

5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS NO CONTEXTO REGIONAL E CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 Síntese dos Resultados Obtidos no Contexto Regional

A utilização de linhas sísmicas adquiridas com cabo longo e registro de 18 segundos permitiu a identificação e mapeamento de estruturas intra-crustais nas Bacias do Baixo Congo e Kwanza (apêndices 1, 2 e 3).

Foram definidos dois níveis na crosta continental, sendo esta dividida entre crosta continental superior (CCS) e crosta continental inferior (CCI). A CCS tem como característica a sismofácies homogênea, sem grandes contrastes de impedância (transparente), cortada por falhas sub-verticais que tendem a se tornar de baixo ângulo à medida em que se tornam mais profundas, terminando na base com uma superfície de descolamento entre a CCS e a CCI. Esta passagem entre a CCS e a CCI é usualmente denominada de Descontinuidade de Conrad. A CCI é caracterizada por um sismofácies caótico composto por inúmeros refletores fortes, mas não contínuos. Não são observadas muitas falhas na CCI, afinal o comportamento reológico da mesma é suposto ser plástico; somente algumas originadas no manto superior.

A assinatura sísmica da crosta oceânica (CO) aparece nas seções como uma feição bem marcada, seu topo é bem definido pela passagem dos sedimentos depositados sobre os basaltos de crosta oceânica. Sua base também é clara, definindo a Descontinuidade de Mohorovicic oceânica. A presença dos três níveis que formam a crosta oceânica corresponde aos três tipos de sismofácies que compõem a CO na sísmica, conforme descrito anteriormente.

A interpretação do manto exumado foi baseada na “subida” (até a base dos sedimentos) da Moho continental, 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, bem como a altos magnéticos relacionados a magnetita gerada na serpentização. O mesmo fenômeno de manto exumado e serpentizado foi também interpretado por Zalán

(2009, 2011a e 2011b) do outro lado do Oceano Atlântico Sul, nas margens homólogas das Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. Segundo estes autores, nestas bacias, a exumação do manto atinge proporções regionais formando uma zona contínua de mais de 1500 km de extensão, com uma largura de dezenas de quilômetros, ocorrendo invariavelmente no contato entre a crosta continental e a oceânica.

A Descontinuidade de Mohorovicic é mapeada no dado sísmico mostrando o afinamento da crosta continental em direção ao oceano e a base da crosta oceânica. A interpretação deste refletor como sendo a Moho é suportada pela anomalia gravimétrica modelada muito próxima da anomalia gravimétrica medida. Ao definir a Descontinuidade de Moho define-se o topo do manto litosférico, que tende a se tornar mais próximo da superfície à medida que segue em direção ao oceano. As bruscas subidas do topo do manto sugerem a existência de falhas profundas relacionadas à CCI e ao manto superior.

O estudo desenvolvido nesta dissertação permitiu a definição da arquitetura final de um sistema rifte em margem pobre em magma (*magma poor passive margin*). Este sistema é caracterizado por um domínio continental proximal, outro continental distal e o domínio oceânico. O domínio proximal é caracterizado pela Zona de Crosta Continental Estirada (ZCCE) com falhamentos normais, que mergulham em direção ao oceano, originados nas primeiras fases do processo rifte, gerando grábens e semi-grábens. Neste domínio, o afinamento da crosta se inicia gradualmente na direção do oceano até chegar na zona de estrangulamento (*necking zone*) onde a crosta sofre um rápido afinamento até o seu final, como o descrito por Moulin et al (2005). Este brusco afinamento da crosta continental caracteriza o domínio distal do sistema, marcado por uma crosta estirada e afinada cortada predominantemente por falhas de alto ângulo, que mergulham em direção ao oceano. Estas falhas cortam a crosta superior rúptil e à medida que se tornam mais profundas tornam-se de baixo ângulo até se fundirem em uma zona de descolamento no limite entre a crosta superior rúptil e a inferior dúctil. Esta região de crosta continental no domínio distal é definida como sendo a Zona de Crosta Continental Hiper Estirada (ZCCH)

Ainda no domínio distal, o contínuo afinamento da crosta fez com que a sua espessura chegue a zero, deixando o manto sub-continental exposto e em contato

com os sedimentos do pré sal, caracterizando a Zona de Manto Exumado (ZME) . A exposição à baixa pressão e temperatura resulta em um severo processo de serpentinização dos peridotitos do manto. Esta região de manto serpentinizado marcaria a passagem crosta continental-crosta oceânica.

Após o domínio distal inicia-se o domínio oceânico, com a presença de crosta oceânica, com espessura média de 7 km e subdividida em três níveis. O topo composto por almofadas de basalto extrusivo (*pillow basalts*), abaixo deste está o enxame de diques de basalto (sheeted dykes) e na porção basal encontram-se os gabros acamadados e rochas ultra máficas (cumulate gabbros).

Perfis de crosta continental estirada e hiper-estirada foram igualmente encontrados nas Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo (Zalan 2011^a) com geometrias bastante semelhantes às deduzidas nesta dissertação.

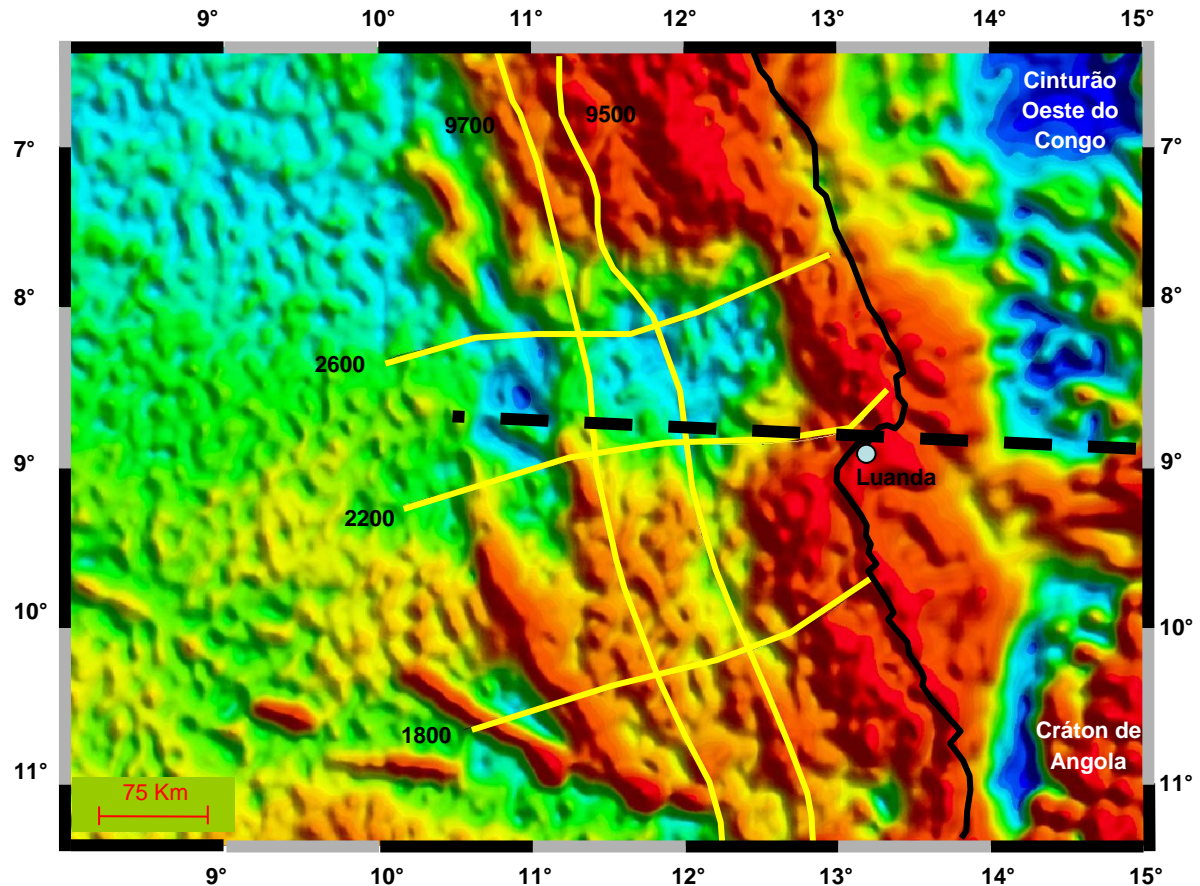
Os limites dos domínios e zonas podem ser identificados nos perfis gravimétricos. A transição entre a crosta estirada de domínio proximal para a crosta estirada e afinada do domínio distal é marcada pela passagem de um alto gravimétrico para um baixo. Este baixo coincide com a região de maior espessura sedimentar. Seguindo em direção ao oceano há um outro baixo gravimétrico que coincide com a região de manto exumado serpentinizado. No limite entre a crosta continental estirada e afinada e o manto exumado há um alto gravimétrico relativo que corresponderia a uma região de manto pouco profundo, mas não exposto aos processos de serpentinização.

O limite entre a região de manto exumado e a crosta oceânica também é marcado por um pequeno alto gravimétrico que poderia estar relacionado ao material gerado no momento da ruptura continental. No domínio oceânico as medidas de gravimetria são relativamente constantes, exceção feita à presença de montes submarinos que geram altos gravimétricos.

Os limites da zona de manto exumado são marcados por altos magnéticos tanto na passagem para a ZCCHE, quanto na passagem para CO.

A extrapolação destas observações, obtidas nos perfis 2D, para mapas de anomalia gravimétrica publicados anteriormente (Sandwell & Smith, 2009) permite estender tentativamente os domínios identificados neste trabalho para toda a região (figuras 59 e 60).

Figura 59 - Mapa com a localização das linhas utilizadas neste estudo (em amarelo), linha de costa de Angola (linha preta) e o mapa de anomalia gravimétrica ar livre (Sandwell & Smith, 2009) mostrando a possível continuidade de feições existentes no continente (a leste) para a costa emersa de Angola.



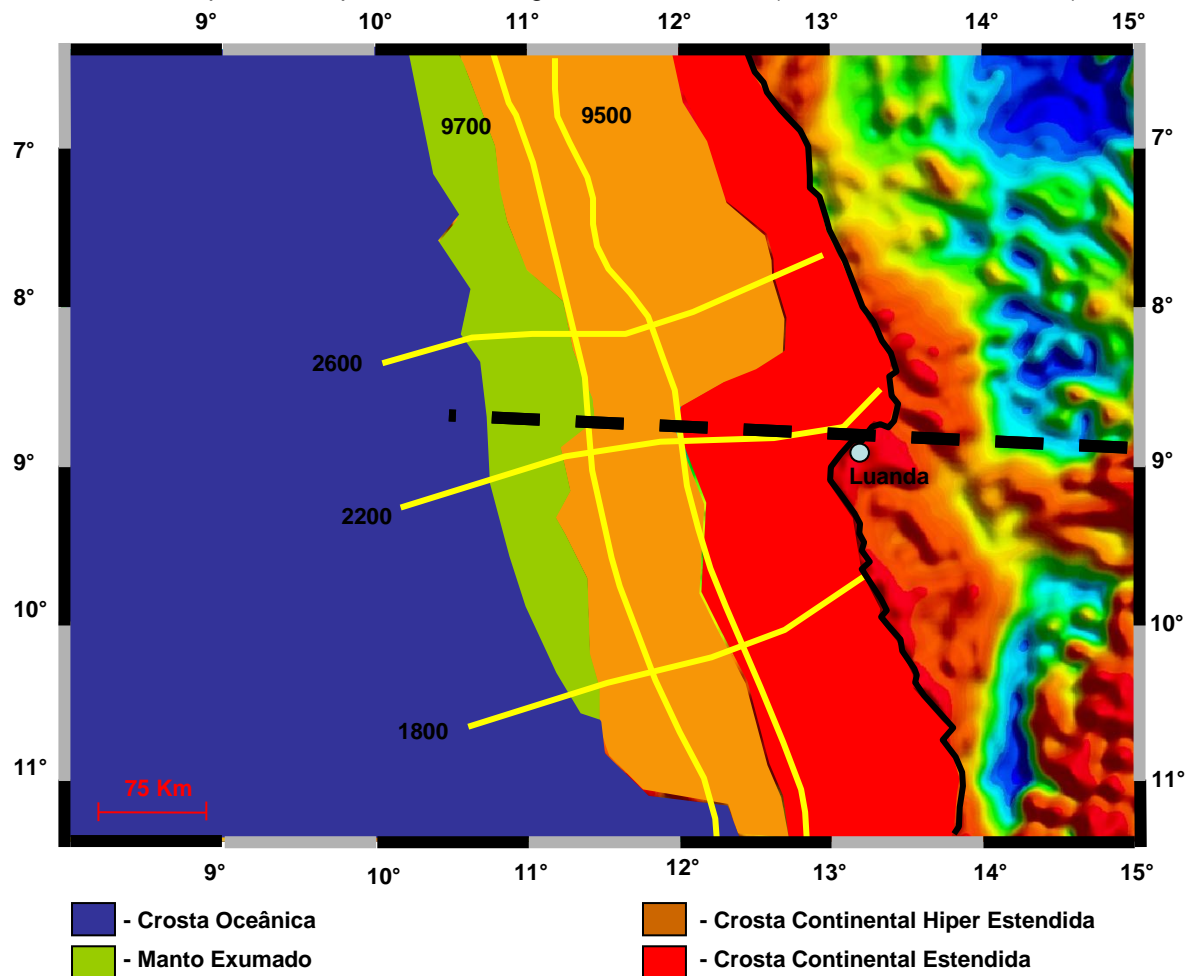
Legenda: A linha pontilhada separaria as rochas do Cinturão Oeste do Congo ao norte, das rochas do Cráton de Angola, ao sul.

Fonte: O autor 2011, modificado de Sandwell, & Smith, 2009.

Ao norte da área de estudo (seção 2600), há uma maior extensão da ZCCHE em relação a área ao sul, na Bacia de Kwanza (seções 2200 e 1800). O mesmo ocorre para a ZME, que é mais extensa na seção 2600 quando comparada com as seções 2200 e 1800. Esta situação pode sugerir uma relação entre a extensão da ZCCHE e a ZME, onde regiões com ZCCHE extensa possuiriam ZME igualmente extensa.

A região da ZCCHE também está relacionada com a maior formação de espaço e sedimentação durante a fase rife das bacias. Áreas com maior extensão da ZCCHE gerariam mais espaço para a acomodação de sedimentos. Esta situação é encontrada na comparação entre a seção 2600 (com pacote espesso de sedimentos no pré-sal) e as seções 2200 e 1800.

Figura 60 - Mapa com a extrapolação, em área, dos domínios identificados nas seções sísmicas, com o apoio do mapa de anomalia gravimétrica ar-livre (Sandwell, & Smith, 2009).

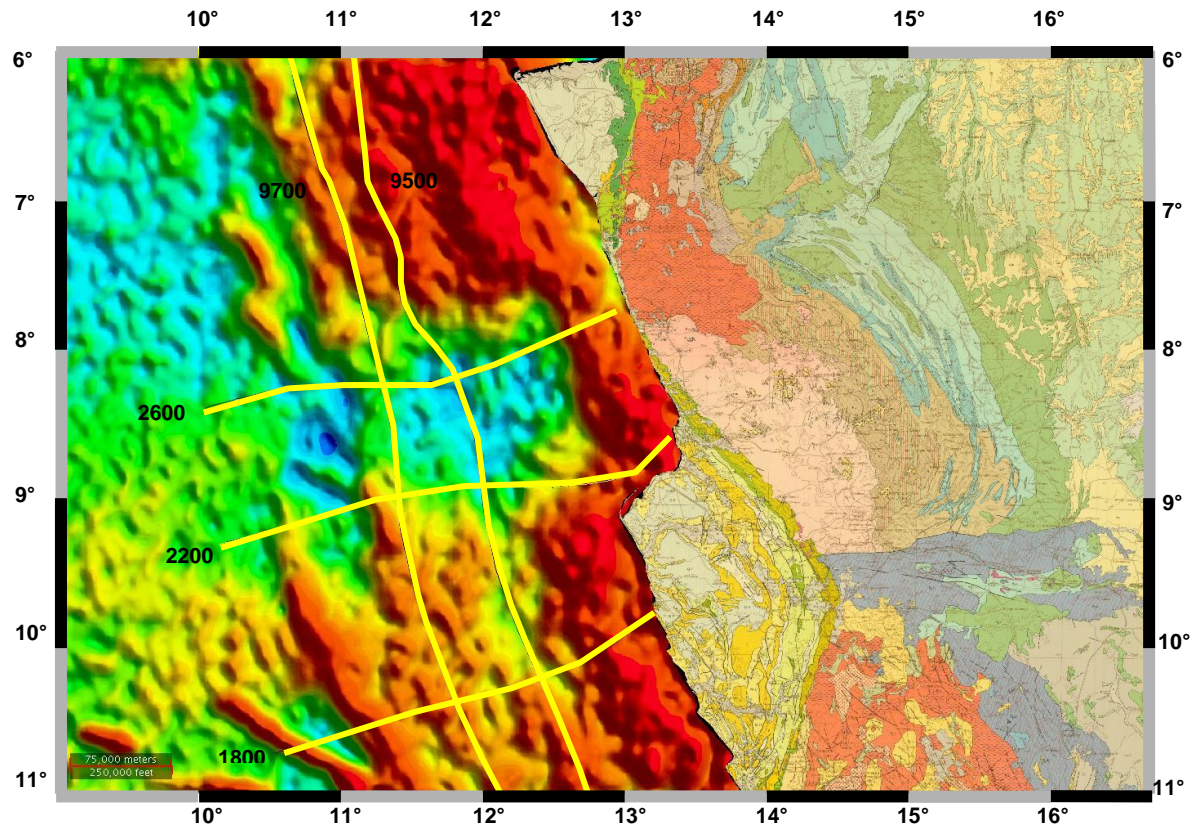


Legenda: Linhas utilizadas neste estudo (em amarelo), linha de costa de Angola (linha preta). A linha pontilhada mostra a possível continuidade de feições existentes no continente para a costa emersa de Angola e separaria as rochas do Cinturão Oeste do Congo ao norte, das rochas do Cráton de Angola, ao sul, influenciando no estiramento e afinamento da crosta continental sob a bacia sedimentar.

Fonte: O autor 2011, modificado de Sandwell, & Smith, 2009.

Com o auxílio do mapa de anomalia gravimétrica ar livre da região é possível inferir uma relação entre o comportamento da crosta continental sob a bacia sedimentar e o embasamento aflorante no continente (Carvalho, 1981; Carvalho, 2000). O contato com direção E-W existente no *off-shore* se estenderia para o continente nos limites E-W do Escudo Central Arqueano de Angola com o Cinturão Oeste do Congo (figuras 59, 60 e 61).

Figura 61 - Mapa de anomalia gravimétrica ar livre (Sandwell & Smith, 2009) e o mapa geológico de Angola (Carvalho, 1981), mostrando uma possível continuidade das rochas aflorantes na porção emersa para as rochas do embasamento das bacias de Kwanza e Baixo Congo.



Fonte: O autor 2011, modificado de Sandwell & Smith, 2009 e Carvalho, 1981.

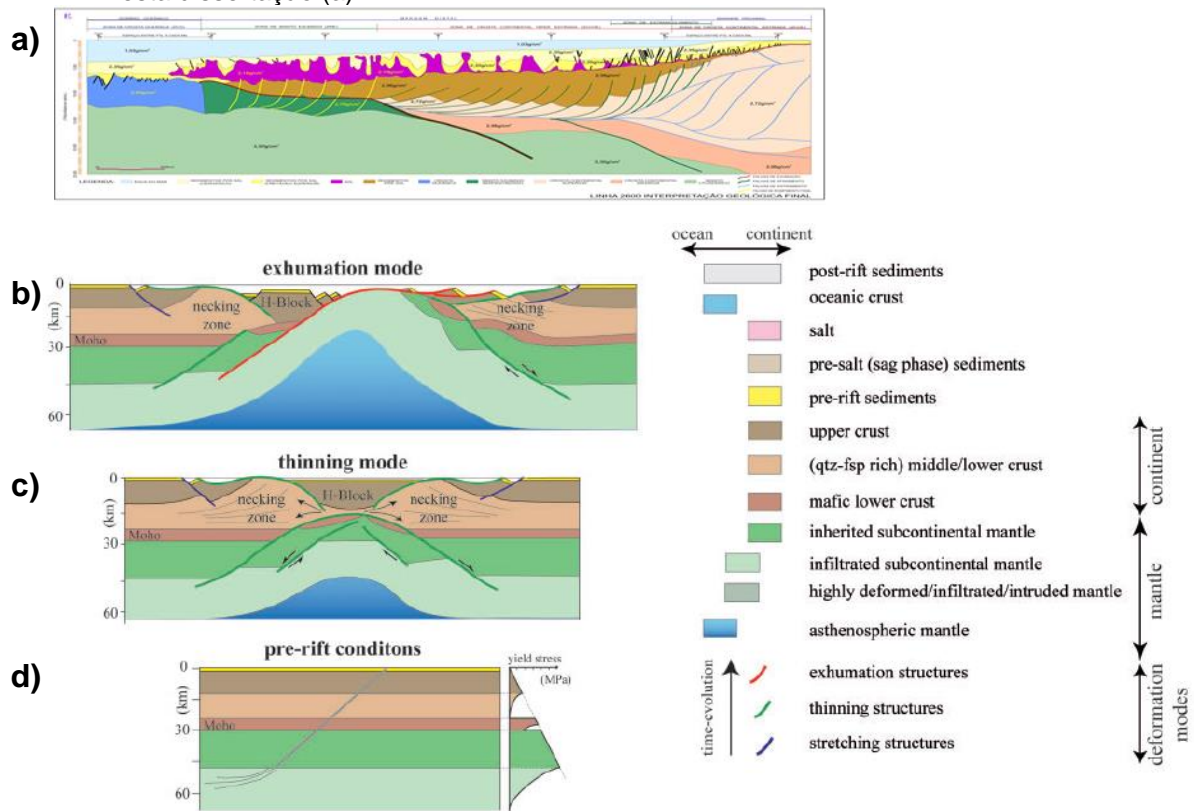
A relação entre o embasamento aflorante no continente, mapas de anomalia ar livre e as regiões com crosta estirada, hiper estirada e de manto exumado sugere que o estiramento e afinamento sofridos pela crosta continental durante a fase rifte está relacionada à composição das rochas de diferentes terrenos precambrianos que formam esta crosta, reagindo de maneira diferente aos esforços a que foram expostas.

A região norte do estudo, exemplificada pela seção 2600, com maior extensão da ZCCE e ZME e com um afinamento rápido da crosta continental estaria relacionada com as rochas que compõe o Cinturão Oeste do Congo e margens cratônicas retrabalhadas (figura 61). Próximo à costa há a ocorrência de uma faixa composta por granitos, migmatitos e gnaisses, enquanto que seguindo para leste aparecem os metassedimentos do Eburniano e do Pan Africano. A região centro-sul (seções 2200 e 1800) estaria relacionada a rochas do Cráton de Angola e do Escudo Central, na região de Melanje. O escudo, na região de Melanje, seria composto por gabro noritos enquanto que o resto do cráton de Angola seria

composto pelo complexo gnaisse-migmatítico-granítico costeiro, além de granitos, gnaisses e migmatitos no interior. Esta diferenciação, entre a região ao norte em relação a região sul, é observada também pela ocorrência de grábens e meio-grábens nas linhas do centro-sul e pela ausência destas estruturas na seção 2600.

A interpretação e os resultados obtidos com este estudo se aproximam do modelo de sistema rifte em margens pobres em magmatismo, proposto por Whitmarsh *et al.* (2001) e que serviu de base a um modelo numérico desenvolvido por Lavier & Manatschal (2006).

Figura 62 – Quadro mostrando a evolução do processo de ruptura do continente, para a área do presente estudo, utilizando a linha 2600 (3 figuras inferiores, modif. Unternehr *et al.*, 2010) e a geometria atual da margem continental da Bacia do Baixo Congo conforme interpretada nesta dissertação (a).



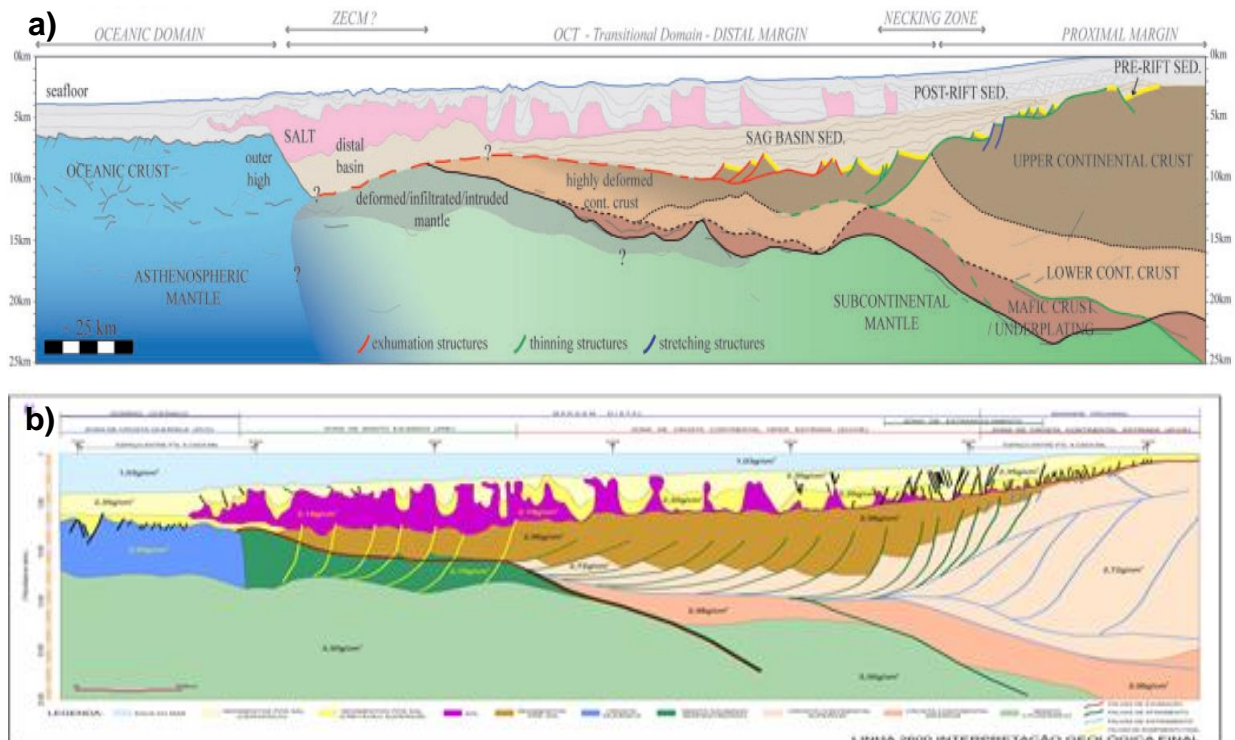
Fonte: modificado de Unternehr *et al.*, 2010.

A principal diferença entre a presente interpretação e os modelos já propostos está na utilização, neste estudo, de uma zona de descolamento entre a crosta superior rúptil e a crosta inferior dúctil (figura 62). Esta zona de descolamento seria a raiz da maioria das falhas profundas existentes na crosta superior. As interpretações apresentadas até agora advogam que as falhas da crosta superior estariam relacionadas a falhamentos no contato entre a crosta e o manto (Perón-Pinvidic,

2007; Unternehr, 2010). As falhas no limite entre a crosta e o manto foram identificadas na presente interpretação, mas a interpretação sísmica sugere que as falhas da crosta superior, na maioria das vezes, não atravessariam a crosta inferior que sofreria estiramento em um regime dúctil. O desacoplamento entre as duas crostas se daria através de uma zona de descolamento intra-crustal (caracterizando assim o que se denomina de Descontinuidade de Conrad).

Outra diferença entre os modelos da literatura geológica e a interpretação aqui apresentada é a divisão da crosta continental. Nos modelos a crosta é dividida em três níveis (superior rúptil, média, dúctil e inferior rúptil). No presente estudo a divisão foi simplificada para uma divisão em dois níveis, um superior rúptil e outro inferior dúctil. Esta simplificação é suportada pela modelagem gravimétrica executada no presente trabalho.

Figura 63 – a) Seção geológica mostrando a interpretação em artigo publicado anteriormente (Unternehr *et al.*, 2010). b) Resultado final da interpretação da linha 2600 apresentado nesta dissertação.



Fonte: modificado de Unternehr *et al.*, 2010.

O resultado obtido neste estudo é semelhante ao apresentado em artigo publicado recentemente por Unternehr *et al.*, (2010). Os autores mostraram uma seção dentro da área do presente estudo, situada entre as seções 2600 e 2200. A

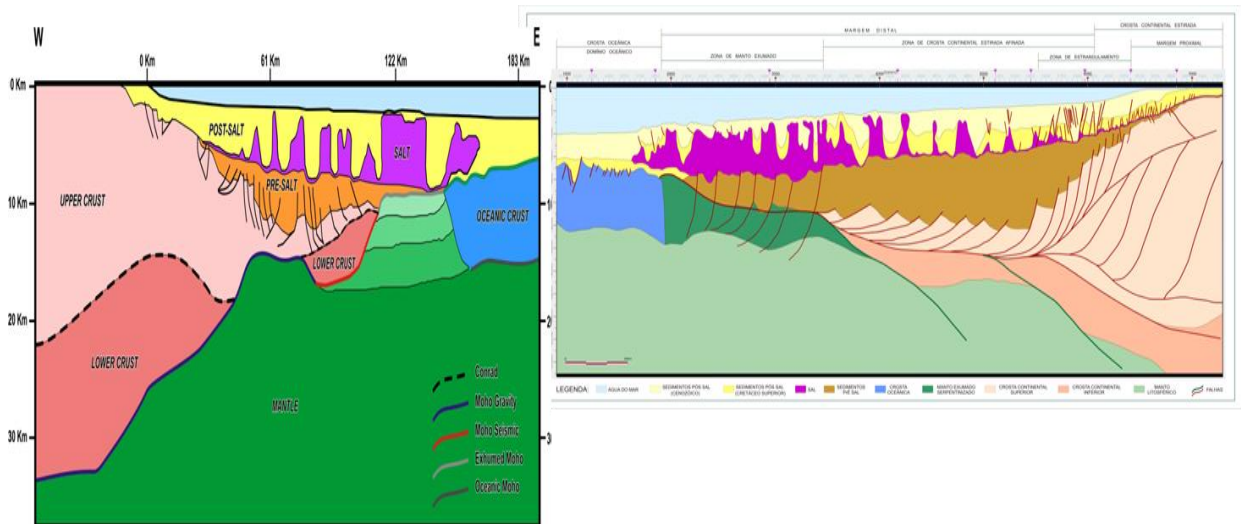
linha publicada está no mesmo contexto da linha 2600 e apresenta os mesmos domínios crustais profundos (figura 62), a saber: uma margem proximal com ZCCE estreita, uma zona de estrangulamento pequena, uma margem distal longa, composta pela ZCCHE e a ZMCE. A ZCCHE coincide com a criação de espaço e preenchimento de espesso pacote da seção rifte. A CO é bastante visível e está cavalgada pela camada de sal alóctone (figura 63).

Recentes publicações de interpretações feitas na margem oeste do Atlântico Sul, na costa do Brasil (Zalán et al, 2011a), apresentam resultados semelhantes aos obtidos nas linhas trabalhadas nesta dissertação (linha 2600, Bacia do Baixo Congo) na costa angolana.(figura 64). Na margem brasileira é identificada o afinamento abrupto da crosta continental na passagem do domínio proximal para o distal em uma zona de estrangulamento. A espessura da crosta continental no domínio proximal é maior do que 25 km, como ocorre na costa angolana. A crosta continental superior, no domínio proximal é cortada por falhas de alto ângulo, caracterizando um ambiente rúptil, enquanto que nesta região não são identificadas claramente falhas de alto ângulo na crosta inferior. O mesmo acontece na margem de Angola. No Brasil, como em Angola, a crosta continental está bastante afinada, após a zona de estrangulamento, no domínio distal. Nesta região a crosta continental tem menos de 10 km de espessura. Nas duas margens a região de crosta continental extremamente afinada (hiper-estirada) coincide com a região de maior espessura do pacote sedimentar da seção pré-sal. Seguindo em direção ao centro da bacia, nas duas margens, há o final abrupto da crosta continental em contato, segundo as interpretações, com rochas originadas no manto sub-continental serpentinizadas. Sobre esta região de manto exumado e serpentinizado, nas duas bacias, está o domínio das muralhas de sal. Seguindo em direção ao centro da bacia há novamente o contato abrupto entre o manto serpentinizado e a crosta oceânica. Para as duas margens a crosta oceânica é um alto em relação ao manto serpentinizado aflorante (possivelmente por causa do equilíbrio isostático) e a crosta oceânica é cavalgada por sal alóctone. A identificação da Descontinuidade de Mohorovicic, no domínio proximal, na região em que o manto se aproxima da superfície no processo de exumação e na base da crosta oceânica é bem marcada nas seções sísmicas tanto na costa do Brasil, quanto na costa de Angola. Na região

de manto exumado não é possível se identificar o refletor equivalente à Moho por estar ele amalgamado com a base do sal e o topo do embasamento acústico.

Apesar de todas estas grandes semelhanças, há algumas diferenças entre as duas margens homólogas. Na margem de Angola a extensão da bacia sob o sal é maior, em relação à margem do Espírito Santo, configurando assim para a primeira uma margem larga (*lower-plate margin*) e para a segunda uma margem estreita (*upper-plate margin*) (aplicando-se os conceitos de cisalhamento simples de Lister et al., 1986). A espessura crustal da região hiper-estirada em Angola (cerca de 6 a 7 km, semelhante ao descrito em Contrucci et al 2004) parece ser menor do que no Espírito Santo (com cerca de 7 a 9 km de espessura descrito por Zalán et al, 2011a), assim como da crosta oceânica, que parece ser mais delgada em Angola do que na Bacia do Espírito Santo. A diferença na espessura da crosta oceânica pode ser devida ao fato de as duas linhas não serem exatamente contínuas quando da reconstituição das margens, podendo estar situadas em segmentos oceânicos diferentes

Figura 64 – Seção transversa unindo a margem de Angola à margem do Espírito Santo.



Nota: Seção geológica da linha 2600 na margem de Angola, Bacia do Baixo Congo, produzida nesta dissertação (lado direito) e seção geológica da Bacia do Espírito Santo, na costa brasileira (mod. Zalan et al., 2011a). A união entre as linhas foi realizada a título de comparação, sem que estas representem necessariamente a continuidade exata da outra seção na margem oposta.

Fonte: modificado de Zalan et al., 2011a.

5.2 Considerações Finais

A utilização e integração de diferentes ferramentas podem auxiliar na solução de problemas geológicos complexos, resultando na elaboração de modelos mais robustos para bacias de margem passiva. O resultado do estudo realizado neste trabalho ilustra como as diferentes ferramentas geofísicas, gravimetria, sísmica de reflexão e magnetometria, podem se complementar permitindo uma melhor interpretação do arcabouço estrutural profundo destas bacias, integrando todos os dados.

A modelagem gravimétrica já é empregada há algum tempo nestes estudos, mas este método isolado possui limitações, já que uma idêntica resposta gravimétrica pode ser obtida a partir de infinitas combinações de densidades e espessuras de estratos. A integração da modelagem gravimétrica com a interpretação de novas linhas sísmicas de reflexão, que utilizam parâmetros de aquisição que permitem o imageamento a grandes profundidades (25 Km) introduz parâmetros balizadores, permitindo que um método (gravimetria ou sísmica) imponha certos limites ao outro método, o que acaba diminuindo a incerteza na interpretação.

A diminuição de variáveis, gerada pela integração de ferramentas, permite um melhor entendimento de regiões pouco conhecidas, como a passagem de crosta continental para a crosta oceânica em margens rifteadas.

De outro lado, a compreensão dos processos ocorridos nesta região de contato entre a crosta continental e a crosta oceânica, anteriormente chamada de crosta transicional, se revelou de grande importância geológica e econômica. Portanto, a compreensão desta região tectônica pode contribuir para o entendimento dos processos de ruptura dos continentes, permitindo identificar as taxas de estiramento e afinamento da crosta continental durante o processo rifte. Este conhecimento resulta na possibilidade de melhor entender a evolução do gradiente geotérmico em bacias de margem passiva, com óbvio impacto para a geologia do petróleo, auxiliando a identificação e a criação de modelos preditivos a ocorrência de bens minerais.

Finamente, deve-se ressaltar que o presente trabalho embora possa ter contribuído para geração de modelos mais robustos para a transição entre crosta continental e oceânica nas Bacias da Costa Oeste de Angola, não esgota de forma nenhuma este amplo assunto. Portanto, lembramos que modelos de rifteamento em margens não vulcânicas envolvendo exumação do manto sub-litosférico continental foram comprovados na Bacia Lusitânia, através de furos de sondagem que amostraram rochas peridotíticas serpentizadas, bem como são sugeridos para a evolução das bacias tethyanas que precederem a orogênese na região alpina.

REFERÊNCIAS

ALLEN, P.A.; ALLEN, J. R. *Basin Analysis: Principles and Applications*. 2. ed. Massachusetts, USA: Blackwell Publishing, 2005.

BATE, R. H., CAMERON, N. R., BRANDÃO, M. G. P. The Lower Cretaceous (Pre-Salt) lithostratigraphy of the Kwanza Basin, Angola. *Newsl. Stratigr.*, v.38, n. 2/3, p. 117-127, 2001.

BERTOTTI, G. Early Mesozoic extension and Alpine shortening in the western southern Alps: The geology of the area between Lugano and Menaggio (Lombardy, northern Italy). *Memorie di Scienze Geologiche*, Padova, v. 43, p. 17-123, 1991.

_____. et al. From rifting to drifting: Tectonic evolution of the south-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. *Sedimentary Geology*, v. 86, p. 53-76, 1993.

BLAICH, O. A., TSIKALAS, F., FALEIDE, J. I. Northeastern Brazilian margin: Regional tectonic evolution based on integrated analysis of seismic reflection and potential field data and modeling. *Tectonophysics*, v. 458, p. 51-67, 2008.

BROUCKE, O. et al. The role of deformation processes on the geometry of mud-dominated turbiditic systems, Oligocene and Lower-Middle Miocene of the Lower Congo basin (West African Margin), *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 327-348, 2004.

CALASSOU, S. & MORETTI, I. Sedimentary flattening and multi-extensional deformation along the West African margin. *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 71-82, 2003.

CARMICHAEL, R. S. *Practical handbook of physical properties and minerals*. CRC Press Inc., 1989

CARVALHO, H. *Geologia de Angola: Compilação de levantamentos geológicos efetuados até 1974 por: Serviços de Geologia e Minas, Instituto de Investigação Científica. C^a Diamantes de Angola. Empresa de Cobre de Angola, C^a Mineira do Lobito, Petrangol, Angol e Cabinda Guff. Folha nº 1, CDI-1647-1981.*

_____. & ALVES, P. Gabbro-anorthosite Complexo f SW Angola/ NW Namíbia. Notes about the general geology. Na essay of genetic interpretation. In: Instituto Investigação Científica Tropical, 2., 1990, Lisboa, Portugal, 2. *Comunicações...*, Lisboa, Portugal, 1990.

_____. et al. Geochronological Review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, v. 31, p. 383-402, 2000.

CONTRUCCI, I. Deep structure of the West African continental margin (Congo, Zaïre, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection/refraction seismic and gravity data. *Geophys. J. Int.*, v. 158, p. 529-553, 2004.

DUPRÉ, S., CLOETHINGH, S., BERTOTTI, G. Structure of the Gabon Margin from integrated seismic reflection and gravity data. *Tectonophysics*, v. 506, p. 31-45, 2011.

DUVAL, B., CRAMEZ, C. & FONK, J.-M. Rafts tectonics in the Kwanza Basin, Angola. *Mar. Petrol. Geol.*, v. 9, p. 389-404, 1992.

EICHENSEER, H. Th., WALGENWITZ, F. R., BIONDI, P. J. Stratigraphic control on facies and diagenesis of dolomitized oolitic siliciclastic ramp sequences (Pinda Group, Albian, Offshore Angola). *AAPG Bulletin*, v. 83, n. 11, p. 1729-1758, 1999.

FALVEY, D.A. The development of continental margins in plate tectonic theory. *Journal of Australian Petroleum Exploration Association*, v. 14, p. 95-106, 1974.

GOOGLE MAPS. Disponível em : <<https://www.google.com/maps>>. Acesso em: jul. 2011.

GUIRAUD, M., BUTA-NETO, A., QUESNE, D. Segmentation and differential post-rift uplift at the Angola margins as recorded by the transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, p. 1040-1068, 2010.

HEILBRON, M. et al. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. From: West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. *Geological Society*, London, Special Publications, v. 294, p. 211-237, 2008.

HUDEC, M. R., JACKSON, M. P. A. Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola. *GSA Bulletin*, v. 114, n. 10, p. 1222-1244, 2002.

IHS Energy. Disponível em: <<https://edin.ihenergy.com>>. Acesso em: jul. 2011.

JACKSON, M. P. A., HUDEC, M. R. The great West African Tertiary coastal uplift: Fact or fiction? A perspective from the Angolan divergent margin. *Tectonics*, v. 24, p. 1-23, 2005.

KARNER, G.D., DRISCOLL, N.W., BARKER, D. H. N. Syn-rift regional subsidence across the West African continental margin: the role of lower plate ductile extension. From: Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies. *Geological Society*, London, Special Publications, v. 207, p. 105-129, 2003.

KUSZNIR, N.J., MARSDEN, G. & EGAN, S. A flexural-cantilever simple-shear/pure-shear model of continental lithosphere extension: applications to the Jeanne d'Arc

Basin, Grand Banks and Viking Graben, North Sea in Geometry of Normal Faults. Special Publication *Geological Society*, v. 56, p. 41-60, 1991.

LAVIER, L. L. & MANATSCHAL, G. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature*, v. 440, p. 324-328, 2006.

LISTER, G. S., ETHERIDGE, M. A., SYMONDS, P. A. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, v.14, p.246-250, 1996.

LONGMAN, S. A. Formulas for computing the tidal acceleration due to the moon and the Sun. *J. Geoph. Res.*, v. 64, p. 2351-2355, 1959.

MANATSCHAL, G., MARQUER, D., & FRÜH-GREEN, G. L. Channelized fluid flow and mass transfer along a rift-related detachment fault (Eastern Alps, southeast Switzerland), *GSA Bulletin*, v. 112; n. 1, p. 21-33, 2000.

_____. et al. The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain. From: Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea. *Geological Society*, London, Special Publications, v. 187, p. 405-428, 2001.

_____. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *Int. J. Earth Sci.*, v. 93, p. 432-466, 2004.

_____. et al. What is the tectono-metamorphic evolution of continental break-up: The example of the Tasna Ocean-Continent Transition. *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 1849-1869, 2006.

_____. et al. Observations from the Alpine Tethys and Iberia-Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breakup. From: Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup. *Geological Society*, London, Special Publications, v. 282, p. 291-324, 2007.

MARTON, G. L.; TARI, G.C. & LEHMANN, C.T. Evolution of the Angolan Passive Margin, West Africa, with emphasis on Post-Salt Structural Styles, in Atlantic Rifts and Continental Margins. *Am geophysics*. Union, v. 115, p. 129-149, 2000.

MCKENZIE, D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 40, p. 25-32, 1978.

MOHN, G. et al. Unravelling the interaction between tectonic and sedimentary processes during lithospheric thinning in the Alpine Tethys margins. *Int. J. Earth Sci.*, v. 99, p. 75-101, 2010.

MOULIN, M. et al. Geological constrains on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaïAngo project). *Geophys. J. Int.*, p. 1-18, 2005.

MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; UNTERNEHR, P. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth- Science Reviews*, v. 98, p. 1-37, 2010.

MÜNTENER, O., HERMANN, J., & TROMMSDORFF, V. Cooling history and exhumation of lower crustal granulite and upper mantle. *Journal of Petrology*, v. 41, p. 175-200, 2000.

PÉRON-PINVIDIC, G. & MANATSCHAL, G. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *Int. J. Earth Sci.*, v. 93, p. 432-466, 2009.

SAHABI, M.; ASLANIAN, D.; OLIVET, J. L. A new starting point for the history of the central Atlantic. *Comptes Rendus Geoscience*, v. 336, p 1041-1052, 2004.

SANDWELL, D. T.; SMITH, W. H. F. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate, *J. Geophys. Res.*, v. 114, B01411, doi:10.1029/2008JB006008., 2009.

SIBUET, J.-C.; SRIVASTAVA, S.; MANATSCHAL, G. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.*, v. 112, B06105, 2007.

UNTERNEHR, P.; PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G. Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model. *Petroleum Geoscience*, v. 16, p. 1-10, 2010.

TORSVIK, T. H. et al. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin, *Geophys. J. Int.*, v. 177, p. 1315-1333, 2009.

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

_____. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 22, p. 108-125, 1985.

WHITMARSH, R.B.; MANATSCHAL, G. & MINSHULL, T.A. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading, *Nature*, v. 413, p. 150-154, 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*, v. 374, p. 19-40, 2003.

ZALÁN, P.V. et al. Stretching and thinning of the upper lithosphere and continental-oceanic crustal transition in southeastern Brazil, In: AAPG International Conference & Exhibition, 2009, Rio de Janeiro, Brazil. *Abstracts...* Rio de Janeiro, Brazil, p. 15-18, Volume CD-ROM, Paper 653274, nov. 2009.

ZALÁN, P.V. et al. 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 & Exhibition, 2011, Houston, USA. *Abstracts...* Houston, USA, p. 10-13, Volume CD-ROM, Paper 986156 (Expanded Abstract), abr. 2011a.

_____. et al. Crustal architecture and evolution of rift during the breakup of Gondwana in Southeastern Brazil – Santos, Campos and Espírito Santo Basins. In: SCHMITT, R.S. et al. (eds.) *Gondwana 14, Book of Abstracts*. Búzios, RJ, p. set. 25-30, set. 2011b.