



Serviço Público Federal
Ministério da Educação
Universidade Federal de Mato Grosso do Sul
Câmpus de Aquidauana.



ANÁLISE DA RELAÇÃO ENTRE SISMICIDADE E OS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS
DA BACIA SEDIMENTAR DO PANTANAL NO CENTRO-OESTE DO BRASIL

POSPERETTE AMILCAR

Orientadora: Prof. Dr^a Edna Maria Facincani (Faeng/ CPAq/ UFMS)

Coorientador: Prof. Dr. Pedro Proença Cunha (Professor Catedrático da Universidade de Coimbra)

AQUIDAUANA, MS

2025



Serviço Público Federal
Ministério da Educação
Universidade Federal de Mato Grosso do Sul
Câmpus de Aquidauana.



POSPERETTE AMILCAR

**ANÁLISE DA RELAÇÃO ENTRE SISMICIDADE E OS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS
DA BACIA SEDIMENTAR DO PANTANAL NO CENTRO-OESTE DO BRASIL**

Dissertação apresentada como exigência do curso de Mestrado junto ao Programa de Pós-graduação em Geografia no Campus de Aquidauana, da Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, sob a orientação da Professora Dr^a Edna Maria Facincani e co-orientação do Professor Dr Pedro Proença Cunha.

AQUIDAUANA, MS

2025



AGRADECIMENTOS

Agradeço de coração à Professora Dr^a Edna Maria Facincani pela sua coragem, atenção, disponibilidade e pela competência com a qual me orientou durante todo esse período. Também sou muito grata ao Professor Dr. Pedro Proença Cunha, pertencente à Universidade de Coimbra de Portugal, que esteve presente e disponível desde o início até hoje, acompanhando meu progresso de forma ativa e constante. Meu sincero agradecimento ao Professor Dr. Marcelo de Sousa Assumpção, pertencente à Universidade de São Paulo, Instituto de Energia e Ambiente (IEE), que compartilhou comigo dados sismológicos essenciais e contribuiu com correções valiosas para este trabalho. Agradeço também aos professores Drs. Iata Anderson de Souza e Elias Rodrigues da Cunha, que me acompanharam nos laboratórios durante a elaboração dos mapas temáticos. Sinceramente, sem o apoio de vocês, este trabalho não teria sido possível.

Gostaria ainda de agradecer ao CNPq, aos responsáveis da UFMS-CPAQ (Campus de Aquidauana), e ao coordenador do programa de mestrado, Dr. Ricardo Lopes Batista, além de todos professores do programa de Pós-Graduação em Geografia pela recepção, estrutura e acompanhamento oferecidos, que me permitiram realizar esse trabalho. Agradeço à CAPES, pelo apoio financeiro recebido durante o desenvolvimento do meu projeto de mestrado.

Este trabalho não é apenas fruto de esforço individual, mas também da confiança e do apoio de muitas pessoas generosas. A todos e todas, o meu mais sincero obrigada.

À vida e aos meus familiares

Agradeço ao Universo pela minha existência e pela energia com que me preenche todos os dias, permitindo-me realizar este trabalho com coragem e determinação.

Sou infinitamente grata ao meu irmão, Jean-Noël Amilcar, que sempre me encorajou nos estudos e esteve presente com seu amor, motivação e apoio incondicional. Agradeço também à minha mãe Maria Benêche, e ao meu pai Hyacinthe Amilcar, por terem me dado uma base sólida e uma orientação firme durante a infância, o que me permitiu chegar até aqui. Aos meus irmãos Lesly Amilcar, Yves Amilcar, Monique Amilcar, Camina Amilcar e sobrinhos pelo acolhimento familiar. Expresso também minha profunda gratidão aos meus antigos colegas da École Nationale de Géologie Appliquée (ENGA), especialmente Jania Laguerre e Patrice Paul Jerome.



RESUMO

A Bacia Sedimentar do Pantanal (BSP), situada no interior da Placa Sul-Americana, apresenta uma evolução geodinâmica marcada pela interação entre dois regimes tectônicos: o regime transcorrente relacionado ao Lineamento Transbrasileiro e o regime compressivo resultante da colisão da Placa de Nazca com a Placa Sul-Americana. A atuação conjunta desses regimes gerou uma configuração neotectônica complexa que influenciou diretamente a morfologia, a rede de drenagem e a sismicidade da região. A análise dos lineamentos estruturais evidenciou direções predominantes N-S, NE-SW e E-W, com destaque para os rios Paraguai, Taquari e Negro, além do Planalto de Maracaju-Campo Grande. Os dados sísmicos (1900-2023) revelaram 43 eventos com magnitudes entre 2,5 e 4,8 Mb, com predominância de sismos de baixa magnitude. A distribuição desses eventos indica forte controle estrutural exercido por falhas normais e transcorrentes oblíquas, que delimitam blocos crustais e condicionam áreas de subsidência, soerguimento e deformações associadas. A BSP caracteriza-se como uma depressão assimétrica do tipo meio graben, com inclinação para oeste, apresentando feições morfotectônicas expressivas como escarpas, vales suspensos, cotovelos fluviais, zonas de avulsão e formações lacustres. A presença contínua de atividade sísmica confirma o caráter ativo da tectônica na região, tornando a BSP um importante exemplo de bacia afetada por processos neotectônicos e ressurgência de estruturas antigas. O correlacionamento entre as discontinuidades estruturais representadas pela drenagem de relevo e a sismicidade na BSP, na maioria das vezes, não existe de forma direta, como aqueles feixes de sismos de direção N-S no centro da Bacia.

ABSTRACT

The Pantanal Sedimentary Basin (PSB), located inside the South American Plate, presents a geodynamic evolution marked by the interaction of two tectonic regimes: the strike-slip regime associated with the Transbrasilian Lineament and the compressive regime resulting from the collision of the Nazca Plate with the South American Plate. The combined action of these regimes resulted in a complex neotectonic setting that directly influenced the morphology, drainage network and seismicity of the region. The analysis of the structural lineaments highlighted predominant directions N-S, NE-SW and E-W, with emphasis to Paraguay, Taquari and Negro rivers, in addition to Maracaju-Campo Grande Plateau. The seismic data (1990-



2023) has revealed 43 events with magnitudes ranging from 2,5 to 4,8 Mb, with predominance of low magnitude seisms. The distribution of these events indicates strong structural control exercised by normal faults and oblique transcurrents that limit crustal blocks and conditionate subsidence and lifting areas in addition to associated deformations. The PSB is characterized as an asymmetric depression of half graben type, leaned towards east and presenting morphotectonics features such as cliffs, hanging valley, fluvial elbows, avulsion zones and lacustrine formations. The continuous presence of seismic activity confirms the active character of the region's tectonics, making PSB an important example of a basin affected by neotectonic processes and resurgence of ancient structures. The correlation between the structural discontinuities represented by relief drainage and seismicity in the PSB, most of the time, doesn't exist in a direct way, such as those seismic beams in direction N-S in the center of the Basin.

RÉSUMÉ

La Bassin Sédimentaire du Pantanal (BSP), situé à l'intérieur de la Plaque Sud-américaine, présente une évolution géodynamique marquée par l'interaction de deux régimes tectoniques: un régime transcourant associé au Lineament Transbrésilien et un régime compressif résultant de la collision entre les plaques de Nazca et Sud-américaine. Cette combinaison a façonné un système néotectonique complexe, influençant la morphologie, le réseau hydrographique et la sismicité de la région. L'analyse des lineaments structuraux a révélé des directions prédominantes N-S, NE-SW et E-W, avec une importance particulière pour les rivières Paraguay, Taquari et Negro, ainsi que le plateau de Maracaju-Campo Grande. Les données sismiques collectées entre 1900 et 2023 ont enregistré 43 événements de magnitudes comprises entre 2,5 et 4,8 Mb, majoritairement de faible intensité. Leur répartition spatiale met en évidence le rôle structurant de failles normales et de failles transcourantes obliques, responsables de la segmentation crustale et des phénomènes de subsidence, de soulèvement et de déformation. La BSP est caractérisée par une dépression asymétrique de type demi-graben inclinée vers l'ouest, présentant des formes morphotectoniques distinctes telles que des escarpements, des vallées suspendues, des coudes fluviaux, des zones d'avulsion et des lacs. La sismicité active et continue témoigne du caractère dynamique de la tectonique dans la région, faisant de la BSP un exemple significatif de bassin affecté par des processus néotectoniques et par la réactivation de structures anciennes. La corrélation entre les discontinuités structurelles représentées par le drainage du relief et la sismicité dans le PSB, la plupart du temps, n'existe pas de façon directe, comme ces faisceaux sismiques en direction N-S au centre du Bassin.

LISTA DA FIGURAS

FIGURA 1. LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO PANTANAL. A: MODELO DE ELEVAÇÃO DESTACANDO A BSP (POLÍGONO BRANCO); B: MAPA GEOMORFOLÓGICO DA BACIA SEDIMENTAR DO PANTANAL.....	15
FIGURA 2. GEOLOGIA REGIONAL DA BACIA DO PANTANAL.....	19
FIGURA 3. ORIGEM E EVOLUÇÃO DA BACIA SEDIMENTAR DO PANTANAL NO CENOZOICO: NEÓGENO (A) E PALEÓGENO (B).	21
FIGURA 4. BLOCO DE DIAGRAMA REPRESENTANDO O 1º EVENTO DE GÊNESE E EVOLUÇÃO DA BSP. ILUSTRAÇÃO DE SÉRVULO BATISTA DE RESENDE.	22
FIGURA 5. BLOCO DE DIAGRAMA REPRESENTANDO O 2º EVENTO DE GÊNESE E EVOLUÇÃO DA BSP. ILUSTRAÇÃO DE SÉRVULO BATISTA DE RESENDE.	23
FIGURA 6. BLOCO DE DIAGRAMA REPRESENTANDO O 3º EVENTO DE GÊNESE E EVOLUÇÃO DA BSP. ILUSTRAÇÃO DE SÉRVULO BATISTA DE RESENDE.	23
FIGURA 7. DISTRIBUIÇÃO DOS SISMOS NO BRASIL, 1720-2020.	28
FIGURA 8: MODELO ESQUEMÁTICO DO MOVIMENTO DE FALHAS GEOLÓGICAS.	31
FIGURA 9. BLOCO DIAGRAMA DAS PRINCIPAIS FEIÇÕES MORFOTECTÔNICAS ASSOCIADAS A ZONAS DE FALHAS DE REJEITO DIRECIONAL (STRIKE-SLIP).	33
FIGURA 10. PROPRIEDADES DA REDE DE DRENAGEM. CRITÉRIOS PARA CLASSIFICAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM.	34
FIGURA 11. REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DAS FORMAS DE RELEVO DESENVOLVIDAS EM DIFERENTES PADRÕES DE ESTRUTURA GEOLÓGICA E MATERIAIS DIVERSOS: DENSIDADE DE TEXTURA DE RELEVO ALTA (A) E BAIXA (B); QUEBRAS POSITIVAS (Λ) E NEGATIVAS (V); ASSIMETRIA DO RELEVO: SIMÉTRICO (A), FRACAMENTE ASSIMÉTRICO (B), MODERADAMENTE ASSIMÉTRICO (C), FORTEMENTE ASSIMÉTRICO (D); TIPO DE ENCOSTA: CÔNCAVO-RETILÍNEO-CONVEXA (E), CÔNCAVA (F), CÔNCAVO-CONVEXA (G) E CONVEXA (H).	35
FIGURA 12. EPICENTRO E HIPOCENTRO, DECIFRANDO A TERRA.	41
FIGURA 13. PROPAGAÇÃO DAS ONDAS PRIMÁRIAS (LONGITUDINAL) E B: PROPAGAÇÃO DAS ONDAS SECUNDÁRIAS (TRANSVERSAL), ONDE A ONDA P GERA MOVIMENTO HORIZONTAL E A ONDA S GERA MOVIMENTO VERTICAL.	42

FIGURA 14. ESQUEMA DO TRAÇADO DO LINEAMENTO TRANSBRASILIANO E ESTRUTURAS ASSOCIADAS NO BRASIL.	44
FIGURA 15. A: OS GRANDES LINEAMENTOS COM A RELAÇÃO DA	48
FIGURA 16. MAPA GEOLÓGICO E ADJACENTES DA BACIA SEDIMENTAR DO PANTANAL. PROJEÇÃO GEOGRÁFICA WGS 1884.	51
FIGURA 17. MAPA DOS GRANDES LINEAMENTOS E DE LIMITE DA BSP.	53
FIGURA 18. MAPA DE ÁREAS SISMOGÊNICAS DO BRASIL (BRANNER, 1912). ÁREAS VERMELHAS APRESENTAM INTENSA ATIVIDADE SÍSMICA.	55
FIGURA 19. MAPA DA SISMICIDADE DA BACIA DO PANTANAL A PARTIR DE MAGNITUDE 2.5 A 4.9 NO PERÍODO 1900-2023.	56
FIGURA 20. MAPA DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS E O RELACIONAMENTO COM ABALOS SÍSMICOS DA BSP NO PERÍODO 1900-2023 , MAGNITUDE ENTRE 2.5 E 5.0 MB.	57
FIGURA 21. ESTAÇÕES SISMOGRÁFICAS: C2SB – CHAPADÃO DO SUL/MS, PP1B – SONORA/MS E AQDB – AQUIDAUANA/MS.	61
FIGURA 22: PERÍODO SÍSMICO 1900-1979.	62
FIGURA 23: PERÍODO SÍSMICO 1980-1999.	63
FIGURA 24: PERÍODO SÍSMICO 2000-2019.	64
FIGURA 25: PERÍODO SÍSMICO 2020-2023.	64
FIGURA 26. MAPA DE LINEAMENTO EM RELAÇÃO AOS SISMOS NO PANTANAL DO PERÍODO 1900-2023 COM MAGNITUDE A PARTIR 2.5 E 5.0.	66
FIGURA 27. BREJOS E LAGOAS DE DEPRESSÃO NA BSP, ATUAL REGIÃO E LINEAMENTO NA BORDA NOROESTE DA BACIA DO PARANÁ.	68
FIGURA 28. MECANISMO FOCAL DO SISMO DE 2009.	70
FIGURA 29. SISMO DE COXIM DE 2009 APRESENTOU UMA MAGNITUDE DE 4,9 MB, CAUSANDO DANOS NAS EDIFICAÇÕES COMO EM TELHADO E OBJETOS.	70
FIGURA 30. MECANISMO FOCAL DO SISMO DE 2015.	71
FIGURA 31. LOCALIZAÇÃO DOS SISMOS DE 2009 (4,8MB) E 2015 (4,0 MB) A PARTIR DA DETERMINAÇÃO DE MECANISMOS FOCALIS. AS CORES AZUL (2009) E VERMELHO (2015) APRESENTAM ESTEREOGRAMAS DE FALHAS TRANSCORRENTE E OBLÍQUA INVERSA.	71
FIGURA 32. ESTRUTURA EM ESCALA REGIONAL AO LONGO DE UM SISTEMA TRANSCORRENTE.	73
FIGURA 33. O RIO PARAGUAI: (A) NOTA-SE A PRESENÇA DE LINEAMENTO DE DIREÇÃO LESTE-OESTE NA REGIÃO DE CORUMBÁ BARRANDO A SEDIMENTAÇÃO HOLOCÊNICA, COM INDICAÇÃO MORFOTECTÔNICA. O MESMO ACONTECE NA SUA PORÇÃO SUPERIOR E (B)	

IMAGEM DE SATÉLITE MOSTRA OS DIVERSOS SEGMENTOS AO LONGO DO RIO PARAGUAI.

74

FIGURA 34. VERIFICA-SE DOIS SISTEMAS DE DESCONTINUIDADES ESTRUTURAIS DE DIREÇÕES NE-SW E NW-SE, GEOMETRIA DO TIPO PULL-APART DE DIREÇÃO NW-SE MARCADA POR ABATIMENTOS DE BLOCOS, APRESENTANDO PROFUNDIDADES DIFERENCIADAS DENTRO DO LAGO (BREJÃO DO NEGRO). REGISTRANDO, ASSIM, SEDIMENTAÇÃO ATIVA DENTRO DA BSP.

75

FIGURA 35. DISTRIBUIÇÃO DOS MEGALEQUES E OS LINEAMENTOS DA BACIA SEDIMENTAR DO PANTANAL.

77

FIGURA 36. DESTAQUE DA BORDA SUDESTE DA BSP, REGISTRANDO OS LINEAMENTOS DE DRENAGEM E RELEVO E O LIMITE DAS BACIAS DO PARANÁ E PANTANAL. MEGALEQUE ALUVIAL DO TABOCO (II) COM INDICAÇÃO DOS MEGALEQUES COALESCENTES DO NEGRO (I), AQUIDAUANA (III) E TAQUARI (VI) E O PLANALTO DE MARACAJU-CAMPO GRANDE A LESTE.

78

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	13
1. Introdução	13
1.1 Objetivo geral	14
1.1.1 Objetivo específico	12
CAPÍTULO 2	14
2. Localização e caracterização da área de estudo	14
2.1 Enquadramento geomorfológico	16
2.2 Enquadramento geológico	17
2.3 Cenozoico	23
3. Quadro Neotectônico do Brasil	25
3.1 Sismicidade no Brasil	26
CAPÍTULO 3.	28
3. Base Conceitual	28
3.1 Morfoestruturas e morfotectônica	28
3.2 Neotectônica e tectônica ativa	37
3.3 Lineamento	43
CAPÍTULO 4	45
4. Materiais e Métodos	45
4.1 Pesquisa bibliográfica	46
4.2 Construção de base de dados em ambiente de sistema de informação geográfica	46
4.3 Interpretação de imagens SRTM para extração de lineamentos	47
4.4 Atividades de campo e análise morfotectônica	48
CAPÍTULO 5	49
5. RESULTADOS	49

	12
5.1 Identificações de falhas e de lineamentos tectônicos da BSP	49
5.2 Interpretação geológica e implicações tectônicas	50
5.3 Descontinuidade nos lineamentos tectônicos no Pantanal	52
5.4 Sismicidade da Bacia Sedimentar do Pantanal	55
5.5. Interpretação sísmica e tectônica	64
CAPÍTULO 6	67
6 . Discussões	67
6.1 Tipos de falhas a partir de mecanismo focal e seus efeitos na sismicidade na BSP.	68
6.2 Interpretação da tectônica ativa e do modelo morfotectônico	71
6.3 Interação entre lineamentos tectônicos e a morfologia	71
7. Conclusões	78
Referências Bibliográficas	80

CAPÍTULO 1

1.Introdução

A Bacia Sedimentar do Pantanal (BSP), localizada no coração da América do Sul, é uma das maiores áreas úmidas do mundo. Essa bacia possui uma área superficial de aproximadamente 150.000 km², com altitudes variando entre 80 e 200 m (ASSINE, 2015). A BSP apresenta uma extensão aproximada de 400 km por 250 km de largura e profundidade superior a 400m, também é considerada uma estrutura tectônica tridimensional, construída por áreas tectonicamente ativas, constituindo, assim, uma grande expressão da neotectônica na Região Centro Oeste do Brasil, conforme FACINCANI (2007). Embora a atividade sísmica no Pantanal seja moderada em comparação com outras regiões tectonicamente mais ativas, ela desempenha um papel crucial na compreensão da dinâmica interna da crosta terrestre. Estudos de ASSINE (2004) e FACINCANI et al. (2011) indicam a existência de uma faixa sísmica que se estende desde o Pantanal até Goiás e Tocantins, possivelmente associada ao Lineamento Transbrasiliano.

A definição de lineamento segue o conceito de O'LEARY et al. (1976) que consideraram estes como qualquer feição linear mapeável de superfície, provavelmente refletindo uma estruturação em subsuperfície. A formação da BSP resulta de uma longa história geológica influenciada por processos tectônicos ativos, como o movimento das placas tectônicas e a dinâmica crustal, que modelaram sua topografia atual. Em 1978, a Comissão de Neotectônica da Associação Internacional para o Estudo do Quaternário (INQUA), conforme Vita-Finzi (1986), definiu a Neotectônica como qualquer movimento ou deformação da crosta terrestre ocorrida a partir do Mioceno, afetando o nível de referência geodésico. Os terremotos representam um dos principais indícios da neotectônica ativa, manifestando-se através de deslocamentos diferenciais e lacunas nos blocos delimitados por fraturas. Diante desse contexto, esta dissertação tem como objetivo analisar a sismicidade e a interpretação dos lineamentos estruturais na origem e evolução na BSP. Ao integrar esses dois aspectos, buscamos obter uma visão abrangente da influência da dinâmica interna da Terra nas paisagens e no ambiente do Pantanal.

1.1 Objetivo geral

Esta dissertação tem por objetivo interpretar os mapas tectônicos e fazer uma comparação através de uma análise da sismologia na Bacia Sedimentar do Pantanal.

1.1.1 Objetivos específicos

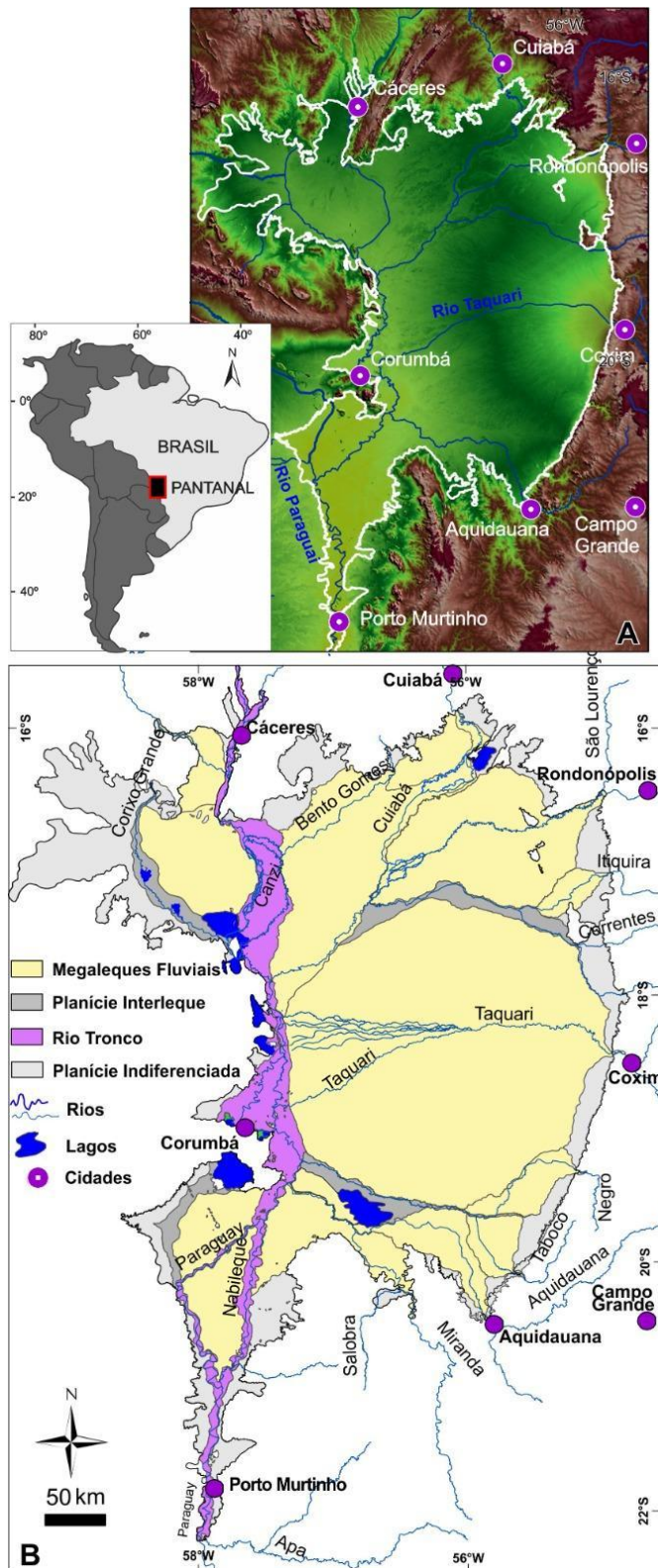
- Identificar e analisar os principais lineamentos tectônicos presentes na BSP;
- Catalogar os sísmicos na BSP no período de 1900-2023;
- Interpretar a neotectônica na BSP;
- Caracterizar as morfoestruturas e os aspectos morfotectônicos presentes na BSP.

CAPÍTULO 2

2. Localização e caracterização da área de estudo

A Bacia Sedimentar do Pantanal (BSP) tem preenchimento Cenozóico, é tectonicamente ativa e está posicionada na Bacia de drenagem do Alto Paraguai (Região Centro-oeste do Brasil), conforme ASSINE & SOARES, 2004; SOARES et al., 2023. A BSP está circundada pelos planaltos de Maracaju-Campo Grande e Taquari-Itiquira a Leste, dos Guimarães e Parecis a Norte, do Urucum-Amolar a Oeste e da Bodoquena a Sul. É tectonicamente ativa e caracterizada por falhas principalmente transcorrentes, constituindo a maior expressão da neotectônica no estado de Mato Grosso do Sul, (FACINCANI, 2007), conforme Figura 1.

Figura 1. Localização da Bacia do Pantanal. A: Modelo de elevação destacando a BSP (o polígono branco); B: Mapa geomorfológico da Bacia Sedimentar do Pantanal.



Fonte: Mescolotti, P. C. 2022.

O Rio Paraguai constitui o tronco coletor das águas de diversos megaleques fluviais que se encontram situados na sua margem esquerda. O preenchimento da Bacia é feito por um extenso trato de sistemas de leque aluvial, existindo no setor aluvial distal vários lagos ao longo da bordadura oeste da depressão tectônica (ASSINE et al., 2015).

O limite leste da BSP é marcado por uma notável escarpa com direção geral NNE-SSW, fazendo o limite tectônico entre o enchimento Cenozoico e o embasamento formado por rochas pré-cambrianas e paleozoicas. A escarpa é condicionada por várias falhas, mas o seu traçado está geralmente coberto por depósitos aluviais mais jovens, que recobrem em onlap o embasamento da bacia devido ao progressivo recuo erosivo da escarpa para leste (FACINCANI et al., 2011; ASSINE et al., 2015).

2.1 Enquadramento geomorfológico

A evolução geomorfológica do Alto Paraguai e seu entorno tem sido amplamente estudada, sendo o reconhecimento das superfícies de aplainamento um elemento fundamental para essa compreensão (ASSINE, 2004). AB'SÁBER (1988) identificou diversas gerações de superfícies aplainadas na província do Alto Paraguai, destacando que algumas discordâncias entre unidades paleozoicas e mesozoicas da Bacia do Paraná correspondem a superfícies de aplainamento fósseis. Essas superfícies, expostas a partir do Cenozoico devido à erosão diferencial das camadas superiores, foram determinantes na formação da Depressão do Alto Paraguai.

As superfícies cenozoicas, por outro lado, desempenham um papel significativo na estruturação da paisagem, sendo essenciais para a compreensão da evolução geomorfológica da região. Entre essas, destaca-se a superfície Cuiabana, uma superfície interplanáltica de origem complexa, identificada por AB'SÁBER (1988). Essa superfície ocorre na borda da Depressão do Alto Paraguai, formando rampas suspensas entre 120 e 250 metros de altitude, que descem suavemente em direção às planícies do Pantanal. No Pantanal do Nabileque, situado no extremo sul da depressão, as cotas altimétricas são ainda mais baixas, chegando a aproximadamente 80 metros (ASSINE, 2010).

Os testemunhos da superfície Cuiabana são visíveis nos interflúvios elevados das colinas de Cuiabá, bem como nas zonas pré-serranas e pré-planálticas ao redor da

Depressão do Pantanal Mato-Grossense (AB'SÁBER, 1988). Com o rejuvenescimento tectônico que levou à formação da vasta planície do Pantanal, a antiga superfície aplainada perdeu espaço, restando apenas fragmentos marginais nas serranias e nas proximidades das escarpas estruturais das Chapadas dos Guimarães e de Aquidauana.

A compreensão de que uma Bacia Sedimentar moderna está embutida na Depressão do Alto Paraguai foi um avanço crucial para elucidar a gênese da planície pantaneira. FREITAS (1951) foi o primeiro a descrever a Bacia do Pantanal como a única grande bacia tectônica quaternária do Brasil. ALMEIDA (1959) reforçou essa ideia, apontando evidências de subsidência moderna, posterior à formação da superfície Cuiabana. Estudos de perfuração em Porto da Manga, no Rio Paraguai, revelaram seções significativas de sedimentos pertencentes à Formação Pantanal, corroborando a hipótese de um abatimento tectônico recente na região.

2.2 Enquadramento geológico

Segundo LUZ et al. (1978), as bordas da BSP são constituídas por várias formações geológicas. A Província Serrana apresenta modelados em rochas Pré-cambrianas do Grupo Alto Paraguai. As Serras Santa Bárbara, São Vicente e Aguapeí revelam superfícies desdobradas em patamares escalonados, adaptados ao acamamento sub-horizontal das rochas do Grupo Aguapeí, que se encontra sobreposto ao Complexo Xingu, conforme quadro 1.

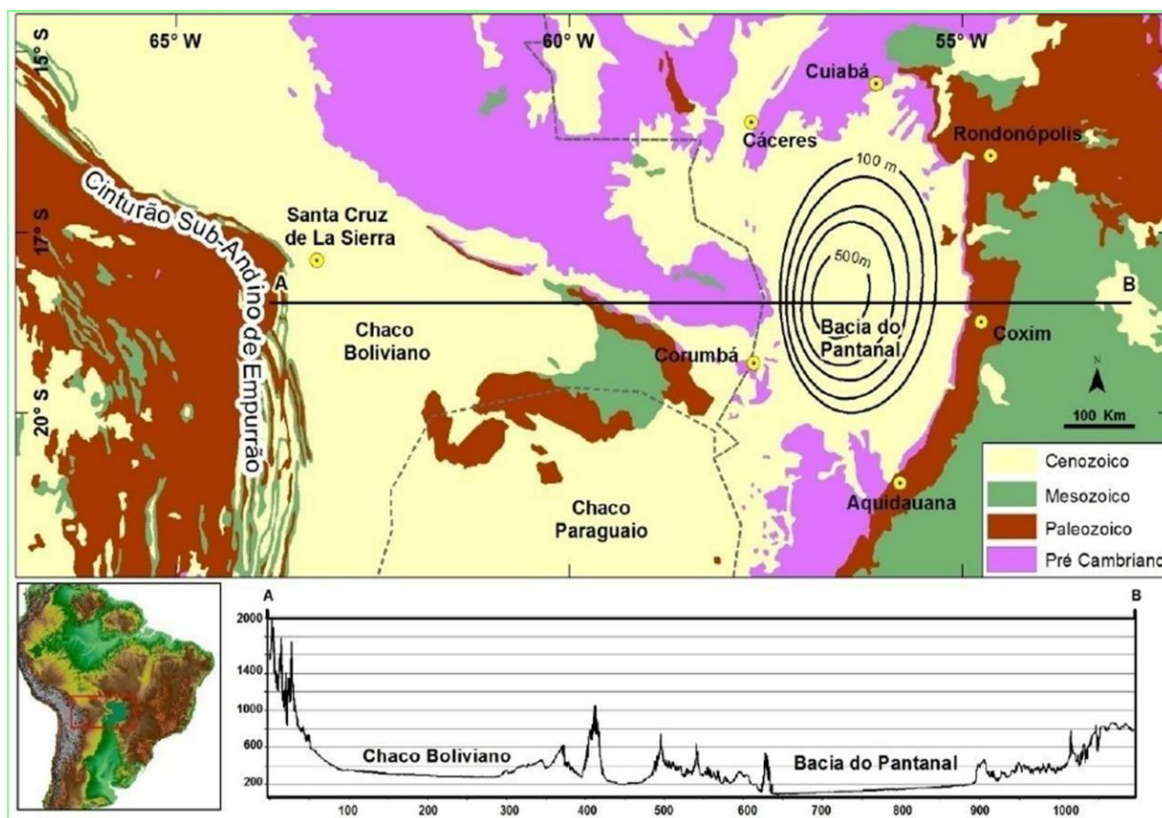
Quadro 1: Geologia do entorno Pantanal, elaborado a partir de Luz et al., 1978.

ERA	PERÍODO	GRUPO	EVENTONO PANTANAL E ENTORNO
CENOZOICO	QUATERNÁRIO-Holoceno		- Deposição de sedimentos - Formação dos leques aluviais - Processo de esvaziamento erosivo, durante o soerguimento Pós-Cretáceo - Processo de abatimento generalizado e diferenciado
MESOZOICO	PLEISTOCENO Terciário	Grupo Percis Grupo São Bento	Tectônica de arqueamento e tectônica quebrável, surgimento de falha e dobra – Área de fornecimento de material detriticos para bacias sedimentares (Paraná e Percis)
PALEOZOICO	CRETÁCEO	Grupo Itararé Grupo Passa Dois Grupo Paraná Intrusiva de São Vicente	
CAMBRIANO	JURÁSSICO	Grupo Aguapeí Complexo Xingu	
PRÉ-CAMBRIANO	Permiano Carbonífero Devoniano Siluriano Cambro-ordoviciano	Grupo Alto Paraguai Grupo Corumbá Grupo Cuiabá Complexo do Rio Apa	Embasamento

Fonte: Adaptado de Luz et al., 1978.

Segundo Assine et al. (2015), a formação geológica do Pantanal resulta da interação entre a tectônica ativa e os processos sedimentares quaternários, responsáveis pela instalação dos megaleques fluviais e pela subsidência regional. O mapa elaborado por esses autores ilustra de forma atualizada a distribuição das unidades geológicas e a dinâmica evolutiva da bacia, conforme Figura 2.

Figura 2. Geologia regional da Bacia do Pantanal, Assine et al. (2015).



Fonte: Modificado de Assine et al. (2015), a partir de dados Digital elevation model from Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) e CPRM, 2006.

Geologicamente, o Pantanal Mato-grossense é constituído pela Formação Pantanal e pelos Depósitos Detríticos e Aluviais. Estudos realizados por FIGUEIREDO e OLIVATI (1974) classificam a Formação Pantanal em três níveis distintos. O primeiro, topograficamente mais elevado, é composto por areias inconsolidadas, de granulometria fina a média, intercaladas com materiais siltico-argilosos. O segundo nível forma os terraços aluviais sub-recentes, constituídos por siltes, argilas e areias finas. Já o terceiro nível, caracterizado por uma planície mais rebaixada, é composto por depósitos irregulares de silte, argila e materiais grosseiros, recentemente depositados pelo Rio Paraguai e seus afluentes (SOUZA et al., 2006). A espessura da Formação Pantanal varia significativamente. Baseando-se em perfurações realizadas pela PETROBRÁS, WEYLER (1962) estimou que essa espessura pode oscilar entre 40 e 300 metros, recobrando discordantemente as rochas do Grupo Alto Paraguai.

Além dessas formações, as Morrarias do Urucum e Amolar são tradicionalmente conhecidas como importantes reservas minerais como ferro e manganês. Elas apresentam

longas escarpas alinhadas a lineamentos estruturais e constituem remanescentes do embasamento do Complexo Rio Apa, sendo modeladas em rochas do Grupo Jacadigo. A Serra da Bodoquena, por sua vez, se destaca por sua extensão contínua, com a presença de cânions e escarpas ajustadas à estrutura geológica. Essa serra é formada por rochas do Proterozoico Superior do Grupo Corumbá, ricas em calcário, conforme CPRM, 2006.

A Depressão do Alto Paraguai, por sua vez, sofreu diversos processos erosivos ao longo do tempo, afetando litologias variadas que vão desde o Pré-Cambriano até o Carbonífero. Essa região é representada por diversas unidades geológicas, incluindo o Complexo Xingu e Rio Apa, os Grupos Alto Paraguai, Cuiabá e Corumbá, além do Grupo Amoguijá e da Formação Aquidauana, conforme CPRM, 2006.

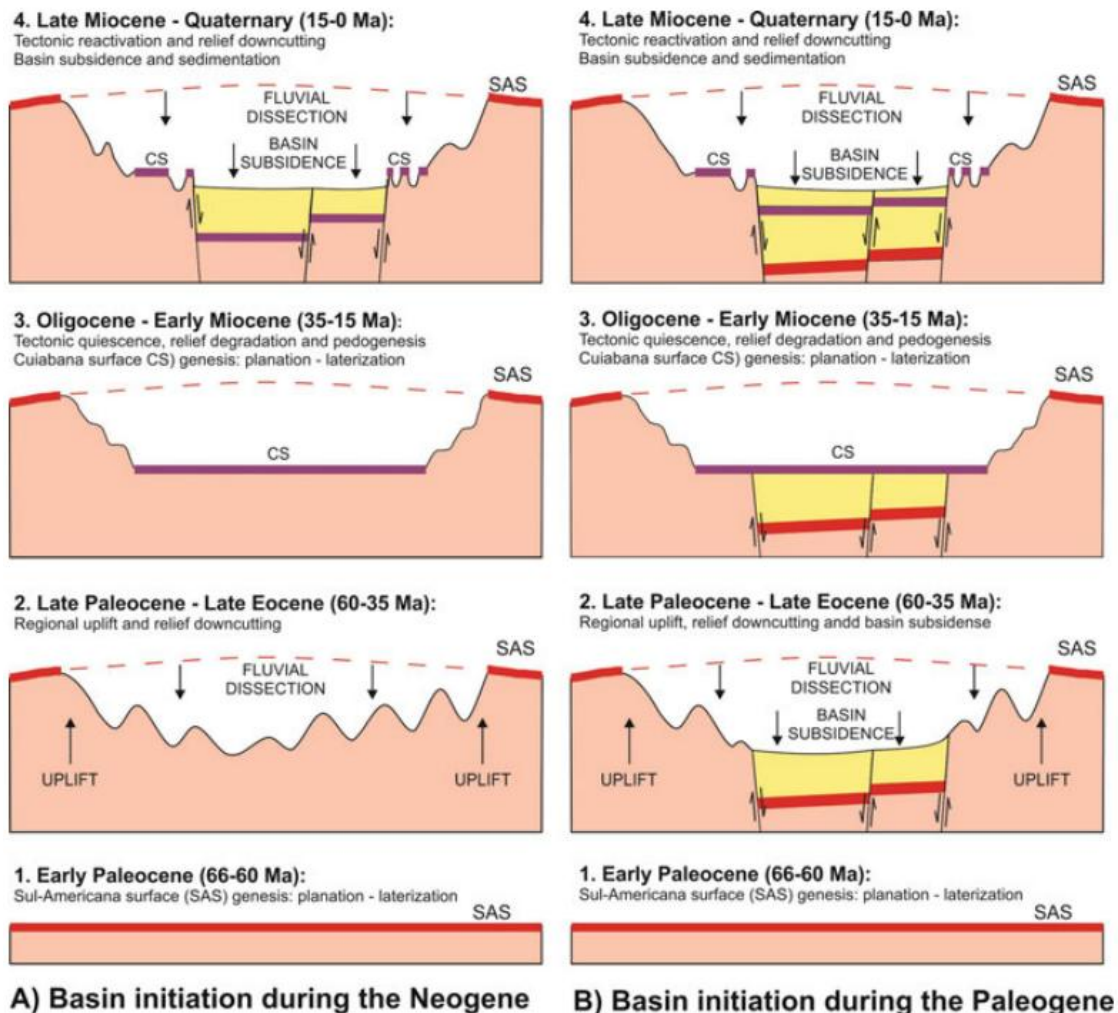
Além disso, há uma presença marcante de rochas magmáticas básicas dos períodos Jurássico e Cretáceo. Sobre essas formações, associam-se sedimentos cenozoicos que compõem as formações superficiais, representadas por depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais. Já no Planalto dos Parecis, a paisagem geológica é dominada por rochas areníticas pertencentes à Formação Utariti e Salto da Nuvem, ambas integrantes do Grupo Parecis (GODOI, 1986).

2.2.1 Embasamento

Algumas teorias foram levantadas para definir a origem e a gênese do Pantanal. O cientista francês FRANCIS RUELLAN (1952) caracterizou a depressão pantaneira como um exemplo de “bottonnière” escavado em terreno Pré-Cambriano, que sofreu esvaziamento devido à sequência de processos erosivos. Acrescentando, o que na atualidade é depressão Pantanal Mato-grossense teria sido, até o Cretáceo Superior, uma vasta abóbada de escudo, que funcionava como área de fornecimento detrítico para as bacias sedimentares do Grupo Bauru (Alto Paraná) e Parecis.

Segundo ALMEIDA (1945), o poço mais profundo alcançou 83 m sem atingir o embasamento cristalino, caracterizando-se os sedimentos pela presença de restos de conchas de gastrópodes pulmonados e raros seixos de minério de ferro provenientes das montanhas de Urucum. Os poços, cuja localização se encontra na Figura 3, revelaram que a profundidade do embasamento é bastante variável, como destacado por AB’SÁBER (1988).

Figura 3. Origem e evolução da Bacia Sedimentar do Pantanal no Cenozoico: Neógeno (A) e Paleógeno (B).



Fonte: Assine et al., 2016.

O relevo atual do Pantanal está vinculado à sua gênese, sendo originado através de movimentos de abaixamentos, conhecidos como de subsidência, proporcionadas por falhamentos presentes no embasamento e com influência direta da orogênese Andina. Posteriormente, passou por dissecação intensa em condições climáticas mais úmidas que a atual, sendo individualizado no Pleistoceno (AB' SABER, 1988).

A gênese e evolução do Pantanal Mato-grossense pode ser visualizada a partir de blocos diagramas, os quais foram divididos em três eventos:

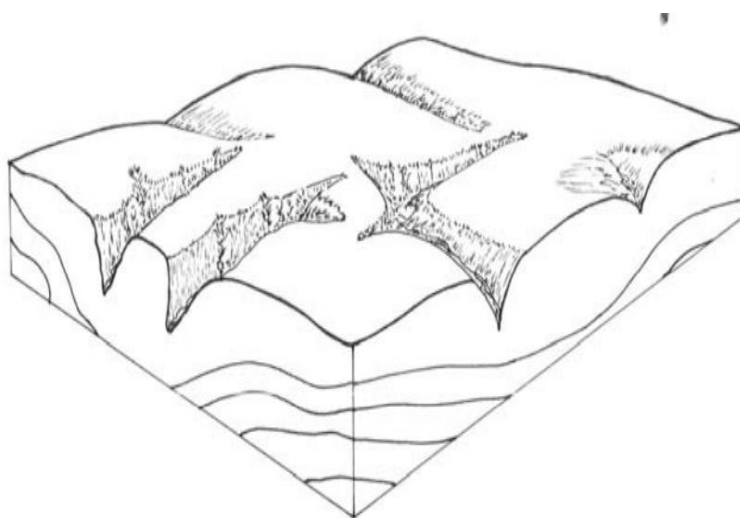
1º Evento - A origem da BSP deve ser buscada nos tempos cretáceos, quando não existia a depressão do alto Paraguai. A área era elevada, fornecia sedimentos para as bacias do

Cretáceo Superior, que circunda na atualidade o Pantanal, representados pela Bacia do Paraná, Chapadas dos Guimarães e Parecis. No Final do Cretáceo, esforços tensionais relacionados ao soerguimento em blocos da Plataforma Brasileira, relacionado à orogênese Andina, promoveram um processo de desestabilização tectônica, acontecendo os dobramentos e falhamentos, conforme Figura 4.

2º Evento - No final do Cretáceo, esforços tensionais relacionados ao soerguimento em blocos da Plataforma Brasileira, relacionado à orogênese Andina, promoveram um processo de desestabilização tectônica, acontecendo os dobramentos e falhamentos, conforme Figura 5.

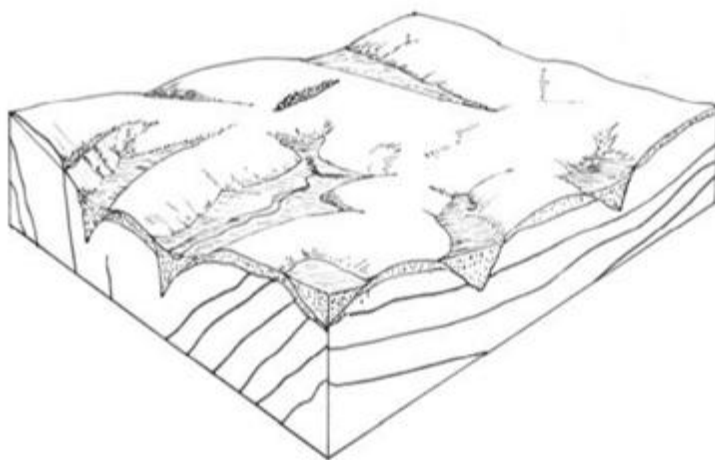
3º Evento - A partir da reativação da tectônica de Pós-Cretácea, a superfície passou por um processo de abatimento diferenciado, vinculado aos longos processos erosivos, que originou na bacia sedimentar que está inserida o Pantanal Mato-grossense, conforme Figura 6.

Figura 4. Bloco de diagrama representando o 1º evento de gênese e evolução da BSP. Ilustração de Sérvulo Batista de Resende.



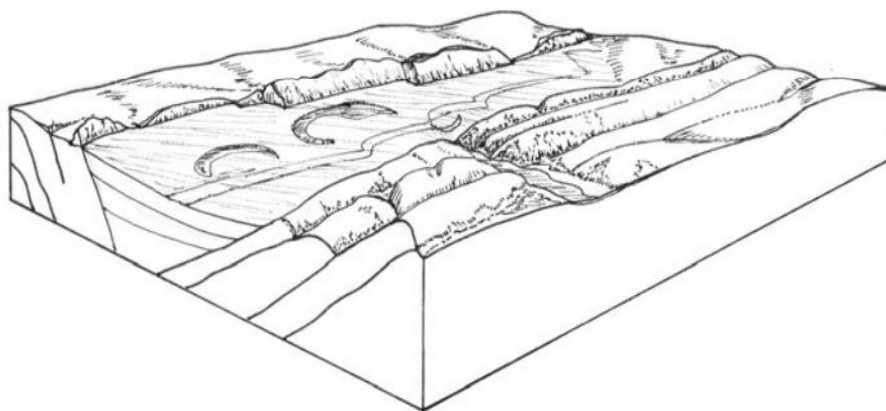
Fonte: Souza et al., 2006.

Figura 5. Bloco de diagrama representando o 2º evento de gênese e evolução da BSP. Ilustração de Sêrvulo Batista de Resende.



Fonte: Souza et al., 2006.

Figura 6. Bloco de diagrama representando o 3º evento de gênese e evolução da BSP. Ilustração de Sêrvulo Batista de Resende.



Fonte: Souza et al., 2006.

2.3 Cenozoico

Estudos geológicos indicam que a área onde hoje se encontra a Depressão do Alto Paraguai funcionava, ao final do Mesozoico, como um arco tectônico elevado que separava as bacias do Paraná e do Chaco. Essa região, além de atuar como divisor de

águas da paleodrenagem continental, também fornecia sedimentos para ambas as bacias (ALMEIDA, 1965); AB'SÁBER, (1949) destacou a relação entre os soerguimentos tectônicos e os deslocamentos verticais, associando esses processos à fragmentação e ao colapso da abóbada do Alto Paraguai.

GODOI (1986) descreve que a Depressão do Alto Paraguai foi submetida a diversos processos erosivos que atuaram em litologias desde o Pré-Cambriano até o Carbonífero. As unidades geológicas presentes na região incluem o Complexo Xingu e o Rio Apa, além dos Grupos Alto Paraguai, Cuiabá, Corumbá e Amoguijá, bem como a Formação Aquidauana. No Planalto da Bacia Sedimentar do Paraná predominam coberturas mesozoicas com litologias arenosas e significativa presença de rochas magmáticas básicas datadas do Jurássico e Cretáceo. Sobre essas formações, encontram-se sedimentos cenozoicos, representados por depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais. Já o Planalto dos Parecis é dominado por rochas areníticas das formações Utiriti e Salto da Nuvem, pertencentes ao Grupo Parecis (SOUZA & SOUZA, 2010).

Ainda no contexto da evolução geomorfológica, AB'SÁBER (1949) denominou de "velhas superfícies de cimeira" um conjunto de áreas aplainadas que truncam formações mesozoicas da borda ocidental da Bacia do Paraná. Essas superfícies são testemunhadas pelos subnívelamentos em altos reversos de escarpas estruturais, como as cuestras de Aquidauana e Maracaju, além do dorso do Planalto dos Parecis. Nos topos desses planaltos, que circundam a Depressão do Alto Paraguai, ocorrem extensas áreas aplainadas, formadas antes do desenvolvimento dos vales subsequentes do planalto de Itiquira-Taquari. Segundo ALMEIDA (1965), essas superfícies são marcadas por coberturas detrítico-lateríticas descontínuas, possivelmente formadas entre o Oligoceno e o Mioceno, refletindo uma longa fase de reativação dos processos erosivos após a deposição das formações do Cretáceo Superior (Alto Paraná e Parecis). Essa fase antecedeu o principal episódio de soerguimento neogênico, que transformou a Bacia do Paraná em uma região caracterizada por cuestras concêntricas de frente externa.

No contexto da investigação sobre a origem e evolução da BSP, WEYLER (1962) demonstrou que essa região corresponde a uma bacia sedimentar cenozoica. Tal constatação motivou a PETROBRAS a realizar, durante a década de 1960, um programa exploratório na Bacia, incluindo a perfuração de oito poços em 1961-1962 e outros três em 1963 (ASSINE, 2010). Além disso, PETRI (1981) destacou que o arco do Alto Paraguai também funcionou como área-fonte de sedimentos para a Bacia dos Parecis,

localizada a noroeste da Depressão do Alto Paraguai. Esse fato é evidenciado pela direção das paleocorrentes fluviais, orientadas para o norte, conforme demonstrado por medidas de estratos cruzados em fácies fluviais da Formação Parecis (ASSINE, 2010).

A configuração paleogeográfica da região no final do Mesozoico foi descrita por AB'SÁBER (1977), que apontou o fornecimento de sedimentos para o Grupo Bauru (Alto Paraná) e para a Bacia detrítica dos Parecis. Esta última se formou sobre os derrames basálticos de Tapirapuã, situados a noroeste da atual Depressão do Alto Paraguai. O desmantelamento do arco tectônico e a deposição consequente de sedimentos em áreas adjacentes resultaram na formação de depósitos sedimentares como os do Grupo Bauru e da Formação Parecis. Esses processos contribuíram para a geração de superfícies aplainadas, cuja configuração final ocorreu no início do Cenozoico.

A gênese dessas superfícies está relacionada a uma dinâmica em que as taxas de erosão e deposição superaram as taxas de subsidência e/ou soerguimento da crosta continental. Isso indica um período de relativa estabilidade tectônica. No entanto, eventos tectônicos cenozoicos desempenharam um papel crucial na reativação de estruturas geológicas no centro-sul do Brasil. Essas reativações levaram ao desenvolvimento do relevo de cuestras que circunda a Bacia do Paraná, ao soerguimento da Serra do Mar e à formação do sistema de riftes do sudeste do Brasil (MELO et al., 1985).

3. Quadro Neotectônico do Brasil

A regionalização neotectônica do Brasil foi primeiramente abordada por HASUI (1990), que analisou os efeitos da rotação da Placa Sul-americana para o oeste. Esse movimento resultou em processos de soerguimento e subsidência, criando compartimentos distintos de erosão e sedimentação. Além disso, esse deslocamento favoreceu a reativação de antigas zonas de cisalhamento e suturas, principalmente por meio de falhas transcorrentes.

HASUI (1990) destacou que a neotectônica brasileira teve início no Mioceno, sendo impulsionada pelos processos de deriva da América do Sul. Esse entendimento exclui os eventos tectônicos distensionais relacionados à abertura do Oceano Atlântico

após esse período. A reorganização geodinâmica provocou modificações estruturais que influenciaram diretamente a compartimentação tectônica do território brasileiro.

Nesse contexto, SAADI (1993) propôs que o Brasil está segmentado em “microplacas”, delimitadas por descontinuidades crustais resultantes da reativação de antigos lineamentos pré-cambrianos sob um regime predominantemente transcorrente. Essa configuração tectônica, segundo o autor, teria se desenvolvido ao longo de três principais pulsos neotectônicos, todos associados a eventos orogênicos andinos. O primeiro pulso, ocorrido entre o Eoceno e o Oligoceno, marcou o início da atividade neotectônica no Brasil. Esse período foi caracterizado pela formação do sistema de riftes da Serra do Mar, a instalação das bacias do Quadrilátero Ferrífero e o início da sedimentação da Formação Barreiras. Essas modificações estruturais indicam uma reorganização do regime tectônico que influenciou o relevo e a sedimentação em diversas regiões. Já o segundo pulso, ocorrido no Plioceno, teve repercussões em ampla escala. Esse evento foi responsável pelo desenvolvimento do rifte de São João Del Rei, pela deposição das formações Guararapes e Solimões, pelo soerguimento de diversas áreas e pelo surgimento de bacias lacustres isoladas. Essas mudanças reforçam a influência contínua dos processos neotectônicos na evolução geológica do Brasil. Por fim, o terceiro pulso, que ocorreu entre o Pleistoceno Inferior e o Médio, caracterizou-se pela emergência de grande parte do litoral brasileiro. Esse período também foi marcado pela inclinação das camadas do Grupo Barreiras, pelo deslocamento das falésias no Norte e Nordeste, pela deformação da Bacia de São Sebastião da Vitória e pelo soerguimento generalizado da Plataforma Sul-Americana (SANTOS, 1999).

3.1 Sismicidade no Brasil

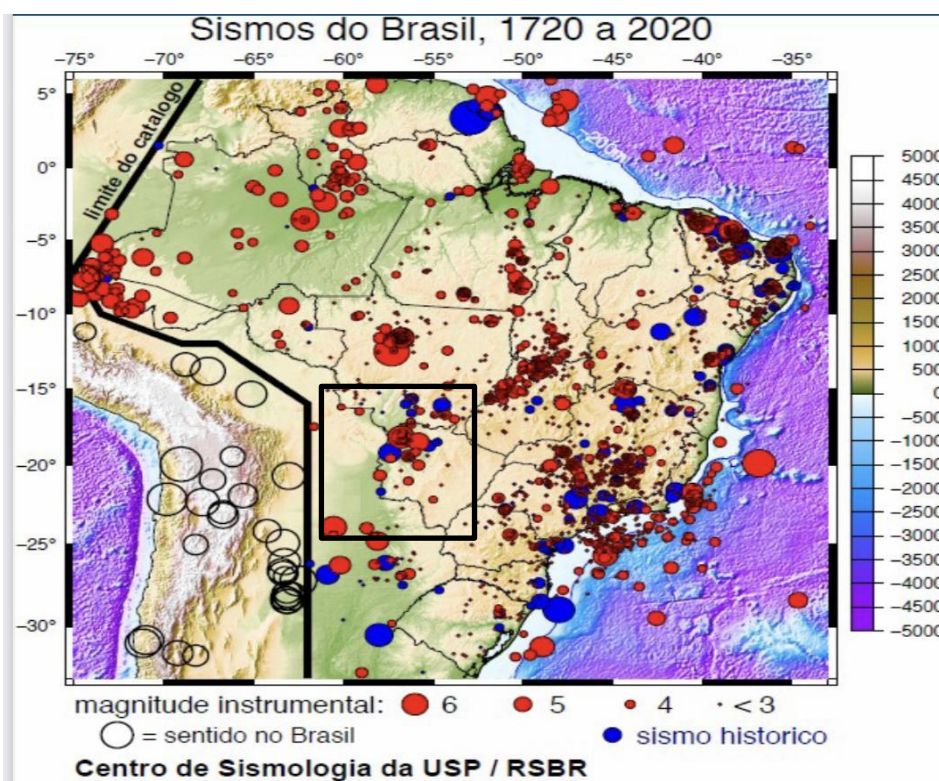
O Brasil está localizado no interior de uma placa denominada Placa Sul-americana. O fato de se localizar dentro dessa placa não impede que as atividades sísmicas ocorram, fato que pode ser comprovado por meio de registros obtidos pelas estações sismográficas e pela compilação de relatos de pessoas que presenciaram a ocorrência de algum fenômeno sísmico. Nesse aspecto, considera-se a quantidade e a diversidade de relatos encontrados em diversas regiões do país, HASUI (1990).

Quando a energia é liberada no interior da placa, pode haver muitas consequências que vão desde tremores leves até desabamentos de grandes obras (o que causa pânico na população). Alguns sismos também podem ser “induzidos” pela intervenção do homem na natureza como, por exemplo, a construção de grandes represas hidrelétricas que permitem a penetração de água, sob pressão, em fraturas potencialmente sísmicas abaixo do reservatório, e a mineração subterrânea, que faz com que haja alteração das tensões do maciço rochoso causada pela escavação (WALTER, 2015).

Para ASSUMPÇÃO & DIAS NETO (2000), no Brasil, estudos a partir da década de 1970 consideravam que a atividade sísmica no país era “simples acomodação de camadas” de terra. Mais tarde, verificou-se, no entanto, que ela é o resultado de forças geológicas que atuam em toda a Placa Sul-americana. Essa informação é de suma importância para que uma análise histórica seja realizada com o fim de se adicionar registros que contribuam na indexação de informações para o Catálogo Sísmico Brasileiro (CSB).

Para SYKES (1978) e TALWANI & RAJENDRAN (1991), os terremotos intraplacas resultam de rupturas ao longo de zonas de fragilidades pré-existentes, geralmente localizadas próximas a heterogeneidades estruturais. RICCOMINI & ASSUMPÇÃO (1999) propuseram um conjunto de possíveis causas da neotectônica no Brasil e suas relações com a sismicidade. Porém, foi somente a partir da década de 1970, com a instalação das primeiras estações sismográficas do país, que os estudos sísmicos começaram a ser melhor acompanhados e sistematizados no país. Esse monitoramento tornou-se mais efetivo com a instalação da Rede Sismográfica Brasileira (BRASIS) a partir de 2010 e a inauguração oficial do Portal do Sistema Sismológico Nacional com transmissão de dados sismográficos em tempo real a partir do final de 2014 e registros históricos (SILVA, 2017). Os terremotos registrados no país não estão distribuídos geograficamente de maneira uniforme como mostra a Figura 7, o que é em parte consequência de informações incompletas nos relatórios anteriores à instalação dos sismógrafos, e em parte devido à distribuição heterogênea da população no território brasileiro, segundo IAG-USP, 2020.

Figura 7. Distribuição dos sismos no Brasil, 1720-2020.



Fonte: IAG-USP 2020. O retângulo de cor preta representa a localização de BSP e adjacências.

CAPÍTULO 3.

3. Base Conceitual

3.1 Morfoestruturas e morfotectônica

Os conceitos de "Morfoestrutura" e "Morfotectônica" são termos bastante próximos em sua definição. De acordo com GERASIMOV & MECHERIKOV (1969), as morfoestruturas podem ser compreendidas como unidades de relevo resultantes da combinação entre atividade tectônica e influência climática. Elas obedecem a um arranjo hierárquico que varia desde megamorfoestruturas, como uma cadeia oceânica média, até micromorfoestruturas, como os vales associados ao controle de falhas. Essas unidades refletem a dinâmica entre processos geológicos/tectônicos e atmosféricos.

Além disso, as morfoestruturas surgem como resultado de períodos alternados de elevação e estabilização. Os momentos de elevação causam a dissecção da paisagem, enquanto períodos de estabilização tendem ao achatamento regional das superfícies. Os elementos como terraços, superfícies planas e depósitos correlatos representam fontes essenciais para análises morfoestruturais, fornecendo dados importantes para a compreensão desses processos, segundo GERASIMOV E MECHERIKOV (1969).

As morfoestruturas são unidades morfológicas cujas principais características não necessariamente refletem um controle claro sobre o conceito litoestrutural. O desenvolvimento da paisagem é condicionado principalmente pela ação erosiva, o que implica que os processos geomorfológicos têm uma abordagem predominantemente externa, sem uma relação direta com estruturas tectônicas SAADI (1991), in apud SANTOS (1999).

No que diz respeito ao conceito de Morfotectônica, este abrange o estudo dos processos responsáveis pela geração de formas morfológicas relacionadas a qualquer tipo de atividade tectônica. EMBLETON (1987), apud SANTOS (1999), aponta quatro abordagens principais no campo dos estudos morfotectônicos:

1. Reconhecimento e análise de formas de relevo indicativas de movimentos tectônicos contemporâneos ou recentes;
2. Estudo da deformação em superfícies aplanadas;
3. Investigação dos efeitos morfológicos diretos e indiretos resultantes de sismos recentes ou contemporâneos.

Vale destacar que apenas as duas primeiras abordagens estão sendo analisadas no contexto de estudos intraplaca, como no caso atual. Elas fornecem uma perspectiva importante para a compreensão dos processos tectônicos e suas implicações morfológicas no cenário geológico de interesse.

3.1.1 Características morfológicas de tipos de falhas transcorrentes, normais e inversas

A Geomorfologia tectônica abrange movimentos tectônicos verticais e horizontais na origem e evolução dos acidentes geográficos (diretos ou indiretos),

influenciando os processos de deposição, erosão, transporte e intemperismo (BULL & WALLACE 1985). As descontinuidades estruturais associadas aos regimes tectônicos desempenham um papel fundamental na origem e evolução dos acidentes geográficos, uma vez que determinam as vias de percolação da água e aceleram os processos de intemperismo, morfogênese e sedimentação. Segundo SALAMUNI (1999), as vias de percolação se dão através de fraturas, que devem estar abertas para que a água possa se mover. Essas aberturas, que incluem falhas e juntas observadas em campo, estão diretamente relacionadas com um regime de tensões.

SALAMUNI (1999) destacou que a determinação da orientação dos eixos de tensão pode ser realizada por meio da análise de falhas neotectônicas. Quanto às formas de movimentação entre blocos, HASUI e MIOTO (1992) identificaram diferentes tipos de rupturas. As tensões se acumulam durante anos (de dezenas até milhares de anos) e, quando atingem o limite de resistência das rochas, rompem-se ao longo de zonas de fraqueza pré-existentes (falhas geológicas).

Segundo HASUI (1992), falhas, paráclases ou zonas de cisalhamento rúptil são descontinuidades ao longo das quais os blocos separados sofrem deslocamentos, atritando-se um contra outro e impondo fragmentação e cominuição das rochas. Os elementos das falhas são plano de falha, espelho de falha e estrias de falhas.

Segundo TWISS & MOORES (1992), uma falha corresponde a uma zona estreita de cisalhamento, ao longo da qual ocorreu um deslocamento significativo. De forma semelhante, DAVIS & REYNOLDS (1996) definem a falha como uma fratura ou um conjunto de fraturas nas quais os blocos adjacentes se movem paralelamente ao plano de ruptura.

HAAKON (2010) destaca que as falhas são estruturas planares associadas a um deslocamento significativo causado por deformação frágil. Já ANGELIER (1984) enfatiza a relação entre a formação das falhas e os esforços principais do regime tectônico, ressaltando o papel das falhas na reorganização dos campos de deformação em escala regional.

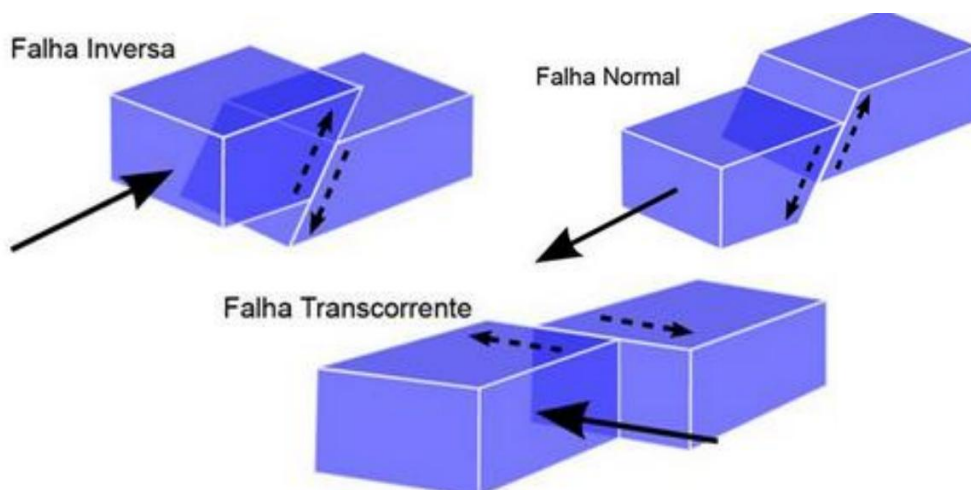
As falhas podem ser classificadas de acordo com o sentido do movimento relativo entre os blocos, conforme Figura 8.

Inversa: numa falha reversa, o bloco superior move-se para cima em relação ao bloco inferior. Esse deslocamento é causado por forças compressivas e ocorre, em geral, em zonas de convergência tectônica, onde as placas colidem;

Normal: em uma falha, o bloco superior (também chamado de bloco da cobertura, situado acima do plano de falha) desloca-se para baixo em relação ao bloco inferior (ou bloco do embasamento). Esse tipo de falha é comum em ambientes extensivos, como nas bordas divergentes das placas tectônicas, onde a crosta terrestre está se estirando;

Transcorrente: a falha transcorrente é um tipo de falha lateral caracterizada por um movimento horizontal entre dois blocos rochosos ou placas tectônicas. O deslocamento ocorre paralelamente ao plano da falha, sem movimentação vertical significativa.

Figura 8: Modelo Esquemático do Movimento de Falhas Geológicas.



Fonte: <<http://slideplayer.com.br/slide/3490146/>>. Acessado em 12/03/2025.

3.1.2 Feições geomorfológicas associadas às feições de tectônica ativa

As principais formas de definição de relevo indicativas de atividade Morfotectônica ou Neotectônica estão representadas na Figura 9.

Pressure Ridge: elevação ao longo de uma zona de falha transcorrente gerada através de soerguimento em dúlices compressivos (restraining bends) ou entre dois planos de falha distintos (KELLER & PINTTER, 1996);

Shutter Ridges: São formados onde uma falha desloca a topografia, movendo lateralmente uma sequência de cristas de um lado da falha contra vertentes do outro lado (SUMMERFIELD, 1991);

Sag Ponds: Desenvolvem-se ao longo das zonas de falha, sendo relacionadas a abatimentos entre as duas bordas da zona de falha (KELLER & PINTTER, 1996);

Escarpa de Falha: Desnível abrupto da superfície terrestre gerado por movimentos verticais ou oblíquos ao longo da falha (KELLER & PINTER, 1996);

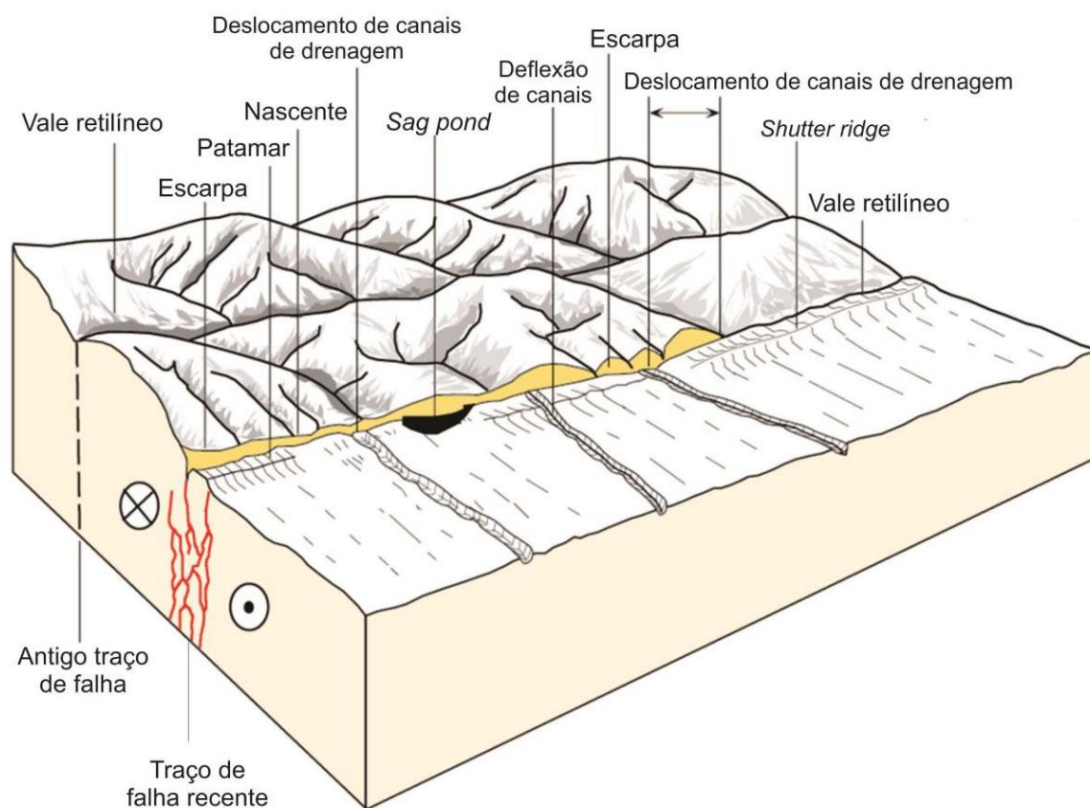
Deflexão de Canais: Mudança brusca na direção de canais fluviais causada pelo movimento lateral ao longo da falha (BURBANK & ANDERSON, 2011);

Deslocamento de Canais de Drenagem: Deslocamento lateral cumulativo de rios e riachos cruzando a falha. É uma medida útil para estimar a taxa de deslocamento da falha (WESSON et al., 1975; KELLER & PINTER, 1996);

Traço de Falha Recente: Expressão superficial atual de uma falha ativa. Pode incluir rupturas visíveis, escarpas recentes ou alterações no padrão de drenagem (BURBANK & ANDERSON, 2011);

Antigo Traço de Falha: Traçado anterior da falha visível na paisagem, indicando episódios mais antigos de movimentação tectônica (KELLER & PINTER, 1996).

Figura 9. Bloco diagrama das principais feições morfotectônicas associadas a zonas de falhas de rejeito direcional (strike-slip), modificado de WESSON et al., 1975; (BURBANK e ANDERSON, 2011).



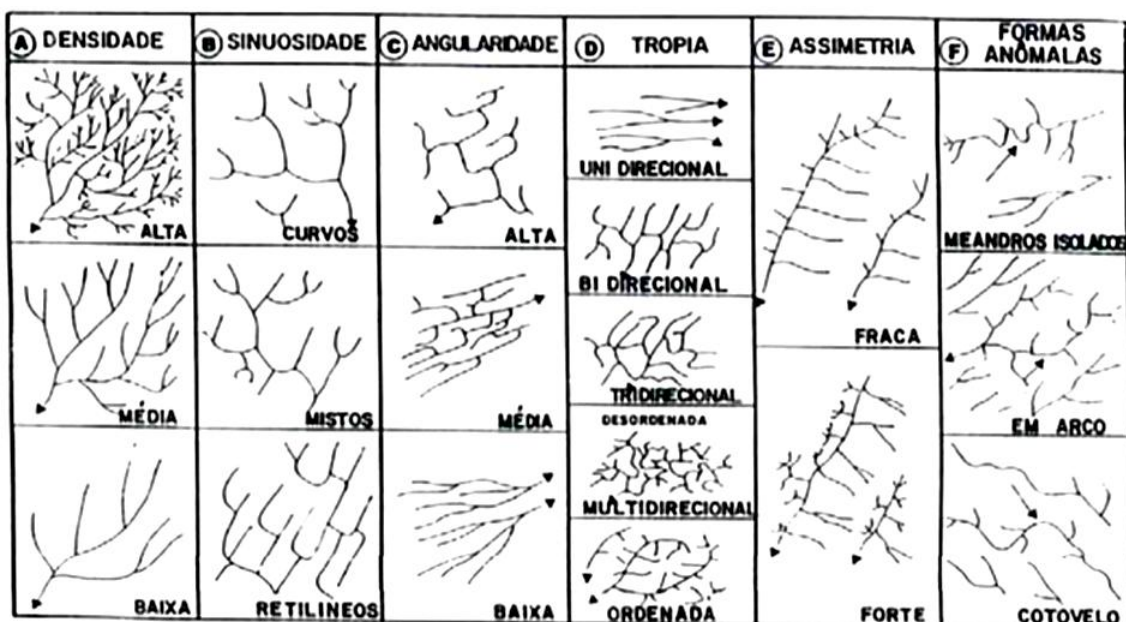
Fonte: Burbank e Anderson, 2011.

3.1.3 Feições de drenagem

A análise do padrão da rede de drenagem é uma das feições geomorfológicas mais sensíveis aos movimentos tectônicos, ocorrendo principalmente como resposta aos movimentos neotectônicos, fornecendo informações essenciais sobre a estrutura geológica e variações no estilo estrutural, conforme FACINCANI (2000).

As propriedades mais relevantes no estudo da rede de drenagem dizem respeito à densidade de textura, sinuosidade, angularidade, tropia, assimetria e formas anômalas, conforme SOARES e FIORI (1976), ilustrado na Figura 10.

Figura 10. Propriedades da rede de drenagem. Critérios para classificação da rede de drenagem (Soares & Fiori, 1976).



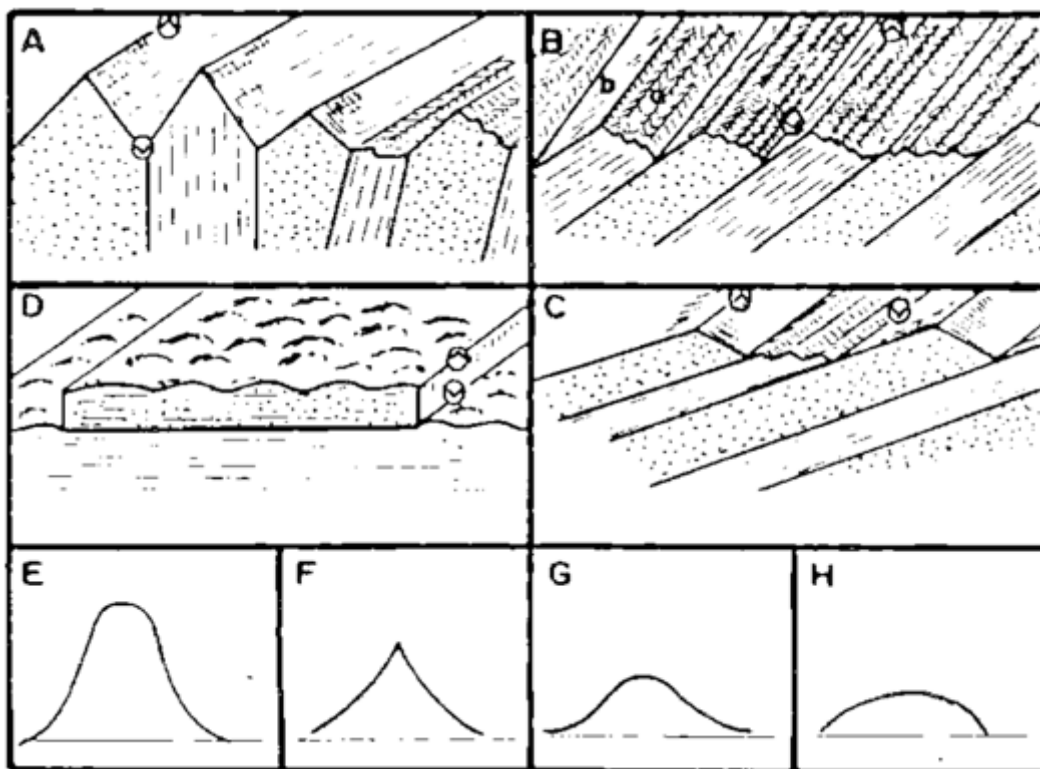
Fonte: Soares e Fiori, 1976.

Através do padrão da rede de drenagem pode-se obter informações fundamentais de estruturação de uma determinada área tanto em superfície como em subsuperfície. Nos estudos neotectônicos, é importante compreender feições anômalas, ou seja, formas que diferem do arranjo geral dos elementos. Destacam-se as seguintes feições geomorfológicas: meandros abandonados, retinidade do canal, arcos tortos, facetas triangulares e trapezoidais, terraços escalonados, bacias hidrográficas, arcos de falhas e escarpas, entre outras. Os movimentos neotectônicos desempenham um papel importante na evolução da paisagem, como movimentos ascendentes e subsidências, que influenciam principalmente as anomalias da rede de drenagem. O movimento neotectônico ativo no Brasil, conforme proposto por HASUI (1990), favorece o desenvolvimento de estruturas destro-deslizantes e a reativação de estruturas pré-existent (tectônica ressurgente) em um ambiente intraplaca, tendo começado por volta do Mioceno.

3.1.4 Feições de relevo

Segundo SOARES & FIORI (1976), os elementos fundamentais na análise do relevo para interpretação geológica são as rupturas de declive. As pequenas rupturas de declive definem os elementos texturais do relevo, caracterizados pelas menores variações bruscas, identificáveis na foto, da superfície do terreno. A disposição regular, definida no espaço, das rupturas de declive, constitui estrutura do relevo considerada como quebras negativas ou quebras positivas ou, ainda, lineações e alinhamentos de relevo. Uma quebra, negativa ou positiva, está contida em um plano ou em uma superfície regular, que define a forma de estruturação. As principais propriedades de textura e estrutura do relevo são caracterizadas conforme Figura 11.

Figura 11. Representação esquemática das formas de relevo desenvolvidas em diferentes padrões de estrutura geológica e materiais diversos: Densidade de textura de relevo alta (a) e baixa (b); quebras positivas (Δ) e negativas (V); Assimetria do relevo: simétrico (A), fracamente assimétrico (B), moderadamente assimétrico (C), fortemente assimétrico (D); Tipo de encosta: côncavo-retilíneo-convexa (E), côncava (F), côncavo-convexa (G) e convexa (H). Soares & Fiori, 1976.



Fonte: Soares e Fiori, 1976.

1º - Densidade de textura de relevo: constitui uma avaliação da quantidade de microfeições do relevo por unidade de área; a ausência destas microfeições ou elementos texturais de relevo dá uma densidade de textura de relevo nula. A presença de microrrelevo fino na superfície produz uma alta densidade de textura de relevo na imagem. A densidade de textura constitui um parâmetro de elevada resolução na definição de zonas homólogas de relevo.

2º - Quebra positiva: é uma forma saliente no relevo originada pela disposição estruturada de rupturas de declive convexas para cima. Constituem as cristas do relevo, podendo ser abruptas (agudas) ou suaves. De modo geral, constituem limites definidos entre distintas zonas homólogas de relevo.

3º - Quebra negativa: constitui uma forma rebaixada no relevo, formada pela disposição estruturada das rupturas de declive com a concavidade voltada para cima. Como as quebras positivas, constituem limites definidos entre diferentes zonas homólogas de relevo.

4º - Assimetria do relevo: Considera-se relevo assimétrico quando as quebras negativas e positivas separam zonas de declividade maior e menor, ou com propriedades de relevo diferentes, alternadamente. Podemos, pelo exame da imagem, definir diferentes graus de assimetria e simetria: fortemente assimétrico, quando uma zona homóloga horizontal a sub-horizontal se opõe a uma zona homóloga fortemente inclinada; moderadamente assimétrico, quando duas zonas homólogas, com declives elevados e visivelmente diferentes pela densidade de textura de relevo, estão justapostas; fracamente assimétrico, quando as zonas homólogas justapostas apresentam declives aproximadamente iguais, mas se diferenciam pela densidade de textura de relevo; simétrico, quando as zonas homólogas com declives similares e divergentes apresentam as mesmas propriedades de textura de relevo.

5º - Lineações de relevo: são pequenas feições lineares, pouco salientes no relevo, fortemente estruturadas, retilíneas ou curvas; dependendo do grau de resolução da imagem, aparecem como uma forma linear fortemente estruturada dos elementos de relevo.

6º - Alinhamentos de relevo: constituem uma feição bastante saliente no relevo, com disposição retilínea ou levemente curva e forte estruturação dos elementos de relevo;

de modo geral, apresentam conjunto de lineações paralelas. Constitui uma crista simétrica ou levemente assimétrica.

7º - Forma das encostas: constitui uma propriedade de relevo bastante útil, embora de difícil caracterização. As formas das encostas são classificadas pelo tipo dominante de perfil apresentado na zona homóloga (Fig. 11): perfil côncavo; perfil convexo; perfil côncavo-convexo; perfil côncavo-retilíneo-convexo.

3.2 Neotectônica e tectônica ativa

O termo Neotectônica foi definido por OBRUCHEV (1948) apud SAADI (1991) para designar os movimentos mais recentes da crosta terrestre, incluindo o intervalo entre o final do Cenozoico e a primeira metade do Quaternário. Desta primeira definição surgiram diversas outras com o objetivo de adaptar o termo às diferentes situações encontradas na crosta terrestre em diferentes contextos geotectônicos. Ampliando este conceito, a Comissão de Neotectônica da Associação Quaternária Internacional (INQUA) propôs, em 1978, uma nova definição, atribuindo à Neotectônica o estudo de "qualquer movimento da Terra ou deformação do nível de referência geodésico, seus mecanismos e sua origem, qualquer que seja a sua natureza, idade de início, implicações práticas e extrapolações futuras." Esta definição não resolveu, no entanto, o problema crucial dos primórdios da neotectônica, que continuou a preocupar os especialistas. É por isso que muitos insistem em datar os processos neotectônicos a partir do Mioceno.

O período neotectônico, ou a idade de início dos movimentos tectônicos, constituiu o segundo ponto de controvérsia neste campo de conhecimento. Em razão do conceito de tectônica ativa, MÖRNER (1989) argumentou que a neotectônica deveria tratar dos movimentos e deformações passados ou anteriores ao tempo presente. Os possíveis limites inferiores sugeridos para o período Neotectônico seriam os seguintes:

- Os últimos 2,5 Ma (provável reorganização geral do regime tectônico);
- Os últimos 6 Ma (período posterior à crise Messiniana);
- Os últimos 23 Ma (Neógeno Inferior);
- Os últimos 38 Ma (Oligoceno Inferior, reorganização da tectônica global).

Para SENGÖR et al. (1982), o objeto de estudo da Neotectônica é relacionado aos movimentos tectônicos mais novos da história geológica, isto é, os movimentos relativos ao campo de tensão (stress) ou regime tectônico em vigor desde a última reorganização tectônica principal de escala regional.

Outras ideias foram propostas, tais como a de BLENKINSOP (1986), que sugeriu que a fase neotectônica tenha começado quando o campo de stress contemporâneo tenha sido estabelecido. PAVLIDES (1989), corroborando Sengör (op. cit.), engloba no conceito o tempo da ocorrência, definindo neotectônica como o "estudo dos eventos tectônicos novos, que ocorreram ou estão ocorrendo numa região após a orogênese final, ou após sua reorganização tectônica mais significativa".

A neotectônica é um campo de conhecimento interdisciplinar dentro da Geologia, englobando dados e utilizando métodos da Geologia Estrutural, Sismologia, Geotectônica, Geofísica, Geomorfologia, Sedimentologia, Geotecnia, Geodesia, Estratigrafia e Arqueologia.

A contextualização da Neotectônica se faz em função de três premissas básicas:

- a) Apenas 70% das anomalias tectônicas são antigas;
- b) As maiores falhas transcorrentes do mundo mostram evidências de deslocamentos neotectônicos;
- c) Lineamentos pré-Cambrianos, relacionados a depósitos hidrotermais ou a zonas de cisalhamento, podem estar marcados por fluxo de calor e sismicidade.

Segundo KELLER & PINTER (1996), a tectônica ativa consiste em processos tectônicos que deformam a crosta terrestre em uma escala de tempo significativa para a sociedade humana, incluindo processos lentos como soerguimento ou inclinação, e principalmente processos tectônicos capazes de produzir catástrofes como grandes terremotos.

3.2.1 Sismicidade

A sismicidade refere-se a todos os eventos sísmicos que ocorrem numa determinada região durante um período específico. Estes eventos incluem terremotos e

réplicas resultantes e o seu estudo é essencial para a compreensão dos processos tectônicos em curso e para a avaliação dos riscos sísmicos (BOURNE, 2006). A sismicidade é geralmente caracterizada por vários parâmetros, incluindo a magnitude, intensidade e frequência dos eventos sísmicos. A magnitude mede a energia liberada durante um terremoto e geralmente é quantificada usando escalas como a Richter ou a de momento sísmico (M_w). A intensidade, por outro lado, descreve os efeitos de um terremoto na superfície e nas estruturas da Terra, muitas vezes medida usando a escala de intensidade macro sísmica, como a escala Mercalli (STEIN & WYSESSION, 2003).

A avaliação da sismicidade de uma região envolve a análise da história sísmica, características geológicas e padrões de deformação. As redes sísmicas, que registram continuamente eventos sísmicos, são cruciais para esta avaliação. Embora a previsão de sismos continue a ser um desafio, os estudos estatísticos e os modelos de risco sísmico proporcionam uma melhor compreensão das probabilidades de eventos futuros ocorrerem em áreas sensíveis (BOURNE, 2006). A sismicidade é uma área de estudo crucial para a geologia e geofísica e desempenha um papel fundamental na redução do risco sísmico. A integração de dados sísmicos e análises geológicas permite preparar melhor as sociedades para os potenciais impactos dos sismos (KELLER & PINTER, 2002).

A sismicidade é influenciada por fatores geológicos e tectônicos, os movimentos das placas tectônicas, como movimentos de convergência, divergência e transcorrente (continente) e transformante (oceanos), sendo as principais causas de terremotos (KELLER & PINTER, 2002). As zonas de subducção, onde uma placa tectónica desliza por baixo de outra, são particularmente ativas em termos sísmicos, gerando terremotos de grande magnitude (USGS, 2021).

3.2.2. Terremoto

Para ASSUMPÇÃO e DIAS (2000), terremoto, ou sismo, é a ruptura ou escorregamento relativo repentino ao longo de uma falha geológica, gerando vibrações instantâneas que se propagam volumetricamente. Os terremotos são eventos muito frequentes na superfície terrestre: em média, ocorrem dois por minuto, o que corresponde a aproximadamente 1 milhão a cada ano. Os mais poderosos, felizmente em número

reduzido, podem causar verdadeiros desastres quando ocorrem em áreas habitadas (www.bme.gouv.ht).

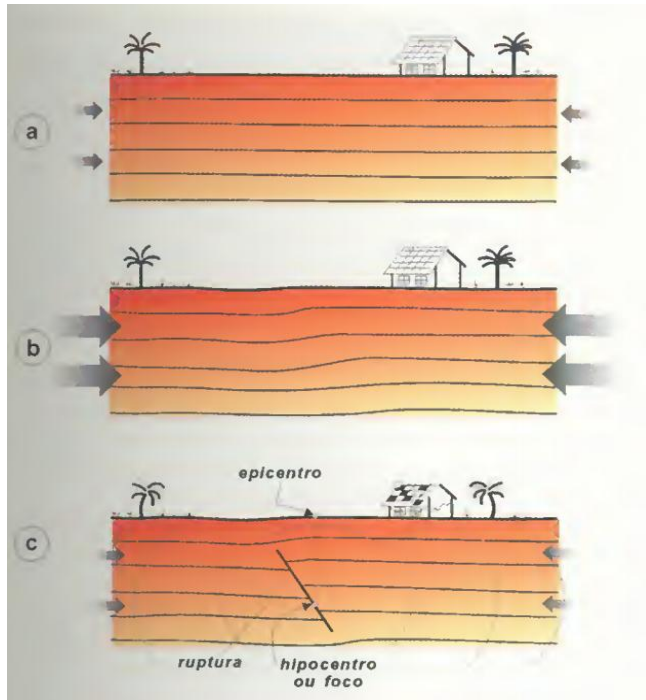
Para medir a magnitude de um terremoto, utilizamos duas abordagens muito diferentes: uma leva em consideração os efeitos (intensidade), a outra a causa (magnitude):

- A intensidade de um terremoto é estimada a partir dos efeitos visíveis (danos) produzidos na superfície (movimentos de objetos suspensos, rachaduras nas casas, etc.). Existem várias escalas de medição. A mais conhecida é a escala Mercalli modificada, que inclui 12 graus desde I (não sentido, exceto por algumas raras pessoas em condições particularmente favoráveis) até XII (devastação total).
- A magnitude de um terremoto corresponde à energia liberada durante o terremoto. A potência é expressa usando uma escala de magnitude criada em 1935 por um geofísico chamado Richter. Sua escala inclui 9 graus (terremotos de magnitude 8 e superiores são raros) e é a mais utilizada pelos geólogos.

3.2.3 Características de um terremoto

Um terremoto é caracterizado: (a) pelo seu foco ou hipocentro, que é o ponto onde o choque ocorreu em profundidade, (b) pelo seu epicentro, que é a projeção do foco na superfície e (c) pela sua intensidade e magnitude, que correspondem às escalas, conforme Figura 12. Sismógrafos são dispositivos que registram, na forma de sismogramas, as vibrações do solo causadas pelas ondas sísmicas. A amplitude das vibrações em um ponto (registrada pelo sismógrafo) e a distância deste ponto ao epicentro permitem calcular a magnitude do terremoto.

Figura 12. Epicentro e Hipocentro, Decifrando a Terra.

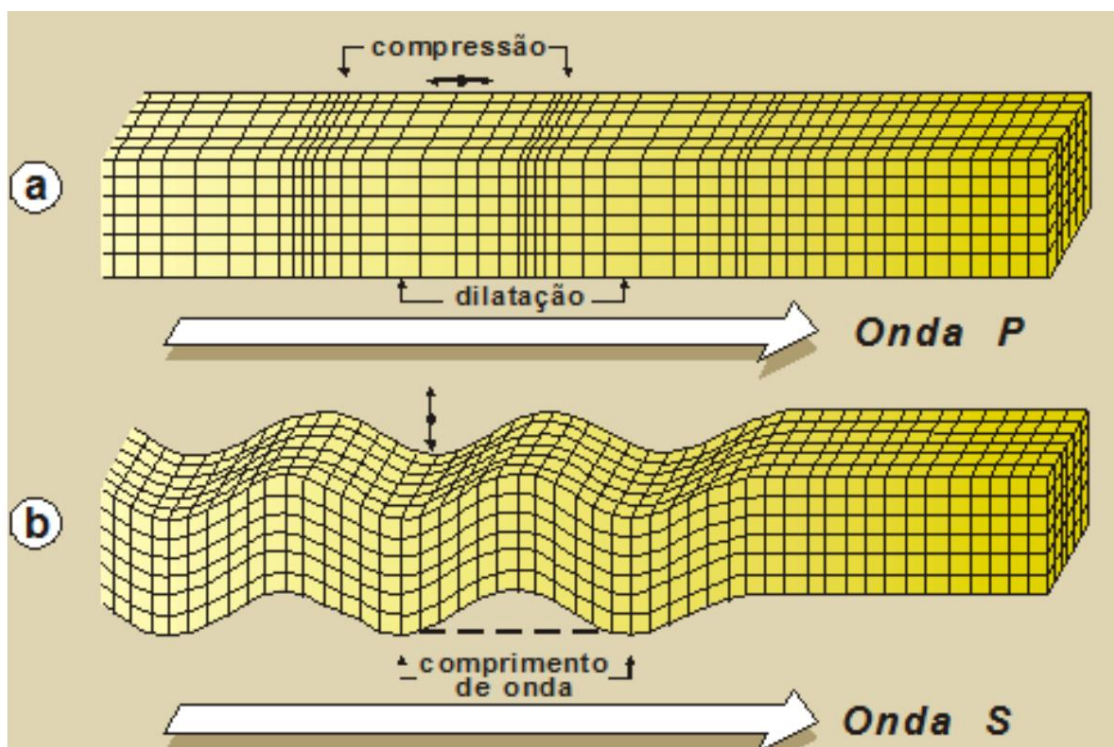


Fonte: TEIXEIRA. M. et al., 2000.

3.2.4 Tipos de ondas sísmicas

Existem dois tipos fundamentais de ondas: longitudinais (ou primárias, ondas P) e transversais (ou secundárias, ondas S). Nas ondas longitudinais, as partículas do meio vibram na mesma direção em que as ondas se propagam (paralelas à direção de propagação), conforme Figura 13. Já nas transversais, as partículas do meio oscilam perpendicularmente à direção de propagação da onda. Ao ocorrer um abalo sísmico, as ondas se propagam em todas as direções em forma de ondas sísmicas, que chegam à superfície e podem ser registradas pelos sismógrafos, conforme ASSUMPÇÃO e DIAS (2000).

Figura 13. a) Propagação das ondas primárias (longitudinais) e b) Propagação das ondas secundárias (transversais), onde a onda P gera movimento horizontal e a onda S gera movimento vertical.



Fonte: Apostila da XIV Escola de Verão do IAG/USP, 2012.

Os abalos sísmicos no Brasil começaram a ser monitorados através de estações sismográficas a partir da década de 70. A região Centro-oeste do Brasil está associada à evolução da tectônica cenozoica, sendo representada com maior expressão pela PSB (FACINCANI, 2007).

Em Mato Grosso do Sul, a primeira estação sismográfica a ser instalada foi a de Aquidauana MS, em maio de 2003, como parte de um projeto de pesquisa intitulado “Rede Sismográfica Integrada do Brasil (BRASIS)”, junto ao IAG/USP. O ano de 2003 foi um marco na aquisição e no tratamento de dados sismológicos na Bacia Sedimentar do Pantanal. A quantidade de sismos registrados pela estação AQDB até o presente foi de 500 eventos (telessismos, regionais e locais), sendo 26 eventos regionais e locais (período de 2003 até novembro de 2017). Já no período compreendido entre os anos 1906 e 2003 houve 51 sismos, o que demonstra uma lacuna de dados não-catalogados. A partir de 2012, foram instaladas mais 9 estações sismográficas dentro e ao redor do Pantanal,

para uma obtenção mais detalhada de informações a respeito da localização, magnitude e profundidade dos sismos ocorridos (FACINCANI, 2017).

3.3 Lineamento

No artigo de HOBBS (1904), intitulado "Lineamentos da região fronteira do Atlântico", ele introduziu o conceito de lineamento ao descrever feições geológicas que aparecem como alinhamentos lineares ao longo de grandes distâncias. Segundo ele, lineamento é uma estrutura geológica linear que pode ser identificada em mapas geológicos ou imagens aéreas, muitas vezes associada a falhas ou fraturas na crosta terrestre. Os lineamentos possuem características como de drenagem e relevo:

- Lineamento: Os lineamentos aparecem como linhas retas ou curvas em grandes distâncias, indicando descontinuidades no terreno;
- Tamanho e escala: Podem estender-se por centenas de quilômetros e podem ser observados tanto à escala regional como local;
- Origem tectônica: Os lineamentos são frequentemente resultados de movimentos tectônicos, como falhas, zonas de cisalhamento ou tensões na litosfera;
- Representação de forças geológicas: Podem revelar informações sobre os processos geológicos subjacentes e a história tectônica de uma região;
- Relevância para a sismicidade: O autor salienta que estas estruturas podem estar ligadas a áreas de maior sismicidade, tornando o seu estudo essencial para a compreensão dos riscos geológicos.

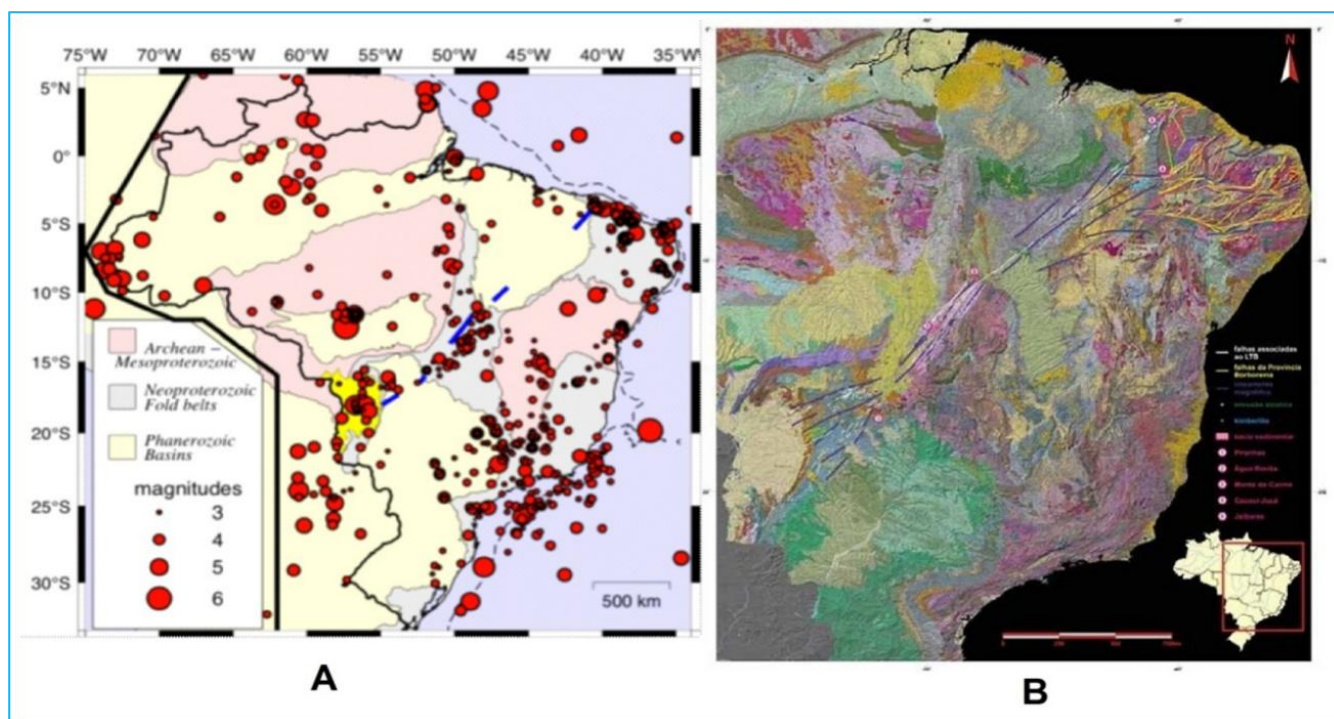
O livro *Remote Sensing Geology* (GUPTA, 2003) apresenta métodos e aplicações de sensoriamento remoto no estudo da geologia e dos recursos naturais. Ele explora como as imagens aéreas e de satélite podem ser usadas para observar e analisar características geológicas, incluindo lineamentos, que são essenciais para a compreensão de estruturas tectônicas e riscos geológicos. Segundo Gupta, lineamento é definido como uma feição geológica linear que pode ser identificada a partir de imagens obtidas por sensoriamento remoto.

Para o território do Brasil há vários lineamentos continentais que segmentam grandes estruturas geológicas, tais como o Lineamento Transbrasiliiano (LT). Estas

estruturas são reativadas, muitas vezes representam zonas de discontinuidades estruturais e zona de cisalhamento rúptil e, assim, possibilitam o desenvolvimento de bacias sedimentares ao longo do tempo geológico, conforme as figuras 14 A e B.

O Lineamento Transbrasiliano está indicado em branco, junto a estruturas possivelmente associadas no território brasileiro. Os lineamentos da Província Borborema (em amarelo) configuram uma possível estrutura em splay associada ao LTB; em sua porção sudoeste, o lineamento é menos bem definido e o traçado mostrado, indicando outra possível estrutura em splay, é especulativo (embora sugerido pelos lineamentos magnéticos). Também estão indicadas bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana, a Bacia Água Bonita e intrusões alcalinas e kimberlíticas relacionadas ao LTB e a falhas associadas. Geologia e traçado dos lineamentos magnéticos a partir das cartas e imagens GEOTIFF do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM, 2004), sobre modelo digital de terreno sombreado.

Figura 14. Esquema do traçado do Lineamento Transbrasiliano e estruturas associadas no Brasil, CHAMANI, M. A. C (2015).



Fonte: A: IAG-USP; B: Imagens GEOTIFF do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM, 2004), sobre modelo digital de terreno sombreado.

CAPÍTULO 4

4. Materiais e Métodos

Foram consultados artigos, livros, dissertações, teses, computador, caderno, e caneta para o desenvolvimento de pesquisas sobre o tema, bem como trabalhos semelhantes feitos por diferentes autores em várias regiões. Nesta pesquisa, foram utilizados dados primários e dados secundários:

- ✓ Dados primários: informações extraídas diretamente de catálogos sísmicos e registros de terremotos disponíveis em bases de dados online;
- ✓ Dados secundários: informações obtidas por meio de publicações científicas, relatórios sísmicos e documentos técnicos previamente publicados.

A metodologia adotada é de natureza quantitativa, com foco na análise estatística e espacial de eventos sísmicos. Além disso, foi utilizada a categoria de análise da paisagem, considerando fatores morfológicos, geológicos, de sismicidade e tectônicos da região do Pantanal. Os dados sísmicos analisados compreendem o período de 1900 a 2023, com foco em terremotos com magnitude igual ou superior a 2.5. Para facilitar a identificação de padrões temporais e espaciais, os eventos foram agrupados em intervalos de 20 anos. Foram utilizadas técnicas de análise estatística e geoespacial para estudar os movimentos sísmicos ao longo dos eixos dos lineamentos. Para isso, usamos o software ArcGIS para:

- A delimitação da área de trabalho;
- Mapa de lineamentos, que será produzido a partir da interpretação de fotografias aéreas na escala 1:100.000. IAG-USP, 1720-1981(azul); 1982-2020 (vermelho), modificado por FACINCANI et al (2020);
- Compilação de mapa geológico da BSP e adjacências (CPRM, 2006);
- Elaboração da carta de lineamentos, a partir de alinhamentos de drenagem e relevo, baseados em imagens de satélites, buscando detectar anomalias (capturas, assimetrias de vales, escarpas de falhas (SOARES & FIORI, 1976);
- A carta de fotolineamentos foi digitalizada e tratada no Programa Roseta da BSP para determinar as direções principais de descontinuidades de drenagem e relevo.

4.1 Pesquisa bibliográfica

Foram consultados artigos, livros, dissertações e teses para o desenvolvimento de pesquisas sobre o tema, bem como trabalhos semelhantes feitos por diferentes autores em várias regiões. Por outro lado, consultar sites da Internet permitiu encontrar alguns dados necessários para uma melhor abordagem do tema.

4.2 Construção de base de dados em ambiente de sistema de informação geográfica

A construção da base de dados foi realizada em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), com o uso do software ArcGIS. Essa base permitiu a integração e análise espacial de dados geológicos, geográficos e sísmicos relevantes à área de estudo.

Para a compilação e organização da documentação cartográfica básica, foram utilizados diversos materiais secundários, especialmente mapas temáticos e imagens provenientes de projetos oficiais e bases institucionais. É importante destacar que nenhum dos mapas utilizados foi produzido pelo autor desta pesquisa. Eles foram empregados exclusivamente para fins de análise e correlação espacial. Os principais materiais utilizados incluem:

- Projeto RADAMBRASIL - Letras SF 21-X-A e SE 21-Z-C. Ministério de Minas e Energia - Direção Nacional de Produção Nacional. 1:250.000, 1976;
- Mapas temáticos do Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai - PCBAP, Escala 1:500.000 (MMA-SEMADES/MS), 1997;
- Mapas temáticos do projeto RADAMBRASIL, escala 1:1.000.000, 1982;
- Mapa integrado do Projeto Bodoquena, escala 1:500.000, 1979;
- Mapas temáticos do Atlas multirreferencial de Mato Grosso do Sul (MS), escala 1:500.000 (SEPLAN, 1989); Mapa Geológico do Brasil. 1:5.000.000. CPRM. Mapa geológico do Brasil de 2001 ao Milionésimo, Folhas Corumbá-SE.21 e Campo Grande SF.21, CPRM, escala 1:1.000.000. 2004;
- CPRM - Geologia e Recursos Naturais do Estado de Mato Grosso do Sul, escala 1:1.000.000, 2006;

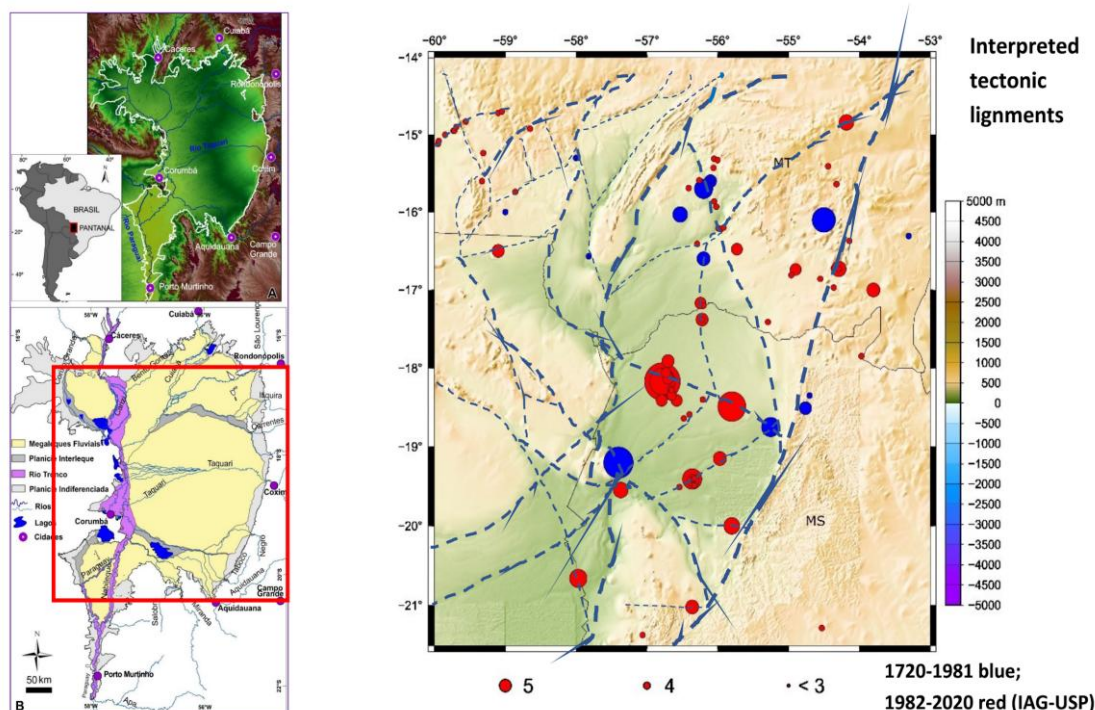
- Fotografias aéreas em escala 1:60.000, USAF, 1965, 1966 e 1969;
- Imagem em mosaico NASA GeoCover Landsat TM, 1987/1993, composição (7R4G2B);
- Mapas de epicentros medidos por equipamentos e dados históricos; Carvalho (2015 e 2016), Catálogo Sísmico IAG-USP e SILVA (2017), respectivamente.

Esses materiais cartográficos foram georreferenciados e integrados na plataforma SIG, permitindo a realização de análises espaciais, sobreposição de camadas e correlação entre a sismicidade e as estruturas geológicas da região da BSP.

4.3 Interpretação de imagens SRTM para extração de lineamentos

A BSP tem sido estudada por diversos pesquisadores que buscaram correlacionar a presença de lineamentos com a localização de sismos. Mostrou-se, assim, que o relevo e a drenagem são fortemente controlados por descontinuidades estruturais, conforme Figura 15.

Figura 15. A: Os grandes lineamentos com a relação da sismicidade no Pantanal; B: Localização da BSP e sua geomorfologia. Facincani et al., 2022.



Fonte: (A) Mescolotti, 2023; (B) Facincani et al., 2023.

4.4 Atividades de campo e análise morfotectônica

A identificação inicial dos lineamentos tectônicos foi realizada a partir da análise detalhada de imagens de satélite NASA GeoCover Landsat TM, 1987/1993 composição (7R4G2B), observando aspectos do relevo e dos sistemas de drenagem na região BSP. Essas etapas permitiram selecionar as áreas prioritárias para os trabalhos de campo em outubro de 2023, na região do Pé de Monte de Aquidauana, onde foram realizadas observações das formações sedimentares. Foi dada atenção especial à zona de contato entre as formações Paraná e Pantanal, com o objetivo de analisar a estrutura morfotectônica. Em março de 2024 foi realizada uma visita à região de Piraputanga para observar as formações do Pantanal, analisando a hidrografia e as estruturas sedimentares da região. Em abril de 2025, os trabalhos no Pé de Monte de Aquidauana permitiram aprofundar a análise morfotectônica. Fotografias adicionais das lagoas e brejões foram tiradas, assim como da planície Leste Pantanal (Maracaju - Campo Grande), com o objetivo de documentar a morfologia e as estruturas desta parte do Pantanal. Foram

realizados trabalhos de campo para a coleta de informações geológicas e morfotectônicas nas bordas das bacias sedimentares do Pantanal (Quaternário), Paraná (Paleozoico) e do embasamento cristalino (Pré-Cambriano).

Os dados coletados em campo (dados primários) foram complementados por informações secundárias provenientes de publicações científicas, mapas temáticos e outros estudos anteriores. Essa integração de dados garantiu uma análise abrangente e precisa da morfotectônica da região estudada.

Os processos metodológicos aplicados nessa dissertação seguiram as seguintes etapas:

- Análise preliminar de imagens de satélite para identificação dos lineamentos tectônicos;
- Planejamento das atividades de campo baseadas nos resultados da interpretação de imagens de satélites;
- Levantamento geológico e estrutural nas áreas selecionadas;
- Integração dos dados primários com dados secundários para análise e interpretações sísmicas e morfotectônicas.

CAPÍTULO 5

5. RESULTADOS

5.1 Identificações de falhas e de lineamentos tectônicos da BSP

Os resultados deste estudo foram apresentados em quatro elementos principais, cada um com uma função específica. O **primeiro** elemento é dedicado ao mapa geológico, que permite visualizar as principais Eras geológicas da região estudada e adjacências; o **segundo** destaca os traçados dos lineamentos, identificados a partir de imagens de satélite e dados geoespaciais, ilustrando as grandes estruturas tectônicas; o **terceiro** foca no mapa sísmico, que apresenta os sismos de magnitude superior a 2.5Mb, analisados no período de 1900-2023, oferecendo uma visão geral dos eventos sísmicos significativos nessa região. Por fim, o **quarto** elemento estabelece uma correlação entre os lineamentos identificados e a distribuição espacial dos sismos na BSP.

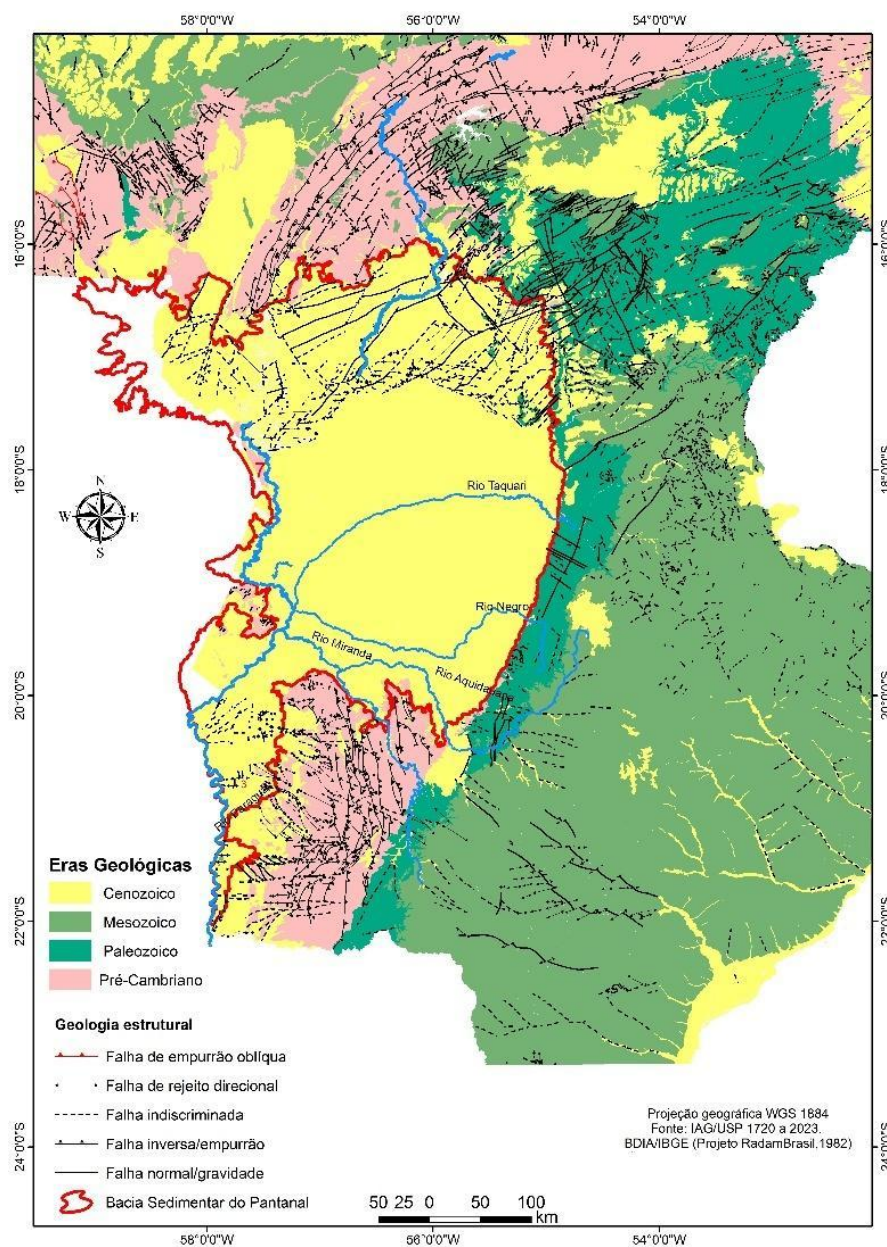
5.2 Interpretação geológica e implicações tectônicas

Os resultados apresentados a seguir foram obtidos a partir da interpretação de imagens de satélite LANDSAT, complementadas por observações diretas em campo realizadas durante esta pesquisa, conforme Figura 16. Essa abordagem permitiu uma caracterização detalhada da geologia e tectônica da Bacia do Pantanal, destacando as unidades litológicas e estruturas tectônicas relevantes para o entendimento da evolução da Bacia.

Dessa forma, a BSP foi analisada detalhadamente nesta pesquisa, considerando seus aspectos tectônicos e geológicos a partir de Mapa Geológico (BDIA/IBGE (2021), Imagens de Satélite e dados de levantamentos de campo. Observou-se que a BSP é uma depressão tectônica interior cujo embasamento é constituído principalmente por rochas metamórficas de baixo grau e magmáticas neoproterozoicas (Grupo Cuiabá) e de rochas sedimentares expostas da Formação Aquidauana (Adjacências da cidade de Aquidauana - pesqueiro Toca da Onça) na borda leste, cujo substrato é constituído por rochas cristalinas pré-cambrianas, além de ocorrer as sequências paleozoica e mesozoica da Bacia do Paraná, que constituem os planaltos do Taquari-Itiquira e Maracaju-Campo Grande. Já na borda oeste da bacia da BSP, foi reconhecida discordância sobre os metamórficos do Grupo Corumbá de idade neoproterozoica sustentando o Maciço do Planalto Residual de Urucum-Amolar.

A análise detalhada das falhas principais associadas à origem e evolução da BSP mostrou que estas possuem orientações predominantes 1. N-S, 2. NE-SW e 3. E-W. Assim, os sistemas de falhas de direções: **1.** N-S, foram evidenciadas pela instalação da rede de drenagem do Rio Paraguai e marcadas por falhas normais/transcorrentes; **2.** NE-SW, foram evidenciadas pela Serra de Maracaju-Campo Grande, destacada pelo lineamento de relevo e marcadas por falhas normais encobertas; **3.** E-W foram evidenciadas principalmente pela instalação das redes de drenagens como Negro e Taquari e marcadas por falhas transcorrentes/oblíquas de empurão.

Figura 16. Mapa Geológico e adjacentes da Bacia Sedimentar do Pantanal. Projeção Geográfica WGS 1884.



Fonte: Projeção Geográfica - Datum SIRGAS2000. Modelo Digital da Elevação da SRTM (~30 metros).
BDIA/IBGE (2021).

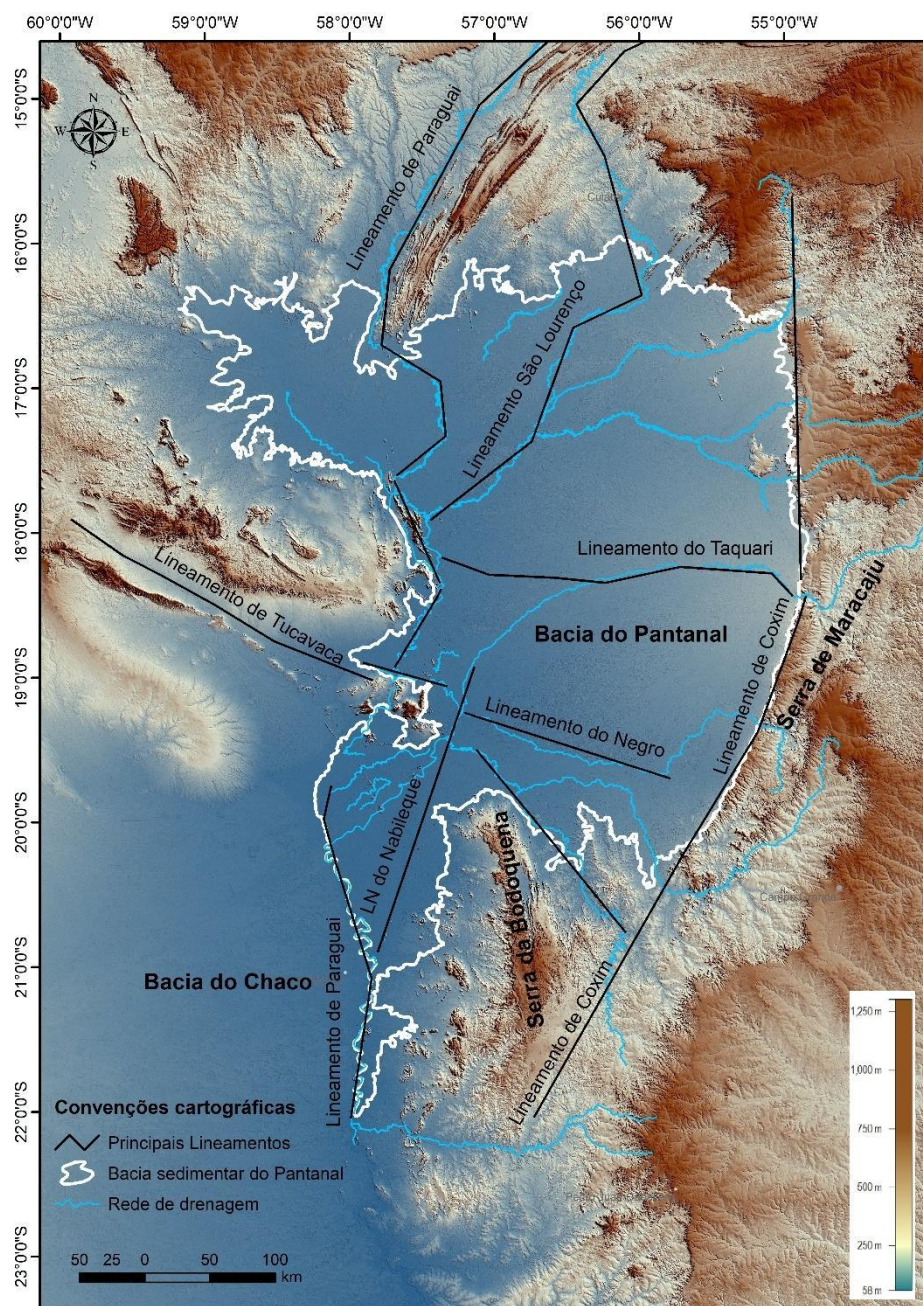
A diversidade dos tipos de falhas e lineamentos observados na BSP (normais, transcorrentes, oblíquas, de empurrão, inversas e indiscriminadas) sugere um cenário geodinâmico complexo, indicando reativação ressurgente dessas discontinuidades e principalmente marcado pela interação entre as unidades circunvizinhas à BSP. As falhas transcorrentes, que indicam movimento horizontal, chamaram atenção especial nesta pesquisa. Sua identificação foi graças à determinação do Mecanismo Focal (DIAS et al, 2016), evidenciando sua dinâmica.

Foram mapeados lineamentos com orientação predominantemente E-W que interrompem ou desviam os lineamentos principais na direção N-S, como ocorre na região de Corumbá. Assim, a rede de drenagem, especialmente o médio curso do Rio Paraguai, apresenta deflexões associadas a esses lineamentos E-W, o que reforça a hipótese da presença de falhas transcorrentes, possibilitando a sedimentação de idade holocênica, principalmente à montante da Cidade de Corumbá. A análise estrutural da BSP foi apoiada pela sobreposição de dados geológicos estruturais e morfoestruturais, permitindo, dessa forma (geometria), correlacionar as direções NE-SW e N-S, predominantes na BSP e com presença de estruturas internas de suas bordas que sugerem reativações e deslocamentos laterais (cinemática).

5.3 Descontinuidade nos lineamentos tectônicos no Pantanal

Os principais lineamentos estruturais identificados na BSP apresentam orientações predominantes N-S, NE-SW e E-W, direções essas fundamentais na origem e na sua evolução. Essas discontinuidades são visíveis no campo (relevo e drenagem) e nas imagens de satélites, onde predominam discontinuidades de drenagem, conforme Figura 17. Essas falhas antigas mostram sinais de reativação, possivelmente relacionadas à dinâmica de subsidência, aos soerguimentos diferenciais observados na Bacia e à presença de sismos.

Figura 17. Mapa dos grandes lineamentos do limite da BSP.



Fonte: Projeção Geográfica - Datum SIRGAS2000. Modelo Digital da Elevação da SRTM (~30 metros). BDIA/IBGE (2021).

Os principais lineamentos estruturais identificados na BSP se destacam das seguintes forma:

Principais:

- O Lineamento do Paraguai, com direção N-S, caracteriza-se por controlar o eixo principal da Bacia na sua borda oeste, funcionando como uma importante estrutura morfotectônica marcada pela drenagem;
- O Lineamento Coxim, de direção NE-SW, caracteriza-se por controlar o eixo principal da Bacia na sua borda leste, funcionando como uma importante estrutura morfotectônica marcada pelo relevo;

Secundários:

- O Lineamento do Rio Negro, preferencialmente de direção E-W, funciona como estrutura de reativação na BSP, marcada pelo lineamento de drenagem e controlando a sedimentação cenozoica;
- O Lineamento do Taquari, de direção preferencialmente E-W, está condicionado à drenagem e divide lobos dentro do megaleque fluvial do Taquari;
- O Lineamento São Lourenço, de direção NE-SW, é marcado pelo lineamento de drenagem;
- O Lineamento Tucavaca, de direção preferencialmente NW-SE, é marcado pelo controle de relevo e de drenagem;
- O Lineamento do Nabileque, de direção NNE-SSW, é marcado pelo controle do lineamento de drenagem.

A interpretação estrutural do mapa dos principais lineamentos da BSP evidencia uma dominância de lineamentos orientados nos sentidos NE-SW, N-S e E-W, compatíveis com as direções tectônicas regionais. Esses lineamentos estão distribuídos tanto nas planícies baixas, quanto nas bordas elevadas. Alguns lineamentos maiores, como o Negro, Coxim, Taquari e Rio Paraguai, cortam a BSP por centenas de quilômetros, sugerindo que atuam como sistemas de falhas profundas e/ou zonas de fraqueza. Outros lineamentos, de menor extensão parecem estar correlacionados com a geometria dos lineamentos maiores.

Rupturas de declive observadas no MDT coincidem com diversos lineamentos de relevo e drenagem, sugerindo um controle morfoestrutural como o limite das bacias sedimentares do Paraná e Pantanal. O lineamento do Rio Negro apresenta segmentos

retilíneos, típicos de canais controlados por falhas ainda características ressurgentes e controlando os limites entre os megaleques como Taquari, Negro, Taboco e Aquidauana

O lineamento Paraguai, preferencialmente de direção N-S, representa o principal lineamento de drenagem da porção oeste da BSP. O lineamento do Rio Paraguai é seccionado pelos lineamentos de direção E-W, formando assim áreas de subsidência tectônica que controlam a acumulação de sedimentos holocênica, favorecendo a formação de amplas planícies de inundação e de lagos.

5.4 Sismicidade da Bacia Sedimentar do Pantanal

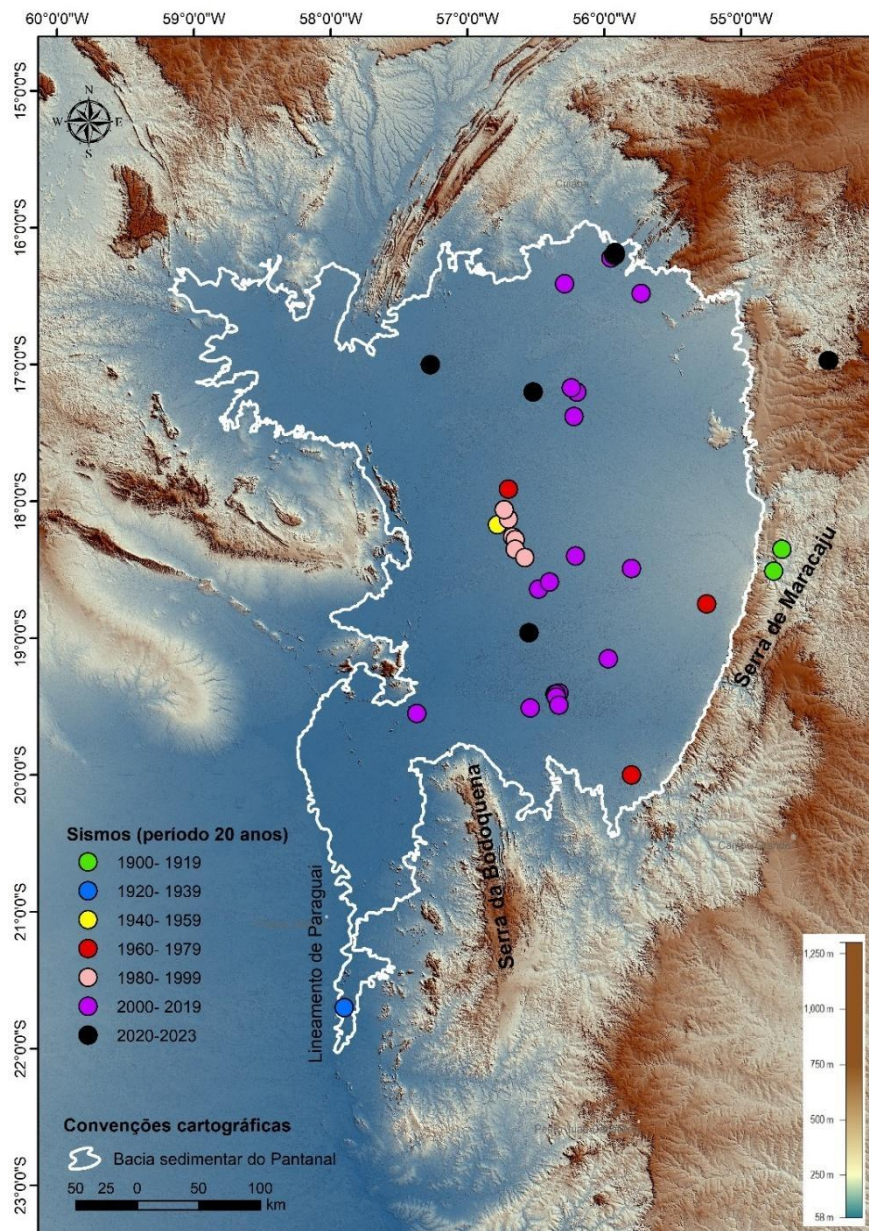
O Pantanal foi considerado por BRANNER (1912) como uma região sismogênica, conforme Figura 18. É uma região tipicamente associada à atividade sísmica, tendo sido comprovada pela instalação de estações sismográficas na BSP a partir de 2003 pelo Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG, USP), mostrando um aumento considerável no número de sismos nos últimos anos. A análise dos dados sísmicos de diferentes períodos revela que vários terremotos ocorreram em locais como Corumbá, Coxim, Porto Murtinho, Paiaguás e outras cidades como Poconé, Miranda e Barão de Melgaço, conforme a Figura 19.

Figura 18. Mapa de áreas sismogênicas do Brasil (Branner, 1912). Áreas vermelhas apresentam intensa atividade sísmica.



Fonte: Veloso, 2012. (Apud Branner, 1912).

Figura 19. Mapa da sismicidade da Bacia do Pantanal a partir de magnitude 2.5 a 4.9 no período 1900-2023. Dados: IAG/USP.

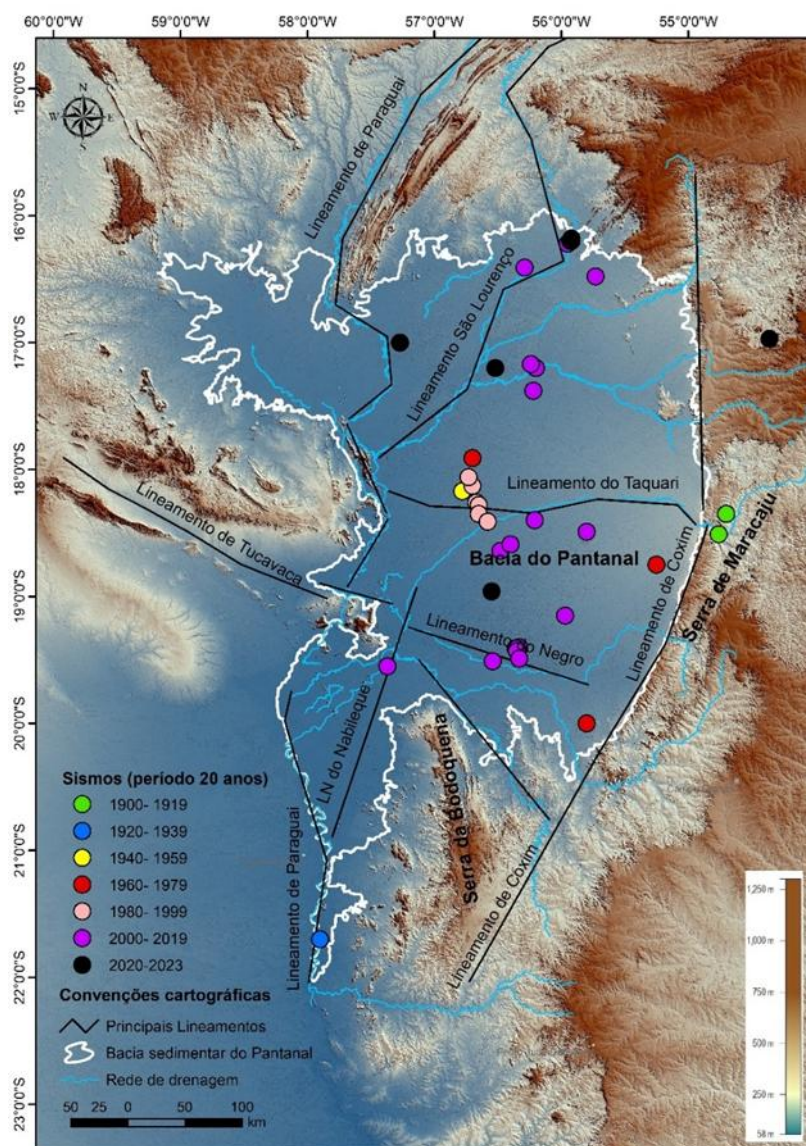


Fonte: Projeção Geográfica - Datum SIRGAS2000. Modelo Digital da Elevação da SRTM (~30 metros). BDIA/IBGE (2021).

A maioria desses abalos sísmicos podem ser associados ao longo de grandes discontinuidades estruturais marcadas por falhas, fraturas e diáclases, como rios Paraguai, Taquari, Cuiabá, São Lourenço e Negro, conforme Figura 20. A sismicidade

observada nessas regiões está associada às falhas geológicas do tipo transcorrentes com composição oblíqua inversa determinada por mecanismo focal (DIAS et al. 2016) e sugere uma reativação dos planos de falhas e a determinação da sua dinâmica dos compartimentos tectônicos regionais. Esse comportamento sugere que a BSP permanece sob tensão tectônica, tanto pelo Lineamento Transbrasiliano e o processo compressivo da Cordilheira dos Andes (CEDRAZ et al., 2019).

Figura 20. Mapa de Lineamentos Estruturais e o relacionamento com abalos sísmicos da BSP no período 1900-2023, magnitude entre 2.5 e 5.0 Mb.



Fonte: Projeção Geográfica - Datum SIRGAS2000. Modelo Digital da Elevação da SRTM (~30 metros). BDIA/IBGE (2021). Dados Sísmicos do Catálogo do IAG-USP.

5.4.1 Quadro de dados sísmicos da BSP de magnitude entre 2,5 a 5,0, no período de 1900-2023.

Os dados sísmicos da BSP foram apresentados a partir do Catálogo Sísmico da IAG-USP. Neste catálogo foram expressas as seguintes informações: Período, Cidades ou Regiões, Longitude, Latitude, Magnitude, Data e Hora. O período analisado foi de 1900-2023 e foram registrados 43 eventos, sendo em Paiguás 9; Barão e Miranda 16; Poconé 5; Corumbá 4; Coxim 3; Ladário 2; Porto-Murtinho 1; Nhecolândia 1; Aquidauana 1 e Itiquira 1. As amplitudes das magnitudes variam de 2,5 a 4,9. Dividiram-se em classes 2,5-3,4=29; 3,5-4,4=10; 4,5-5,4=4. Verificou-se que a primeira classe foi responsável por 67,4%; a segunda classe por 23,2% e a terceira classe 9,3% dos eventos registrados.

Quadro 2. Quadro sísmico a partir de magnitude 2,5 a 4,9 do Pantanal nos anos 1900-2023.

Período	Cidades ou Regiões	Longitude	Latitude	Magnitude	Data	Hora
1900-1919	Corumbá, MS	-19.20	-57.40	4,9	24/10/1906	22h58
	Coxim, MS	-18.35	-54.70	3,0	30/07/1919	20h
1920-1939	Coxim, MS	-18.51	-54.76	3,5	8/05/1931	21h
1940-1959	Porto-Murtinho	-21.70	-57.90	3,5	15/12/1947	19h
1960-1979	Corumbá, MS	-18.17	-56.78	4,6	29/08/1963	23h
	Nhecolândia, MS	-18.75	-55.25	4,0	8/10/1968	00h26
	Aquidauana, MS	-20.00	-55.80	3,8	8/12/1979	5h
	NW, MS	-18.17	-56.78	5,4	13/02/1964	11h

1980-1999	Paiaguás, MS	-17.91	-56.70	3,5	16/02/1998	7h37
	Paiaguás, MS	-18.13	-56.70	3,4	6/05/1998	14h45
	Paiaguás, MS	-18.26	-56.67	3,2	7/05/1998	1h36
	Paiaguás, MS	-18.28	-56.65	3,0	7/05/1998	1h52
	Paiaguás, MS	-18.35	-56.65	3,3	12/05/1998	10h53
	Paiaguás, MS	-18.41	-56.73	3,4	12/05/1998	14h30
	Paiaguás, MS	-18.06	-56.73	3,3	15/05/1998	19h03
	Paiaguás, MS	-19.150	-55.97	3,6	30/05/1998	9h57
2000-2019	Poconé, MT	-16.48	-55.73	3,4	28/03/2000	23h41
	Poconé, MT	-17.38	-56.22	2,9	28/10/2003	22h54
	Poconé, MT	-17.38	-55.95	3,5	28/10/2003	23h21
	Paiaguás, MS	-18.40	-56.54	3,0	17/03/2004	23h28
	Poconé, MT	-17.20	-56.20	2,8	6/09/2004	20h13
	Barão, MT	-16.22	-55.95	3,2	26/12/2004	00h39
	Barão, MT	-17.17	-56.24	3,4	7/10/2008	21h51
	Coxim, MS	-18.49	-55.80	4,8	15/06/2009	22h15
	Miranda, MS	-19.51	-56.54	2,6	6/10/2013	10h53

	Ladário, MS	-19.55	-57.37	3,7	2/05/2014	11h37
	Barão, MT	-16.41	-56.29	2,6	12/05/2014	16h32
	Miranda, MS	-19.41	-56.36	4,1	6/11/2015	3h47
	Miranda, MS	-19.42	-56.35	3,1	6/11/2015	3h56
	Miranda, MS	-19.38	56.26	4.0	6/11/2015	3h47
	Miranda, MS	-19.40	-56.33	2,9	6/11/2015	10h48
	Miranda, MS	--19.41	-56.35	3,2	9/11/2015	21h11
	Miranda, MS	-19.43	-56.35	3,5	4/03/2016	10h47
	Corumbá, MS	-18.64	-56.48	3,1	13/08/2016	2h26
	Corumbá, MS	-18.59	-56.40	2,8	13/08/2016	16h34
	Miranda, MS	--19.49	-56.33	2,7	27/03/2017	7h01
	Barão, MT	-16.20	-55.92	3,1	27/06/2018	1h17
2020- 2023	Itiquira, MT	-16.97	-54.36	3,2	7/10/2019	12h28
	Barão, MT	-16.18	-55.92	3,2	20/01/2020	10h17
	Barão, MT	-16.20	-55.93	2,9	29/10/2023	13h34
	Ladário, MT	-18.96	-56.55	3,2	30/01/2023	4h28
	Poconé, MT	-17.00	-57.27	2,5	8/10/2023	12h52
	Barão, MT	-17.20	-56.52	2,7	15/12/2023	17h06
	Barão, MT	-16.59	-55.37	2,8	30/12/2023	13h59

Fonte: IAG-USP.

5.4.2 Atividade sísmica por período

Para compreender a evolução da atividade sísmica na BSP, foram considerados para análise os terremotos com magnitudes entre 2,5 e 4,9. A segmentação dos dados em períodos de 20 anos permite observar as mudanças na frequência e intensidade dos eventos sísmicos ao longo do tempo. Cada gráfico apresentado a seguir representa o número de terremotos registrados em cada período, oferecendo uma visão detalhada das variações na atividade sísmica e possibilitando a análise de tendência da sismicidade ao longo das décadas. Esse agrupamento permite uma visão mais abrangente das tendências sísmicas e suas possíveis correlações com estruturas tectônicas regionais. Isso se deu principalmente pela instalação de estações sismográficas principalmente a partir de 2000, conforme a Figura 21.

Figura 21. Estações sismográficas: C2SB-Chapadão do Sul/MS, PP1B-Sonora/MS e AQDB – Aquidauana/MS. Facincani, 2023. Fotos pessoais.



Período 1900-1919: Neste período foram registrados apenas 2 terremotos, em Corumbá e Coxim, com magnitudes de 4.9 e 3.0. A atividade sísmica foi isolada pela carência de estações sismográficas e mostrou elevada magnitude. Em função da alta magnitude para região, as pessoas possivelmente sentiram o tremor, possibilitando, assim, essa informação;

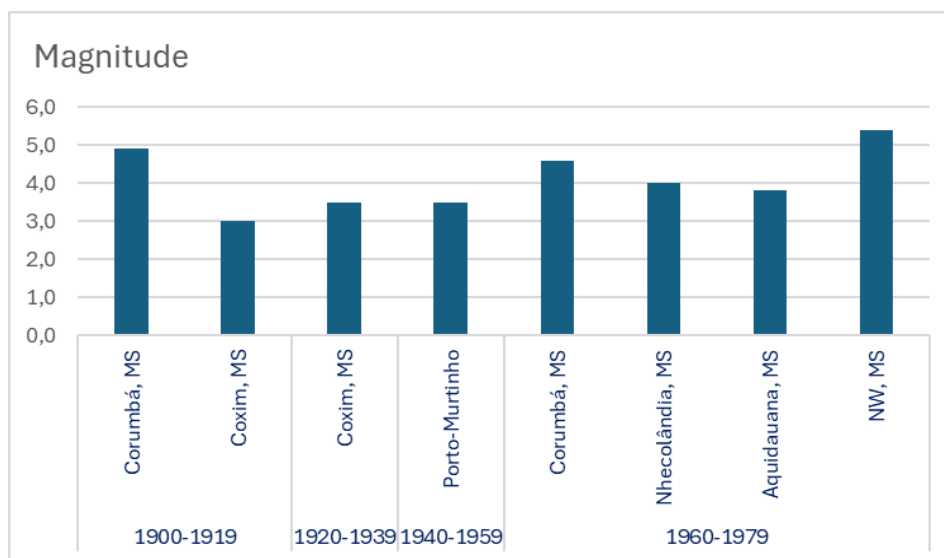
Período 1920-1939: Neste período foi registrado 1 terremoto, em Coxim, com magnitude 3.5. A atividade sísmica neste período mostra possivelmente que a maioria dos abalos foram abaixo de 3,5 e que as pessoas não os sentiram, tendo havido falta de equipamentos para medir;

Período 1940-1959: Neste período um terremoto de magnitude 3.5 ocorreu em Porto Murtinho, apresentou magnitude moderada e profundidade menor, sendo possivelmente sentido pelas pessoas;

Período 1960-1979: Durante o período de 1960-1979, foram registrados 4 terremotos, tendo sido em Corumbá (magnitude 4.6), Aquidauana (magnitude 3.8), Nhecolândia (magnitude 4.0), e de magnitude 5.4 ao NW de MS (conhecido como Sismo de Miranda). Esses registros de sismos resultaram na ampliação de estações sismográficas a partir da década de 1970 (USP e Observatório Sismológico de Brasília).

Para ilustrar a evolução da atividade sísmica nesses períodos, a Figura 22 evidencia as frequências e magnitudes dos eventos registrados entre 1900 e 1979.

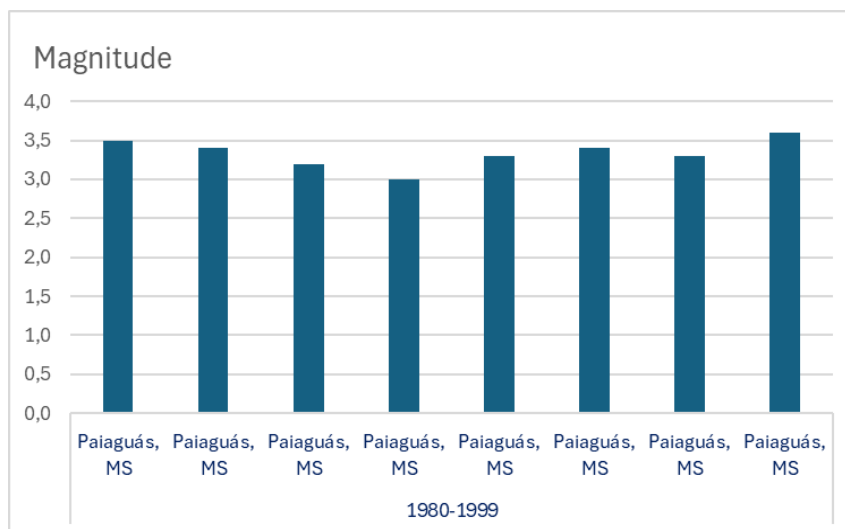
Figura 22: Período Sísmico 1900-1979.



Período 1980-1999: No período de 1980-1999 foram registrados 8 terremotos, principalmente no Megaleque Taquari na região de Paiaguás de magnitudes que variaram de 3,0 a 3,6, conforme Figura 23. Nos últimos anos desse período houve um aumento de registros na região. Esses eventos registrados refletem dois aspectos: 1. Monitoramento a

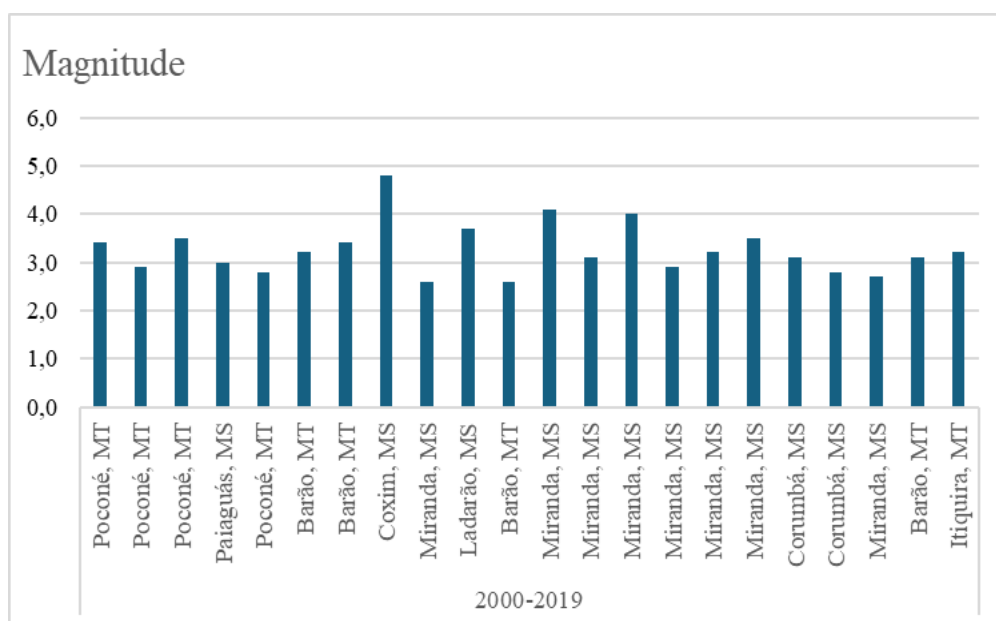
partir de estações sismográficas; 2. magnitudes que puderam ser possivelmente sentidas pelas pessoas da região;

Figura 23: Período Sísmico 1980-1999.



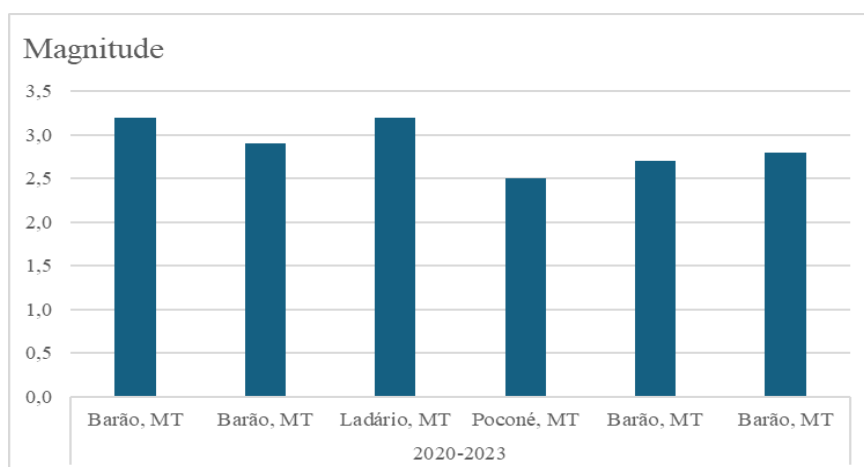
Período 2000-2019: Foram registrados 22 eventos sísmicos, havendo um aumento considerável na quantidade de terremotos durante este período. Esses abalos sísmicos ocorreram nas regiões de Poconé, Paiaguás, Barão, Coxim, Miranda, Corumbá e Itiquira, conforme Figura 24. Isso indica que nesse período a indicação de maior atividade sísmica está diretamente relacionada ao incremento da quantidade de estações instaladas a partir de projetos de pesquisa como Brasis, que fomentaram a compra de estações sismográficas;

Figura 24: Período Sísmico 2000-2019.



Período 2020-2023: No período de 2020 a 2023, o registro da atividade sísmica aumentou, com 6 terremotos registrados no total dos 4 anos, conforme Figura 25. Esses terremotos ocorreram em locais como Barão, Poconé e Ladário, com magnitudes variando entre 2.5 e 3.2. Confirmando, assim, que a maior parte dos abalos sísmicos ficam entre 2,5 a 3,4.

Figura 25: Período Sísmico 2020-2023.

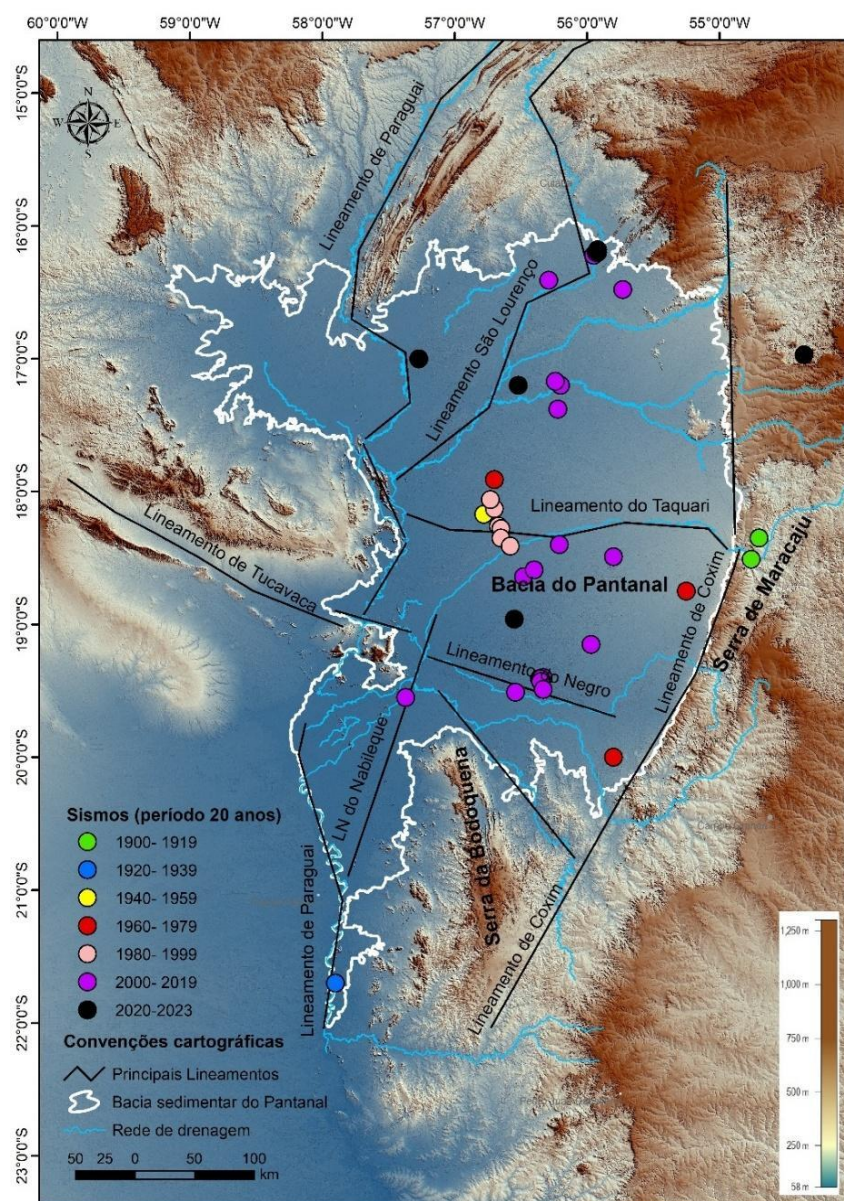


5.5. Interpretação sísmica e tectônica

A atividade sísmica na BSP está relacionada com um sistema tectônico associado ao Lineamento Transbrasiliano e à Compressão a oeste da Cordilheira dos Andes (CEDRAZ et al, 2019). A BSP é considerada uma zona sismogênica desde os trabalhos de BRANNER (1912). A análise da atividade sísmica mostra que a BSP é ativa, com sismos de preferencialmente 2,5 a 3,4. Embora sejam de baixa magnitude, o Pantanal está sob a influência de dois sistemas tectônicos ativos.

Como demonstrado na Figura 26, a sismicidade da BSP está relacionada às suas estruturas tectônicas desde a sua origem e evolução, o que confirma que, embora a atividade sísmica represente um risco à população da região, como o Terremoto de junho de 2009 com magnitude 4,8, essas tensões que estão localizadas no embasamento da Bacia continuam a exercer uma influência no maciço rochoso nos sedimentos da BSP, bem como no relevo, marcado principalmente por lineamentos. A partir de 2000, com a implementação de estações sismográficas, os registros sísmicos se concentraram principalmente no Megaleque do Taquari, conforme já destacado por PEREIRA (2017).

Figura 26. Mapa de lineamento em relação aos sismos no Pantanal do período 1900-2023 com magnitudes entre 2.5 e 5.0.



Fonte: Projeção Geográfica - Datum SIRGAS2000. Modelo Digital da Elevação da SRTM (~30 metros). BDIA/IBGE (2021). Dados Sísmicos do Catálogo do IAG-USP. Catálogo sísmológico (IAG-USP).

A borda noroeste da Bacia do Paraná representa uma importante estrutura tectônica que atuou como área-fonte de sedimentos de idade Permo-Carbonífera, que foram erodidos e depositados na fossa tectônica denominada BSP de idade Quaternária. A Formação Aquidauana, depositada neste contexto, marca o início do preenchimento da Bacia do Pantanal com sedimentos provenientes das áreas soerguidas da borda da Bacia

do Paraná, que exerciam controle sobre o direcionamento e a quantidade do material detrítico transportado.

Do ponto de vista tectônico, essa borda funcionou como um alto estrutural reativado, condicionando tanto a subsidência diferencial da BSP, quanto a dispersão dos sedimentos. Essa configuração estrutural contribuiu para a formação de um relevo suave, propício à acumulação de sedimentos e à geração de áreas deprimidas. A interação entre a tectônica e a sedimentação resultou numa paisagem marcada por sistemas deposicionais do tipo aluvial com influência de rios (FACINCANI, 2007).

Nesse contexto, observa-se a formação de numerosos lagos rasos e áreas alagadas ao longo da planície do Pantanal, como os brejões do Negro e Taboco. Esses corpos d'água estão associados a lineamentos e à dinâmica sedimentar, que frequentemente bloqueia canais fluviais e favorece a estagnação da água em depressões topográficas. Além disso, a contínua subsidência tectônica e o regime climático sazonal, com intensas chuvas, intensificam esse processo, contribuindo para o desenvolvimento de um ambiente com ampla presença de lagos, lagoas e brejos. Esse padrão indica a forte influência dos processos tectônicos e sedimentares na configuração hidrológica típica dessas planícies, conforme observado em estudos recentes sobre áreas semelhantes.

Assim, a formação lacustre no Pantanal pode ser interpretada como resultado direto da interação entre fatores tectônicos, sedimentares e climáticos, evidenciando a importância da borda noroeste da Bacia do Paraná como área-fonte e agente condicionador da morfodinâmica atual da região, conforme Figura 27.

Figura 27. Brejos e Lagoas de depressão na BSP, atual região e Lineamento na borda noroeste da Bacia do Paraná.



CAPÍTULO 6

6 . Discussões

Os resultados desta pesquisa indicaram que a atividade sísmica na BSP não é um fenômeno aleatório, mas sim uma expressão de processos tectônicos contínuos que

continuam a influenciar a região. A análise da sismicidade na área mostrou uma correlação com os lineamentos tectônicos, que têm um papel fundamental na distribuição e magnitude dos terremotos.

6.1 Tipos de falhas a partir de mecanismo focal e seus efeitos na sismicidade da BSP

A análise dos dados sísmicos revelou que a atividade sísmica na BSP é concentrada principalmente ao longo de importantes lineamentos tectônicos. Entre esses, destacam-se o Lineamento Rio Paraguai (oeste da BSP), o Lineamento Cuiabá (a noroeste-sudeste) e o Lineamento Maracaju-Campo Grande (a sudeste). Estas estruturas tectônicas, de origem antiga, continuam a ser reativadas devido ao acúmulo de tensões tectônicas ao longo do tempo. Os estudos de ASSUMPÇÃO et al. (2004, 2007) corroboram essa observação, mostrando que esses lineamentos têm a capacidade de gerar microssismicidade, mesmo que a região não seja tradicionalmente considerada uma zona sísmica ativa. ASSUMPÇÃO (2007) descreveu esse fenômeno como um "sistema microssísmico", onde os terremotos não possuem grande magnitude, mas ainda assim têm impacto sobre o ambiente local, incluindo os recursos hídricos e os ecossistemas naturais.

Os mecanismos focais dos eventos sísmicos dos anos 2009 e 2015, calculados por DIAS et al. (2016) e ASSUMPÇÃO et al. (2016), apresentaram a ocorrência de falhas de mecanismo predominantemente transcorrente/oblíquo inverso, orientadas na direção E-W, havendo resultados consistentes com mecanismos anteriormente calculados na Bacia da BSP, conforme segue:

1. Mecanismo focal do sismo de 2009: O sismo de Coxim de 2009 é o segundo maior tremor na região do Pantanal, sendo somente superado por um evento de magnitude 5.4 mb ocorrido em 1964. O mecanismo de falha foi obtido através do estudo de polaridades de primeira chegada da onda P (DIAS et al., 2016) e inversão completa de forma de onda (DIAS et al., 2016). A Figura 28 mostra o ajuste de forma de onda para as estações sismográficas BEB4B (814 km) e SAML (1325 km). O mecanismo resultante do ajuste é uma falha inversa (strike/dip/rake = 318/67/69) com compressão NE-SW com magnitude Mw 4.3. Na mesma Figura, a solução focal com as polaridades de onda P (cruzes indicam compressão e círculos são dilatação) corrobora a compressão NE-SW. A profundidade do evento de 6 km foi obtida por meio de modelagem das ondas P e pP

(DIAS et al., 2016). A Figura 29 mostra a intensidade do terremoto de 2009, ocorrido na Nhecolândia na Fazenda Santo Antônio, onde foi determinado o epicentro do evento.

Figura 28. Mecanismo focal do sismo de 2009, Dias et al. (2016).

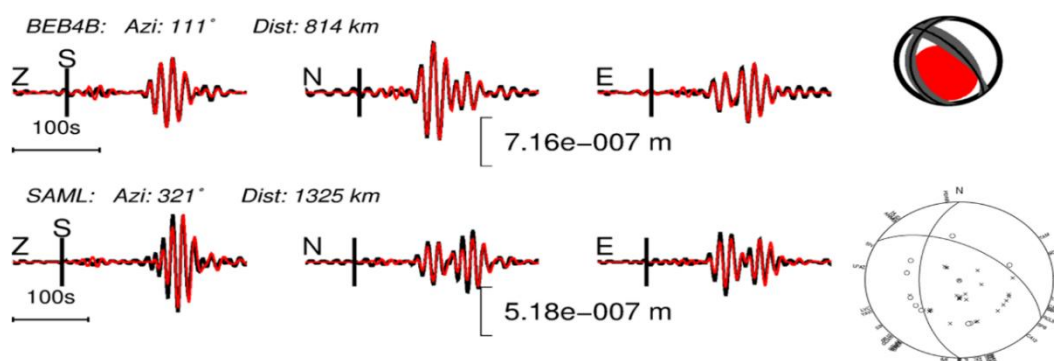


Figura 29. O sismo de Coxim de 2009 apresentou uma magnitude de 4,9Mb, causando danos nas edificações, como em telhado e objetos. Aplicação de questionário de campo (IAG-USP) por Facincani, Localidade Fazenda Santo Antônio. Junho de 2009.



2. Mecanismo focal do sismo de 2015: O sismo de Miranda de 2015 de magnitude mb 4 foi registrado pelas estações da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR). Seu mecanismo focal foi obtido com a inversão de forma de onda de duas estações mais próximas: AQDB e PP1B a 134 e 245 km de distância (Assumpção et al., 2016). O mecanismo é similar ao de Coxim de 2009: (strike/dip/rake = 198/29/124), ou seja, uma falha inversa de compressão E-W (Figura 30) e magnitude Mw 3.8. A localização hipocentral de várias réplicas com magnitude entre 3.0 e 3.5 mb indica uma tendência

NS para a falha (Figura 30, plano tracejado). A Figura 31 mostra a localização dos sismos de 2009 e 2015, verifica-se que ambos ocorreram na região da Nhecolândia, pertencente à BSP.

Figura 30. Mecanismo focal do sismo de 2015, Dias et al. (2016).

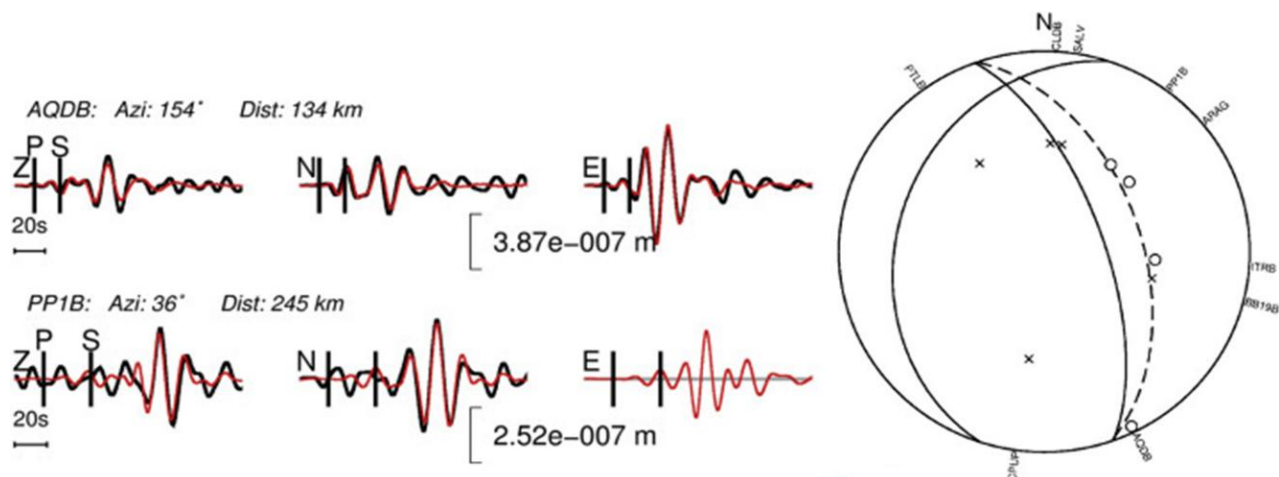
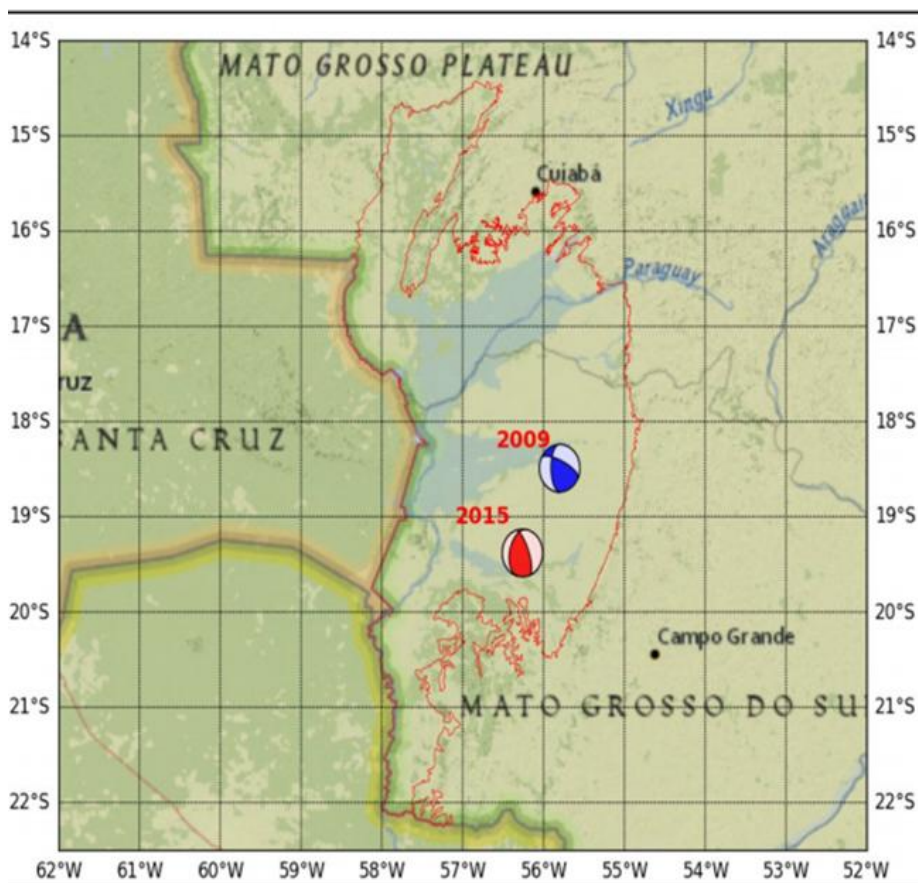


Figura 31. Localização dos sismos de 2009 (4,8Mb) e 2015 (4,0 Mb) a partir da determinação de mecanismos focais. As cores de indicação azul (2009) e vermelha (2015) apresentam estereogramas indicando falhas transcorrentes/obliquas inversas (Gomes, 2017).



6.2 Interpretação da tectônica ativa e do modelo morfotectônico

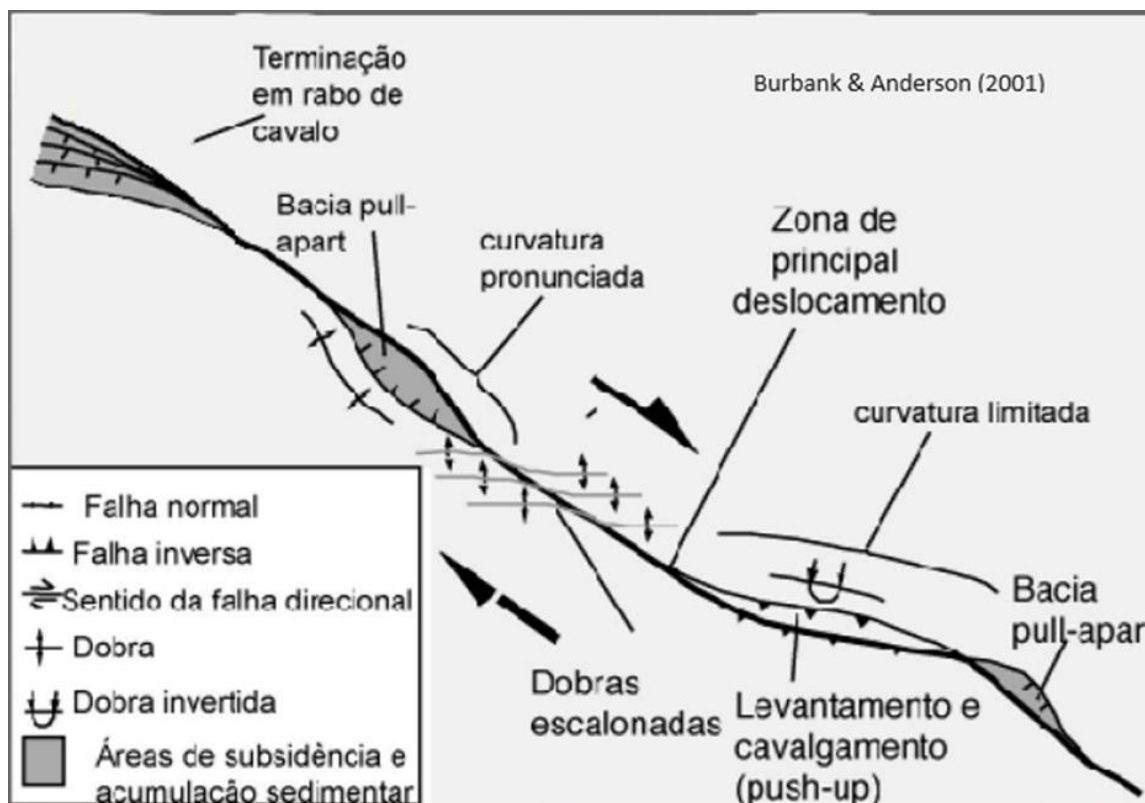
A análise revelou diferentes tipos de falhas na BSP, refletindo a diversidade dos mecanismos tectônicos na região:

- Na porção leste da BSP há predominância de falhas do tipo normal, porém elas se apresentam encobertas e indicam mecanismo de extensão tectônica na sua origem, conforme ASSINE (2003), e são marcadas pela descontinuidade de relevo no Planalto de Maracaju-Campo Grande;
- Na porção oeste da BSP há predominância de falhas do tipo normal, marcadas por descontinuidades de drenagem, sendo representada pelo Rio Paraguai;
- Dentro da BSP há predominância de falhas de tipo transcorrentes de componente inverso, movimento do tipo dextral. A subsidência ocorre por desnivelamento causado por essas falhas ativas, formando, assim, estruturas do tipo romboédricas, como observado nas áreas dos brejões do Negro e Taboco.

6.3 Interação entre lineamentos tectônicos e a morfologia

Análises das feições geológicas e morfotectônicas presentes na BSP revelam uma organização estrutural bem definida, com orientações dominantes NE-SW-N-S e E-W. Os lineamentos de direções NE-SW e N-S correspondem às falhas do tipo normal, enquanto os lineamentos de direção E-W estão relacionados às falhas do tipo transcorrentes. Os lineamentos tectônicos da BSP são estruturas reativadas do embasamento (tectônica ressurgente), controlando a drenagem, relevo e a sedimentação, consequentemente influenciando a topografia e a paisagem. A comparação com as pesquisas anteriores reforça a ideia de que a BSP não está isolada do contexto tectônico regional, mas inserida em um modelo de tectônica ativa, no qual lineamentos antigos continuam a ser reativados ao longo do tempo, dando origem às bacias do Pantanal (terminação em rabo de cavalo) e Bananal (pull-apart), conforme Figura 32.

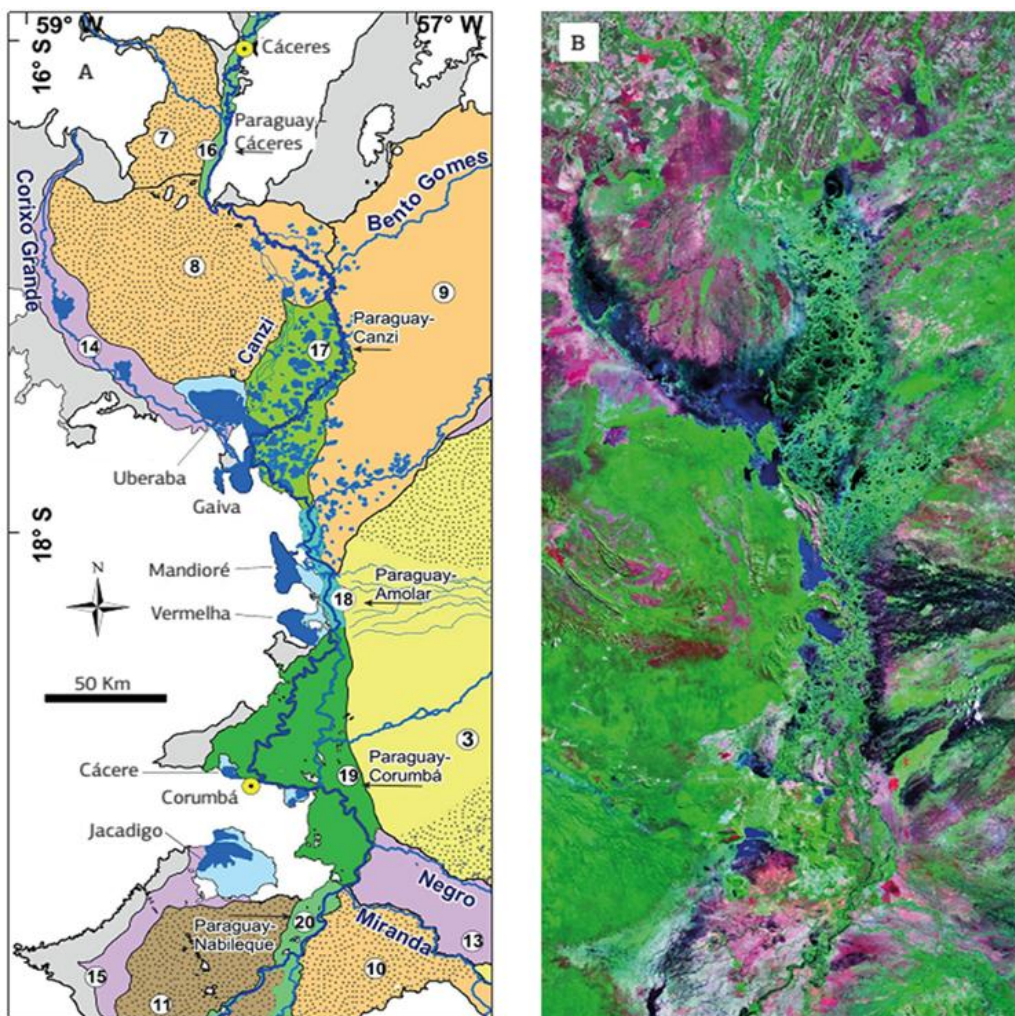
Figura 32. Estrutura em escala regional ao longo de um sistema transcorrente (Burbank & Anderson, 2001).



Fonte: Burbank & Anderson (2001).

Dentro do contexto da origem e evolução da BSP, o Rio Paraguai, de direção N-S, é cortado pelo sistema de falhas transcorrentes de componente oblíquas de direção E-W. Esse truncamento dessas descontinuidades é marcado pelo acúmulo de sedimentação holocênica à montante da cidade de Corumbá. Assim, essas estruturas estão diretamente relacionadas à presença de falhas normais que reorientam o fluxo do canal fluvial, as áreas de sedimentação atual marcadas por blocos em subsidência e, conseqüentemente, controladas transcorrências, formando geometria complexa dessas falhas ativas, conforme Figura 33.

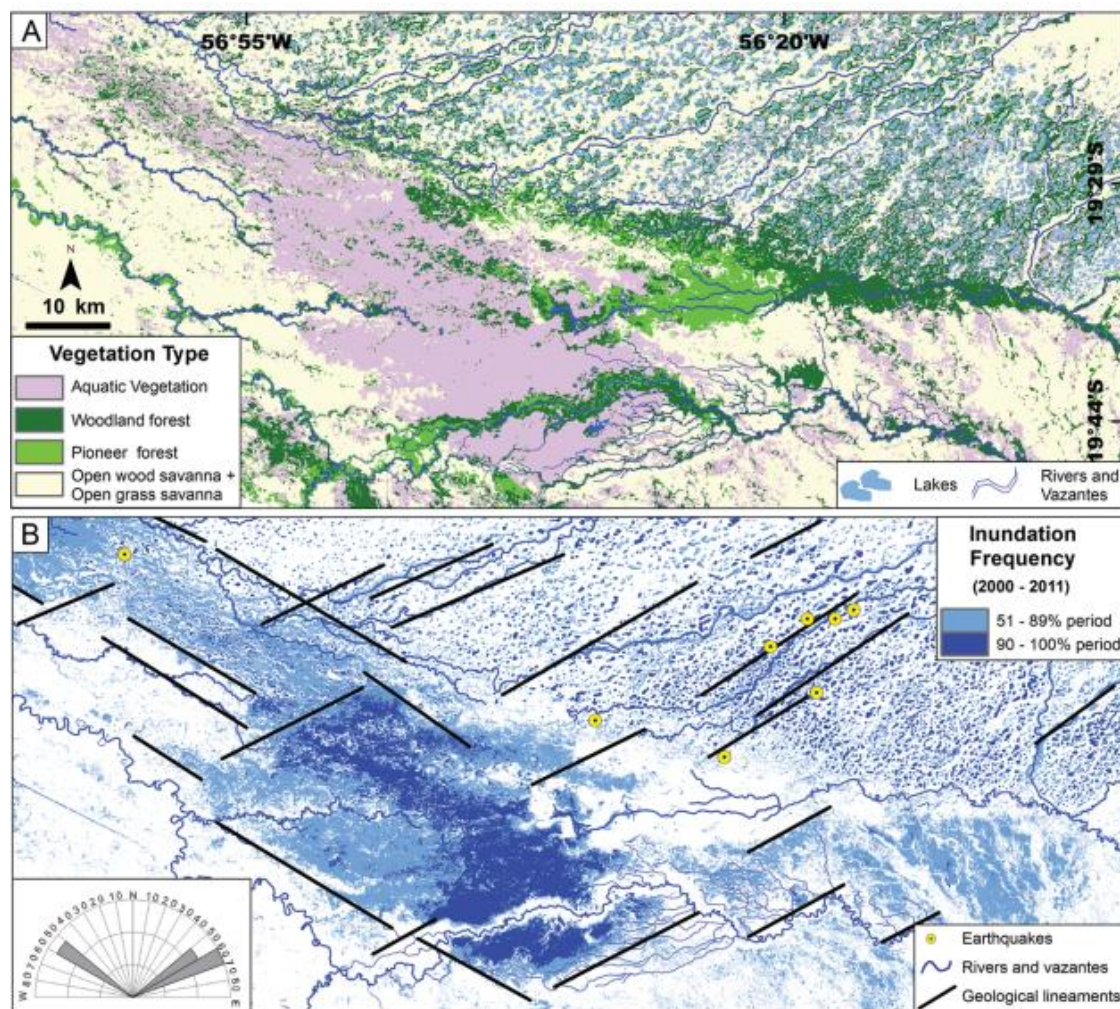
Figura 33. O Rio Paraguai: (A) nota-se a presença de lineamento de direção leste-oeste na região de Corumbá, barrando a sedimentação holocênica, com indicação morfotectônica. O mesmo acontece na sua porção superior e (B) imagem de satélite mostra os diversos segmentos ao longo do Rio Paraguai (Assine et al., 2016).



Assine et al., 2016

As falhas normais ocorrem geralmente nas bordas das bacias pull-apart, associadas a processos de subsidência e de acumulação sedimentar. Já as falhas inversas aparecem em segmentos localmente comprimidos, onde ocorre o encurtamento da crosta e a elevação topográfica. A distribuição espacial dessas falhas sugere uma forte correlação com a sismicidade registrada entre 1900 e 2023, reforçando a hipótese de reativação de estruturas tectônicas antigas sob o regime de tensões atuais, conforme Figura 34.

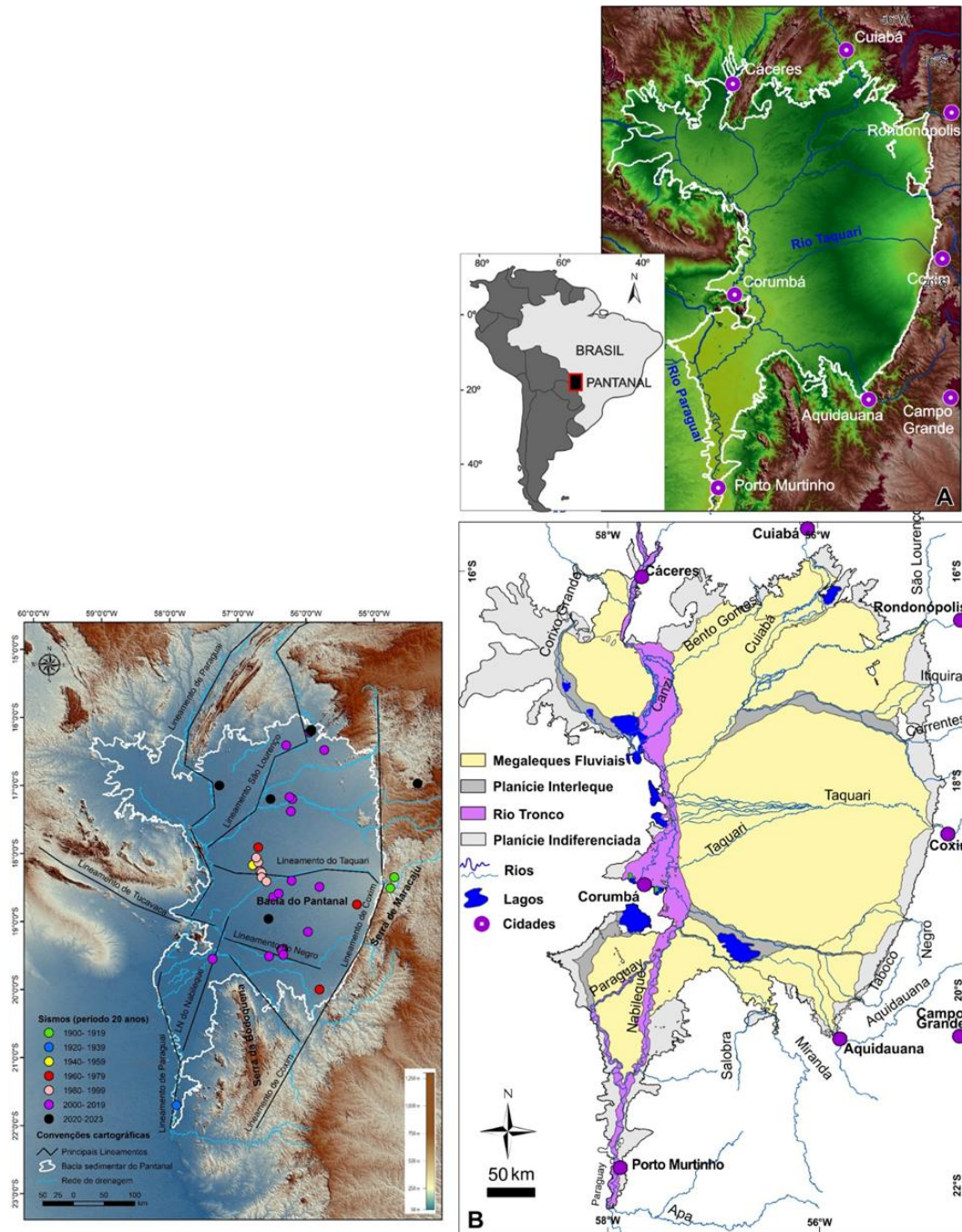
Figura 34. Verifica-se dois sistemas de descontinuidades estruturais de direções NE-SW e NW-SE, geometria do tipo pull-apart de direção NW-SE marcada por abatimentos de blocos, apresentando profundidades diferenciadas dentro do lago (Brejão do Negro). Registrando, assim, sedimentação ativa dentro da BSP.



Fonte: Sistema interleques do Rio Negro (NRIS). A. Imagem Landsat de Componentes Principais Seletivos com grande contraste entre florestas de matas (verde-escuro na porção confinada do NRIS e áreas com formações florestais pioneiras (verde-claro na porção não confinada), com uma mistura de espécies pioneiras (p. ex., *Cecropia pachystachya*, *Triplaris americana*), árvores resistentes à água (p. ex., *Inga vera*) e campos pantanosos (p. ex., *Thalia geniculata* L.). Áreas alagadas (roxas) com predominância de macrófitas aquáticas flutuantes (p. ex., *Eichhornia crassipes*, *Salvinia auriculata*, *Pistia stratiotes*).

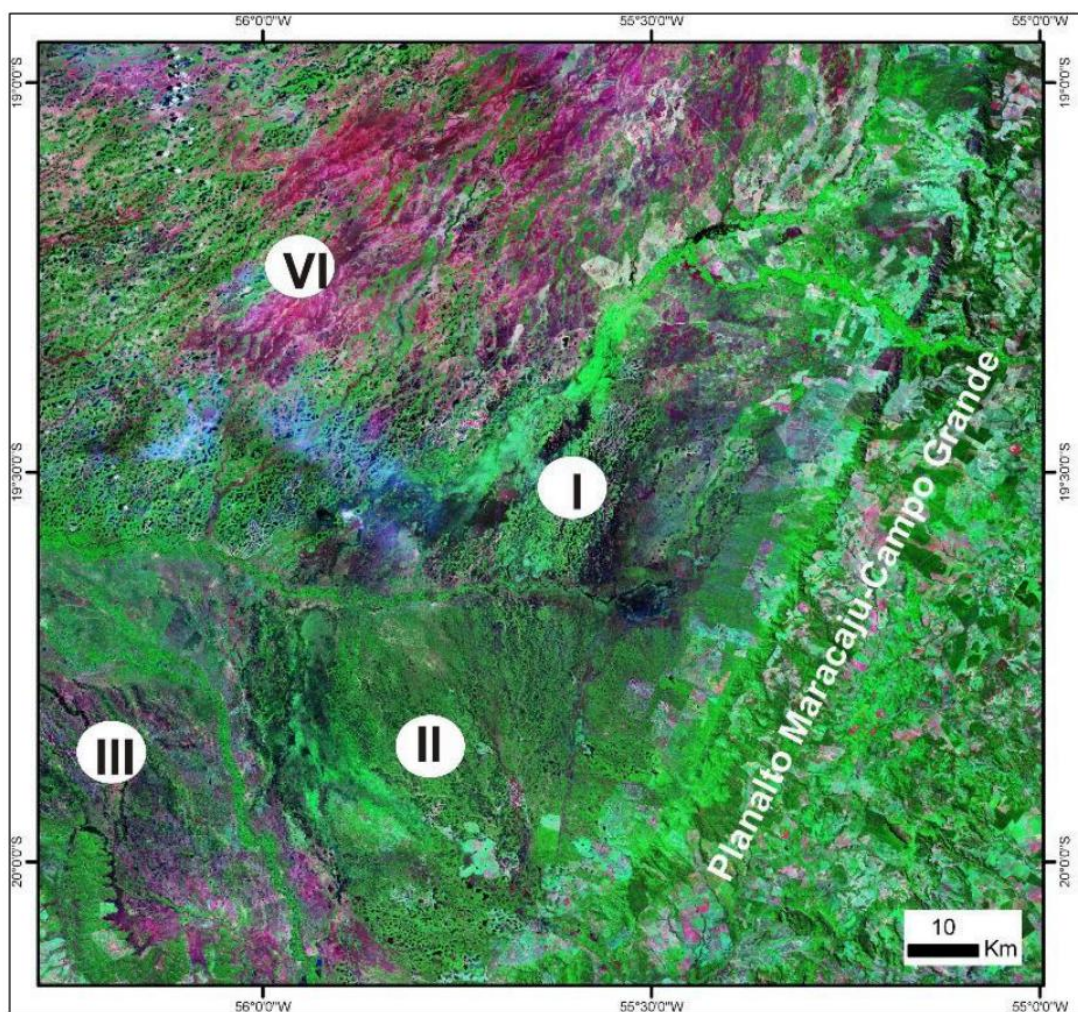
Os lineamentos de direções N-S e NE-SW são marcados por estruturas profundas que determinaram a geometria segmóide de bacias pull-apart e a contínua áreas de maior a menor subsidência da BSP, com destaque na borda W. O Rio Paraguai é o coletor da drenagem distributária dos megaleques da margem, bem como do limite entre megaleques da margem esquerda e a planície de idade holocênica. Os lineamentos de direção preferencialmente E-W determinam a geometria, limite de cada megaleque fluvial, planícies interleques e a própria segmentação do Rio Paraguai presente na BSP, conforme figuras 35 e 36.

Figura 35. Distribuição dos megaleques e os lineamentos da Bacia Sedimentar do Pantanal.



Fonte B: Mescolotti, P. C. 2022.

Figura 36. Destaque da Borda Sudeste da BSP, registrando os lineamentos de drenagem e relevo e o limite das bacias do Paraná e Pantanal. Megaleque alluvial do Taboco (II) com indicação dos megaleques coalescentes do Negro (I), Aquidauana (III) e Taquari (VI) e o Planalto de Maracaju-Campo Grande a leste (Facincani, et al. 2023).



Fonte: Imagem Landsat ETM+, Geocover circa 2000, composição falsa-cor RGB, NASA, <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrs>.

7. Conclusões

Os principais lineamentos estruturais identificados na BSP foram de drenagem e relevo. Os lineamentos de drenagem foram predominantes, como Rio Paraguai de direção N-S, Taquari e Negro de direção E-W, secundariamente São Lourenço e Cuiabá de direção NE-SW. O lineamento de relevo destaca-se principalmente na borda leste registrada pelo Planalto de Maracaju-Campo Grande de direção NE-SW.

Os dados sísmicos da BSP foram apresentados a partir do Catálogo Sísmico da IAG-USP no período de 1900-2023, num total de 43 eventos, com amplitude de 2,5 a 4,8Mb e predomínio de 2,5 a 3,5. Os dados sísmicos analisados indicam uma relação entre os lineamentos tectônicos e a ocorrência desses eventos. As descontinuidades estruturais, principalmente do embasamento, desempenham um papel fundamental na distribuição, magnitude e intensidade dos terremotos. A dinâmica dos sistemas sedimentares também é influenciada pela sismicidade através de escalonamentos de blocos dentro da BSP. A maior subsidência é no sopé do bordo W, determinando o traçado N-S do rio coletor da drenagem dos megaleques na BSP. O Pantanal é classificado como uma zona sismogênica, integrando um sistema tectônico ativo. A análise estrutural da BSP revela a presença de um sistema complexo de falhas compostas pelos tipos normal e transcorrente com componente oblíqua, determinados pelo mecanismo focal, cuja orientação predominante segue os eixos N-S, NE-SW e E-W, possivelmente associado há antigos lineamentos crustais herdados (tectônica ressurgente) como os lineamento do Rio Paraguai e o Planalto de Maracaju-Campo Grande, marcando o limite das bacias Paraná e Pantanal. As falhas transcorrentes oblíquas são predominantes e indicam um regime de cisalhamento lateral oblíquo, o que favorece tanto a separação quanto o encurtamento regional, formando bacias do tipo pull-apart e zonas de compressão. Em zonas onde as falhas transcorrentes apresentam curvaturas ou ramificações, observam-se estruturas secundárias associadas, como dobras escalonadas, zonas de ascensão tectônica e terminações em cauda de cavalo (término em rabo de cavalo).

As feições morfotectônicas na BSP são marcadas por feições de relevo e drenagem, de forma que a BSP é assimétrica. Ressalta-se que o Lineamento

Transbrasiliano (TBL), sempre esteve presente nas formações das bacias sedimentares brasileiras desde o Paleozoico até o Cenozoico. No Cenozoico exerceu um papel fundamental para a origem e formação da BSP, associada à compressão da Placa de Nazca (forebulge).

Há atuação de dois regimes tectônicos presentes na BSP: 1. Transcorrente; 2. compressivo, denotando sistema neotectônico complexo. Assim, a atividade sísmica na BSP é uma manifestação contínua dos movimentos neotectônicos (tectônica ressurgente) cujo símbolo maior é a própria BSP. Os lineamentos estruturais impõem “landforms” tectônicos, sendo indicados por subsidência, escarpamentos, avulsões fluviais, capturas fluviais, vales suspensos, blocos soerguidos, cotovelos fluviais, áreas de maior sedimentação e a formação de lagos.

Assim, a fisiografia da BSP é marcada pela neotectônica na maior parte dessa depressão do tipo meio gráben, mergulhando para W em direção ao Rio Paraguai. Ocorre também a concentração de drenagem do tipo distributária pela margem leste escoando de E para W que, ao longo do quaternário, possibilitou o empilhamento/coalescência de lobos ativos e pré atuais vindo de leste. Na sua porção W, a BSP é marcada pelos movimentos verticais de idade quaternária, sendo expressivos e registrados no relevo por blocos soerguidos (alçamento), como os maciços de Urucum Amolar e na drenagem por vales suspensos.

Referências Bibliográficas

AB'SÁBER, A. N. Regiões de circundesnudação pós-cretáceas no Planalto Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, 1949, 1: 3-21.

AB'SÁBER, A. N. Bacia do Paraná-Uruguaí. Estudo de Geomorfologia Aplicada. In: **Condições Geográficas e Aspectos Geoeconômicos da Bacia do Paraná-Uruguaí**. São Paulo. 1954, p.76-93.

AB'SABER, A. N. O Pantanal Mato-Grossense e a teoria dos refúgios. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 50, n. 2, 1988. p. 9-57.

AB'SÁBER, A.N. Geografia Física do Brasil: aspectos morfológicos, paleogeográficos e regionais. 3. ed. São Paulo: Hucitec, 1977

ALMEIDA, F. F. M. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso). DNPM/DGM, 1965, 219: 1-96.

ALMEIDA, B.S; MACHADO, R; MIOTO, C.L; OLIVEIRA, J.R.S; JÚNIOR, J.M; SAAD, A.R; FACINCANI, E.M; FILHO, A.C.P. Geotecnologias e Sismos no Pantanal. **XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**. Vitória-ES.2015. p. 404-407.

ANGELIER, J. Analyse tectonique des jeux de données de glissement de faille. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 89, n. B7, p. 5835-5848, 1984.

ASSINE, M.L. A bacia sedimentar do Pantanal Mato-Grossense. In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito Neves, B. B. (ed.) **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, 2004. P 61-74.

ASSINE, M.L. Pantanal Mato- Grossense: Uma Paisagem de Exceção. MODENESI-GAUTTIERI, MC; BARTORELLI, A.; MANTESSO-NETO, V. CARNEIRO, CDR & LISBOA, MBAL (eds.). **A Obra de Aziz Nacib Ab'Saber**. São Paulo, Beca- BALL edições, 2010. p. 464- 489.

ASSINE, M.L; MERINO, E.R; PUPIM, F.D.N; MACEDO, H.D.A et Santos, M.G.M.D. Le secteur des systèmes alluviaux quaternaires du bassin du Pantanal, Brésil. **Journal brésilien de géologie**, 2015, v. 45, p. 475-489.

ASSINE, M.L; SOARES, P.C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. **Quaternary International**, 2004, v. 114, n. 1, p. 23-34.

ASSINE, M.L; MERINO, E.R; PUPIM, F.N; WARREN, L.V; GUERREIRO, R.L et MCGLUE, M.M. Géologie et géomorphologie du bassin du Pantanal. Dynamique de la zone humide du Pantanal en Amérique du Sud, 2016. p. 23-50.

ASSUMPÇÃO, M. Seismicity and tectonics of South America. **Tectonophysics**, 1998, 295(1-2), p.1-12.

ASSUMPÇÃO, M; NETO, C.M. Dias. Sismicidade e estrutura interna da terra. Decifrando a terra. São Paulo, Oficina de Textos, 2000. 43-62.

ASSUMPÇÃO, M. Tectonics of the Pantanal Basin: Evidence from Seismicity and Structural Lineaments. **Geophysical Journal International**, 1999, 139(3), p.730-739.

ASSUMPÇÃO, M. The Role of Major Fault Zones in the Seismic Activity of Brazil. **Brazilian Journal of Geophysics**, 2001, 19(2), 118-132.

ASSUMPÇÃO, M.S, & ALMEIDA, F. Seismic hazard assessment in Pantanal region: Microseismicity and tectonic influence. **Journal of Geophysical Research**, 115, B02305. 2010.

ASSUMPÇÃO, M., et al. Tectonics and Earthquake Hazards in the Pantanal Region of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 2004, 18(4), 399-406.

ASSUMPÇÃO, M. Modern Seismicity of Brazil and the Role of Tectonic Structures. **Earth Science Reviews**, 2020, 204, 103104.

ASSUMPÇÃO, M. S. Et DIAS NETO, C. M. Sismicidade e estrutura interna da terra. In: TEIXEIRA, São Paulo: Oficina de textos, 2000, p. 43-62.

ASSUMPÇÃO, M.; SUAREZ, G. Source mechanisms of moderate-size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America, **Geophysical Journal**, 1988, v. 92, n. 2, p. 253-267.

- BOURNE, S. M. Seismicity: Concepts and Definitions. In Earthquake Risk Reduction, 2006, p. 1-10.
- BRANNER, J. C. Earthquakes in Brazil. **Bulletin of the Seismological Society of America**, 1912, v. 2, n. 2, p. 105-117.
- BULL, W. B; WALLACE, R. E. Tectonic geomorphology. *Geology*, 1985. n. 13, p. 216.
- CEDRAZ, M. P.; ASSUMPÇÃO, M.; ROCHA, M. P.; VANDECAR, J. C.; JULIA, J. Upper mantle structure beneath the Pantanal Basin, west-central Brazil, from P-wave tomography using receiver functions and surface waves. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 2019. v. 124, n. 10, p. 10229-10249.
- CHAMANI, M. A. C. Tectônica sedimentar no Siluro-Devoniano da Bacia do Parnaíba, Brasil: o papel de grandes estruturas do embasamento na origem e evolução de bacias intracratônicas. 2015.
- CHIMPLIGANOND, C.; ASSUMPÇÃO, M.; VON, H.M.; & FRANÇA, G. S. The intracratonic Caraíbas-itacarambi earthquake of december 09, 2007 (4.9 mb), **Minas Gerais state, Brazil. Tectonophysics**, 2010, 480(1-4), 48-56.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. SIG Brasil. CD Rom.
- DAVIS, G. H.; REYNOLDS, S. J. Structural Geology of Rocks and Regions. 2. ed. New York: Wiley, 1996
- DIAS, F. L; ASSUMPÇÃO, M; FACINCANI, E. M.; FRANCA, G. S; ASSINE, M. L.; PARANHOS FILHO, A. C; & GAMARRA, R. M. The Earthquakes, Magnitude mb 4.8 in the Pantanal Wetlands, West-Central Brazil, **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 2016 v. 88, n. 3, p. 1253- 1264.
- EMBLETON, C. Morfotectônica. In: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA SPECIAL PAPER, 1987. v. 215, p. 1-6.
- FACINCANI, E.M. 27º Simposio de Geologia do Nordeste, **II Simposio Brasileiro de Sismologia**, 11 a 15 de novembro 2017, P. 10.
- FACINCANI, E. M. **Geomorfologia e Geologia do Cenozóico do Médio Vale do Rio Aquidauana, Borda Sudeste da Bacia do Pantanal, MS**. Instituto de Geociências e

Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - Unesp, Rio Claro, Tese de Pós-Doutorado, 2007, p. 100.

FACINCANI, E. M; ASSUMPÇÃO, M. S. D; ASSINE, M. L; & FRANÇA, G. L. S. A. sismicidade na Bacia do Pantanal Mato-Grossense. **13º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos VII International Symposium on Tectonics** Campinas-SP, 15- 19 de maio de. 2011.

FACINCANI, E.M & DOURADO, G.F. A importância do controle estrutural e da neotectônica na gênese e evolução do Megaleque do Aquidauana, borda sudeste da bacia do Pantanal Sul Mato-Grossense. **Anais 7º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal**, Jardim, MS, 20 a 24 de outubro 2018 Embrapa Informática Agropecuária/INPE, p. 352-361.

FACINCANI, E. M; PATRÍCIA, C. M; MARCELO, S.A; PEDRO, P.C; et ESTEVÃO VASCONC, C, T. Sistema de Monitoramento Sísmico da Bacia Sedimentar ativa do Pantanal. 2022, p. 6.

FACINCANI, E.M; ASSUMPÇÃO.M; CUNHA, P.P; TADEU, E.V.C. Neotectonics and Seismicity in the southeast edge of the Pantanal Basin (Mato Grosso do Sul, Brazil). **10 TH IAG International Conference on Geomorphology. Geomorphology and Global Change**, Coimbra- Portugal, 12-16 september 2022, P 15.

FACINCANI, E. M; SOUZA, E. P; BACANI, V. M; LADEIRA, F. S. B.; & CALÓGERAS, R. J. P. Indicação de Paleoambientes no Leque do Aquidauana na Borda Sudeste da Bacia do Pantanal Matogrossense. **Anais**, 2009, v. 2, p. 140-149.

FACINCANI, E.M, & de SOUZA, E. P. LEQUE FLUVIAL DO RIO TABOCO NA BORDA SUDESTE DA BACIA DO PANTANAL (MS).2009, P.19.

FREITAS, R. O. De ensaio sobre o relevo tectônico moderna do Brasil- **Revista Brasileira de Geografia** 1951- v.13, n.2, p.171-222.

FIGUEIREDO, A. J. A. e OLIVATTI, A. Projeto Alto Guaporé. Relatório final. Goiânia, DNPM/CPRM. 11v. (**Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 323**). Goiânia. 1974.

GODOI FILHO, J. D. Aspectos Geológicos do Pantanal Mato-Grossense e de sua influência. **Anais do 1o Simpósio sobre Recursos Naturais e Socioeconômicos do Pantanal**. EMBRAPA CPAP/UFMS. Corumbá 1986, p. 43-49.

GOMES, A.S., LICHT, O.A.B., VASCONCELLOS, E.M.G., SOARES, J.S. Chemostratigraphy and evolution of the Paraná Igneous Province volcanism in the central portion of the state of Paraná, Southern Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**. 2017.

GUPTA, R.P, Remote Sensing Geology, second edition, 2003, p. 460- 627.

Haakon, F. Geologia Estrutural, 2017, 2ª Edição. Tradução: Fábio, R. D. de Andrade. P.605.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: **Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental** no sudeste brasileiro 1990, p. 1-31.

HASUI,Y., MIOTO, J.A. Geologia Estrutural Aplicada. São Paulo: ABGE, 1992. P. 261.

HOBBS, W.H, Lineaments of the Atlantic Border Region, **Bulletin of the Geological Society of America**, 31 december 1904, p 29.

IAG/USP. Apostila Introdução à Sismologia. XIV Escola de Verão, 30-Jan a 03-Fev 2012, p. 25.

IAG. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo (USP). Tremor de terra na região de Coxim-MS. (<http://www.sismo.iag.usp.br/sismologia/noticias.php?id=9>). Último acesso em 2 de maio de 2011.

ISSN 0037-1106. Brasis. Brazilian Seismographic Integrated Systems. Rede Sismográfica Integrada do Brasil (<http://www.sismo.iag.usp.br/sismologia/projetos.php>). Último acesso em 02 de janeiro de 2019.

KELLER E., PINTER N. Active tectonics: earthquake, uplift and landscape. Prentice Hall, New Jersey, 1996, 338p.

KELLER, E. A., & PINTER, N. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice Hall. 2002.

LUZ, J. S., OLIVEIRA, A. M., LEMOS, D.B., ARGOLO, J.L., SOUZA J. O, TONNO L.C., SOUZA N.B. e ABREU FILHO W. Projeto Província Serrana. **Relatório Final**

Ministério das Minas e Energia, Depto. Nacional da Produção Mineral - Convênio DNPM/CPRM. Goiânia 1978, p.105.

MARCILENE, D.S, **Serra da Mantiqueira e planalto do alto Rio grande: a bacia terciária de aiuruoca e evolução mortectônica**. Tese de Doutorado elaborada junto ao Curso de Pós-graduação em Geologia Regional. Para obtenção de Título de Doutor em Geociências. Rio Claro (SP). 1999, V.1, P.134.

Mello, C.L., Moura, J.R.S., Carmo, I.O., Silva, T.M., Peixoto, M.N.O. Eventos de sedimentação durante o Holoceno no Médio Vale do Rio, 1995. Paraíba do Sul (SP/RJ) - aloestratigrafia e datações por radiocarbono: **5º Congresso da Associação B**.

MELO, J. H. F.; FERNANDES, H. G.; SOUZA, F. J. Geologia e geomorfologia da região sudeste do Brasil: processos tectônicos cenozoicos e a formação das cuestas. 1985.

MÖRNER, N.A. Paleoseismicity and neotectonics. **Tectonophysics**. Amsterdam, 1989, v.163, p.181- 84.

OBRUCHEV, V.A. Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektoniki. Akademiya Nauk SSSR. Izvestiya. Seriya Geologicheskaya. Moscou, 1948. n.5, p.13-24.

PARANHOS, F. A.C; NUMMER, A.R; ALBREZ, E.A; RIBEIRO, A.A et MACHADO, R. A study of structural lineaments in Pantanal (Brazil) using remote sensing data. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 2013, v. 85, p. 913-922.

PAVLIDES, S.B. Looking for a definition of neotectonics. **Terra New**. 1989, v.1, n.3, p.233-235.

PEREIRA, R.A, FERREIRA, W.G, BEZERRA, A.D.S. ABALOS SÍSMICOS NO BRASIL E NO MUNDO, novembro 2008, p 38.

PETRI, S. & FULFARO, V. J. Geologia da Chapada dos Parecis, Mato Grosso, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, 1981, p. 274-282.

PLANO, DE CONSERVAÇÃO DA BACIA DO ALTO PARAGUAI-PCBAP/Projeto Pantanal, Programa Nacional do Meio Ambiente. **Brasília**: MMA/SEMAM/PNMA, 1997, v. 3, p.349.

Projeto RADAMBRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. **Folha SF. 21 Campo Grande**: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da

Terra. V.28. Rio de Janeiro, 5 mapas (Levantamentos de Recursos Naturais). 1982. p. 416.

PROJETO, RADAMBRASIL. Folha se. 21 **Corumbá e parte da Folha se. 20.** Levantamento de recursos naturais, 1982, v. 27.

RICCOMINI, C. et ASSUMPÇÃO, M. Tectonique quaternaire au Brésil. Épisodes **Journal of International Geoscience**, 1999, v. 22, n. 3, p. 221-225.

RUELLAN, F. O escudo brasileiro e os dobramentos de fundo. Depto. Geografia. Faculdade de Filosofia. Rio de Janeiro. 1952.

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Revista de Geociências-Geonomos**, v.1, p.1-5, 1993.

SAADI, A. Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. Belo Horizonte: 1991. Tese (Professor Titular)- Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.

SALAMUNI, E. Tectônica da bacia sedimentar de Curitiba (PR). 1998. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista.

SANTOS, M. Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica. Rio Claro, 1999. Tese de Doutorado. Tese (Doutorado em Geociências) -Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. V.2, 134p.

SCHOBENHAUS, C. et al. **Folha Goiás (SD-22).** Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Brasília: DNPM.1975.

SENGÖR, A.M.C.; CANITEZ, N. The north Anatolian Fault: alpine-mediterranean geodynamics. **American Geophysical. Union Geodynamics Series**. 1982, v. 7: 205-216.

SHEARER, P.M, Introduction to Seismology: The wave equation and body waves Institute of Geophysics and Planetary Physics Scripps Institution of Oceanography University of California, San Diego Notes for CIDER class June 2010, p 39.

SILVA, L. J. **Levantamento histórico, cartográfico e análise da atividade sísmica na região Centro-Oeste do Brasil: ênfase na Bacia Sedimentar do Pantanal.** Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, Câmpus de Aquidauana, 2017, p. 154.

SOARES, P.C; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica**, 1976, v. 16, n. 32, p. 71-104.

SOARES, P. C; ASSINE, M. L; RABELO, L. The Pantanal Basin: recent tectonics, relationships to the Transbrasiliano Lineament. **Anais IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 1998, p. 459-469.

SOARES, P. C., SOARES, A. P., FIORI, A. P., LASTORIA, G., PARANHOS FILHO, A. C., & FACINCANI, E. M. Pantanal Basin: origin, evolution and environmental changes. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, 2023. v. 83, n. 1.

SOUZA, C. A; LANI, J. L; & SOUSA, J. B. D. Origem E Evolução do Pantanal Mato-Grossense. **VI Simpósio nacional de geomorfologia/ regional conference on geomorphology**. Geomorfologia tropical et subtropical: processos, métodos e técnicas/ Tropical and subtropical geomorphology: processes methods and techniques, Goiânia 2006, v.6, p. 6- 10.

SOUZA, C.A & SOUZA, J.B. Pantanal Mato-Grossense: Origem, Evolução E As Características Atuais. **Revista Eletrônica da Associação dos Geógrafos Brasileiros- Seção Três Lagoas/MS- n°11-Ano 7**, maio 2010.

STEIN, S., & WYSS, M. An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. Blackwell Publishing. 2003.

SUMMERFIELD, M.A. Dénudation subaérienne des marges passives: modèles d'élévation régionale versus modèles de relief locaux. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, v. 102, n. 3-4, p. 460-469.

SYKES, L. Intraplate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. **Rev. Geophys. Space Phys.** 1978. 16, p. 621-688.

TADEU, E.V.C. **Modelo de Velocidade da Onda S (1D) para a Litosfera da Bacia do Pantanal**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geofísica e Ciências Atmosféricas do Universidade de São Paulo 2019, p.72.

TALWANY, P. & RAJENDRAN, K. Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes. **Tectonophysics** 1991, 186, p. 19-41.

TWISS, R. J.; MOORES, E. M. Structural Geology. 2. ed. New York: W. H. Freeman and Company, 1992.

US Geological Survey (USGS). Earthquake Hazards Program. Retrieved from USGS EARTHQUAKE HAZARDS. 2021.

VITA-FINZI, C. Recent earth moviments: Introduction to neotectonics. London: **Academic Press**, 1986.

WESSON, Paul S. Cosmologie hiérarchique relativiste: Dérivation d'une métrique et d'équations dynamiques. *Astrophysique et sciences spatiales*, v. 32, n. 2, p. 273-284, 1975.

WESSON, R. L.; NICHOLSON, Craig. Phénomènes présismiques à moyen terme en Californie, 1975-1986, et prévisions préliminaires de sismicité pour la prochaine décennie. **Géophysique pure et appliquée**, v. 126, n. 2, p. 407-446, 1988.

WALTER, W. et HARRIS, D. Schematic view of the Earth monitoring enviroment. In: Incorporated Research Institutions for Seismology-IRIS. Disponível em: <<http://www.iris.edu/gallery3/research/lrsp/APPEND1>>. Acesso em: 12 ago. 2015.

WEYLER, J. Espessura da Formação Pantanal e perfurações da PETROBRAS- DEBSP. Ponta Grossa. **Relatório técnico**, 1962. 40–300 m.