

5.4.1 Discussão – Continuidade das estruturação regional do Arco Ibero-Armoricano na Ibéria Ocidental Offshore

Em Lefort e Hawort (1979), cita-se a possibilidade das anomalias canadenses *offshore* serem relativas ao Arco Ibero-Armoricano (Figura 35). Na interpretação citada, na região canadense conhecida como *Flemish Cap*, há uma anomalia côncava (Figura 52) que parece coincidir em forma e orientação com o lineamento “a” mapeado no Domínio II (figuras 50 e 51). Ainda neste trabalho, é comentado o fato das anomalias canadenses apresentarem uma mudança de direção a sul, inflectindo para oeste, até encontrarem a Anomalia Collector, o que indica que nesta anomalia pode haver uma movimentação transcorrente dextral.

O lineamento “a” das figuras 50 e 51 se destaca pela concavidade bem acentuada em todos os mapas, pela concentração de anomalias positivas de amplitude do sinal analítico, e pela maior amplitude de anomalia no mapa de integral vertical. No mapa RTP e de amplitude do sinal analítico pode-se observar que o *trend* descrito pelo lineamento “a” tem uma aparente continuidade em alinhamentos de intrusões vulcânicas mais próximas do continente (estrela, L, S, M, nas figuras 50 e 51), o que sugere que esta é uma região que concentra intrusões vulcânicas. Ainda, no limite oeste do Domínio II, este lineamento tangencia o início do domínio de anomalias magnéticas lineares, interpretado como domínio oceânico. Estes podem ser indícios de que esta é uma importante estrutura do embasamento na região. Considerando que o lineamento “a” marca uma região de sutura, este poderia até mesmo corresponder a um registro do limite do cinturão orogênico variscano.

Ao observar o destaque da reconstrução apresentado na Figura 52, é plausível sugerir que a continuação da Anomalia Collector, não definida na margem canadense (Figura 52), poderia estar em posição próxima ao lineamento “f”. E ainda, se pode propor que a formação do padrão sinuoso das estruturas da margem canadense tem relação com uma movimentação dextral regional, como já sugerido em Matte (2001) e representado na Figura 20, o que seria possível em um processo de deformação do tipo *fault-bend folding*.

Nas regiões delimitadas pelos lineamentos magnéticos côncavos regionais *offshore*, observa-se que, por vezes, as áreas entre os lineamentos apresentam texturas diferentes, indicando padrões de intrusão magmática igualmente dispares.

O mapa de sinal analítico, por exemplo, mostra uma diferenciação de texturas regionais que corroboram em parte com estas regiões. Isto significa que, assumindo que estas são estruturas variscanas, as heterogeneidades herdadas do Arco Ibero-Armoricano criam um mosaico na zona de transição continente-oceano, formado por setores que possuem padrões vulcânicos distintos em superfície, indicados pela mudança de amplitude e textura da resposta magnetométrica.

Além da mudança no padrão textural dos mapas magnetométricos sugerir uma grande heterogeneidade da litosfera na região *offshore*, ainda há, como indício, a mudança no padrão de rifteamento continental, e o próprio traçado do limite crustal continental, que coincide com algumas das áreas de heterogeneidade sugeridas.

Uma coincidência notável é o padrão em zigue-zague do limite gravimétrico da crosta continental, com a feição magnética de mesma geometria observada no mapa de sinal analítico, na porção central e sul do limite entre os domínios I e II. Isto pode indicar que a heterogeneidade crustal que supostamente promove a diferenciação das crostas não-continentais, tanto em composição como em padrão de intrusões vulcânicas, pode estar evidenciando uma estruturação regional rúptil da zona de transição continente-oceano, semelhante à estruturação variscana observada na margem crustal continental.

Com estas informações, faz-se a inferência da possível existência de registros de estruturas variscanas na região dos domínios I e II. No entanto, para avançar nesta interpretação, seria necessário realizar uma pesquisa mais aprimorada neste assunto com uso de reconstruções paleogeográficas.

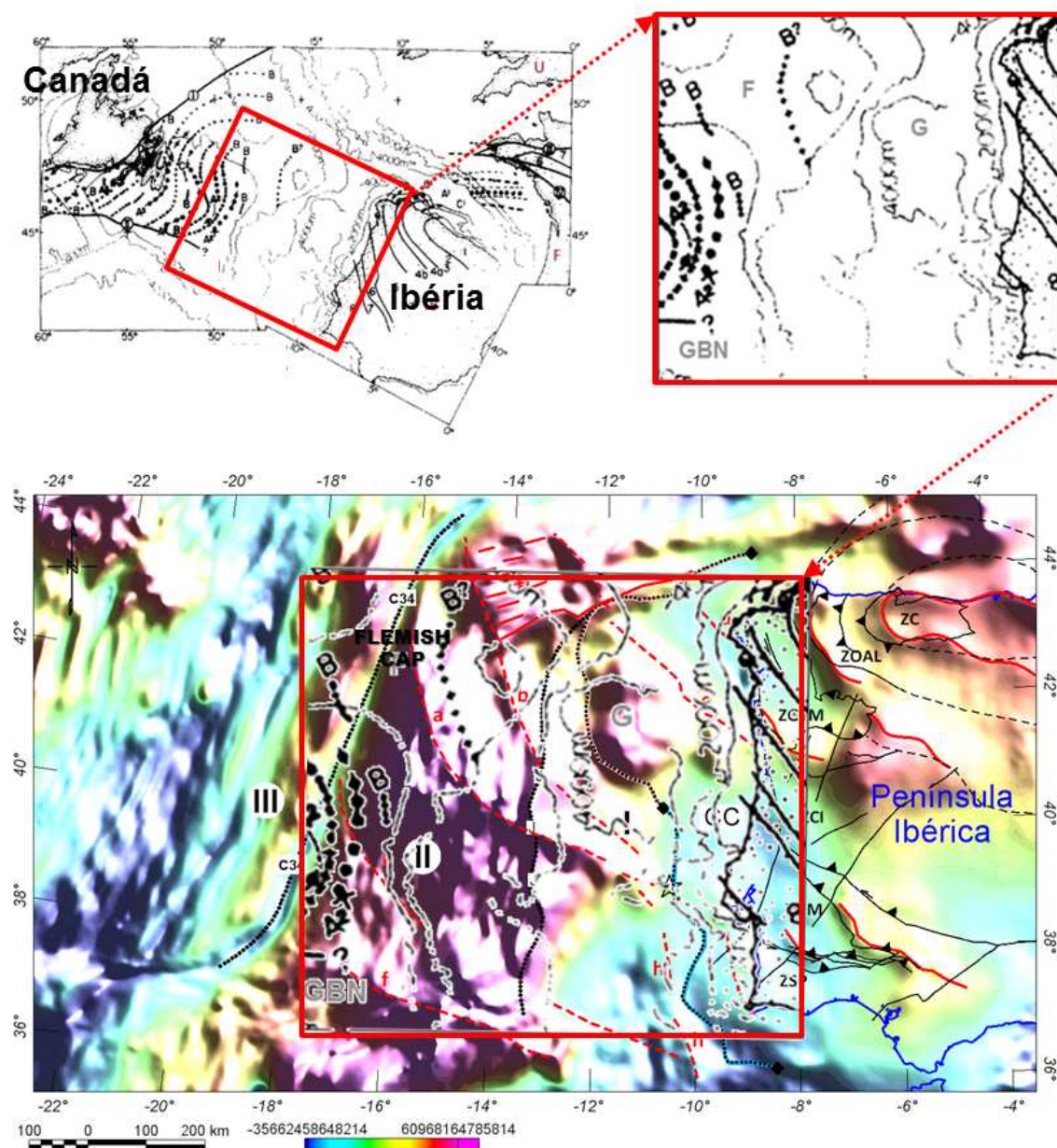


Figura 52 – Destaque da interpretação gravimétrica e magnetométrica de Lefort e Haworth (1979) sobre reconstrução paleogeográfica (Figura 35), onde B possui assinatura de alto gravimétrico e magnetométrico, e A, de baixo gravimétrico e magnetométrico. Notar a semelhança no posicionamento do lineamento ibérico “a” com a anomalia canadense do tipo B localizada na região da *Flemish Cap*, e na continuidade dada pelo lineamento “f” à interrupção da Anomalia Collector, indicada por um ponto de interrogação. Legendas na Figura 35.

Fonte: Mapa magnético da própria autora, e interpretação de LEFORT e HAWORTH, 1979.

6 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com os dados obtidos, foram identificados quatro domínios geofísicos regionais na crosta, sendo estes os domínios continental, transicional I, transicional II, e oceânico. As peculiaridades das assinaturas geofísicas regionais destes domínios nos permite fazer inferências sobre a natureza crustal de cada domínio. O limite crustal continental traçado é corroborado por poços dos programas ODP e DSDP, na Margem Profunda da Galícia, e ainda por seções geológicas interpretadas sobre dados sísmicos disponíveis em literatura. A região de interpretação mais incerta é o Domínio II, devido à escassez de outros tipos de dados geológicos e/ou geofísicos nesta região.

Diante dos resultados obtidos, deve-se ressaltar a importância da combinação do conhecimento geológico e geofísico. A interpretação conjunta, entre diversos métodos, a constante atualização das interpretações de acordo com a evolução dos métodos e da qualidade dos dados em si, auxilia na formulação de um modelo geológico cada vez mais acatelado.

6.1 Domínios crustais propostos

As interpretações gravimétricas e magnetométricas apresentadas neste trabalho possibilitaram a investigação de possíveis domínios crustais na área estudada. A observação dos comprimentos de onda regionais da Anomalia Bouguer, a mudança textural dos mapas gravimétricos filtrados, e o aumento nos valores de gradiente horizontal apontam a localização das principais regiões onde houve o afinamento crustal, onde é possível reconhecer áreas de crosta continental pouco ou não estirada, hiper-estirada e ausência de crosta continental.

O tratamento dos dados magnetométricos trouxe informações complementares para auxiliar no mapeamento dos domínios não-continentais em superfície, tanto através da interpretação de mudanças texturais em mapa, como de observações em perfis magnéticos. Nesta análise, foram reconhecidos ao menos três domínios magnéticos *offshore*. Estes domínios apresentam alguma correspondência com a Anomalia Bouguer, mas não são tão bem marcados como nos mapas magnetométricos. O dado gravimétrico aparentemente exhibe anomalias com fontes mais profundas, tema que não foi abordado neste trabalho.

O provável limite de crustal continental proposto se aproxima, em grande parte, do apresentados em trabalhos que consideram os resultados dos poços do ODP e DSDP, como por exemplo, Muntener e Manatschal, 2006; Sibuet et al., 2007, Whitmarsh e Wallace, 2001. Já a diferenciação dos domínios crustais *offshore* é mais bem representada pela explicação de Bronner et al. (2011).

O domínio crustal continental foi definido com mais clareza nos mapas gravimétricos, devido à sua natureza de menor densidade. Em grande escala, a resposta das ondulações da Moho são predominantes sobre a assinatura de feições geológicas mais próximas da superfície.

A assinatura gravimétrica da borda continental não caracteriza um segmento crustal continental hiper-estirado na porção sul da margem, e sim, um rifteamento com pouco estiramento, deduzido pelo alto gradiente gravimétrico, que deve refletir o alto gradiente da subida da Moho. Pode-se destacar a resposta gravimétrica da borda da crosta continental no Esporão de Estremadura, na latitude de Lisboa, que reflete uma provável interface verticalizada entre o manto superior e a crosta continental. Assim, com os indícios encontrados nos estudos gravimétricos, é plausível a interpretação de um padrão de rifteamento na porção sul diferente do padrão encontrado na porção norte (Margem Profunda da Galícia), com um afinamento crustal continental brusco.

Deve-se considerar que a mudança de padrão na resposta gravimétrica de sul para norte poderia estar associada a mudanças no embasamento (Figura 53). Uma possível causa seria o contato entre as zonas de Ossa Morena e Sul Portuguesa, correspondentes aos paleocontinentes Avalonia e Armorica, respectivamente.

No Domínio I magnetométrico, observa-se a assinatura predominante da zona de transição crosta-oceano, com anomalias fracamente lineares, de baixa amplitude, mas com tendência de alinhamento paralelo à região de espalhamento oceânica. Em grande escala, a assinatura magnetométrica deste domínio é muito similar à da crosta continental.

A assinatura magnetométrica regional do Domínio II se apresenta semelhante à assinatura de um domínio oceânico, pelo aumento da amplitude e da linearidade das anomalias magnéticas em relação ao Domínio I. A mudança brusca entre a assinatura magnetométrica dos domínios I e II, dada pelo aumento considerável da amplitude e da linearidade das anomalias magnetométricas do mapa RTP, é o indício de um incremento significativo no vulcanismo basáltico a oeste da Anomalia

J, como sugerido em Bronner et al. (2011). A possibilidade deste limite oeste do Domínio I corresponder à fronteira entre a zona de transição continente-oceano e a crosta oceânica, é indicada em diversos trabalhos na literatura. Entretanto, alguns dos lineamentos mapeados a *offshore*, que são atribuídos à estruturas do Arco Ibero-Armoricano, poderiam propor outra interpretação: a de que a oeste da Anomalia J se inicia um segundo tipo de zona de transição.

A presença de estruturas associadas ao Arco Ibero-Armoricano nesta região, e a linearidade moderada das anomalias, sugerem que o Domínio II pode ser formado por um material que não a crosta oceânica clássica, considerada como presente no Domínio III, e também por um material diferente do Domínio I, por sua assinatura geofísica regional. Uma sugestão seria a de um domínio com exumação do manto superior, mas intensamente intrudido por vulcânicas básicas, que se alojaram seguindo a linearidade do centro de espalhamento oceânico.

Para que existam assinaturas de suturas continentais na zona de transição, assume-se que a litosfera em questão herdou estas descontinuidades litológicas, e que esta herança persiste de alguma forma após a exumação do manto subcontinental. No caso dos mapas analisados, pode-se observar, principalmente no Domínio II, que esta herança parece reger a intensidade das anomalias, como que estabelecendo um mosaico de setores de diferentes padrões de vulcanismo.

Ao considerar que os domínios I e II compõem a zona de transição continente-oceano, assume-se que a litosfera exposta nesta região apresenta ao menos estas duas divisões regionais, onde a camada mais próxima à crosta continental (Domínio I) possui menos intrusões vulcânicas, enquanto que a camada mais próxima da crosta oceânica (Domínio II) já possui intrusões básicas de forma a quase possibilitar a formação de uma crosta oceânica, que é demonstrado pela linearidade moderada das anomalias magnéticas, e ao mesmo tempo, exhibe feições “continentais”, herdadas das colagens variscanas.

Já no Domínio III, a oeste da isócrona C34, observa-se que quase não há registro magnético de estruturas transversais às anomalias de espalhamento oceânico. As anomalias magnetométricas tem alta linearidade, são paralelas e extensas. Por este motivo, atribui-se a esta região a denominação de crosta oceânica “real”.

Uma grande dificuldade de se atribuir o limite crustal oceânico à divisão entre os domínios II e III é a coincidência deste limite com a C34, que representa o final do

período de quietude magnética do Cretáceo. Com esta constatação, abrem-se algumas questões.


- Se os eventos anteriores à C34 não estivessem dentro da super isócrona positiva do Cretáceo, haveria um registro de inversão tão bem marcado mais a leste desta anomalia?
- Deve-se atrelar a definição de crosta oceânica real ao aparecimento de uma anomalia magnética marinha bem definida?
- O Domínio II pode ser considerado um segundo tipo de zona de transição continente-oceano, mesmo que este termo esteja associado à expressão *magma-poor*? O provável incremento vulcânico no Domínio II o torna mais próximo a uma região de proto-crosta oceânica? O que define uma crosta oceânica?

Neste trabalho, a interpretação adotada é de que o limite crustal oceânico, para a crosta oceânica clássica, está no limite oeste do Domínio II. Apesar da discussão sobre onde está o a “real” crosta oceânica, é importante registrar que, por sua assinatura geofísica, a superfície na margem ibérica ocidental está segmentada em ao menos quatro domínios: continental, transicional I e II, e oceânica “real”.

A comparação regional das assinaturas gravimétricas e magnetométricas dos domínios crustais, está sumarizado na Tabela 3.

Tabela 3 – Resumo das assinaturas, gravimétrica e magnetométrica, de forma comparativa entre os domínios crustais interpretados.

Assinatura gravimétrica e magnetométrica	Domínios regionais			
	Não-continental III	Não-continental II	Não-continental I	Continental
Vaiores de Anomalia Bouguer	altos	muito altos	altos	baixo a intermediário
Amplitude das anomalias magnéticas	alta	alta	baixa	baixa
Linearidade das anomalias magnéticas	alta	intermediária	fraca	---
Feições inerentes ao embasamento	não encontradas	observadas	fracamente observadas	observadas
Domínio da margem	oceânico	transicional	transicional	continental



6.2 Unidades do embasamento variscano na margem ocidental ibérica

Observa-se que, nos mapas gravimétricos e magnetométricos, a porção *offshore* da crosta continental apresenta lineamentos e diferentes texturas de anomalias, variações observadas também na zona de transição continente-oceano. A interpretação geológica apresentada para a configuração estrutural do embasamento continental *offshore* é similar à proposta por Simancas et al. (2002), mas propõe um deslocamento menor das unidades da Ibéria SW para norte.

Na crosta continental *offshore*, sugere-se que os lineamentos observados na região norte sejam os possíveis prolongamentos de suturas paleozóicas mapeadas em terra, pelo encontro destes com as interpretações de contatos entre unidades tectônicas formadoras do Maciço Ibérico. O lineamento mais bem marcado a *offshore* está na região NW da Ibéria, na Galícia *offshore*, e cruza esta região com uma direção NW-SE, a partir do final da bacia Lusitânica, próximo à cidade do Porto. Os mapas gravimétricos¹⁴ caracterizam o lineamento; e este também limita uma região de mudança brusca na resposta magnetométrica, de valores mais baixos a NE para valores mais altos a SW (c, Figura 50). As anomalias magnéticas desta região no mapa de integral vertical também são observadas no contato mapeado *onshore* destas unidades, na porção SW da margem, sugerindo assim a possibilidade de tratar-se do mesmo tipo de contato. Ainda, outros dois fatores corroboram esta proposição. O lineamento referenciado parece continuar nos dados gravimétricos *onshore*, seguindo anomalias de gradiente gravimétrico, que acompanham um *trend* subparalelo ao limite mapeado ZCI-ZOM (Figura 52). Neste caso, o deslocamento pode ser atribuído a possíveis fontes em subsuperfície, associadas a rochas de alto grau metamórfico ou ofiolíticas da zona de sutura, com mergulho para NE. Deve-se enfatizar ainda, a justaposição da interpretação em mar com o mapa geológico em terra, que une este lineamento gravimétrico ao norte da borda em terra da Bacia Lusitânica. Em região próxima a essa justaposição há porções do embasamento interpretadas como pertencentes à ZOM – mapa tectono-estratigráfico em LABORATÓRIO NACIONAL DE ENERGIA E GEOLOGIA (2010).

¹⁴ Limite mapeado principalmente no mapa de gradiente horizontal total da Anomalia Bouguer.

6.3 Heterogeneidades da crosta offshore - herança do embasamento variscano?

A oeste do limite crustal continental, a resposta geofísica regional da crosta e da zona de transição é muito heterogênea. Nos mapas magnetométricos, considerados para caracterização das feições rasas desta região, a resposta é fragmentada em diferentes texturas que, quando agrupadas por algumas características em comum, permitem a demarcação de ao menos três domínios magnéticos *offshore* e não continentais.

Pela análise realizada, percebe-se que as heterogeneidades nas anomalias magnéticas da região de transição continente-oceano podem sugerir a existência de heterogeneidades na litosfera onde estão alocadas. Esta proposição é possível se for assumido que: a) o manto superior está presente na margem ocidental Ibérica até as imediações da isócrona C34; e b) o manto superior nesta região ainda exhibe estruturas herdadas do embasamento, tanto na composição dos terrenos, como feições originadas nas zonas de sutura de terrenos, como complexos ofiolíticos.

É difícil montar um modelo geológico que explique, apenas pelo processo de quebra continental em si, padrões de rifteamento continentais tão diferentes a norte e a sul, com hiper-distensão na parte norte, e um limite crustal continental praticamente interrompido na zona de *necking* no restante da Ibéria Ocidental. Com a sugestão de zonas crustais heterogêneas dada pelas interpretações gravimétrica e magnetométrica, tanto na crosta continental *offshore* como na transição continente-oceano até a isócrona C34, pode-se dizer que a diferenciação no padrão de rifteamento continental é um reflexo às diferenças reológicas da crosta; e que estas diferenças podem provir da herança das unidades tectono-estratigráficas do Arco Ibero-Armoricano. No limite crustal continental, esta mudança no rifteamento pode indicar a posição do limite entre ZOM e ZSP, ou seja, o limite entre os paleocontinentes Armorica e Avalonia. Através da assinatura geofísica, é possível distinguir estes dois terrenos no domínio continental apenas pelos altos valores de gradiente horizontal total da Anomalia Bouguer a sul, ao longo da margem onde está o terreno Avalonia (Figura 53).

Os grandes lineamentos côncavos para leste podem indicar a continuidade de estruturas continentais na zona de transição continente-oceano. Nestes lineamentos, observa-se uma tendência sinuosa das anomalias magnéticas na Ibéria SW

offshore, junto ao traçado proposto para a Zona de Falha de Porto-Tomar em sua porção sul, como que representando estruturas de arrasto causadas pela movimentação dextral. Estendendo o cenário geológico até a América do Norte, já abrangendo o cinturão apalachiano (Martínez-Catalán, 2002), esta tendência sinuosa se alinha com anomalias de tendência similar na margem passiva canadense, mapeadas por Lefort e Haworth (1979) (Figura 25), que também é similar à forma assumida para os cavalgamentos da frente caledoniana a oeste, posicionada entre o Caledonides britânico e os Apalaches, como pode ser visto em interpretações em Martínez-Catalán et al. (2002) e McBride e Knapp (2002). Deste modo, observando os lineamentos nas margens ibérica e canadense, pode-se sugerir que este padrão sinuoso regional é resultado da atuação de zonas de cisalhamento dextrais regionais. Observando as geometrias apresentadas, é possível cogitar a ação da Falha de Porto Tomar em sua interpretação estendida ao longo da margem ibérica (Figura 53); ou mesmo a influencia de uma zona de falha ainda mais extensa (Figura 20), que poderia estar na região da Anomalia Collector, pela observação dos lineamentos gravimétricos e magnetométricos mapeados na margem canadense (feição II, Figura 25).

Dos lineamentos magnéticos côncavos observados, o que mais se destaca é o lineamento “a”. Este pode demarcar uma importante mudança litosférica sub-continental, já que sua curvatura se justapõe ao limite do domínio oceânico e sua resposta magnética é a que mais se destaca. Esta pode ser uma região de mais intenso vulcanismo dentro do Domínio II, e pode corresponder a uma herança da Frente Orogênica Variscana (Figura 53), ainda não mapeada na margem ibérica ocidental.

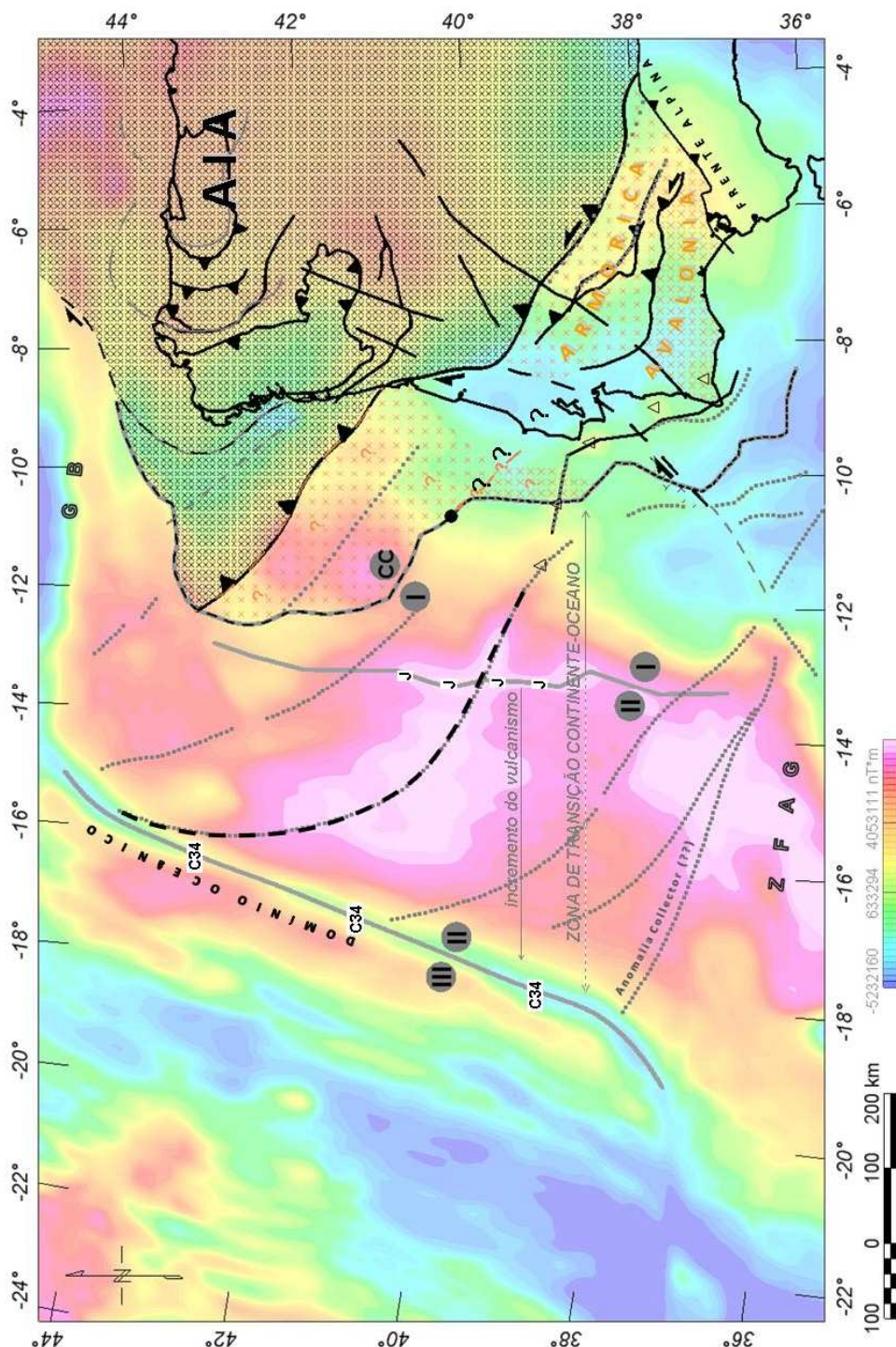


Figura 53 – Interpretação: estruturas regionais de superfície na crosta continental e zona de transição na margem ibérica ocidental, com base nos dados magnetométricos e gravimétricos. Linhas pontilhadas espessas: lineamentos magnéticos, alguns com resposta também gravimétrica; linhas pontilhadas finas: lineamentos gravimétricos. Linhas tracejadas em cinza: feições gravimétricas. Linha tracejada espessa: sutura variscana de maior amplitude magnética. AIA: Arco Ibero-Armoricano. I, II e III: domínios magnetométricos. GB: Golfo de Biscaia. ZFAG: Zona de falha Açores-Gibraltar. Mapa: integral vertical do campo total magnético.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, E.M.C.P. **Caracterização electromagnética da Zona Ossa Morena**. 2010. 183 f. Tese (Doutorado) - Universidade de Lisboa, Lisboa, 2010.

ARENAS, R.; MARTÍNEZ-CATALÁN; J.R.; DIAZ GARCIA, F. Macizo Ibérico: Zona de Galicia-Trás-Os-Montes: Introducción. In: VERA, J.A. (Ed.). **Geología de España**. Madrid: Sociedad Geológica de España; Instituto Geológico y Minero de España, 2004. Cap. 2, p.133-135.

BARANOV, V; NAUDY, H. Numerical Calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. **Geophysics**, Montrouge, v. 29, n. 1, p. 67-79, 1964.

BESLIER, M. O.; CORNEN, G.; GIRARDEAU, J. Tectono-Metamorphic evolution of peridotites from the ocean/continent transition of the Iberia Abyssal Plain. In: WHITMARSH, R.B. et al. (Ed.). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, Texas: College Station, 1996. v. 149, p. 397-412. Ocean Drilling Program.

BLAKELY, R. J. **Potential Theory in Gravity and Magnetism Applications**. Cambridge: University Press, 1996, 441p.

BLAKELY, R. J.; SIMPSON, R. W. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. **Geophysics**, [S.l.], v. 51, n. 7, p. 1494-1498, 1986.

BLUM, M. L. B. **Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral**. 1999. 229 F. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

BOILLOT, G. et al. Ocean-continent boundary of the Iberian margin: A serpentinite diapir west of the Galicia Bank. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 48, p. 23-34, 1980.

BOILLOT, G. et al. **Ocean Drilling Program, Leg 103 Scientific Prospectus: Galicia Bank**. Texas: College Station, 1985. Relatório Interno.

BRONNER, A. et al. Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. **Nature Geoscience**, [S.l.], v.4, p. 549-553, 2011.

BRUN, J.P.; BESLIER, M.O. Mantle exhumation at passive margins. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 142, p.161-173, 1996.

CHAMINE, H.I. et al. Tectonoestratigrafia da faixa de cisalhamento de Poto-Albergaria-a-Velha-Coimbra-Tomar, entre as Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena (Maciço Ibérico, W de Portugal). **Cadernos Laboratório Xeológico de Laxe**, Coruña, n. 28, p. 37-78, 2003.

COOPER, C.; KUSNIR, N. J. Density-depth relationship of serpentinitised mantle on the Iberian, *Newfoundland* & Nova Scotia Margins from comparison of seismic & gravity inversion moho depths. In: EGU GENERAL ASSEMBLY, 2011, Vienna. **Anais...** Vienna: EGU, 2011. v. 13.

EVJEN, H. M. The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. **Geophysics**, [S.l.], v. 1, n. 1, p. 127-136, 1936.

GALDEANO, A. et al. Aeromagnetic data: A tool for studying the Variscan arc of Western Europe and its correlations with transatlantic structures. **Tectonophysics**, Amsterdam, v.177, n. 1-3, p. 293-305, 1990.

GASPAR, D.; ALMEIDA, J.; BUENO, G. Laurasia Transtensional Breakup: The Lusitanic Basin Example. In: GONDWANA SYMPOSIUM, 14., 2011, Búzios. **Abstract...** Búzios, 2011.

GÓMEZ-ORTIZ, D. et al. Crustal structure from gravity signatures in the Iberian Peninsula. **Geological Society of America Bulletin**, [S.l.], v. 123, p. 1247-1257, 2011.

HANSEN, R.O.; PAWLOWSKY, R. S. Reduction to the pole at low latitudes by Wiener filtering. **Geophysics**, [S.I.], v.54, n.12, p. 1607-1613, 1989.

HEVIA, I. M. **Geología de España: Una Historia de Seicientos Millones de Años**. Madrid: Editorial Rueda, 2004. 277p.

HÖLKER, A. et al. Tectonic nature and seismic response of top-basement detachment faults in magma-poor rifted margins. **Tectonics**, [S.I.], v. 22, n. 4, 1035, 15 pp, 2003.

JIMENEZ-MUNT, I. et al. The transition from linear to diffuse plate boundary in the Azores-Gibraltar region: results from a thin-sheet model. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 192, p. 175-189, 2001.

KULLBERG, J. C., 2000. **Evolução tectónica mesozóica da Bacia Lusitaniana**. 2000. 361 f. Tese (Doutorado), Universidade de Nova Lisboa, Lisboa, 2000.

KULLBERG, J. C. et al. A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In DIAS, R. et al. (Ed.) **Geologia de Portugal no contexto da Ibéria**, Évora: Universidade de Évora, 2006. p. 317-368.

LCT Gravity and magnetics, version 2006 for Linux: modeling software. Houston: Fugro Robertson Inc, 2006.

LEFORT, J.; HAWORTH, R. T. The Age and origin of the deepest correlative structures recognized off Canada and Europe. **Tectonophysics**, Amsterdam, n. 59, p.139-150, 1979.

LISTER, G. S. et al. Detachment models for the formation of passive continental margins. **Tectonics**, [S.I.], v. 10, p. 1038–1064, 1991.

LABORATÓRIO NACIONAL DE ENERGIA E GEOLOGIA (Portugal). **Carta Geológica de Portugal à escala 1:1000000**. Lisboa: Laboratório Nacional de Energia e Geologia – Laboratório de Geologia e Minas, 2010.

LOWRIE, W. **Fundamentals of Geophysics**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press. 2007. Cap. 2.6, p. 84-91.

MALOD, J. A; MAUFFRET, A. Iberian plate motions during the Mesozoic. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 184, p. 261-278, 1990.

MANATSCHAL, G.; SUTRA, E.; PÉRON-PINVIDIC, G. The lesson from the Iberia-Newfoundland rifted margins: how applicable is it to other rifted margins? In: CENTRAL & NORTH ATLANTIC CONJUGATE MARGINS CONFERENCE, 2., 2011, Lisboa. **Expanded Abstract...**, Lisboa, 2011. v.2, p.27-37.

MANATSCHAL, G.; BERNOULLI, D. Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present day Galicia and ancient Adria. **Tectonics**, [S.l.], v. 18, p. 1099–1119, 1999.

MANATSCHAL, G.; MUNTENER, O. A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 473, p. 4–19, 2009.

MANATSCHAL, G. 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 (Geol Rundsch)**, [S.l.], v. 93, p. 432–466, 2004.

MARCOS, A.; MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R.; GUTIERRES-MARCO, J.C.; PÉREZ-ESTAÚN, A. Macizo Ibérico - Zona Asturoccidental Leonesa – Introducción. In: Vera, J.A. (Ed.). **Geología de España**. Madrid: Sociedad Geológica de España; Instituto Geológico y Minero de España, 2004. p.49.

MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe. **Tectonophysics**, Amsterdam, n.179, p.253-272, 1990.

MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R. The Central Iberian arc, an orocline centered in the Iberian Massif and some implications for the Variscan belt. **Int J Earth Sci**, [S.I.], 2011a.

MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? **Terra Nova**, [S.I.], n. 23, p. 241–247, 2011b.

MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. Thrust and detachment systems in the Ordenes Complex (northwestern Spain): Implications for the Variscan-Appalachian geodynamics. In: MARTÍNEZ-CATALÁN et al. (Ed.) **Variscan-Appalachian dynamics: the building of the late Paleozoic basement**. Boulder, Colorado: Geological Society Of America, 2002. v.364, p.163-182.

MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. et al. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: implications for the Variscan belt. **The Geological Society of America Memoir**, Boulder, Colorado, n. 200, p.403-423, 2007.

MARTÍNEZ-GARCÍA, E. Correlation of hercynian units of the Iberian massif and southeastern France. **Geogaceta**, [S.I.], n.20, p.468-471, 1996.

MATTE, P. The Variscan collage and Orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. **Terra Nova**, [S.I.], v. 13-2, p122-128, 2001.

MATTE, J.; BURG, J.P. Sutures, thrusts and nappes in the Variscan Arc of western Europe: tectonic implications. **Geological Society of London, Special Publications**, [S.I.], v. 9, p.353-358, 1981.

MAUS, S. et al. EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements.

Geochemistry Geophysics Geosystems, [S.I.], v. 10, Q08005, 2009.

MCBRIDE, J. H.; KNAPP, J. H. Review of seismic reflector signatures of crustal deformation in the Appalachian-Caledonide orogen with reference to the Spanish Variscides and the Uralides. In: MARTÍNEZ-CATALÁN et al. (Ed.) **Variscan-Appalachian dynamics: the building of the late Paleozoic basement**. Boulder, Colorado: Geological Society Of America, 2002. v.364, p.281-300.

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

MILES, P.R.; VERHOEF, J.; MACNAB, R. Compilation of magnetic anomaly chart west of Iberia. In WHITMARSH, R.B. et al. (Eds.), **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, Texas: College Station, 1996. v.149, p.659–663.

MILLER, H.G.; SINGH, V. Potential field tilt – a new concept for location of potential sources. **Journal of Applied Geophysics**, [S.I.], n. 32, p213-217, 1994.

MINSHULL, T. A. Geophysical characterization of the ocean-continent transition at magma poor rifted margins. **Comptes Rendus Geoscience**, Southampton, n. 341, p.382-393, 2009.

MUNTENER, O.; MANATSCHAL, G. High degrees of melt extraction recorded by spinel harzburgite of the *Newfoundland* margin: The role of inheritance and consequences for the evolution of the southern North Atlantic. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, n. 252, p. 437-452, 2006.

NABIGHIAN, M. N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**, [S.I.], v.37, n.3, p.507-517, 1972.

NABIGHIAN, M. N. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. **Geophysics**, [S.I.], v.39, n.1, p.85-92, 1974.

NETTLETON L.L. Regionals, residuals and structures. **Geophysics**, [S.I.], v. 19, n. 1, p.1-22, 1954.

NETTLETON L. L. Gravity and magnetics for geologists and seismologists. **AAPG Bulletin**, [S.I.], v.46, n.10, p.1815-1838, 1962.

NETTLETON, L. L. Elementary gravity and magnetics for geologists and seismologists. Tulsa: Society of. Exploration Geophysicists, 1971. 121p. (Geophysical Monograph Series, n. 1).

OLIVEIRA, L. C.; DUARTE, L. V., Perilli, N., RODRIGUES, R. e LEMOS, V. B. Estratigrafia química (COT, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) e nanofósseis calcários na passagem Pliensbaquiano-Toarciano no perfil de Peniche (Portugal). Resultados preliminares. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v.32, n.2, p. 3-16, 2005.

OLHOEFT, G.R.; JOHNSON, G.R. Densities of Rocks and Minerals. In: CARMICHAEL, R.S. (Ed.) **CRC Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals**. Boca Raton: CRC Press, 1989. p.139–176.

PENA DOS REIS, R.; PIMENTEL, N.; GARCIA, A. A evolução da Bacia Lusitânica (Portugal) e dos sistemas petrolíferos associados. **Revista Electrónica de Ciências da Terra**, [S.I.], v. 19, n. 4, 2010.

PAVLIS, N.K. et al. An Earth gravitational model to degree 2,160: EGM2008. EGU General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna. 2008.

PÉRON-PINVIDIC, G. et al. Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-*Newfoundland* margins: evidence for a complex breakup history. **Tectonics**, [S.I.], v. 26, TC2011, 19 pp., 2007.

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, [S.I.], v. 98, n. 7, p.1581-159, 2008.

PINHEIRO, L.M. et al. The Western Iberia Margin: a geophysical and geological overview. In: WHITMARSH, R.B. et al. (Ed.). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, Texas: College Station, 1996. v. 149, p. 3-23.

PRIETO, C.; GROW, T.; CURTIS, C. Gulf of Mexico – Understanding the magnetic response due to the salt intrusion. **IGC Footnote Series**, [S. I.], v.1, n.1, p.1-4, 1993.

PRIETO, C. Gravity / Magnetic signatures of various geologic models – an exercise in pattern recognition. **IGC Footnote Series**, [S. I.], v.1, n.1, 1996.

RAJARAM, M. What's new in interpretation of magnetic data? **Geohorizons**, [S.I.], v.50, p.50-51, 2009.

RIDING, R. Model of the Hercynian Foldbelt. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, n.24, p.125-135, 1974.

RIES, A.C. The Opening of the Bay of Biscay. **Earth Science Reviews**, Amsterdam, v.14, p.35-63, 1978.

ROEST, W. R. et al. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. **Geophysics**, [S.I.], v.57, n.1, p.116-125, 1992.

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**, [S.I.], v.114, B01411, 2009.

SALEM, A., WILLIAMS, S.; FAIRHEAD, J.D.; RAVAT, D.; SMITH, R. Tilt-depth method: a simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. **The Leading Edge**, [S.I.], p.1502-1505, 2007.

SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY. Introduction, objectives, and principal results: Ocean Drilling Program Leg 103, west Galicia Margin. In: BOILLOT, G. et al., **Proceedings ODP Initial Reports**, Texas: College Station, 1987. v.103, p.3-23.

SIBUET, J. C.; SRIVASTAVA, S.; MANATSCHAL, G. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. **Journal of Geophysical Research**, [S.I.], v.112, B06105, p.23, 2007.

SIMANCAS, F. et al. Opposite subduction polarities connected by transform faults in the Iberian Massif and western European Variscides. **Geological Society of America Special Papers**, Boulder, 364, p.253-262, 2002.

SILVA, E. A. et al. Correlation between the Palaeozoic structures from West Iberian and Grand Banks margins using inversion of magnetic anomalies. **Tectonophysics**, Amsterdam, 321, p.57–71, 2000.

SILVA, J. B. C. 2-D magnetic interpretation using the vertical integral. **Geophysics**, [S.I.], v.61, n.2, p. 387-393, 1996.

SKEELS, D.C. What is residual gravity? **Geophysics**, [S.I.] v.32, p.872–876, 1967.

SMITH, W. H. F.; D. T. SANDWELL. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, **Science**, [S.I.], v.277, p.1957-1962, 1997.

TALWANI M.; WORZEL J. L.; LANDISMAN M. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. **Journal of Geophysical Research**, [S.I.], v.64, n.1, p.49-59, 1959.

TAVARES, J.I. **A geologia da região de Regoufe**. 2006. 124 f. Dissertação (Mestrado). Universidade de Aveiro, 2000.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. **Applied geophysics**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press. 1990. 770p.

TUCHOLKE, B.E.; LUDWIG, W. J., Structure and Origin of the J Anomaly Ridge, Western North Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, [S.I.], v.87, n.B11, p. 389-9407, 1982.

VAJK, R. Regional correction of gravity data. *Geofisica Pura e Applicata*, v.19, n.3-4, p.129-143, 1951.

VERA, J. A. (Ed). *Geología de España*. Madrid:SGE-IGME, 2004. 890p.

VERDUZCO, B. et al. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. **The Leading Edge**, [S.I.], v.23, n.2, p.116-119, 2004.

WAGNER, Robert H. The Iberian Massif: a Carboniferous assembly. **Journal of Iberian Geology**, [S.I.], v.30, p.93-108, 2004.

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

WHITMARSH, R. B. et al. Thin Crust at the Western Iberia Ocean-Continent Transition and ophiolites. **Tectonics**, [S.I.], v. 12, n. 5, p. 1230-1239, 1993.

WHITMARSH, R. B. et al. Geological and geophysical implications of deep-tow magnetometer observations near sites 897, 898, 899, 900, and 901 on the West Iberia Continental Margin. In: WHITMARSH, R.B. et al. (Ed.). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, Texas: College Station, 1996. v. 149, p. 665-674.

WHITMARSH, R. B. et al. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. **Nature**, [S.I.], v. 413, p. 150-154, 2001.

WHITMARSH, R.B. et al. The role of syn-rift magmatism in the rift-to-drift evolution of the West Iberia continental margin: geophysical observations. In: Wilson, R.C.L.; Taylor, B.; Froitzheim, N. **Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A**

Comparison of Evidence from Land and Sea. Oxford: Geological Society of London Special Publications, 2001b. v.187, p.107-124.

WHITMARSH, R. B.; WALLACE, P. J. The rift-to-drift development of the West Iberia nonvolcanic continental margin: a summary and review of the contribution of ocean Drilling Program Leg 173. In: BESLIER, M. O. et al. (Ed.). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, Texas: College Station, 2001. v. 173, p. 1-36.

WILSON, R.C.L.; MANATSCHAL, G.; WISE, S. Rifting along non-volcanic passive margins: stratigraphic and seismic evidence from the Mesozoic successions of the Alps and western Iberia. In: Wilson, R.C.L.; Taylor, B.; Froitzheim, N. **Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea.** Oxford: Geological Society of London Special Publications, 2001. v.187, p.429-452.

ZHAO, X. Magnetic signatures of peridotite rocks from sites 897 and 899 and their implications. In: WHITMARSH, R.B. et al. (Ed.). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, Texas: College Station, 1996. v. 149, p. 431-446.