

BACIA DO PANTANAL REVISITADA: UMA ESTRUTURA DO TIPO RIFTE RELACIONADA COM A MIGRAÇÃO PARA SUL DA SUBDUÇÃO SUB-HORIZONTAL DOS ANDES ENTRE O PALEÓGENO E NEÓGENO

PANTANAL BASIN REVISITED: A RIFTE TYPE STRUCTURE RELATED TO SOUTH MIGRATION OF THE ANDES SUB-HORIZONTAL SUBDUCTION BETWEEN PALEOGENE AND NEOGENE

IARA SENA ROCHA¹, RÔMULO MACHADO², CHRISTIANO RIBEIRO DOS SANTOS JÚNIOR¹, JOSÉ RENATO SILVA DE OLIVEIRA², DHONATAN DIEGO PESSI³, EDUARDO SALAMUNI⁴, AMARILDO SALINA RUIZ⁵, ANTONIO CONCEIÇÃO PARANHOS FILHO³

¹Universidade Federal do Mato Grosso-UFMT, Faculdade de Geociências. Av. Fernando Corrêa da Costa, 2367 - Boa Esperança, Cuiabá - MT, 78060-900. E-mail: iarasena-rocha@gmail.com; christianoribeiro@outlook.com.br

²Universidade de São Paulo – USP, Instituto de Geociências. R. do Lago, 562 - Butantã, São Paulo - SP, 05508-080. E-mail: rmachado@usp.br; joserenato@usp.br

³Universidade Federal do Mato Grosso do Sul. Cidade Universitária, Av. Costa e Silva - Pioneiros, MS, 79070-900. E-mail: dhonatan.pessi@gmail.com; antonio.paranhos@ufms.br

⁴Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geologia. Cidade Universitária, Av. Cel. Francisco H. dos Santos, s/n - Jardim das Américas, Curitiba - PR, 81270-460. E-mail: salamuni@ufpr.br

⁵Universidade Federal do Mato Grosso, Faculdade de Geociências. Cidade Universitária, R. Quarenta e Nove, 2367 - Boa Esperança, Cuiabá - MT, 78060-900, 81270-460. E-mail: asruiz@gmail.com

Resumo - A Bacia do Pantanal é considerada uma bacia sedimentar do território brasileiro em processo tectônico de subsidência e com atividade sísmica atual. Portanto, este artigo tem como objetivo sintetizar as principais hipóteses e mecanismos disponíveis na literatura que explicam a origem tectônica da Bacia do Pantanal. Trabalhos de geofísica (gravimetria) consideram a Bacia do Pantanal como desenvolvida na porção mais distal de uma bacia de antepaís (*foreland*), tanto nas zonas de *forebulge* como na de *back-bulge*. De acordo com estes modelos, a Bacia do Pantanal teria sido formada como resultado da elevação e extensão flexural da crosta superior em regime de deformação rúptil, o qual reativou mecanicamente estruturas do embasamento que constituem o Cinturão Paraguai Neoproterozoico. Os autores sugerem que a arquitetura da bacia é o resultado da migração contínua para leste da cunha orogênica acoplada e do sistema de bacia de antepaís (*foreland*) desde o Cretáceo Superior até o Paleoceno. Discute-se neste trabalho que a origem da Bacia do Pantanal está associada a eventos ocorridos nos Andes, onde a mudança para sul da subducção sub-horizontal nos Andes Centrais, entre o Paleógeno e o Neógeno, afetando as regiões do sul do Peru e o norte da Bolívia (segmento do Altiplano) e do sul da Bolívia ao norte da Argentina (segmento Puna), foi responsável neste período pela evolução tectônica dessa porção andina e também pela reativação rúptil de estruturas do embasamento da borda da placa Sul-Americana.

Palavras-chave: Bacia do Pantanal; Flat-slab subduction; Tectônica

Abstract - The Pantanal Basin is considered a sedimentary basin of the Brazilian territory in a subsidence tectonic process and with current seismic activity one of the few tectonically active regions in Brazil. This paper aims to synthesize the main hypotheses and mechanisms available in the literature on the tectonic origin of the Pantanal Basin. Geophysical work (gravimetry) carried out on the basin considers it to have developed in the most distal portion of a foreland basin, situated both in the forebulge and back-bulge zones. According to foreland basin formation models, the Pantanal Basin was formed as a consequence of the flexural elevation and extension of the in a brittle deformation regime, which mechanically reactivated basement structures that constitute the Neoproterozoic Paraguay Belt. The authors suggest that the basin architecture is the result of the continuous eastward migration of the coupled orogenic wedge and foreland basin system from the Late Cretaceous to the Paleocene. We discuss in this paper that the origin of the Pantanal Basin is associated with events that occurred in the Andes, where the southward shift of the sub-horizontal subduction in the Central Andes, between the Paleogene (Upper Eocene/Oligocene) and the Neogene (Lower Miocene/Middle), affecting the regions of southern Peru to northern Bolivia (Altiplano segment) and southern Bolivia to northern Argentina (Puna segment), was responsible in this period for the tectonic evolution of this Andean portion and also the brittle reactivation of basement structures from the edge of the South American plate and formation of the Pantanal Basin.

Keywords: Pantanal; Flat-Slab subduction; Tectonics

Citação: ROCHA, I.S., MACHADO, R., SANTOS JR., C.R., OLIVEIRA, J.R.S.2, PESSI, D.D., SALAMUNI, E., RUIZ, A.S., PARANHOS FO., A.C. Bacia do Pantanal revisitada: Uma estrutura do tipo rifte relacionada com a migração para sul da subducção sub-horizontal dos Andes entre o Paleógeno e Neógeno. Boletim Paranaense de Geociências, v. 80, n.2, p. 227-241. 2022.

1. INTRODUÇÃO

Diversos autores (Freitas 1951; Almeida 1959 1964; Assine & Soares 2004; Facincani et al. 2012; Paranhos Filho et al. 2013) interpretam a região do Pantanal como uma grande bacia sedimentar do território brasileiro ainda em processo tectônico de subsidência e com atividade sísmica atual. Sem se basear em qualquer hipótese específica para a gênese da bacia, e considerando uma influência direta ou indireta da orogenia andina, sabe-se que a Bacia do Pantanal é uma das poucas regiões tectonicamente ativas do Brasil.

Os processos neotectônicos que afetam a Bacia do Pantanal são refletidos na quantidade e intensidade da atividade de sismos registrados na região, os quais têm sido identificados desde o início do século XX (Branner 1912). Esta atividade sísmica pode ser resultante do atrito ocorrido entre a litosfera oceânica em subdução por debaixo do Andes com a placa sul-americana. No entanto, alguns autores têm associado esses eventos com a reativação do Lineamento Transbrasiliano (Riccomini & Assumpção 1999; Assine & Soares 2004). Outra hipótese é que estes eventos sejam de natureza induzida, uma vez que os ciclos de cheia e seca da Bacia do Pantanal atuariam no aumento da pressão interna dos poros, afetando zonas de fraqueza preexistentes no embasamento. Ainda neste contexto, parece haver um consenso na literatura que a formação da Bacia do Pantanal foi desencadeada por processos orogenéticos associados a formação da cadeia Andina, ainda ativa, apresentando, porém, reflexos neotectônicos ainda não bem esclarecidos. Hipóteses da formação da Bacia do Pantanal baseadas na deformação flexural da placa sul-americana, como por exemplo, ligadas à evolução dos sistemas de bacias de antepaís dos Andes Centrais são discutidas na literatura. Além disso, períodos de subdução sub-horizontal e variações do ângulo da placa, propagando esforços adentro o continente também são hipóteses de formação do

Pantanal ligadas a evolução da Cordilheira dos Andes.

Apesar da influência da orogênese andina na região da Bacia do Pantanal, deve ser considerada também a existência de um padrão estrutural mais antigo do embasamento que certamente exerceu controle na orientação das estruturas/falhas reativadas. A cartografia digital realizada na região do Pantanal define quatro direções de lineamento estruturais: NE, NW, N-S e EW (Paranhos Filho et al. 2013). Segundo estes autores, as três primeiras direções estruturais estão presentes no embasamento da bacia e foram reativadas provavelmente no Quaternário. As orientações estruturais E-W, por sua vez, são consideradas mais novas e relacionadas ao campo de tensão gerado pela subdução/convergência andina (Assine & Soares 2004; Paranhos Filho et al. 2013). No embasamento da borda ocidental da bacia são reconhecidas falhas de direções NE-SW e WNW-ESSE (Assine 2003). As orientações estruturais ao redor de N-S são compatíveis com a existência de um sistema de *horsts* e *grabens* proposto anteriormente (Saadi 1993). Não se descarta, no entanto, a hipótese destas estruturas terem sido formadas exclusivamente pela tensão longitudinal causada pela orogênese andina (Assumpção 2009). Os lineamentos com direções preferenciais NE ou N45E têm sido relacionados às reativações recentes do Lineamento Transbrasiliano do Proterozoico (Schobbenhaus et al. 1984; Soares et al. 1998; Assine & Soares 2004).

No contexto tectônico de geração da Bacia do Pantanal deve ser considerado também o processo de reativação tectônica da Plataforma Sul-Americana ocorrida a partir do Cretáceo Inferior (Aptiano-Albiano). Esta reativação foi responsável pela abertura do Atlântico-Sul e continuou no Cenozoico com a formação de bacias no Paleógeno, incluindo as do tipo rifte, tanto na margem continental leste brasileira como no interior do continente (Almeida 1972; Riccomini 1989;

Almeida & Carneiro 1998; Ricomini et al. 2004; Assine et al. 2015).

A pesquisa desenvolvida nesse trabalho teve por objetivo sintetizar as principais hipóteses e mecanismos disponíveis na literatura que explicam a origem tectônica da Bacia do Pantanal.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Área de estudo

O Pantanal está inserido no centro da América do Sul, distribuído no território brasileiro em sua maior parte e em porções da Bolívia e do Paraguai, com uma área em torno de 140.640 km² (Mioto et al. 2012). Na porção do território brasileiro, encontra-se inserido na região Centro-Oeste (Mato Grosso e Mato Grosso do Sul), no interior da Bacia do Alto Paraguai (BAP) (Fig. 1).

A Bacia do Pantanal é uma depressão tectônica interior, cujo embasamento é

constituído principalmente por rochas metamórficas de baixo-grau e plutônicas neoproterozoicas do Grupo Cuiabá (Assine, 2003). Grande parte da bacia é composta por rochas sedimentares e coberturas quaternárias. Já no seu entorno são encontradas ocorrências de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral que estão relacionadas ao evento de separação do Gondwana. Terrenos metamórficos são encontrados na borda leste da bacia e ao sul, constituindo as rochas mais antigas do embasamento da bacia. Em termos de unidades tectônicas, as principais que circundam a Bacia do Pantanal acham-se apresentadas por Paranhos et al. (2013) como sendo o Cinturão Paraguai (NNE-SSW), o Cinturão Tucavaca (WNW-ESE), a Serra da Bodoquena (NS), e a borda leste do Pantanal (NS).

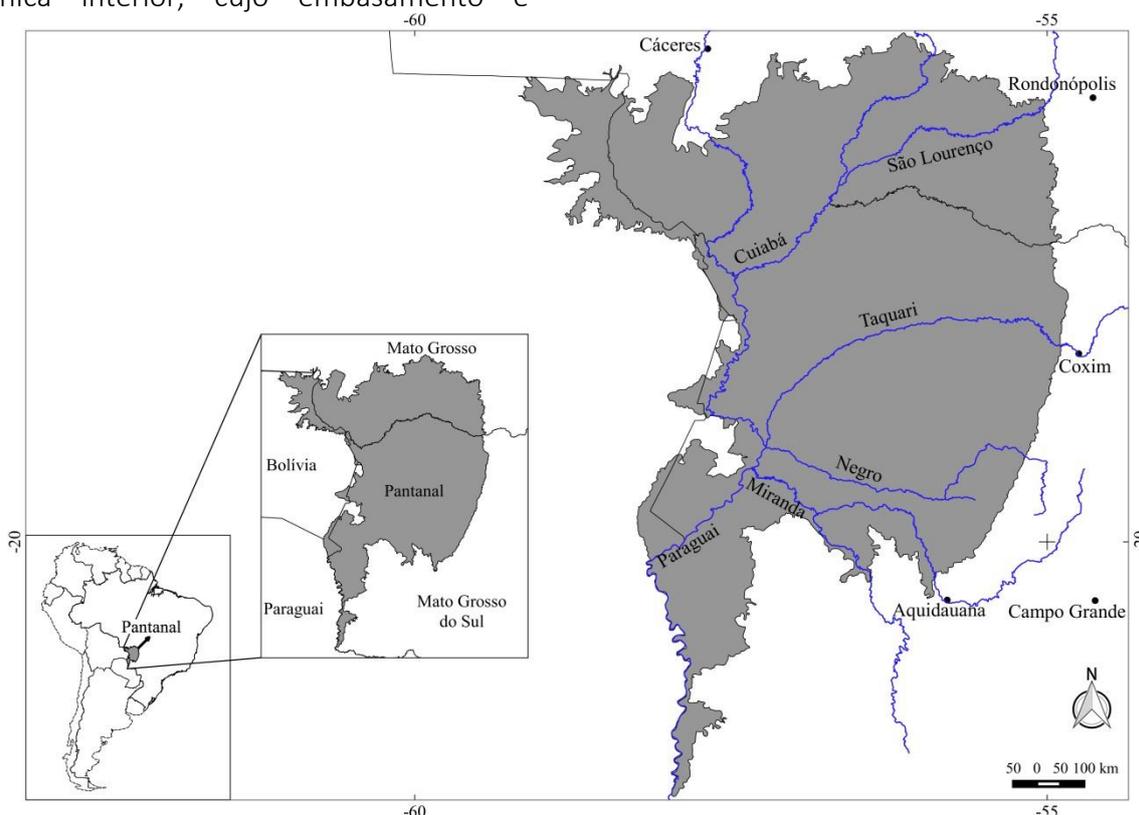


Figura 1. Área de estudo compreendendo toda a Bacia do Pantanal. O limite do Pantanal apresentado em cinza é proposto por Mioto et al. (2012), o qual considera as porções do Pantanal também inseridos dentro da Bolívia e do Paraguai. Fonte: Mioto (2016).

3. HIPÓTESES DE FORMAÇÃO DA BACIA DO PANTANAL

3.1. Hipóteses baseadas na deformação flexural da placa sul-americana

Segundo diversos autores (Almeida 1959; Almeida 1964, Horton & De Celles 1997, Ussami et al. 1999), a Bacia do Pantanal, além de outras bacias como as do Chaco, que abrange os territórios do Paraguai, Argentina, Bolívia e Brasil, e Beni na Bolívia, estão inseridas no contexto do desenvolvimento do sistema de bacias de antepaís (*foreland*) dos Andes Centrais.

3.2. Bacias de Antepaís (*foreland basins*)

As bacias de *foreland* (ou bacias de antepaís, bacias de frente da cadeia) são entidades complexas, principalmente com relação a sua geometria e compreendem várias subdivisões regionais sendo denominadas por “sistema de bacias de antepaís” (De Celles & Giles 1996). São bacias alongadas a arqueadas, sin-orogênicas, localizadas em zonas de colisão oceano-continente e continente-continente,

e estão situadas na litosfera continental (Allen & Allen 2005).

As bacias de *foreland* se formam sobre uma crosta continental, entre cinturões orogênicos contracionais, como é o caso da cordilheira dos Andes, em borda de placas, como é o caso da placa Sul-Americana (De Celles & Giles 1996). Em resposta ao esforço resultante do processo de subducção ou da colisão entre duas placas ocorre o soerguimento topográfico da cadeia de montanhas, com espessamento da crosta, além de outros processos. Estes processos geram uma carga adicional que é suficientemente grande para causar a flexão da crosta continental. Isso ocorre porque a placa continental, em condições ideais, se comporta de forma elástica. Esta flexão gera uma depressão que se estende por várias centenas de quilômetros para o interior da placa continental, a qual além de ser uma feição elevada ela forma, em conjunto, o sistema de bacias de *foreland* (Kearey et al. 2014).

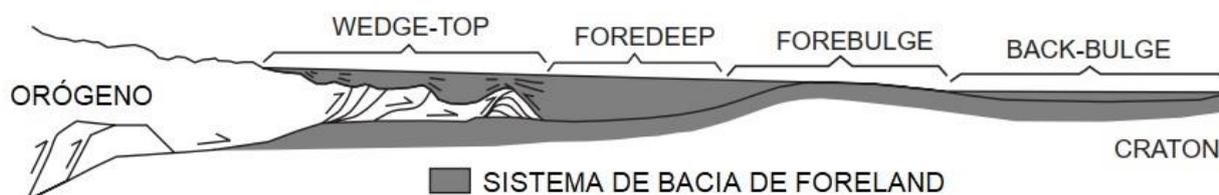


Figura 2. Perfil esquemático de um sistema de bacias de foreland típico com as quatro regiões: wedge-top (1), foredeep (2), forebulge (3) e back-bulge (4) e a cadeia de montanhas (orógeno) e falhas associadas. Fonte: Modificado de DeCelles e Giles (1996).

DeCelles e Giles (1996) classificaram e dividiram o sistema de bacia de *antepaís* em quatro regiões ou depocentros que se formam em função da flexão da placa, com base nos processos sedimentares que nelas ocorrem (Tabela 1).

3.3. O modelo da Bacia do Pantanal no Forebulge Andino

Tendo como base a classificação para o sistema de bacias de *foreland* de DeCelles e

Giles (1996), Shiraiwa (1994) e Ussami et al. (1999) consideram que a Bacia do Pantanal se formou no contexto de evolução do *forebulge* andino e foi formada nos seus estágios iniciais do desenvolvimento. Consideram ainda que a subsidência do Pantanal tenha sido causada principalmente pela elevação do referido arco e seu posterior abatimento, como resultado da instalação de um regime de esforços distensivos.

Tabela 1. Características dos depocentros do Sistema de Bacias de Antepáiospropostos por DeCelles e Giles (1996).

Região	Característica principal
<i>Wedge-top</i>	Topo da Cunha orogênica: os sedimentos se depositam próximos à cadeia de montanhas
<i>Foredeep</i>	Fossa dianteira, região mais profunda, curvada e espessa, com maior capacidade de receber sedimentos
<i>Forebulge</i>	Protuberância dianteira, que é uma região de flexura positiva
<i>Back-bulge</i>	Protuberância traseira, que é uma região menos propensa a receber sedimentos

A hipótese que esses autores levantam a respeito da correlação da formação da Bacia do Pantanal com o contexto de evolução tectônica andina está baseada em dados de anomalia Bouguer, destacando a presença de valores positivos entre as longitudes 62°W e 55°W (Fig. 3). Ainda utilizando-se de dados de anomalia Bouguer e de perfis sísmicos, os autores propõem para a região valores de tensões máximas de flexão e extensão do *forebulge* de 250 MPa, presentes na borda oeste do Pantanal. Ainda de acordo com estes autores, a região coincide com falhas significativas da bacia, visíveis nos perfis sísmicos. As tensões, por outro lado, diminuiriam em direção ao leste da bacia.

Ussami et al. (1999) sugerem três fases principais do desenvolvimento do *forebulge andino*, que tiveram implicações na evolução tectônica da Bacia do Pantanal.

Na Fase 1 a borda oeste da Bacia do Pantanal teria sido soerguida e toda ela se inclinou para leste. Os autores se baseiam na presença de uma discordância angular e erosiva que separa os sedimentos da Formação Pantanal dos metassedimentos da Faixa de Dobramentos Paraguai. Na Fase 2 a espessura e peso da cadeia Andina foi duplicada e a placa sul-americana moveu-se 100 km a oeste. Apesar disso, extensão significativa foi vista apenas na fronteira oeste da então Bacia do Pantanal em desenvolvimento.

Durante a Fase 3 o arco flexural do *forebulge* aumentou de amplitude, causada pela variação de tensões extensionais que variaram de 0 a 250 Mpa em 26 milhões de anos.

Segundo Ussami et al. (1999), esta sequência de eventos desencadeou o início da subsidência do Pantanal no final do Oligoceno. Nesta ocasião, o escudo brasileiro começou a sua migração para o oeste, ao mesmo tempo em que os Andes Centrais eram submetidos à compressão e elevação. A deformação cumulativa resultou na subsidência e extensão total da Bacia. Consideram também que a fase principal de subsidência do Pantanal está relacionada ao último pulso compressional ocorrido nos Andes.

3.4. O modelo da Bacia do Pantanal no *back-bulge andino*

De maneira diferente ao modelo proposto por Ussami (1999) (Fig. 4A), Horton e De Celles (1997) propõem para a Bacia do Chaco como desenvolvida na zona do *forebulge* Andino, enquanto o Pantanal teria se desenvolvido na zona do *back-bulge*, portanto mais distante do front orogênico (Fig. 4B). O argumento dos autores baseia-se na espessura dos sedimentos, nas estruturas internas, nas elevações médias regionais e na anomalia Bouguer.

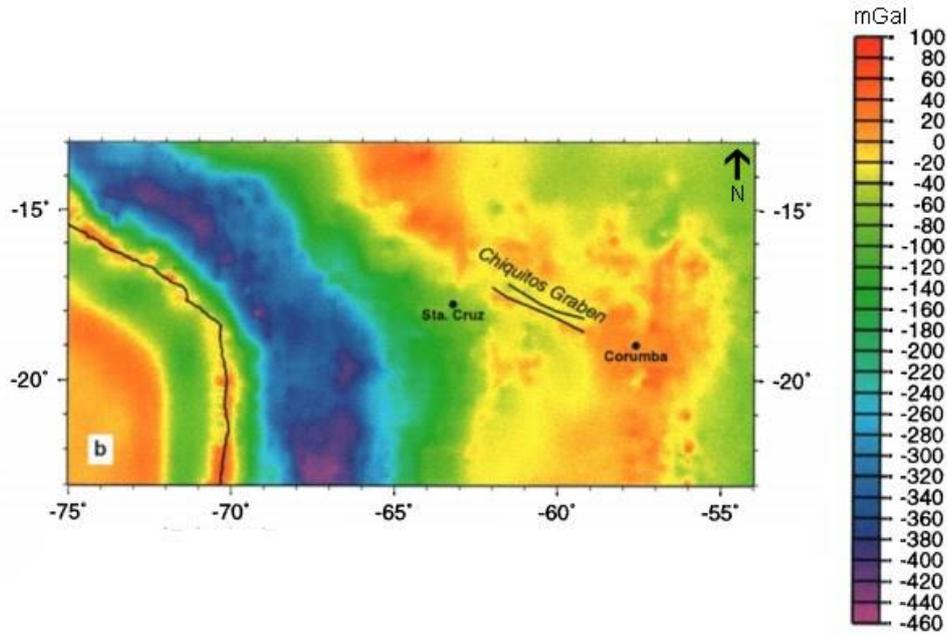


Figura 3. Mapa de anomalia gravimétrica (Bouguer) da região do sistema de foreland dos Andes Centrais. Valores positivos entre as longitudes 62 e 55°W indicam a região do forebulge. Fonte Modificado de Ussami et al. (1999).

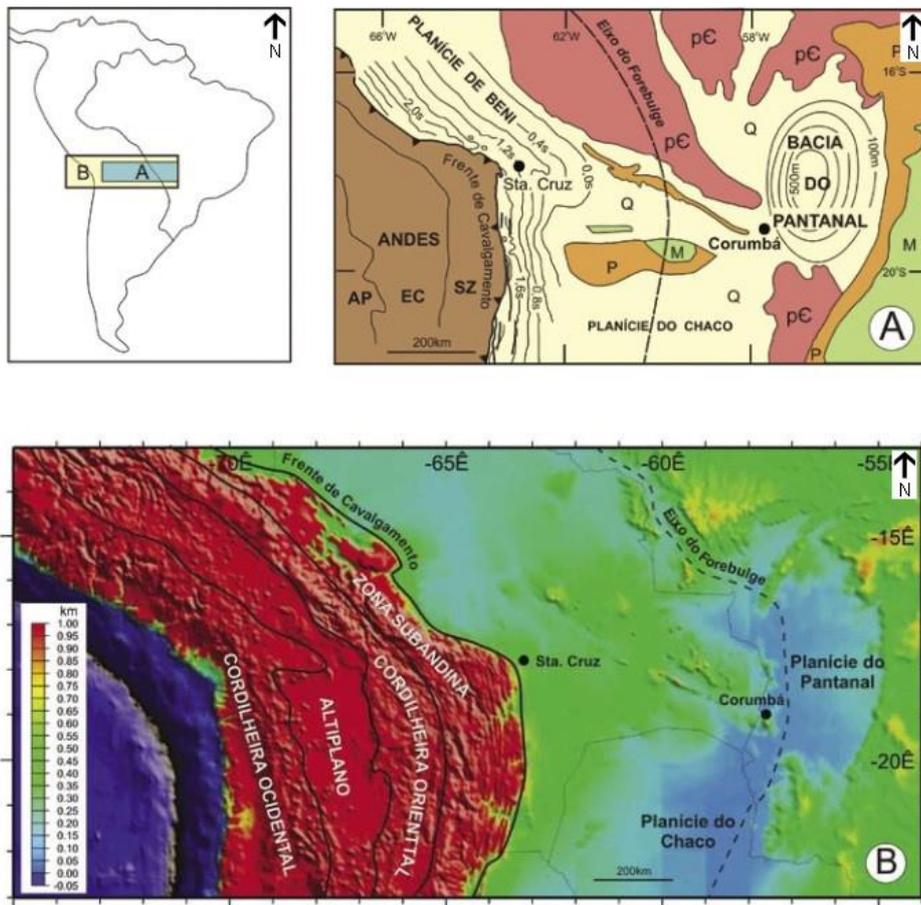


Figura 4. Comparação entre os dois modelos de formação da Bacia do Pantanal associada à orogênese dos Andes Centrais: (A) Localização do Pantanal no forebulge andino (Ussami et al. 1999); (B) Localização do Pantanal no backbulge andino (Horton & De Celles 1997). Fonte: Extraído de Assine (2010).

Os estudos de Chase et al. (2009), baseados em modelos flexurais de bacias e de anomalias do geoide, estão de acordo com a classificação de Horton e DeCelles (1997), segundo a qual a Bacia do Pantanal corresponde a uma bacia desenvolvida na zona do sistema de *foreland* dos Andes Centrais. O argumento dos autores é com base no encontro de duas grandes anomalias geoidais positivas. Estas anomalias, de oeste para leste, estão associadas com a Cordilheira dos Andes (Gotze & Kirchner 1997), seguida pela flexão de *forebulge*, situada a 300 km de distância, segundo Decelles e Gilles (1996).

3.5. Períodos de Subducção Sub-horizontal (Flat-slab) dos Andes centrais

Dados sobre a distribuição de hipocentros de terremotos com a profundidade nos Andes Centrais indicam que a zona de subducção abaixo da placa sul-americana é dividida em segmentos de subducção de baixo ângulo ($\sim 30^\circ$) a sub-horizontal e de alto ângulo ($> 45^\circ$). (Barazangi & Isacks 1979; Jordan et al. 1983; Ramos & Folguera 2015). No primeiro caso, a subducção é conhecida como do tipo Chilena e ocorre na parte sul dos Andes Centrais (28-32° S), e no segundo incluem os segmentos extensionais com as bacias Central do Chile (28-35°S), Tarapacá no norte do Chile (21-27 °) e de Rochas Verdes dos Andes Mesozoicos do extremo sul do Chile (Ramos 2010).

A variação de mergulho da placa em subducção pode influenciar no comportamento mecânico da placa superior (Kearey et al. 2014). Por exemplo, em regiões que estão acima de zonas de subducção de baixo ângulo, a sismicidade é mais superficial e mais largamente distribuída, quando comparada com zonas de subducção de mais alto ângulo (maior que 30°) (Barazangi & Isacks 1979; Jordan et al. 1983). Além disso, a energia de terremotos liberada na placa superior com zonas de subducção de baixo ângulo é, em média, 3-5 vezes maior que aquela liberada em situações de subducção com mergulhos de alto ângulo (Gutscher et al. 2000). Segundo Kearey et al. (2014), estes

aspectos sugerem que a placa inferior de mergulho mais baixo se acopla mais facilmente à placa continental superior, propiciando um efeito de arraste. Este acoplamento fortalece a placa superior continental, permitindo com que esforços e tensões sejam propagados a longas distâncias ao longo da placa e do continente (Kearey et al. 2014). Dessa maneira, a atual posição da Bacia do Pantanal pode também ser explicada pela propagação de esforços rasos ao longo da borda da plataforma.

Para Ramos (2010), o regime tectônico dos Andes é controlado pelos seguintes parâmetros cinemáticos: (1) velocidade de retorno (*roll-back*) da trincheira $-V_t$; (2) movimento absoluto da placa superior $-V_{up}$; (3) razão de encurtamento $-V_{sh}$; (4) razão de estiramento $-V_{st}$ e ainda razão de erosão crustal-Ver. Com base na velocidade de retorno (*roll-back*) da trincheira (V_t), o autor reconhece três tipos de situações: (A) $V_t > 0$; (B) $V_t < 0$; e (C) $V_t = 0$. No primeiro caso, a placa superior avança em direção à placa oceânica, gerando um forte acoplamento e uma forte compressão. No segundo caso, a linha de charneira da trincheira recua para longe da placa superior, gerando nela uma extensão generalizada. No terceiro caso, o sistema de subducção permanece praticamente estacionário ao longo do tempo.

Os dados sísmicos atuais da região dos Andes Centrais (28-32° S) mostram um ângulo de mergulho da placa com cerca de 30° (Kearey et al 2014), apesar disso, eventos ocorridos ao longo do Cenozoico mostram mudanças no ângulo de subducção da placa para valores inferiores a 30° (*flat-slab subduction*), a exemplo do que ocorrem em outros segmentos dos Andes, como os segmentos Pampeano, Peruano e Bucaramanga (Ramos & Folguera 2015). Como já mencionado anteriormente, estes segmentos com subducção de baixo ângulo são alternados ao longo dos Andes e mostram *gaps* do magmatismo relacionado ao arco vulcânico Quaternário. O limite entre estes segmentos com magmatismo e sem magmatismo é

coincidente com a subducção de cadeias mesoceânicas e de dorsais oceânicas assísmicas (Ramos & Folguera 2015).

As subducções peruanas e pampeanas de baixo ângulo (*flat-slab subductions*) atuais se formaram no Mioceno Médio a Superior (entre 11 e 12 Ma). Há também registros de subducções de baixo ângulo mais antigas, como no Mioceno Inferior (entre 18-12 Ma) nas regiões do SW da Bolívia e NW da Argentina, entre o Eoceno e Oligoceno (entre 40-32 a 27-18 Ma), e na região do Altiplano Boliviano (14-20° S), nas mesmas latitudes da Bacia do Pantanal, e também do Permiano Inferior no sul dos Andes Centrais (James & Sacks 1999; Ramos & Folguera 2015). O início destas fases de subducção de baixo ângulo mais novas é compatível com o possível início da subsidência do Pantanal, como apontado por Ussami et al. (1999), situando-se aproximadamente no Oligoceno, entre 33,9 - 23,03 Ma.

3.6. Soerguimento térmico

Assine (2003, 2010), por outro lado, considera que a existência de uma bacia de *forebulge*, ou mesmo de *back-bulge*, situada tão distante da zona de compressão do orógeno só seria possível com uma grande espessura elástica da litosfera. Devido a isto, o autor não descarta a possibilidade da Bacia do Pantanal ser oriunda de um soerguimento térmico anterior. Um importante aspecto em favor desta hipótese é o alto fluxo térmico encontrado na região da bacia. A modelagem de dados sísmicos feita para América do Sul continental (Assumpção et al. 2013) sugere que para as regiões do Chaco e do Pantanal ocorre uma atenuação da espessura crustal (< 35 km). Hamza & Muñoz (1996) obtiveram valores de fluxo de calor superiores a 80 mW/m² na região por meio da krigagem e classificação dos dados da *International Heat Flow Commission*. Por outro lado, a hipótese de Assine (2003, 2010) sobre o *forebulge/back-bulge* distantes pode ser explicada pelos períodos de *flat-slab* dos Andes Centrais.

A história do início da subsidência termal de uma bacia segue o modelo de estiramento simples uniforme de Mackenzie (1978). No caso de uma bacia de *foreland*, ela é gerada por uma carga móvel e o seu preenchimento ocorre sobre uma superfície de discordância angular com uma lacuna estratigráfica variável (Allen & Allen 2005). Neste tipo de bacia há um limite de uma megassequência causada pelo levantamento flexural do *forebulge*. O modelo de Mackenzie (1978) tem sido investigado, considerando a introdução de vários parâmetros, como os efeitos do estiramento com a profundidade, extensão por cisalhamento simples ao longo de *detachments* através da crosta, períodos de rifteamento prolongados, temperaturas astenosférica elevadas, atividade magmática induzida pela convecção do manto durante a ascensão da astenosfera, fontes de calor radiogênico, e maior suporte flexural. Estas mudanças afetam as previsões dos modelos de subsidência pós-rifte e sin-rifte e, principalmente, permitem prever a elevação da topografia sin-rifte sob a forma de ondulações topográfica ou elevações da margem do rift (Allen & Allen 2005).

4. DISCUSSÃO

4.1. Modelos Evolutivos Propostos para a Bacia do Pantanal

A origem tectônica da Bacia do Pantanal tem sido enfatizada por vários autores desde longa data (Freitas 1951; Almeida 1959). Desde então, a subsidência da bacia tem sido relacionada com uma resposta isostática da orogenia andina (Almeida 1959). Trabalhos de geofísica (gravimetria) realizados quase meio século depois vieram corroborar a hipótese da relação tectônica com a orogênese andina (Shiraiwa 1994, Ussami et al. 1999). De acordo com o modelo destes autores, a Bacia do Pantanal foi formada em consequência da elevação e extensão flexural da crosta superior rúptil, a qual reativou mecanicamente estruturas do embasamento que constituem o Cinturão Paraguai Neoproterozoico.

Com base na modelagem geofísica, estes autores consideraram que a extensão ocorrida no arco flexural (*forebulge*) da bacia de antepaís teve uma amplitude máxima de levantamento de 310 m e largura de 700 km. Consideraram também que a deformação cumulativa que levou a extensão e subsidência da bacia teve início no Oligoceno, quando a placa Sul-Americana começou sua migração para oeste, ao mesmo tempo em que ocorria a compressão e elevação dos Andes Centrais (Ussami et al. 1999). Segundo os autores, a fase principal de subsidência do Pantanal está relacionada provavelmente com o último pulso de compressão ocorrido no orógeno andino, durante o Plioceno Superior e Pleistoceno Inferior (~2,5 Ma), conforme inferido a partir do estudo cinemático de falhas dos Andes Centrais. Sabe-se que *fabrics* estruturais associados com estruturas cratônicas antigas e margens rifteadas preexistentes são comuns no embasamento de bacias de antepaís (*foreland*), as quais são mais suscetíveis à reativação, principalmente na zona de deposição do *forebulge* (Decelles 2012). Embora essas estruturas sejam tipicamente de menor escala, elas são capazes de controlar a drenagem local, os padrões de proveniência sedimentar e a distribuição das litofácies.

Um modelo semelhante ao anterior foi apresentado por De Celles e Gilles (1996), os quais consideram a Bacia do Pantanal como sendo também uma bacia de antepaís (*foreland*), porém situada mais a leste do arco flexural do *forebulge*, posicionando-a na zona de *back-bulge*. Os autores sugerem que a arquitetura da bacia é o resultado da migração contínua para leste da cunha orogênica acoplada e do sistema de bacia de antepaís (*foreland*), desde o Cretáceo Superior ao Paleoceno.

4.2. Modelos de formação de bacias de antepaís (*foreland*)

A maior parte dos pesquisadores concorda que a origem da Bacia do Pantanal está associada a eventos ocorridos nos Andes

(Almeida 1959; Almeida & Lima 1959, Ussami et al. 1999; Assine 2003). No entanto, o contexto sedimentar da bacia difere substancialmente daquele descrito para as bacias de antepaís (*foreland*) dos Andes e de outras cadeias de montanhas modernas. Elas apresentam em geral ciclos transgressivo-regressivos que são sincrônicos por toda a bacia, a exemplo da bacia de antepaís (*foreland*) do cinturão orogênico Sevier da costa oeste americana, desenvolvida durante o Cretáceo (Kauffmann 1977; Angevine et al. 1990). Isto sugere que as mudanças eustáticas dominaram na seção estratigráfica do Cretáceo, mesmo na região adjacente ao cinturão de dobras e de cavalgamento (*folds and thrust belt*), ou que havia um equilíbrio entre subsidência e sedimentação e que o nível do mar foi idêntico em toda a extensão da bacia, situação esta pouco provável em um contexto tectônico ativo. Portanto, há outros fatores que exercem influência, como mudanças na fonte de suprimentos e na subsidência da bacia, durante o período de tectonismo ativo do cinturão de empurrão (*thrust belt*). Neste momento, o relevo gerado torna-se área-fonte de uma intensa sedimentação de cunhas clásticas com conglomerados polimíticos associados com sedimentos imaturos.

Os modelos flexurais para bacias de antepaís (*foreland*) mostram que os períodos de carregamento tectônico (*tectonic loading*) são correlacionados aos de subsidência da bacia (Angevine et al. 1990). Por isso, as margens distais das mesmas registram também subsidência flexural, mas podem ser influenciadas por mudanças no nível regional do mar. Com a erosão do cinturão de cavalgamento ocorre o retorno (*rebound*) lento da bacia até restabelecer o equilíbrio isostático regional. A partir desse momento, os sedimentos depositados na bacia de antepaís (*foreland*) são também elevados e podem ser erodidos, reduzindo assim a sua espessura original. Se o cinturão de empurrão for a única carga tectônica, a bacia pode ser eventualmente erodida e deixar como registro apenas uma discordância regional.

O sistema moderno de bacias de antepaís (*foreland*) dos Andes tem seus depósitos distribuídos em três depozonas: depósitos em cunha (50-75 km), depósitos de *foredeep* (250-300 km), depósitos de *forebulge*, quase sem expressão topográfica, porém com uma anomalia positiva de geoide de 5 a 10 m, indicando arqueamento (flexura?) para cima da litosfera, e depósitos de *back-bulge* (> 400 km), dominados por ambientes fluviais e planícies de pântanos (Horton & De Celles 1997; De Celles 2010). Se a região de antepaís (*foreland*) estiver acima do nível do mar, a zona de *forebulge* fica sujeita ao desenvolvimento de sequências de paleossolos hipermaturos que refletem baixas taxas de acumulação de sedimentos ao longo do tempo, como documentado na sucessão de bacias de antepaís (*foreland*) do Paleógeno dos Andes Centrais (De Celles & Horton 2003). Excelentes exemplos nos Andes são a Bacia de Magalhães na Argentina, as bacias da Precordilheira do norte da Argentina, tais como a Bacia Bermejo e o sistema de bacias de antepaís (*foreland*) dos Andes Centrais do leste da Bolívia, mais ao norte da Argentina, Paraguai e sudoeste do Brasil (Horton & DeCelles 1997; Allen & Allen 2005).

Nas bacias de antepaís não marinhas, a distribuição dos depósitos grosseiros é afetada pela presença de grandes lagos ou '*trunk streams*' que fluem paralelos ao cinturão de dobras e falhas (Mial 1978). Este padrão de drenagem reflete a subsidência assimétrica da bacia. A progradação aluvial a partir do cinturão de dobras e cavalgamentos através da bacia é inibida pelo aumento da inclinação induzida pela flexão da litosfera abaixo da bacia, a qual se aprofunda em direção ao cinturão de dobras e cavalgamentos (Angevine et al. 1990).

A segunda fase (pós-orogênica) de sedimentação na bacia de antepaís ocorre após o avanço (*emplacement*) do cinturão de dobras e cavalgamentos e os processos erosivos dominam em relação ao levantamento e avanço da superfície de empurrão (*thrust sheet*). O retorno (*rebound*)

isostático associado à erosão do cinturão promove o levantamento flexural da bacia de antepaís adjacente. Ao mesmo tempo, os sedimentos depositados anteriormente na parte proximal da mesma são também elevados e erodidos, transportados e depositados nas porções mais distais da bacia ou além dela (Angevine et al. 1990). Como o levantamento da bacia de antepaís continua durante esta segunda fase, os depósitos proximais grosseiros são erodidos e redistribuídos pela bacia, a qual se torna menos assimétrica e os seus depósitos assumem geometria tabular, em vez de formar cunhas assimétricas como nos depósitos gerados durante a fase orogênica.

Na porção proximal da bacia, depósitos grosseiros, constituídos principalmente por arenitos e conglomerados, registram com precisão o levantamento inicial e o avanço do *front* orogênico. Por outro lado, na parte mais distal da bacia, o carregamento ativo no cinturão de empurrão está registrado pelas partes inferiores de granulação fina das sequências granocrescentes para o topo. As partes superiores das sequências distais, em vez disso, representam períodos quando o empurrão (*thrust*) na área de origem cessou e/ou foi dominado pela erosão. Neste contexto, as sequências proximais registram o início e o clímax do cavalgamento (*thrusting*), enquanto as sequências distais representam o declínio e o consequente aumento da influência da erosão na área fonte.

Deve-se também considerar nos modelos acima o resultado do processo de reativação do embasamento, uma vez que ele promove a elevação de segmentos importantes dentro da bacia e nas suas adjacências e afeta diretamente a dinâmica da sedimentação, tais como as estruturas da orogenia Laramide nas Montanhas Rochosas dos EUA e nas Sierras Pampeanas da Argentina. Grabens do embasamento podem ser invertidos durante a compressão, a exemplo do Graben de Birmingham durante a orogenia Apalachiana do Paleozoico Inferior, ou a região da bacia pode ser falhada pelo regime extensional

instalado no arco externo (*forebulge*), causado pela flexão (Allen & Allen 2005).

4.3. Bacia do Pantanal

A Bacia do Pantanal, com estruturação próxima de N-S, é limitada por falhas nas duas bordas e expõe ao longo do contato da bacia rochas metassedimentares neoproterozoicas da Faixa Paraguai. Os onze poços perfurados na bacia não atingiram o embasamento, com o mais profundo deles tendo perfurado 412,5m de espessura de sedimentos (Assine 2004). Os dados sísmicos sugerem uma espessura máxima de 550 m (Catto 1975).

A sedimentação da bacia é essencialmente siliciclástica, com arenitos grossos e conglomerados na parte inferior, com até 120 metros de espessura, passando na parte superior para uma unidade com arenitos quartzosas finos a médios, localmente grossos, cimentados por laterita, que transicionam para arenitos muito finos e lama na porção oeste da bacia, mostrando afinamento textural para o topo (Assine 2003; Assine et al. 2015). Os arenitos grossos e conglomerados sustentados por matriz são relacionados a processos de fluxo gravitacional coalescente e as fácies de leque aluvial são relacionadas a depósitos de piemonte no sopé das escarpas do Planalto Oriental. São descritos também nos arredores de Corumbá depósitos siliciclásticos e carbonáticos (tufos) com impressões de ramos e folhas de angiospermas, bem como conchas de gastrópodes com idades indeterminadas, incluídos conjuntamente na Formação Xaraiés (Almeida 1945; Assine et al. 2015).

As áreas-fonte dos sedimentos são principalmente de rochas da Faixa Paraguai de idade neoproterozoica, incluindo filitos e xistos do Grupo Cuiabá e granitos intrusivos no mesmo, bem como de unidades paleozoicas e mesozoicas da Bacia do Paraná, que constituem os planaltos situados a leste (Taquari-Itiquira e Maracaju-Campo Grande) e norte (Guimarães e Parecis) da bacia (Assine et al. 2015).

4.4. Tectônica andina

A evolução tectônica dos Andes no Cenozoico tem sido controlada por mudanças na geometria e no ângulo de convergência da subducção da Placa de Nazca. São descritos segmentos ao longo dos Andes sem magmatismo de arco neste período e relacionados à subducção sub-horizontal (Ramos & Folguera 2015). Trata-se de uma subducção fria, caracterizada por importante encurtamento do embasamento, que promove importante levantamento de blocos no final do Cenozoico, a exemplo da formação das Sierras Pampeanas na região de Córdoba, nos Andes Centrais. Este cenário tectônico ocorre nos três segmentos dos Andes com subducção sub-horizontal (Pampeano, Peruano e Bucaramanga) e está intimamente relacionado com a colisão e subducção de cadeias assísmicas (Ramos & Folguera 2015).

A mudança para sul da subducção sub-horizontal nos Andes Centrais dos segmentos Altiplano (sul do Peru e norte da Bolívia; paralelos 14-20°S) e Puna (sul da Bolívia e o norte da Argentina; paralelos 20-24°S), entre Eoceno Superior/Oligoceno e o Mioceno Inferior/Médio, teve uma grande influência na mudança de regime tectônico dessa região dos Andes na passagem do Paleógeno para o Neógeno. Já entre o Cretáceo Superior e o Paleógeno, a evolução tectônica do segmento norte dos Andes Centrais (22-27°S) foi grandemente controlada pelo sistema de falhas transcorrentes Domeyko (Ramos 2000). Foram também formadas neste período bacias sedimentares do tipo meio-graben, relacionadas com falhas lítricas extensionais contendo sedimentos vermelhos '*red beds*' intercalados com lavas básicas. Estas bacias estão ligadas a falhas principais transcorrentes, a exemplo da Bacia de Hornitos, na Precordilheira de Copiapó. Durante o Paleoceno e o Eoceno Inferior, esta região foi palco de intenso vulcanismo explosivo, entre 63 a 55 Ma. Neste período, o levantamento da Cordilheira Domeyko produz uma compressão para leste e uma reativação pós-rifte levemente tardia na Sub-Bacia de Lomas e Olmedo, que pode ter contribuído no

confinamento lateral devido à curvatura oroclinal boliviana, contornada pela Bacia do Grupo Salta (De Celles et al. 2011; Gianni et al. 2015). Esta região de arqueamento oroclinal andina foi submetida a um movimento de rotação no sentido anti-horário, a norte do paralelo 20°S e no sentido horário, a sul deste paralelo, promovendo um provável incremento do confinamento lateral durante esta rotação e um contínuo escape tectônico para sul, o qual contribuiu para mudança progressiva de um regime extensional para transpressional na parte oeste da sub-bacia de Lomas de Olmedo (Gianni et al. 2015).

Segue-se, entre Eoceno Superior e o Oligoceno Superior, um *gap* do arco magmático, como resultado do aumento de convergência oblíqua e da baixa razão de subducção normal (Pardo Casas & Molnar 1987; Ramos 2000). A atividade magmática se concentra ao longo de falhas transcorrentes, como no Sistema de Falhas Domeyko, incluindo também muitas áreas com intrusões de cobre pórfiro gigantes. Entre o Eoceno Superior e o Presente há também a incorporação da Bacia do Grupo Salta na cunha (*wedge*) orogênica e o desenvolvimento do cinturão de dobras e falhas andino durante as fases de deformação Incaica (45-35 Ma) e Quechua (20 Ma) (Gianni et al. 2015).

Entre o Neógeno e o recente, a zona de subducção da porção sul do segmento Puna passa a ter um mergulho intermediário, enquanto as porções norte e sul deste segmento apresentavam mergulhos alto e baixo, respectivamente. Associam-se à esta subducção de mergulho intermediário rochas vulcânicas com espessas sequências de lavas andesíticas e dacíticas, incluindo grande volume de fluxos de ignimbritos cobrindo cerca de 500.000 km², com idade entre o Plioceno Superior e Pleistoceno Inferior (Ramos 2000). Ocorre também um vulcanismo mais novo, de composição máfica a andesítica, associado geralmente com falhas transcorrentes e extensionais com direção N-S e NNW-SSE.

Em síntese, de maneira direta ou indireta, observa-se que a evolução da orogenia andina influenciou e influencia grandemente na evolução da Bacia do Pantanal. A presença de sismos e lineamentos controlando drenagens são grandes indícios de uma tectônica ativa. Mecanismos como a de períodos de subducção sub-horizontal (*flat-slab*), identificados em vários segmentos do Andes, incluindo nos Andes Centrais (Altiplano e Puna), na passagem do Paleógeno para o Neógeno, podem explicar a reativação de estruturas do embasamento na borda da placa sul-americana e formação de bacias distantes da zona de subducção e da cadeia montanhosa.

4.5. Convergência oblíqua e formação de bacias por reativação de estruturas do embasamento na placa Sul-Americana

De forma similar, a mudança no ângulo de convergência da placa (velocidade e direção) pode também desencadear a reativação transtensional de estruturas do embasamento e formar bacias muito distantes do orógeno, a exemplo da Bacia de Taubaté, situada a mais de 2800 km de dos Andes, cuja origem foi relacionada com a compressão andina com direção NE no Paleógeno (Cogné et al. 2013; Gianni et al. 2015). Outra possibilidade de reativação de estruturas do embasamento na borda da placa sul-americana pode estar associada com a expansão tectônica para leste resultante da elevação da Cordilheira Domeyko, entre o Cretáceo Superior e o Paleoceno Inferior, e as fases de rifteamento e reativação tardia da Sub-Bacia de antepaís de Lomas de Olmedo. O final desse processo pode ter promovido o confinamento lateral das unidades da Bacia de Salta, na região de arqueamento do Oroclíneo Boliviano, no segmento de rotação horária da estrutura (Gianni et al. 2015).

4.6. Dificuldades de compatibilizar os modelos existentes sobre a Bacia do Pantanal

A classificação da Bacia do Pantanal, com base em modelagens geofísicas, como uma bacia de antepaís, formada na zona de

forebulge (Shiraiwa 1994; Ussami et al. 1999) ou de *Backbulge* (Horton & De Celles 1997), precisa ser compatibilizada com os modelos tectonossedimentares disponíveis para bacias dessa natureza, uma vez que não há evidências dos seguintes aspectos: (1) depósitos da fase orogênica e pós-orogênica; (2) padrão de perfil assimétrico da bacia; (3) mecanismo de subsidência flexural, inclusive nas partes mais distais da bacia; (4) aprofundamento da bacia em direção ao *front* orogênico; (5) sequências proximais com geometria em cunha e granocrescentes para o topo; (6) sequências distais são tabulares e com granocrescência para o topo somente nas partes inferiores e representam o declínio do avanço do *front* orogênico e aumento de erosão na área-fonte; (7) as seções proximais apresentam duas discordâncias regionais, sucedidas por sedimentos finos e correspondem, respectivamente, nas seções distais a dois intervalos com sedimentos grosseiros com discordância erosiva na base, também sucedidos por sedimentos finos; (8) reativação de estruturas do embasamento na bacia ou nas suas adjacências (Montanhas Rochosas dos EUA e Sierras Panpeanas na Argentina), podendo ocorrer inversão da mesma durante a compressão (Graben de Birmingham, pela orogenia Apalachiana, Paleozoico Inferior), ou formação de falhas devido ao regime extensional instalado na zona do arco externo (*forebulge*), causado pela subsidência flexural da bacia (Angevine et al. 1990; Allen & Allen 2005).

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os trabalhos pioneiros desenvolvidos na região do Pantanal já identificavam a presença de uma bacia tectônica com idade pliocênica a pleistocênica e relacionada com a evolução andina. Sabe-se, no entanto, que os eventos relacionados com a evolução tectônica dos Andes Centrais no Cenozoico apresentam correlação temporal com eventos tectônicos ocorridos na margem continental brasileira, com desenvolvimento de bacias pouco mais antigas na área oceânica (Albiano/Aptiano) e mais novas na área

continental do Sudeste do Brasil, onde o registro sedimentar mais antigo é o da Bacia de Itaboraí, com idade do Paleoceno. As demais bacias (Resende e Taubaté) contêm registro de uma sedimentação essencialmente pelítica do Paleógeno Médio e Superior (formações Resende e Tremembé) e areno-pelítica do Neógeno (Formação Pindamonhangaba).

É muito atraente considerar o desenvolvimento da Bacia do Pantanal na porção mais distal de uma bacia de antepaís (*foreland*), tanto na zona de *forebulge* como na zona de *backbulge*, conforme discutido com base em modelagem de dados geofísicos por vários autores. No entanto, a Bacia do Pantanal possui características sedimentares e tectônicas que dificilmente se ajustam ao modelo sedimentar da porção distal de uma bacia de antepaís do tipo flexural. Nelas, as sequências sedimentares apresentam granocrescência para o topo como nas sequências proximais, porém, ao contrário destas seções da bacia, refletem em direção ao topo a desaceleração do avanço do *front* orogênico. Além disso, apresentam seções grosseiras na base e no topo, correlacionadas com as discordâncias regionais das sequências proximais.

Conclui-se que a mudança para sul da subducção sub-horizontal nos Andes Centrais, entre o Paleógeno (Eoceno Superior/Oligoceno) e o Neógeno (Mioceno Inferior/Médio), afetando as regiões do sul do Peru e norte da Bolívia (segmento do Altiplano) e do sul da Bolívia até norte da Argentina (segmento Puna), foi responsável neste período pela evolução tectônica dessa porção andina e também pela reativação rúptil de estruturas do embasamento da borda da placa Sul-Americana. Este deslocamento da subducção sub-horizontal para sul foi também responsável pela reativação da Sub-Bacia Lomas e Olmedo (Grupo Salta), confinada na região centro-sul do arqueamento do oroclíneo boliviano, sendo deformada em regime transpressivo destal, com escape tectônico para sul. A propagação do *stress* compressivo na borda

da placa foi responsável pela reativação de estruturas rúpteis do embasamento e nucleação de bacias extensionais/transtensionais do tipo rifte, como a Bacia do Pantanal e provavelmente também a Bacia do Chaco.

Vários autores consideram para a Bacia do Pantanal a possibilidade de uma idade pouco mais antiga do que o Plioceno/Pleistoceno, já do Mioceno, sendo isto compatível com o período de migração para sul da subducção sub-horizontal e com a fase Quechua da Orogênese Andina. Por fim, a disposição da Bacia do Pantanal ao longo da Faixa Paraguai com a mesma orientação estrutural, constituindo provavelmente seu substrato, evidencia que a existência de uma anisotropia anterior no embasamento constituiu zonas de fraqueza que foi necessário uma tensão menor para ativar novas estruturas.

REFERÊNCIAS

- ALLEN P.A., ALLEN J.R. 2005. Basin Analysis: Principles and Application. 2a. edition, Blakwell Publishing Ltd., 549p.
- ALMEIDA F.F.M. 1959. Traços gerais da geomorfologia do Centro-Oeste brasileiro. In: ALMEIDA F.F.M., LIMA M.A. (ed.) Planalto Centro-Occidental e Pantanal Matogrossense. Rio de Janeiro, Conselho Nacional de Geografia, Guia de Excursão nº 1 do XVIII Congresso Internacional de Geografia, 7-65p.
- ALMEIDA F.F.M. 1964. Geologia do Centro-oeste Matogrossense. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro, 137p.
- ALMEIDA F.F.M. 1976. The system of Continental Rift bordering the Santos Basin, Brazil. Anç Acad. Bras. Ciênc. 48:15-26.
- ALMEIDA F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. Rev. Bras. Geoc., 13:139-158.
- ALMEIDA F.F.M., CARNEIRO C.D.R. 1998. Origem e Evolução da Serra do Mar. Rev. Bras. Geoc., 28:135-150.
- ANGEVINE C.L., HELLER P.L., PAOLA C. 1990. Quantitative Sedimentary Basin Modeling, 247p.
- ASSINE M.L. 2003. Sedimentação na Bacia do Pantanal Matogrossense, Centro-Oeste do Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 105p.
- ASSINE M.L. 2010. Pantanal Mato-Grossense: uma paisagem de exceção. In: MODENESI-GAUTTIERI M.C., BARTORELLI A., MANTESSO-NETO V., CARNEIRO C.D.R., LISBOA M.B.A.L. (eds.). A Obra de Aziz Nacib Ab'Saber. São Paulo, Beca-BALL edições, 464-489p.
- ASSINE M.L., MERINO E.R., PUPIM F.N., WARREN L.V., GUERREIRO R.L., MCGLUE M.M. 2015. Geology and geomorphology of the Pantanal basin. In: BERGIER I., ASSINE M.L. (Eds.), Dynamics of the Pantanal Wetland in South America. Springer, Suíça, 23-50p.
- ASSINE M.L., SOARES P.C. 2004. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. Quat Int, 114:23-34.
- ASSUMPÇÃO M., SUÁREZ G. 1988. Source mechanisms of moderate size earthquakes and stressorientation in mid-plate South America. Geophysical Journal Internacional, 92:253-267.
- ASSUMPÇÃO M., LOPER A.E.V., ZEVALLOS I., FERREIRA J.M., NASCIMENT A. 2009. Intraplate Stress Field in Brazil from Earthquake Focal Mechanisms. Conferencia Internacional en Homenaje a Alberto Giesecke, CERESIS, Lima, Peru.
- ASSUMPÇÃO M., MEI FENG M., TASSARA A., JULIA J. 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. Tectonophysics, 609:82-96.
- CHASE C.G., SUSSMAN A.J., COBLENTZ D.D. 2009. Curved Andes: geoid, forebulge, and flexure. Lithosphere, 1:358-363.
- COGNÉ N., COBBOLD P.R., RICCOMINI C., GALLAGHER K., 2013. Tectonic setting of the Taubaté Basin (Southeastern Brazil): insights from regional seismic profiles and outcrop data. J. S. Earth Sci., 42:194-204.
- BARAZANGI M., ISACKS B.L. 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. Geophysical Journal Internacional, 57:537-555.
- BRANNER J.C. 1912. Earthquakes in Brazil. Bull Seismic Soc. Am., 2:105-117.
- CATTO A.J. 1975. Análise geológica e geofísica da Bacia do Pantanal Matogrossense. Rio de Janeiro: Petrobrás. 23p.
- DECELLES P.G. 2012. Foreland basin systems revisited: variations in response to tectonic settings. In: BUSBY C., PEREZ A. A. (Eds). Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, First Edition, Blackwell Publishing Ltd., Chapter 20, 405-426p.
- DECELLES P.G., GILES K.A. 1996. Foreland basin systems. Basin Research, 8:105-123.
- DICKISON, W.R. 1974. Plate tectonics and sedimentation: Society of Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 22:1-27.
- FACINCANI E.M., ASSUMPÇÃO M.S., ASSINE M.L., FRANÇA G.L.S.A. 2011. Sismicidade da Bacia do Pantanal Mato Grossense. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 13, 2011, Campinas, Anais, UNICAMP, 314-317p.
- FOLGUERA A., BOTTESI G., DUDDY I., MARTÍN-GONZALEZ F., ORTOS V., SAGRIPANTI L., ROJAS-VERA E., RAMOS V.A. 2015. Exhumation of the Neuquen Basin in the southern Central Andes (Malargüe fold and thrust belt) from field data and low-temperature thermochronology. Journal of South American Earth Sciences, 64:38-398.
- FREITAS R.O. 1951. Ensaio sobre a Tectonica Moderna do Brasil. FFCL/USP. 120p.
- GANSSER A. 1973. Facts and theories on the Andes. Journal of the Geological Society, 129:93-131.
- GIANNI G.M., NAVARRETE C.G., FOLGUERA A. 2015. Synorogenic foreland rifts and transtensional basins: A review of Andean imprints on the evolution of the San Jorge Gulf, Salta Group and Taubaté Basins. Journal of South American Earth Sciences, 64:288-306.
- GOETZE H., KIRCHNER A. 1997. Interpretation of gravity and geoid in the Central Andes between 20 ° and 29 ° S. Journal of South American Earth Sciences, 10:179-188.
- GUTSCHER M.A. et al. 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. Tectonics, 19:814-833.
- HALES F.W. 1981. Anomalias magnéticas de origem profunda na Fossa do Araguaia e no Pantanal; sua implicações geológicas. Mineração & Metalurgia, Rio de Janeiro, 44:24-30.

- HAMZA V.M., MUÑOZ M., 1996. Heat Flow map of South America, *Geothermics*, 25:599-646.
- HORTON B.K.; DECELLES P.G. 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, 25:895-898.
- JAMES D.E.; SACKS I.S. 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: A geophysical perspective. In *Geology and Ore Deposits of the Central Andes* (Skinner, B.J.; editor). Society of Economic Geology, Special Publication, 7:1-26.
- JORDAN T.E. et al. 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, 3:20-26.
- KEAREY P., KLEPEIS K.A., VINE F.J. 2014. *Tectônica Global*. Editora: Bookman, 83p.
- MARTÍNEZ F., ARRIAGADA C., VALDIVIA R., DECKART K., PEÑA M. 2015. Geometry and kinematics of the Andean thick-skinned thrust systems: Insights from the Chilean Frontal Cordillera (28° - 28.5°S), Central Andes. *Journal South American Earth Sciences*, 64:307-324.
- KENDRICK E.C., BEVIS M., SMALLEY R.F., CIFUENTES O., GALBAN F. 1999. Current rates of convergence across the central Andes: estimates from continuous GPS observations. *Geophys. Res. Lett.*, 26:541-544.
- MIOTO C.L., ALBREZ E. do A., PARANHOS FILHO A.C. 2012. Contribuição à caracterização das sub-regiões do Pantanal. *Revista Entre Lugar*, 8:165-180.
- MIOTO C.L. 2016. *Geotecnologias na Análise das Peculiaridades dos Recursos Hídricos da Planície Pantaneira*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Ambientais, Universidade Federal de Mato Grosso do Sul. 94p.
- PARANHOS FILHO A.C. et al. 2013. A study of structural lineaments in Pantanal (Brazil) using remote sensing data. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 85:913-922.
- PARANHOS FILHO A.C. et al. 2017. Controle Estrutural da Hidrografia do Pantanal, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, 40:156-170.
- RAMOS V.A. 2000. The southern central Andes. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 561-604p.
- RAMOS V.A. 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geol. J.*, 45:2-25.
- RAMOS V.A., ALEMÁN A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani, U.J., Milani, E.J., THOMAZ Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*, 31_ International Geological Congress, Rio de Janeiro, 635-685p.
- RAMOS V.A. 2014. Evolucion de la Cuenca Golfo San Jorge: Su estructuracion y regimen tectônico. *Rev. la Asoc. Geol. Argent.*, 72:16-2.
- RAMOS V., FOLGUERA A. 2015. Andean flat-slab subduction through time. In: MURPHY J. B., KEPPIE J. D., HYNES A. J. (eds) *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society, London, Special Publications, 327:31-54.
- RICCOMINI C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256p.
- RICCOMINI C., ASSUMPÇÃO M. 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, 22:221-225.
- RICCOMINI C., SANT'ANNA L.G., FERRARI A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTENESSO-NETO V BARTORELLI A, CARNEIRO CDR, NEVES BBB. (orgs.). *Geologia do Continente Sul- Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, 383-405p.
- SAADI A. 1993. *Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço e Interpretação preliminares*. Revista Geonomos, 1:1-2.
- SCHEUBER E., BOGANIC T., JENSEN A., REUTTER K.J. 1994. Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In: *Tectonics of the Southern n Andes, Structure and evolution of an active continental margin*. Reutter, K.J., Scheuber, E. and Wigger, P.I., 121-139p.
- SHIRAIWA S. 1994. *Flexura da litosfera continental sob os Andes Centrais e a origem da Bacia do Pantanal*. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 110p.
- SCHOBENHAUS C., CAMPOS D.A., DERZE G.R., ASMUS H.E. 1984. *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Mineraiis, Escala 1:2.500.000*. Brasília: DNPM, 93-127
- SPIKINGS R., COCHRANE R., VILLAGÓMEZ D., VAN DER LELIJ R., VALLEJO C., WINKLER W., BEAT B. 2015. The geological history of northwestern South America: From Pangea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290—75 Ma). *Gondwana Research*, 27:293-335.
- USSAMI N., SHIRAIWA S., DOMINGUEZ J.M.L. 1999. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal Wetland, SW Brazil. *Tectonics*, 18:25-39.

Submetido em 14/09/2021

Aceito em 26/10/2022