

## 5.2. Reologia da litosfera:

Os processos geológicos que formam e modificam os riftes e as margens de riftes continentais são muito complexos e variados, não sendo possível representá-los num único cenário de modelagem nem em protótipos, o que conduziu o desenvolvimento de diversas hipóteses geológicas. Mas recentemente, o foco da discussão tem-se voltado para a compreensão da dinâmica do estiramento da litosfera continental sob determinadas condições de esforço e viscosidade, das condições físico-químicas para -geração dos magmas associados.

Este novo foco foi bastante estimulado por melhorias na qualidade da visualização das linhas sísmicas profundas; por experimentos de laboratório mais complexos, e pelo desenvolvimento de modelos análogos e numéricos mais sofisticados (Allen e Allen, 2005). Especialmente estes últimos permitem reproduzir os estilos estruturais de riftes e margens de riftes continentais sendo controlados principalmente pelas propriedades reológicas da litosfera em extensão (Huismans e Beaumont, 2014).

A resistência litosférica é frequentemente definida como o esforço diferencial máximo dos esforços compressivos principais que uma rocha pode experimentar antes de acontecer uma deformação inelástica (rúptil/dúctil).

Por combinação das três leis empíricas mais importantes da reologia (deformação elástica, dúctil e rúptil), Goetze e Evans (1979) introduziram o conceito dos perfis de resistência litosférica ou *yield strength envelope*. A reologia da litosfera pode ser compreendida e modelada a partir destes perfis da resistência litosférica com a profundidade. As combinações das leis da fricção rúptil e dos fluxos dúcteis, determinados experimentalmente para os principais minerais (e rochas) que formam a litosfera, permitem caracterizar a estratificação reológica da litosfera (Burov, 2009). A reologia da litosfera está fortemente controlada pela espessura e composição da crosta, o fluxo térmico e o gradiente de pressão, velocidade e taxa da deformação, e o grau de hidratação/desidratação das rochas.

Nos perfis de resistência litosférica se representa a variação do esforço diferencial ( $\sigma_d = \sigma_1 - \sigma_3$  em MPa) versus a profundidade (em Km) onde o esforço  $\sigma_d$  se corresponde com o esforço de cisalhamento máximo (Figura 16). Os perfis de resistência se constroem a partir de dois tipos de funções: 1) as retas que

descrevem o incremento linear da resistência rúptil das rochas com o aumento da profundidade (equações de lei da fricção rúptil; Byerlee, 1978); e 2) as curvas que descrevem a diminuição exponencial da resistência dúctil dos fluxos plásticos com o aumento da profundidade (Gleason e Tullis, 1995; Paterson e Luan, 1990). A transição rúptil/dúctil ocorre na interseção da linha da fricção rúptil com as curvas dos fluxos plásticos dos minerais representativos da estratigrafia litosférica considerada (Figura 16a).

Nas Figuras 16b e 16c, podemos observar um modelo simples de um perfil de resistência litosférica formado por uma crosta superior rúptil granítica (dominada por quartzo), uma crosta inferior com predomínio de fluxo plástico (de composição gabróica representada pelo feldspato), e um manto mais resistente (de composição dunítica, representado pela olivina). A transição rúptil/dúctil ocorre na interseção da linha da lei da fricção rúptil (Byerlee, 1978) com as curvas dos fluxos plásticos do quartzo, do feldspato e da olivina (Figuras 16a e 16b). A deformação rúptil do quartzo ocorre a temperaturas de até 350 °C (aproximadamente 10 a 12 Km em crosta continental típica), o feldspato até 500.°C (~20 a 30 Km), e a olivina a 600 °C (~50 Km). Nos perfis de resistência litosférica a integração da área a esquerda da curva da distensão (ou a integração da área a direita da curva da compressão) se conhece como a resistência integrada da litosfera (*integrated strength of the continental lithosphere*). Este parâmetro expressa a resistência média da litosfera.

Como resumo, podemos dizer que a resistência da litosfera esta limitada pelos esforços diferenciais que pode suportar, podendo as rochas submetidas a estes esforços diferenciais ser deformadas em forma rúptil ou dúctil. A resistência rúptil aumenta com a pressão de confinamento enquanto que a resistência dúctil não se vê afetada em forma importante pela pressão, mas e muito afetada pela temperatura.

### **5.3. Propriedades físicas e mecanismos geológicos que enfraquecem ou fortificam a reologia da litosfera**

Durante a extensão litosférica, existem processos geológicos que ajudam a concentrar a deformação (ou *localizing processes*) facilitando o enfraquecimento

reológico da mesma, e processos geológicos que distribuem a deformação (ou delocalizing processes) que aumentam a resistência reológica da litosfera.

O perfil de resistência litosférica (e o comportamento reológico) dependem de:

- a) **Composição** (estratificação mineralógica e litológica da litosfera). No caso simples da Figura 16, formado por quartzo, feldspato e olivina, se observam três transições rúpteis/dúcteis na estratigrafia reológica. A resistência (ao cisalhamento) aumenta com a profundidade através da crosta rúptil até que a temperatura seja o suficientemente alta para ativar o fluxo plástico. A lei de Byerlee (fricção rúptil) está baseada em dados experimentais e ela é bastante independente da composição litológica (Figura 16a). Outro exemplo do efeito da composição na reologia pode notar-se na importante diferença que apresentam reologicamente as litosferas oceânicas e continentais (Figura 17). A estratigrafia reológica da litosfera oceânica é bem mais simples quando comparada com a estratigrafia reológica da litosfera continental.
- b) **Presença de fluidos**. Neste exemplo de modelo de litosfera, se percebe como as rochas anidras são mais resistentes à deformação que as hidratadas (Figuras 16b e 16c). Na Figura 16d observa-se o aumento da resistência litosférica dos principais minerais com a mudança de condições hidratadas para anidras.
- c) **Taxa e velocidade da deformação**. Por exemplo, na Figura 18 ilustra—como o aumento da taxa de deformação desloca verticalmente as transições rúptil/dúctil e fortifica a reologia das camadas geológicas. Este efeito se vê no aumento da resistência integrada da litosfera (integração da área a esquerda da curva envolvente).
- d) **Domínio tectônico e idade da litosfera**. Na Figura 17, se constata como a resistência litosférica é maior em domínios tectônicos compressivos que em domínios distintivos para as mesmas condições de pressão (ou profundidade) e temperatura. Também na mesma figura pode ser notado o efeito da idade da litosfera. Litosferas

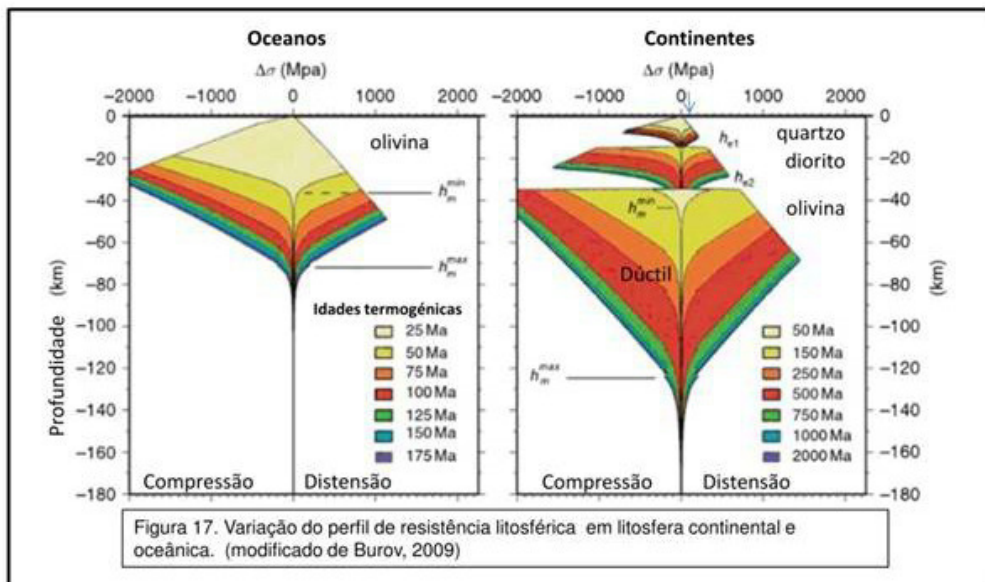
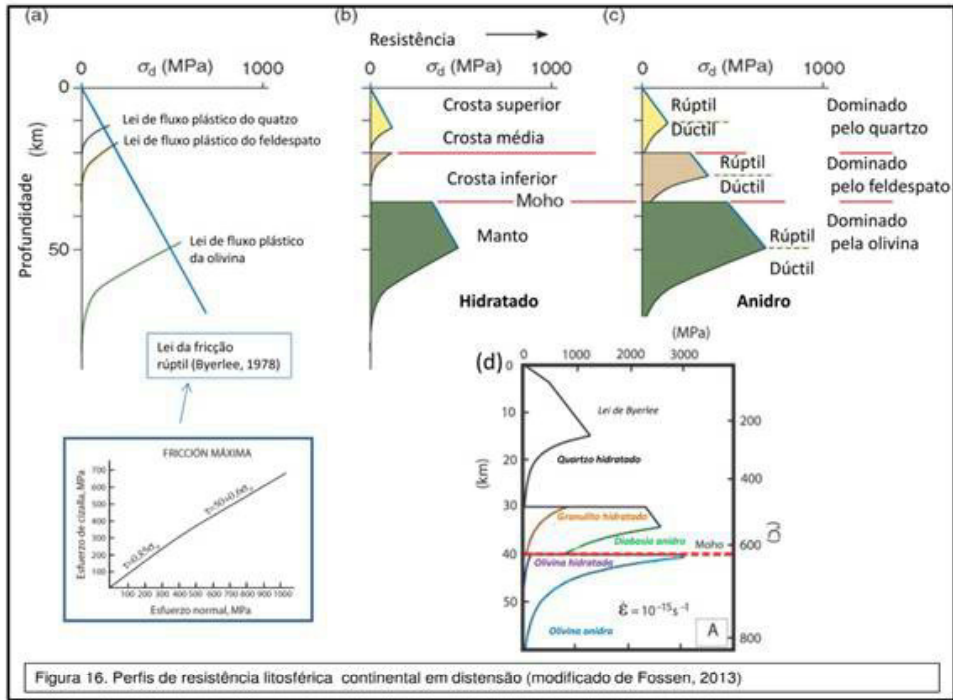
mais antigas apresentam maior rigidez (maior resistência) na compressão e na distensão

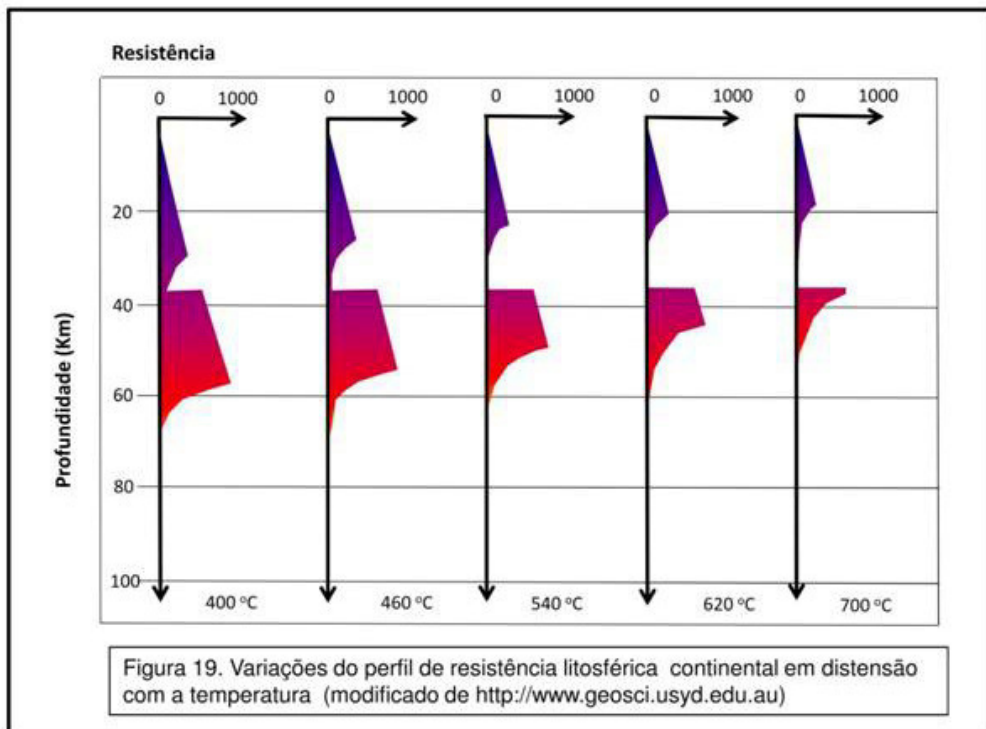
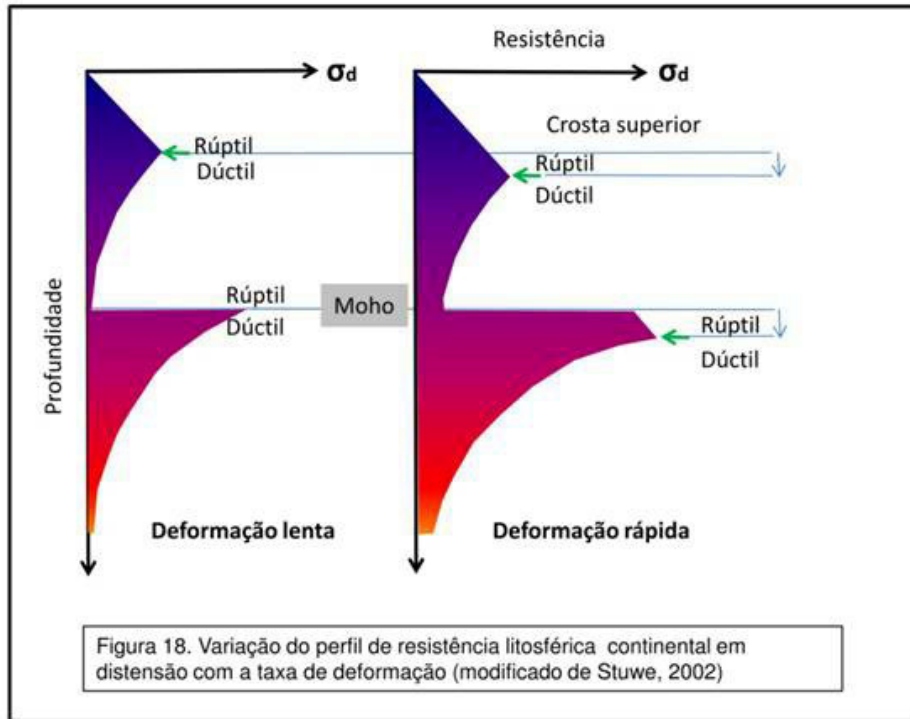
- e) **Temperatura.** Na Figura 19 são apresentados uma série de perfis de resistência litosférica em distensão com temperaturas crescentes desde os 400 aos 700 °C ao nível da Moho. Consequentemente, com o incremento da temperatura pode-se observar o decréscimo da resistência média da litosfera. Durante a extensão há a separação horizontal dos materiais, o que requer que para conservação da massa devam ocorrer movimentos verticais compensatórios de materiais mais profundos na litosfera (ou processo de *necking*). Junto com este processo de estrangulamento da litosfera está associada a transferência (principalmente horizontal) de calor da astenosfera para a litosfera (denominado de advecção de calor). O processo de advecção de calor é muito mais rápido e focalizado que a difusão normal de calor (Buck, 2009).
- f) **Magmatismo.** O magmatismo é um importante processo concentrador da deformação (*localizing process*). Há dois aspectos importantes do magmatismo na reologia: os efeitos das intrusões de diques, e o efeito térmico. A diferença de stress necessária para que o magmatismo seja capaz de separar dois blocos em distensão depende da diferença de densidades entre o magma e a litosfera (Buck, 2009). Se o comportamento do manto for dúctil e reologicamente fraco, os magmas não serão intrudidos em profundidades mas sim extrudidos, sendo que a força para implantar magmas está relacionada à diferença entre a espessura da camada rúptil e a espessura da crosta (Buck, 2009). Na Figura 20 podem ser observados os efeitos do magmatismo na reologia da litosfera em extensão, no gráfico 20a intrusão de um dique (letra A em vermelho) enfraquece a litosfera quando comparado a uma zona livre de diques (letra B em verde). No gráfico 20b se observa como o efeito do calor da intrusão do dique eleva a isoterma da transição rúptil/dúctil resultando no enfraquecimento da reologia da litosfera (Buck, 2009).

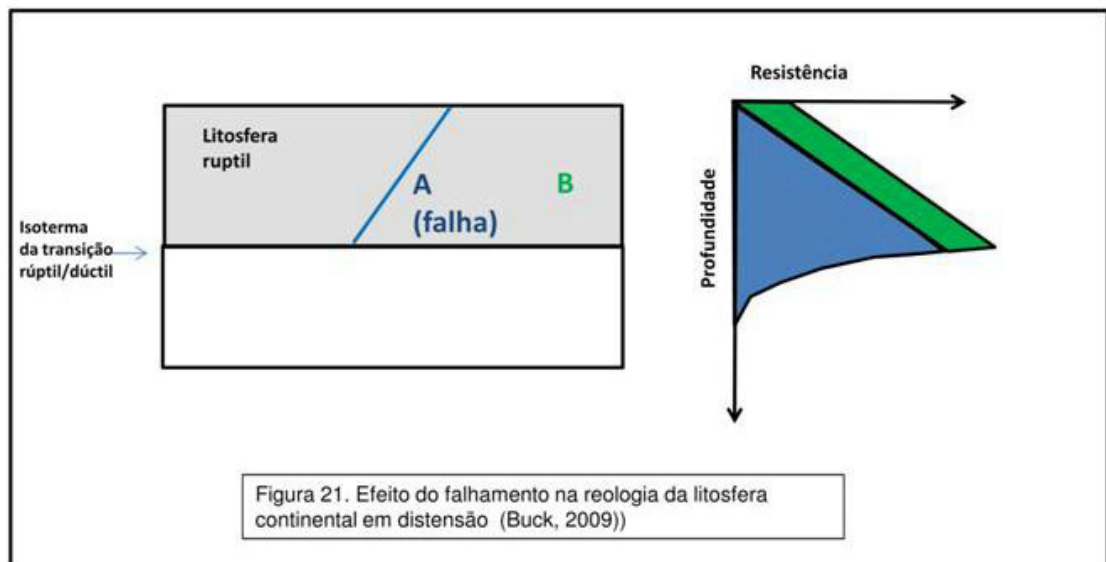
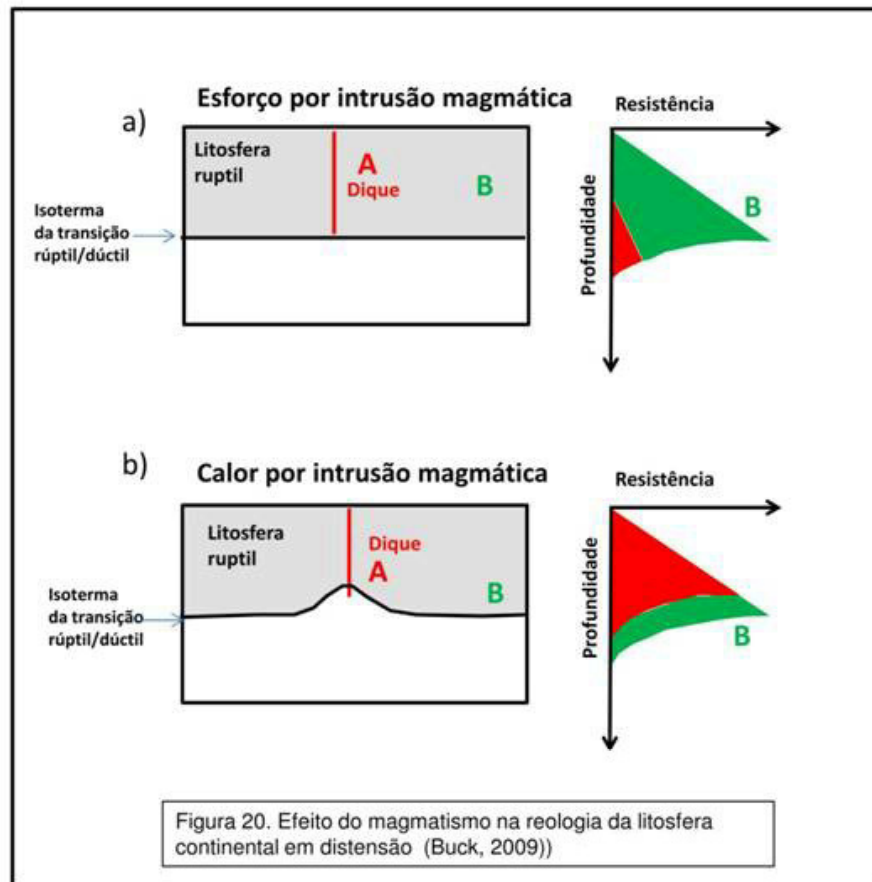
g) **Falhamento.** Nos riftes, a extensão não se encontra distribuída regularmente, mas sim concentrada nas falhas normais que necessitam ser mais fracas que as rochas não deformadas do entorno para poder acomodar a deformação. Depois que os esforços superam a força de coesão da rocha, esta responde com falhamento, sendo que a orientação preferencial do plano da falha estará controlada pelo coeficiente de fricção do material (Buck, 2009). Na Figura 21 observa-se o efeito de uma falha na litosfera rúptil (linha azul, letra A) comparado com uma zona sem falhar (Letra B em verde). A zona falhada apresenta um perfil de resistência litosférica menor.

Outra característica observada refere-se ao ângulo de mergulho das falhas normais. Alguns riftes apresentam falhamento dominante de baixo ângulo e outros com falhas de alto ângulo. O falhamento de baixo ângulo, frequente nos sistemas de *core complex*, é um mecanismo muito efetivo para acomodar uma alta taxa de distensão na crosta desvinculada do afinamento litosférico.

h) **Outros fatores de distribuição da deformação.** Há outros fatores que contribuem fortificando a resistência litosférica distribuindo a deformação numa área maior (delocalizing processes). Estes fatores são, segundo (Buck, 2009): a difusão termal (transferência de calor convectivo do manto em equilíbrio exercido uniformemente na área), o fluxo viscoso e a isostasia (local e regional). Estes fatores propiciam o espessamento e o aumento a resistência da litosfera.









#### 5.4. Modelos mais frequentes de perfis de resistência litosférica continental em distensão

Existem diversos tipos de modelos para explicar o comportamento reológico da litosfera continental (Figura 22). A grande variabilidade das propriedades reológicas da crosta e do manto não permite a definição de um comportamento reológico médio para a litosfera continental. Além da heterogeneidade própria da litosfera continental, há muitas incertezas quanto à aplicação de parâmetros obtidos na reologia experimental, principalmente quando aplicados a processos tectônicos de longa duração. Burov (2009) menciona que há muita incerteza em referência aos mecanismos atuantes, aos regimes térmicos vigentes, pouco conhecimento de como os mecanismos de deformação ocorrem a grandes profundidades e ao longo do tempo geológico, conteúdos de fluidos, e como ocorrem reações químicas e termodinâmicas em profundidades geológicas.

Alguns dos modelos mais frequentemente usados na estratificação reológica da litosfera são:

- a) O modelo de comportamento de tipo "*jelly sandwich*" (ou sandwich de gelatina) que considera uma crosta inferior débil situada entre uma crosta superior e um manto resistentes (Chen e Molnar, 1983). A Figura 22a é um exemplo de este tipo de comportamento reológico. O modelo de "*jelly sandwich*" estaria vinculado a condições de manto anidras, tal como pode observar-se na Figura 16d, onde a desidratação da olivina aumenta a resistência litosférica.
- b) Modelo de comportamento tipo "*crème brûlée*" onde a resistência litosférica se localiza exclusivamente na crosta superior enquanto que a crosta inferior e o manto seriam reologicamente mais fracos (Maggi *et al.*, 2000; Jackson, 2002; Figura 22b). A sismicidade intra-placa se concentra em determinados intervalos de profundidade denominados camada sismogénica. Esta camada raramente supera os 20 Km de espessura e profundidades de até 50 Km (em regime distensivos), tanto em litosferas oceânicas quanto em continentais (Burov, 2009). A existência de uma camada na crosta na qual se

encontram os focos dos terremotos suportaria para alguns autores a existência do modelo de tipo "*crème brûlée*". Este tipo de modelo estaria vinculado a um manto hidratado. Este efeito pode ser observado na Figura 16d onde a mudança de olivina anidra para hidratada enfraquece a resistência do manto.

- c) Modelo de comportamento de tipo "*layered chocolate-caramel bar*" (ou barra de chocolate e caramelo em camadas) onde a litosfera superior (formada pela crosta superior e inferior, e a parte superior do manto litosférico) possui um comportamento essencialmente rúptil (chocolate) e manto litosférico inferior comporta de forma dúctil semelhante ao caramelo (Huismans e Beaumont, 2014; por exemplo, Figura 22c Tipo I).

Cada tipo de modelo reológico acarreta diferenças fundamentais nas propriedades mecânicas do manto litosférico (Burov, 2009), resultando em cenários geodinâmicos diferentes. Por exemplo, da análise do modelo "*jelly sandwich*", a integração por perfil de resistência indica que a maior contribuição está vindo do manto, o que significa que o comportamento da litosfera continental, como um todo, estaria essencialmente controlado pelo manto, sendo ele a camada mais resistente da litosfera (Jackson, 2002).

Baseado em estudos de distribuição de profundidades de terremotos e em anomalias gravitacionais nos continentes, Jackson (*op. cit.*) critica o uso de este tipo de modelo "*jelly sandwich*". Para Jackson, o comportamento da litosfera continental estaria dominado pela resistência da camada sismogénica superior, o que implicaria que 1) os padrões de falhamento em superfície (a escalas meso e megascópicas) estariam provavelmente controlados pela resistência anisotrópica dos blocos crustais e das falhas que os limitam; e 2) o fluxo transiente da crosta inferior (estado não estacionário) com os sistemas de "core complex" estariam provavelmente controlados pelo ingresso de magmatismo e fluidos na crosta inferior. Ou seja, a maior resistência da litosfera continental residiria numa camada única na qual se encontram os focos dos terremotos.

Não obstante, a ausência de focos de terremotos como elemento indicador de uma reologia fraca no manto tem sido contestada por outros autores. Estes advogam que a ausência de focos de terremotos sub-crustais por causa da

separação (*decoupled*) entre a crosta e o manto, ou por falta de um importante esforço de intraplaca capaz de gerar terremotos nestas camadas (Burov, 2009).

Outro exemplo de resultados tectônicos bem diferentes, dependendo do uso de modelos geológicos de tipo "*jelly sandwich*" ou modelos de tipo "*crème brûlée*", estariam relacionados ao tempo de persistência dos relevos topográficos geradas por um orógeno. No modelo "*jelly sandwich*" o relevo topográfico pode persistir por várias dezenas de milhões de anos, enquanto que no modelo "*crème brûlée*" o relevo topográfico do orógeno colapsaria em uns poucos milhões de anos (Burov, 2009).

Dependendo de como se relacionam as reologias das diferentes camadas, a estratigrafia reológica pode ser acoplada, parcialmente acoplada ou desacoplada (Figura 22d), Esta interação é um dos principais controles no estilo da deformação dos riftes continentais. Os processos de amolecimento da deformação (Ponto 5.3) acabam diminuindo o ângulo de fricção interna dos materiais ( $\phi$ ) movimentando o perfil de resistência litosférico à esquerda. Ao contrário, os processos de endurecimento, movimentam o perfil à direita (Figura 22 D).

### **5.5. Arquitetura crustal das Bacias de Pelotas e Almada e influência da estratificação reológica da litosfera na arquitetura dos riftes e das margens de riftes continentais.**

O riftes continentais (e as margens de riftes continentais) apresentam uma ampla variação e de estilos estruturais que incluem os membros extremos de riftes de tipo estreitos, largos, ultra-largos, e *core-complex*; riftes simétricos e assimétricos, margens pobres e ricas em magmatismo, etc. (ver Anexo A).

#### **5.5.1. Arquitetura crustal das bacias de Pelotas e Almada**

As bacias de Pelotas e Almada , quando comparadas, apresentam arquiteturas crustais contrastantes (Quadro 1).

A **Bacia de Pelotas** (segmento de tipo MRM) pode ser caracterizada por:

- a) bacia larga de até aproximadamente 280Km de largura;
- b) seção do rifte apresenta escassa espessura sedimentar;
- c) importante desenvolvimento de magmatismo pré, sin e pós-tectônico (Capítulo 3);
- d) crosta com fator de  $\beta$  crustal baixo (1.7 a 3) que indica pouco afinamento crustal (Figura 9);
- e) velocidade média da onda P de 6.6 Km/seg (Quadro 1, Chulick *et al.*, 2013). A velocidade da onda P é controlada principalmente pela densidade (e composição) das rochas. Este valor é indicativo de uma composição média de tipo diabasio ou de rochas granílicas (Figura 23). A velocidade da onda P é maior na bacia que no embasamento cristalino próximo da bacia. O valor médio para a velocidade da onda P no embasamento cristalino da faixa de Dom Feliciano é de 6.3 Km/seg, correspondendo a composições de tipo quartzo-mica-xisto ou diorito (Figura 23). A composição mais básica da crosta da Bacia de Pelotas pode resultar no fato de que o embasamento encontra-se altamente intrudido por magmas básicos. Facies sísmicas de tipo "*mounded*", interpretadas como partes do sistema alimentador dos magmas da seção do rifte têm sido reconhecidas no registro sísmico de Pelotas (Capítulo 3);
- f) espessura da crosta oceânica no registro sísmico próxima a COB é de ~10 Km. Este valor é indicativo para as de margens de tipo MRM;
- g) o estilo estrutural mais frequente é de falhas normais, planares de alto ângulo, com expressão sísmica limitada crosta superior;
- h) velocidade da onda S menor. A velocidade da onda S é fortemente afetada pelo estado reológico das rochas. Valores mais baixos da onda S podem estar relacionados a condições hidratadas ou a temperaturas maiores, indicando um enfraquecimento da resistência reológica das camadas. Na Bacia de Pelotas os valores da velocidade média da onda S na crosta são menores que os valores médios da crosta em Almada; já os mantos litosféricos de ambas as

bacias apresentam os mesmos valores de velocidade média da onda S.

A **Bacia de Almada** (segmento de tipo MPM) pode ser caracterizada como:

- a) bacia estreita;
- b) com importante espessura sedimentar na seção do rifte,;
- c) considerável uplift nas ombreiras do rifte;
- d) importante afinamento crustal que pode chegar a valores na ordem dos 5 a 8 (Figura 9). Embora o afinamento crustal observado seja importante, não tem se reconhecido, nem na sísmica, nem na modelagem gravimétrica, estágios extremos de exumação de manto (Capítulo 4);
- e) caráter de tipo "pobre em magmatismo". A Bacia de Almada encontra-se bastante perfurada e totalmente coberta por sísmica profunda 3D de alta qualidade. Nenhuma das análises sísmicas, gravimétricas e de poço permitiram reconhecer a presença de rochas vulcânicas na fase do rifte (Capítulo 3);
- f) velocidade média da onda P na crosta da bacia varia de 6.2 aos 6.4 Km/seg. Estes valores são compatíveis com litologias de tipo quartzo -mica xistos; gnaisses granítico e granodiorítico, granulitos félsicos e até dioritos (Figura 23, Quadro 1);
- g) velocidade média da onda P no manto litosférico de 8 Km/seg (~dunitos), ligeiramente mais denso que os valores médios de Pelotas (7.8 a 7.9, de tipo Harsburgito ou Eclogito);
- h) velocidade média da onda S na crosta de 3.8 Km/seg, Este valor poderia indicar uma crosta mais resistente que a crosta de Pelotas (com 3.7 Km/seg);
- i) velocidade média da onda S no manto litosférico e igual ao da Bacia de Pelotas (Quadro 1);
- j) espessura da crosta oceânica (no registro sísmico) próximo a COB é da ordem de 7 Km, que é um valor típico de margens de tipo MPM.

### 5.5.2. Estilos tectônicos de riftes e das margens de riftes continentais observados a partir de modelos numéricos de elementos finitos

Autores como Huismans e Beaumont, 2005, 2007, 2014, têm estudado os diferentes estilos estruturais de riftes e margens de riftes continentais como resposta às diferentes estratigrafias reológicas da litosfera.

No Quadro 2, foram analisados de forma comparada os principais modelos numéricos de elementos finitos publicados por Huismans e Beaumont (op.cit). Estes autores utilizam modelos termomecânicos com distensão dependente da profundidade e perfis de resistência litosférica de tipo "layered chocolate-caramel bar" (Figura 22c). Os parâmetros e as condições experimentais dos modelos destes autores têm sido incluídos no Anexo B.

Em geral, margens de tipo MPM (em cor celeste) parecem ser mais frequentes quando as reologias da crosta e do manto se encontram acopladas (modelos M1, M3, M5, M6, M10, M11, Quadro 2). Estas margens de tipo MPM são mais frequentemente de tipo: assimétricas, largas ou estreitas, com geração de falhas lístricas que atravessam a crosta completa descolando no manto ou na crosta inferior, e podem apresentar ou não exumação de manto. No modelo M3 pode observar-se o impacto da velocidade de extensão no estilo do rifte. O modelo M3, apresenta exumação de manto (típica das MPM), mas a bacia é muito larga, produto da velocidade muito baixa da distensão. Pode citar-se como exemplo de este tipo de estilo o a planície abissal da Ibéria (Figura 14). Velocidades normais, por exemplo, poderiam exumar manto, mas o estilo da bacia seria estreito (modelo M1) como acontece na margem MPM do Goban Spur (Figura 14). Já as margens de tipo MRM (em cor rosa), estariam mais provavelmente relacionadas a reologias desacopladas entre a crosta e o manto (modelos M4, M7, M8, M 12 a 15, Quadro 2). A perda-do vínculo entre as reologias poderia ocorrer no nível da crosta média (modelos M14 e M15) ou no nível da crosta inferior (modelos M4, M12, M13). O estilo tectônico mais frequente de margens de tipo MRM é de tipo simétrico, com bacias largas ou ultra-largas, falhas normais de alto ângulo, e distribuição da deformação em forma mais regular.

Huismans e Beaumont (2005) também testam com modelos numéricos termomecânicos o impacto da reologia do manto no estilo dos riftes. Nesta análise,

as reologias da crosta e do manto variam em forma independente, mas pode notar-se que o principal controle do estilo do rifte estaria exercido pela reologia da crosta e não pelo manto. Por exemplo, os modelos M5-M6, M7-M8, e o M9, produzem os mesmos estilos estruturais embora a reologia do manto destes modelos mude de forte para fraca. O efeito de introduzir uma reologia fraca no manto, se manifesta principalmente como convecções de pequena escala na base da litosfera, mas que não mudam em forma significativa o estilo tectônico da deformação crustal do rifte.

Huisman e Beaumont (2014) introduzem na modelagem o efeito da proximidade ou ausência de um cráton na litosfera em distensão (Modelos M10, M12 e M14 sem cráton, e modelos M11, M13 e M15 com cráton, Quadro 2). Nos modelos sem influencia do cráton, a litosfera em distensão teria 125 Km de espessura, dos quais 35 Km correspondem a crosta. No modelo com cráton a litosfera varia lateralmente desde 125 Km de espessura (com 35 Km de crosta) a 250 Km de espessura (com 35 Km de crosta, 115 Km de litosfera cratônica superior e 100Km de litosfera cratônica inferior), e a focalização da deformação no rifte esta a 120 Km da borda do cráton. Na Figura 22c podem observar-se os perfis de resistência litosférica utilizados nestes modelos e no Anexo B as condições experimentais utilizadas.

Huisman e Beaumont (2014) concluem que os modelos M10 e M11 (Quadro 2) reproduzem estilos de margens de tipo MPM como a Ibéria, e os modelos M12 e M13, modelos de tipo MRM, como a Bacia de Espírito Santo, mas as Bacias de Almada e Pelotas apresentam particularidades quando comparadas com a Ibéria e com Espírito Santo respectivamente.

Nos casos de margens de tipo MPM, a Ibéria apresenta uma largura maior e tem importante exumação de manto (Capítulo 2), enquanto que a Bacia de Almada, embora também seja de tipo MPM, e estreita e não se observa exumação de manto, e sim, uma possível exumação de crosta inferior (Capítulo 4).

A Bacia de Espírito Santo apresenta largura menor, magmatismo menos voluminoso, e importante depósitos de sal. Já a Bacia de Pelotas é mais larga, com vulcanismo muito abundante, menor espessura sedimentar no rifte, e ausência de sal.

De acordo ao observado na análise dos modelos numéricos, a melhor caracterização do estilo tectônico do rifte de Almada se obtém com uma estratificação reológica de tipo acoplada de crosta e manto forte como pode observar-se no modelo M10 (Quadro 2). O efeito do cráton no modelo numérico de