

ANEXO A - Classificações e estilos estruturais de riftes e margens de riftes continentais.

Existem varias classificações e estilos estruturais de riftes e margens de riftes continentais dependendo dos elementos geológicos observados na análise dos mesmos. Os riftes e margens de riftes continentais podem ser de tipo:

- Riftes passivos e ativos
- Riftes passivos quentes e frios
- Riftes segundo os mecanismos físicos da extensão
- Riftes estreitos, largos, ultra largos, ou de tipo *core complex*
- Riftes simétricos ou assimétricos,
- Margens de riftes continentais de tipo "pobres em magmatismo", ou "ricos em magmatismo" (ver Capítulo 2)
- Margens com zoneamento normal da litosfera (crosta superior, inferior e manto litosferico), margens com exumação do manto litosferico, e margens com exumação da crosta inferior (*core complex*)

1. Riftes passivos e ativos:

O enfoque inicial, na geodinâmica, esteve centrado na classificação dos riftes continentais segundo o mecanismo de formação em: riftes ativos e passivos (Sengor e Burke, 1978). A diferença principal entre estes dos protótipos seria que no riftes ativos a extensão da litosfera seria causada pela chegada de uma anomalia térmica da astenosfera que geraria um domeamento, com posterior fraturamento e afinamento da litosfera. Já nos riftes passivos, o rifteamento estaria vinculado com um estiramento mecânico da litosfera, e a astenosfera ascenderia de forma passiva (Figura 29).

A hipótese da anomalia térmica (ou plumas) no rifteamento ativo supõe as seguintes características geológicas (Courillot et al., 1999):

- a) Controle ativo do manto na geração da fusão crustal e extravasamento de basaltos. A litosfera, embora possa influenciar o magmatismo, não seria a causa devido a seu caráter passivo.
- b) O impacto da cabeça de uma pluma, na base da litosfera, geraria processos como:
 - Domeamento térmico da litosfera.
 - Transferência de calor da astenosfera para a litosfera com modificação dos limites térmicos das camadas.
 - Intenso vulcanismo (presente nas MRM). A intensidade da atividade magmática estaria controlada pela distância da margem em relação ao centro da pluma.

- Uplift regional (de 1 a 2 Km), com estiramento muito pronunciado e ruptura mecânica (tensional) da litosfera.
- Desenvolvimento de sedimentação rifte em posições subaéreas

c) Evolução temporal do rifteamento teria a seguinte seqüência: domeamento, vulcanismo, rifteamento e geração de bacia.

A hipótese do estiramento passivo da litosfera (Sengor e Burke, 1978), supõe características opostas à hipótese da pluma, onde:

- Os riftes seriam primariamente o resultado de um diferencial de tensões na litosfera, causado pela interação das placas tectônicas. Este processo resultará no afinamento litosférico com conseqüente diapirismo astenosférico e fusão parcial do manto gerando o vulcanismo (Figura 29).
- O rifteamento mecânico poderia estar controlado pela existência de zonas de fragilidade tectônicas prévias, na crosta, no manto ou em ambas.
- O magmatismo estaria controlado primariamente por processos litosféricos e o manto teria um caráter secundário, podendo influir sobre as condições do magmatismo (composição, voláteis e temperaturas), porém não seria responsável pela geração dos basaltos, o qual estaria associado com a subida passiva da astenosfera.
- Este mecanismo teria uma evolução temporal com uma seqüência do tipo: domeamento – rifteamento - vulcanismo.

Adicionalmente, várias das margens continentais atlânticas apresentam evidências de superposições de mecanismos de formação, durante a geração do rifte, o que tem dado origem as hipóteses de rifteamento passivo-ativo (Courtilot et al., 1999; White & McKenzie, 1995).

2. Riftes passivos "quentes" e "frios":

White e McKenzie (1989) e White (1993), classificam os riftes passivos em "quentes" e "frios". Os riftes passivos "quentes" (hot rift) ocorrem quando o rifteamento litosférico ocorre numa área onde existe uma anomalia térmica ou pluma. Neste modelo aconteceriam processos como:

- O efeito da pluma geraria a subida passiva da astenosfera, que por descompressão, pode produzir fusão parcial e geração de grandes volumes de magmas.
- A fusão parcial das rochas estaria controlada pela descompressão adiabática da astenosfera (fusão por descompressão). Os magmas gerados, de composição basáltica, requererem uma fusão parcial na ordem de 1 a 2%.
- A movimentação lateral dos magmas gerados estaria controlada pelo gradiente de pressões da matriz (viscosidade da matriz) e não excederia os 30 Km, em referência ao centro de espalhamento oceânico, porém a componente principal do movimento é essencialmente vertical.

- d) Os magmas se formariam rapidamente e ocupariam os espaços gerados pela litosfera afinada. Parte dos líquidos formados alcançaria a superfície formando importantes fluxos de basalto, e outros permaneceriam acrescidos na crosta inferior afinada, constituindo o underplate .
- e) Quando o estiramento litosférico chega a valores altos ($\beta > 5$), a crosta continental quebra completamente, gerando um novo centro de espalhamento oceânico e uma crosta oceânica típica.
- f) O volume de fusão gerado dependeria da taxa de estiramento e da temperatura potencial da astenosfera.
- g) O uplift seria menos pronunciado que no rifteamento ativo, e as áreas estiradas da litosfera seria menores e mais localizadas.

Nos riftes frios a crosta continental é altamente distendida com manifestações vulcânicas praticamente ausentes e não há influência de uma anomalia térmica no manto. A crosta se estiraria até alcançar valores de β máximos, e posteriormente, se quebraria formando um centro de espalhamento oceânico novo.

3. Tipos de riftes segundo os mecanismos físicos da extensão:

Os riftes passivos também tem sido classificados segundo os mecanismos físicos de distensão da litosfera. Entre as hipóteses mais importantes podemos mencionar: 1) riftes originados por “cisalhamento puro”; 2) formados por “cisalhamento simples”; 3) por “distensão não uniforme”; 4) formado por “cisalhamento puro e simples combinado”; e 4) modelo do “cantiliver flexural” (McKenzie, 1978; Royden e Keen, 1980; Wernicke, 1985; Coward, 1986; Kuznir et al., 1987, 1991; Allen e Allen, 2005).

a) Modelo de cisalhamento puro :

O modelo de McKenzie (1978) considera quantitativamente as implicações de um rifteamento passivo (ou extensão mecânica) causados por mecanismos de cisalhamento puro (Figura 30). Este modelo assume conceitos como:

- A crosta e a litosfera se estendem em igual magnitude (estiramento uniforme com a profundidade).
- A geometria da extensão é simétrica (não há grande rotação de blocos por falhas de descolamento litosférico).
- A extensão da crosta e da litosfera é instantâneo, o que gera um desequilíbrio isostático que é compensado com uma subida passiva da astenosfera.
- A astenosfera tem uma temperatura uniforme na base da litosfera de 1333 ° C.
- O fluxo de calor é unidirecional (vertical) e é gerado por condução. Não há geração de calor radiogênico, nem atividade magmática.
- A subsidência total, de uma bacia em extensão, está dada por um componente mecânico inicial e posteriormente por um componente térmico onde o comportamento obedece a um decaimento exponencial.

- A subsidência mecânica inicial é controlada por falhas e dependem de fatores como a espessura inicial da crosta e o fator de estiramento β . Este estágio é modelado como instantâneo.
- Na subsidência térmica subsequente, há um decaimento das isothermas a seus valores pré-extensão e as velocidades de decaimento térmico são dependentes de β . Neste estágio, a taxa de subsidência decresce exponencialmente com o tempo devido ao decréscimo do fluxo térmico com o tempo.

Embora segmentos da margem continental do Atlântico Norte (Estados Unidos, Canadá, Escócia, etc.) tenham sido explicados com sucesso pelo modelo de McKenzie (1978), as premissas destas modelagens não são aplicáveis em todos os tipos de margens. O modelo de cisalhamento puro de McKenzie apresenta problemas como:

- Predição da mesma quantidade de subsidência nas fases rifte e termal de uma bacia em extensão, sendo que este fato não é sempre observado (Karner et al., 1992).
- Não há predição de blocos rotacionados, soerguidos e erosionados, que são comuns nas ombreiras dos riftes.
- Não explica importantes planos de detachment da crosta, observados em sísmicas profundas (Wernicke, 1985).
- Existência de riftes prolongados no tempo, com durações na ordem dos 20 ou 30 Ma., onde não há extensão instantânea.
- Temperaturas astenosféricas elevadas, produtos de convecções e anomalias térmicas como as plumas.
- Produção de calor radiogênico.
- Compensação flexural: embora o modelo assuma compensação isostática local (modelo de Airy), a litosfera continental possui uma deformação elástica finita e uma rigidez flexural, particularmente na fase pós-rifte.

Para poder explicar estes outros cenários geológicos foram posteriormente introduzidas modificações ao modelo inicial de McKenzie.

b) Modelo de distensão não uniforme :

O modelo de Royden e Keen (1980) apresenta premissas semelhantes às de McKenzie (1978), mas introduz modificações importantes (Figura 31). A principal diferença é que estes autores propõem uma distensão não uniforme (ou dependente da profundidade). O manto litosférico se estende em proporção diferente da crosta, e em magnitudes que podem ser contínuas ou descontínuas. A distensão rúptil promove inicialmente uma rápida subsidência tectônica crustal enquanto o estiramento subcrustal produz a subida passiva da astenosfera. Esta elevação tende a retornar a posição original por subsidência termal, ou a ser erodida. Este modelo foi aplicado a casos de afinamentos subcrustais maiores aos crustais. Sendo assim, é previsto um soerguimento inicial nos flancos do rifte devido ao rebate isostático da Moho, seguidos por erosão e subsidência termal. O grande aporte conceitual deste

modelo foi mostrar que a subsidência inicial depende exclusivamente do fator de afinamento crustal (β), enquanto a subsidência termal está controlada pelo fator de afinamento subcrustal ou mantélico (δ). A ocorrência de feições de blocos de rifte basculados abaixo de uma discordância regional que é coberta por sedimentos pouco afetados por falhas de embasamento (sag basin) também poderia ser explicada por fenômenos de distensão litosférica com diferentes valores para a crosta e manto (Karner e Driscoll, 1999; Karner et al., 2003; Karner e Gamboa, 2007).

c) Modelo de cisalhamento simples:

O modelo de cisalhamento simples de Wernicke (1985) é baseado em estudos tectônicos no Basin and Range nos Estados Unidos, onde o autor observou que a crosta (e provavelmente a litosfera) se estende em forma assimétrica ao longo de zonas de cisalhamento, de configuração lítrica, que atravessariam completamente a litosfera (Figura 32).

Este modelo assume conceitos como:

- A zona de extensão (controlada por falhas) está deslocada da área onde acontece a subida da astenosfera (levando a uma assimetria dos riftes nas margens conjugadas).
- Há zonas com comportamentos diferentes onde a subsidência térmica e o uplift pode acontecer simultaneamente em posições diferentes na margem em extensão. A Figura 32, mostra a zona 1, onde a distensão crustal é maior que a subcrustal (gerando uma bacia de rifte), e a zona 2, onde a distensão subcrustal é maior que a crustal (bacia termal ou sag).
- Afinamentos extremos da litosfera junto com mecanismos de perda de carga pela falha de descolamento podem gerar exumação da crosta inferior e até do manto superior (Lister *et al.*, 1986; Lister e Davis, 1989; Lister *et al.*, 1991; Manatschal *et al.*, 2001).

O modelo de Wernicke apresenta problemas para explicar eventos como:

- Bacias onde acontece superposição coaxial de áreas com subsidência controlada por falhas e posteriormente subsidência térmica, como acontece no Mar do Norte.
- Outra das críticas também frequentes ao modelo de Wernicke é que não há evidências sísmicas de que os níveis de detachment consigam atravessar a litosfera completa, sendo que as linhas sísmicas profundas, em sua maior parte, mostram que estes níveis descolam na crosta inferior ou na base da crosta, na descontinuidade de Mohorovicic (Kusznir *et al.*, 1991).

O modelo de Wernicke é apontado por alguns autores como responsável por margens de tipo pobre em magmatismo (Buck *et al.*, 1988; Lister *et al.*, 1986; Manatschal *et al.*, 2001). Este mecanismo pode resultar em importantes extensões da crosta que não requeriam estar acompanhada de importantes extensões do

manto litosférico, o que se traduz em subidas mínimas da astenosfera e inibição na produção de magmas. A geração de magmas, se estes existirem, poderia ser posterior, com o foco de intrusões ígneas e extrusões vulcânicas, deslocado para fora da área da extensão.

Níveis de detachment intracrustal têm sido frequentemente observados em bacias sedimentares, como por exemplo, em linhas sísmicas profundas na Galícia, nas planícies abissais da Ibéria, na Bacia de Almada (Capítulo 2) e em afloramentos nos Alpes (Manatschal *et al.*, 2006). Autores como Bowling e Harry (2001), embora reconheçam a frequente aparição destes níveis na sísmica, sugerem que a sua presença não constitui uma condição suficiente para formar as margens de tipo pobre em magmatismo, já que:

- À ruptura continental não acontece até que as duas placas tenham sido separadas completamente com formação de litosfera oceânica entre ambas. Isto requereria um extenso vulcanismo sin-rifte, que começaria logo depois da exumação do manto e finalizaria com a criação de nova litosfera oceânica, produzindo um extenso magmatismo na COB.
- As histórias de resfriamento térmico dos sedimentos pouco espessos do rifte depositados num manto exumado, na Ibéria, sugerem que as zonas de cisalhamentos podem ter sido desenvolvidas tardiamente durante a extensão. A ascensão da astenosfera poderia ter sido influenciada pelos níveis de detachment somente no final do rifteamento, porém estes níveis teriam pouca influência nos volumes, no tempo da fusão e na distribuição dos magmas.

d) Modelo de cisalhamento simples e puros combinadas:

Coward (1986) e Kuszniir *et al.* (1987) questionaram o modelo de cisalhamento simples com falhas penetrando até a base da litosfera. Para estes autores a distensão aconteceria segundo a combinação de um modelo de cisalhamento simples, na crosta, e num modelo de cisalhamento puro, no manto litosférico. Para Kuszniir *et al.* (1987) a distensão crustal se dá através de uma falha lítrica que descola na crosta inferior ou no limite crosta – manto litosférico (decollement), e a distensão no nível subcrustal estaria balanceada através de um mecanismo de cisalhamento puro (Figura 33).

Estes autores concluíram também que :

- Grandes profundidades de descolamento resultam em bacias profundas e estreitas.
- Não há diferenças expressivas nas dimensões das bacias se atuarem tanto falhas lítricas ou planares de baixo ângulo.

e) Modelo de "cantiliver flexural":

Kusznir *et al.* (1991), propuseram modificações ao modelo de Kusznir *et al.* (1987), ao estudar as bacias de Jeanne d'Arc, no nordeste de Canadá, e o graben do Viking, no Mar do Norte. Nestes exemplos, a distensão é mais bem representada por uma falha planar que descola na crosta inferior (Figura 34). Os blocos da lapa e da capa da falha atuam como vigas flexurais que se suportam mutuamente, daí a denominação de cantilever flexural. A compensação isostática induz ao colapso do bloco baixo (lapa) e ao soerguimento do bloco alto (capa). De igual forma que no modelo prévio, a crosta é deformada por cisalhamento simples e o manto litosférico por cisalhamento puro.

4. Tipos de rifte segundo a largura: riftes estreitos, largos (ou ultra largos) e core complex

A distensão litosférica continental pode resultar em riftes estreitos (ex. Rhinne, Riftes do Leste Africano, Rifte do Rio Grande), e riftes largos (Província do Basin and range, USA; Figura 35). Nos riftes estreitos a largura do rifte e da ordem da espessura da litosfera em distensão (<100 Km), enquanto nos riftes largos e ultra-largos, a largura da zona do rifte supera várias vezes a espessura da litosfera, por exemplo no Basin and range a largura do rifte é da ordem dos 800 Km (Buck, 2009). Os riftes estreitos são mais frequentes e a deformação permanece concentrada em áreas restringidas dentro do rifte. Para explicar o alargamento de um rifte, têm sido propostos alguns mecanismos como:

- a) Aumento da resistência por difusão termal e velocidades baixas de rifteamento. Esta hipótese tem sido proposta por England (1983) onde o autor assume que a crosta débil estendida e substituída por material mantélico mais resistente. Esta hipótese tem sido contestada por Sawyer (1985) já que para que se produza este efeito deveriam existir contrastes muito importantes entre a crosta e o manto e velocidades de distensão extremamente baixas (< 1 mm por ano)
- b) Aumento da resistência por fluxo viscoso. Bassi (1995) propôs que riftes largos poderiam ser o resultado de uma estratigrafia reológica formada por uma crosta superior rúptil e uma crosta inferior viscosa que resistiria a focalização dos esforços redistribuindo os mesmos numa área extensa. Esta hipótese tem sido reproduzida em modelagem numérica, mas com o limitante que não é possível gerar neste modelo falhas normais e strike-slip com rejeitos importantes (Buck, 2009)
- c) Afinamento crustal por ajuste isostático local: o estresse gravitacional relacionado a afinamento local por ajuste isostático favoreceria a geração de riftes largos. Riftes largos são esperados em crostas mais espessas e quentes que o normal, enquanto crostas com espessuras e temperaturas normais propiciariam do desenvolvimento de riftes estreitos (Buck, 2009).
- d) Mecanismos de flutuabilidade crustal (*crustal buoyancy*) é um mecanismo possível para alargar os riftes. Estes mecanismos requerem: uma crosta inferior débil (mas não muito débil), quente, e com baixa viscosidade capaz de fluir em direção do afinamento crustal por diferencial de pressões. Este

mecanismo compensaria a perda de espessura própria da extensão. Se a crosta inferior é extremadamente quente e fraca, este modelo prediz uma extensão de tipo "*core complex*" onde o locus da extensão da crosta superior permanece fixo num lugar enquanto a crosta inferior afina numa grande área (podendo chegar a exumação da crosta inferior (Buck, 2009).

5. Tipos de rifte segundo a localização da deformação: riftes simétricos e assimétricos

Huismans e Beaumont (2003) investigam os fatores que controlam a formação de os tipos extremos de riftes (estreito/largo e simétrico/assimétrico) focando no controle que exercem: 1) o amolecimento por deformação, e 2) o estado mecânico da parte viscosa da crosta que pode ser fraca ou desacoplada, ou forte (acoplada), Ver Figura 22 d.

Na Figura 36 podem observar-se os resultados destes experimentos, onde a assimetria na distribuição da deformação de um rifte estaria controlada por velocidade de rifteamento baixas, sistemas de crostas frias acopladas, e amolecimento por deformação. Já os sistemas simétricos responderiam a velocidades altas do rifteamento, sistemas desacoplados, e ausência de amolecimento por deformação.

6. Riftes passivos-ativos:

Já na década dos 70s, vários autores (exemplo, Morgan, 1971) chamaram a atenção sobre a coincidência temporal entre a presença das LIPs (flood basalt) e a ruptura continental. Posteriormente, autores como White e McKenzie (1995) concluíram que o pico do evento extrusivo, nas LIPs associadas à riftes continentais, pré-datam as anomalias magnéticas mais antigas, que marcam o início do espalhamento oceânico. Courtillot *et al.* (1999), retomam a análise sobre a causalidade entre as a formação das LIPs e a ruptura dos continentes, nas províncias magmáticas da Etiópia, Groenlândia, Deccan, Paraná, Karoo e no Atlântico Central. Estes autores concluem que:

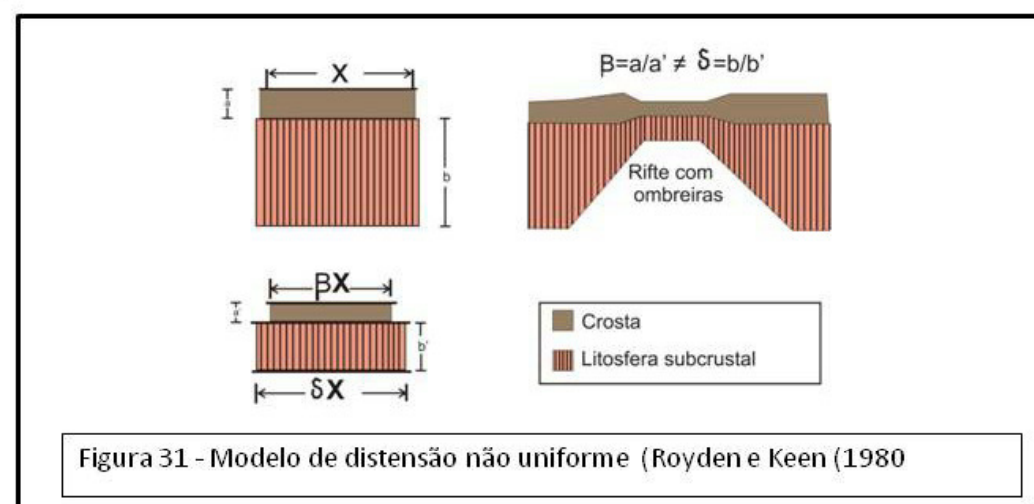
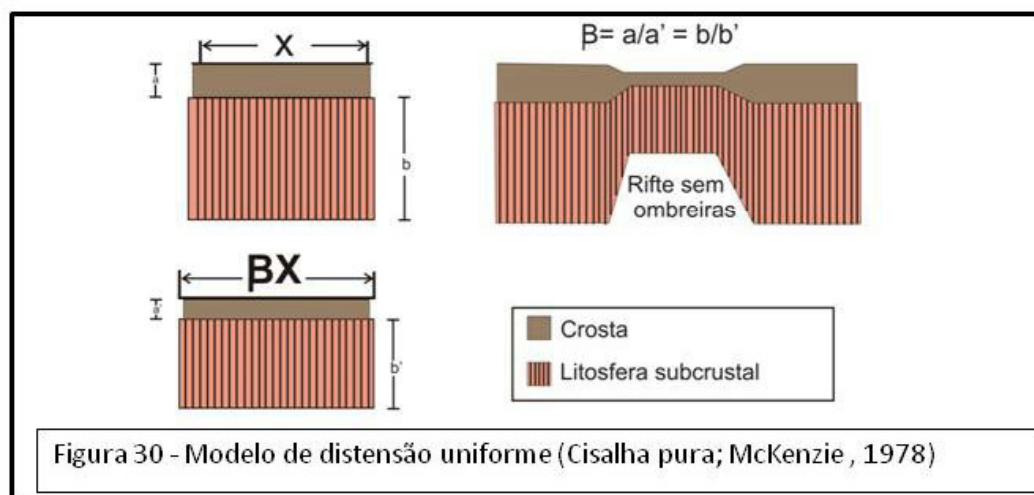
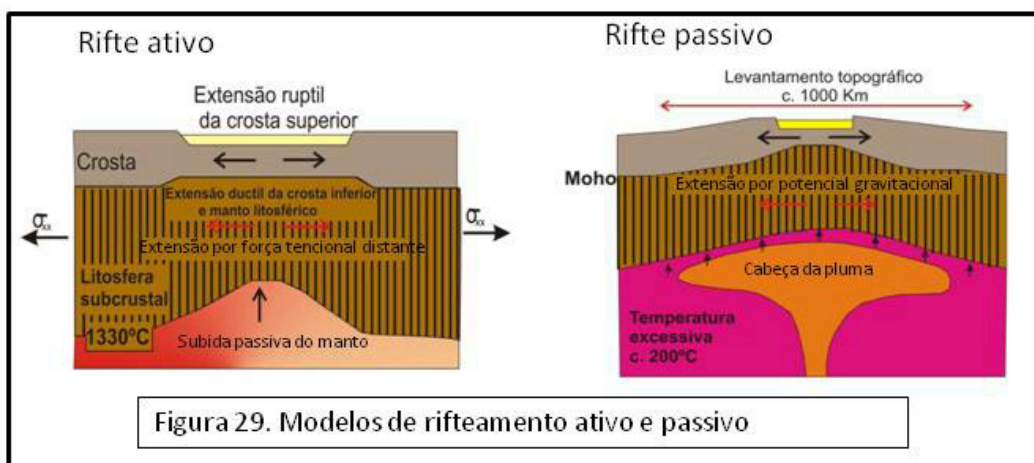
- A associação entre as LIPs e a ruptura dos continentes é mais uma regra que uma exceção.
- Rifteamentos assimétricos, pontos tríplexes, propagações dos riftes, LIPs, os SDR e a geração de crosta oceânica, são elementos comuns e sincrônicos que dependem e estão relacionados a anomalias térmicas (plumas) e a fatores litosféricos.
- Os modelos de geração dos riftes teriam que combinar elementos "passivos" e "ativos" para satisfazer os fatos observados.

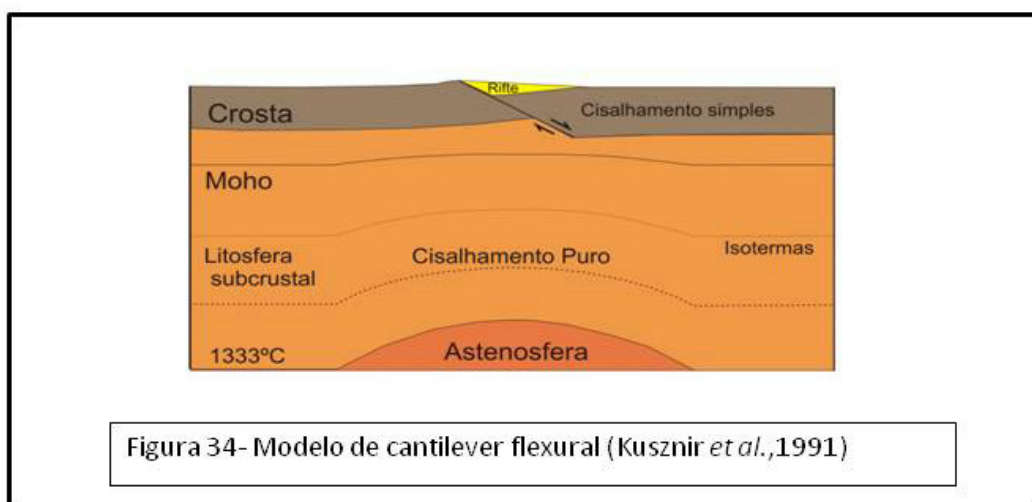
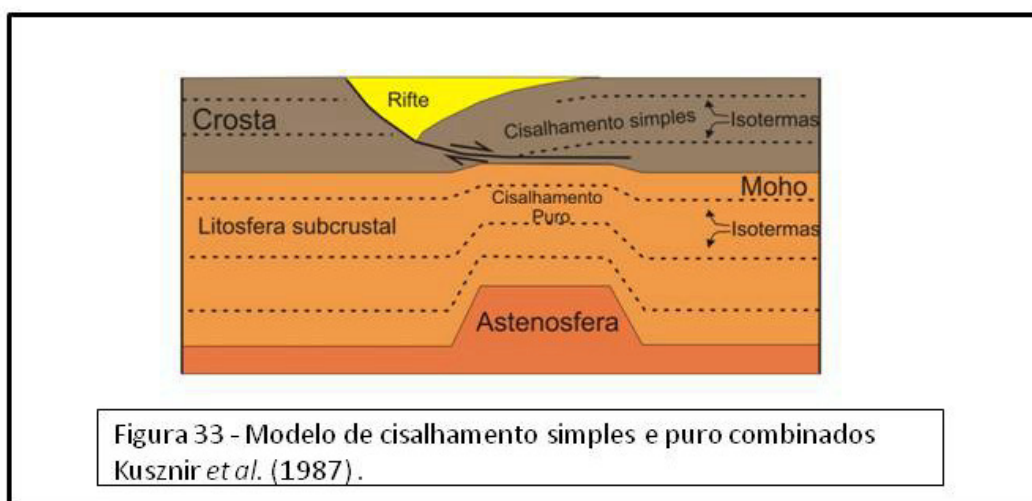
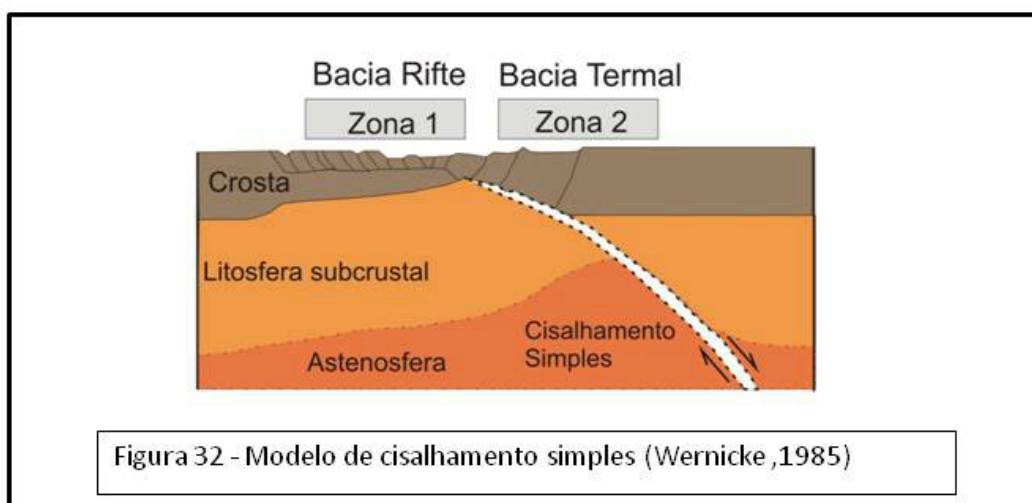
- Em todos os casos analisados, a presença de um elemento ativo (plumas e as LIPs resultantes) é um pré-requisito para a ruptura continental e formação de uma bacia oceânica. Em adição, o rifteamento tem que estar também possibilitado pelas forças que atuam nos limites das placas (compatibilidade cinemática), sendo também influenciado pelas heterogeneidades (ou homogeneidades) estruturais previa da litosfera (componente de herança).

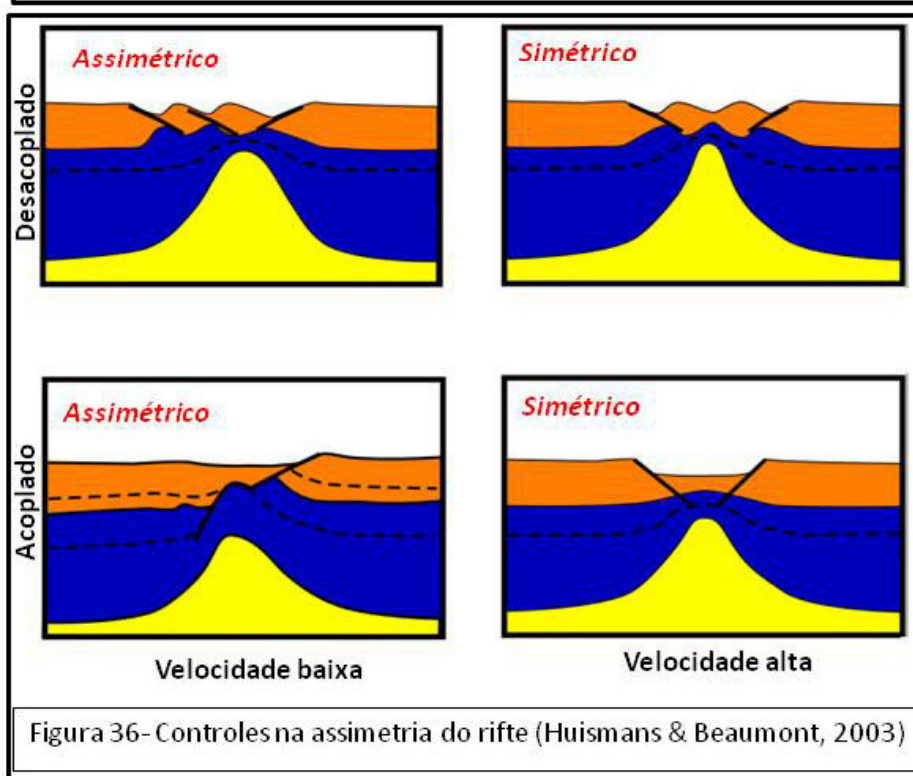
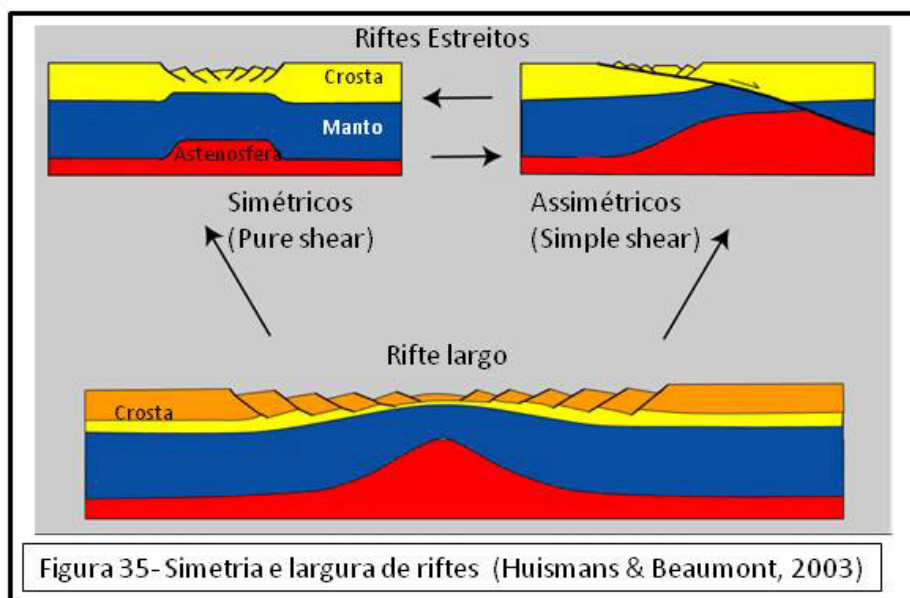
Segundo Courtillot *et al.* (1999), a geometria de uma bacia oceânica pode ser interpretada como a resultante da combinação dos seguintes fatores:

- O impacto de um número limitado de cabeças de plumas que gerariam os segmentos fortemente vulcânicos da margem (riftes quentes e MRM).
- A conexão e propagação dos mecanismos de ruptura continental. Esta ruptura está controlada pela geometria da nova bacia, pelas estruturas herdadas e pelos arranjos das placas.

Estes mecanismos formariam os segmentos não vulcânicos (MPM).



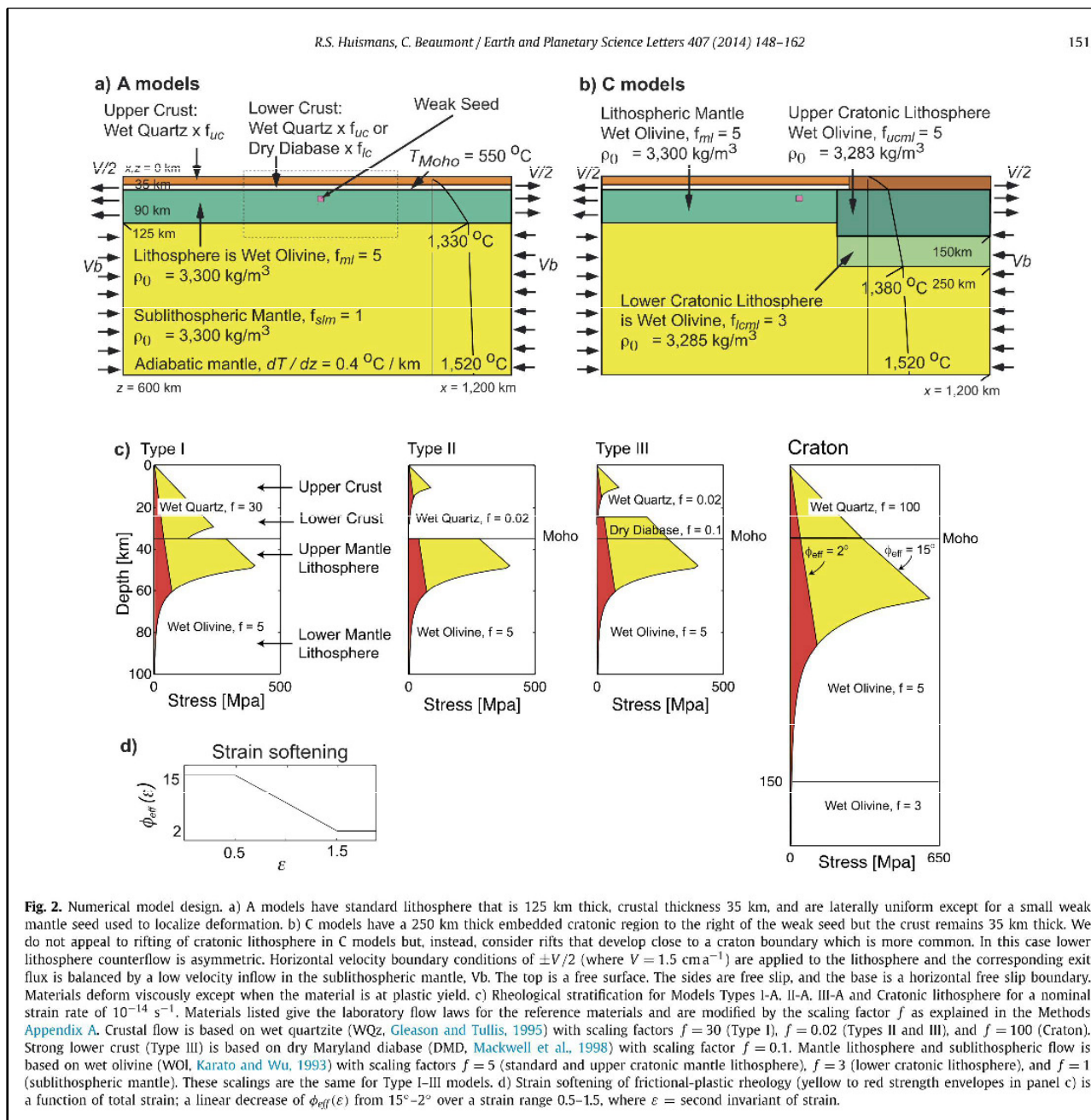




Anexo B - Modelagem numérica: arquitetura de riftes e das margens de riftes continentais⁶⁴ como respostas as diferentes estratigrafias reológicas da litosfera

A modelagem numérica de elementos finitos é uma metodologia numérica computacional orientado a achar soluções aproximadas a problemas de valores nos limites mediante equações diferenciais. A técnica consiste em subdividir uma área (ou volume) maior, por exemplo, a litosfera, em subunidades ou celas menores (chamadas de elementos finitos). As equações simples que modelam estes elementos finitos são posteriormente ensambladas num grande sistema de equações que controlam o problema completo. Este método permite analisar a litosfera em extensão e observar a evolução da instabilidade desde o boudinage litosferico inicial até a formação do riftes. O método permite também prever a geometria do rifte resultante segundo a parametrização imposta ao modelo, como por exemplo: a taxa de deformação, a reologia dos materiais em distensão, o fluxo térmico, o tipo de distensão, etc.

Neste anexo, se incluíram os resultados obtidos e as condições experimentais de Huismans e Beaumont (2014) para os modelos M10, 11, M12 e M13 do Quadro 2



R.S. Huismans, C. Beaumont / Earth and Planetary Science Letters 407 (2014) 148–162

Table 1
Model parameter values.

Parameter	Symbol	Value
<i>Rheological parameters</i>		
Angle of internal friction	$\phi(\varepsilon)$ and strain range of softening, ($\varepsilon = I_2^2$)	15°–2°, 0.5–1.5
Cohesion	C	0 Pa
<i>Wet Quartz (Gleason and Tullis, 1995)</i>		
Power law exponent	n	4.0
Activation energy	Q	223 × 10 ³ J/mol
Initial constant ^a	A	1.10 × 10 ⁻²⁸ Pa ⁻ⁿ /s
Activation volume	V	0 m ³ /mol
Crust scaling factor (Types I, II, C)	f_c	30, 0.02, 100
<i>Dry Maryland Diabase (Mackwell et al., 1998)</i>		
Power law exponent	n	4.7
Activation energy	Q	485 × 10 ³ J/mol
Initial constant ^a	A	5.77904 × 10 ⁻²⁷ Pa ⁻ⁿ /s
Activation volume	V	0 m ³ /mol
Lower crust scaling factor (Type III)	f_{lc}	0.1
<i>Wet Olivine (Karato and Wu, 1993)</i>		
Power law exponent	n	3.0
Activation energy	Q	430 × 10 ³ J/mol
Initial constant ^a	A	1.7578 × 10 ⁻¹⁴ Pa ⁻ⁿ /s
Activation volume	V	15 × 10 ⁻⁶ m ³ /mol
Mantle lithosphere scaling factor	f_{ml}	5
Sub lithosphere scaling factor	f_{slm}	1
Upper cratonic mantle lithosphere scaling factor	f_{ucm}	5
Lower cratonic mantle lithosphere scaling factor	f_{lcm}	3
Universal gas constant	R	8.3144 J/mol/°C
<i>Thermal parameters</i>		
Diffusivity	κ	1 × 10 ⁻⁶ m ² /s
Diffusivity sub lithospheric mantle	κ_{slm}	21.5 × 10 ⁻⁶ m ² /s
Diffusivity cratonic lithosphere mantle	κ_{cml}	2.24 × 10 ⁻⁶ m ² /s
Crustal radioactive heat production	A_R	0.9 × 10 ⁻⁶ W/m ³
Volume coefficient of thermal expansion	α_T	2 × 10 ⁻⁵ /°C
Surface temperature	T_0	0°C
<i>Standard lithosphere</i>		
Initial Moho temperature	T_m	550°C
Base lithosphere temperature	T_l	1330°C
<i>Cratonic lithosphere</i>		
Initial cratonic Moho temperature	T_{cm}	480°C
Base cratonic lithosphere temperature	T_{cml}	1380°C
Basal temperature	T_a	1520°C
<i>Densities (T₀ = 0°C)</i>		
Crustal density	$\rho_c(T_0)$	2800 kg/m ³
Mantle lithosphere density	$\rho_m(T_0)$	3300 kg/m ³
Sub lithospheric mantle density	$\rho_a(T_0)$	3300 kg/m ³
Upper cratonic mantle lithosphere density	$\rho_{ucm}(T_0)$	3283 kg/m ³
Lower cratonic mantle lithosphere density	$\rho_{lcm}(T_0)$	3285 kg/m ³
<i>Dimensions and boundary condition</i>		
Base of crust (Types I–III)		35 km
Thickness of lower crust (Type III)		10 km
Base mantle lithosphere		125 km
Base cratonic mantle lithosphere		250 km
Base upper mantle		600 km
Extension velocity	V/2	0.75 cm a ⁻¹ (half rate)
Top boundary condition		Stress free surface
Side boundary conditions		Free slip, normal velocity V
Basal boundary conditions		Free slip, zero normal velocity

^a Values of A have been converted from the experimental values to values appropriate for tensor invariant conditions.