



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências

A ESTRUTURA DA BACIA DE ÁGUA BONITA COMO PRODUTO DAS IN- VERSÕES DA RAZÃO ESPECTRAL DA HORIZONTAL PELA VERTICAL (HVSr)

Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica
Área de Concentração: Geofísica

Aluna: Daniele Ingredy Gomes Silva
Orientador: Prof. Dr. George Sand L. A. de França

Brasília - 2023

**Universidade de Brasília
Instituto de Geociências**

**A ESTRUTURA DA BACIA DE ÁGUA BONITA COMO PRODUTO DAS IN-
VERSÕES DA RAZÃO ESPECTRAL DA HORIZONTAL PELA VERTICAL
(HVSr)**

**Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica
Área de Concentração: Geofísica**

Aluna: Daniele Ingredy Gomes Silva

Banca Examinadora

Profº Dr. George Sand L. A. de França (Orientador e Presidente da banca)
Profª Dra. Susanne Tainá Ramalho Maciel - Universidade de Brasília
Profº Dr. Carlos da Silva Vila - Universidade Federal da Bahia

DISSERTAÇÃO Nº 220

AGRADECIMENTOS

A conclusão desse trabalho só foi possível graças ao apoio de muitas pessoas, espero agradecer à todas. Desde o início, a ideia da realização dessa pesquisa foi um delírio movido pela pura vontade de fazer ciência. Agradeço muito ao meu orientador o Prof. Dr. George Sand Araújo Leão de França, que me deu todo o apoio possível, autonomia e auxílio para a conclusão de cada etapa. Tenho a certeza de que sem sua “desorientação” nada disso seria possível. Juntos para mais uma.

Agradeço imensamente à Cátia, Rita, Robson e Ana Clara que auxiliaram na aquisição dos dados. Mas também à Eveline Sayão e Steffanie Loislen que além disso, presenciaram e me ajudaram a passar por cada crise enfrentada. Guardo vocês no coração.

Agradeço à minha mãe e irmãs, por sempre torcerem por mim, mesmo de longe. Vocês são inspiração na minha vida e força para sempre seguir em frente.

Agradeço à Carlos Ribeiro, um pesquisador que admiro demais. Obrigada pelas horas gastas, revisões cuidadosas e palavras de carinho. Te amo.

Meu muitíssimo obrigada aos moradores de Araguaçu que nos receberam e auxiliaram como puderam. Sem vocês essa pesquisa não seria possível. Obrigada à Fazenda Lady Luna, Novo Horizonte, à Dadá, Eliano e família.

Meus agradecimentos também ao apoio do Observatório Sismológico (ObSis - UnB), pelo suporte ao projeto; INCTET, pelo apoio financeiro às etapas de campo.

Agradeço também ao presidente Lula, sem seu olhar ao mais pobre e o investimento na Educação eu não estaria aqui hoje.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da Bacia de Água Bonita, com as principais cidades próximo à área de estudo e principais rodovias de acesso à área.	9
Figura 2: Divisão das Províncias brasileiras (Bizzi et al, 2003). Em destaque em vermelho, a área de estudo, localizada na província Tocantins.	11
Figura 3: Esquema de formação das Faixa Araguaia-Paraguai na região centro-norte. E: Formação Estrondo. C: Formação Couto Magalhães. P: Formação Pequizeiro. β : Ofiolitos. Σ : Granitos. B: Formação Rio dos Barreiras. CA: Cráton Amazônico. MM: Maciço de Goiás. S1 : Xistosidade. (Hasui, 1977).	13
Figura 4: O lineamento transbrasiliiano divide o Brasil em dois grandes territórios, teve papel importante na formação das Bacias do Paraná e Parnaíba. Destaca-se a área da Bacia de Água Bonita que é também orientada e limitada pelo LTB. Modificado de Curto et al (2015). Imagem de satélite: Google Earth	15
Figura 5: Classificação das bacias interiores (Retirado de Pedreira et al, 2003)	17
Figura 6: Tipos de bacias interiores do Brasil (Pedreira et al, 2003).....	17
Figura 7: Mapa Geológico da Bacia de Água Bonita. Em destaque a área em que se analisou os perfis geológicos usados para construção do perfil.	20

SUMÁRIO

1. Introdução	7
1.2 Objetivos.....	8
1.2.1 <i>Objetivo Geral</i>	8
1.2.2 Objetivos específicos	8
1.2.3 <i>Justificativa</i>	8
2. Contexto Geológico.....	10
2.1 Geologia Regional	10
2.1.2 Província Tocantins.....	10
2.1.3 <i>Faixa Araguaia</i>	11
2.1.4 <i>Faixa Brasília</i>	14
2.1.5 <i>Lineamento Transbrasiliano</i>	15
2.1.6 <i>Bacias Interiores</i>	16
2.2. Geologia Local.....	18
2.2.1. <i>Gráben de Água Bonita e Embasamento</i>	18
2.2.2. <i>Formação Xambioá</i>	19
2.2.3. <i>Formação Água Bonita (FAB)</i>	19
2.2.4. <i>Formação Vereda Verde</i>	20
Metodologia	22
Razão espectral H/V	22
4. Processamento dos Dados	26
5. Artigo Científico.....	26
<i>Abstract</i>	28

1 Introduction	29
1.2 Geological Background	29
2. Materials and Methods.....	30
2.1 Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (HVSr)	30
2.2 Processing.....	31
3. Data acquisition.....	33
4. Results	34
5. Discussions	37
5.1 Significance of HVSr peaks	37
5.2 Geological model of the Água Bonita Basin.....	39
6. Conclusions.....	41
Acknowledgments.....	42
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	42
References.....	43
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	48
ANEXOS	51

1. Introdução

Atualmente, cerca de 80% da população brasileira encontra-se concentrada em regiões urbanas (IBGE), e com a taxa de urbanização crescente esse número tende a aumentar. No entanto, o crescimento urbano, em grande parte, não vem acompanhado de um planejamento responsável do uso e ocupação desses espaços. Logo, o desenvolvimento desordenado pode ter consequências graves quanto a futuros desastres.

A fim de se ter uma melhor organização e se fazer um melhor planejamento quanto à ocupação dos espaços físicos; além da preocupação com o meio biótico, também se faz necessário o entendimento da geologia em âmbito local e regional. Conhecer melhor, e, entender a resposta de determinadas estruturas geológicas em diferentes situações e processos é primordial nesse contexto. Sendo um desses processos a sismicidade. Apesar de no Brasil não haver normalmente, eventos de grande magnitude, ou comumente maiores que 6 (LOPES; NUNES, 2011), a ocorrência de eventos de baixa magnitude com certa frequência, pode causar grandes danos.

Tendo em vista o panorama apresentado, o estudo de bacias sedimentares para além de seu valor econômico, no que tange à exploração mineral; se faz necessário a fim de entendermos os impactos causados por tais eventos sísmicos, pois, sabe-se que bacias sedimentares tendem a amplificar esses sismos e aprisionar energia, aumentando assim o grau de risco sísmico para cidades e construções localizadas nesse contexto geológico (WIRTH et al., 2019).

Para determinarmos essa amplificação gerada pela bacia, é importante usar informações precisas sobre sua estrutura, como por exemplo a litologia, perfis de velocidades e propriedades físicas. Os estudos com fonte sísmicas ativas e uma rede de estações densa, normalmente forneceria a resolução mais alta, porém podem ter um custo muito elevado, além de determinadas especificações para a realização do levantamento, o que pode se tornar inviável para um ambiente urbano. No entanto, o uso de sensores autônomos de baixo custo (nós), implantações de curto prazo em ambientes de diferentes configurações, apresentam uma forma inovadora de criar imagens das estruturas alvo.

Liu; Persaud; Clayton (2018), caracterizaram uma rede nodal de instrumentos utilizando geofones independentes, de curto período, de um ou três componentes, implantados por cerca de 35 dias, nas bacias de San Gabriel e San Bernardino para estudar a estrutura delas. Sua facilidade de implantação, e, custo relativamente baixo permitem redes densas. Podemos citar alguns trabalhos que também utilizaram metodologia semelhante, por exemplo, o estudo de ruído ambiental em três semanas realizado por Lin et al. (2013); Schmandt; Clayton (2013), que analisaram a fase P telessísmica para investigar a estrutura litosférica, realizado em Long Beach, Califórnia. Para os

estudos de risco sísmico, também empregaram uma rede nodal para criar imagens da estrutura sísmica na porção rasa da zona de falha de San Jacinto no sul da Califórnia (BEN-ZION et al., 2015; ROUX; BEN-ZION, 2017)

Tal metodologia poderia ser utilizada, então, para estudo de subsuperfície de bacias sedimentares com modelos geológicos bem estabelecidos, como é o caso da Bacia de Água Bonita. Localizada no Gráben de Água Bonita, se encontra na região limítrofe dos estados de Tocantins e Goiás. Situa-se na província Tocantins e é cortada pelo lineamento transbrasiliiano, apresentando falhas de mesma direção e ortogonais ao lineamento (SOUZA, 2015).

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo Geral

Avaliar a eficácia do uso de rede nodal de curto prazo para a estimativa da estrutura da bacia de Água Bonita, obtenção dos valores de frequência fundamental e perfil de velocidade da área de estudo.

1.2.2 Objetivos específicos

Utilizar a técnica Razão Espectral da Horizontal pela Vertical (HVSr) para determinar a estrutura da Bacia Água Bonita, com os valores de frequência e inversão das curvas obtidas.

1.2.3 Justificativa

Comumente áreas urbanas são localizadas em regiões de bacias sedimentares devido ao terreno plano que normalmente facilita a construção de grandes estruturas, além disso a localização próxima à corpos de Água (WIRTH et al., 2019). Com o crescimento populacional e densidade demográfica, é imprescindível entender melhor como essas estruturas se comportam. No contexto da sismicidade, o estudo das bacias sedimentares tem grande importância na determinação da segurança sísmica e no que diz respeito ao entendimento da estrutura geológica desses locais.

Com a implementação de uma rede nodal de curto prazo, obteve-se uma estimativa da estrutura da bacia de Água Bonita, que se localiza entre os estados de Tocantins e Goiás, cerca de 500km de distância de Brasília e compreende as latitudes 13,3°S e 12,4°SE as longitudes 49,1°W e 50,2°W (Figura 1). A cidade de Araguaçu (TO) foi escolhida como base apoio para a realização do levantamento. A bacia de Água Bonita se encontra no contexto do Gráben de Água Bonita. A área foi determinada devido a

estudos pré-existent sobre a bacia, que permitem um melhor comparativo entre os resultados obtidos e tais informações (AGUIAR, 2013; CARVALHO, 2011; SOUZA, 2015).

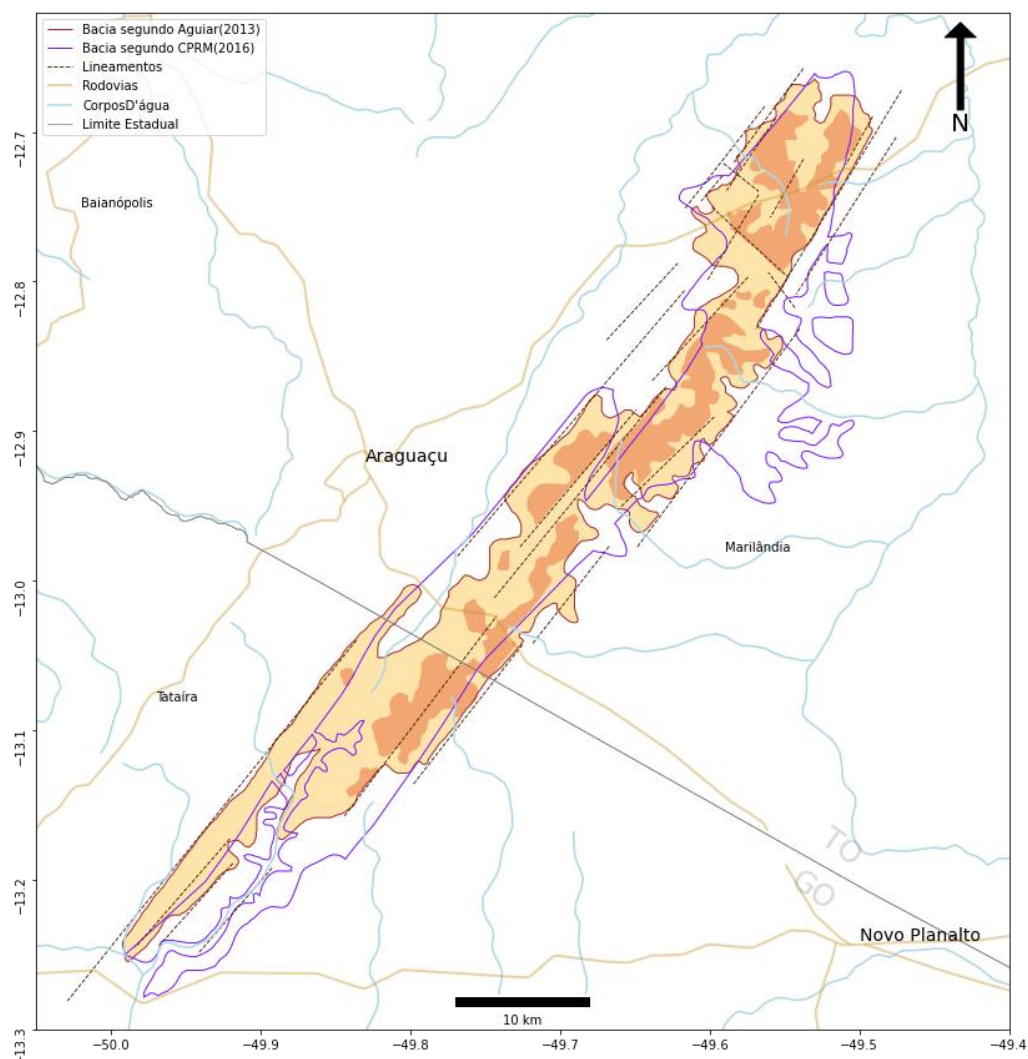


Figura 1: Mapa de localização da Bacia de Água Bonita, com as principais cidades próximo à área de estudo e principais rodovias de acesso à área.

2. Contexto Geológico

2.1 Geologia Regional

A bacia de Água Bonita encontra-se situada no Gráben de Água Bonita (GAB), e compreende uma porção de cerca de 10km de largura e 90km de comprimento (Baptista & Cartner-Dyer, 1966). O GAB é preenchido pela formação de mesmo nome (Água Bonita), e é limitado por falhas transcorrentes, que seguem direção preferencial ao lineamento transbrasiliano, aproximadamente N40E (Baptista & Cartner-Dyer, 1966), (Schobbenhaus et al. (1975) e Zalán (1986)). O Lineamento Transbrasiliano nessa região separa a Faixa Araguaia, a oeste, e o Arco Magmático de Goiás, a leste.

A fim de termos um melhor panorama da Geologia da área de estudo, começaremos com uma análise regional.

2.1.2 Província Tocantins

Definidas inicialmente por Almeida et al., (1981), províncias são regiões que apresentam feições estratigráficas, tectônicas, magmáticas, metamórficas e geomórficas próprias e diferentes das apresentadas pelas unidades confinantes tendo como limites escolhidos áreas de caráter geologicamente bem definido, representado por falhas e zonas de falhas, fronte metamórficas, zonas de antepaís, limites erosionais de áreas sedimentares; ou mal definido tais como limites transicionais ou arbitrários assumidos por falta de conhecimento adequado (BIZZI et al., 2003)

Erguida entre os Crátons Amazônico e São Francisco-Congo, a Província Tocantins é conhecida como uma mega entidade litotectônica, com direção aproximadamente N-S (ALMEIDA et al., 1981). Tendo sido formada no ciclo orogenético Pan-Africano/Brasiliano, durante o Neoproterozóico, ocasião em que se amalgamou o supercontinente do Gondwana (FRASCA, 2015). Porém, a partir do período Paleozóico Mesozóico, teria se iniciado a nova fragmentação do supercontinente, tendo como resultado a abertura dos oceanos Atlântico, Pacífico, e, na separação dos continentes que conhecemos hoje.

A Província do Tocantins teria sido formada, como resultado da colisão entre três grandes blocos, os Crátons Amazônico, São Francisco/Congo e Paranapanema, sendo o último localizado atualmente sob a Bacia do Paraná. A Província Tocantins compreende as Faixas Araguaia e Paraguai, fazendo fronteira com o limite leste do Cráton Amazônico, e a Faixa Brasília, na margem oeste do Cráton São Francisco,

segundo Dardenne; Fonseca; Uhlein, (1995); Pimentel, (2016); Pimentel et al., (2000). (Ver Figura 1, mapa de localização).

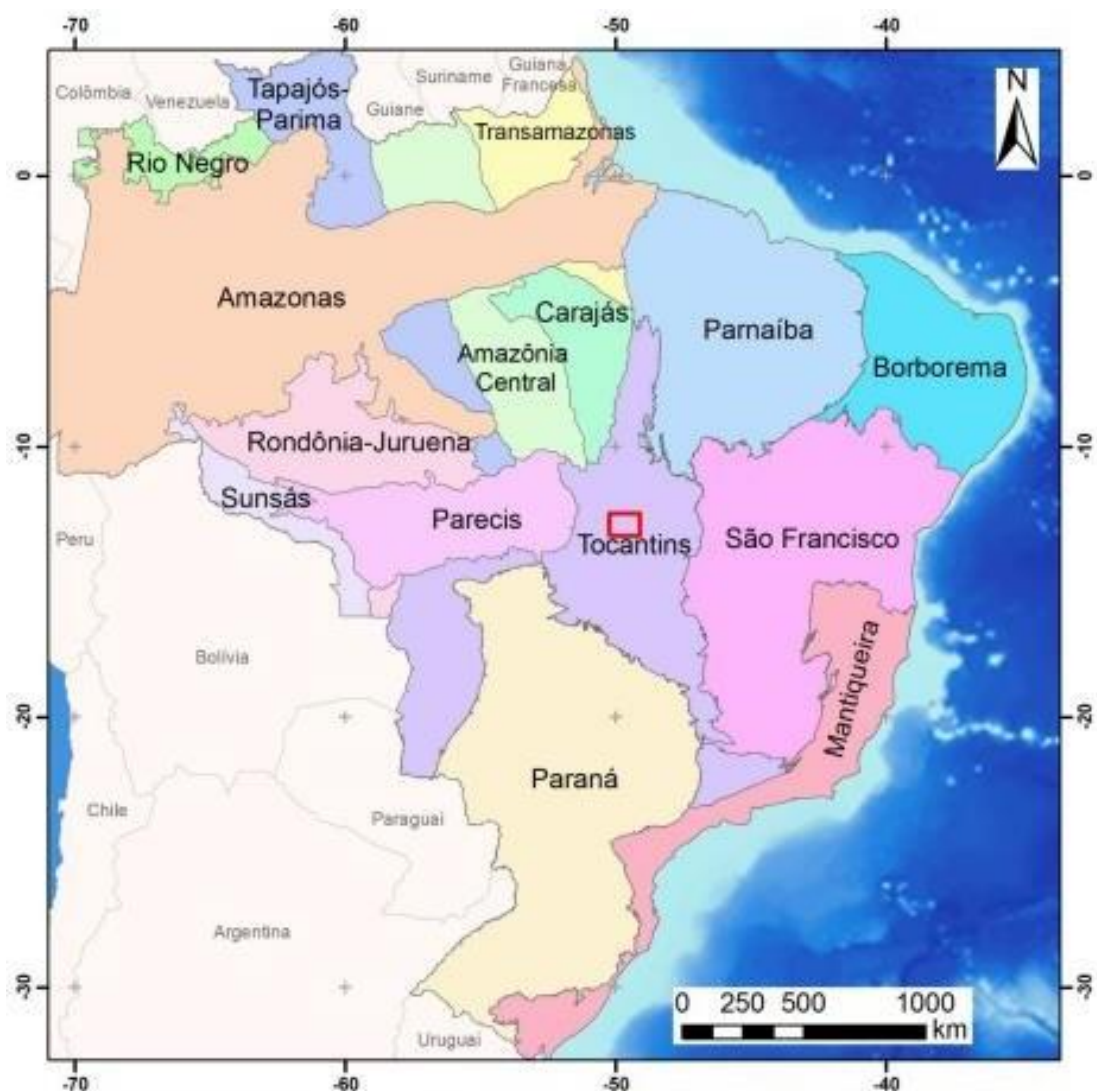


Figura 2: Divisão das Províncias brasileiras (Bizzi et al, 2003). Em destaque em vermelho, a área de estudo, localizada na província Tocantins.

A Faixa Brasília, que é a principal unidade desta província, ocupa uma área alongada N-S de aproximadamente 1.000 km de extensão, e está dividida de oeste para leste em Arco Magmático de Goiás de idade Neoproterozóica, Maciço de Goiás do Arqueano/Paleoproterozóico e o cinturão de dobras e empurrões de antepaís, com embasamento Paleoproterozóico, com o grau metamórfico decrescendo à medida que se segue no sentido leste.

2.1.3 Faixa Araguaia

Fazendo limite à oeste com o GAB, a faixa Araguaia compreende um cinturão de

cerca de 1000km de comprimento e 150km de largura. É composta principalmente por rochas metassedimentares do Neoproterozóico, pertencentes ao grupo Baixo Araguaia, do qual fazem parte as formações Morro do Chapéu e Xambioá, sendo a última, a formação mais expressiva na área de estudo, no que tange a faixa Araguaia.

Também são representados na zona externa da faixa, as formações Pequizeiro e Couto Magalhães. Também formadas por rochas metassedimentares de grau metamórfico que varia de xisto à anfibolito (de oeste para leste, respectivamente). (ARAÚJO; FRASCA, 1999; BARBOSA et al., 1966 apud PINTO; ASSIS, 2013; GORAYEB et al., 2001; HASUI, 1975; HASUI; COSTA; ABREU, 1984; SOUZA; MORETON, 2001)

Segundo Hasui; Costa (1990) as estruturas presentes no Cinturão Araguaia são produtos de estágio avançado de colisão continental, e seus litótipos correspondem a uma seqüênciamarinha transgressiva, depositada em uma depressão assimétrica do tipo hemigraben, com orientação submeridiana. Consideram que a fase distensiva alcançou altas taxas de estiramento litosférico, em virtude da expressiva contribuição máfica-ultramáfica, não concluindo, porém, se foi alcançado o estágio de formação de crosta oceânica. Na fase compressiva registrada, os sistemas de cavalgamentos e de transcorrências, aliados à posição espacial da lineação de estiramento e à movimentação sinistral associada, dentre outros indicadores cinemáticos, permitiram que apresentasse um modelo segundo o qual o Bloco Leste (Porangatu) teria cavalgado obliquamente o Bloco Oeste (Araguacema) (Figura 3).

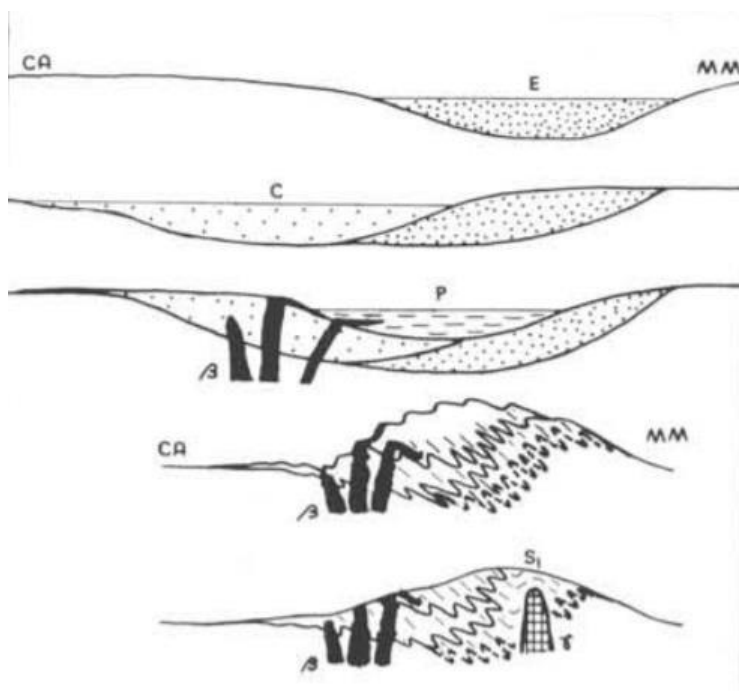


Figura 3: Esquema de formação das Faixa Araguaia-Paraguai na região centro-norte. E: Formação Estrondo. C: Formação Couto Magalhães. P: Formação Pequizeiro. β : Ofiolitos. X: Granitos. B: Formação Rio dos Barreiras. CA: Cráton Amazônico. MM: Maciço de Goiás. S₁ : Xistosidade. (Hasui, 1977).

2.1.4 Faixa Brasília

Assim como a faixa Araguaia, a faixa Brasília tem direção N-S e extensão de cerca de 100 km, localizando-se entre o sul do estado do Tocantins, passando pelo estado de Goiás chegando até o sul de Minas Gerais. No estado mineiro, a Faixa Brasília se encontra com os orógenos da Província Mantiqueira na região de Guaxupé (SCHOBENHAUS; BRITO NEVES, 2003)

De oeste para leste a faixa Brasília é subdividida em arco magmático de Goiás, Maciço de Goiás e Faixa de dobras e empurrões de Antepaís.

Segundo Perosi (2006), o Arco Mágmatco de Goiás é formado principalmente por gnaisses derivados de rochas plutônicas (alcalinas, tonalíticas). Observa-se também, seqüências vulcano-sedimentares (as rochas mais antigas têm composição química similar a dos arcos magmáticos modernos) e granitos (mais jovens, não deformados). Se encontra também a presença de pequenos corpos ultramáficos, possíveis produtos residuais da crosta oceânica inferior ou do manto residual, estes pequenos corpos estão incrustados nos gnaisses ou na seqüência vulcano-sedimentar. As idades das rochas da extremidade oeste do Arco Mágmatco de Goiás estão entre 690 Ma e 570 Ma (mais ao oeste).

O limite entre o maciço de Goiás e o Arco Mágmatco, é representado pela zona de cisalhamento Rio dos Bois e Mandinópolis. O maciço é formado por rochas do Arqueano e do Paleoproterozóico. As faixas de greenstone de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás, Faina e Serra de Santa Rita, bem como os complexos gnaissicos associados de Uvá, Caiçara, Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina caracterizam o bloco Arqueano na parte sul do maciço (Pimentel et al., 2000b). O bloco Paleoproterozóico é composto de um embasamento ortognaissico coberto por rochas metassedimentares fortemente dobradas do grupo Serra da Mesa. Para leste encontram-se os complexos máficos-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava e as seqüências vulcano-sedimentares associadas de Juscelândia, Idaianópolis e Palmeirópolis, respectivamente, representam o limite leste do Maciço de Goiás.

Na faixa de dobras e empurrões de antepaís, de oeste para leste, temos o sistema de falhas Rio Maranhão, fazendo limite com o Maciço de Goiás. Formando a parte leste da faixa, temos as metassedimentares e vulcânicas dos grupos, Araí, Paranoá e Bambuí. Tendo os contatos geológico bem-marcados por falhas de empurrão e reversas, com transporte tectônico em direção ao Cráton São Francisco. (DARDENNE; FONSECA; UHLEIN, 1995)

2.1.5 Lineamento Transbrasiliano

O lineamento transbrasiliano (LTB), divide o território brasileiro em duas grandes porções. De um lado, a Amazônia, uma porção do Centro-Oeste e pequenos trechos do Ceará e Piauí; do outro, as regiões Sul, Sudeste e todo o resto do Nordeste. Tem uma extensão total de cerca de 5000km, começando na Argentina, indo até o litoral do Ceará. No Brasil, representa uma feição de cerca de 2900km. (SCHOBBERNHAUS et al., 1975)

Na bacia do Parnaíba, é caracterizado por falhas de direção NE-SW, cortando rochas paleozoicas e mesozoicas. É visivelmente observado na falha de Serra Negra, estado de Goiás, próximo ao município de Bom Jardim (Figura 4).

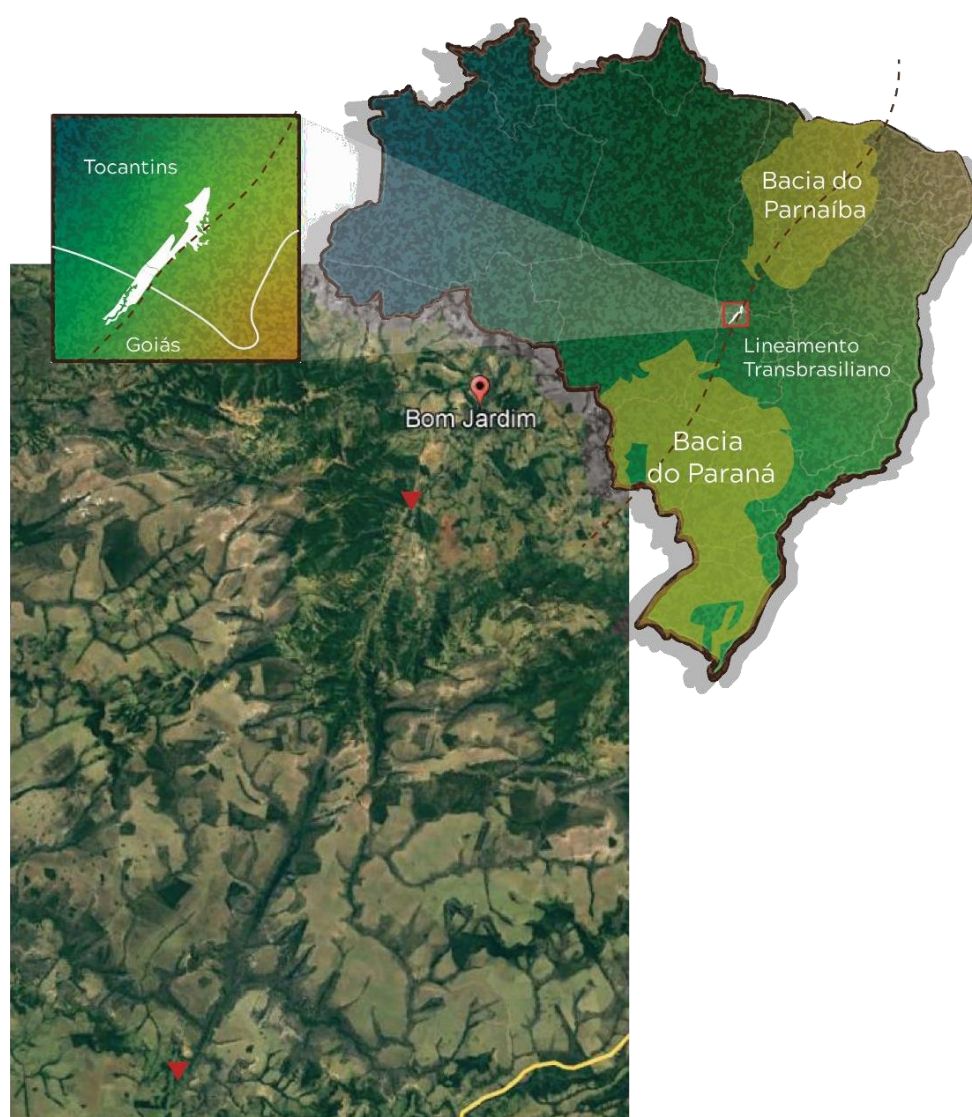


Figura 4: O lineamento transbrasiliano divide o Brasil em dois grandes territórios, teve papel importante na formação das Bacias do Paraná e Parnaíba. Destaca-se a área da Bacia de Água Bonita que é também orientada e limitada pelo LTB. Modificado de Curto et al (2015). Imagem de satélite: Google Earth

Originado no Ciclo Brasileiro, o LTB é resultado do choque entre os crátons Amazonas e São Francisco/Congo. Formado ainda no período do supercontinente Gondwana, é possível observar uma continuação do LTB, em África, denominado de lineamento Kandi, que percorre o deserto do Saara por cerca de (CURTO et al., 2015). Apesar do surgimento entre 750 e 540 ma, o lineamento sofre uma série de reativações, tendo sido a primeira, durante o período Cambriano e posteriormente no Mesozóico, até o período atual (Cunha, 1986).

2.1.6 Bacias Interiores

De acordo com Pedreira et al., (2003), bacias interiores do paleozoico e mesozoico podem ser classificadas de acordo com o sistema de classificação de bacias de Kingston et al. (1983)), ver Figura 5. Essas bacias classificadas de quatro formas: a) Intracratônica, sua evolução consiste em diversos processos de formação, os quais incluem a extensão continental, subsidência tectônica sobre grande área e ajuste isostático superior (KLEIN, 1995); b) Strike-Slip, que se formam comumente a partir da alteração de transcorrência e falhamentos normais (NILSEN; SYLVESTER, 1995) e formando bacias de diversos tipos, incluindo as pull apart (Kearey e Vine 1996) e as bacias formadas inicialmente como bacias rifte desenvolvidas sob extensão regional, convertidas por strike-slip por transcorrência posterior (NILSEN; SYLVESTER, 1995); c) Bacias de Antepaís Retroarco que formam-se ao longo dos flancos de cinturões orogênicos de margem continental, no interior do continente podendo possuir sedimentação de depósitos não marinhos e marinhos rasos em muitas vezes, são relacionadas à tectônica thin-skinned, ou seja, sem envolvimento do embasamento; d) Aulacógenos e riftes: Quando ocorre a partir da fragmentação de um continente onde há a concatenação de uma série de junções triplas tipo rifte-rifte-rifte, onde o ramo não utilizado na ruptura fica preservado.

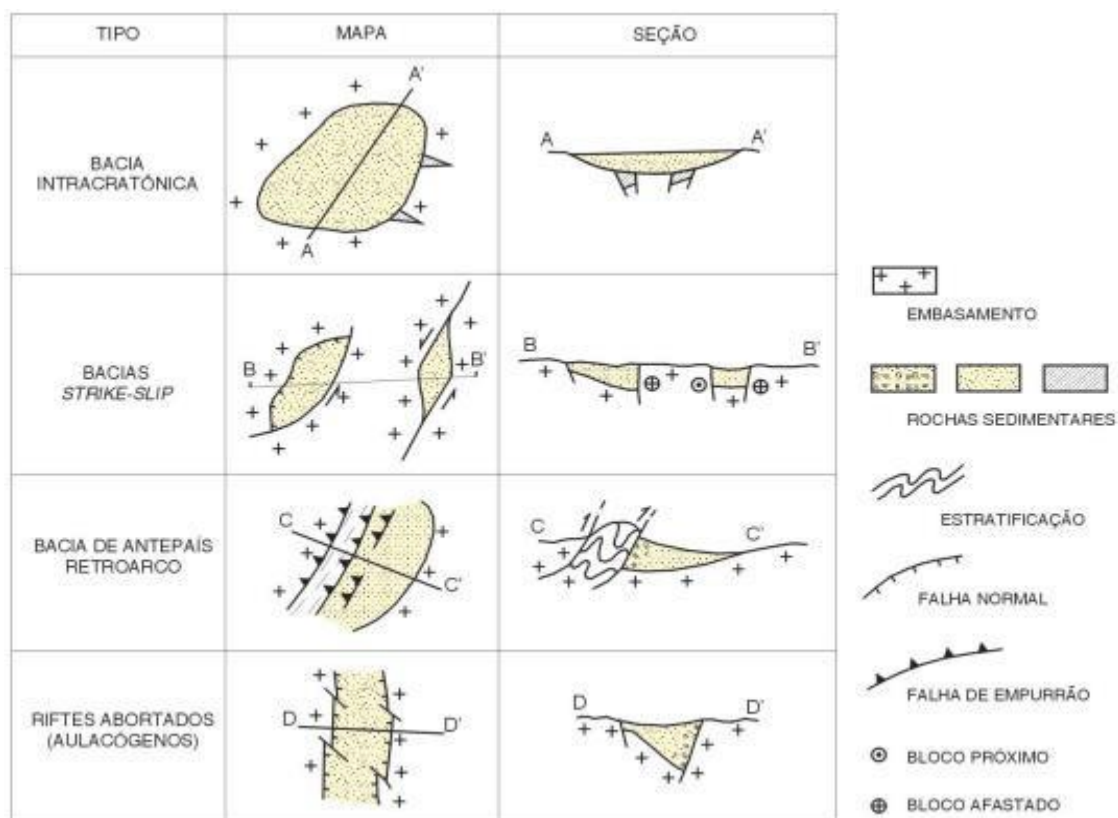


Figura 5: Classificação das bacias interiores (Retirado de Pedreira et al, 2003)

2.2. Geologia Local

2.2.1. Gráben de Água Bonita e Embasamento

O Graben Água Bonita (GAB) está localizado nos estados de Tocantins e Goiás, próximo ao município de Araguaçu (TO), a oeste, e Novo Planalto (GO), a leste. Estende-se na direção N35° - 40°E ocupando uma área descontínua de 550 km² (Lacerda Filho et al. 2004).

O GAB, situa-se em uma zona de fraqueza do Lineamento Transbrasiliiano, que nessaregião separa a Faixa Araguaia, a oeste, e o Arco Magmático de Goiás (Faixa Brasília), a leste, com uma falha subvertical com mergulho para oeste (BAPTISTA; CARTNER-DYER, 1966) . As reativações do LTB,teriam sido responsáveis por então formar uma bacia do tipo *pull-apart* (AGUIAR, 2013; SOUZA, 2015). A geologia local é composta pela Formação Xambioá, constituída por xistos aluminosos, grafita xistos e paragnaisses que foram consideradas neoproterozoicas; pelo Arco Magmático de Goiás, representado pelo Complexo Rio dos Mangues, composto por granitos e ortognaisses (MOREIRA et al., 2008) além da Suíte Posselândia, de formato alongadoparalela ao gráben, composta principalmente por dioritos e gabros (LACERDA FILHO et al., 2004) e pela Formação Água Bonita, estando inserida em uma faixa estreita de direção NE-SW, composta por arenitos intercalados com siltitos e conglomerados (CARVALHO, 2011; MOREIRA et al., 2008).

Segundo, Souza (2015), de acordo com os dados de estimativas de profundidade e da modelagem gravimétrica 2D a profundidade máxima interpretada para a Formação Água Bonita é de 1,6 km e do rifte de aproximadamente 2,4 km. O gráben está bordejadopor falhas dextrais com um mergulho mais suave em direção a Formação Xambioá. Possui lineamentos perpendiculares a borda oeste (Xambioá). Conclui-se ainda que o GAB teria seformado a partir de um rifte precursor que formou uma calha preferencial de transporte, de direção preferencial para NE (AGUIAR, 2013; RICCOMINI et al., 2012) e depois a deposição daFm. Água Bonita (FAB) pode ter ocorrido ao mesmo tempo das bacias do Paraná e Parnaíba (SOUZA, 2015).

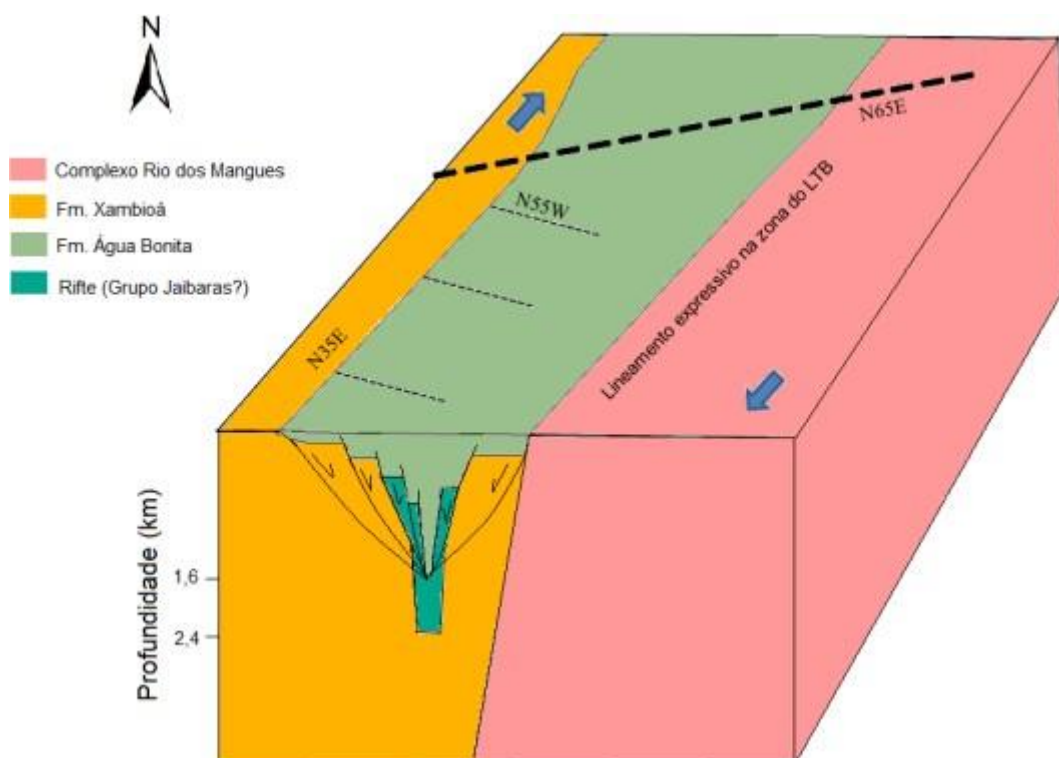


Figura 6: Modelo geológico estrutural proposto por Souza (2015).

Segundo Aguiar, (2013), após observações de campo, análise de lineamentos, afloramentos e relações entre depósitos observados em perfis, o preenchimento do GAB pode ser dividido em duas formações: Formação Água Bonita (FAB) e Formação Vereda Verde (Figura 7).

2.2.2. Formação Xambioá

A Formação Xambioá junto à Formação Morro do Campo, compõem o Grupo Estrondo que forma a sequência basal do Cinturão Araguaia. A Formação Xambioá é sobreposta de forma concordante à Formação Rio Morro do Campo, sendo constituída de micaxistos variados, grafita xistos, xistos gnaissóides, xistos feldspáticos, e grana-tíferos, além de mármore e corpos de anfibolito, meta máficas-ultramáficas. Esta formação é a unidade que atinge relativamente um maior grau metamórfico e possui uma ampla distribuição ao longo de todo o Cinturão Araguaia (ALVES, 2006).

2.2.3. Formação Água Bonita (FAB)

Designada pioneiramente por Baptista & Cartner-Dyer (1966), a FAB, foi classificada como “arenitos esbranquiçados intercalados a siltitos”. Aguiar (2013), caracteriza o limite inferior da formação, como uma discordância erosiva com rochas miloníticas do embasamento. Sobreposta por depósitos conglomeráticos representativos de uma superfície de deflação, sucedidos por arenitos eólicos recobertos por depósitos que

marcam o início de uma incursão marinha, de nordeste para sudoeste. Seguindo dos depósitos característicos da formação, os arenitos esbranquiçados (BAPTISTA; CARTNER-DYER, 1966), são interpretados por Aguiar (2013), como depósitos marinhos de plataforma rasa.

O limite superior da unidade, ainda segundo a mesma autora, tem uma passagem rápida para os folhelhos da formação Vereda Verde.

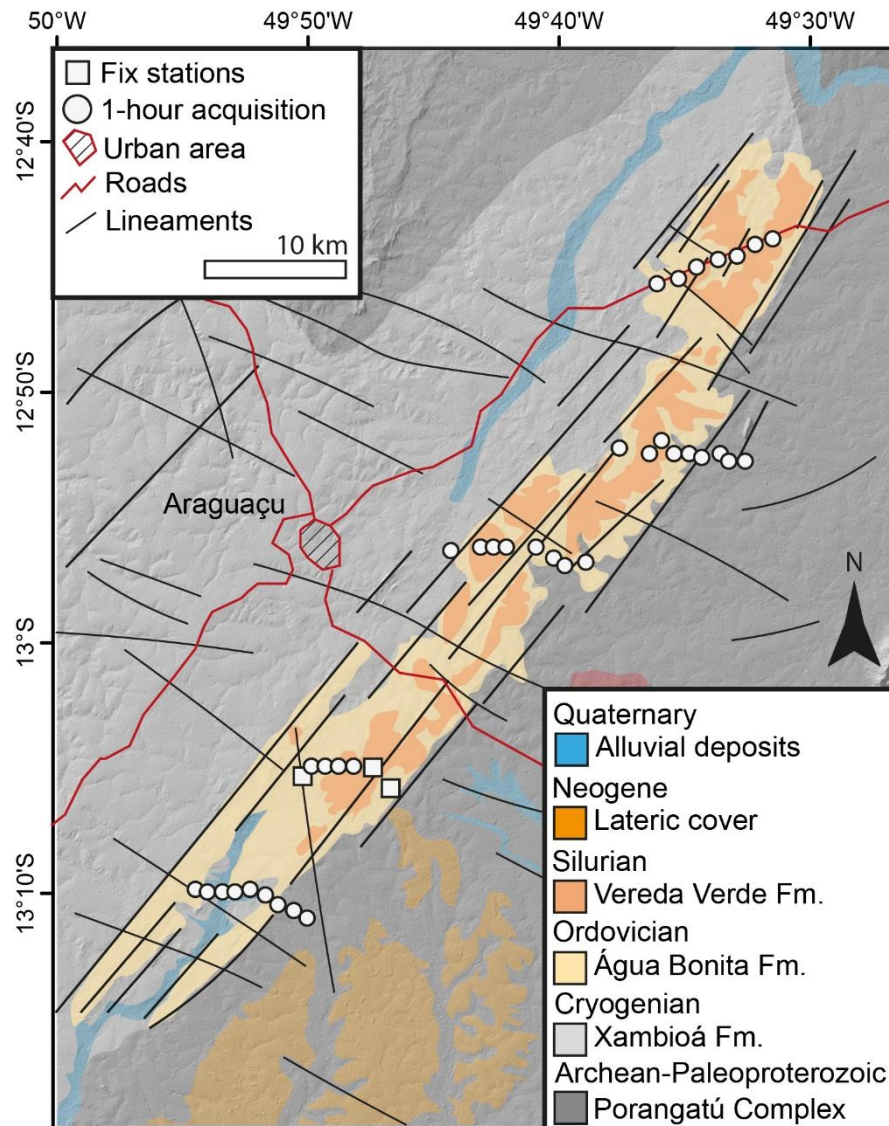


Figura 7: Mapa Geológico da Bacia de Água Bonita. Em destaque a área em que se analisou os perfis geológicos usados para construção do perfil.

2.2.4. Formação Vereda Verde

Proposta por Aguiar (2013), a Formação Vereda Verde, recebeu seu nome pela localização na região da sede da Fazenda Água Bonita Vereda Verde, antiga Fazenda Água Bonita. Teria cerca de 40m de espessura máxima e se sobrepõe à FAB, caracterizando o relevo da bacia.

O principal litotipo dessa formação são os folhelhos, interpretados como ambiente marinho profundo. O contato dessa formação com a FAB, é gradacional rápido, porém, bem distinto. Enquanto a FAB, é representada caracteristicamente por arenitos esbranquiçados, que quando intemperizados torna-se material desagregados de mesmacoloração; a Formação Vereda Verde é caracterizada por folhelhos, que alterados formam depósitos empastilhados de coloração marrom, com uma frequente ocorrência de concreções ferrugindiscoidais associadas (AGUIAR, 2013).

Metodologia

Razão espectral H/V

Também conhecida como “Técnica Nakamura” (NAKAMURA, 1989), o método de análise da razão espectral H/V foi introduzido inicialmente por Nogoshi e Igarashi em 1971, que tomaram como base os estudos iniciais da técnica feitos por Kanai & Tanaka (1961). A Razão espectral H/V tem se popularizado bastante devido ao seu baixo custo e resultados rápidos, além de poder ser utilizada em diferentes cenários, como por exemplo o meio urbano. Outra vantagem da técnica é que ela pode ser empregada, e é recomendada, em locais de baixa à média sismicidade pois não depende da ocorrência de um sismo para a obtenção de resultados.

O método é usado para uma estimativa rápida da frequência fundamental do solo (f_0), de um determinado local, que representaria a amplificação máxima do deslocamento no caso da ocorrência de um terremoto. Outra utilização desta técnica, seria a recuperação da velocidade da onda superficial de uma determinada estrutura geológica em uma inversão conjunta com a dispersão da curva obtida (HOBIGER et al., 2013; PICOZZI; PEROLAI; ALBARELLO, 2005; SCHERBAUM; HINZEN; OHRNBERGER, 2003). Além disso, com o modelo de velocidade conhecido, é possível interpretar essa frequência fundamental obtida pela curva H/V, como a espessura de camadas geológicas, caracterizadas pelo contraste de impedância (NISHITSUJI et al., 2014).

A aquisição dos dados é feita utilizando um sensor de três componentes, colocado no solo, onde grava as informações do ruído sísmico. Então calcula-se a transformada de Fourier para cada uma das componentes (leste – oeste, norte sul e vertical). Faz-se a média das duas componentes horizontais e então divide-se pela transformada da componente vertical. Gera-se assim uma curva H/V em função da frequência (f_0). Normalmente essa curva gera um pico que corresponde a frequência fundamental do solo, formação ou outro meio em que se encontra (BARD, 1999; BONNEFOY-CLAUDET et al., 2009; TOKIMATSU, 1997).

A metodologia se baseia na conjectura que um embasamento, de rocha cristalina, é coberto por uma camada horizontal de sedimento “macio”, e, a componente vertical do ruído ambiental se mantém não influenciada pelas demais camadas horizontais de sedimento. Além disso, Nakamura assumiu que o ruído ambiental consiste em vários tipos de ondas e as componentes de movimento de solo, são similares em todas as direções no embasamento (DI STEFANO et al., 2014).

Levando em consideração essas pressuposições, a equação da função de transferência do estrato de superfície S_T pode ser escrita como:

$$S_T = \frac{H_S}{H_B}$$

Onde: H_S é a componente horizontal do espectro de amplitude nos depósitos do solo. H_B é a componente horizontal do espectro de amplitude nas camadas rochosas.

Sem a amplificação na componente vertical, a razão definida (E_R) abaixo, representa o efeito da onda Rayleigh nas componentes verticais (V_S e V_B), no solo e embasamento, respectivamente.

$$E_R = \frac{V_S}{V_B}$$

Assumindo a ausência da onda Rayleigh, $E_R = 1$, ($E_R > 1$ se o efeito da onda Rayleigh for aumentado). A função de transferência do solo (S_M) pode ser expressa como:

$$S_M = \frac{S_T}{E_R} = \frac{H_S/H_B}{V_S/V_B}$$

Nakamura (1989) esclareceu que o valor espectral das componentes horizontal (H_B) e vertical (V_B) são iguais aos da camada do embasamento.

$$\frac{H_B}{V_B} = 1$$

Então:

$$S_M = \frac{H_S}{V_S}$$

A razão espectral medida de ruído ambiental entre as componentes horizontal e vertical, na superfície, é definida como efeito local (S_M).

O pico de frequência ainda pode ser relacionado ao valor médio da velocidade da onda de cisalhamento (V_S) e, a espessura da camada, como mostrado na equação abaixo (GUÉGUEN et al., 2007; IBS-VON SEHT; WOHLLENBERG, 1999). Esta correlação nos permite estimar a profundidade até o embasamento, quando V_S é conhecida.

$$f_0 = \frac{V_S}{4h}$$

A razão espectral H/V tem obtido bons resultados em caracterização de bacias sedimentares (Peixoto (2015), Nishitsuji et al. (2014), Uebayashi (2003)). No entanto, somente o emprego da técnica supracitada não é suficiente. Sendo necessário um bom conhecimento do contexto geológico e se possível a união com dados geotécnicos e outros métodos geofísicos, para uma estimativa e calibração mais confiável dos resultados.

Apesar de ser uma técnica bastante implementada, é necessária muita atenção no que se diz respeito à coleta e análise de dados, podendo algumas falhas comuns em levantamentos desse tipo ter um grande impacto nos dados adquiridos com a técnica.

Devido a esses possíveis problemas observados e apontados pela comunidade científica, no que tange a aquisição e processamento dos dados, a exemplo Mucciarelli & Gallipoli (2001). Foi formada uma comissão, chamada SESAME Project (*Site Effects assessment using Ambient Excitations*), que durante os anos de 2001 e 2004, coletou e processou dados utilizando a técnica da razão espectral H/V, montado um guia de uso para levantamento de dados e técnicas para processamento e possíveis interpretações (ACERRA et al., 2004).

O guia produzido pelo Projeto SESAME é utilizado nesse trabalho como orientação para ajuste do levantamento, processamento e análise dos dados. De acordo com o mesmo, é recomendada uma janela mínima para duração da gravação dos dados a fim de que o processamento gere resultados satisfatórios, como descrito na tabela abaixo:

Parâmetro	Recomendações	
	Mínimo Esperado f_0 (Hz)	Tempo mínimo de gravação recomendado (min)
Duração da Gravação	0.2	30'
	0.5	20'
	1	10'
	2	5'
	5	3'
	10	2'

Tabela 1: Recomendações para período de análise dos dados. Adaptado de SESAME, 2004.

Tratando-se da distribuição dos sensores, é recomendado um grid de 500 metros, inicialmente, podendo ser reduzido o espaçamento para um maior adensamento dos dados, em caso de grande variação de valores de frequência.

A fim de se obter uma melhor catalogação das características de cada ponto de instalação dos sensores, e, uma uniformização desse procedimento, adaptou-se uma ficha de campo, fornecida pelo guia de uso contendo informações sobre as condições climáticas, tipo de sensor, tipo de solo, localização e possíveis interferências, dentre outros (Anexo 1).

Ainda de acordo com os estudos do projeto SESAME, foi desenvolvido uma série de critérios, para teste da confiabilidade dos resultados obtidos, de acordo com os parâmetros dos cálculos da curva H/V (Tabela 2).

Logo, os dados obtidos, após processados são submetidos a avaliação de acordo com os critérios de confiabilidade e análise do tipo de pico resultante da curva para validação dos resultados. Podendo assim, ser também avaliado se os valores obtidos podem ter origem industrial ou de algum tipo de interferência externa.

Critérios para confiabilidade da curva H/V	
i) $f_0 > 10 / l_w$ e ii) $n_c(f_0) > 200e$ iii) $\sigma_A(f) < 2$ para $0.5 f_0 < f < 2f_0$ se $f_0 > 0.5\text{Hz}$ $\sigma_A(f) < 3$ para $0.5 f_0 < f < f_0$ se $f_0 < 0.5\text{Hz}$	l_w = tamanho da janela n_w = Número de janelas selecionadas para a média da curva H/V $n_c = l_w * n_w * f_0$ = número de ciclos significantes f = frequência atual f_{sensor} = frequência de corte do sensor f_0 = frequência do pico H/V σ_f = desvio padrão do pico da frequência H/V ($f_0 \pm \sigma_f$) $\varepsilon(f_0)$ = valor limiar para condições de estabilidade $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$ A_0 = Amplitude do pico H/V na frequência f_0 $A_{H/V}(f)$ = Amplitude da curva H/V na frequência f
Critérios para um pico H/V claro (No mínimo 5 de 6 critérios cumpridos)	
i) $\exists f \in [f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f) < A_0/2$ ii) $\exists f+ \in [f_0, 4 f_0] \mid A_{H/V}(f+) < A_0/2$ iii) $A_0 > 2$ iv) $f_{\text{pico}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$ v) $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$ vi) $\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	f^- = frequência entre $f_0/4$ e f_0 para cada $A_{H/V}(f) < A_0/2$ f^+ = frequência entre f_0 e $4f_0$ para cada $A_{H/V}(f+) < A_0/2$ $\sigma_A(f)$ = “desvio padrão” de $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ é o fator pelo qual a curva média $A_{H/V}(f)$ deve ser multiplicada ou dividida. $\sigma_{\log H/V}(f)$ = “desvio padrão” de $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ é o fator pelo qual a curva média $A_{H/V}(f)$ deve ser multiplicada ou dividida. $\theta(f_0)$ = valor limiar para condição de estabilidade $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$ $V_{s,av}$ = valor médio da onda S dos depósitos totais $V_{s,surf}$ = valor médio da onda S na superfície h = profundidade da base rochosa. $h_{\min}$ = limite-inferior inferido de h

Tabela 2 - Critério de confiabilidade dos resultados. Adaptado de SESAME, 2004.

4. Processamento dos Dados

Para o processamento dos dados coletados tanto nos perfis de uma hora, quanto das estações permanentes (35 dias), para se obter a curva de frequência do HVSR se utilizou o script HVSRPY (VANTASSEL; COX; BRANNON, 2021), um pacote para python. O pacote foi desenvolvido por Joseph Vantassel com contribuições de Dana M. Brannon sob a supervisão do professor Brady R. Cox da Universidade do Texas, em Austin. O algoritmo automático de rejeição de janelas no domínio da frequência e as estatísticas lognormais implementadas no HVSRPY estão detalhadas em Cox et al (2020). A abordagem estatística para incorporar a variabilidade de azimute implementada no HVSRPY é detalhada em Cheng et al., (2020). A abordagem para definir estatísticas de medidas HVSR espacialmente distribuídas implementadas é detalhada em Cheng et al., (2021).

O algoritmo é escrito em python e é de acesso livre, pode ser utilizado no Jupyter Notebook, também de livre acesso, como feito no presente trabalho. Uma das razões para a escolha do pacote, ao invés de outros mais utilizados como por exemplo, *geopsy*, foi a função de rejeição completamente automatizada das janelas, além da disponibilidade de todos os dados estatísticos referentes ao pico (f_0), e, a consulta automática dos critérios de confiabilidade e clareza do pico, como descritos no SESAME.

A escolha do valor de janelas para cada análise foi feita cautelosamente, levando-se em consideração o tamanho (em segundos) do dado útil, disponível para análise. O HVSRPY utiliza um algoritmo de rejeição de janelas no domínio da frequência (FWA), proposto por Cox et al., (2020), que rejeita janelas que apresentam frequências superiores ao desvio padrão máximo inserido, aceito para os picos de frequências correspondentes ao global máximo (f_{GM}), o que representa uma forma mais precisa de representar a natureza do dado (MOLNAR et al., 2022). Apesar de os perfis, terem sido feitos para se obter pelo menos uma hora de dados, por alguma falha do instrumento, ou interferência externa, como passagem de pedestres, carros e/ou caminhões, alguns dados foram cortados, obtendo-se uma duração um pouco menor. O que não inviabiliza a análise ou um resultado confiável.

Em adição ao pacote, foram escritas algumas linhas de código de modo que se pudesse salvar as figuras geradas e gravarmos os dados estatísticos em uma planilha referente à cada perfil ao qual pertence a estação em análise, de modo, que fosse facilitado posteriormente a utilização desses valores, para a confecção dos mapas e resultados descritos no capítulo a seguir.

5. Artigo Científico

O presente capítulo expõe o manuscrito, a ser submetido a revista *Tectonophysics*, produto dos resultados dessa pesquisa.

suggested by gravimetric and magnetic models. The variation in frequencies were also an important tool to map brittle structures that displace the basin.

The geological model presented the results of an integration of the HVSR inversions and previous field observations. It shows the presence of a structure formed by two half-grabens dipping in contrary directions, that were likely formed previously to the basin's sedimentation.

Acknowledgments

The present work was carried out with the support of the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brazil (CAPES) - Financing Code 001. Also supported by the Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos (INCT-ET) and Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (ObSis - Unb). We thank the team that worked in the data collection (Steffanie Loislen, Rita, Cátia, Ana Clara and Robson), your assistance was extremely necessary. Thanks to the owners that opened their properties, especially the Novo Horizonte, Lady Luna and Dada farms; to the data collection and families that were always gentle with our team.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O método do HVSR é uma técnica bastante utilizada para estimativa de profundidade em sedimentos rasos. A técnica se baseia na coleta passiva de dados de ruído ambiental, a partir dos quais é obtida uma curva de frequência versus amplitude. Em dados de boa qualidade e processamento rigoroso, o valor da frequência fundamental (f_0), reflete o contraste entre o pacote sedimentar e o embasamento cristalino. Desta forma, é possível mapear a estrutura de bacias sedimentares. Além disso, as variações nas profundidades fornecem informações importantes acerca da estrutura da crosta rasa.

No presente trabalho, a aplicação da técnica do HVSR na Bacia de Água Bonita, demonstrou um preenchimento sedimentar muito mais raso do que modelos anteriores baseados em dados gravimétricos e magnéticos. Além disso, a estruturação da bacia, intensamente afetada por falhas, é mais complexa do que considerado anteriormente. O modelo geológico apresentado integra as observações de campo e das inversões por HVSR. A bacia de Água Bonita é composta por um sistema com mais de um gráben e que mergulham em direções opostas.

References

- Aguiar, M. P. de. (2013). *A Bacia de Água Bonita, uma passagem marinha eopaleozoica no Brasil Central* [Universidade de São Paulo]. <https://doi.org/10.11606/D.44.2013.tde-03062015-100836>
- Baptista, M. B., & Cartner-Dyer, R. (1966). *Ocorrência singular de sedimentos médio-paleozóicos no Centro-Oeste de Goiás*. Divisão de Geologia e Mineralogia.
- Bard, P.-Y. (1999). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation. *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 3, 1251–1279.
- Bonnefoy-Claudet, S., Baize, S., Bonilla, L. F., Berge-Thierry, C., Pasten, C., Campos, J., Volant, P., & Verdugo, R. (2009). Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements. *Geophysical Journal International*, 176(3), 925–937. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.04020.x>
- Carvalho, D. L. O. de. (2011). *MAPEAMENTO GEOLÓGICO E GRAVIMETRIA DA PORÇÃO CENTRAL DO GRABEN DE ÁGUA BONITA, SUDOESTE DE TOCANTINS E NOROESTE DE GOIÁS*.
- Chamani, M. A. C., & Riccomini, C. (2015). *Tectônica sinsedimentar no Siluro-Devoniano da bacia do Parnaíba, Brasil: o papel de grandes estruturas do embasamento na origem e evolução de bacias intracratônicas*.
- Chamani, M. A. C., Riccomini, C., Grohmann, C. H., & Aguiar, M. P. de. (2011). Tectônica sinsedimentar fanerozóica associada ao Lineamento Transbrasiliiano no Brasil central. *Anais*, 450–452.
- Chatelain, J.-L., & Guillier, B. (2013). Reliable Fundamental Frequencies of Soils and Buildings Down to 0.1 Hz Obtained from Ambient Vibration Recordings with a 4.5-Hz Sensor. *Seismological Research Letters*, 84(2), 199–209. <https://doi.org/10.1785/0220120003>
- Cipta, A., Cummins, P., Dettmer, J., Saygin, E., Irsyam, M., Rudyanto, A., & Murjaya, J. (2018). Seismic velocity structure of the Jakarta Basin, Indonesia, using trans-dimensional Bayesian inversion of horizontal-to-vertical spectral ratios. *Geophysical Journal International*, 215(1), 431–449. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy289>
- Cox, B. R., Cheng, T., Vantassel, J. P., & Manuel, L. (2020). A statistical representation and frequency-domain window-rejection algorithm for single-station HVSr measurements. *Geophysical*

Journal International, 221(3), 2170–2183.

- D'Amico, V., Picozzi, M., Baliva, F., & Albarello, D. (2008). Ambient Noise Measurements for Preliminary Site-Effects Characterization in the Urban Area of Florence, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(3), 1373–1388. <https://doi.org/10.1785/0120070231>
- Delgado, J., López Casado, C., Estévez, A., Giner, J., Cuenca, A., & Molina, S. (2000). Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors as an exploration tool. *Journal of Applied Geophysics*, 45(1), 19–32. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(00\)00016-1](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(00)00016-1)
- Di Stefano, P., Luzio, D., Renda, P., Martorana, R., Capizzi, P., D'Alessandro, A., Messina, N., Napoli, G., Todaro, S., & Zarcone, G. (2014). Integration of HVSR measures and stratigraphic constraints for seismic microzonation studies: the case of Oliveri (ME). *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 2(4), 2597–2637.
- Ferreira, L., Vidotti, R. M., de Abreu, C. J., Sant'Anna Marotta, G., & Dantas, E. L. (2019). Água Bonita pull apart basin and its relationship to Transbrasiliano Lineament. *Journal of South American Earth Sciences*, 89, 63–75. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.007>
- Foti, S., Hollender, F., Garofalo, F., Albarello, D., Asten, M., Bard, P.-Y., Comina, C., Cornou, C., Cox, B., Di Giulio, G., Forbriger, T., Hayashi, K., Lunedei, E., Martin, A., Mercerat, D., Ohrnberger, M., Poggi, V., Renalier, F., Sicilia, D., & Socco, V. (2018). Guidelines for the good practice of surface wave analysis: a product of the InterPACIFIC project. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(6), 2367–2420. <https://doi.org/10.1007/s10518-017-0206-7>
- Gosar, A., & Lenart, A. (2010). Mapping the thickness of sediments in the Ljubljana Moor basin (Slovenia) using microtremors. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 8(3), 501–518. <https://doi.org/10.1007/s10518-009-9115-8>
- Guéguen, P., Cornou, C., Garambois, S., & Banton, J. (2007). On the Limitation of the H/V Spectral Ratio Using Seismic Noise as an Exploration Tool: Application to the Grenoble Valley (France), a Small Apex Ratio Basin. *Pure and Applied Geophysics*, 164(1), 115–134. <https://doi.org/10.1007/s00024-006-0151-x>
- Hobiger, M., Cornou, C., Wathelet, M., Giulio, G. Di, Knapmeyer-Endrun, B., Renalier, F., Bard, P.-Y., Savvaidis, A., Hailemichael, S., Le, B. N., Ohrnberger, M., & Theodoulidis, N. (2013). Ground

structure imaging by inversions of Rayleigh wave ellipticity: sensitivity analysis and application to European strong-motion sites. *Geophysical Journal International*, 192(1), 207–229.

<https://doi.org/10.1093/gji/ggs005>

Ibs-von Seht, M., & Wohlenberg, J. (1999). Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1), 250–259.

<https://doi.org/10.1785/BSSA0890010250>

Kanai, K. (1961). On microtremors. VIII. *Bulletin of Earthquake Research Institute*, 39, 97–114.

Kang, S. Y., Kim, K.-H., Chiu, J.-M., & Liu, L. (2020). Microtremor HVSr analysis of heterogeneous shallow sedimentary structures at Pohang, South Korea. *Journal of Geophysics and Engineering*, 17(5), 861–869. <https://doi.org/10.1093/jge/gxaa035>

Liu, G. (2005). *Structure Beneath the Northern Los Angeles Basins from Teleseismic Receiver Functions*. https://digitalcommons.lsu.edu/gradschool_theses

Liu, G., Persaud, P., & Clayton, R. W. (2018). Structure of the northern Los Angeles basins revealed in teleseismic receiver functions from short-term nodal seismic arrays. *Seismological Research Letters*, 89(5), 1680–1689. <https://doi.org/10.1785/0220180071>

Molnar, S., Sirohey, A., Assaf, J., Bard, P.-Y., Castellaro, S., Cornou, C., Cox, B., Guillier, B., Hassani, B., Kawase, H., Matsushima, S., Sánchez-Sesma, F. J., & Yong, A. (2022). A review of the microtremor horizontal-to-vertical spectral ratio (MHVSR) method. *Journal of Seismology*, 26(4), 653–685. <https://doi.org/10.1007/s10950-021-10062-9>

Moon, S.-W., Subramaniam, P., Zhang, Y., Vinoth, G., & Ku, T. (2019). Bedrock depth evaluation using microtremor measurement: empirical guidelines at weathered granite formation in Singapore. *Journal of Applied Geophysics*, 171, 103866. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.103866>

Motazedian, D., Khaheshi Banab, K., Hunter, J. A., Sivathayalan, S., Crow, H., & Brooks, G. (2011). Comparison of Site Periods Derived from Different Evaluation Methods. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(6), 2942–2954. <https://doi.org/10.1785/0120100344>

Nakamura, Y. (1989). A METHOD FOR DYNAMIC CHARACTERISTICS ESTIMATION OF SUBSURFACE USING MICROTREMOR ON THE GROUND SURFACE. *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports*, 30(1).

- Nishitsuji, Y., Ruigrok, E., Draganov, D., & Gomez, M. (2014). Global-phase H/V spectral ratio for delineating the basin in the malargüe region Argentina. *Seismological Research Letters*, 85(5), 1004–1011. <https://doi.org/10.1785/0220140054>
- Nogoshi, M., & Igarashi, T. (1971). On the amplitude characteristics of ambient noise (Part 2). *Journal of the Seismological Society of Japan*, 24, 26–40.
- Özalaybey, S., Zor, E., Ergintav, S., & Tapırdamaz, M. C. (2011). Investigation of 3-D basin structures in the İzmit Bay area (Turkey) by single-station microtremor and gravimetric methods. *Geophysical Journal International*, 186(2), 883–894. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05085.x>
- Petrescu, L., Popa, M., & Radulian, M. (2023). Shallow seismic structure around the Vrancea Seismic Zone from joint inversion of ambient noise H/V ratios and surface wave dispersion. *Tectonophysics*, 859, 229897. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.229897>
- Picozzi, M., Perolai, S., & Albarello, D. (2005). Statistical Analysis of Noise Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios (HVSr). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(5), 1779–1786. <https://doi.org/10.1785/0120040152>
- Scherbaum, F., Hinzen, K.-G., & Ohrnberger, M. (2003). Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations. *Geophysical Journal International*, 152(3), 597–612. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01856.x>
- She, Y., Yao, H., Yang, H., Wang, J., & Feng, J. (2022). Constraining the depth extent of low-velocity zone along the Chenghai Fault by dense array ambient noise interferometry and horizontal-to-vertical spectral ratio. *Tectonophysics*, 827, 229265. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229265>
- Strollo, A., Parolai, S., Jackel, K.-H., Marzorati, S., & Bindi, D. (2008). Suitability of Short-Period Sensors for Retrieving Reliable H/V Peaks for Frequencies Less Than 1 Hz. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(2), 671–681. <https://doi.org/10.1785/0120070055>
- Tokimatsu, K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves. *International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, 1333–1368.
- Tün, M., Pekkan, E., Özel, O., & Guney, Y. (2016). An investigation into the bedrock depth in the Eskişehir Quaternary Basin (Turkey) using the microtremor method. *Geophysical Journal International*, 207(1), 589–607. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw294>

Uebayashi, H., Kawabe, H., & Kamae, K. (2012). Reproduction of microseism H/V spectral features using a three-dimensional complex topographical model of the sediment-bedrock interface in the Osaka sedimentary basin. *Geophysical Journal International*, 189(2), 1060–1074.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05408.x>

Vantassel, J. P., Cox, B. R., & Brannon, D. M. (2021). HVSRweb: An Open-Source, Web-Based Application for Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio Processing. In *IFCEE 2021* (pp. 42–52).

Wirth, E. A., Vidale, J. E., Frankel, A. D., Pratt, T. L., Marafi, N. A., Thompson, M., & Stephenson, W. J. (2019). Source-Dependent Amplification of Earthquake Ground Motions in Deep Sedimentary Basins. *Geophysical Research Letters*, 46(12). <https://doi.org/10.1029/2019GL082474>

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACERRA, C. et al. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation. **European Commission–EVG1-CT-2000-00026 SESAME**, 2004.
- AGUIAR, M. P. DE. **A Bacia de Água Bonita, uma passagem marinha eopaleozoica no Brasil Central**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 12 abr. 2013.
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1–2, abr. 1981.
- ALVES, C. L. **Petrografia, geoquímica e geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá - TO**. [s.l.] CPRM, 2006.
- ARAÚJO, V. A.; FRASCA, A. A. S. **Projeto Hidrogeologia no Tocantins - Palmas - Folha SD.22-Z-B**. Goiânia: cprm, 1999.
- BAPTISTA, M. B.; CARTNER-DYER, R. **Ocorrência singular de sedimentos médio-paleozóicos no Centro-Oeste de Goiás**. [s.l.] Divisão de Geologia e Mineralogia, 1966.
- BARBOSA, O. et al. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia"**. [s.l.] Serviço Gráfico do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1966. v. 19
- BARD, P.-Y. Microtremor measurements: a tool for site effect estimation. **The effects of surface geology on seismic motion**, v. 3, p. 1251–1279, 1999.
- BEN-ZION, Y. et al. Basic data features and results from a spatially dense seismic array on the San Jacinto fault zone. **Geophysical Journal International**, v. 202, n. 1, 1 jul. 2015.
- BIZZI, L. A. et al. **Geologia Tectônica e Recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. [s.l.] RIGEO, 2003.
- BONNEFOY-CLAUDET, S. et al. Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements. **Geophysical Journal International**, v. 176, n. 3, p. 925–937, mar. 2009.
- CARVALHO, D. L. O. DE. **Mapeamento geológico e gravimetria da porção central do graben de Água Bonita, sudoeste de Tocantins e noroeste de Goiás**. [s.l.: s.n.].
- CHENG, T. et al. A statistical approach to account for azimuthal variability in single-station HVSR measurements. **Geophysical Journal International**, v. 223, n. 2, p. 1040–1053, 1 nov. 2020.
- CHENG, T. et al. Estimating Unbiased Statistics for Fundamental Site Frequency Using Spatially Distributed HVSR Measurements and Voronoi Tessellation. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, v. 147, n. 8, ago. 2021.
- COX, B. R. et al. A statistical representation and frequency-domain window-rejection algorithm for single-station HVSR measurements. **Geophysical Journal International**, v. 221, n. 3, p. 2170–2183, 2020.
- CURTO, J. B. et al. Crustal framework of the northwest Paraná Basin, Brazil: Insights from joint modeling of magnetic and gravity data. **Tectonophysics**, v. 655, ago. 2015.
- D. R. KINGSTON (2), C. P. DISHROON. Global Basin Classification System. **AAPG Bulletin**, v. 67, n. 12, p. 2175–2193, dez. 1983.
- DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; UHLEIN, A. FAIXA BRASÍLIA SETOR SETENTRIONAL: ESTILOS ESTRUTURAIS E ARCABOUÇO TECTÔNICO. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 267–278, 1995.
- DI STEFANO, P. et al. Integration of HVSR measures and stratigraphic constraints for seismic microzonation studies: the case of Oliveri (ME). **Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions**, v. 2, n. 4, p. 2597–2637, 2014.
- FRASCA, A. A. S. **Amálgamas do w-gondwana na província Tocantins**. Brasília: Universidade de Brasília, jun. 2015.
- GORAYEB, P. S. DE S. et al. Idades Paleoproterozóicas em Zircão dos Pillows Basaltos da Serra do Tapa (Cinturão Araguaia)-Município de Sapucaia-PA. **VII ANAIS DO SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**, p. 83–85, 4 nov. 2001.
- GUÉGUEN, P. et al. On the limitation of the H/V spectral ratio using seismic noise as an exploration tool: application to the Grenoble valley (France), a small apex ratio basin. **Pure and applied geophysics**, v. 164, p. 115–134, 2007.
- HASUI, Y. EVOLUÇÃO POLIFÁSICA DO PRECAMBRIANO. **Boletim IG**, v. 6, p. 95–108, 1975.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S. **O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico**. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**1990.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; ABREU, F. A. M. DE. Província Tocantins. Setor setentrional. **Almeida, FFM & Hasui, Y.(Coords). O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Editora Edgard Blücher, p. 137–204, 1984.

HOBIGER, M. et al. Ground structure imaging by inversions of Rayleigh wave ellipticity: sensitivity analysis and application to European strong-motion sites. **Geophysical Journal International**, v. 192, n. 1, p. 207–229, 1 jan. 2013.

IBS-VON SEHT, M.; WOHLBERG, J. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 89, n. 1, p. 250–259, 1999.

KANAI, K. On microtremors. VIII. **Bulletin of Earthquake Research Institute**, v. 39, p. 97–114, 1961.

KLEIN, G. D. Intracratonic basins. Em: BUSBY, C.; PERÉZ, A. A. (Eds.). **Tectonics of Sedimentary Basins**. 1. ed. [s.l.] Blackwell Science, 1995. p. 459–478.

LACERDA FILHO, J. V. et al. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas**. Brasília: CPRM, 2004. v. Folha SD-22-Goiás

LIN, F.-C. et al. High-resolution 3D shallow crustal structure in Long Beach, California: Application of ambient noise tomography on a dense seismic array. **GEOPHYSICS**, v. 78, n. 4, 1 jul. 2013.

LIU, G.; PERSAUD, P.; CLAYTON, R. W. Structure of the northern Los Angeles basins revealed in teleseismic receiver functions from short-term nodal seismic arrays. **Seismological Research Letters**, v. 89, n. 5, p. 1680–1689, 1 set. 2018.

LOPES, A. E. D. V.; NUNES, L. C. INTENSIDADES SÍSMICAS DE TERREMOTOS: FORMULAÇÃO DE CENÁRIO SÍSMICO NO BRASIL. **Revista USP**, v. 0, n. 91, 30 nov. 2011.

MOLNAR, S. et al. A review of the microtremor horizontal-to-vertical spectral ratio (MHVSR) method. **Journal of Seismology**, v. 26, n. 4, p. 653–685, 16 ago. 2022.

MOREIRA, M. L. O. et al. **Geologia do Estado de Goiás e do Distrito Federal: Texto explicativo do mapa geológico de Goiás e Distrito Federal**. SIC-FUNMINERAL ed. Goiânia: CPRM, 2008.

MUCCIARELLI, M.; GALLIPOLI, M. R. A critical review of 10 years of microtremor HVSR technique. **Boll. Geof. Teor. Appl**, v. 42, n. 3–4, p. 255–266, 2001.

NAKAMURA, Y. A METHOD FOR DYNAMIC CHARACTERISTICS ESTIMATION OF SUBSURFACE USING MICROTREMOR ON THE GROUND SURFACE. **Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports**, v. 30, n. 1, 1989.

NILSEN, T. H.; SYLVESTER, A. G. Strike-Slip Basins. Em: BUSBY, C.; PÉREZ, A. A. (Eds.). **Tectonics of Sedimentary Basins**. 01. ed. [s.l.] Blackwell Scientific Publication, 1995. p. 425–456.

NISHITSUJI, Y. et al. Global-phase H/V spectral ratio for delineating the basin in the malargüe region Argentina. **Seismological Research Letters**, v. 85, n. 5, p. 1004–1011, 1 set. 2014.

PEDREIRA, A. J. et al. Bacias Interiores. Em: BIZZI, L. A. et al. (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. [s.l.] CPRM, 2003. v. 01p. 55–85.

PEROSI, F. A. **“Estrutura crustal do setor central da província Tocantins utilizando ondas p, s e fases refletidas com dados de refração sísmica profunda”**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 9 mar. 2006.

PICOZZI, M.; PEROLAI, S.; ALBARELLO, D. Statistical Analysis of Noise Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios (HVSR). **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 95, n. 5, p. 1779–1786, 1 out. 2005.

PIMENTEL, M. M. et al. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc Electromagnetic induction studies in the NE Brazil. Em: CORDANI, U. G. et al. (Eds.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. p. 195–229.

PIMENTEL, M. M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. suppl 1, jun. 2016.

PINTO, R. H.; ASSIS, V. J. DE. Histórico do Conhecimento Geológico sobre o Pré-Cambriano Paulista até o ano de 1955. **Terrae Didactica**, p. 52–66, 2013.

RICCOMINI, C. et al. **The Água Bonita Basin: Na Early Paleozoic transcontinental seaway in Central Brazil Tectonic Evolution of the Guanabara Rift View project Quaternary sedimentation in central Amazonia View project**. [s.l.: s.n.]. Disponível em: <<https://www.researchgate.net/publication/285842695>>.

ROUX, P.; BEN-ZION, Y. Rayleigh phase velocities in Southern California from beamforming short-duration ambient noise. **Geophysical Journal International**, v. 211, n. 1, 1 out. 2017.

SCHERBAUM, F.; HINZEN, K.-G.; OHRNBERGER, M. Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations. **Geophysical Journal International**, v. 152, n. 3, p. 597–612, mar. 2003.

SCHMANDT, B.; CLAYTON, R. W. Analysis of teleseismic *P* waves with a 5200-station array in Long Beach, California: Evidence for an abrupt boundary to Inner Borderland rifting. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 118, n. 10, out. 2013.

SCHOBENHAUS, C. et al. **Carta Geológica do Brasil ao milionésimo: folha Goiás (SD22)**. Brasília: DNPM, 1975.

SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B. B. DE. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília, CPRM, p. 5–25, 2003.

SOUZA, L. F. DE. **A Bacia Pull Apart do Gráben Água Bonita e o Lineamento Transbrasileiro**. [s.l.: s.n.].

SOUZA, J. O.; MORETON, L. C. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. – PLGB. Xambioá – Folha SB.22-Z-B. Estados da Pará e Tocantins. Escala 1:250.000**. Brasília: CPRM, 2001.

TOKIMATSU, K. **Geotechnical site characterization using surface waves**. International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering. **Anais...** Tokyo: A.A. Balkema, 14 nov. 1997.

VANTASSEL, J. P.; COX, B. R.; BRANNON, D. M. HVSRweb: An Open-Source, Web-Based Application for Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio Processing. Em: **IFCEE 2021**. [s.l.: s.n.]. p. 42–52.

WIRTH, E. A. et al. Source-Dependent Amplification of Earthquake Ground Motions in Deep Sedimentary Basins. **Geophysical Research Letters**, v. 46, n. 12, 28 jun. 2019.

ANEXOS

Data:		Hora:		Local:	
Operador:				GPS e #:	
Latitude:		Longitude:		Altitude:	
Tipo de Estação:			Tipo de Sensor:		
Estação #:		Sensor #:		Disco #:	
Nome do Arquivo:				Ponto #:	
Gain:		Freq. Amostragem:		Hz Duração da Gravação: Minutos Segundos	
Condições Climáticas	Vento	☐ Nenhum	☐ Fraco(5m/s)	☐ Médio	☐ Forte
	Chuva	☐ Nenhum	☐ Fraco(5m/s)	☐ Médio	☐ Forte
	Temperatura (Aprox.): _____ Destaque: _____				
Tipo de Solo	Terra	☐ Dura	☐ Cascalho ☐ Areia ☐ Rocha ☐ Argila		
		☐ Macia	Grama = ☐ Alta ☐ Baixa		
	☐ Asfalto ☐ Cimento ☐ Concreto ☐ Pavimentado ☐ Outros: _____				
☐ Solo Seco ☐ Solo Molhado Destakes: _____					
Acoplamento Artificial de sensor de solo ☐ Não ☐ Sim, tipo: _____					
Densidade de Construções: ☐ Nenhuma ☐ Espalhado ☐ Denso ☐ Outro, tipo: _____					
Transeuntes	Nenhum	Algum	Moderado	Intenso	Muito Denso
					Distância
Fonte de ruídos monocromáticos (Fábricas, trabalhos, bombas, rios ...)					
☐ Sim Se sim, tipo: _____ _____ _____					
☐ Não _____					
Carros	I	I			Estruturas Próximas (árvores, postes, prédios, pontes, construções subterrâneas, poços...)
Caminhões	I	I			
Pedestres	I	I			
Outros:	I	I			
-----	I	I			
OBSERVAÇÕES:				FREQÜÊNCIA:	
				Hz (se medida em campo)	