

tipo MPM, se manifestaria pela exumação de manto e pela presença de um *underplate* de manto litosférico sub-cratónico nas posições distais da bacia.

O estilo estrutural de Pelotas responde a modelos de crosta e manto desacoplados (modelos M9, e M12 a 15; Quadro 2). Nestes modelos a crosta superior desacopla do manto ao nível da crosta média (modelos M14 e M15), ou ao nível da crosta inferior (modelos M9, M12 e M13). Os valores menores obtidos por Chulick *et al.* (2013) na velocidade média da onda S em Pelotas, poderiam ser indicativas de uma crosta média ou inferior mais fraca quando comparada ao valor médio da onda S em Almada (Quadro 1). Nestes modelos a incorporação do efeito do cráton se manifestaria numa largura um pouco maior da bacia e pela presença de um *underplate* de manto litosférico sub-cratónico em posições distais na bacia.

5.5.3 O efeito térmico na arquitetura dos riftes e das margens de riftes continentais de tipo MRM

Embora modelos como os M9, e M12 a M15 (Quadro 2) consigam reproduzir os principais estilos tectónicos da Bacia de Pelotas, eles não conseguem explicar nem o tempo de duração do período sin-rifte, nem os aumentos de temperaturas necessários para gerar os importantes volumes de magma da fase sin-rifte.

Na Bacia de Pelotas idades geocronológicas K/Ar e Ar/Ar em rochas vulcânicas do início do rifte e do pós-rifte apresentam um lapso de duração na ordem dos 11 Ma. Se considerarmos o lapso completo do vulcanismo na área (desde o pré-rifte até o pós-rifte), a duração do magmatismo seria inferior a 25 Ma (Capítulo3). Este lapso de tempo é consideravelmente menor que o tempo observado nos modelos M9, e M12 a M15 onde o estágio de *break-up* acontece, dependendo do modelo, após 36 a 50 Ma de distensão (Huismans e Beaumont, 2005, 2007, 2014). Estes modelos numéricos (M9, e M12 a M15) têm sido parametrizados com temperaturas de mantos normais (de 1300 °C).

A temperatura potencial do manto é a principal propriedade física utilizada para explicar a geração dos enormes volumes de magma das margens de tipo MRM. Os modelos numéricos indicam que grandes volumes de magma são produzidos com incrementos de temperatura na ordem de 100 a 200 °C a partir de

mantos normais. Na Figura 24, por exemplo, observa-se a diferença de tempo que requer a formação de 250 Km³ de magma. Com temperaturas de manto normal a formação deste volume de magma requeria ca. 17 Ma enquanto que com temperaturas de um manto aquecido (a 1480 °C), a formação desse volume de magma requeria 10 Ma (Bowling e Harry, 2001; Harry e Sawyer, 1992).

Os mecanismos de geração de magmas, nas margens distensivas, estão ainda sujeitos a constantes debates na literatura geológica. No entanto, há um consenso entre os autores a respeito de duas possíveis fontes de geração de magmas: 1) fusão parcial por decompressão adiabática no estiramento litosférico, e 2) aumento de temperatura como produto da chegada de anomalias térmicas profunda ou de plumas (White e McKenzie, 1989).

O modelo de plumas tem sido o mais frequentemente invocado para a geração de margens de tipo MRM, mas o mesmo requer ser validado por outras observações independentes, como por exemplo: 1) presença de traços de *hot spots*, e 2) proximidade a uma grande província magmática de derrames de basaltos continentais (LIPs). Estes dois elementos são indicativos de uma evolução geográfico-temporal do magmatismo (Morgan, 1971; White and McKenzie, 1995; Coffin e Eldholm, 1992; Courtillot et al, 1999).

Na ausência de estes indicativos da presença de plumas, têm sido propostos outros mecanismos como, por exemplo, modelos de convecções de pequena escala (Mutter *et al.*, 1988). Autores como Simon *et al* (2009), tem parametrizado experimentos numéricos para cenários de decompressão adiabática com convecções de pequena escala, incrementos moderados de temperatura potencial do manto (em 50 °C), e mudanças na velocidade da distensão (Quadro 3). Nestes modelos os volumes de material fundido gerados têm sido convertidos em espessura da crosta ígnea e comparados com estimativas de espessura ígnea crustal obtida de dados sísmicos em margens de tipo MRM (Figura 25). Embora alguns destes modelos consigam gerar volume suficiente de material fundido, eles não sincronizam o volume magmático com o tempo do rifte. Seja por que produzem grandes volumes de magma em tempos muito longos, ou períodos muito curtos de intenso magmatismo que não acumulam suficiente volume de rocha ígnea (Simon *et al*, 2009).

No Quadro 3, pode se observar um resumo dos resultados destes modelos de convecções de pequena escala de Simon *et al.* (2009). Os experimentos R1 a R5

consideram somente a subida passiva do manto com variações na velocidade da extensão desde muito lentas até muito rápidas. Dos modelos R1 a R5, pode observar-se que a espessura de crosta ígnea gerada é pequena (4 a 7.6 Km) quando comparada com as das margens de tipo MRM (com espessuras na ordem dos 20 Km). Também os períodos de tempos utilizados no rifteamento para gerar estes volumes de magma são muito longos (especialmente a baixas velocidades). Os experimentos C1 a C5 incorporam a convecção de pequena escala e mantos com temperaturas normais. Estes modelos conseguem reproduzir espessuras ígneas crustais como as das margens com vulcanismo moderado (por exemplo, a margem More no Atlântico Norte), mas não conseguem explicar margens vulcânicas com espessuras superiores aos 20 Km (como por exemplo, a margem leste Americana, o leste da Groenlândia e margem Voring). Os experimentos P1 a P5, incrementam a temperatura potencial da astenosfera em 50 °C sem convecções e velocidade de distensão variáveis. Estes experimentos resultam em volumes inferiores e períodos de tempos bastante longos para velocidade normais de distensão. Estes experimentos demonstram a importância do efeito da convecção, já que para velocidades de espalhamento normal, embora os volumes ígneos sejam da ordem dos 12 Km, os períodos de tempos de geração desses volumes são ainda lentos (45 Ma). E finalmente o modelo CP1 incorpora ambos os efeitos de convecção de pequena escala e subida moderada da temperatura do manto. O modelo CP1 consegue prever os volumes iniciais de crosta ígnea com valores de 17 a 21 km, mas a produção de crosta ígnea decai posteriormente. Aparentemente, o próprio mecanismo de convecção acaba gerando instabilidade crustal depois da produção inicial de crosta ígnea.

Simon *et al.* (2009) testam o modelo CP1 com a margem da Namíbia (margem conjugada de Pelotas). Na Namíbia se observa na sísmica de reflexão e de refração uma crosta ígnea anormalmente espessa de 25 km, e a bacia apresenta larguras da ordem de 150 a 200 Km (Gladchenko *et al.*, 1997, 1998; Bauer *et al.*, 2000).

Pelotas e Namíbia apresentam uma largura bastante semelhante e também tem simetria na produção de SDR. Em ambas as margens se observa um decréscimo na magnitude do vulcanismo de norte para o sul (Capítulo 3). Na Figura 25 pode observar a comparação dos perfis ígneos crustais da Namíbia (com vulcanismo máximo e mínimo), os perfis sintéticos do modelo CP1 gerado para

ambas as margens (CP1 a e b), e um perfil construído neste estudo para o norte da Bacia de Pelotas. O perfil de Pelotas tem sido gerado a partir da interpretação da linha sísmica A (Capítulo 3) e do modelo gravimétrico direto (Figura 26). Em Pelotas tem se assumido que a camada dos SDR é majoritariamente vulcânica, e a camada correspondente à crosta inferior teria uma composição de 50 % rochas ígneas e 50 % de embasamento cristalino (ou seja, um embasamento cristalino afinado e altamente intrudido). Na Figura 25 pode ser observar uma correspondência no volume de crosta ígnea entre Namíbia (caso máximo) e Pelotas. Este resultado pode ser também constatado em forma qualitativa nos perfis conjugados Pelotas-Namíbia do Capítulo 3. Já os resultados obtidos do modelo CP1 (convecção de pequena escala e manto moderadamente aquecido) só conseguem reproduzir o volume magmático inicial, mas não podem manter a taxa de acreção magmática observada nas bacias de Namíbia e Pelotas ao longo do tempo do rifteamento.

Como resumo dos experimentos que consideram convecção de pequena escala (com velocidades normais de espalhamento, e temperaturas de mantos levemente aquecidos) podemos concluir que são capazes de simular somente comportamento de margens de tipo MRM com vulcanismo moderado, e que a simetria termal da subida de manto sub-litosférico é o controle dominante da distribuição da crosta ígnea (Simon *et al*, 2009).

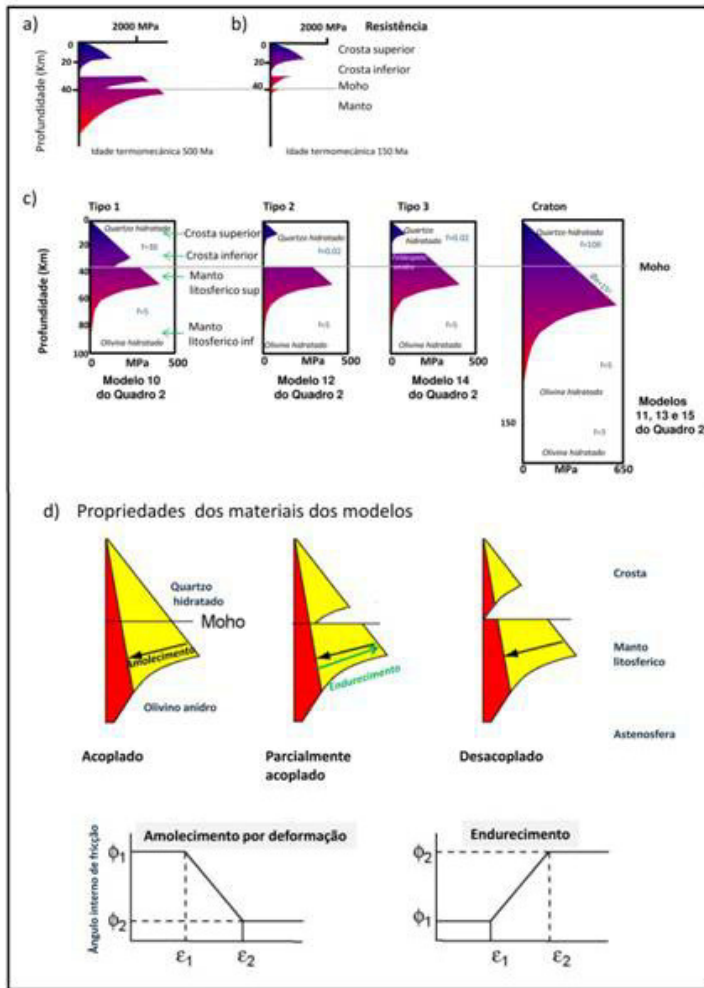


Figura 22. Modelos mais frequentes de perfis de resistência litosférica continental em distensão (modificado de Burov, 2009; e Huisman e Beaumont, 2005, 2007, 2014)

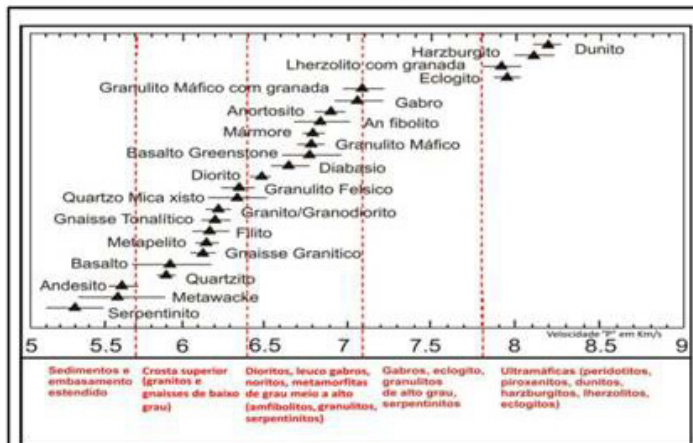
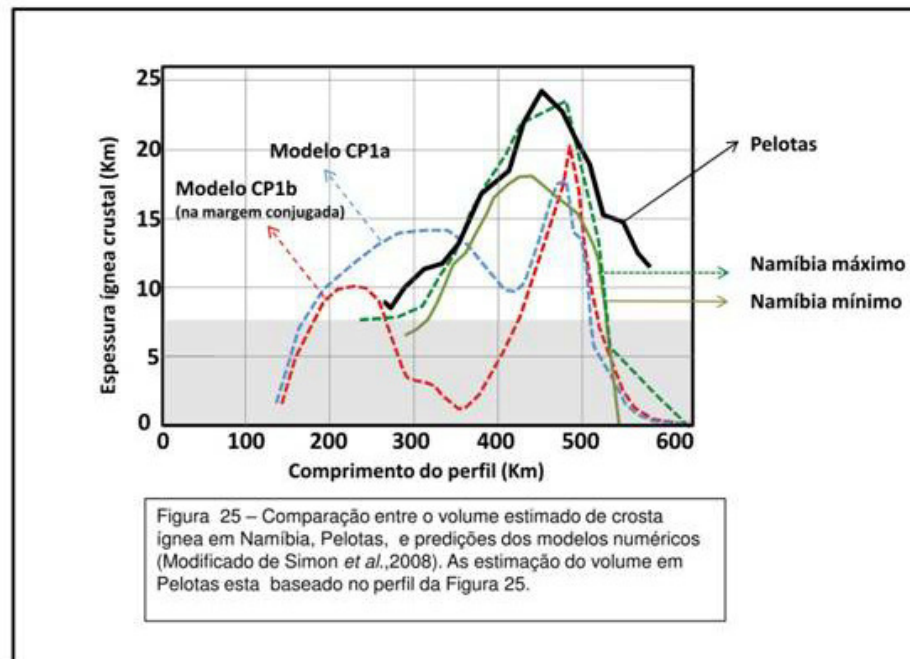
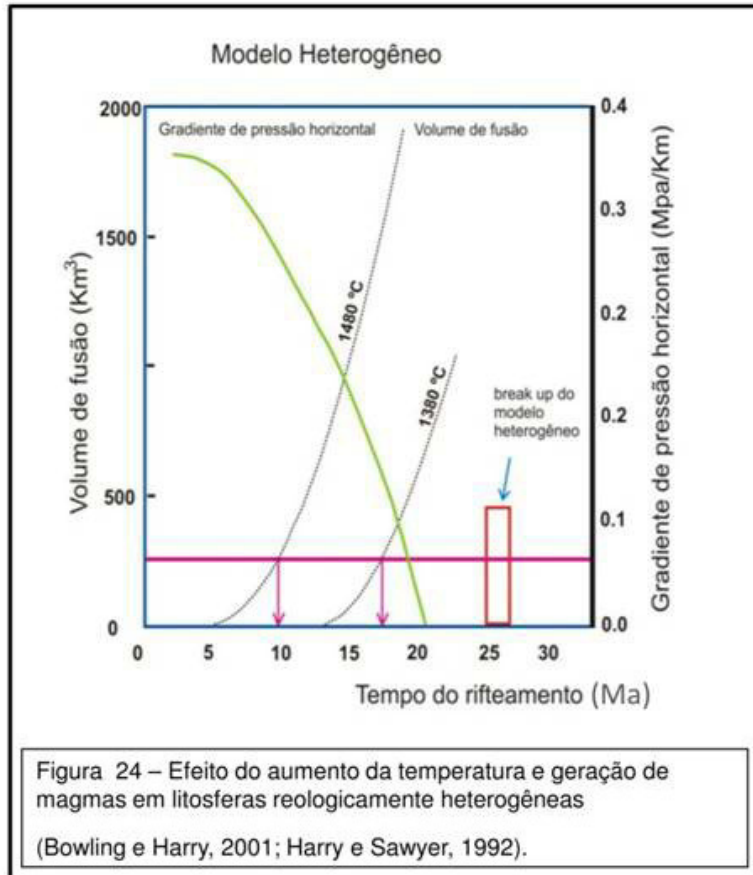
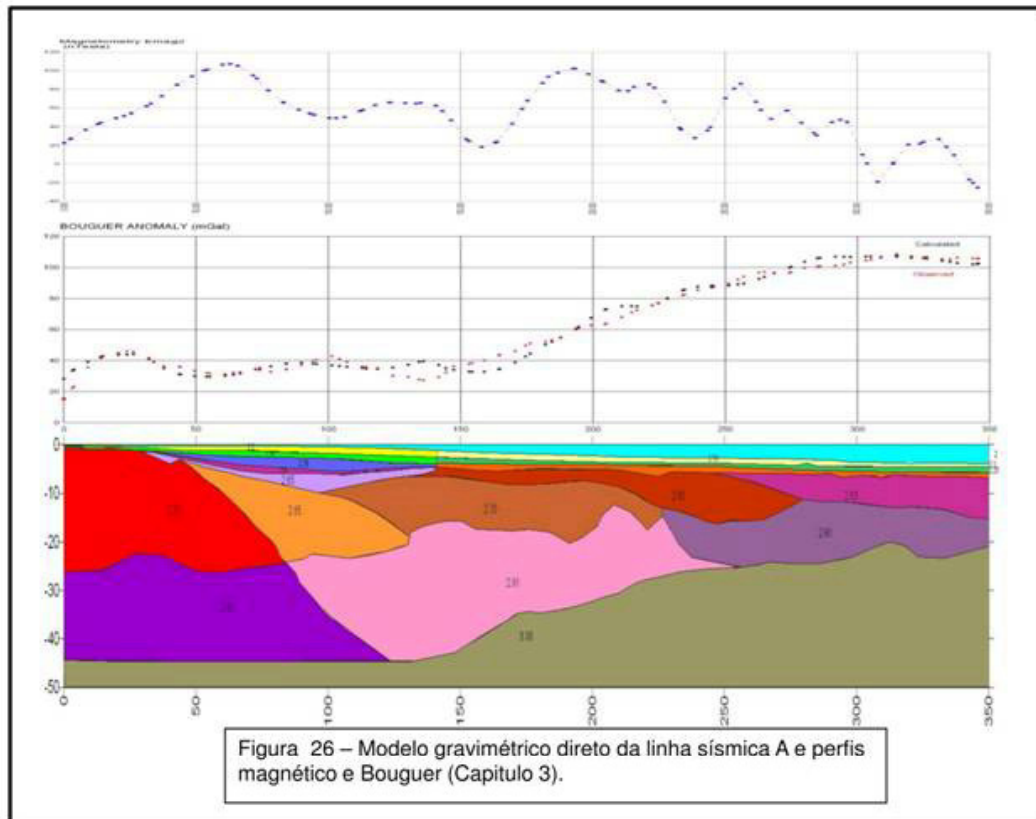


Figura 23 - Correlação da velocidade média da onda P e composição petrológica a ~20 Km de profundidade, 600 MPa e 300 °C. (Condie, 2003).





	Bacia de Almada	Bacia de Pelotas
Duração do rifte	~28 Ma (Idade sedimentar)	~11 Ma (Idade vulcanicas)
Largura da bacia (linha da costa-COB)	70 a 90 Km	210 a 280 Km
Espessura sedimentar max no rifte	3.5 Km	1.8 Km
Espessura crustal (sísmica) em Km	15-35 20-35 (*)	18-25 35-20 (*)
Estilo do falhamento	Horst & graben Grandes falhas listricas descolando na crosta inferior ou no manto	falhas normais de alto ângulo
Espessura da crosta oceânica próxima a COB	7	10
β crustal	5 a 8	1.7 a 3
Estilo da crosta em Beta maximo	Exumação de crosta inferior?	
Uplift na ombreira do rifte	1.2 a 2.7 Km	
Velocidade onda P da crosta completa (Km/seg)	6.2-6.4	5.2-5.6
Velocidade onda P da crosta continental (Km/seg)	6.2-6.4	6.6
Velocidade onda P do manto sub Moho (Km/seg)	8	7.8-7.9
Velocidade onda S media da crosta (Km/seg)	3.6-3.7	3.2-3.3
Velocidade onda S media da crosta cristalina (Km/seg)	3.8	3.7
Velocidade onda S do manto sub Moho (Km/seg)	4.4-4.5	4.4-4.5
Vulcanismo	ausente	pré-sín e pós-rifte

Quadro 1- Características comparada das bacias de Almada e Pelotas (dados compilados de : *Assumpção *et al.*, 2013; Chulick *et al.*, 2012; Bueno *et al.*, 2007; Gordon, 2011; Gordon & Mohriak, 2015; Scotchman & Chiossi, 2009)

CONCLUSÕES FINAIS

O sistema de rifteamento continental que se iniciou no sul de Argentina no Neojurássico e continuou pela margem leste do Brasil durante o Eocretáceo anunciou a quebra do supercontinente Gondwana, com a formação de um sistema de riftes continentais e a sua posterior evolução em margens de riftes continentais, e a formação do oceano Atlântico Sul.

A extensão litosférica durante o processo de rifteamento é geralmente acompanhada de importante atividade magmática. Baseado nesta atividade magmática, durante a fase sin-rifte, as margens passivas tem sido classificadas tradicionalmente em margens ricas em magmatismo (MRM) ou margens pobres em magmatismo (MPM). Regionalmente a margem passiva leste sul-americana é majoritariamente de tipo MRM, mas a magnitude do magmatismo e os estilos tectônicos gerados são muito complexos e variados ao longo dos aproximadamente 7500 Km de margem.

No Brasil, se observam dois exemplos extremos de comportamentos de margens: 1) o segmento da Bacia de Pelotas com um caráter fortemente magmático (margem de tipo MRM), e 2) o segmento da Bacia de Almada com completa ausência de magmatismo na fase do rifte (margem de tipo MPM).

O segmento de tipo rico em magmatismo (MRM) de Pelotas esta caracterizado por um estilo estrutural (na fase do rifte) de:

- a) bacia larga (de até 280 Km de largura);
- b) espessura sedimentar siliciclástica subordinada (<1.8 Km);
- c) quase completa ausência de depósitos evaporíticos (no pós-rifte);
- d) magmatismo muito importante desde o pré-rifte até o pós-rifte;
- e) estilo tectônico bastante simétrico com uma distribuição bastante regular de deformação e baixo afinamento crustal;
- f) falhamento normal de alto ângulo, com formação de horst e grabens, e falhamento reconhecível no registro sísmico a nível de crosta superior
- g) formação de uma margem conjugada bastante simétrica (bacias de Walvis e Luderitz, na Namíbia);

- h) formação de crosta oceânica, na proximidade da COB, com espessuras da ordem dos 10 Km;
- i) velocidade média da onda P na crosta continental em distensão de 6.6. Km/seg (compatíveis com composições de diabásios)

No segmento de Pelotas, foram reconhecidas e mapeadas 10 unidades vulcânicas desde a crosta continental até a crosta oceânica. O ciclo magmático da bacia se iniciou com basaltos alcalinos de alto TiO_2 extrudidos aproximadamente em 125 Ma, com baixa estruturação tectônica e mergulhando principalmente na direção do continente, marcando provavelmente o início do rifte. Posteriormente se formaram importantes depósitos vulcânicos intercalados com sedimentos clásticos na forma de *seaward dipping reflectors* (SDR), em cunhas mergulhantes na direção do mar, evidenciando o basculamento regional do início da bacia. Os SDR estão compostos por basaltos toleíticos de alto TiO_2 . Finalmente o magmatismo na crosta estendida finaliza a aproximadamente 118-115 Ma, com a extrusão de lavas pouco espessas e sem estruturação tectônica (*flat lying lavas*) evidenciando a fase pós-rifte da bacia. Estas lavas finais são basaltos toleíticos de baixo TiO_2 . A Bacia de Pelotas, é um claro exemplo de um segmento rico em magmatismo onde a atividade magmática mostra uma evolução geográfica - temporal. O ciclo magmático completo, começa no noroeste da bacia com o magmatismo pré-rifte da Bacia de Paraná (Fm Serra Geral) com a extrusão uma grande província de basaltos continentais (LIPs), com um pico de atividade magmática aproximadamente aos 135 Ma. Posteriormente o magmatismo evoluiu para o sudeste, na bacia de Pelotas, com um magmatismo sin e pós-rifte desde os 125 aos 115 Ma, e com uma evolução geoquímica de basaltos alcalinos de alto TiO_2 até basaltos toleíticos de baixo TiO_2 .

As vulcânicas do pré-rifte do Paraná (Fm. Serra Geral) apresentam uma assinatura de margem continental ativa na fonte (campo ACM, Figura 27) que pode ter sido herdada de processos de subducção durante a aglutinação do supercontinente Gondwana Ocidental no Brasiliano. Posteriormente o ciclo continua com os basaltos alcalinos do início do rifte em Pelotas com características de basalto intra-placa. Finalizando com os basaltos toleíticos do pós-rifte de Pelotas com tendências de tipo MORB (Gordon *et al.*, 2016a- em preparação; Figura 27). A evolução geoquímica na Bacia de Pelotas é compatível com uma evolução controlada pelo afinamento litosférico durante o rifteamento (Lobo, 2007).

Jaques e Green (1980) reproduzem experimentalmente a sequência evolutiva de: basaltos alcalinos, basaltos toleíticos olivínicos, basaltos toleíticos, e basaltos toleíticos com quartzo a partir da fusão parcial por descompressão adiabática de uma fonte mantélica com menos de 25 % de lherzolito. Rochas alcalinas implicam fusão parcial menor em regimes de alta pressão (Wilson, 1989). Posteriormente durante a evolução do rifteamento, o incremento da distensão litosférica e o aumento da fusão explica a mudança do vulcanismo para afinidades toleíticas (Wilson, 1989). As suítes de alto TiO_2 são interpretadas como relacionadas à geração de magmas a alta pressão (ou profundidade) enquanto que as suítes de baixo TiO_2 estariam associadas a um regime de menor pressão (ou profundidade). Modelagens geoquímicas de elementos isotópicos e traços não permitem associar os basaltos de Pelotas a uma única fonte mantélica, sugerindo heterogeneidade composicional na fonte (Lobo, 2007). A fonte principal do magmatismo seria provavelmente fusão de um manto litosférico subcontinental heterogêneo (Figura 28).

O segmento do tipo pobre em magmatismo (MPM) de Almada está caracterizado na fase do rifte por:

- a) uma bacia estreita,
- b) importante espessura sedimentar na fase sin-rifte (de até 3.5 Km);
- c) importante afinamento crustal sem apresentar evidências de exumação de manto;
- d) um estilo estrutural da deformação assimétrico concentrado em grandes falhas profundas de tipo lístrico que descolam na crosta inferior e ou no manto, e geração de horst e grabens,
- e) espessura da crosta oceânica, próxima ao COB, da ordem dos 7 Km,
- f) importante *uplift* na ombreira dos riftes,
- g) velocidade média da onda P de 6.2 a 6.4 Km/seg (compatíveis com composições de granulitos félsicos),
- h) ausência no registro sísmico e nos poços de vulcanismo na fase de rifte,
- i) presença de depósitos moderados de sal no pós-rifte,

- j) formação de uma margem conjugada muito assimétrica (Bacia de Gabão Sul), com larguras entre duas a três vezes maiores que Almada,

Os mecanismos tectônicos que operaram durante as formações dos riftes e margens de riftes continentais dos segmentos de Pelotas e Almada podem ser explicados desde a modelagem numérica de elementos finitos, onde os principais controles do estilo da deformação e a atividade magmática seriam a estratigrafia reológica e o estado termal da litosfera em extensão.

O estilo estrutural do segmento de Almada pode ser reproduzido a partir de estratificações reológicas do tipo acopladas entre uma crosta e um manto reologicamente forte como pode observar-se no modelo M10 (Quadro 2). Estas características reológicas de crosta "forte" (coesa) estariam controladas principalmente pelas características do Cráton de São Francisco (Gordon *et al*, 2016 b, em preparação). O regime termal do segmento de Almada seria compatível com um manto normal.

O estilo estrutural do rifteamento do segmento de Pelotas seria compatível com os obtidos de modelos numéricos de crosta e manto desacoplados (modelos M9, e M12 a 15; Quadro 2). Nestes modelos a crosta superior está desacoplada do manto ao nível da crosta média (modelos M14 e M15), ou ao nível da crosta inferior (modelos M9, M12 e M13). A estratigrafia reológica fraca na crosta media ou inferior, necessária para esta separação, poderia estar evidenciada pelos valores menores obtidos na velocidade média da onda S (Quadro 1). O estado termal da bacia de Pelotas não pode ser explicado por: subida passiva do manto, convecção de pequena escala, e nem por incremento moderado da temperatura potencial do manto astenosférico. Os resultados dos experimentos de modelagem numérica não conseguem gerar volumes suficientes de magmas ao longo da vida ativa do rifte de Pelotas.

A formação da LIPs do Paraná e o magmatismo de Pelotas têm sido tradicionalmente associados á passagem da pluma de Tristão da Cunha no Cretáceo Inferior. O efeito da pluma de Tristão na área se refletiria também nas anomalias de alta velocidade e densidade na crosta inferior da Bacia de Paraná. Este provável *underplate* também tem sido registrado em diversos estudos gravimétricos, magneto-telúricos, sísmicas de reflexão e refração em ambas as

margens conjugadas (Gladczenko *et al.*,1997, Molina *et al.*, 1988; Bauer *et al.*, 2000).

Outros mecanismos alternativos ao modelo de pluma, como por exemplo, convecções de pequena escala e incrementos térmicos moderados do manto, não conseguem explicar o excesso de vulcanismo da área. O segmento de Pelotas necessitaria de incrementos temperaturas mais importantes (de 100 a 200 °C), e convecções de grande escala.

De acordo com Peate (1997), na maioria dos estudos petrológicos publicados ha falta de uma correlação direta entre as rochas da LIPs de Paraná e as lavas das ilhas de Tristão da Cunha, Gough, e dos basaltos de tipo N-MORB. Em ambas as províncias magmáticas conjugadas no períodos pré, sin e pós-rifte no Atlântico Sul (Paraná/Etendeka e Pelotas/Namíbia) há um claro impacto da pluma de Tristão da Cunha. Mais o efeito desta pluma, de acordo aos numerosos trabalhos geoquímicos publicados, parece ter sido mais termal que composicional, com exceção de um numero volumetricamente muito reduzido de lavas em ambas as margens.