

UM MODELO ALTERNATIVO PARA A FORMAÇÃO DA BACIA DO JAIBARAS: IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO FINAL DA CADEIA BRASILIANA/PAN-AFRICANA NO NOROESTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA

Diógenes Custódio de Oliveira^(1,2), Guttenberg Martins⁽³⁾, Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco⁽³⁾ & David Lopes de Castro⁽³⁾.

Abstract

The Jaibaras Trough (JT) is the most prominent and extensive exposure of several graben-like features, which developed immediately after the Brasiliano-Pan African Orogeny in Borborema Province and Nigerian Shield. JT represents an intraplate province for which both origin of magmatism and basin forming mechanism are coeval. Thus, intrusives units (Coreaú Dike swarm, Meruoca and Mocambo plutons, flow and sills of Parapuí Suite) demonstrate a closed spatial and stratigraphical interactions during the JT infill. The silicic and intermediate suites represent the surface expression of high-K to shoshonite series of magmas derived from partial melting of evolved lower continental crust with contributions of lithospheric mantle. Rather, mafic rocks were generated at the expense of adiabatic decompression processes driving by lithospheric extension. In terms of tectono-magmatic source, this apparent incompatibility is satisfactorily explained by modelling thermo-mechanically the JT generation as a coupled process from lithospheric decoupling followed by mafic underplating. This evolution is clearly corroborated by geological features in the study area such as: a) the onset of mafic to intermediate magmatism, originally hybrid in origin (crust/mantle), represented by Coreaú dike swarm; b) the closed coincidence between lithospheric mantle derived (Parapuí Suite) coupled with shoshonite magmatism (Mocambo and Meruoca plutons) and extensional deformational regime (JT); c) the progressive but definitive changing in regional stress system to simple extension, represented by the nucleation and development uplift with subsequent preservation of extensional features.

Resumo

A Bacia do Jaibaras (BJ) é a mais importante exposição de um conjunto de grabens desenvolvidos logo após a Orogênese Brasiliana/Pan-Africana na Província Borborema e no Escudo Nigeriano. A BJ representa uma província intra-placa na qual tanto a origem do magmatismo como a dos mecanismos de formação da bacia é contemporânea. Desta forma, as unidades intrusivas (Enxame de Diques Coreaú, Granitos Meruoca e Mocambo e os derrames e sills da Formação Parapuí) apresentam uma estreita relação espacial e estratigráfica durante o preenchimento da BJ. As suítes magmáticas félsicas e intermediárias constituem a expressão superficial de uma série magmática de alto teor em potássio à série shoshonítica derivada da fusão parcial da crosta inferior com contribuições do manto litosférico. A descompressão adiabática durante o estiramento litosférico foi o processo gerador mais provável das rochas basálticas. Em termos de fontes magmáticas, esta aparente incompatibilidade é satisfatoriamente explicada pela modelagem termo-mecânica da geração da BJ através do processo de descolamento litosférico seguido pelo sub-emplacamento

⁽¹⁾ Petrobrás/E&P-RNCE/Gexp/Geint. Av. Eusébio Rocha, 1000. CEP 59.064-100 Cidade da Esperança Natal-RN

⁽²⁾ UFRN/DG-PPGG (Doutorando). E-mail: dcoliveira@petrobras.com.br

⁽³⁾ Universidade Federal do Ceará. Departamento de Geologia. Campus do Pici, Bloco 912/913. Pici. Fortaleza-CE E-mail: guttenberg-martins@mailcity.com ; david@ufc.br ; mariano@ufc.br

(underplating) de magmas basálticos. Esta evolução é claramente observadas nas feições geológicas desta bacia e realçada pelos seguintes aspectos: a) a co-existência de magmas félsicos/máficos e de derivação híbrida (crosta/manto) representados pelo Enxame de Diques Coreaú; b) a coincidência entre magmatismo derivado do manto litosférico (Suíte Parapuú) e magmatismo shoshonítico (Granitos Meruoca e Mocambo) com o regime extensional; c) a progressiva variação, embora não definitiva, no regime de stress regional para extensão simples representada pela nucleação e desenvolvimento de uma estrutura rifte bem marcada; e d) a ocorrência de amplo soerguimento com a subsequente preservação de estruturas extensionais.

Introdução

Um fator crítico no entendimento da evolução geodinâmica de ambientes geológicos, nos quais o final dos regimes convergentes é seguido por amplo regime extensional, é a capacidade de desvendar a sequência complexa de eventos geológicos. O advento das técnicas analíticas modernas na formulação de modelos de exemplos reais de deformação de litosfera espessada tem capacitado aos pesquisadores controles acurados em aferir o grau de acoplamento entre deformação na crosta e movimentos no manto, como também sobre estrutura termo-mecânica litosférica resultante e das relações entre deformação local e regional (e.g., England & Houseman, 1989; Mareschal, 1994; Ruppel, 1995; Royden, 1996; Houseman & Molnar, 1997; Marotta et al., 1998; Schott & Schmelting, 1998).

Devido às quantidades excessivas de deformação no ambiente colisional, zonas de fraquezas reológicas dentro do manto podem ser suficiente para permitir uma flutuação negativa do manto litosférico com delaminação da crosta (Bird, 1979). Como consequência desta instabilidade termo-mecânica, o sub-emplacamento (*underplating*) basáltico ocorre pela deflação de uma câmara magmática em formato de *sill* em níveis neutros da litosfera estirada (Stel et al., 1993). Entretanto muitos detalhes destes processos permanecem pouco conhecidos. Mas observações geológicas e geofísicas em várias partes do planeta estão fomentando amplas evidências para as ocorrências destes processos (e.g., Dohr, 1989; Lachenbruch et al., 1994; Meissner, 1995; Houseman & Molnar, 1997; Meissner & Mooney, 1998). Os efeitos deste fenômeno são facilmente reconhecidos: soerguimento rápido e mudança no campo regional de stress (de contracional para extensional), e variação no magmatismo de origem crustal e mantélico (Kay & Kay, 1993).

O objetivo deste artigo é discutir evidências geológicas e geofísicas da ocorrência do processo de delaminação litosférica seguida pelo sub-emplacamento de *sill* basáltico durante a formação da Bacia do Jaibaras (BJ).

Arcabouço Geológico

O chamado Domínio Médio Coreaú no extremo-noroeste da Província Borborema (fig. 1A), o qual está inserida a BJ, apresenta o formato de uma cunha triangular fortemente deformada. Neste domínio é observado um arranjo de *horsts* e *grabens* alinhados na direção NE-SW e justaposto pelas zonas de cisalhamentos profundas com mergulho vertical, chamadas de Lineamento Transbrasiliano (LTB). Uma compilação detalhada do arcabouço geológico deste domínio está disponível em Torquato & Nogueira Neto (1996).

A BJ compreende uma depressão bem definida com 10-20 km de largura e 120 Km de extensão instalada sobre gnaisses, migmatitos e terrenos metassedimentares do embasamento (fig. 1A). O *graben* principal é limitado por zonas cisalhamentos miloníticas reativadas como falhas normais lateralmente a um sistema de falhas e zonas de cisalhamento de escala continental. A calha

sedimentar congrega depósitos sedimentares siliciclásticos imaturos, os quais foram acumulados em áreas de relevo instável e provavelmente totaliza até 3 Km de espessura. O registro sedimentar completo indica que o efeito tectônico diminui durante a deposição, incluindo os processos recorrentes de rifteamento no topo da sequência. Variações marcantes na espessura, mudanças rápidas nas fácies sedimentares, espessos conglomerados inter-acamadados, não-conformidades locais e discordâncias de extensão variável caracterizam os depósitos sedimentares e dificultam reconstruções paleogeográficas de caráter regional. O preenchimento do eixo da bacia suportou sedimentos argilosos e arenosos, enquanto que nos flancos laterais do rifte comportou leques aluviais conglomeráticos. Não há claras evidências de metamorfismo regional, entretanto uma mineralogia de anqui-metamorfismo é reconhecida amplamente nesta bacia. A evolução magmática da BJ compreende basicamente quatro fases distintas em termos de espaço e tempo. A fase mais antiga envolve o Enxame de Diques Coreaú, a qual tem idade Vendiana, e representa o pulso tectônico inicial da abertura do rifte. Com a continuação da abertura, a reativação de zonas de cisalhamento profundas facilitou a posicionamento do Granito Mocambo durante o Cambriano Inferior, precedendo a fase rifte principal. A sedimentação na bacia foi acompanhada pelo considerável volume de vulcanismo, composto principalmente por derrames de lavas basálticas, diques e *sills*. O Granito Meruoca é a última manifestação ígnea na BJ e ocorreu durante o Cambriano Superior (Oliveira, 1999).

Evidências de delaminação e sub-emplacamento durante a formação da Bacia do Jaibaras

Um modelo integrado para a BJ com pressupostos genéticos requer no seu arcabouço a formulação de mecanismos plausíveis para explicar as relações termo-mecânicas entre atividades magmáticas e o comportamento do estiramento litosférico. Certamente, a anomalia térmica associada aos eventos ígneos introduziu uma forte anisotropia de escala regional no interior da crosta continental. Consequentemente a extensão tornou-se preferencialmente alojada ao longo da estrutura rifte. A área de exposição da BJ, considerando uma anisotropia litosférica larga e profunda, agrega evidências de uma evolução não limitada à crosta superior. A base geológica para este modelo foi primeiro sugerida por Jardim de Sá (1984), no qual é evocada uma continuidade para sul da colisão Pan-Africana e favorece a hipótese de um ambiente colisional na área da BJ, seguindo o Lineamento Transbrasiliano-Kandi. Para o norte, este ambiente colisional é suportado pela presença de assembléias lito-estratigráficas típicas de ambientes de arco de ilhas ou de colisão do tipo andina. O resultado das investigações em andesitos e a ocorrência de cinturões metamórficos emparelhados também não descartam a hipótese de obdução. Eclogitos ou lascas de ofiolitos empurrados sobre uma margem passiva apresentam assembléias minerais que indicam fortemente que estes foram formados numa zona de subducção e posteriormente alçados (Caby et al., 1981). Ainda de acordo com Jardim de Sá (1984), evidências mais seguras estão para sul encobertas abaixo dos sedimentos da bacia do Parnaíba.

Apesar de todas incertezas inerentes, alguns aspectos geológicos apontam a ocorrência de uma possível delaminação seguida por processos de sub-emplacamento durante os tempos do final da orogênese Brasileira/Pan-Africana:

1 - A co-existência de magmas félsicos/máficos e de derivação híbrida (crosta/manto) representados pelo Enxame de Diques Coreaú - Ao início da delaminação relativamente pouco material litosférico-astenosférico é remobilizado, mas suficiente para não cessar a tendência de afundamento induzida pelo arqueamento

negativo da litosfera (Meissner & Mooney, 1998). Então, alguns magmas relacionados com o processo de delaminação são similares aos magmas gerados pela fusão de uma crosta oceânica jovem e quente subductada. Portanto as assinaturas geoquímicas do Enxame de Diques Coreá e do Granito Mocambo, registros magmáticos associados aos processos de riftes na BJ, preservam características orogênicas (Oliveira, 1999). Entretanto, os dados geoquímicos disponíveis não favorecem a elaboração de modelos petrogenéticos acurados. Mesmo assim, Oliveira (1999) usou as composições extremas das lavas máficas na formulação de um modelo petrogenético para a BJ. Mas, uma das maiores complicações, as quais obstruem modelização, advém do fato que os termos mais primitivos devem ter sido submetidos a um completo re-equilíbrio em temperaturas sub-solidus, influenciando sua composição global. Magmas andesíticos e dacíticos associados com delaminação e subducção de crosta oceânica jovem apresentam algumas feições típicas tais como alta razão La/Yb, altos conteúdos de Sr, e misturas de magmatismo toleítico, andesítico e shoshonítico (Kay & Kay, 1993). Estes padrões químicos refletem a influência de uma crosta espessa mas rapidamente exumada. Nestas situações, os processos de fusão podem ocorrer antes de qualquer extensão crustal (White & Mckenzie, 1989). Uma extensão litosférica seguida imediatamente da remoção convectiva de sua base favorecem a diminuição da constante temporal de decaimento do gradiente térmico, permitindo um evento de aquecimento passageiro que atinge a crosta gerando volumes consideráveis de rochas de alto potássio (Menzies, 1987; Kay & Kay, 1993). Portanto como observado nas manifestações ígneas iniciais da BJ.

2 - *A coincidência entre magmatismo derivado do manto litosférico (Suíte Parapu) e magmatismo shoshonítico (Granitos Mernoca e Mocambo) com o regime extensional* – A área de crosta espessada, representada pelos valores *Bouguer* anômalos e negativos (Beltrão et al., 1991; Castro et al., 1998), parece ter sido preservada até 80 Km a leste do Lineamento Transbrasiliano (LTB). De fato, este modelo é particularmente apoiado pela análise tectônica de Jardim de Sá (1984) e Jardim de Sá et al. (1997) para ciclo Brasileiro no Domínio do Médio Coreá. Estes autores consideram o LTB como o vestígio mais a leste de zona de sutura. Van Schmus et al. (1995) aponta o LTB como um limite entre blocos com assinaturas geocronológicas e isotópicas distintas. O mapa *Bouguer* regional define uma ampla anomalia negativa assimétrica, onde a região a leste do LTB é menos deformada, corroborando assim com a hipótese de delaminação.

3 - *A progressiva variação, embora não definitiva, no regime de stress regional para extensão simples representada pela nucleação e desenvolvimento de uma estrutura rifte bem marcada* – O excesso de energia potencial em relação às áreas circunvizinhas pode resultar na extensão da crosta (Platt & England, 1993) e, como anteriormente comentado, causar fusão parcial se a litosfera tem assimilado a porção delaminada por processos metassomáticos. Cálculos feitos por Mareschal (1994) sobre o efeito termal da extensão pós-colisional mostrou que o espessamento homogêneo da litosfera não levaria ao regime extensional pós-colisional, a menos que as condições iniciais necessárias para alavancar este processo sejam realmente muito especiais: um evento como a remoção rápida do manto litosférico pela delaminação e/ou convecção em pequena escala poderia fornecer esforços e aquecer rapidamente a litosfera reduzindo sua resistência. Delaminação, portanto, associada com a instabilidade convectiva de uma espessa camada térmica limitante (England & Houseman, 1989), pode ser responsável pelo colapso e afinamento da crosta superior, produzindo considerável estiramento litosférico.

4 - *A ocorrência de amplo soerguimento com a subsequente preservação de estruturas extensionais* – Forte soerguimento é iniciado pelo encurtamento e espessamento crustal, levando ao empilhamento na

crosta superior pela uma faixa de dobramentos e empurrões (Meissner, 1996; Stuwe & Barr, 1998). Processos de delaminação seguido pelo sub-emplacamento basáltico também contribuem para um continuado levantamento após o término da convergência das placas. O encurtamento crustal é consistente com o contexto geodinâmico dos empurrões e dobramentos das supracrustais para oeste da BJ (Oliveira, 1992; Torquato & Nogueira Neto, 1996), enquanto que o alto grau de exumação é documentado pela ampla ocorrência de rochas granulíticas (Torquato & Nogueira Neto, 1996).

5 – *Embora a base de observações para a hipótese de delaminação seja indireta e advinda de estudos limitados, é bastante evidente que a extensão litosférica está situada preferencialmente ao longo de heterogeneidades profundas, provavelmente devido estas terem uma crosta continental isostaticamente instável (e.g., Dewey, 1988).* A BJ tende a seguir zonas de fraquezas pré-existentes onde a ruptura litosférica é fisicamente realística. Considerando a evolução tectônica desta região como comentada por Jardim de Sá (1984) e Torquato & Nogueira Neto (1996), um modelo assumindo a crosta continental como um fator condicionante e regionalmente anisotrópico é certamente aplicável para a BJ. Neste sentido, as condições de baixas temperaturas do metamorfismo no LTB (Vauchez et al., 1995) torna-se incompatível com o padrão metamórfico de altas temperaturas das rochas do embasamento, apontando a reativação rasa do LTB durante a nucleação da BJ também pode explicar o nível de exposição atual dos Granitos Meruoca e Mocambo, provavelmente associados com o soerguimento de estrutura rifte. As zonas de fraquezas, as quais circundam áreas de extensão litosférica, são geralmente sítios de magmatismo. Normalmente, o afinamento litosférico conduz conseqüentemente à ascensão da astenosfera. Se o processo é bastante rápido para ser considerado adiabático, então a ascensão da astenosfera experimentará uma diminuição de pressão mantendo uma alta temperatura. Este mecanismo termo-mecânico conduz ao aporte condutivo de calor na crosta inferior, por sua vez, contribuindo para a formação de rochas félsicas.

A atividade ígnea na BJ apresenta um retardo de 20-30 Ma entre o início da delaminação (Enxame de Diques Coreá e Granito Mocambo) e o aparecimento de material quente da astenosfera (Suíte Parapu). De fato, Dewey (1998) aponta que o afinamento litosférico contemporâneo com a extensão derivada da delaminação excede as expectativas somente nos colapso de regiões soergidas. O intervalo de tempo da geração de magma é diretamente dependente da reologia da litosfera e da velocidade de convergência e largura da zona colisional. Dois modelos bidimensional de Marotta et al. (1998) sugerem que a produção de basaltos relacionados com a extensão é somente alcançada após o término da instabilidade gravitacional.

Quando um excessivo aporte de calor alcança a base da crosta, quantidades consideráveis de rochas vulcânicas podem ser formadas durante a fase extensional, logo após a delaminação da base da litosfera. Modelos termo-mecânicos elaborados por Schott & Scmeling (1998) são consistentes com o sub-emplacamento (*underplating*) basáltico após o final do processo de delaminação. Tal modelo indica que o material basáltico sub-emplacado fornece um excessivo calor para a base da crosta continental. Da mesma maneira do afinamento litosférico, a descompressão do manto ascendente conduz à fusão parcial da crosta e do litosfera. Normalmente as fusões basálticas não ascendem à superfície, mas intrudem ou sub-emplacam a crosta espessada. Se tais processos são limitado no tempo e no espaço, o material sub-emplacado terá interessantes conseqüências termo-mecânicas. O sub-emplacamento em níveis crustais profundos tem sido constante na história de subsidência de muitas bacias sedimentares (Keen, 1987; White & McKenzie, 1989). Geralmente, a existência de material adicional quente sob as bacias reduz a subsidência mecânica inicial e aumenta a quantidade

total de subsidência pós-rifte.

A figura 2 mostra a relação entre as taxas de soerguimento e erosão para uma temperatura potencial na base da crosta resultante do sub-emplacamento de um *sill* com 5 Km de espessura. Portanto, considerando a simulação desta subsidência deve-se levar em conta a quantidade necessária de erosão para balancear o ajuste isostático positivo do sub-emplacamento inicial devido ao efeito de flutuação (*buoyant*). Nesta figura, “Ho” representa a profundidade da quantidade de erosão antes do início da subsidência. Então, com elevação inicial igual a zero, sem sedimentação e nem variação da espessura do manto independente do estiramento, a relação entre a espessura acumulada de basalto e a elevação (Fig. 3) é dada por (Lachenbruch et al., 1994):

$$B = [e + L_0 (1 - 1/b) - D] [r_{hl} / (r_{hl} - r_b)]$$

Onde D = elevação da expansão devido a variação da temperatura média da crosta e do manto; L₀ = altura do nível do mar; r_{hl} e r_b = densidade da astenosfera e do basalto, e = elevação e b = fator de estiramento litosférico.

Devido a grande quantidade de magmas basálticos aprisionados dentro da crosta em profundidades correspondentes a níveis neutros de flutuação, o sub-emplacamento é largamente aceito como um modelo consistente também na formação de magmas graníticos (Huppert & Sparks, 1988; Fyfe, 1992; Stel et al., 1993). Magmas basálticos por serem mais densos não ascendem através de leves e viscosos líquidos félsicos, conseqüentemente, o magma basáltico é forçado a residir na crosta inferior. O nível no qual os magmas basálticos tende a ascender, depende fundamentalmente de sua densidade e da estrutura termal da crosta. O sub-emplacamento é a mais importante fonte de força de entalpia requerida para fusões intra-crustais diferenciadas (Koyaguchi & Kaneko, 1999). Os mais importantes parâmetros são as temperaturas *solidus* e *liquidus* e as variações de viscosidade no intervalo de fusão para ambos, o magma intruso e a fonte crustal submetida à anatexia. Inicialmente, uma quantidade pequena de magma basáltico é produzida formando diques. Portanto, a produção de magma ácido é maximizada quando a *solidus* do magma basáltico sub-emplacado excede a *liquidus* das rochas crustais encaixantes (Warren & Ellis, 1996; Raia & Spera, 1997). Situação bem semelhante à da evolução ígnea da BJ.

Fusões na crosta inferior tomam lugar como conseqüência do prolongado aquecimento derivado do sub-emplacamento. Cálculos de Huppert & Sparks (1988) mostraram que variação termal entre magmas basálticos com 1200°C e a crosta inferior com temperaturas entre 500°C-800°C é suficiente para gerar um volume de magma félsico de aproximadamente o dobro do volume do magma basáltico. Num curto intervalo de tempo de 10³ anos após o sub-emplacamento basáltico, a temperatura no magma félsico aumenta e posteriormente decai para o patamar da *solidus*. Os resultados de experimentos usando dinâmica de fluídos sugerem que o magma félsico tem temperatura menor de fusão do que a da crosta inferior devido à cristalização fracionada e mistura de fusões parciais (Koyaguchi & Kaneko, 1999). A ocorrência comum de enclaves máfico dentro das rochas félsicas do Enxame de Diques Coreá e do Granito Mocambo pode ser uma clara evidência para a conexão entre o sub-emplacamento basáltico e anatexia.

Ainda em termos de efeitos do sub-emplacamento, três importantes aspectos estão associados com o desenvolvimento da BJ: a) a extensa perturbação termal dentro do sistema crosta-manto

levando ao soerguimento regional associado com intrusões plutônicas que localmente enfraquecem e fraturam a crosta continental; b) o efeito do contraste termal entre magmas basálticos e rochas encaixantes, adicionado à fusão parcial conduziram a formação de fraturas hidráulicas com resíduos de fusão (e.g., Pavlis, 1996); c) através de fraturas pré-existentes podem ser formados sítios das maiores falhas do sistema rifte durante a evolução termal do embasamento (e.g., Davidson et al., 1994).

Como já comentado, após o término dos processos de sub-emplacamento, um ajustamento isostático ocorreu promovendo intenso soerguimento regional e concomitante processo erosivo (Stuwe & Barr, 1998), como também facilitando a instalação do sistema rifte (White & McKenzie, 1989). Este efeito de domeamento é parcialmente produzido pela história termal transiente de um segmento da litosfera (Manglik & Singh, 1995). Mecanismo de sub-emplacamento podem explicar facilmente o largo desenvolvimento de rochas de grau metamórfico alto e migmatitos em crosta de espessura normal (até mesmo mais afinada) como encontrado na áreas adjacentes à BJ. Tais mecanismos associados com rifteamento ou granitogênese podem elevar os gradientes termais continentais para valores como 40^oC/km ou mais elevados (Warren & Ellis, 1996).

Considerando os aspectos termo-mecânicos anteriormente discutidos, as respostas isostáticas do processo de afinamento litosférico, aquecimento e sub-emplacamento na área da BJ devem tomar as prerrogativas de Lachenbruch & Morgan (1990), as quais seguem os pressupostos de Turcotte & Schubert (1982). Três estágios de subsidência podem ser distinguidos (Fig. 4): uma fase inicial de aquecimento negativo de 1,3 Km induzida pela

cristalização do magma basáltico sub-emplacado. Esta primeira fase mecânica pode estar representada pela sedimentação dos leques aluviais da Formação Massapê. O calor da elevação astenosférica e como também da dissipação do material sub-emplacado contribuíram para a geração da Suíte Parapuí. O passo seguinte foi o arrefecimento, o qual representa ca. de 70% do intervalo de subsidência e caracteriza-se pela calmaria tectônica durante a deposição dos arenitos finos e folhelhos avermelhados da Formação Pacujá. O terceiro estágio foi subsidência mecânica acelerada devido a eclogitização do material sub-emplacado quando foram depositados os leques aluviais da Formação Aprazível.

Considerações Finais

Esta discussão realça aspectos importantes da evolução da BJ. Com exceção do colapso tectônico, qualquer atividade tectono-magmática relacionada a rifte só é realística se assumir um contexto lito-estrutural com litosfera espessada e comprimida. Sobre bases de evidências tectono-magmáticas indiretas e de um modelo termo-mecânico simples é então sugerido que a remoção da porção inferior da espessa litosfera pelo mecanismo de descolamento da sua base seguido pelo sub-emplacamento de magma basáltico em formato de *sill* na base da crosta é plausível processo geodinâmico para o cenário evolutivo da BJ. Enquanto a delaminação preparou o ambiente tectônico, afinando uma então litosfera espessada e permitindo a nucleação feições riftes superficiais, o modelo de sub-emplacamento (*basaltic underplating*) explica com consistência a geração precoce de magmas félsicos (e.g., Enxame de Diques Coreau e Granito Mocambo), fomentando o desenvolvimento tectono-estratigráfico da BJ e a extrusão do magmatismo relacionado à extensão (Suíte Parapuí), concluindo com posicionamento do Granito Meruoca.

Agradecimentos

Agradecimentos aos geólogos Peter Szatmari e Uiraci Soares pela revisão da versão preliminar e a Petrobrás-E&P pela permissão para publicação. Os autores agradecem à Agência Nacional do Petróleo (CTPetro) e à PETROBRÁS pelo incentivo ao desenvolvimento desta pesquisa.

Referências Bibliográficas

- Beltrão, J.F., Silva, J.B. & Costa, J.C., 1991. Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics*, 56: 80-89.
- Bird, P., 1979. Continental delamination and Colorado Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 84:7561-7571.
- Caby, R., Bertrand, J.M. & Black, R., 1981. Oceanic closure and continental collision in the Hoggar-Ifforas Pan-African segment. In: Kroner A. (ed.), *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, p. 407-434.
- Castro, D. L., Medeiros, W. E., Jardim de Sá, E. F. & Moreira, J. A.M., 1998. Gravity map of part of Northeast Brazil and adjacent continental margin and its interpretation based on the hypothesis of isotasy. *Revista Brasileira de Geofísica*, 16: 115-131.
- Cavalcante, J.C., Ferreira, C. A., Armesto, R.C.G., Medeiros, M.F., Ramalho, R., Braun, O.P.G., Baptista, M.B. & Cunha, H.C.S., 1983. Mapa Geológico do Estado do Ceará (1:500.000). Brasília, MME/DNPM/Brazilian Government.
- Costa, M.J., França, J.B., Lins, C.A.C., Bacchiegga, I.F., Habekost, C.R. & Cruz, W.B., 1979. Geologia da Bacia do Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão – Projeto Jaibaras. *Série Geologia*, No.14, Seção Geologia Básica No.11. Brasília, DNPM/Brazilian Government. 106 pp.
- Davidson, C., Schmid, S.M. & Hollister, L.S., 1994. Role of melt during deformation in the deep crust. *Terra Nova*, 6: 133-142.
- Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.
- Dohr, G., 1989. Deep seismic – a tool in the recognition and interpretation of large geological elements the starting point for deterministic basin modelling. *Geologische Rundschau*, 78: 21-48.
- England, P.C. & Houseman, G., 1989. Extensional during continental convergence with application to the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 94: 17,561-17,579.
- England, P.C. & Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18: 1173-1177.
- Fyfe, W.S., 1992. Magma underplating of continental crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 50:33-40.

- Houseman, G.A. & Molnar, P., 1997. Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere. *Geophysical Journal International*, 128:125-150.
- Huppert, H.E. & Sparks, R.S.J., 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalts into continental crust. *Journal of Petrology*, 29:599-624.
- Jardim de Sá, E.F., 1984 – A evolução proterozóica da Província Borborema. *Atas do 11º Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG, núcleo nordeste, Natal-RN*, p. 297-316.
- Jardim de Sá, E.F., Hackspacher, P.C., Nogueira, A.M.B., Lins, F.A.P.L., McReath, I., Srivastava, N.K. & alunos da disciplina Geologia de campo II-1979, 1979. Observações sobre a estratigrafia e seqüências ígneas da Bacia dos Jaibaras, Noroeste do Ceará. *Atas do 9º Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG, núcleo nordeste, Natal-RN*, p. 30-38.
- Jardim de Sá, E.F., Medeiros, W.E., & Castro, D.L., 1997. Contribuição da gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Atas do 17º Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG, núcleo nordeste, Natal-RN*, p. 352-357.
- Kay, R.W. & Kay, S.M., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219:177-189.
- Keen, C.E., 1987. Some important consequences of lithospheric extension. In: Coward, M. P., Dewey, J.F. & Hancock, P.L. (eds). *Continental extensional tectonics*. Geological Society Special Publication, 28:67-73.
- Koyaguchi, T. & Kaneko, K., 1999. A two-stage thermal evolution model of magmas in continental crust. *Journal of Petrology*, 40:241-254.
- Lachenbruch, A.H. & Morgan, P., 1990. Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb. *Tectonophysics*, 174:39-62.
- Lachenbruch, A.H., Sass, J.H. & Morgan, P., 1994. Thermal regime of the southern Basin and Range Province: 2. Implications of heat flow regional extension and metamorphic cores complexes. *Journal of Geophysical Research*, 99: 22,121-22,133.
- Manglik, A. & Singh, R.N., 1995. Post-intrusive thermal evolution of continental crust: A moving boundary approach. *Journal of Geophysical Research*, 100: 18,031-18,043.
- Marechal, J.C., 1994. Thermal regime and post-orogenic extension in collision belts. *Tectonophysics*, 238:471-484.
- Marrota, A.M., Fernandez, M. & Sabadini, R., 1998. Mantle unroofing in collisional settings. *Tectonophysics*, 296:31-46.
- McKenzie, D.P., 1984. A possible mechanism for epeirogenic uplift. *Nature*, 307:616-618.

- Meissner, R., 1995. New discoveries in crustal studies: the last 15 years. *Journal of Seismic Exploration*, 4: 105-121.
- Meissner, R., 1996. Faults and folds, fact and fiction. *Tectonophysics*, 264:279-293.
- Menzies, M., 1987. Alkaline rocks and their inclusions: a windows on Earth's interior. In: Fitton, J.G. & Upton, B.G.J. (eds). *Alkaline igneous rocks*. Geological Society Special Publication, London, N°. 30, p. 15-27.
- Oliveira, D.C., 1992. Geologia do Graben de Martinópolis, área de Campanário/Paula Pessoa (Granja-CE), implicações na evolução litoestratigráfica e tectono-metamórfica do Noroeste do Ceará. *Revista Brasileira de Geociências*, 22:143-156.
- Oliveira, D.C., 1999. Magmatic setting in Cambrian Jaibas Trough (Northeast Brazil). Submitted to *Tectonophysics*.
- Pavlis, T.L., 1996. Fabric development in syn-tectonic intrusive sheets as a consequence of melt-dominated flow and thermal softening of the crust. *Tectonophysics*, 253:1-31.
- Platt, J.P. & England, P.C., 1993. Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: Thermal and mechanical consequences. *American Journal of Science*. 293:307-336.
- Raia, F. & Spera, F.J., 1997. Simulations of crustal anatexis: implications for the growth and differentiation of continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 102:22,629-22,648.
- Royden, L., 1996. Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: Implications for strain partitioning in the crust. *Journal of Geophysical Research*, 101:17,679-17,705.
- Ruppel, C., 1995. Extensional processes in continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100:24,6187-24,215.
- Schott, B. & Schmelting, H., 1998. Delamination and detachment of a lithospheric root. *Tectonophysics*, 296:222-247.
- Stel, H., Cloetingh, S., Heeremans, M. & Van der Beek, P., 1993. Anorogenic granites, magmatic underplating and the origin of intracratonic basin in a non-extensional setting. *Tectonophysics*, 226:285-299.
- Stuwe, K. & Barr, T.D., 1998. On uplift and exhumation during convergence. *Tectonics*, 17:80-88.
- Torquato, J.R. & Nogueira Neto, J.A., 1996. Histografia da região de dobramentos do Médio Coreá. *Revista Brasileira de Geociências*, 26:303-314.
- Turcotte, D.L. & Schubert, G., 1982. *Geodynamics, application of continuum physics to geological problems*. John Wiley & Sons, New York. 450 pp.
- Van Schmus, W.R., Neves, B.B.B., Hackspacher, P.C. & Babinsky, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd

geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: Initial conclusions. *Journal of South America Earth Science*, 8: 267-288.

Vaucher, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M.H. & Amaro V. E., 1995. The borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South America Earth Science*, 8:247-266.

Warren, R. G. & Ellis, D.J., 1996. Mantle underplating, granite tectonics, and metamorphism P-T-t paths. *Geology*, 24:663-666.

White, R. S. & McKenzie, D.P., 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of geophysical research*, 94: 7,685-7,729.