2.3 Isostasia e Modelos de Compensação Isostática

Isostasia é o termo criado pelo geólogo americano C. E. Dutton em 1882 (WATTS, 2001) para descrever o estado de equilíbrio gravitacional existente entre a crosta e o substrato, fazendo com que grandes feições topográficas menos densas da crosta flutuem hidrostaticamente sobre uma camada densa e plástica.

A isostasia segue o Princípio de Arquimedes, segundo o qual todo corpo imerso em um fluido sofre um empuxo vertical para cima, cuja intensidade é igual à do peso do líquido deslocado pelo corpo. Com isso, ocorre o equilíbrio isostático, onde parte do bloco fica acima do nível do fluido (ou da astenosfera) e uma parte maior penetra na porção fluida, por exemplo, a Cordilheira do Himalaia, com 9 km acima e cerca de 60 km de raiz abaixo do nível do mar.

Os dois principais modelos de compensação isostática local (Modelos de Airy e de Pratt) e o modelo de compensação isostática regional serão brevemente descritos aqui.

2.3.1 Modelo de Airy

Segundo Watts (2001), tal modelo foi proposto pelo astrônomo inglês George Bidell Airy em 1855. Utilizando uma analogia com os icebergs, as montanhas possuiriam uma densidade constante e quanto mais altas fossem, maiores seriam as suas raízes a penetrar na astenosfera fluida e mais densa. A Figura 13a mostra o Modelo de Airy e sua formulação matemática.

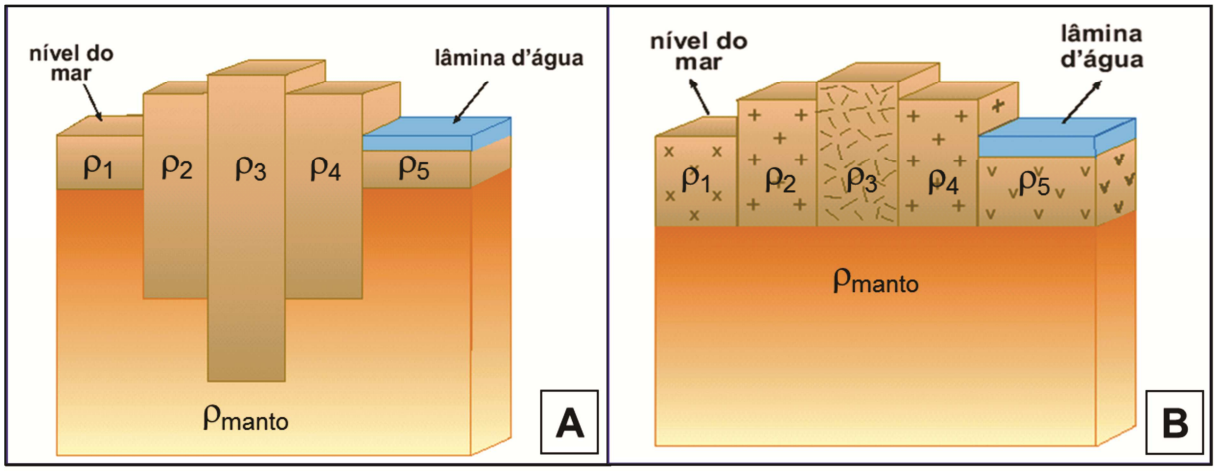
Ainda segundo Airy, os blocos continentais possuem maior proporção de raiz do que os blocos oceânicos, não devido a diferenças nas densidades, mas porque possuem elevações topográficas maiores. Esse modelo se mostra eficaz para explicar as maiores variações de espessura da crosta em regiões de cadeias de montanhas (KARNER e WATTS, 1983).

2.3.2 Modelo de Pratt

Essa hipótese foi formulada pelo matemático John Henry Pratt em 1858, três anos após estudos sobre as diferenças na atração gravitacional entre as medições feitas no Himalaia e as feitas na Planície do Rio Ganges. Segundo Watts (2001), Pratt lançou mão de detalhados cálculos matemáticos nesses estudos, ao contrário de Airy, que se baseou apenas em conceitos físicos.

Segundo essa teoria, todos os blocos flutuariam na astenosfera em uma mesma profundidade e as variações na topografia seriam compensadas por variações laterais de densidade. Com isso, quando há equilíbrio isostático, as montanhas possuiriam menores densidades que os locais de menor elevação topográfica, como as bacias (Figura 13b).

Figura 13: Modelos isostáticos.



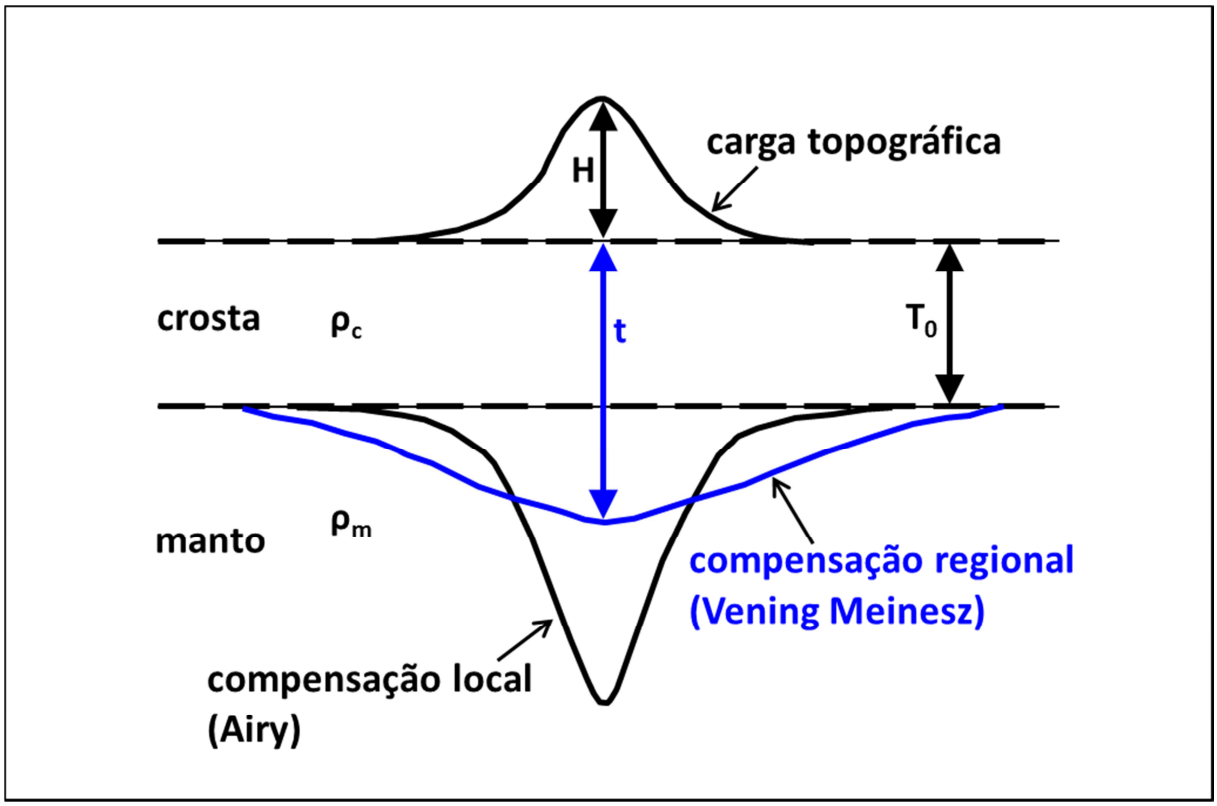
Legenda: (A) Modelo de Airy; e (B) Modelo de Pratt. No Modelo de Airy, a densidade da litosfera é $\rho_1 = \rho_2 = \rho_3 = \rho_4 = \rho_5 = 2{,}67$ g/cm^3. No Modelo de Pratt, a densidade da litosfera é $\rho_1 \neq \rho_2 \neq \rho_3 \neq \rho_4 \neq \rho_5$. A densidade do manto é igual em ambos os modelos: $\rho_{manto} = 3{,}3$ g/cm^3.
Fonte: Adaptado de TEIXEIRA et al., 2000.

2.3.3 Modelo de Compensação Isostática Regional

O modelo mais comum de compensação isostática regional, defendido por Vening Meinesz, mostra uma placa com comportamento elástico respondendo

regionalmente às variações na topografia (LILLIE, 1999 e WATTS, 2001). A Figura 14 mostra uma comparação entre esse modelo e o Modelo de Airy.

Figura 14: Comparação entre o Modelo de compensação local de Airy e o de compensação regional de Vening Meinesz.



Legenda: Onde T_0 é a profundidade da Moho, ρ_c e ρ_m são respectivamente as densidades da crosta e do manto, e t é a espessura da raiz em regiões montanhosas, dada pela razão entre a elevação topográfica (H) e o contraste de densidade entre manto e crosta, multiplicada pela densidade da crosta.
Fonte: BAGHERBANDI, 2011.

A maior parte dos materiais da Terra apresenta um certo grau de rigidez e tem a sua carga distribuída sobre uma certa área. A rigidez flexural da placa litosférica determina o quanto ela irá suportar a carga rochosa sobrejacente, antes que ocorra alguma deformação, causando subsidência. A rigidez flexural também irá depender da espessura da placa. De acordo com esse modelo, uma certa carga irá causar um arqueamento na litosfera sem que a sua raiz seja maior, pois a rigidez crustal irá compensar parte dessa carga. A rigidez flexural (D) é definida por Karner e Watts (1983) como:

$$D = ET_e^3/12(1-\sigma^2) \quad (1)$$

Onde E é o Módulo de Young (constante elástica), T é a espessura elástica da placa e σ a Razão de Poisson, que é definida por Duarte (2003) como a constante elástica dada pela razão entre a variação da largura e a variação de comprimento de um sólido sujeito à ação de uma força.

2.4 Modelos de Distensão Litosférica

A formação das bacias da margem continental brasileira está diretamente relacionada à atuação de processos distensivos que separaram o continente sul-americano do continente africano. A seguir serão discutidos alguns modelos propostos para explicar o estiramento e o afinamento da litosfera.

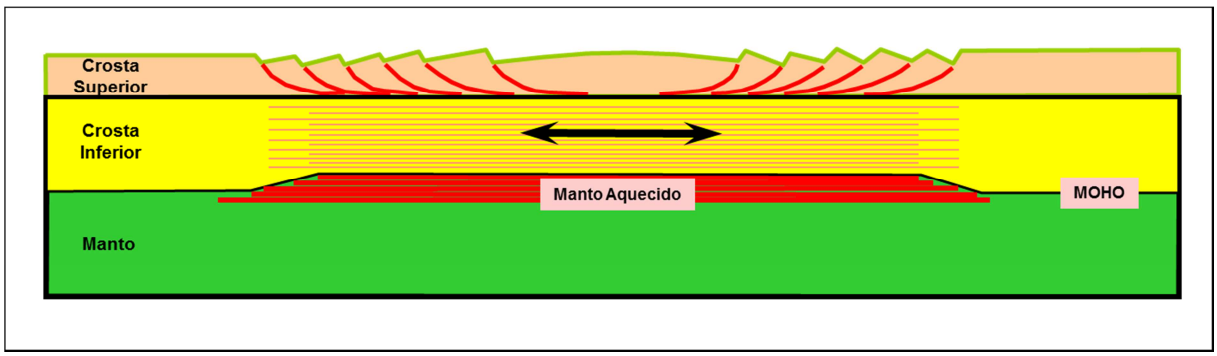
2.4.1 Modelo de McKenzie

O modelo de distensão litosférica continental apresentado por McKenzie (1978) assume que o estiramento produz uma bacia sedimentar através do afinamento litosférico seguido por um lento resfriamento das partes inferiores da placa. A litosfera é deformada uniformemente por cisalhamento puro, com os estiramentos crustal e subcrustal coincidentes na vertical (Figura 15). A distensão pode ocorrer em dois ambientes geológicos: margens rifteadas e atrás de arcos de ilhas.

Através do mecanismo de compensação isostática local de Airy, o afinamento litosférico faz com que o material crustal mais denso dê origem a uma depressão, que pode ser preenchida por água e/ou sedimentos. Devido a essa compensação isostática, ocorre a subida da astenosfera quente, menos densa que a litosfera, causando subsidência (fase rifte). Com isso a evolução da bacia produz uma geometria de falhas normais, onde apenas alguns horsts são elevados e erodidos.

Após o reequilíbrio térmico ocorre o espessamento da litosfera com uma nova e lenta subsidência (fase termal) e preenchimento sedimentar.

Figura 15: Modelo distensional de McKenzie.



Legenda: Modelo de distensão da litosfera por cisalhamento puro.
Fonte: Modificado de MCKENZIE,1978.

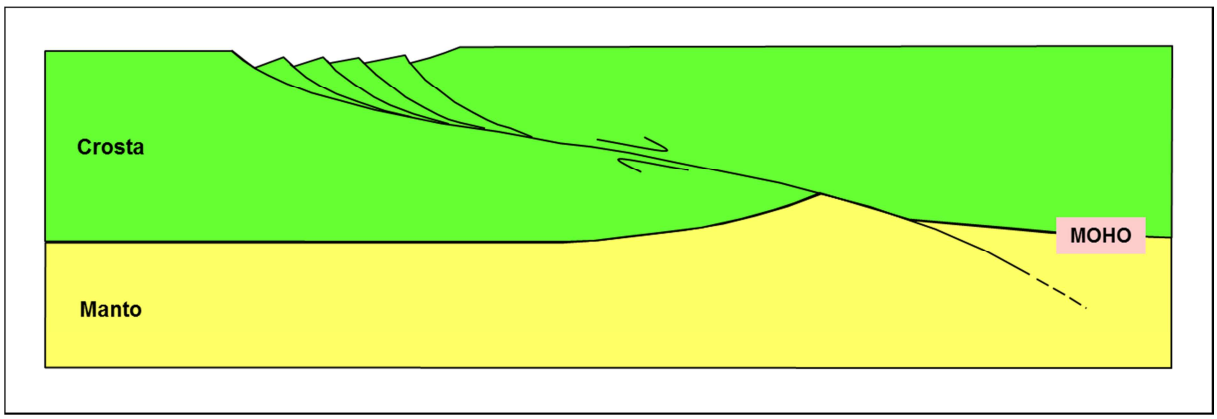
2.4.2 Modelo de Wernicke

Este modelo, construído por Wernicke em 1981, é conhecido como distensão por cisalhamento simples (Figura 16), e é baseado em estudos geofísicos comparados com o conhecimento geológico na Província Basin and Range, no oeste americano.

A distensão é acomodada por uma zona de cisalhamento que atravessa toda a litosfera. Esse esforço distensivo atinge uma litosfera heterogênea ao longo de uma falha de descolamento de baixo ângulo que ocorre na base da crosta, fazendo com que haja uma defasagem lateral e vertical entre a região afinada das porções crustais e subcrustais, através de um mecanismo de compensação isostática regional.

Em larga escala o maior afinamento crustal ocorre sem um grande afinamento da crosta nos platôs em direção ao cisalhamento da base da crosta. São gerados dois tipos de bacia: bacia rifte, onde o afinamento crustal é maior que o afinamento subcrustal; e uma bacia termal, onde o afinamento subcrustal é maior que o crustal. O principal problema associado a este modelo é o fato de não ser adequadamente aplicado a bacias que possuem uma fase termal sobreposta a uma fase rifte.

Figura 16: Modelo distensional de Wernicke.

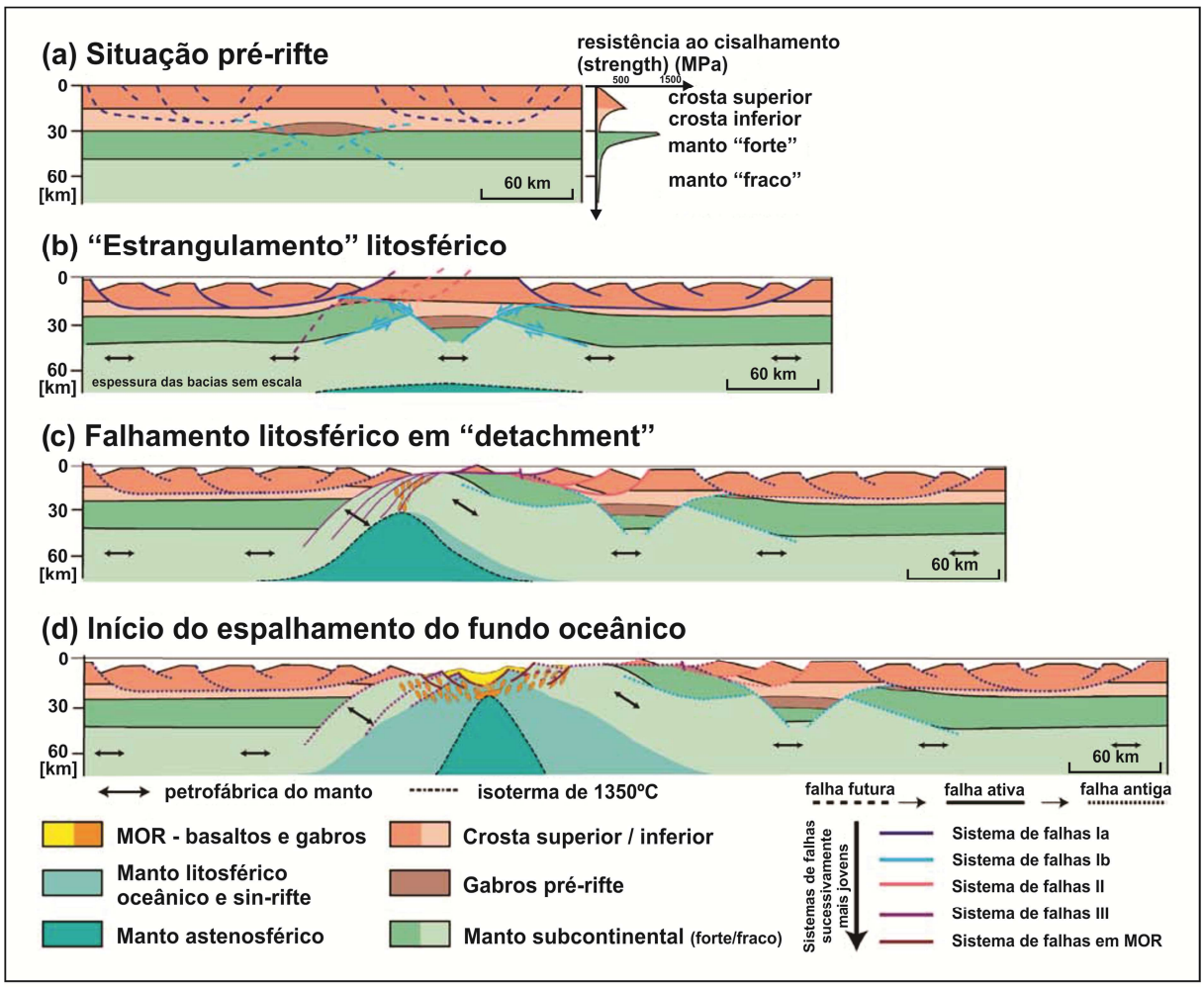


Legenda: Modelo de distensão da litosfera por cisalhamento simples.
Fonte: Modificado de WERNICKE, 1984.

2.4.3 Modelo de Péron-Pinvidic e Manatschal

Esse modelo (Figura 17) foi desenvolvido a partir de observações de campo e amostragem extensiva das margens antigas expostas nos Alpes e dados geofísicos e perfurações de poços através do programa ODP (*Ocean Deep-Sea Drilling*) realizados na margem da Iberia (MANATSCHAL, 2004). Foram também revistas as observações feitas ao longo das margens conjugadas Iberia-Terra Nova (Newfoundland) e discutido o caráter polifásico da evolução do rifteamento em margens pobres em magma (PÉRON-PINVIDIC e MANATSCHAL, 2008). As descrições feitas na margem Ibérica também foram comparadas com as estruturas com deformação no manto e na crosta continental, com os dados petrológicos e as datações de rochas obtidas na Transição Oceano-Continental de Tasna, sudoeste da Suiça (MANATSCHAL et al., 2006).

Figura 17: Modelo de distensão litosférica de Manatschal.



Legenda: a) fase inicial pré-rifte; b) rifteamento inicial; c) rifteamento final, com falhas em descolamento e; d) espalhamento oceânico.
Fonte: MANATSCHAL, 2004, modificada de WHITMARSH, MANATSCHAL e MINSHULL, 2001

Foram introduzidos novos conceitos a respeito da evolução dos esforços deformacionais e de ruptura da litosfera em margens rifteadas pobres em magma. Enquanto que nos modelos de Wernicke e de McKenzie o rifteamento é um processo monofásico, no modelo de Péron-Pinvidic e Manatschal a placa continental sofre várias etapas de deformação afetando o manto e a crosta continental, com estiramento inicial, afinamento crustal, exumação da crosta inferior e do manto litosférico, seguidos de implantação de crosta oceânica em meio ao manto exumado durante a ruptura final, com intensa atividade vulcânica anterior à oceanização.

A zona de manto exumado possui a porção superior serpentinizada e é caracterizada por ser capeada por gouges e brechas tectono-sedimentares. À medida em que aumenta a profundidade, diminui a serpentinização. Sismicamente,

apresenta pouca ou nenhuma reflexão típica da Moho e tem as velocidades sísmicas mais baixas que aquelas registradas nas crostas oceânica e continental. A serpentinização é caracterizada mais como consequência do que razão das deformações desse tipo de margem.

Segundo Manatschal (2004), em termos estruturais são descritos três tipos de falhas que formam e acomodam as deformações em diferentes estágios e posições de uma margem rifteada: (1) falhas que atravessam a crosta rúptil superior, sendo que algumas atingem a Descontinuidade de Mohorovicic; (2) falhas que atravessam a crosta rúptil e entram na crosta dúctil, diferenciando-se no primeiro grupo por ainda se manterem ativas durante os estágios finais de rifteamento; e (3) falhas profundas que são responsáveis pela exumação de material profundo crustal e de rochas do manto. Todos esses sistemas de falhas ainda indicam mudanças térmicas e reológicas na estrutura da litosfera causadas pela ascensão da astenosfera durante a fase final do rifteamento.