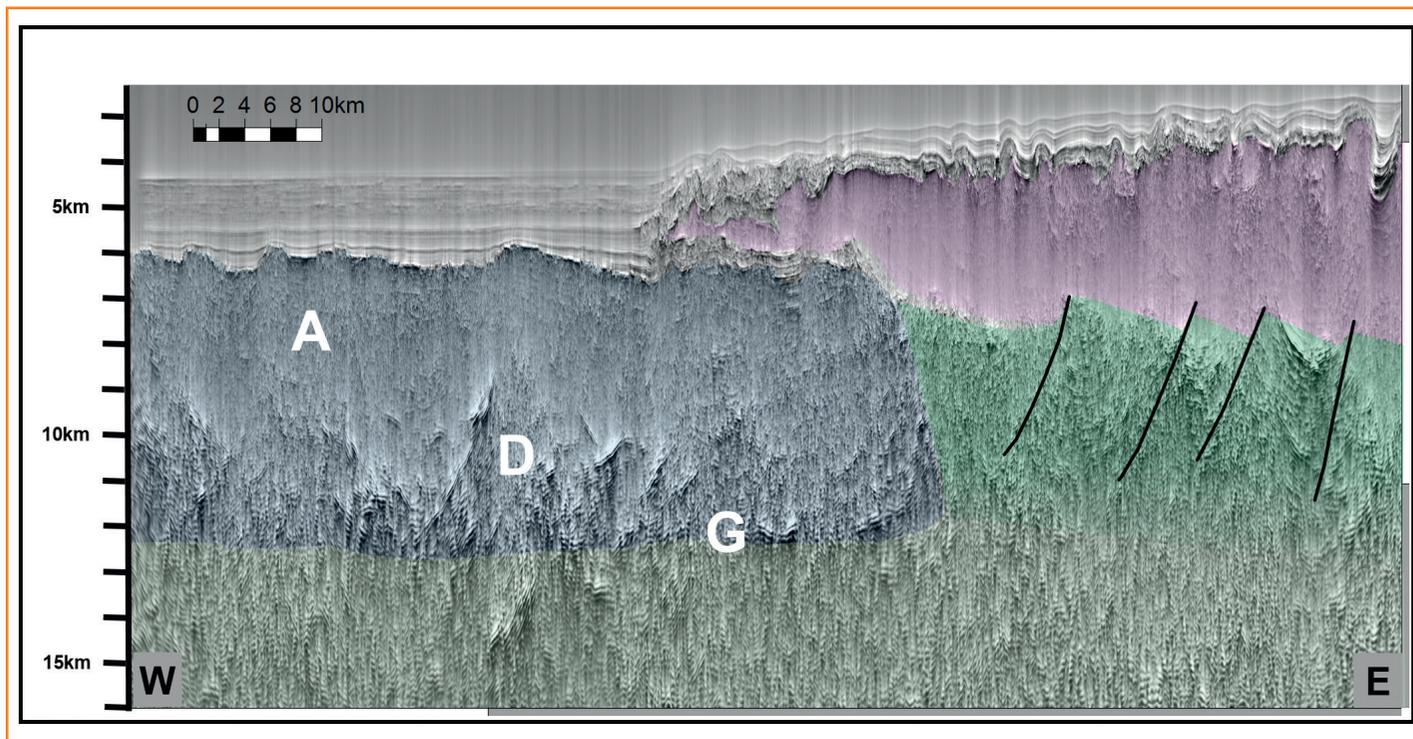
A anomalia gravimétrica observada no limite leste da linha A (fig. 2c) exibe um alto

Figura 5

Trecho de seção sísmica mostrando em detalhe os diferentes níveis identificados na crosta oceânica (em azul), A = lavas almofadadas de basalto extrusivo, D = diques de diabásio, G = gabros acamados e depósitos de ultramáficas.

Figure 5

Seismic section segment showing in detail the different levels identified in the oceanic crust (in blue), A = extrusive basalt pillow lavas, D = diabase dykes, G = horizontal layered gabbros and ultramafic deposits.



gravimétrico de cerca de 30mGal, onde o embasamento cristalino está próximo da superfície. À medida que a bacia sedimentar se torna mais espessa, seguindo para oeste, este alto gravimétrico diminui bruscamente, até se tornar negativo com valores próximos de -16mGal (km 240). Seguindo para oeste (km 200), a anomalia gravimétrica medida fica em torno de -20mGal, coincidindo com a grande espessura de sedimento da seção pré-sal. Em seguida (km 120-140), a anomalia torna-se um pouco menos negativa (em torno de -10mGal), o que coincide com o afinamento da crosta e a aproximação entre o manto e a superfície. No km 100, a anomalia volta a descer, chegando a um valor próximo de -30mGal, o que corresponderia ao manto exumado serpentizado. Há um alto gravimétrico (16mGal em média) observado no km 55 que corresponderia ao início da crosta oceânica.

Utilizando-se os valores de densidade apresentados na tabela 1 e os horizontes obtidos com a interpretação sísmica (fig. 2b), foi calculada a anomalia gravimétrica modelada. O ajuste entre a anomalia medida e a modelada foi muito satisfatório, resultando em um erro de 2,033% entre as duas anomalias.

Para a linha B (fig. 3c), a anomalia gravimétrica medida mostra um alto gravimétrico no limite leste da linha que se inicia com 50mGal. Esta anomalia decresce à medida que se avança para a porção *offshore* da bacia, indo para oeste, em resposta ao aumento da lâmina d'água e da espessura de sedimentos. A anomalia torna-se negativa e atinge o seu máximo negativo na porção central da linha (km 200), coincidindo com a grande espessura de sedimentos da bacia. Logo a oeste (km 140), a anomalia torna-se positiva, possivelmente sob a influência do manto litosférico próximo da superfície e da pouca espessura de crosta continental nesta região. Logo em seguida (km 110), a anomalia volta a ter valores negativos (com um mínimo de -22mGal), provavelmente por influência do manto serpentizado. O início da crosta oceânica mostra um alto gravimétrico e para oeste a crosta oceânica segue com valores de -16mGal.

A resposta gravimétrica foi modelada com base na interpretação sísmica (fig. 3b) e foi comparada com a resposta gravimétrica adquirida. O erro entre as anomalias medida e modelada novamente é muito baixo, ficando em 2,682%.

Na linha C (fig. 4c), há uma forte anomalia positiva na região de água rasa e embasamento raso, a qual diminui na região com maior espessura de sedimentos (km 220). A anomalia volta a subir na área de afinamento da crosta e onde há a aproximação entre o manto e a superfície (km 140-120). Há um baixo gravimétrico na região de manto serpentizado (km 100) e um posterior alto no início da crosta oceânica (km 80). O monte submarino (km 20), parte do Lineamento de Sumbe, é representado por um alto gravimétrico no domínio da crosta oceânica.

Comparando a resposta gravimétrica calculada, segundo a interpretação sísmica (fig. 4b), com o dado adquirido, o erro entre a anomalia medida e a modelada nesta linha foi de 2,263%.

perfis geológicos

Após a validação da interpretação sísmica com o auxílio da modelagem gravimétrica, foram preparados os perfis geológicos para as três seções (figs. 2d, 3d e 4d). A construção destes perfis permitiu compreender melhor o arcabouço estrutural profundo da região e identificar quatro domínios crustais: Proximal, de Estrangulamento, Distal (subdividido em crosta continental hiperestirada e manto exumado) e Oceânico.

O domínio Proximal das seções corresponde à região de crosta continental pouco estirada (com baixas taxas de estiramento), tendo em média 20km de espessura e cortada por falhas normais de alto ângulo, que geram depocentros com geometria de gráben ou meio-gráben. Estas estruturas provavelmente foram formadas durante as primeiras fases do rifteamento, como enunciado por Karner e Driscoll (1999). A deformação rúptil que ocorre na crosta superior é dissociada/desacoplada da deformação dúctil, que ocorre nos níveis inferiores da crosta (Sutra *et al.*, 2013; Péron-Pinvidic *et al.*, 2015). Geralmente, neste domínio o topo do embasamento e o topo do manto (Moho) são subparalelos e há pouco espaço de acomodação. O domínio Proximal termina na *crustal hinge zone* (Sutra *et al.*, 2013), onde a crosta continental começa a afinar consideravelmente e os topos do embasamento e do manto deixam de ser subparalelos, convergindo em direção ao centro da bacia, marcando o início do

domínio de Estrangulamento, em que a crosta continental se afina abruptamente, de 20km para cerca de 9km. O domínio de Estrangulamento é caracterizado por falhas de alto ângulo no topo da crosta superior, que, aparentemente, se unem em uma zona de descolamento que marcaria o limite entre a crosta continental superior e a crosta continental inferior (descontinuidade de Conrad). O limite do domínio de Estrangulamento para oeste é marcado pela primeira falha de comportamento rúptil, que corta toda a crosta e chega até o manto, definindo o *coupling point* (Sutra *et al.*, 2013; Péron-Pinvidic *et al.*, 2015), ou ponto de conexão, em português.

A partir do *coupling point* e em direção ao centro da bacia se inicia o domínio Distal, que é subdividido em dois subdomínios (de Crosta Continental Hiperestirada e de Manto Exumado). O subdomínio de Crosta Hiperestirada é marcado por uma crosta continental bastante afinada, com menos de 10km de espessura, cortada por falhas rúpteis que afetam toda a crosta, sem evidências de deformação dúctil (Sutra *et al.*, 2013; Péron-Pinvidic *et al.*, 2015). Para oeste há a subida do refletor que define a Moho, caracterizando o afinamento da crosta continental. O desaparecimento da crosta continental pelo adelgaçamento extremo e ruptura permite que o manto subcontinental seja exumado. O ponto onde ocorre a exumação do manto é o que separa os subdomínios do domínio Distal, definido como *exhumation point* (Sutra *et al.*, 2013). A presença de crosta oceânica marca o início do domínio Oceânico.

A comparação entre os três perfis geológicos mostra um comportamento distinto entre a área sul (seções B e C) e a área norte (seção A). A seção A, quando comparada com as outras seções, possui maior largura para os domínios de Estrangulamento e Distal, sem registro de altos do embasamento afetando a seção sedimentar pré-sal. A seção pré-sal é muito espessa (chegando a ter 6km em alguns pontos), sem falhas marcantes e refletores sub-horizontais bastante contínuos. Na área sul (seções B e C), os domínios de Estrangulamento e Distal apresentam menor largura em mapa, mais extensos do que na área norte. A seção do pré-sal ao sul não é tão espessa como no norte, mas os altos do embasamento são muito evidentes e ocorrem com frequência.

discussão e resultados

A utilização de linhas sísmicas ultraprofundas adquiridas com cabo longo e registro de 18s permitiu a identificação e o mapeamento de estruturas intracrustais nas bacias do Baixo Congo e Kwanza (figs. 2, 3 e 4).

No presente trabalho, foram identificados quatro domínios crustais: o domínio Proximal, composto pela crosta continental pouco estirada; o domínio de Estrangulamento, onde há um rápido afinamento da crosta continental; o domínio Distal, composto pela crosta continental hiperestirada e pelo manto subcontinental exumado; e o domínio Oceânico, caracterizado pela crosta oceânica. Estes quatro domínios crustais são semelhantes aos identificados em trabalhos anteriores que utilizaram dados de sísmica de refração e reflexão adquiridos na margem de Angola (Contrucci *et al.*, 2004; Moulin *et al.*, 2005; Aslanian *et al.*, 2009; Péron-Pinvidic *et al.*, 2015). Nesses trabalhos, ainda é identificada uma quinta zona mais proximal (Plataforma Continental), caracterizada por uma crosta não estirada. Esta quinta zona não é caracterizada neste trabalho por não ser coberta por nenhuma das três seções interpretadas.

Há um consenso entre os trabalhos na área de estudo para a descrição das sismofácies da crosta superior (transparente) e inferior (bastante refletiva) (Contrucci *et al.*, 2004; Unternehr *et al.*, 2010; Péron-Pinvidic *et al.*, 2015). Dados de sísmica de refração (Moulin, 2003; Contrucci *et al.*, 2004) mostram, em algumas seções, uma camada de alta velocidade na base da crosta continental, na zona de estrangulamento da crosta continental (domínio Proximal). Esta camada de velocidade anômala pode ser a expressão do manto superior serpentizado ou de um *underplating* de intrusões básicas na base da crosta inferior. A possibilidade de esta camada representar um *underplating* é pequena, em nossa avaliação, por não haver muitas evidências que coloquem a margem de Angola na categoria de margem vulcânica (Contrucci *et al.*, 2004). No entanto, a hipótese de *underplating* na região não é descartada por Reston (2010) e Unternehr *et al.* (2010), que consideram a inferência de corpos de alta densidade como sendo representantes de um *underplating* máfico na margem do Gabão (Blaich *et al.*, 2008), próximo à Zona de Fratura de N'komi.

Esta possibilidade de *underplating* no Gabão poderia ser extrapolada para a margem de Angola.

Defendemos que esta comparação não pode ser feita, uma vez que a margem do Gabão é altamente influenciada por vários eventos magmáticos ao longo do Cretáceo Superior, o que justificaria a presença destes corpos de alta densidade na base da crosta continental. As bacias de Kwanza e Baixo Congo não apresentam a mesma atividade magmática, o vulcanismo Sumbe atinge ampla região da costa angolana e consiste na extrusão de derrames basálticos subaéreos a subaquosos, edificações vulcânicas e intrusão de rochas subvulcânicas rasas. Sua idade neocretácica é variável ao longo do *strike* das bacias, sendo de 100-97 Ma em Kwanza, 91-86 Ma em Benguela e 88-79 Ma em Namibe (Sharp *et al.*, 2016). Sua atuação parece ter se dado em profundidades crustais rasas, provavelmente sem intrusões correlativas na base da crosta (*underplating*). No presente trabalho, é identificada uma região com bastante refletividade, na base da crosta continental, que poderia corresponder a esta camada de velocidade anômala identificada na sísmica de refração, porém ela é interpretada como sendo a resposta sísmica para a descontinuidade de Moho e marcaria a passagem da crosta inferior para o manto litosférico mais denso, originada durante a distensão-afinamento-quebramento da separação continental.

O domínio Crustal Distal é dividido em dois subdomínios. O oriental é representado pela ocorrência de uma crosta continental hiperestirada. Seguindo para oeste, está o outro subdomínio, marcado pela ausência de crosta continental, permitindo a exposição de rochas do manto litosférico na base da bacia sedimentar. A interpretação do manto subcontinental exumado foi baseada na exposição da Moho subcontinental, associada a refletores que mergulham em direção ao continente. A presença de possível manto serpentizado é também suportada pela presença de baixos gravimétricos relativos nestes locais. O mesmo fenômeno de manto exumado e serpentizado é considerado por Zalán *et al.* (2009, 2011a e 2011b), Unternehr *et al.* (2010) e Péron-Pinvidic *et al.* (2015) para esta bacia e para as margens homólogas das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. Segundo esses autores, nestas bacias, a exumação do manto atinge proporções regionais, formando uma zona contínua de mais de 1.500km de extensão, com uma largura de dezenas de quilômetros, ocorrendo

invariavelmente no contato entre a crosta continental e a oceânica. Esta região poderia também envolver a denudação de rochas da crosta inferior (Aslanian *et al.*, 2009) ou ainda ser composta por crosta continental (Reston, 2010; Lentini *et al.*, 2010; Cowie *et al.*, 2016). As diferentes hipóteses para definir a composição do domínio transicional na margem de Angola (tabela 1) ocorrem porque todos os estudos existentes utilizam métodos indiretos de investigação e ainda não há nenhuma amostragem direta neste domínio que permita a análise de rochas do embasamento, validando ou não as hipóteses propostas.

Métodos indiretos de investigação da estrutura crustal profunda envolvem a modelagem de dados sísmicos de refração, gravimétricos, magnetotélúricos e até magnetométricos. A aquisição destes dados é classificada como indireta, pois ela adquire valores de grandezas/propriedades físicas, tais como velocidade de propagação das ondas compressão, densidade, resistividade e susceptibilidade magnética. Estes dados numéricos mostram variações laterais e em profundidade, mas possuem uma grande limitação: não refletem a estrutura destas variações. O espalhamento dos números ao longo das seções longitudinais de aquisição é errático e mal definido. Não se observam nitidamente as descontinuidades horizontais, verticais ou inclinadas que limitam a distribuição dos valores medidos. Portanto, ao se fazer a modelagem, procura-se adaptar uma estruturação desta distribuição de valores com muitos graus de liberdade, sem restrições geométricas/geológicas pré-conhecidas. Como resultado, a estruturação resultante é altamente discutível de autor para autor.

Outra grande limitação dos métodos indiretos é que os valores das grandezas medidas possuem grandes superposições entre diferentes tipos de litologias, acarretando interpretações dúbias e conflitantes.

Já no método indireto da sísmica de reflexão, a estruturação é a principal saída dos dados processados. As linhas sísmicas de reflexão, através de seus numerosos refletores, fornece uma ideia detalhada das descontinuidades horizontais, verticais e laterais diversas. Portanto, além dos valores de velocidade de propagação das ondas sísmicas, obtém-se também a visualização da estruturação crustal em grande detalhe. Foi a sísmica de reflexão que permitiu a observação direta e a compreensão do fenômeno de manto exumado.

Portanto, as interpretações de manto exumado nas porções distais das margens passivas só são possíveis quando se dispõe de linhas sísmicas ultraprofundas e de grande extensão, de tal maneira que sua cobertura alcance a crosta oceânica e profundidades acima de 20km.

A entrada no domínio oceânico (composto por crosta oceânica) é marcada por um alto do embasamento e um alto gravimétrico em todas as seções interpretadas. As seções A e B mostram claramente a continuação das sismofácies existentes

na região de crosta oceânica para a região do alto do embasamento, demonstrando que provavelmente eles pertençam ao mesmo domínio crustal. A composição deste alto do embasamento também é motivo de divergência entre os trabalhos publicados na área (tabela 2).

A interpretação e os resultados obtidos com este estudo se baseiam no modelo de margens passivas pobres em magma, proposto por Whitmarsh et al. (2001), que serviu de base a um modelo numérico desenvolvido por Lavier e Manatschal (2006),

Autor	Ano da Publicação	Métodos utilizados	Composição da porção distal da margem continental	Composição do alto externo no limite entre crosta oceânica e crosta continental
Cowie	2016	Sísmica de reflexão Inversão gravimétrica Análise de subsidência Anomalia residual de profundidade	Crosta continental (mistura de crosta continental hiper-estendida com material magmático adicionado)	Mesma composição da porção distal da margem continental
Péron-Pinvidic	2015	Sísmica de reflexão	Manto exumado (adicionado por material magmático e fragmentos crustais alóctones)	Crosta oceânica
Mohriak	2012	Sísmica de reflexão	Crosta ígnea (com acreção magmática)	Crosta ígnea (com acreção magmática)
Blaich	2011	Sísmica de reflexão Inversão gravimétrica Magnetometria	Crosta continental hiper-estendida com manto serpentizado abaixo da Moho (refletor M)	Mesma composição da porção distal da margem continental (?)
Lentini	2010	Sísmica de reflexão Gravimetria	Crosta continental hiper-estendida	Crosta continental hiper-estendida
Unterwehr	2010	Sísmica de reflexão	Manto exumado	Crosta oceânica
Reston	2010	vide Aslanian	Crosta continental	Crosta continental
Aslanian	2010	Sísmica de reflexão e refração	Crosta continental inferior exumada	Crosta continental inferior exumada
Moulin	2005	Sísmica de reflexão e refração	indeterminada (crosta oceânica tectonizada ou crosta continental intrudida, manto superior exumado ou crosta continental inferior)	mesma composição da porção distal da margem continental
Contrucci	2004	Sísmica de reflexão e refração	indeterminada (crosta oceânica tectonizada ou crosta continental intrudida ou manto superior exumado)	Serpentinito

Tabela 2 – Quadro comparativo entre os diversos trabalhos publicados na margem de Angola, mostrando os métodos empregados e os resultados diversos para definir a composição da porção distal da margem continental e do alto externo existente na região de limite entre a crosta continental e oceânica.

Table 2 – Comparative chart of several articles, in the Angolan margin, showing the data used and the different results to define the composition of the continental distal margin and the external high (located in the continent-ocean boundary area).

posteriormente desenvolvido por Péron-Pinvidic e Manatschal (2009) e Péron-Pinvidic *et al.* (2013). O resultado obtido neste estudo, com a interpretação da presença de uma zona de manto continental exumado entre as crostas continental e oceânica, aliado à presença de uma crosta continental hiperestirada e afinada onde estariam depositadas as maiores espessuras de sedimentos da seção pré-sal, assim como a identificação da descontinuidade de Moho através do mapeamento sísmico, é semelhante ao apresentado por Unternehr *et al.* (2010) na costa de Angola e por Zalán *et al.* (2011a) para a margem oeste do Atlântico Sul, na costa do Brasil.

A espessura crustal da região hiperestirada em Angola (cerca de 6km a 7km), semelhante ao descrito em Contrucci *et al.* (2004), parece ser menor do que no Espírito Santo, cerca de 7km a 9km de espessura, como descrito por Zalán *et al.* (2011a). O mesmo ocorre com a crosta oceânica, que parece ser mais delgada em Angola do que na Bacia do Espírito Santo.

A correlação das observações obtidas nos perfis 2D para mapas de anomalia gravimétrica (Sandwell e Smith, 2009) permite a extrapolação tentativa dos domínios identificados neste trabalho para toda a região (figs. 6 e 7).

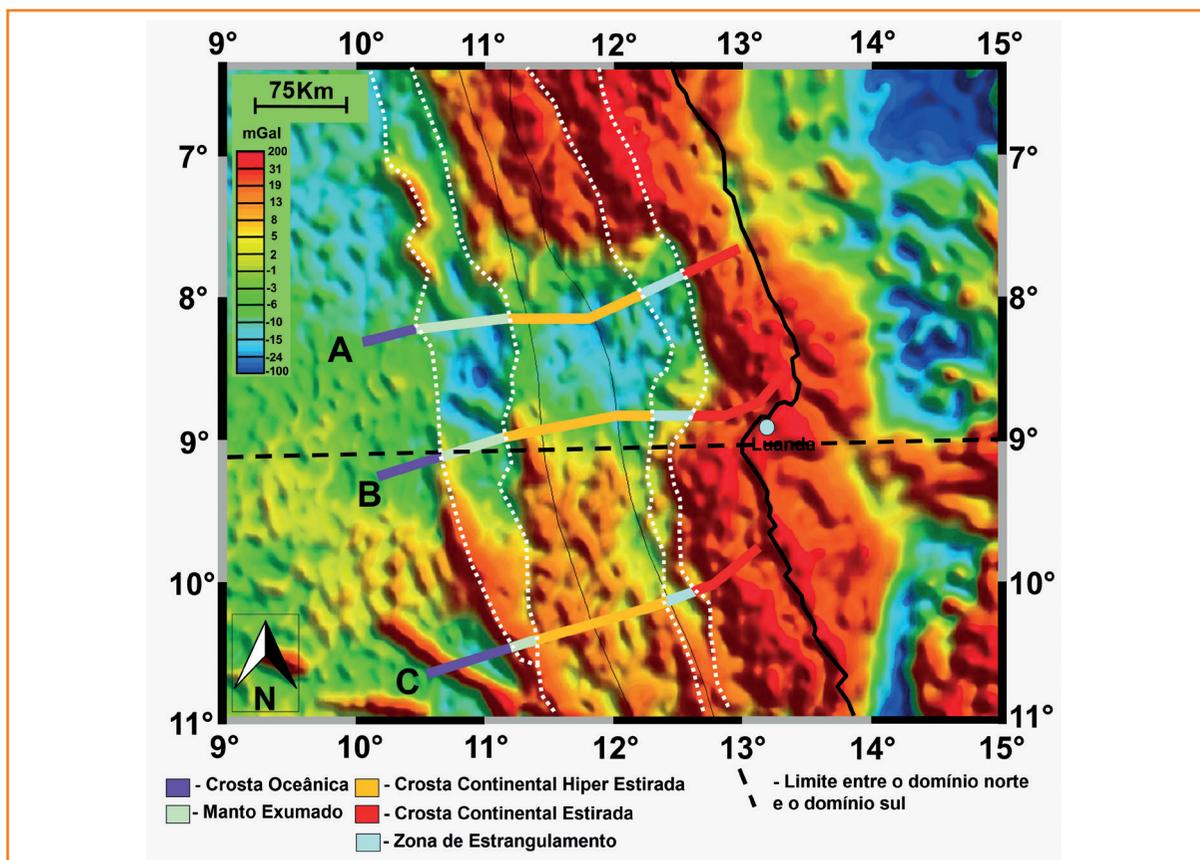


Figura 6 – Mapa com a extrapolação, em área, dos domínios identificados nas seções sísmicas, com o apoio do mapa de anomalia gravimétrica ar-livre (Sandwell and Smith, 2009). Limites dos domínios definidos pelas linhas pontilhadas (em preto). Seções sísmicas utilizadas neste estudo (coloridas conforme o domínio crustal), linha de costa de Angola (linha preta). A linha tracejada (em preto) mostra a possível continuidade de feições existentes no continente para a costa emersa de Angola e separaria as rochas do Cinturão Oeste do Congo, ao norte, das rochas do Cráton de Angola, ao sul, influenciando no estiramento e afinamento da crosta continental sob a bacia sedimentar.

Figure 6 – Map indicating the extrapolated area of the domains identified in the seismic sections, supported by gravimetric free-air anomaly map (Sandwell and Smith, 2009). Domain limits are defined by the dotted lines (in black). Seismic sections available for this study, colored according to the interpreted crustal domain. Coastline is in black. Dashed line (in black) shows a possible continuity of onshore features towards the offshore region of Angola. This tectonic feature represents the separation between the rocks from West Congo Belt (in the north) and the rocks from the Angola Craton (in the south). This feature seems to had separated continental crust with different stretching and thinning modes to the north and to the south of it.

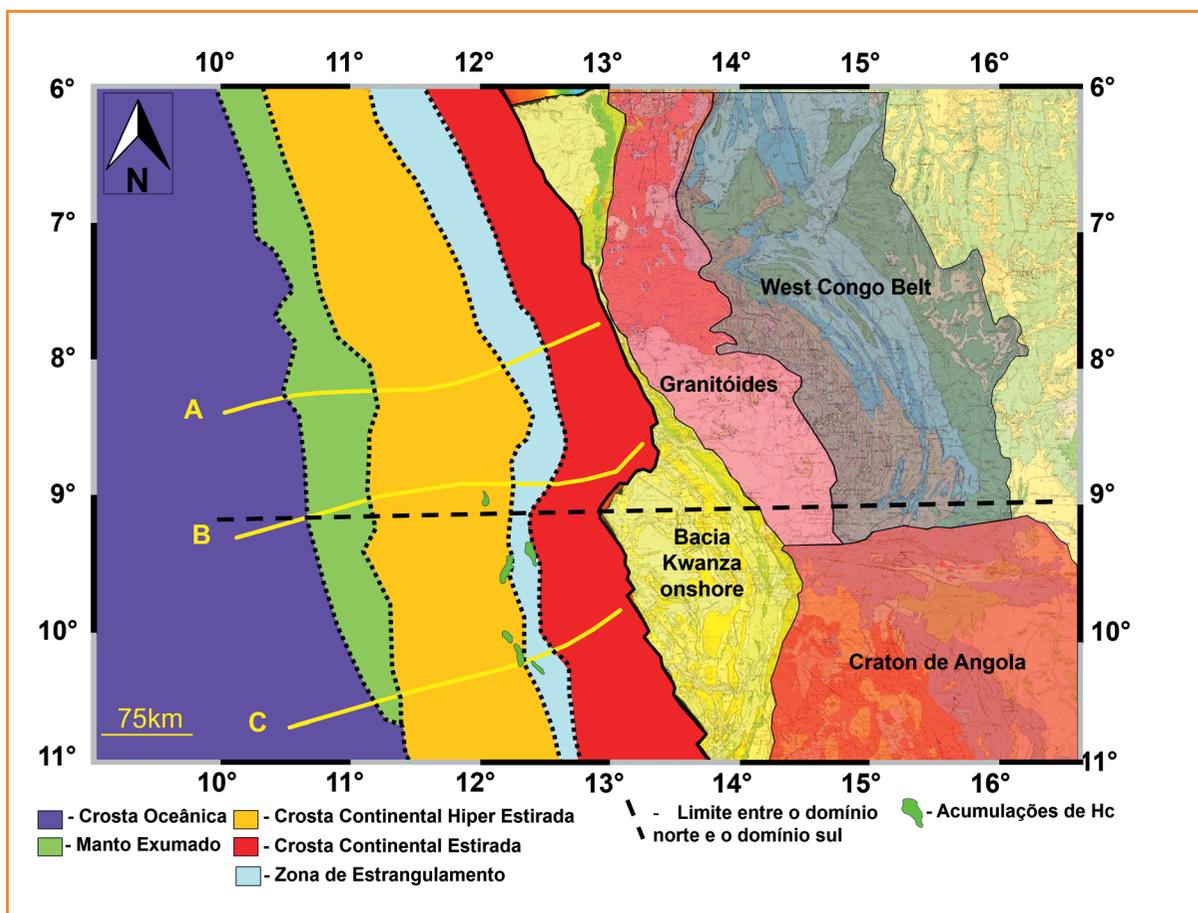


Figura 7 – Mapa com os domínios identificados nas seções sísmicas e o mapa geológico de Angola (modificado de Carvalho, 1981), mostrando uma possível continuidade das rochas aflorantes na porção emersa com os domínios identificados no offshore das bacias de Kwanza e Baixo Congo. As recentes descobertas no play pré-sal carbonático estão destacadas em azul.

Figure 7 – Map with the crustal domains identified in seismic sections and the geological map of Angola (modified from Carvalho, 1981), showing a possible continuity of the onshore rocks to the offshore identified domains in the Lower Congo and Kwanza basins. The recent discoveries in the carbonatic pre-salt play are highlighted in blue.

A área norte, cortada pela seção A, é caracterizada por uma extensão maior dos domínios Distal e de Estrangulamento em relação à área ao sul, na Bacia de Kwanza (seções B e C). Esta situação mostra um comportamento reológico e deformacional distinto entre a área norte e a área sul. A largura do domínio Distal também estaria relacionada com a maior formação de espaço de acomodação e sedimentação durante a fase rifte/*sag* pós-rifte das bacias estudadas. Esta situação é encontrada na comparação entre a seção A (com pacote espesso de sedimentos no pré-sal) e as seções B e C.

Outro aspecto que diferencia as duas áreas é o estilo estrutural do embasamento: a área sul é

marcada pela presença de falhas de alto ângulo, formando grábens e meio-grábens, com geometria típica de uma fase rifte. A área norte, no entanto, não mostra as mesmas características, não apresentando falhas evidentes. O pré-sal na área norte apresenta a geometria de uma bacia *sag* pós-rifte.

Com auxílio do mapa de anomalia gravimétrica ar livre da região, é possível inferir que o comportamento da crosta continental sob a bacia sedimentar parece se estender para o embasamento aflorante no continente, marcando um contato com direção E-W que separa uma porção norte, relacionada a uma área com domínio distal extenso, de uma porção sul, caracterizada por um domínio distal mais curto (fig. 6).

A comparação entre o embasamento aflorante no continente (Carvalho, 1981; Carvalho *et al.*, 2000) e os limites definidos na figura 5 mostra que a região norte do estudo, exemplificada pela seção A, estaria relacionada com as rochas que compõem o Cinturão Oeste do Congo e margens cratônicas retrabalhadas (fig. 6). Neste caso, o embasamento da bacia nesta área seria composto por rochas paleoproterozoicas deformadas e retrabalhadas no Neoproterozoico (Pan-Africano) e por um sistema de rifte intracontinental invertido (*West Congo Belt*) (Carvalho, 1981; Carvalho *et al.*, 2000).

Já a região centro-sul (seções B e C) estaria relacionada ao embasamento cratônico de Angola e às rochas do Escudo Central (Carvalho, 1981; Carvalho *et al.*, 2000), também chamado de *Melanje Horst* (Jackson *et al.*, 2005). O Cráton de Angola é composto pelo complexo gnaiss-migmatítico-granítico costeiro, além de granitos, gnaisses e migmatitos no interior, enquanto o Escudo Central (*Melanje Horst*) seria composto por gabro-noritos.

A diferença de comportamento entre os terrenos ao norte e ao sul é também observada no mapa topográfico das bacias de Kwanza e Benguela (Jackson *et al.*, 2005). O embasamento pré-cambriano, na região ao sul do *Melanje Horst*, atinge até 2.500m acima do nível do mar; no entanto, o embasamento na área norte não chega a 1.500m acima do nível do mar

Com base nestas observações, é possível sugerir que regiões cratônicas reagiriam de forma diferente ao processo de rifteamento quando comparadas a regiões de faixa móvel. Numa região cratônica, haveria predomínio de estruturas rúpteis, com pouca formação de uma crosta hiperestirada e denudação do manto; já as faixas móveis estariam relacionadas a um domínio distal mais extenso e maior possibilidade de ocorrência de exumação do manto. A identificação de que a área norte estaria associada a uma margem larga e maleável e a sul a uma margem estreita e rígida é feita por Reston (2010), sem associar esta situação com as rochas que compõem o embasamento em cada área, mas pela superposição de múltiplas fases de rifteamento. A área norte é classificada ainda como uma margem inferior de placa (Péron-Pinvidic, 2015), caracterizada por uma margem larga e estruturalmente complexa, com a presença de uma bacia do tipo *sag* com abundante espaço de acomodação.

conclusões

Este trabalho, realizado nas bacias de Kwanza e do Baixo Congo, no segmento oeste africano, atesta a importância da integração das diferentes ferramentas geofísicas com o conhecimento do embasamento cristalino para elaboração de modelos de ruptura continental mais robustos.

Ressaltamos ainda que a integração de dados de gravimetria e sísmica de reflexão permite melhor interpretação do arcabouço estrutural profundo destas bacias. A diminuição de variáveis, gerada pela integração de ferramentas, resultou no melhor entendimento de regiões pouco conhecidas nas bacias sedimentares de margem passiva, especificamente para o mapeamento da transição da crosta continental para a crosta oceânica em margens pobres em magma.

Além do mapeamento dos diferentes limites crustais nestas bacias com base na sísmica de reflexão, calibrados pelos dados de anomalia gravimétrica ar livre, os resultados obtidos sugerem que a natureza (reologia) do embasamento (cráton x faixa móveis) teve papel preponderante no controle da taxa de distensão e consequentemente no estilo estrutural contrastante observado neste segmento da margem passiva africana.

A região coberta por este estudo tem passado, nos últimos anos, por uma campanha exploratória intensa, em busca do *play* pré-sal carbonático extremamente prolífico na margem conjugada da costa do Brasil. Até o momento, as principais descobertas neste *play*, na costa de Angola, estão localizadas na área sul deste estudo (fig. 7), relacionada ao embasamento formado por rochas do Cráton de Angola e no domínio crustal proximal.

agradecimentos

À ION-GXT por permitir a publicação dos dados sísmicos e gravimétricos apresentados neste artigo.

À Caesar Augusto Rigoti, pelo auxílio nas modelagens gravimétricas.

referências bibliográficas

- ASLANIAN, D.; MOULIN, M.; OLIVET, J.-L.; UNTERNEHR, P.; MATIAS, L.; BACHE, F.; RABINEAU, M.; NOUZÉ, H.; KLINGELHOEFER, F.; CONTRUCCI, I.; LABAILS, C. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: kinematic constraints. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 468, n. 1-4, p. 98-112, Apr. 2009.
- BEAUMONT, C.; KEEN, C. E.; BOUTILIER, R. On the evolution of rifted continental margins: comparison of models and observations for the Nova Scotia margin. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, Oxford, v. 70, n. 3, p. 667-715, Sept. 1982.
- BLAICH, O. A.; TSIKALAS, F.; FALEIDE, J. I. North-eastern Brazilian margin: regional tectonic evolution based on integrated analysis of seismic reflection and potential field data and modeling. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 458, n. 1-4, p. 51-67, Oct. 2008.
- BOILLOT, G.; GRIMAUD, S.; MAUFFRET, A.; MOUGENOT, D.; KORNPROBST, J.; MERGOIL-DANIEL, J.; TORRENT, G. Ocean-continent boundary off the Iberia margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 48, n. 1, p. 23-34, June 1980.
- BOILLOT, G.; RECQ, M.; WINTERER, E. L.; MEYER, A. W.; APPLGATE, J.; BALTUCK, M.; BERGEN, J. A.; COMAS, M. C.; DAVIES, T. A.; DUNHAM, K.; EVANS, C. A.; GIRARDEAU, J.; GOLDBERG, G.; HAGGERTY, J.; JANSÁ, L. F.; JOHNSON, J. A.; KASAHARA, J.; LOREAU, J. P.; LUNA-SIERRA, E.; MOULLADE, M.; OGG, J.; SARTI, M.; THUROW, J.; WILLIAMSON, M. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 132, n. 4, p. 335-342, Jan. 1987.
- BULHÕES, E. M.; AMORIM, W. N. Princípio da SismoCamada elementar e sua aplicação à técnica Volume de Amplitudes (tecVA). In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 9., 2006, Salvador. **Anais...** Salvador: SBGf, 2006.
- CARMICHAEL, R. S. **Practical handbook of physical properties of rocks and minerals**. Boca Raton: CRC Press, 1988.
- CARVALHO, H. **Geologia de Angola**. Lisboa: Instituto de Investigação Científica Tropical, 1981. 4 f. Escala 1:1.000.000.
- CARVALHO, H.; TASSINARI, C.; ALVES, P. H.; GUIMARÃES, F.; SIMÕES, M. C. Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. **Journal of African Earth Sciences**, Oxford, v. 31, n. 2, p. 383-402, Aug. 2000.
- CONTRUCCI, I.; MATIAS, L.; MOULIN, M.; GÉLI, L.; KLINGELHOFER, F.; NOUZÉ, H.; ASLANIAN, D.; OLIVET, J.-L.; RÉHAULT, J.-P.; SIBUET, J.-C. Deep structure of the West African continental margin (Congo, Zaïre, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection/refraction seismic and gravity data. **Geophysical Journal International**, Oxford, v. 158, n. 2, p. 529-553, 2004.
- COWIE, L.; ANGELO, R. M.; KUSZNIR, N.; MANATSCHAL, G.; HORN, B. Structure of the ocean-continent transition, location of the continent-ocean boundary and magmatic type of the northern Angolan margin from integrated quantitative analysis of deep seismic reflection and gravity anomaly data. In: CERARDI, T. S.; HODGKINSON, R. A.; BACKE, G. (Ed.). **Petroleum Geoscience of the West Africa Margin**. London: The Geological Society, 2016. (Special Publications, 438).
- COSTA, J. L.; SCHIRMER, T. W.; LAWS, B. R. Lower Congo Basin, deep-water exploration province, offshore West Africa. In: DOWNEY, M. W.; THREET, J. C. MORGAN, W. A. (Ed.) **Petroleum provinces of the twenty-first century**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2001. p. 517-530. (Memoir, 74).
- DUVAL, B.; CRAMEZ, C.; JACKSON, M. P. A. Rafts tectonics in the Kwanza Basin, Angola. **Marine Petroleum Geology**, Guildford, v. 9, p. 389-404, Aug. 1992.
- JACKSON, M. P. A.; HUDEC, M. R.; HEGARTY, K. A. The great West African Tertiary coastal uplift: fact or fiction? a perspective from the Angolan divergent margin. **Tectonics**, Washington, v. 24, n. 6, Dec. 2005.

- KARNER, G. D.; DRISCOLL, N. W. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. In: CAMERON, N. R.; BATE, R. H.; CLURE, V. S. (Ed.). **The oil and gas habitats of the South Atlantic**. London: The Geological Society, 1999. p. 11-40. (Special Publications, 153).
- LAVIER, L. L.; MANATSCHAL, G. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. **Nature**, London, v. 440, n. 7082, p. 324-328, Mar. 2006.
- LENTINI, M. R.; FRASER, S. I.; SUMNER, H. S.; DAVIES, R. J. Geodynamics of the central South Atlantic conjugate margins: implications for hydrocarbon potential. **Petroleum Geoscience**, Bath, v. 16, n. 3, p. 217-229, Aug. 2010.
- LISTER, G. S.; ETHERIDGE, M. A.; SYMONDS, P. A. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. **Geology**, Boulder, v. 14, n. 3, p. 246-250, Mar. 1986.
- MARTON, L. G.; TARI, G. C.; LEHMANN, C. T. Evolution of the Angolan Passive Margin, West Africa, with emphasis on Post-Salt Structural Styles. In: MOHRIAK, W. U.; TALWANI, M. (Ed.). **Atlantic Rifts and Continental Margins**. Washington: American Geophysical Union, 2000. p. 129-149. (Geophysical monograph series, 115).
- MARZOLI, A.; MELLUSO, L.; MORRA, V.; RENNE, P. R.; SGROSSO, I.; D' ANTONIO, M.; DUARTE MORAIS, L.; MORAIS, E. A. A.; RICCI, G. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza Basin (western Angola) and relationships with the Parana-Etendeka continental flood basalt province. **Journal of Geodynamics**, Oxford, v. 28, n. 4-5, p. 341-356, Nov./Dec. 1999.
- MCKENZIE, D. P. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 40, n. 1, p. 25-32, June 1978.
- MOULIN, M. **Etude géologique et géophysique des marges continentales passives: exemple du Zaïre et de l'Angola**. 2003. 360 f. Thesis (PhD) - University de Bretagne Occidentale, Brest, 2003. 2 v.
- MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; OLIVET, J.-L.; CONTRUCCI, I.; MATIAS, L.; GELI, L.; KLINGELHOFER, F.; NOUZE, H.; REHAULT, J.-P.; UNTERNEHR, P. Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaiAngo project). **Geophysical Journal International**, Oxford, v. 162, n. 2, p. 793-810, Sept. 2005.
- PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. **International Journal of Earth Sciences**, New York, v. 98, n. 7, p. 1581-1597, 2009.
- PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATASCHAL, G.; OSMUNDSSEN, P. T. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: a review of observations and concepts. **Marine Petroleum Geology**, v. 43, p. 21-47, May. 2013.
- PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATASCHAL, G.; MASINI, E.; SUTRA, E.; FLAMENT, J. M.; HAUPERT, I.; UNTERNEHR, P. Unravelling the along-strike variability of the Angola-Gabon rifted margin: a mapping approach. In: SABATO CERARDI, T.; HODGKINSON, R. A.; BACKE, G. (Ed.). **Petroleum Geoscience of the West Africa Margin**. London: The Geological Society, 2015. (Special Publications, 438).
- RESTON, T. J. The opening of the central segment of the South Atlantic: symmetry and the extension discrepancy. **Petroleum Geoscience**, Bath, v. 16, n. 3, p. 199-206, Aug. 2010.
- ROYDEN, L.; KEEN, C. E. Rifting processes and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 51, n. 2, p. 343-361, Dec. 1980.
- SANDWELL, D. T.; SMITH, W. H. F. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: ridge segmentation versus spreading rate. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 114, n. B01, Jan. 2009.
- SHARP, I.; MESSANGER, G.; SWART, R.; MARSH, J.; GINDRE, L.; PUIGDEFABREGAS, C.; VERWER, K.; FERREIRA, H.; SNIDERO, M.; MACHADO, V.; HOLTAR, E.; DONGALA, M.; JERRAM, D.; BLANC, E.; GRÖGER, E.; SCOTT, M.; FREITAG, U.; LAPPONI, F.; VERGES, J.; HUNT, D.; ZELLER, M.; MARTIN, J.-D.; MORAGAS, M.; CRUZ, I.; BAQUES, V.; CASCIELLO, E.; WENNBERG, O.-P.; WARREN, J.

Tectono-stratigraphic evolution of the onshore Namibe-Benguela-Kwanza Basins, Angola - implications for margin evolution models. In: CONFERENCE RIFTS - CATCHING THE WAVE, 3., 2016, London. **Abstracts**... London: The Geological Society, 2016. p. 123-124.

SUTRA, E.; MANATSCHAL, G.; MOHN, G.; UNTERNEHR, P. Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 14, n. 8, p. 2575-2597, Aug. 2013.

TUCHOLKE, B. E.; SIBUET, J.-C.; KLAUS, A.; ARNABOLDI, M.; DELIUS, H.; ENGSTRÖM, A. V.; GALBRUN, B.; GARDIN, S.; HISCOTT, R. N.; KARNER, G. D.; LADNER, B. C.; LECKIE, R. M.; LEE, C.-S.; MANATSCHAL, G.; MARSAGLIA, K. M.; PLETSCHE, T. K.; PROSS, J.; ROBERTSON, A. H. F.; SAWYER, D. S.; SAWYER, D. E.; SHILLINGTON, D.; SHIRAI, M.; SHRYANE, T.; STANT, S. A.; TAKATA, H.; URQUHART, E.; WILSON, C.; ZHAO, X. Initial reports. **Proceedings of the ocean drilling program**, Texas, v. 210, Oct. 2004.

UNTERNEHR, P.; PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G. Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model. **Petroleum Geoscience**, Bath, v. 16, n. 3, p. 207-215, 2010.

WERNICKE, B. Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen. **Nature**, London, v. 291, n. 5817, p. 645-648, May 1981.

WERNICKE, B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. **Canadian Journal of Earth Sciences**, Ottawa, v. 22, n. 1, p. 108-125, 1985.

WHITMARSH, R. B.; MANATSCHAL, G.; MINSHULL, T. A. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. **Nature**, London, v. 413, n. 6852, p.150-154, Sept. 2001.

WILSON, P. G.; TURNER, J. P.; WESTBROOK, G. K. Structural architecture of the ocean-continent boundary at an oblique transform margin through deep-imaging seismic interpretation and gravity modeling: Equatorial Guinea, West Africa. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 374, n. 1-2, p. 19-40, Oct. 2003.

ZALÁN, P. V.; SEVERINO, M. C. G.; OLIVEIRA, J. A. B.; MAGNAVITA, L. P.; MOHRIAK, W. U.; GONTIJO, R. C.; VIANA, A. R.; SZATMARI, P. Stretching and thinning of the upper lithosphere and continental-oceanic crustal transition in southeastern Brazil. In: AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 2009, Rio de Janeiro. **Abstracts**... Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 2009.

ZALÁN, P. V.; SEVERINO, M. C. G.; RIGOTI, C.; MAGNAVITA, L. P.; OLIVEIRA, J. A. B.; VIANA, A. R. An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a ruptured South Atlantic passive margin – Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil. In: AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2011a, Houston. **Abstracts**... Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 2011a.

ZALÁN, P. V.; SEVERINO, M. C. G.; MAGNAVITA, L. P.; RIGOTI, C.; OLIVEIRA, J. A. B.; VIANA, A. R. Crustal architecture and evolution of rift during the breakup of Gondwana in Southeastern Brazil - Santos, Campos and Espírito Santo Basins. In: SYMPOSIUM GONDWANA, 14., 2011b, Armação de Búzios. **Abstracts**... Rio de Janeiro: Gondwana Research, 2011b.

expanded abstract

The acquisition and enhanced processing of new ultra-deep seismic data over the distal parts of continental margins has resulted in a better image of the deep structure, and allowed better comprehension of the transition between continental and oceanic crusts. Regarding this, the classical rift models have been revised and improved in order to create a model coherent with the existing data.

In this paper we present the seismic interpretation of deep intra-crustal reflectors in the coast of Angola, validated by gravity modeling, using the recent models proposed in literature for the evolution of the rift phase of passive margins as a premise (Whitmarsh et al., 2001; Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009; Péron-Pinvidic et al., 2013).

The seismic interpretation was done in three reflection seismic sections, acquired during 2006 and 2007, using long offset cables (10,8km) and registered time of 18s, depth converted. This data, as well as the gravity data, were acquired by ION-GXT Technology. The studied area is located between latitudes 7° and 12° South in the Lower Congo and Kwanza basins. The seismic sections were acquired in the E-W direction, with lengths of 300km to 350km each, here named A, B and C, from North to the South. After the seismic interpretation, the mapped depth horizons where used for the gravity modeling of the sections, using the rock packages with densities defined in literature. The calculated gravity response, from this interpretation, was then compared with the acquired data. If the model fitted the acquired data, the interpretation was considered valid among a number of other possibilities. The adopted interpretation shows an error lower than 3% for each section.

The interpretation of the sedimentary section defined three different layers: the pre-salt section, the salt layer and the post-salt section. The interpretation of the crustal domains allows the definition of five distinct layers: upper continental crust, lower continental crust, oceanic crust, exhumed mantle and subcontinental lithospheric mantle. The five layers that form the different domains present characteristic seismic facies. The upper continental crust is characterized by a

blind seismic facies (section without a remarkable reflector and with amplitudes near zero), while the lower continental crust shows many reflectors with no defined direction. The limit between the crust and the lithospheric mantle is defined by a clear sub-horizontal reflector interpreted to be the Mohorovicic discontinuity. This reflector tends to become shallow towards the West. The oceanic crust can be divided into three layers. On top there is a blind seismic facies that probably represents the pillow lava deposits. The intermediate layer is characterized by the presence of criss-crossing high-angle reflections. The basal layer is represented by a continuous sub-horizontal reflector, interpreted as stratified cumulate gabbros. In all three sections, the oceanic crust displays an average thickness of 7km. The region situated between typical oceanic crust and typical continental crust is revealed by a distinct package characterized by the presence of many reflectors dipping east and interpreted as exhumed mantle rocks, exposed between the oceanic and continental crust. The exposition of mantle rocks in a low-pressure and low-temperature environment allowed their serpentinization, resulting in rocks similar to those sampled in the Iberia Margin.

The three geological profiles drew upon the seismic interpretation, allowed the identification of four crustal domains: Proximal, Necking, Distal and Oceanic.

The Proximal Domain is characterized by a thick continental crust (12km to 25km thick), defined here as stretched continental crust. This domain presents large and planar rotational normal faults that control the formation of grabens and horsts. The Necking Domain is the region where the continental crust thins abruptly, between the proximal and the distal domains. The Distal Domain is composed of two compartments. One is characterized by a hyper-extended crust (with less than 12km thickness), highly faulted, with upper and lower crust presenting coupled brittle deformation. The other compartment is marked by the presence of reflectors that are dipping towards the continent and would be the expression of the lithospheric mantle exposed during the final phases of the crustal break-up. The last domain is the Oceanic Domain, characterized by the occurrence of steady-state oceanic crust.

The comparison between the three studied sections shows that the northern section

has distinct characteristics compared with the south/central portion of the studied area. The northern area has a narrow Proximal Domain and a wide Distal Domain, while the south/central area has a wide Proximal Domain and a narrower Distal Domain.

The extrapolation of the identified domains, from the seismic section to the studied area, using a free-air anomaly map (Sandwell and Smith, 2009), indicates an E-W trending contact separating the northern area from the southern area. Comparing those assumptions with the geological map of onshore Angola, it seems that the northern area is related to rocks pertaining to the West Congo Belt and reworked cratonic margins while the southern area can be related to rocks belonging to the Angola Craton and Central Shield.

In this way, a basement composed of fold belts suffered greater stretching as exemplified by the wide Distal Domain, without remarkable basement highs, as identified in the southern part of the Lower Congo basin (section A, in this article). For the region dominated by rocks from the craton, the continental rupturing generated a narrow Distal Domain, a wide Proximal Domain and the basement highs are more frequent. This area was identified in the northern part of the Kwanza basin (sections B and C, in this article).

The results of this research will eventually be useful to guide the exploration efforts towards the discovery of petroleum fields in the study area. The recent oil discoveries in the pre-salt section of Angola are all related to the southern part of this study, in the Necking Domain. This relationship may hint to a higher probability of finding hydrocarbon reserves along this trend.

autores



Luiz Carlos Lucena Empinotti

E&P-INTER
Petrobras Oil & Gas B.V.
Exploration

empinotti@petrobras.com.br
luiz.empinotti@pogbv.com

Luiz Carlos Lucena Empinotti é graduado em Geologia (2001) pela Universidade Federal do Paraná (UFPR). Em 2011 obteve o grau de Mestre pela Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ), linha de pesquisa em áreas de concentração em tectônica, petrologia e recursos minerais. Trabalhou por dois anos (2001-2003) com acompanhamento geológico em poços exploratórios nas bacias de Campos, Santos, Paraná e Recôncavo. Ingressou na Petrobras como geofísico em 2003, sendo lotado na Área de Negócios Internacionais, atuando na interpretação e avaliação de oportunidades exploratórias no exterior do Brasil. Em 2014, foi cedido à Petrobras Oil and Gas (POGBV), empresa responsável pelas atividades de exploração e produção da Petrobras na África.



Pedro Victor Zalán

ZAG Consultoria em Exploração de
Petróleo

zag@zalan.com.br

Pedro Victor Zalán é formado em Geologia (1977) pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Mestre (1983) e Doutor (1984) em Geologia, pela Colorado School of Mines (CSM). Ingressou na Petrobras em 1978, onde exerceu os cargos de geólogo de poço, geólogo exploracionista, coordenador de projetos, gerente de setores de exploração e instrutor de cursos internos e externos. De 2004 a 2012, exerceu a função de consultor sênior da Companhia para Exploração nas bacias petrolíferas nacionais e internacionais. Como professor da Universidade Petrobras, ministrou cursos nas áreas de tectônica, geologia estrutural, análise de bacias e exploração em águas profundas/ultraprofundas. Aposentou-se em 2012 e desde então atua como consultor independente através da ZAG Consultoria em Exploração de Petróleo.



**Monica da Costa Pereira Lavallo
Heilbron**

Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ)
Faculdade de Geologia
Departamento de Geologia Regional e
Geotectônica

heilbron@uerj.br
monica.heilbron@gmail.com

Monica da Costa Pereira Lavallo Heilbron é professora na Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ) desde 1983. Graduada (1980), Mestre (1984) em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) e Doutora (1993) em Geociências (Geoquímica e Geotectônica) pela Universidade de São Paulo (USP), realizou pós-doutorado (2000, 2004) na Université du Québec em Montreal (UQAM) e na Alberta University em Edmonton, no Canadá, na Universidade Johannes Gutenberg de Mainz (JGU), na Alemanha, e na Australian National University (ANU). As principais áreas de pesquisa e conhecimento estão relacionadas a tectônica, geocronologia, análise de bacias e geologia regional. Coordena o grupo de pesquisa Tektos, no Instituto de Geologia da UERJ, e outros projetos regionais financiados pela Petrobras (Redes Temáticas), Serviço Geológico, Finep, Faperj, CNPq, assim como acordos de cooperação internacional. É editora regional do Brazilian Journal of Geology. Entre 2008 e 2015 exerceu a função de pró-reitora de pós-graduação e pesquisa da UERJ. Ensina tectônica, geocronologia e técnicas de campo a estudantes de graduação e pós-graduação. Como pesquisadora, publicou mais de cem artigos científicos e capítulos de livros, e supervisionou projetos de pesquisa de muitos estudantes.