



Estudo da sismicidade em Sales Oliveira SP

Andres Felipe Hincapie Fresneda

Universidade de São Paulo
Instituto De Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
São Paulo, Brasil
2022

Estudo da sismicidade em Sales Olvieira SP

Andres Felipe Hincapie Fresneda

Disertação apresentada ao Instituto
de Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas da Universidade de São
Paulo como parte dos requisitos para
obtenção de título de:
Mestre em Geofísica

Orientador:
Prof. Dr. Marcelo Sousa de Assumpção

Instituto De Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
São Paulo, Brasil
2022

Para Daniel Felipe e Debora Emilia

Agradecimentos

Em primeiro lugar, quero expressar a minha gratidão ao Professor Dr. Marcelo Sousa de Assumpção, a sua dedicação, paciência e interesse neste trabalho permitiram a sua conclusão com sucesso.

Quero expressar meus mais sinceros agradecimentos à minha família na Colômbia, mamãe, papai, meus irmãos e meus sobrinhos incríveis, Daniel Felipe e Debora Emilia. Obrigado por tanto amor e tanto apoio à distância. Por vocês eu farei tudo. A toda a minha família, pelo apoio constante e incondicional, muito obrigado.

Aos meus grandes amigos na Colômbia, Julian, Μαδπρ, Nicolas, meus mais sinceros agradecimentos. Tardes e noites de discussões remotas tornaram o desenvolvimento deste projeto mais prazeroso. Mas principalmente, obrigado por essa grande amizade.

Aos meus dois grandes amigos, Camilo e Katerine, obrigado por se juntarem a mim neste processo longe da minha família, num novo campo e num novo país. Sempre me fizeram sentir em casa. Eles são minha família há mais de dois anos. Obrigado por sua paciência e apoio durante este período. As incríveis viagens, acompanhadas de tardes e noites de discussões, fortaleceram o motivo desta pesquisa.

Agradecimento especial ao Professor Dr. Carlos Chaves pelo apoio quando o solicitei. Ao Dr. Jaime Convers, pelas discussões e apoio no planejamento do projeto de pesquisa. Sua ajuda na implementação de alguns desenvolvimentos foi muito útil para a conclusão do projeto.

Além disso, quero agradecer a todos os membros do grupo de Sismologia do IAG. As discussões durante os seminários permitiram maior clareza sobre algumas questões consideradas neste projeto.

Por fim, quero agradecer o apoio que a Universidade de São Paulo me deu, por meio da CAPES com a bolsa que me permitiu realizar esta pesquisa.

Abstract

In August 2019, the population of the city of Sales Oliveira (SP) began to feel small earthquakes, shortly after a deep well was drilled to extract water. A seismographic network, composed of 5 stations, was installed to monitor this seismicity.

In this work, the events recorded in Sales Oliveira were detected and located. Initially, detection was performed using SeisComp3 software followed by a first localization. Considering the difficulty in recognizing some phases, it was decided to work with the SAC software, assigning different weights to the less clear phases. The Hypo71 routine was used to determine the hypocenters.

For the initial location, we worked with a two-layer model, one of soil and the other of basalt. To improve the velocity model, a trial and error methodology was used, varying the velocities in the two layers. Subsequently, a third layer was proposed considering an altered basalt between the two initial layers.

The location results show that most of the events have a depth of less than 500 m, and are probably concentrated in the basalt layer. The highest magnitude recorded was 2.3 ML.

The evolution of the epicentral distance to the drilled well was studied. It has been shown that the epicenters move away from their initial location with a diffusivity coefficient of $0.02m^2/s$. This value is consistent with results obtained in other regions of the Serra Geral Formation (Bebedouro, Jurupema). Taking this into account and that the seismicity started after the opening of the well, it is confirmed that this is another case of seismicity induced by the opening of deep wells.

Cross-correlation was used to improve the picking of some phases, for six events that presented similar waveforms. The new hypocentral distribution showed an alignment of these events in the N-S direction, indicating a seismogenic fracture.

An inversion of the waveform was performed using the ISOLA tool. The CSPA technique was used, which tests the various solutions for the focal mechanism obtained from the first motion polarity. The focal mechanism obtained shows a normal fault. In addition, one of the planes aligns with the N-S direction of the relocated events, confirming the identification of the fracture.

Keywords: Induced Seismicity, 1D velocity model, focal mechanism.

Resumo

Em agosto de 2019, a população da cidade de Sales Oliveira (SP), começou a sentir pequenos tremores de terra, logo após a perfuração de um poço profundo para extração de água. Uma rede sismográfica, composta por 5 estações, foi instalada para monitorar esta sismicidade.

Neste trabalho, foram detectados e localizados os eventos registrados em Sales Oliveira. Inicialmente, a detecção foi realizada utilizando o software SeisComp3 seguido de uma primeira localização. Tendo em conta a dificuldade em reconhecer algumas fases, optou-se por trabalhar com o software SAC, atribuindo diferentes pesos às fases menos claras. A rotina Hypo71 foi usada para determinar os hipocentros.

Para a localização inicial, trabalhamos com um modelo de duas camadas, uma de solo e outra de basalto. Para melhorar o modelo de velocidade, foi utilizada uma metodologia de tentativa e erro, variando as velocidades nas duas camadas. Posteriormente, uma terceira camada foi proposta considerando um basalto alterado entre as duas camadas iniciais.

Os resultados de localização mostram que a maioria dos eventos têm profundidade menor que 500 m, e se concentram provavelmente na camada de basalto. A maior magnitude registrada foi de 2.3 ML.

Foi estudada a evolução da distância epicentral ao poço perfurado. Foi mostrado, que os epicentros se afastam de sua localização inicial com um coeficiente de difusividade de $0.02m^2/s$. Valor consistente com resultados obtidos em outras regiões da Formação Serra Geral (Bebedouro, Jurupema). Tendo isto em conta e que a sismicidade se iniciou após a abertura do poço, confirma-se que este é mais um caso de sismicidade induzida pela abertura de poços profundos.

A correlação cruzada foi utilizada para melhorar a leitura de algumas fases, para seis eventos que apresentaram forma de onda semelhante. A nova distribuição hipocentral mostrou um alinhamento desses eventos na direção N-S, indicando uma fratura sismogênica.

Uma inversão da forma de onda foi realizada usando a ferramenta ISOLA. Foi utilizada a técnica CSPA, que testa as várias soluções para o mecanismo focal obtidas a partir das polaridades da primeira chegada. O mecanismo focal obtido mostra uma falha normal. Além disso, um dos planos se alinha com a direção N-S dos eventos relocados, confirmando a identificação da fratura.

Palavras chave: Sismicidade Induzida, modelo de velocidades, mecanismo focal

Sumário

Agradecimientos	VIII
Abstract	IX
Lista de figuras	XII
Lista de tabelas	XVI
1. Introdução	1
2. Área de Estudo	4
2.1. Geologia Regional	4
2.2. Geologia de Sales Oliveira	5
2.3. Rede sismográfica	8
3. Metodología	11
3.1. Localização	11
3.2. Metodos Iterativos	12
3.3. Localização Relativa	14
3.4. Problema Conjunto de Hipocentros	14
4. Processamento	15
4.1. Eventos	15
4.1.1. scrttv	15
4.1.2. scolv	16
4.2. Localização Inicial	17
4.3. Releitura no SAC	18
4.4. Programas Usados	23
4.4.1. Hypocenter	24
4.4.2. VELEST	24

4.4.3. HypoDD	25
4.4.4. ISOLA	26
5. Resultados e discussões	27
5.1. Melhor Modelo (tentativa-e-erro)	27
5.2. VELEST	31
5.3. Relocalização	33
5.4. Evolução da Sismicidade	38
5.5. Mecanismo Focal	41
6. Conclusões Finais	47
Referências	49

Lista de figuras

1-1. Casos reportados de sismicidade induzida pela abertura de poços no nordeste da bacia do Paraná. A linha vermelha delimita a bacia do Paraná. A linha azul indica o limite leste da formação Serra Geral	2
2-1. Carta estratigráfica simplificada de Bacia de Paraná (modificado de 192007Milani et al.) e mapa da bacia de Paraná (tomado de (Milani, 2004)).	5
2-2. Seção geológica esquemática da bacia do Paraná ao longo do 23°S de latitude (Iritani e Ezaki, 2008).	6
2-3. (a) Geologia regional do nordeste da Bacia do Paraná. O verde claro (K2vp) denota o Grupo Bauru com arenito muito fino, o verde escuro (K1βsg) denota a formação Serra Geral com basalto intercalado com camadas de arenito (Modificado da CPRM.) (b) Mapa com as principais unidades aquíferas do Estado de São Paulo (Iritani e Ezaki, 2008).	6
2-4. Modelo Hidrogeológico na região de Sales Oliveira, SP, mostrando os basaltos da Formação Serra Geral. Esquema de conexão de fraturas (Iritani e Ezaki, 2008).	7
2-5. Mapas de profundidade do embasamento (a) e de espessura do basalto (b), baseados em poços profundos da Paulipetro e poços de água. Dados compilados por Marcelo Assumpção (An e Assumpção, 2004). A estrela indica Sales Oliveira.	9
2-6. Mapa da área de estudo com as estações sismográficas instaladas (triângulos roxos), os poços de água perfurados (círculos brancos) com o ano de perfuração e as principais ruas e avenidas da cidade. A linha vermelha no inset delimita a bacia do Paraná.	10
3-1. Exemplo de diagrama de Wadati para determinar a hora de origem de um evento sísmico	12
3-2. Estimativa do epicentro pelo método dos círculos	13

4-1. Formas de onda registradas pela rede sismográfica no dia 2019-11-23, são mostrados dois eventos. A caixa azul mostra uma janela de tempo mais curta para um possível terceiro evento.	16
4-2. Formas de onda na interface <i>scolv</i> com as marcas dos tempos de chegada das fases P e S para um evento registrado no dia 2019-11-16. À direita, a localização obtida com o Hypo71. No inset, as três componentes (Z, R e T) são mostradas na estação SOL4, mostrando que a fase S foi marcada na componente transversal.	17
4-3. Modelo de velocidade 1D	18
4-4. Epicentros determinados com Hypo71, usando o modelo de velocidade de duas camadas (Fig 4-3) com relação $Vp/Vs = 1.7$	19
4-5. Formas de onda registradas pela rede sismográfica no dia 2019-11-23, no software SAC. Componente vertical	20
4-6. Formas de onda em velocidade registradas pela rede sismográfica no dia 2019-09-27, no software SAC	21
4-7. Formas de onda transformadas para deslocamento, no software SAC . Mesmo evento da Fig. 4-6.	22
4-8. Formas de onda rotacionadas para as componentes transversal e radial. Em cada quadro, a ordem das componentes é Z, R e T. Mesmo evento da Fig. 4-7	23
4-9. Formas de onda registradas pelas 4 estações no dia 2019-09-27, ordenadas de acordo com a distância epicentral. Para cada estação, a ordem das componentes é Z,R e T.	24
4-10. Formas de onda registradas pelas 5 estações no dia 2020-01-07, ordenadas de acordo com a distância epicentral. Vê-se que SOL2 tem problema de relógio.	25
5-1. Diagrama de Wadati com os eventos de Sales Oliveira, SP. No ajuste, $Vp/Vs = 1.73 \pm 0.02$, e o resíduo RMS da (S-P) é 0.0004s	28
5-2. Média dos resíduos RMS em função da velocidade das camadas sedimentar (ou solo) e de basalto. Os tres graficos ao lado esquerdo mostram o RMS mudando a velocidade na primeira camada para três profundidades diferentes da camada. Os gráficos na parte direita mostram o RMS mudando a velocidade na camada de basalto para as três profundidades. O modelo final de duas camadas foi: $V_{sed} = 0.68 km/s$ e $V_{bas} = 4.2$ e espessura de 20 m com RMS de 0.024s	29

5-3. Rms médio mínimo em função da profundidade da camada sedimentar. Na esquerda muda-se a velocidade na camada sedimentar (mínimo nos gráficos da parte esquerda da Fig 5-2). Na direita muda-se a velocidade na camada de basalto com velocidade fixa na camada sedimentar de $V_{sed} = 0.68km/s$ (mínimo nos gráficos da parte direita da Fig 5-2).	30
5-4. Epicentros determinados com Hypo71, usando o modelo final de 2 camadas.	31
5-5. Rms médio em função da velocidade das camadas de solo e de basalto, adicionando mais uma camada entre estas. (a) A velocidade na primeira camada varia entre 0.3 km/s e 1.5 km/s. A velocidade da camada de basalto (basalto alterado) e da camada de basalto são fixas, $V_{c2} = 2,7km/s$ e $V_{bas} = 4,2km/s$ respectivamente. (b) A velocidade na camada intermediária é variada entre 2 km/s e 3,5 km/s, a velocidade na primeira camada e na camada de basalto são fixas ($V_{solo} = 0.68km/s$ e $V_{bas} = 4.2km/s$). (c) A velocidade na camada de basalto é variada entre 3,5 km/s e 6 km/s, a velocidade na primeira e segunda camadas são fixas ($V_{solo} = 0.68km/s$ e $V_{c2} = 2.7km/s$). A espessura da primeira camada é de 20m e a profundidade da base da segunda camada é de 70m.	32
5-6. Modelos de velocidade depois do algoritmo VELEST não mostram convergência nenhuma.	33
5-7. Epicentros determinados com Hypo71, usando o modelo final de 3 camadas.	34
5-8. (a) Histograma de magnitudes usando magnitude ML calculada no software SeisComp3. A maioria dos eventos tem magnitude 1.0 -1.2 ML. (b) Histograma de profundidades obtido usando Hypo71 com o modelo final ajustado. Mostra o maior número de eventos na profundidade 0 km, onde o Hypo71 fixa a profundidade, quando não há boa resolução.	35
5-9. Formas de onda de eventos de alta correlação (a) Eventos no dia 2019-11-07, às 04:35:14 e 06:47:55. (b) Eventos no dia 2019-11-23, 02:09:17 e 02:09:26. . .	36
5-10. Formas de onda com alta correlação no dia 2020-01-[06-07], no software SAC, alinhadas na fase P registrados pela estação SOL1	37
5-11. Sismogramas da figura 5-10 empilhados, normalizados, visualizados em tempo relativo ao tempo da fase P. Traços correlacionados com janela de 0.15s . . .	37
5-12. (a) Sismogramas alinhados depois de realizar correlação cruzada para a onda S componente transversal na estação SOL1. (b) Sismogramas empilhados, visualizados em tempo relativo ao tempo da fase S componente transversal. .	38
5-13. Relocalização dos eventos de Janeiro usando HypoDD	39

5-14. (a) Evolução da distância epicentral ao poço perfurado em agosto 2019, a linha contínua mostra a evolução tempo-distância para uma difusividade de $0,02 \text{ m}^2/s$ assumindo pressão adicional desde a abertura do poço no início de agosto. As barras horizontais abrangem 90% das distâncias para 5 períodos diferentes. (b) Evolução da atividade sísmica (vermelho) e precipitação média mensal (azul); a barra roxa mostra relatos de tremores sentidos antes da instalação da rede sismográfica.	40
5-15. Operação da rede sismografica instalada em Sales Oliveira, muitos dados não puderam ser coletados durante o período de pandemia (abril-outubro, 2020). Não houve registro de nenhum evento no final do ano 2020 ou no início do ano 2021	41
5-16. Componente vertical do evento do dia 2021-01-07 06:11:51 mostrando as polaridades da onda P. Soluções para o mecanismo focal usando a polaridade da primeira chegada no SeisComp3.	42
5-17. Inversão de forma de onda para a melhor solução CSPA na faixa de frequência de 1.5 a 2 Hz. A estação SOL2 não foi considerada por um problema de relógio.	43
5-18. Ajuste de formas de onda apenas na estação SOL1, para a melhor solução CSPA na faixa de frequência de 1.5 a 2 Hz. (b) Ajuste usando a estação SOL1 e SOL4.	44
5-19. Resultados da inversão de formas de ondas do sismo principal de Sales Oliveira Janeiro 2020. As estações utilizadas na inversão foram SOL1 e SOL4. Vale destacar os resultados para os planos de falha, Strike= 327° , Dip = 79° e Rake= -57° , e Strike= 73° , Dip = 35° e Rake = -160° , Magnitude de momento $M_w=0.38$. (inferior) Mecanismo focal incluindo as polaridades.	45

Lista de tabelas

2-1. Poços profundos operando no município. A informação dos poços foi facilitada pela prefeitura municipal de Sales Oliveira	8
2-2. Estações sismográficas instaladas no Sales Oliveira. * A estação SOL2 usou um sensor Geobit de 22/08 a 24/08, e um sensor RS3D a partir dessa data.	9
4-1. Equivalências de pesos atribuídos no formato de Hypo71	20
5-1. Velocidades da onda P e profundidade do topo camadas usadas na localização com Hypo71	31

Capítulo 1

Introdução

Pequenos tremores começaram a ser sentidos em Sales Oliveira, cidade do nordeste do estado de São Paulo, pela primeira vez em 13 de Agosto de 2019. Uma pequena rede foi instalada no município para monitorar essas ocorrências. Esses eventos começaram a ser sentidos uma semana após a abertura de um poço profundo na cidade, o que poderia ser a causa dos tremores. Durante esta pesquisa, o objetivo é estabelecer as causas desses tremores e se eles estão ou não relacionados à abertura de poços profundos.

Vários autores estudaram os possíveis mecanismos de sismicidade induzida, tais como alterações na pressão de poro, e alterações estruturais ou litológicas que podem alterar tensões acumuladas e gerar tremores. (Gupta, 1992; Rubinstein e Mahani, 2005; Shapiro e Dinske, 2009; Simpson e Narasimhan, 1990; Talwani et al., 2007). Um dos processos mais estudados é a injeção ou extração de água através de poços profundos.

Historicamente, no Brasil, foram relatados vários casos de sismicidade induzida pela abertura de poços para extração de água, indicados na Fig. 1-1. Inicialmente, foram relatados casos de atividade sísmica no município de Fernando Prestes na década de 1950. Em 1977, foram registrados tremores no município de Nuporanga (Yamabe e Berrocal, 1994). Os tremores relatados começaram a ser sentidos no mês de maio de 1977, quando a abertura de um poço foi concluída. Um segundo período de sismicidade foi sentido em dezembro, após a abertura de um segundo poço. Os eventos relatados atingiram uma intensidade de IV na escala de Mercalli Modificada.

Uma região que foi extensivamente estudada é o município de Bebedouro (Agurto-Detzel et al. (2017); Assumpção et al. (2010); Dicelis et al. (2017); Porsani et al. (2012), a atividade sísmica começou a ser registrada em 2005 e durou quase 7 anos. O mecanismo proposto

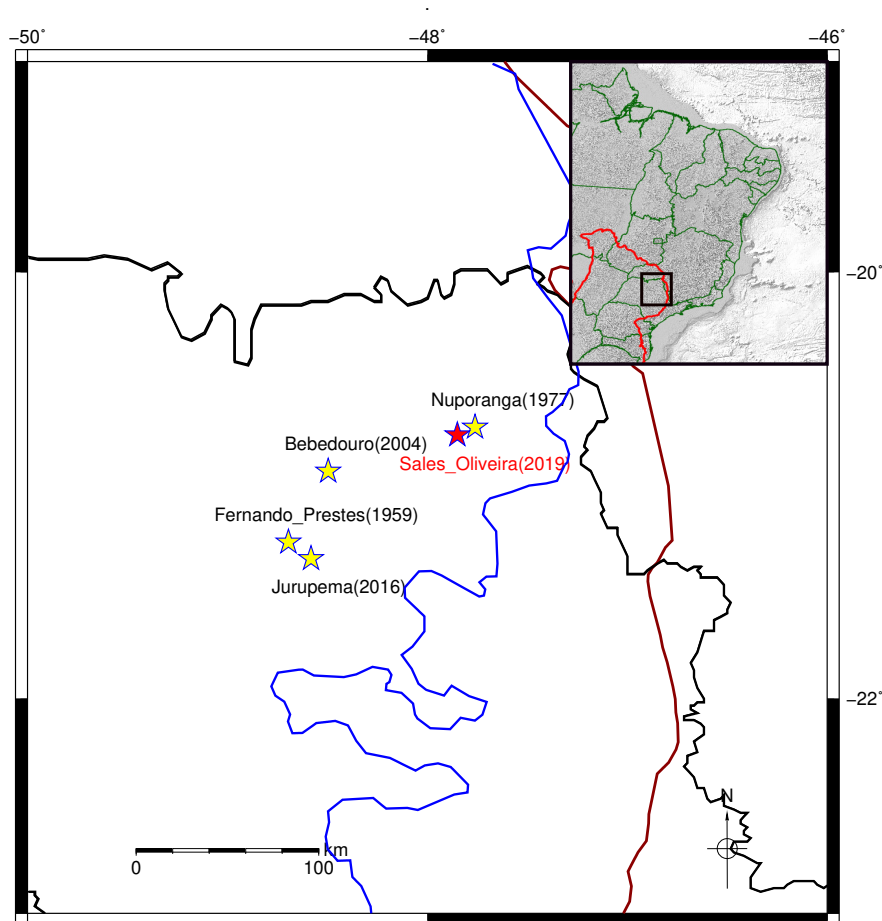


Figura 1-1: Casos reportados de sismicidade induzida pela abertura de poços no nordeste da bacia do Paraná. A linha vermelha delimita a bacia do Paraná. A linha azul indica o limite leste da formação Serra Geral

nesses estudos é a infiltração da água de um aquífero superior para um aquífero fraturado em uma camada inferior, aumentando a pressão de poro e alterando a tensão acumulada nas zonas de fratura. Nesta região, houve uma correlação entre os períodos de chuva e a atividade sísmica, geralmente com um atraso de dois meses entre essa atividade e o pico de precipitação. Este atraso foi explicado em termos da difusão da pressão de poro. Os eventos relatados atingiram magnitudes de até 2.9 e intensidade de V na escala de Mercalli Modificada. Por outro lado, também foi mostrado como os epicentros, com o tempo, se expandiram na região, afastando-se de sua localização inicial com uma difusividade entre $0,06$ e $0,7 \text{ m}^2/\text{s}$, de acordo com a faixa estimada de sismicidade induzida por injeção de água (Shapiro et al., 1997, 2002; Talwani et al., 2007).

Mais um caso em estudo neste momento é o relatado no distrito de Jurupema (município de

Taquaritinga), que em 2016 começou a registrar atividade sísmica e durou cerca de 3 anos. Um comportamento semelhante ao relatado em Bebedouro, explicando a sismicidade devido à infiltração de água em poços profundos, é proposto onde a sismicidade está concentrada no aquífero fraturado.

A figura **1-1** mostra a localização dos casos históricos relatados, além da localização do município de Sales Oliveira. É possível observar que esses municípios nos quais foram relatadas atividades sísmicas estão localizados na região nordeste da bacia do Paraná, em área da formação Serra Geral.

Capítulo 2

Área de Estudo

A geologia da bacia do Paraná tem sido muito estudada devido à sua grande extensão que se estende pelo região meridional do Brasil e pelos territórios do Paraguai e Argentina. [Turner et al. \(1994\)](#) propõem a origem da Formação Serra Geral entre 138 - 127 Ma, como resultado do vulcanismo associado à separação da América do Sul da África, que produzia fluxos de lava intermitentes, causando uma sequência de camadas de basalto que, hoje, armazenam vários aquíferos confinados.

2.1. Geologia Regional

A bacia do Paraná é uma bacia intracratônica de formato oval que se estende na direção N-S, cobrindo aproximadamente uma área de 1600000 km^2 e está localizada cobrindo grande parte do sudeste do território brasileiro. Vários autores estudaram a composição e formação desta bacia sedimentar. Seguindo [Zalán et al. \(1990\)](#) a bacia foi formada devido ao estiramento crustal, e é o resultado da superposição de diferentes supersequências. Na Figura [2-1](#) apresenta-se a carta estratigráfica simplificada da Bacia do Paraná e seu mapa. Seis supersequências são mostradas: Siluriana, Devoniana, Permo-Carbonífera, Triássica e Juro-Cretácea, assim chamada por Zalán devido às denominações paleontológicas correntes.

O embasamento da bacia do Paraná data de 700 a 450 Ma, composta principalmente por rochas ígneas e metamórficas ([Cordani et al., 1984](#)). Seis sequências de sedimentação foram depositadas, entre 450 Ma e 65 Ma, segundo [Milani et al. \(2007\)](#). As unidades de grande escala em forma de pacotes rochosos que se materializam em cada um dos intervalos de tempo são: Rio Ivai, Paraná, Godwana I, Godwana II, Godwana III e Bauru. Os três primeiros são representados por eventos sedimentares que definem ciclos de oscilações do nível relativo do mar no Paleozóico. As demais sequências correspondem a pacotes de sedimentos continentais

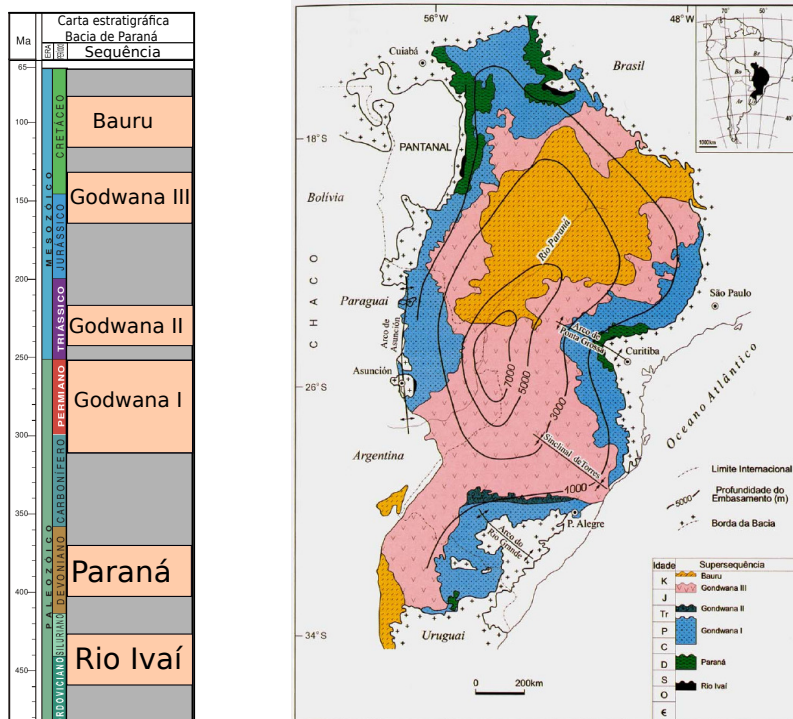


Figura 2-1: Carta estratigráfica simplificada de Bacia de Paraná (modificado de 192007 Milani et al.) e mapa da bacia de Paraná (tomado de (Milani, 2004)).

com rochas ígneas associadas.

Para nosso interesse, a Seqüência Godwana III, é constituída principalmente por arenitos médios a finos de alta esfericidade e aspecto fosco, formando assim a Formação Botucatu que, por suas propriedades hidráulicas, constitui o aquífero Guarani. Na parte superior desta formação, fluxos de lava intermitentes marcam camadas intercaladas que dão início à Formação Serra Geral, composta por basalto e sedimentos argilosos e silóticos como pode ser visto na Figura 2-2, onde um perfil foi desenhado a 23 ° S latitude no estado de São Paulo e mostra as diferentes formações de interesse (Iritani e Ezaki, 2008).

2.2. Geologia de Sales Oliveira

Segundo Milani (2004) vulcanismos associados à separação da América do Sul da África geraram derramamentos intermitentes de lava cobrindo o deserto de Botucatu e confinando o aquífero Guarani. Esta cobertura de até 1500m de espessura é conhecida como Formação Serra Geral a qual tem aquíferos fraturados. Em um período após o derramamento de lava, o clima tornou-se mais úmido, e uma nova seqüência com uma camada de arenitos calcíferos

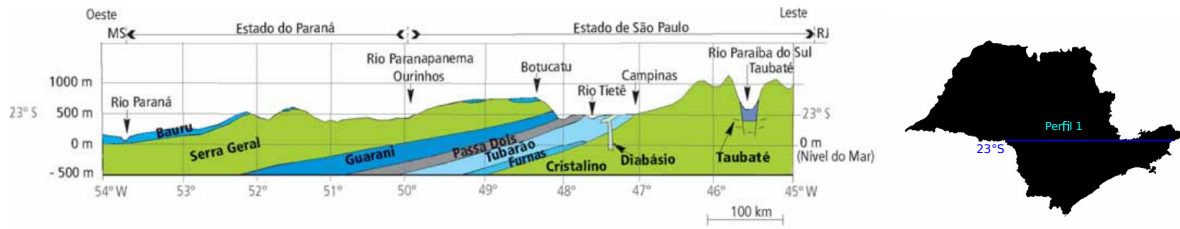


Figura 2-2: Seção geológica esquemática da bacia do Paraná ao longo do 23°S de latitude (Iritani e Ezaki, 2008).

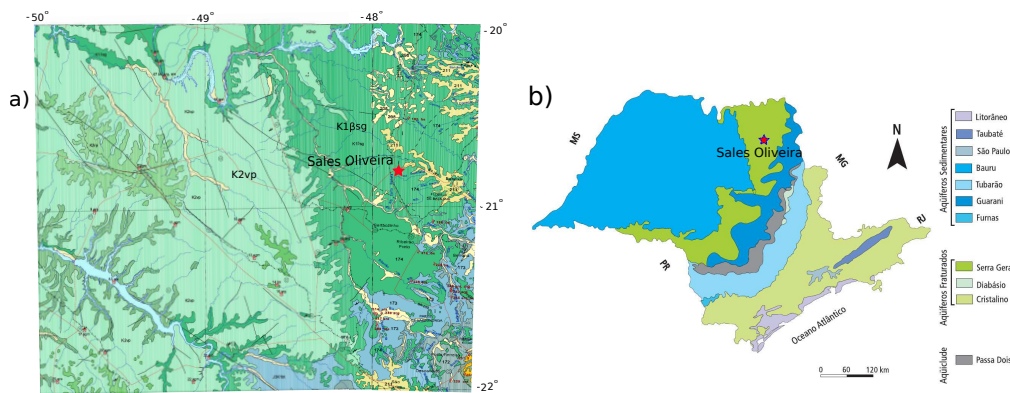


Figura 2-3: (a) Geologia regional do nordeste da Bacia do Paraná. O verde claro (K2vp) denota o Grupo Bauru com arenito muito fino, o verde escuro (K1βsg) denota a formação Serra Geral com basalto intercalado com camadas de arenito (Modificado da CPRM.) (b) Mapa com as principais unidades aquíferas do Estado de São Paulo (Iritani e Ezaki, 2008).

formou o que é conhecido como o grupo Bauru.

A figura 2-3 mostra a geologia da área. A formação Serra Geral é reconhecida em verde escuro, caracterizada por basalto andesítico intercalado por camadas de arenito. O grupo Bauru caracterizado por arenito muito fino é mostrado em verde claro. A formação Botucatu (abaixo da camada de basalto) também pode ser visto na região estudada.

Por outro lado, também são apresentadas as principais unidades aquíferas da região do Estado de São Paulo, com destaque para a região de estudo localizada acima da formação Serra Geral.

A formação Serra Geral é geralmente constituída segundo termos petrológicos pelos chamados basaltos toleíticos e andesitos basálticos. Geoquimicamente há uma diferenciação dessas rochas pela quantidade de TiO_2 , sendo mais ricas em TiO_2 no norte do que no sul, e uma diferença de elementos traço, especialmente Y e Yb. Em termos geocronológicos, usando medidas Ar-Ar, uma distribuição de idade é mostrada em amostras coletadas de até 137 Ma

e em subsuperfície de 127 Ma, posicionando assim o evento de formação Serra Geral entre 137 e 127 Ma.

152008Iritani e Ezaki mostram que nos basaltos da formação Serra Geral, devido ao resfriamento dos derramamentos de lava e tensões tectônicas, são geradas fraturas que permitem o armazenamento e fluxo de água, tendo assim aquíferos fraturados (figura 2-4). Outro autor, (Rocha, 2005), propõe que essas fraturas não são apenas horizontais, podendo haver fraturas verticais que podem ou não conectar outras fraturas gerando assim mecanismos de circulação de água pelas fraturas.

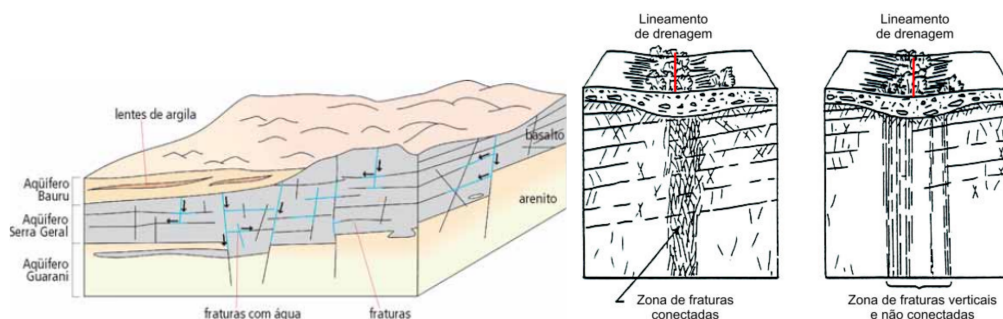


Figura 2-4: Modelo Hidrogeológico na região de Sales Oliveira, SP, mostrando os basaltos da Formação Serra Geral. Esquema de conexão de fraturas (Iritani e Ezaki, 2008).

Por outro lado, a partir das informações dos diferentes poços de extração de água da região de Sales Oliveira listados na tabela 2-1, é possível verificar que a região é composta por uma primeira camada de solo com espessura média de 30m seguida de uma camada de basalto com espessura de 230 m até atingir outra camada de areia. As vazões dos aquíferos fraturados que atingem grande profundidade variam entre 20 e 30 m^3/h .

Por outro lado, com base em informações fornecidas por poços profundos em toda a extensão da bacia do Paraná, é possível estimar a espessura da camada de basalto e a profundidade do embasamento em toda a região, segundo An e Assumpção (2004). Na figura 2-5, à esquerda, é possível indentificar a profundidade do embasamento na Bacia do Paraná., Os triangulos são estações sismográficas e os circulos pretos poços profundos. A figura da direita mostra a espessura da camada de basalto baseada em furos de sondagens, os quadrados representam poços de água, enquanto os círculos representam poços de petróleo.

É possível identificar a profundidade do embasamento para a região de Sales Oliveira entre 0.5 - 1 km e a espessura da camada de basalto entre 0.1 - 0.3 km. Levando isso em consideração, espera-se que a sismicidade seja muito superficial com profundidades de até 0.3 km.

Nome	Profundidade [m]	Solo [m]	Basalto [m]	Arenito [m]	Q [m ³ /h]	Lat [°]	Lon [°]	Data
Pesqueiro La- goa Azul	86	20	66	-	8	-20.781	-47.833	1997
Sítio Santa Rita	276	42	226	8	33.6	-20.784	-47.851	2003
Guabi Nutção Saúde Animal	290	37	253	-	8	-20.758	-47.855	2014
Lote. Jardim Angelina	306	48	237	21	14.8	-20.780	-47.845	2019
S. O. Ur- banizadora SPE	280	20.5	259.5	-	40	-20.766	-47.846	2019/08/05

Tabela 2-1: Poços profundos operando no município. A informação dos poços foi facilitada pela prefeitura municipal de Sales Oliveira

2.3. Rede sismográfica

O município de Sales Oliveira está na formação Serra Geral. Outros estudos realizados em Nuporanga e bebedouro, relatam tremores no meio das camadas de basalto da Formação Serra Geral ([Assumpção et al., 2010](#); [Dicelis et al., 2017](#); [Yamabe e Hamza, 1996](#)).

A figura [2-6](#) mostra o local de estudo. As diferentes estações sismográficas instaladas no município são representadas pelos triângulos roxos. Os círculos brancos representam os poços de águas profundas que foram perfurados no município e os anos em que começaram a operar. No mapa interior é possível visualizar a área de estudo na caixa azul no NE do estado de São Paulo.

Este projeto, está separado em diferentes partes.

A primeira parte do projeto será a localização dos eventos sísmicos registrados pelas estações de Sales Oliveira. A informação das estações instaladas são encontrados na tabela [2-2](#), onde são mostrados os diferentes sismômetros e a data de início da operação.

Estações	Lat[°]	Lon[°]	Elevação[m]	Sensor	Data Inicio	Data Final
SOL1	-20.7667	-47.8508	657	Tril.-Comp.	2019/08/23	2021/05/08
SOL2*	-20.7645	-47.8458	702	Geobit/RS3D	2019/08/22	2021/01/21
SOL3	-20.7762	-47.8318	685	Geobit	2019/08/23	2021/01/01
SOL4	-20.7525	-47.8443	663	Geobit	2019/08/24	2020/08/23
SOL5	-20.7613	-47.8413	728	RS3D	2019/11/14	2021/01/21

Tabela 2-2: Estações sismográficas instaladas no Sales Oliveira. * A estação SOL2 usou um sensor Geobit de 22/08 a 24/08, e um sensor RS3D a partir dessa data.

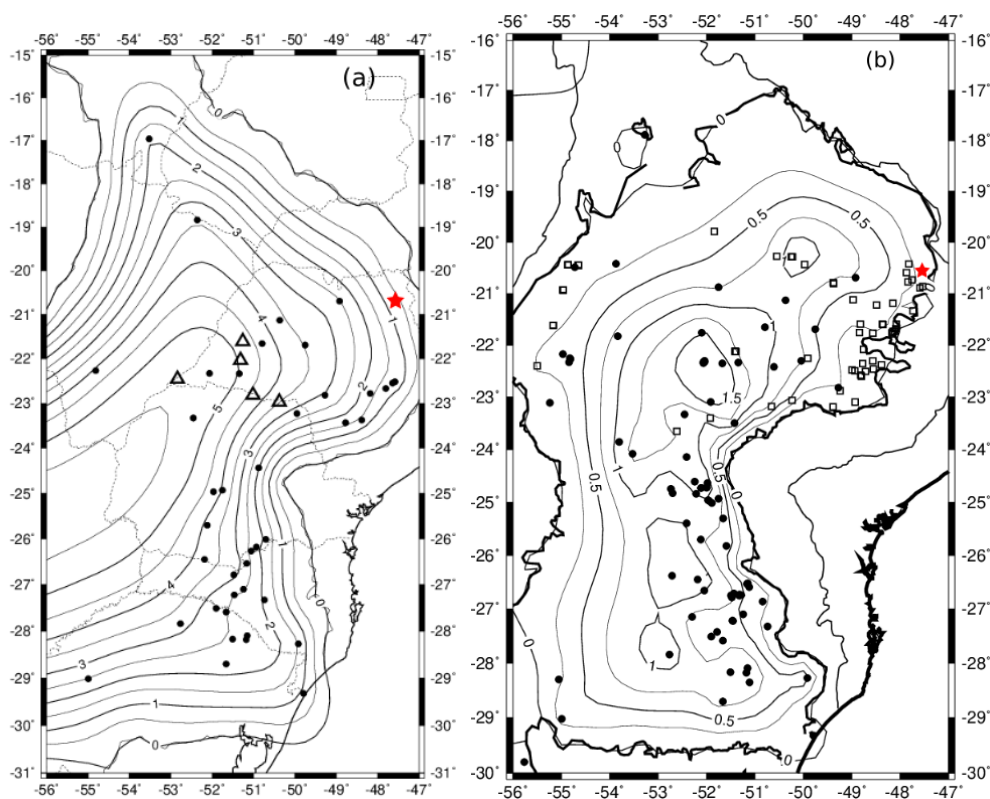


Figura 2-5: Mapas de profundidade do embasamento (a) e de espessura do basalto (b), baseados em poços profundos da Paulipetro e poços de água. Dados compilados por Marcelo Assumpção (An e Assumpção, 2004). A estrela indica Sales Oliveira.

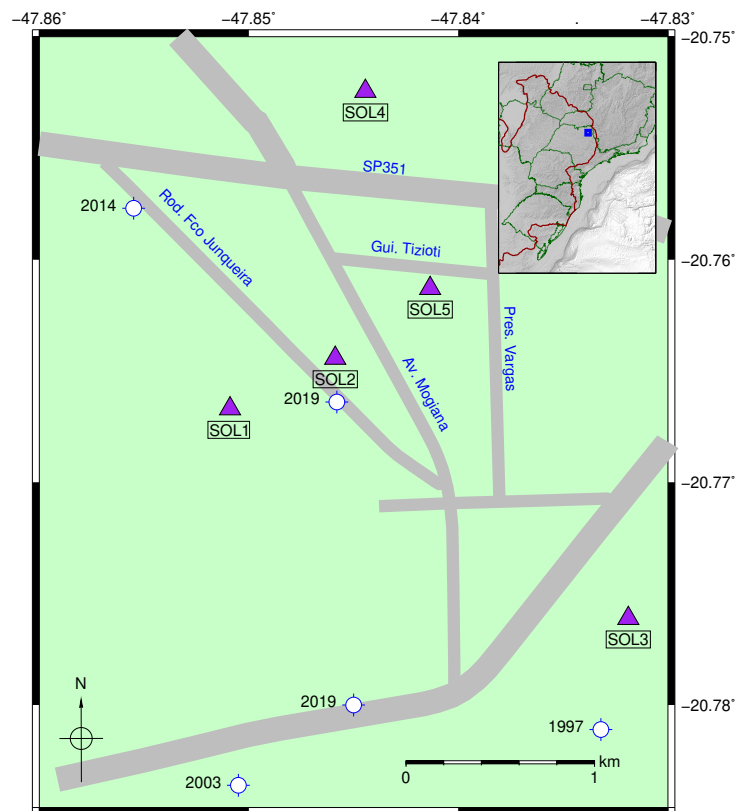


Figura 2-6: Mapa da área de estudo com as estações sismográficas instaladas (triângulos roxos), os poços de água perfurados (círculos brancos) com o ano de perfuração e as principais ruas e avenidas da cidade. A linha vermelha no inset delimita a bacia do Paraná.

Capítulo 3

Metodología

3.1. Localização

Diferentes métodos de localização de eventos sísmicos têm sido usados, dependendo da informação disponível nas estações sismográficas. Por exemplo, a localização com uma única estação é possível mas geralmente várias estações são necessárias para localizar um epicentro com precisão. Mas na ausência de outros dados o método com uma estação permite a localização usando a polaridade das ondas P em seus componentes vertical e radial. Assim é possível estabelecer a direção de origem das ondas sísmicas; se o movimento vertical da onda P for para cima, o componente radial apontará na direção oposta ao epicentro. Se estiver para baixo, ela apontará para o epicentro. Assim, é possível estimar a direção de origem das ondas. A distância desta fonte pode ser determinada a partir da diferença entre as ondas P e as ondas S.

Por outro lado, localizações com várias estações têm sido propostas usando diferenças de tempo das ondas S e P. Se se tratar de um evento local, ou seja, uma área reduzida, o tempo de origem pode ser conhecido usando o diagrama de Wadati. Esta técnica consiste em traçar pontos no eixo x que correspondem ao tempo de chegada das ondas P, enquanto no eixo y a diferença de tempo entre as fases S e P como se mostra na figura 3-1. Como perto do ponto de origem a diferença entre as fases S e P é zero, a interseção de uma linha ajustada dos dados já representados no gráfico com o eixo x indicará o tempo de origem.

Assim, tendo já estimado o tempo de origem T_o , a distância D do epicentro a uma estação pode ser calculada como

$$D = V_p(T_p - T_o), \quad (3-1)$$

onde podemos traçar um círculo de raio D e se se repetir com várias estações é possível estimar o epicentro com uma triangulação. Impõe-se foco do sismo na superfície.

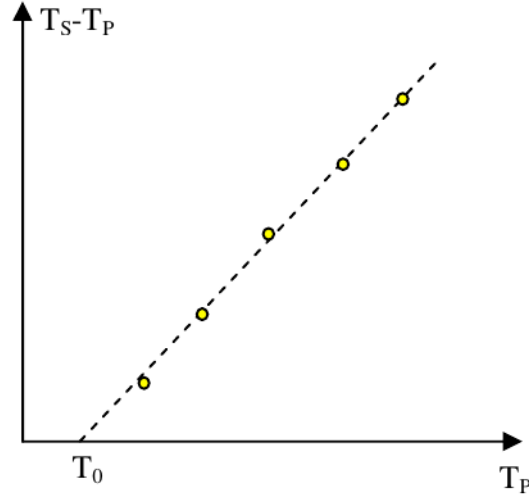


Figura 3-1: Exemplo de diagrama de Wadati para determinar a hora de origem de um evento sísmico

3.2. Metodos Iterativos

Primeiro, vamos pensar na propagação das ondas sísmicas em um meio homogêneo, de forma que as ondas viajem de forma reta dentro do meio com velocidade V_p . As coordenadas do hipocentro (x_o, y_o, z_o) e das estações (x_i, y_i, z_i) permitem calcular os tempos esperados nas estações. Sejam t_o e t_i o tempo de origem do terremoto e o tempo de chegada à estação i -ésima, respectivamente. então

$$t_i = t_o + \frac{\sqrt{(x_i - x_o)^2 + (y_i - y_o)^2 + (z_i - z_o)^2}}{V_p}, \quad (3-2)$$

Assim, podemos estabelecer um vetor de dados \vec{d} com os tempos registrados nas estações, e um vetor de parâmetros $\vec{m} = (x_o, y_o, z_o, t_o)$ com a localização do evento. Idealmente, só uma combinação única de parâmetros do hipocentro que se ajusta aos tempos observados, para encontrar o vetor de parâmetros \vec{m} , e assumindo que as equações para \vec{d} não são lineares, será necessário usar mínimos quadrados. O procedimento seria então linearizar o problema e melhorar iterativamente a localização \vec{m} . Para começar, o primeiro passo seria começar com uma solução a priori \vec{m}_o , calcular o tempo previsto, \vec{d}_o e investigar o comportamento de \vec{d}_o no proximidades de \vec{m}_o assim

$$\vec{m}_j^1 = \vec{m}_j^o + \Delta \vec{m}_j^o \quad (3-3)$$

onde \vec{m}_j^o é o aumento ou mudança nos j -ésimos parâmetros do modelo para um melhor ajuste dos dados.

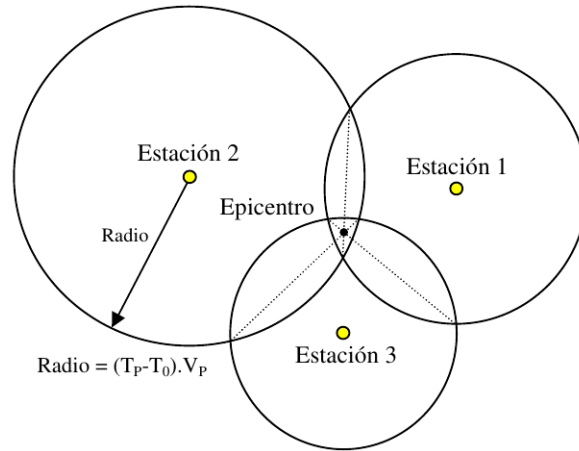


Figura 3-2: Estimativa do epicentro pelo método dos círculos

Assumindo que $\vec{d} = F(\vec{m})$ é possível linearizar o modelo usando uma expansão da série de Taylor truncando-o no primeiro termo. Além disso, as derivadas devem ser avaliadas na solução predita \vec{m}_j^1

$$\delta F = \delta d = \left(\frac{\partial d}{\partial m} \right) \delta m$$

$$\delta d_i = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \delta m_j \quad (3-4)$$

Desta forma, podemos definir a matriz das derivadas parciais G como

$$G_{i,j} = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \quad (3-5)$$

Podemos, assim, escrever um sistema de equações que relacione as mudanças nos parâmetros de localização com um melhor ajuste aos dados:

$$\Delta \vec{d} = G \Delta \vec{m} \quad (3-6)$$

Resolver esta última equação permitirá que você corrija a localização a cada vez, até que tenha uma boa convergência. Esta fórmula também é verdadeira para um problema puramente linear, e não apenas para a versão linearizada. Neste caso, tanto o vetor de dados quanto o vetor de parâmetros serão entendidos como vetores de mudança.

Este método é conhecido como Método Geiger. Às vezes, o problema generalizado é resolvido usando a decomposição de valores singulares SVD, o que permite encontrar a matriz de resolução e fazer outra medida da qualidade dos resultados. O método é usado por programas

de localização como Hypo71 e Hypocenter entre outros. Uma medida da qualidade do ajuste é dado pelo resíduo médio quadrático (RMS).

$$RMS_i = \sqrt{\frac{\sum_j^k P_{ij}(t_{ij} - t_{ij}^p)^2}{\sum_j^k P_{ij}}}, \quad (3-7)$$

onde i representa o sismo, j número da estação, k é o número total de estações, t_{ij} e t_{ij}^p são os tempos de chegada das ondas sísmicas observadas e predictas pelo modelo respectivamente e P_{ij} é o peso da onda sísmica observada.

3.3. Localização Relativa

O método desenvolvido aqui pode ser estendido para a localização relativa de eventos que podem minimizar erros na localização de eventos que estão muito próximos uns dos outros ou que são encontrados em grupos ou clusters” de eventos, como aqueles que são gerados na mesma fratura e são registrados nas estações.

Basta definir um evento principal bem localizado (m_0) e ele funcionará como evento principal após isso, é possível estabelecer os tempos medidos nas demais estações como tempos de chegada dos eventos relativos (Shearer, 2009)

$$t^{rel} = t - t^{principal} \quad (3-8)$$

e assim encontrar a localização do evento relativo usando o algoritmo de diferenças duplas

$$d_i^{rel} = d_i(m) - d_i(m_0) = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \delta m_j \quad (3-9)$$

Aqui, a precisão da localização depende e é limitada pela precisão do evento principal. Esta é a base do programa HypoDD desenvolvido por Waldhauser e Ellsworth.

3.4. Problema Conjunto de Hipocentros

A mesma ideia geral do método Geiger pode ser estendida para realizar uma inversão conjunta dos parâmetros hipocentrais do evento e do modelo de velocidade. Assim o tempo teórico é generalizado dependendo tanto da hora de origem e as coordenadas do evento, como também das velocidades nas camadas que o raio sísmico percorre. Assim, a matriz G , definida pelas derivadas parciais, também terá as derivadas parciais em relação às velocidades de cada camada.

Esta é a base de programas como o VELEST (Kissling et al., 1995).

Capítulo 4

Processamento

4.1. Eventos

Inicialmente, o processamento dos dados foi com o software SeisComp3, um software de análise sísmica que permite aquisição, transmissão e processamento de dados. Este software foi desenvolvido pela GFZ (Hanka et al., 2010) e Gempa GmbH, incluindo módulos de aquisição, registro e localização manual e automática. Os módulos iniciais utilizados durante este trabalho são módulos da interface gráfica (GUI), como o módulo *scrttv* e *scolv*, que permitem o processamento do sinal.

4.1.1. *scrttv*

Primeiro, é determinada uma janela de tempo (inicialmente uma hora), com a qual o monitoramento contínuo dos dados registrados pelas estações será realizado hora a hora. Um registro de eventos inicial será feito quando for possível identificar um terremoto em mais de uma estação. A figura 4-1 mostra um exemplo em que se pode ver claramente dois eventos sísmicos na mesma janela de tempo gravados por 4 estações.

Ao olhar para as formas de onda, é claro perceber dois eventos importantes marcados “Evento 1 e 2”. Nas estações SOL4 e SOL5, é possível ver mais um evento. Em uma janela de tempo mais curta, é evidente o ruído de alta frequência que não corresponde a um evento sísmico. Portanto, dois eventos são registrados, criando suas origens iniciais com as quais prosseguir para uma localização.

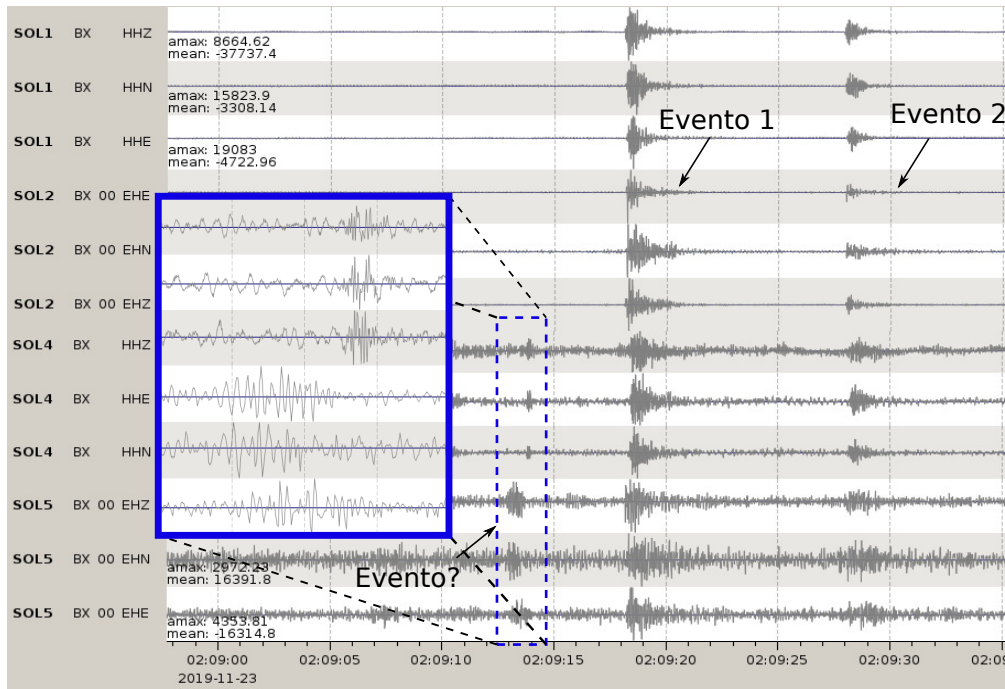


Figura 4-1: Formas de onda registradas pela rede sismográfica no dia 2019-11-23, são mostrados dois eventos. A caixa azul mostra uma janela de tempo mais curta para um possível terceiro evento.

4.1.2. *scolv*

Uma vez identificados os eventos, é utilizado o módulo *scolv*, que permite uma revisão e manipulação das formas de onda, a fim de identificar as diferentes fases nas formas de onda de cada estação. Inicialmente identifica-se a fase P. Posteriormente, é feita uma tentativa de identificar a fase S que envolve um pouco mais de dificuldade. Os eventos podem estar muito próximos da superfície e das estações, o que significa que não há grande separação entre a fase S e as diferentes conversões da fase P.

A figura 4-2 mostra as formas de onda para um evento registrado no dia 2019-11-16. foram identificadas as chegadas das fases P e S. As formas de onda são ordenadas de acordo com a distância entre a estação e o epicentro determinado. É mostrado como a velocidade das ondas S é menor que a velocidade das ondas P. À direita, pode-se ver a localização determinada como um ajuste para os tempos de chegada. Um fato importante a ser enfatizado é a suscetibilidade da localização com o tempo marcado para a chegada da fase S (marcar o tempo de chegada da fase S em um ponto muito próximo pode alterar significativamente o hipocentro). Essa é uma desvantagem, pois a fase S não é fácil de identificar em todos os eventos gravados. No inset, as três componentes (Z, R e T) são mostradas na estação SOL4,

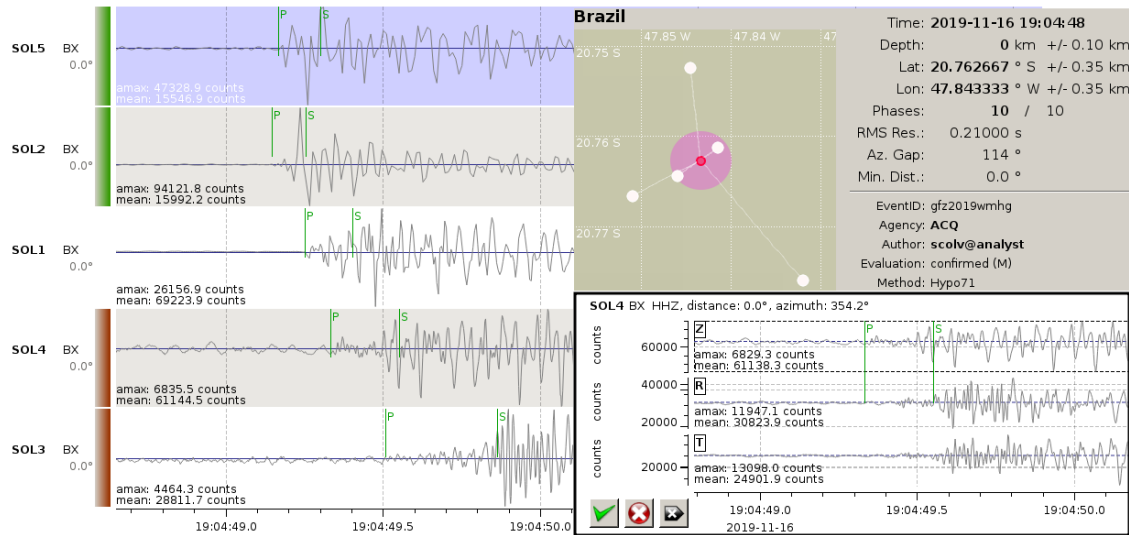


Figura 4-2: Formas de onda na interface *scolv* com as marcas dos tempos de chegada das fases P e S para um evento registrado no dia 2019-11-16. À direita, a localização obtida com o Hypo71. No inset, as três componentes (Z, R e T) são mostradas na estação SOL4, mostrando que a fase S foi marcada na componente transversal.

mostrando que a fase S foi marcada na componente transversal. O algoritmo implementado para determinar a localização é *Hypo71* (Lee e Lahr, 1975), que é um algoritmo iterativo que faz um ajuste de mínimos quadrados para obter o hipocentro e o tempo de origem de um evento.

4.2. Localização Inicial

O modelo de velocidade utilizado pelo Hypo71 foi estimado inicialmente usando dados fornecidos pelo município (espessuras da camada de solo, acima do basalto) e estudos em regiões próximas, como Bebedouro e Jurupema.

Inicialmente, as velocidades estimadas são baseadas no conhecimento da velocidade de propagação nas diferentes rochas. Por exemplo, as rochas sedimentares apresentam uma grande variação na velocidade de propagação devido à grande quantidade de microestruturas, poros e argilas. Embora as rochas ígneas tenham uma faixa de velocidade não tão diversa, elas têm baixa porosidade e sua velocidade é baseada principalmente nas propriedades elásticas dos minerais. Assim, utilizando o conhecimento prévio da geologia da área de estudo e também as informações dos poços de extração de água do município, o modelo adotado para uma primeira localização consiste em uma primeira camada de sedimentos e arenitos com veloci-

dade inicialmente baixa de 1 km/s para a onda P com espessura de 30 m , a segunda camada já representa basaltos da formação Serra Geral com uma velocidade de propagação da onda P de 5 km/s .

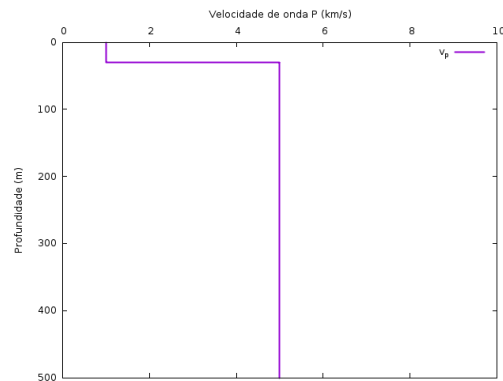


Figura 4-3: Modelo de velocidade 1D

A figura 4-3 mostra o modelo de velocidade inicialmente estimado. É usado a relação $\frac{V_P}{V_S} = 1,7$. Espera-se que, com um grande número de eventos, uma melhor estimativa dessa relação possa ser feita, usando um diagrama de Wadati, onde é mostrada uma relação entre a diferença no tempo de chegada das fases P e S e o tempo absoluto da fase P.

Os epicentros obtidos no SeisComp3 são mostrados na figura 4-4, onde foi utilizada a rotina de localização do *Hypo71* implementado no SC3. É possível mostrar no mapa que os epicentros dos eventos em sua grande maioria está ao redor do poço perfurado em agosto de 2019 quando a sismicidade começou a ser sentida pelos moradores do município.

4.3. Releitura no SAC

No evento mostrado na figura 4-2, uma grande incerteza pode ser vista na estimativa da profundidade do evento. Um dos motivos é a suscetibilidade da localização ao tempo de chegada marcado da fase S. Uma das maneiras propostas para reduzir esse erro é trabalhar com o software SAC, que permite atribuir um *peso* entre 0 e 4 a cada uma das fases. Isso é útil quando a chegada na forma de onda não é clara (tabela 4-1). Para isso, serão utilizados os eventos registrados no SeisComp3 e será feita uma realocação alterando o peso nas fases S que não são muito evidentes (algumas fases P também podem receber um *peso menor* se não estiverem claras).

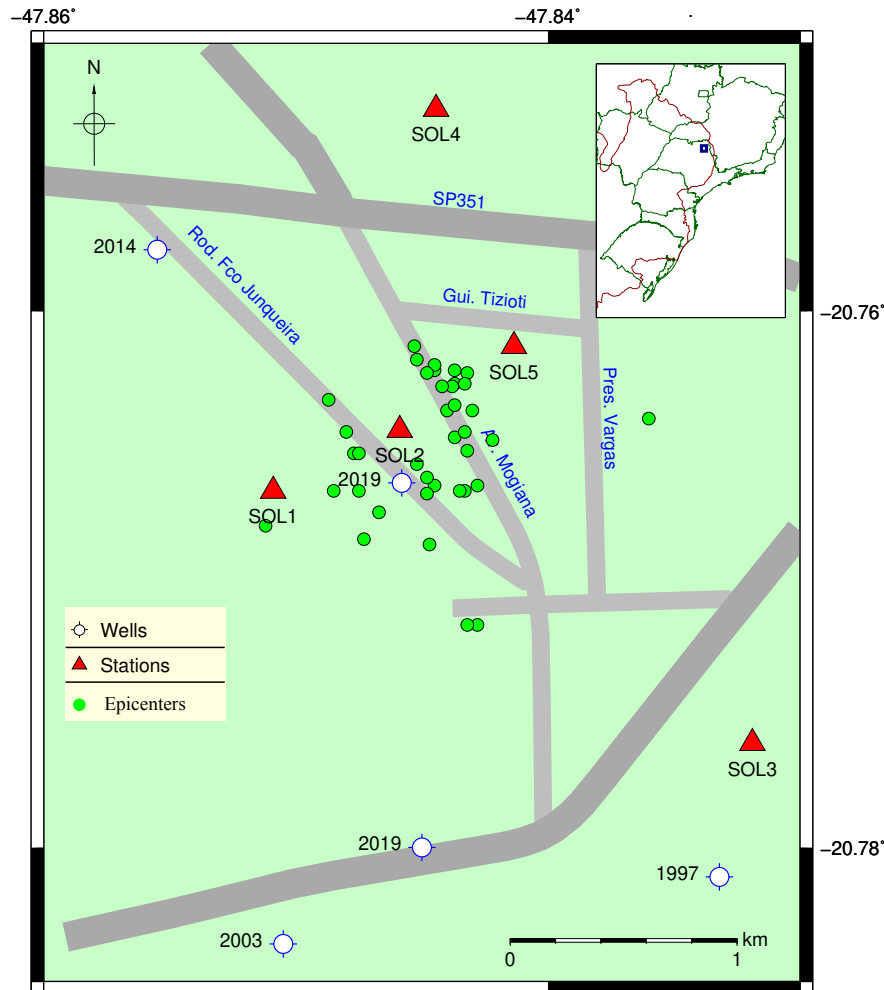


Figura 4-4: Epicentros determinados com Hypo71, usando o modelo de velocidade de duas camadas (Fig 4-3) com relação $V_p/V_s = 1.7$

A figura 4-5 mostra as formas de onda com os pesos atribuídos às fases P e S para o primeiro evento mostrado na figura 4-2. A localização será feita novamente usando o algoritmo *Hypo71*.

Posteriormente, foi trabalhado um script para baixar as formas de onda dos eventos cadastrados e localizados no SeisComp3 em formato SAC e para poder atribuir novos pesos às fases que estavam claras. O script funciona baixando os arquivos XML de SeisComp, fazendo a busca dos eventos e salvando as fases e a localização. Depois disso trabalha-se no software SAC onde de várias formas tenta-se melhorar a leitura das fases e assim melhorar sua localização. Para mostrar o passo a passo seguido para melhorar as leituras, é mostrado um evento de 27 de setembro de 2019 (figura 4-6). Pode-se ver o evento registrado em três estações

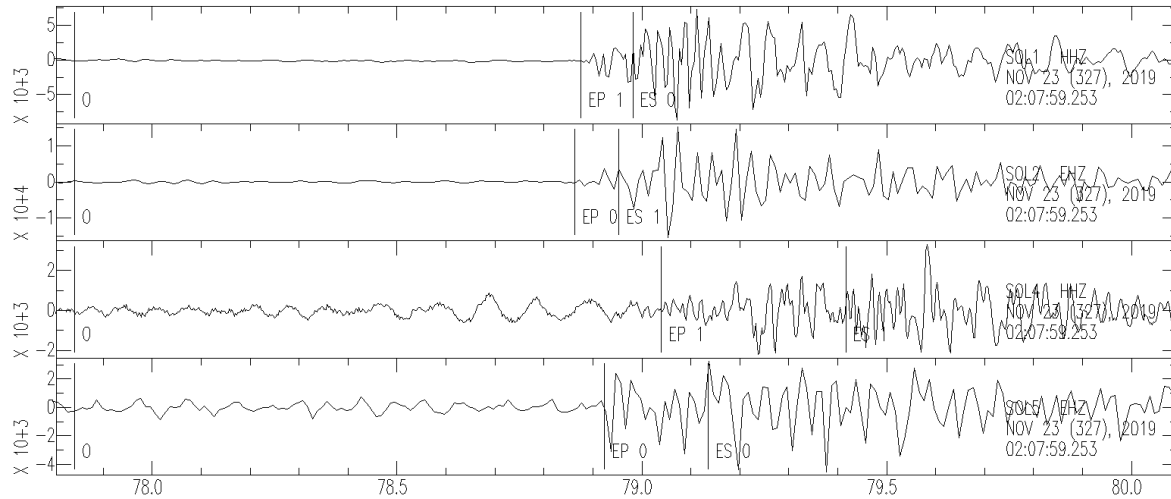


Figura 4-5: Formas de onda registradas pela rede sismográfica no dia 2019-11-23, no software SAC. Componente vertical

SOL1, SOL3 e SOL4. Os dados são inicialmente baixados à medida que são entregues pelo sensor em velocidades, o registro dos três componentes, vertical, NS e EO é então exibido. É possível identificar claramente a chegada da fase P nas três estações se observarmos a componente vertical.

Em alguns casos a leitura da fase S quando o sismograma está em velocidade não é uma tarefa fácil, nem sempre é possível identificar uma mudança na frequência ou na amplitude dos pacotes, características importantes da chegada da fase S. Porém, quando o sismograma é transformado em deslocamento, às vezes a tarefa de marcar a chegada dessas fases torna-se mais eficaz, como visto na figura 4-7, onde a mudança de frequência e amplitude é mais

Peso no SAC	Peso Atribuído
0	1.00
1	0.75
2	0.50
3	0.25
4	0.00
9	Tempo absoluto indeterminado, apenas (S-P) pode ser usado.

Tabela 4-1: Equivalências de pesos atribuídos no formato de Hypo71

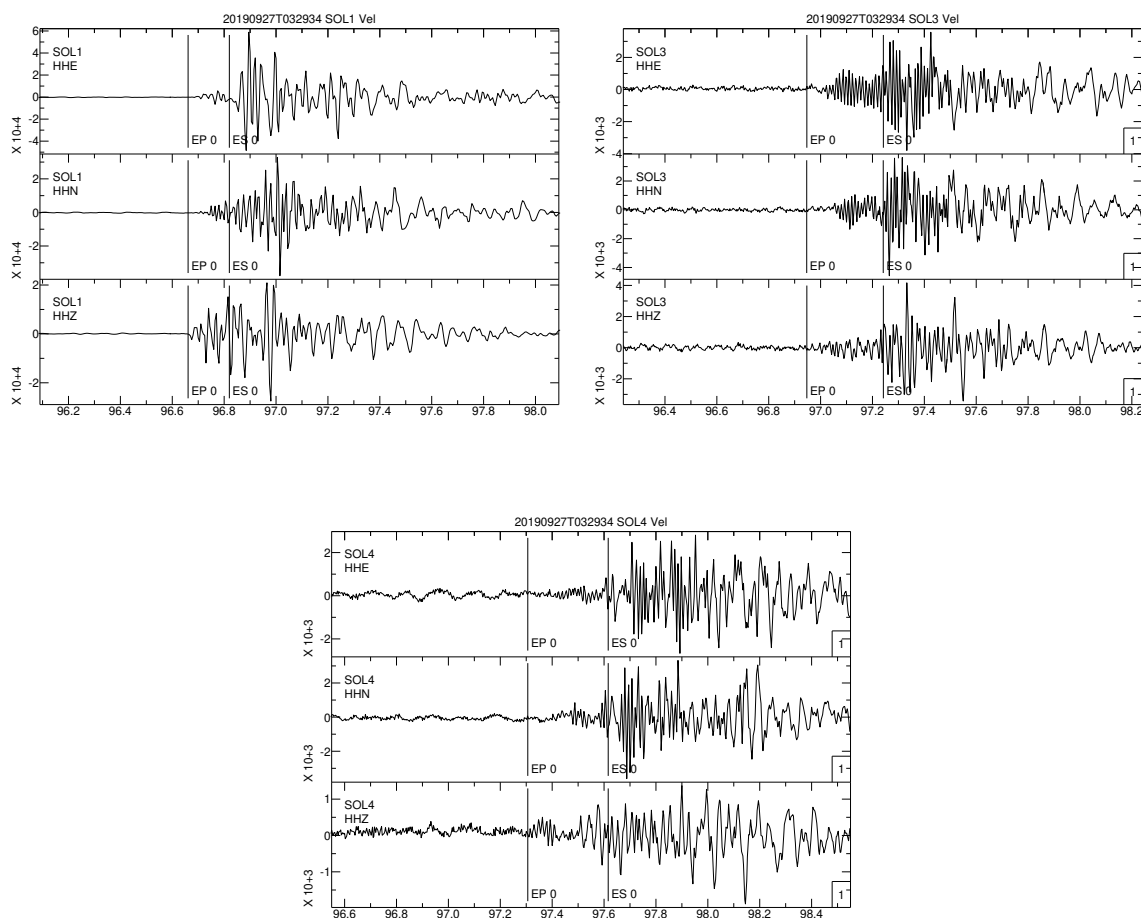


Figura 4-6: Formas de onda em velocidade registradas pela rede sismográfica no dia 2019-09-27, no software SAC

notável nas componentes N e E para as três estações.

Para melhorar ainda mais a leitura das fases, a última etapa que realizamos é rotacionar os sismogramas para as componentes radial e transversal para ter a chegada da fase S, que por sua natureza em algumas ocasiões será mais clara na componente transversal. Isso pode ser visto na figura 4-8. A componente radial e a transversal mostram melhor a chegada da fase S, enquanto a leitura da fase P pode continuar a ser feita na componente vertical.

Com o procedimento realizado até o momento foi possível melhorar todas as leituras dos eventos. Em alguns casos não foi inteiramente possível estabelecer bem a chegada das fases, mas sim a utilidade do SAC para poder atribuir pesos às diferentes fases ajudou muito a

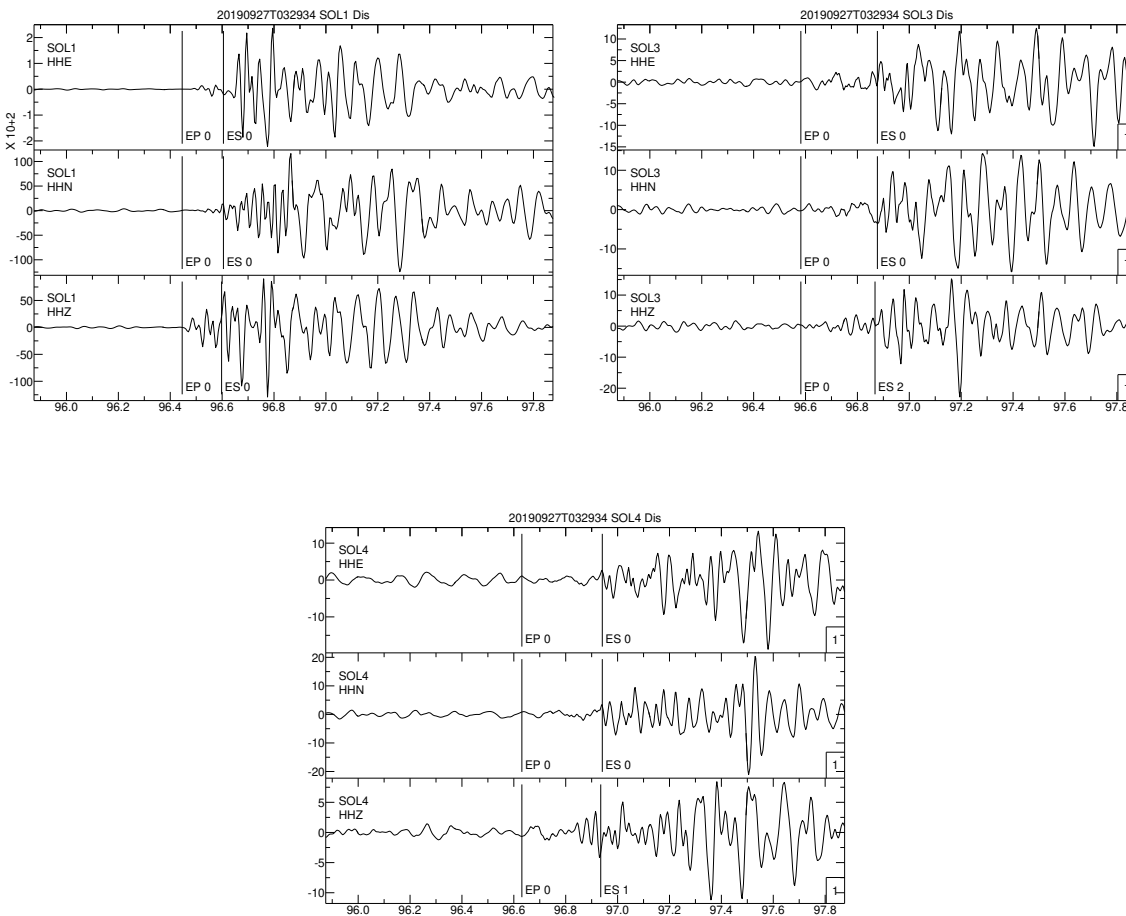


Figura 4-7: Formas de onda transformadas para deslocamento, no software SAC . Mesmo evento da Fig. 4-6.

otimizar essas leituras. Na figura 4-9 é possível ver o evento mostrado nos sismogramas anteriores de forma ordenada de acordo com a distância até as estações. É possível ver como a fase S está se afastando da fase P como esperado, mantendo uma razão de quase duas vezes o aumento entre as fases S de acordo com o aumento nas fases P.

Houve uma sequência de eventos no mês de janeiro/2020 que, mesmo sendo bem registrada pelas estações, apresentou um problema de relógio em uma das estações. Na figura 4-10 é mostrado como os eventos ordenados pela distância às estações mostra que a estação SOL2 é a mais próxima. Também é possível ver que a diferença de tempo entre a fase P e a fase S é a menor de todas as estações, indicando que é efetivamente a mais próxima do epicentro. Para a localização deste evento foi utilizado um peso no SAC de 9 que permite apenas usar a diferença de tempo e ignorar o problema do relógio da estação para este evento. Este evento

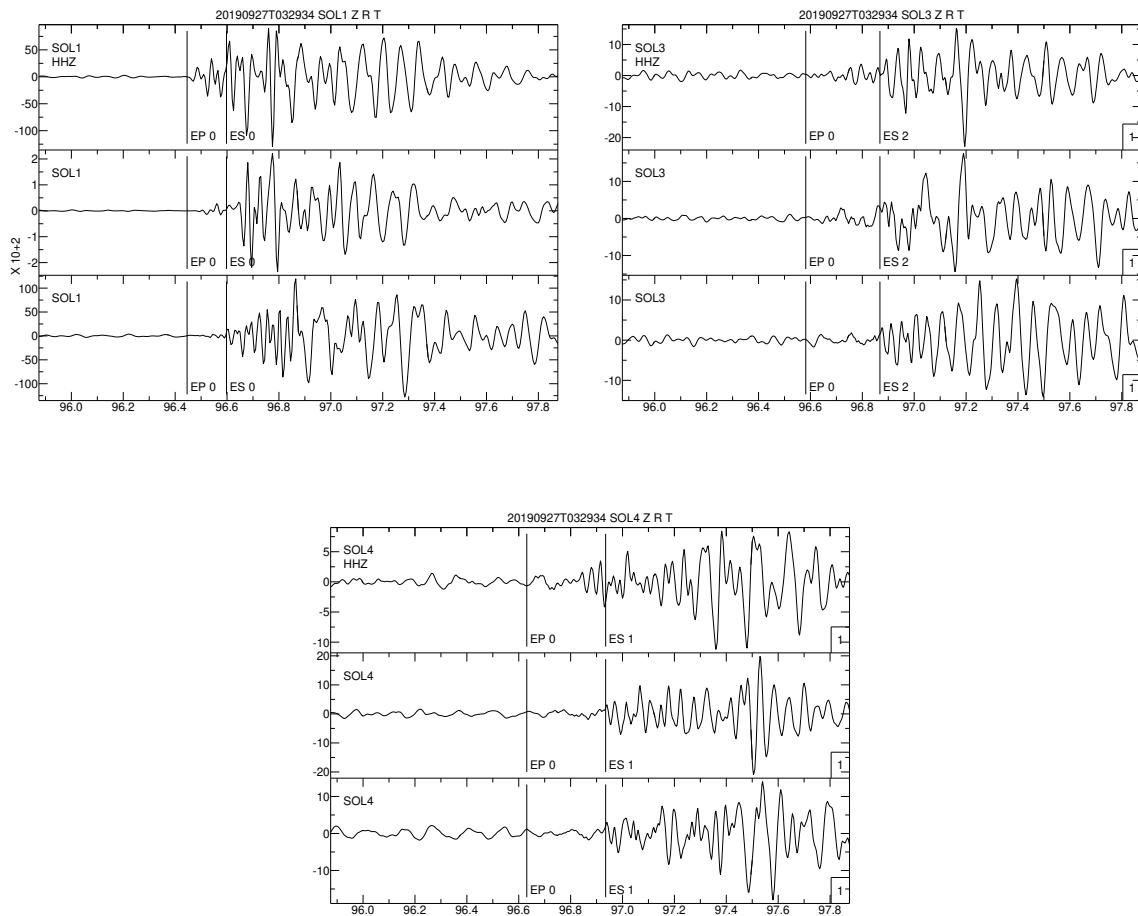


Figura 4-8: Formas de onda rotacionadas para as componentes transversal e radial. Em cada quadro, a ordem das componentes é Z, R e T. Mesmo evento da Fig. 4-7

será de grande interesse porque foram encontrados pelo menos 5 eventos similares com uma forma de onda com alta correlação.

4.4. Programas Usados

Inicialmente esperava-se melhorar o modelo de velocidade tanto com *Hypocenter* quanto *VELEST*. Posteriormente, uma tentativa de fazer uma localização relativa dos eventos de janeiro que possuem registros semelhantes usando *HypoDD*. Com as polaridades das ondas P, tentou-se um possível mecanismo focal usando *ISOLA*. Uma pequena descrição dos programas a serem usados é apresentada a seguir.

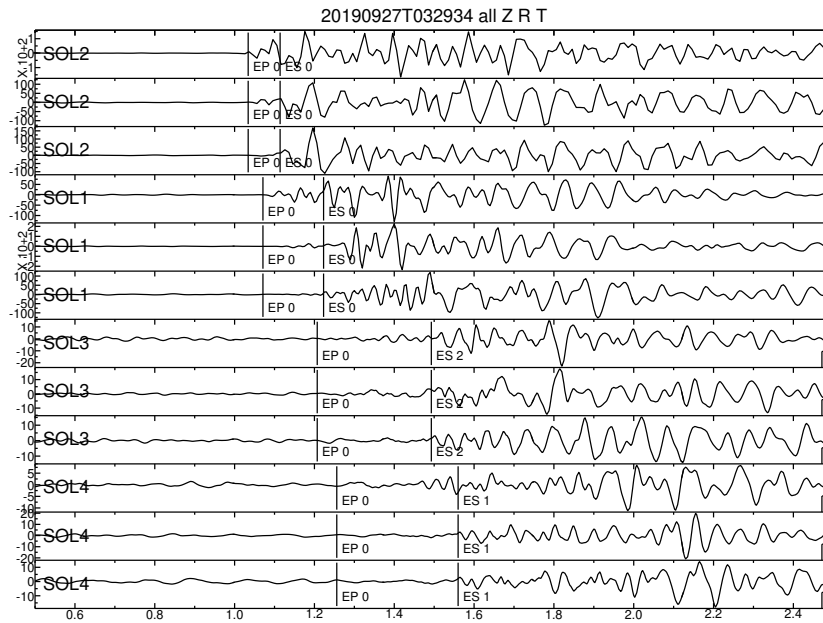


Figura 4-9: Formas de onda registradas pelas 4 estações no dia 2019-09-27, ordenadas de acordo com a distância epicentral. Para cada estação, a ordem das componentes é Z,R e T.

4.4.1. Hypocenter

Hypocenter é um programa desenvolvido em Fortran77 para localização de eventos sísmicos (Lienert et al., 1986). Em 1991 foi implementado no pacote SEISAN. A diferença do Hypocenter com o Hypo71 é a possibilidade de usar diferentes razões V_p/V_s de cada camada no modelo. Foi uma tentativa de melhorar o modelo com pequenas variações do modelo inicial e observando as mudanças no RMS para melhorar a velocidade para cada fase e para cada camada. O programa recebe como arquivos de entrada a informação das estações e um arquivo com as fases. Na saída, o programa tem um arquivo com a saída detalhada das iterações, uma localização em formato nórdico e um resumo das iterações em formato Hypo71.

4.4.2. VELEST

VELEST é um programa desenvolvido entre os anos 1976 até 1994 (Kissling et al., 1995), solucionando o problema conjunto de hipocentros com o modelo de velocidades. O VELEST também pode ser usado apenas para relocalizar os hipocentros. O programa recebe um arquivo que contém os parâmetros de configuração, o arquivo dos eventos com as fases

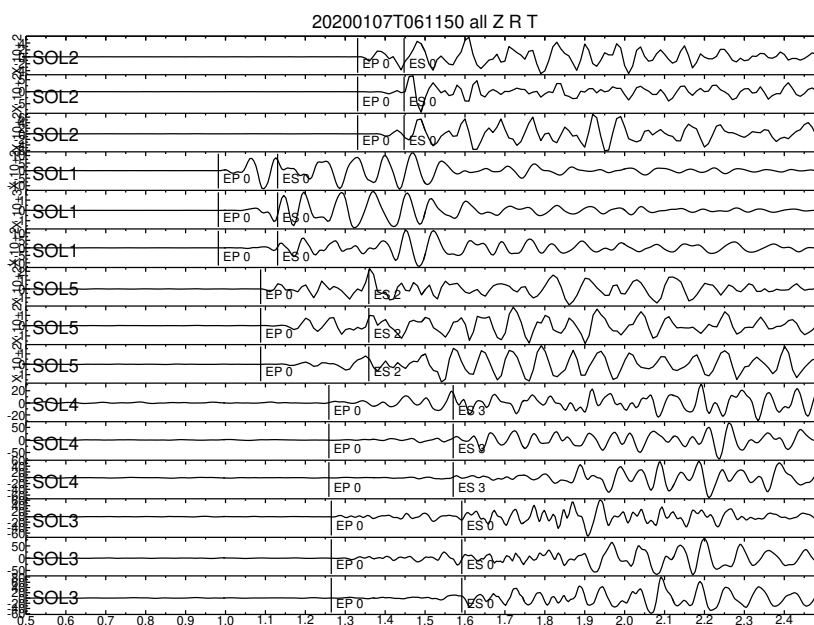


Figura 4-10: Formas de onda registradas pelas 5 estações no dia 2020-01-07, ordenadas de acordo com a distância epicentral. Vê-se que SOL2 tem problema de relógio.

em formato nórdico, um arquivo com a informação das estações e um modelo inicial de velocidades. O programa tem uma saída detalhada de todas as iterações, correções para as estações. O programa VELEST é chamado com o programa VELMENU do pacote SEISAN.

4.4.3. HypoDD

HypoDD é um programa desenvolvido em Fortran77 que permite determinar localizações relativas de clusters de eventos. O programa usa o algoritmo de diferenças duplas e foi desenvolvido por [Waldhauser e Ellsworth \(2000\)](#). HypoDD pode usar tanto os tempos de chegada das fases registrados manualmente, como as diferenças de tempos obtidos por correlação cruzada das ondas P ou S. O programa recebe diferentes arquivos como o arquivo de fases, um arquivo de configuração de parâmetros, um arquivo com as diferenças de tempo entre eventos na mesma estação, as coordenadas das estações e os eventos selecionados. Inicialmente recebe as localizações feitas com programas como Hypocenter ou VELEST. Na saída, o programa tem, um arquivo com os hipocentros iniciais, os hipocentros relocados e os resíduos por hipocentro.

4.4.4. ISOLA

Para entender melhor as fontes sísmicas (orientação preferencial das fraturas e direção dos esforços que causam os tremores), será feito um estudo do tensor de momento e do mecanismo focal. Para isso, serão utilizadas as ferramentas do software ISOLA, que foram desenvolvidas para melhorar e automatizar os métodos de inversão para determinar os diferentes parâmetros para caracterizar fontes sísmicas.

ISOLA é um programa em Fortran com uma interface gráfica que roda em ambiente MATLAB, foi desenvolvido por [Sokos e Zahradnik \(2008, 2013\)](#). O programa usa os sismogramas transformados em deslocamento, e a partir de sismogramas sintéticos dos mecanismos focais básicos, faz a inversão usando o método dos quadrados mínimos, para determinar o tensor desviatório. Usando o modo DC (double-couple puro), a posição e o tempo de origem do centróide são calculados através de busca em uma grade espaço-tempo, O centróide corresponde ao centro de gravidade da falha. Para pequenos eventos como os presentes neste trabalho é assumido que a posição do centróide é a mesma que a do hipocentro. O programa tem como saída um boletim com os parâmetros de fonte. Para usar melhor o código de ISOLA para pequenos eventos será usada a técnica CSPA-W (Cyclic Scanning of the Polarity Solutions -Waveform) desenvolvida por [122014Fojtíková e Zahradník](#), a qual combina o método das polaridades usado por FOCMEC com a inversão das formas de onda.

Capítulo 5

Resultados e discussões

A seguir, os resultados serão apresentados com uma discussão, relatando o que foi desenvolvido durante o trabalho. Será mostrado como foi determinado o modelo de velocidade, depois uma realocação relativa realizada com o HypoDD. Será mostrado como foi a evolução da sismicidade e sua relação com a temporada chuvosa e por fim uma tentativa de inversão da forma de onda feito com ISOLA.

5.1. Melhor Modelo (tentativa-e-erro)

Como já foi mencionado no capítulo 3, trabalhamos inicialmente com a localização realizada no software SeisComp3, com um modelo de velocidade estimado de acordo com os dados dos poços perfurados na cidade de Sales Oliveira. Embora essas localizações apresentassem um baixo RMS, a dificuldade em identificar a fase S fez com que a localização fosse considerada em outros softwares. O SAC é uma ferramenta que nos permitiu atribuir pesos diferentes às fases e assim fazer uma localização mais precisa. Além disso a nova leitura das fases nos permitiu melhorar o modelo de velocidade, este procedimento foi realizado em três etapas.

Inicialmente, trabalhamos com o diagrama de Wadati. Para isso foram feitas as releituras no SAC, foi traçado o tempo de chegada da fase P, com a diferença de tempo entre a fase S e a fase P, o comportamento linear desta relação permite encontrar a razão V_P/V_S . A figura 5-1 mostra o diagrama de Wadati para os eventos de Sales Oliveira, a inclinação da linha de tendência mostra uma razão de $V_P/V_S \approx 1.73$. Este valor é maior que o valor inicialmente considerado no modelo inicial de 1.7.

Após isso, para melhorar o modelo de velocidade, uma vez estabelecida a relação entre as velocidades das ondas P e S, é determinar a velocidade P que diminui o RMS médio em todos os eventos. realizado por tentativa e erro, em que a velocidade da onda P varia nas diferentes camadas, tanto a camada sedimentar como a camada de basalto. As velocidades

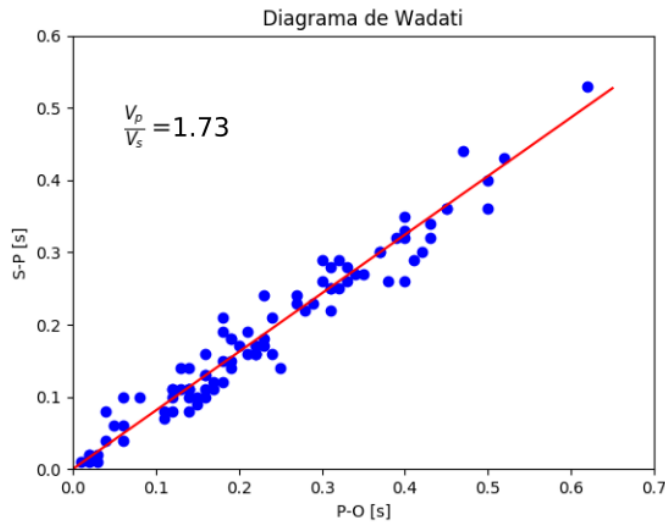


Figura 5-1: Diagrama de Wadati com os eventos de Sales Oliveira, SP. No ajuste, $V_p/V_s = 1.73 \pm 0.02$, e o resíduo RMS da (S-P) é $0.0004s$

havia sido estabelecidas de acordo com a literatura em 1 km/s para a primeira camada (solo ou sedimentar) e 5 km/s na camada de basalto.

A Figura 5-2 mostra o RMS em função da velocidade da onda P, para três profundidades de interface entre a camada sedimentar e o basalto. Lembremos que inicialmente trabalhamos com uma profundidade de 30m com base nos dados dos poços, mas estes mostraram que a camada de basalto poderia ser mais superficial até quase 10m , portanto a profundidade variou entre 10 e 30 m , a velocidade na primeira camada foi variada entre 0.3 e 1.5 km/s . É possível observar que para 10 m de profundidade não existe um comportamento que permita definir qual velocidade reduz o RMS médio. Porém, para 30 m é possível observar um comportamento em que o RMS é minimizado próximo a $0,68 \text{ km/s}$. Em relação à camada de basalto é possível ver que o RMS médio tem um valor mínimo para uma velocidade que varia entre 4 e 4.5 km/s . A figura 5-3 mostra a média mínima rms em função da profundidade da camada sedimentar, mostrando que não é possível definir para qual profundidade a rms é mínima. Se a velocidade na camada sedimentar for variada, o mínimo é encontrado a uma profundidade de 30 m , enquanto que se a velocidade na camada de basalto for variada, tomando uma velocidade fixa de 0.68 Km/s na camada sedimentar, o mínimo é encontrado a uma profundidade de 10 m , Portanto, com esta estimativa do modelo de velocidade por tentativa e erro, optou-se por trabalhar com profundidade de 20 m para a camada sedimentar, deixando assim um modelo de duas camadas com velocidade de 0.68 Km/s na camada sedimentar como o melhor modelo e 4.2 Km/s na camada de basalto. O RMS obtido com este modelo é $0.024s$.

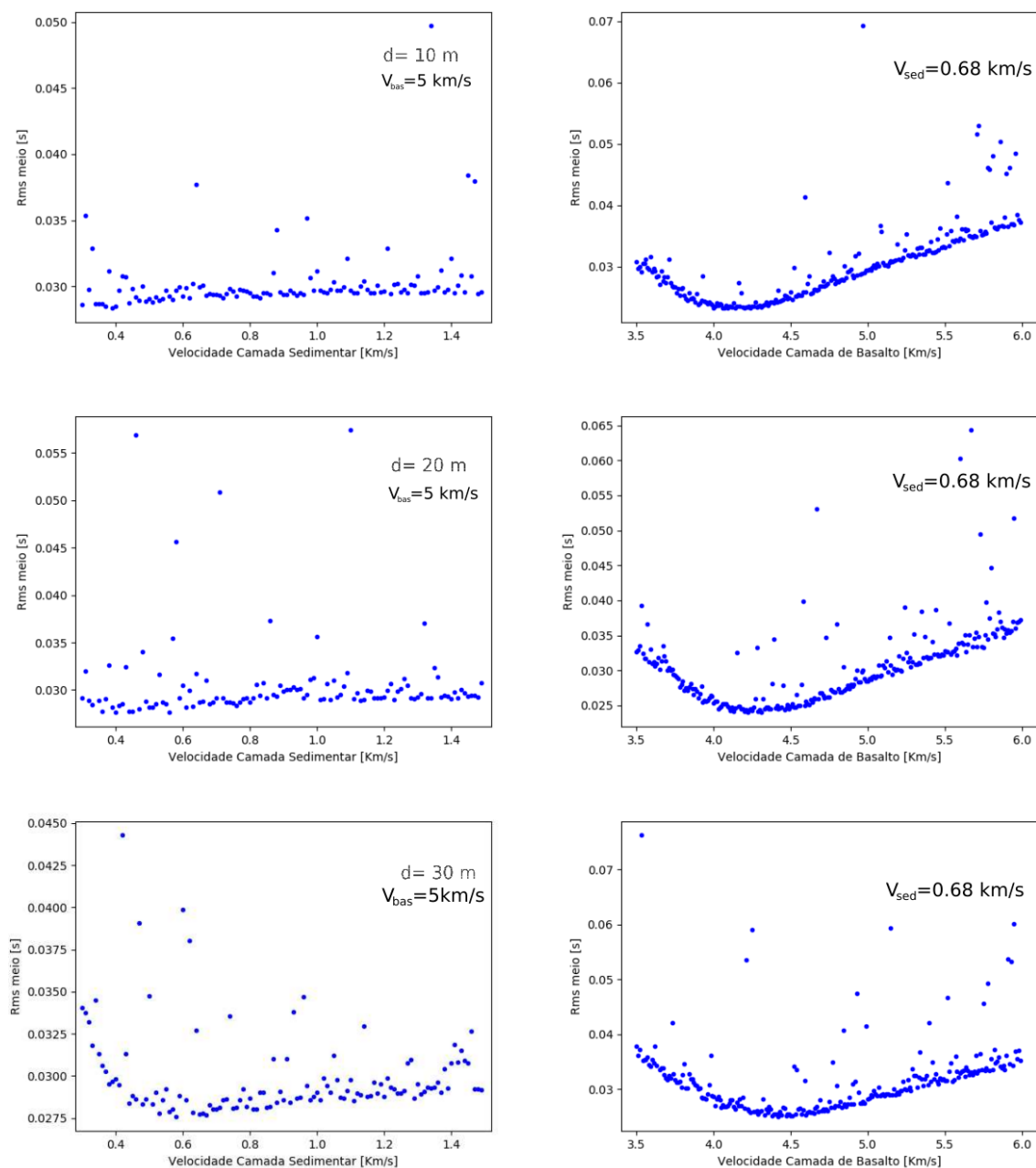


Figura 5-2: Média dos resíduos RMS em função da velocidade das camadas sedimentar (ou solo) e de basalto. Os tres graficos ao lado esquerdo mostram o RMS mudando a velocidade na primeira camada para três profundidades diferentes da camada. Os gráficos na parte direita mostram o RMS mudando a velocidade na camada de basalto para as três profundidades. O modelo final de duas camadas foi: $V_{sed} = 0.68 km/s$ e $V_{bas} = 4.2$ e espessura de 20 m com RMS de 0.024s

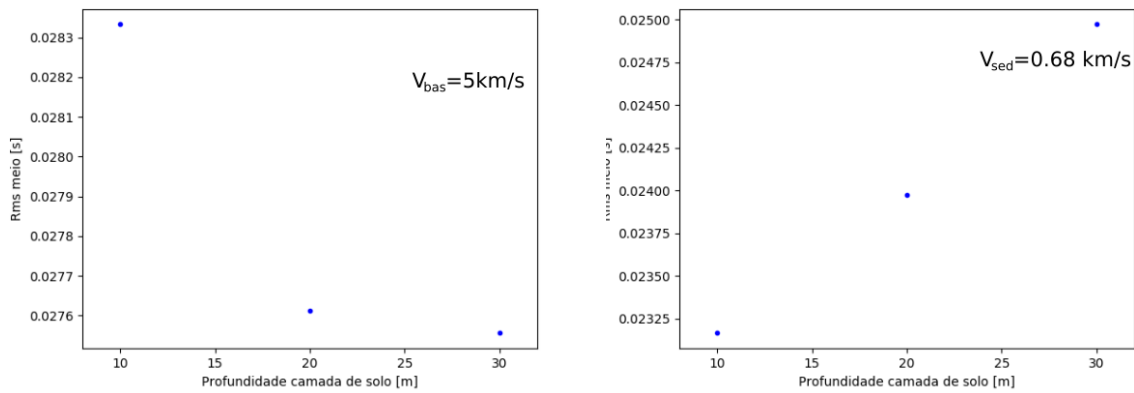


Figura 5-3: Rms médio mínimo em função da profundidade da camada sedimentar. Na esquerda muda-se a velocidade na camada sedimentar (mínimo nos gráficos da parte esquerda da Fig 5-2). Na direita muda-se a velocidade na camada de basalto com velocidade fixa na camada sedimentar de $V_{sed} = 0.68\text{km/s}$ (mínimo nos gráficos da parte direita da Fig 5-2).

Na figura 5-4 mostra os epicentros determinados com o Hypo71, usando o modelo de duas camadas e uma relação $V_p/V_s=1.73$. Observa-se uma distribuição ao redor do poço perfurado.

Agora, levando em conta os estudos realizados na região de Bebedouro [Dicelis et al. \(2017\)](#) e os estudos recentes realizados na região de Jurupema, e levando em conta que a camada de basalto da região apresenta camadas de arenito intercaladas, é possível pensar que o melhor modelo tem mais camadas. Portanto, para este trabalho propomos mais uma camada com profundidade de 70m, e fazendo as variações de velocidade com esta terceira camada obtemos que o melhor modelo com o qual trabalharemos apresenta uma velocidade na primeira camada de 0.68 km/s, com profundidade de 20 m (solo), uma segunda camada que atinge 70 m com velocidade de 2.7 km/s (basalto alterado), e por fim a camada de basalto com velocidade de 4.5 km/s. Para isso foi realizada a mesma metodologia de variação da velocidade nas diferentes camadas. Na figura 5-5, é possível ver como na segunda camada não há um comportamento que permita estabelecer um mínimo, portanto o valor médio (2.7 km/s) será tomado. Para a primeira camada, foi tomado o valor de 0.7 Km/s, pois após essa velocidade, em alguns casos, o RMS médio aumentou. Para a terceira camada, a camada de basalto se pode ver o comportamento com um mínimo em torno de 4.5 Km/s.

O modelo final está resumido na tabela 5-1, o RMS final com este modelo foi de 0.025s.

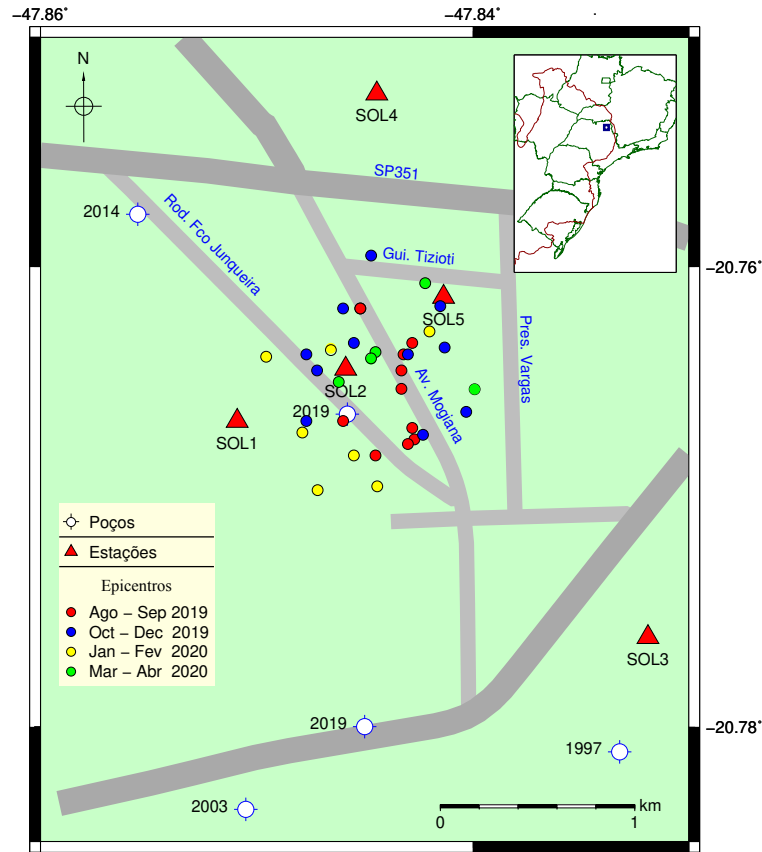


Figura 5-4: Epicentros determinados com Hypo71, usando o modelo final de 2 camadas.

Camada	Topo da camada (m)	Valor da V_p (km/s)	V_p/V_s
Solo	0	0.68	1.73
Basalto Alterado	20	2.7	1.73
Basalto	70	4.5	1.73

Tabela 5-1: Velocidades da onda P e profundidade do topo camadas usadas na localização com Hypo71

5.2. VELEST

Neste ponto já temos um modelo de velocidade de três camadas com o qual foram feitas as localizações finais. Uma terceira tentativa de melhoria do modelo foi feita com a rotina VELEST. Infelizmente os resultados obtidos com esta ferramenta não foram os esperados. Por um lado, o algoritmo é muito sensível e exige que as leituras das fases sejam muito precisas. Além disso, funciona melhor quando o número de eventos e estações é maior. Lembrando

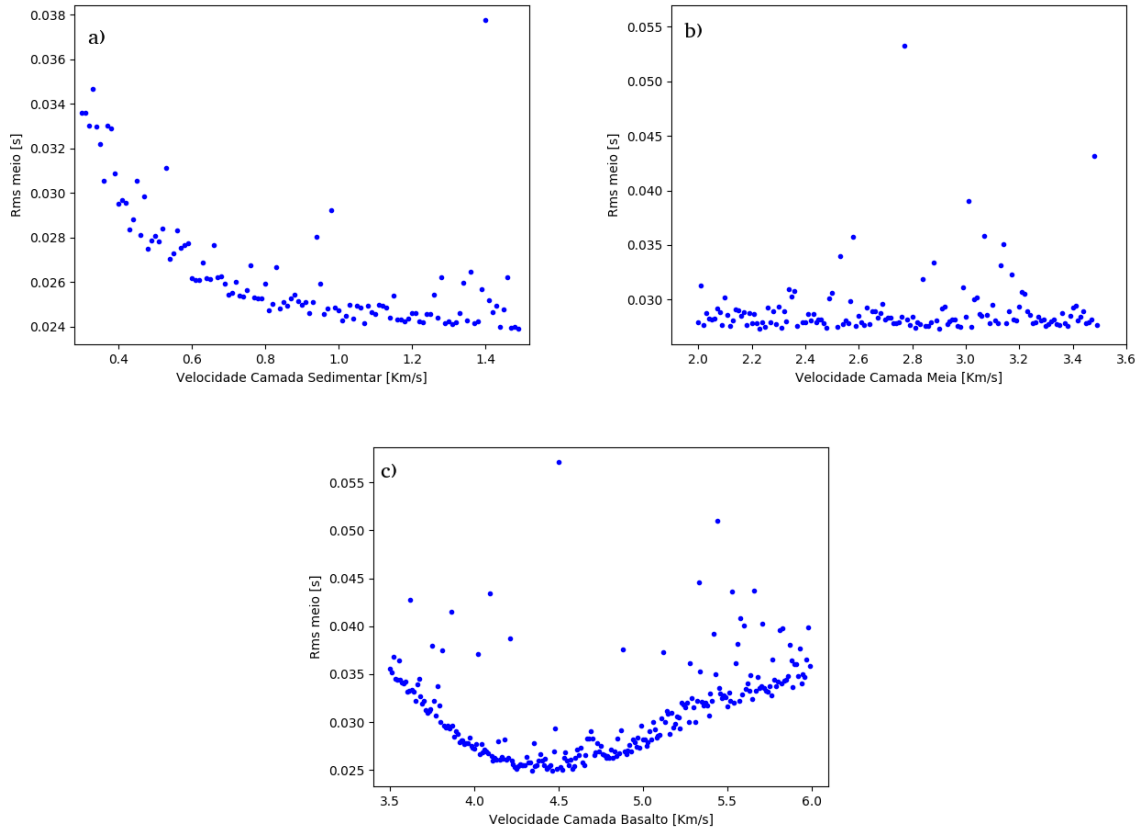


Figura 5-5: Rms médio em função da velocidade das camadas de solo e de basalto, adicionando mais uma camada entre estas. (a) A velocidade na primeira camada varia entre 0.3 km/s e 1.5 km/s. A velocidade da camada de basalto alterado e da camada de basalto são fixas, $V_{c2} = 2,7 km/s$ e $V_{bas} = 4,2 km/s$ respectivamente. (b) A velocidade na camada intermediária é variada entre 2 km/s e 3,5 km/s, a velocidade na primeira camada e na camada de basalto são fixas ($V_{solo} = 0.68 km/s$ e $V_{bas} = 4.2 km/s$). (c) A velocidade na camada de basalto é variada entre 3,5 km/s e 6 km/s, a velocidade na primeira e segunda camadas são fixas ($V_{solo} = 0.68 km/s$ e $V_{c2} = 2.7 km/s$). A espessura da primeira camada é de 20m e a profundidade da base da segunda camada é de 70m.

que o algoritmo só funciona para eventos que possuem um gap azimutal menor que 180° . Portanto, neste trabalho só foi possível trabalhar com 27 eventos. O algoritmo VELEST recebe como entrada as localizações iniciais dos eventos, as leituras das fases e um modelo de velocidade inicial, e realiza uma inversão conjunta recalculando as velocidades nas camadas para diminuir o rms. Embora em muitas das tentativas feitas, o rms diminuiu, às vezes mostrou relações $V_P/V_S < 1$ que atendem apenas a um critério matemático, mas não têm um sentido físico. Por isso foram descartados.

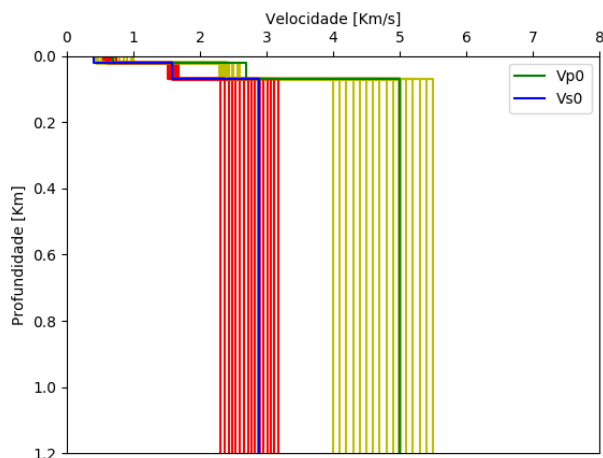


Figura 5-6: Modelos de velocidade depois do algoritmo VELEST não mostram convergência nenhuma.

O algoritmo permite definir diferentes tipos de inversão, apenas calculando hipocentros, ou apenas invertendo a velocidade da onda P ou ambas as velocidades P e S. Infelizmente não convergiu muito bem neste trabalho. Pelo menos 100 modelos iniciais foram propostos com todas as combinações possíveis usadas na seção anterior onde foi feito por tentativa e erro, mas nunca apresentou convergência em nenhum valor de velocidade como é possível observar na figura 5-6. Não há nenhum tipo de convergência para uma velocidade em nenhuma das camadas. Portanto, embora seja uma ferramenta muito poderosa, neste caso não foi viável utilizá-la, mas foi possível trabalhar com ela, entendendo tanto os parâmetros de entrada quanto de saída para trabalhos futuros ou melhor coleta de dados.

5.3. Relocalização

Uma vez definido o modelo com o qual vamos trabalhar, o próximo passo é localizar os eventos. Lembremos que as leituras foram feitas no SAC, que um peso menor foi atribuído às leituras em que não foi fácil identificar as chegadas e a localização foi feita usando o Hypo71 (Lee e Lahr, 1975). Na figura 5-7 pode-se ver a localização final dos eventos. O Código de cores como visto na legenda da figura representa os diferentes meses em que cada evento ocorreu. É possível ver em geral que os eventos circundam as proximidades do poço perfurado no início de agosto de 2019. Os primeiros eventos estão bem próximos ao poço. Com o passar do tempo, é possível perceber que de certa forma os epicentros se movem afastando-se deste local, espalhando-se inicialmente para nordeste, como pode ser observado nos epicentros azuis para o mês de outubro a dezembro, enquanto para o mês de janeiro

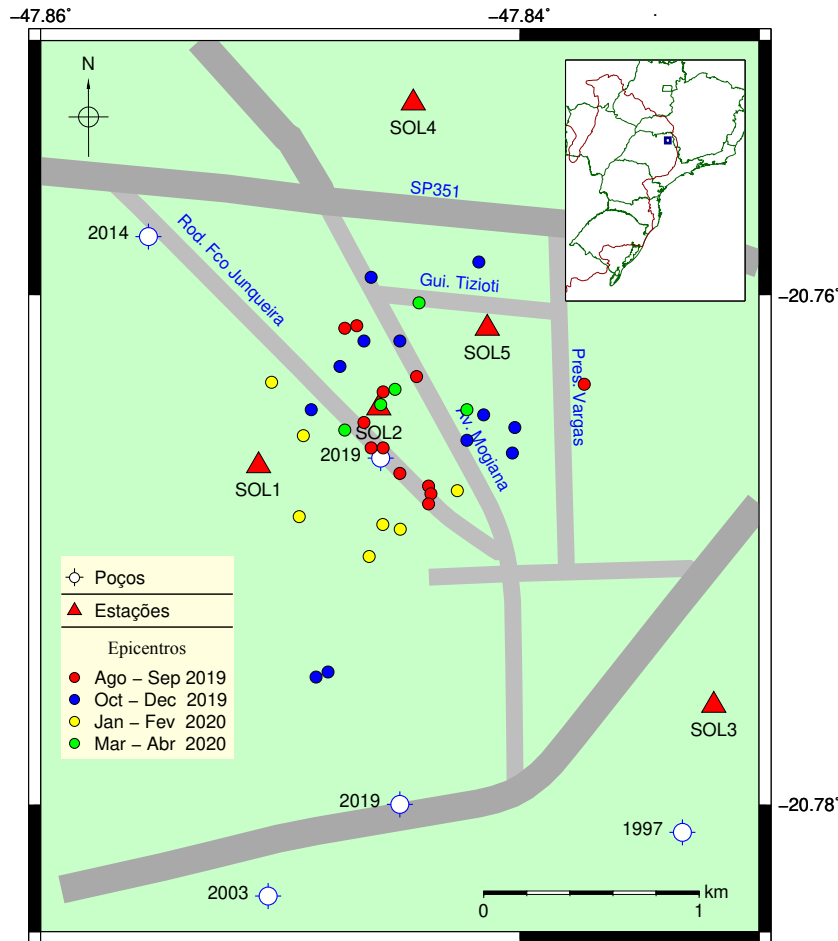


Figura 5-7: Epicentros determinados com Hypo71, usando o modelo final de 3 camadas.

a fevereiro, os epicentros deslocam-se para sudoeste do poço. Posteriormente tentaremos estabelecer uma relação da evolução desta sismicidade. É possível fazer uma comparação dos epicentros com os dois modelos (Figuras 5-4 e 5-7). Observa-se que com o modelo de duas camadas, os eventos iniciais (agosto e setembro) estão um pouco mais distantes do poço.

Relativamente à caracterização desta sismicidade, importa referir que as magnitudes apenas ultrapassaram a magnitude 2.0 ML em duas ocasiões, estando sempre próximo de 1.0 ML, o que é evidenciado no histograma apresentado na figura 5-8. Por outro lado, em relação à profundidade dos eventos, com a localização realizada é possível perceber que os eventos se concentram muito superficialmente, não ultrapassando um quilômetro de profundidade

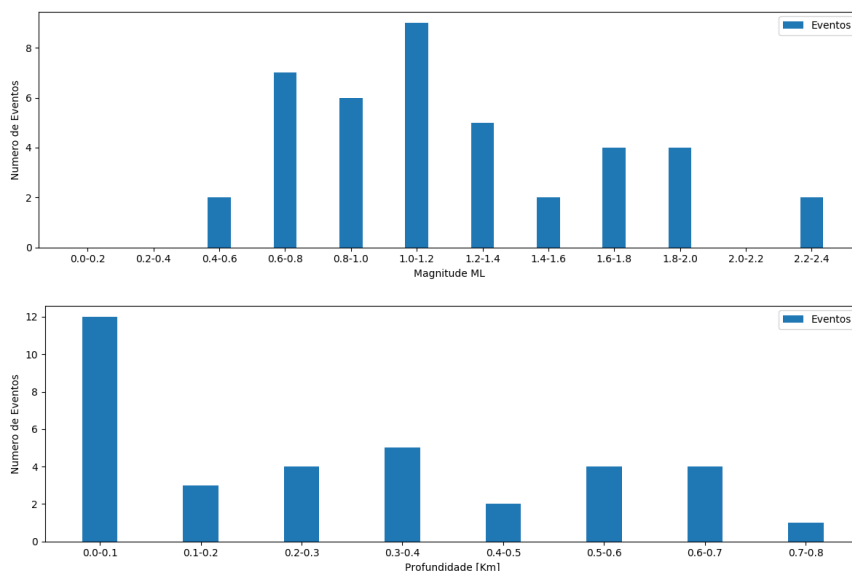


Figura 5-8: (a) Histograma de magnitudes usando magnitude ML calculada no software SeisComp3. A maioria do eventos tem magnitude 1.0 -1.2 ML. (b) Histograma de profundidades obtido usando Hypo71 com o modelo final ajustado. Mostra o maior numero de eventos na profundidade 0 km, onde o Hypo71 fixa a profundidade, quando não há boa resolução.

conforme os resultados mostrados na figura 5-8b, neste ponto deve-se esclarecer que a determinação da profundidade é muito sensível à leitura da fase S, tendo em conta que para estes eventos nem sempre foi fácil determinar esta fase, a estimativa da profundidade não pode ser dada com certeza. No entanto, é de se esperar, conforme demonstrado nos estudos realizados na região de Bebedouro, que a sismicidade se concentre na camada do basalto, o que também é evidenciado neste estudo.

No decorrer deste trabalho, no processo de detecção e localização foi possível identificar uma série de eventos interessantes, mostrando uma alta correlação na forma de onda. Na figura 5-9a é mostrado o registro de dois eventos em 23 de novembro de 2019, na figura 5-9b é mostrado o registro de dois eventos em 7 de novembro de 2019. Esses eventos foram registrados por todas as estações, mas só o registro da estação SOL1 é exibido.

Por outro lado, em janeiro de 2020, uma sequência de 6 eventos registrados nos dias 6 e 7 mostrou uma ampla correlação (figura 5-10). É possível inferir que eles provavelmente vêm da mesma fonte sísmica, sua correlação é muito alta, atingindo valores de até 96 % de correlação.

Levando isso em consideração, optou-se por fazer uma localização relativa desses eventos. Para isso foi utilizada a ferramenta HypoDD, proposta por [Waldhauser \(2001\)](#), que permite reduzir erros de localização causados por variações no modelo de velocidade e fazer uma

localização mais precisa. Para isso, foi realizada uma correlação cruzada próxima à chegada da fase P, tomando como evento principal aquele de maior magnitude, que foi registrado em 7 de janeiro. Essa correlação foi realizada para a fase P usando o componente vertical conforme mostrado na figura 5-11.

No processo de correlação, uma janela de tempo é definida para o que chamamos de evento principal e o outro sinal varia ao longo do tempo, obtendo uma função de correlação cruzada e um tempo em que ela é máxima.

O mesmo é feito para a fase S, onde é feita uma correlação cruzada em torno da fase S. Para isso, os sismogramas são usados na componente transversal onde a chegada desta fase é mais evidente, as fases são remarcadas e empilhadas conforme é mostrado na figura 5-12.

Isso permite calcular o tempo relativo entre as fases para cada estação. Assim, com os tempos relativos, pode ser gerado o arquivo de entrada para o programa HypoDD, que retorna uma localização relativa dos clusters de eventos.

A Figura 5-13 mostra a localização relativa dos seis eventos ocorridos entre 6 e 7 de janeiro. É possível ver como eles estão orientados na direção N-S. Novamente deve-se notar que a dificuldade na identificação da fase S significa que a determinação da profundidade não é muito ideal. A incerteza no epicentro é de até 0.22 km, e na profundidade de até 0.3 km. Com esta localização relativa foi identificado um comprimento de ruptura de pouco mais de 0.2 km, e lembrando que a magnitude do evento principal é de 1.7 ML. Pode-se comprovar que

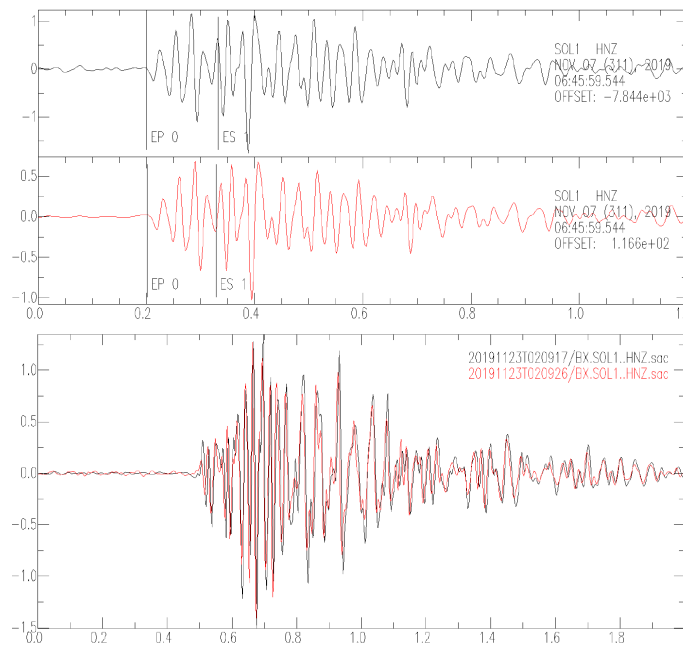


Figura 5-9: Formas de onda de eventos de alta correlação (a) Eventos no dia 2019-11-07, às 04:35:14 e 06:47:55. (b) Eventos no dia 2019-11-23, 02:09:17 e 02:09:26.

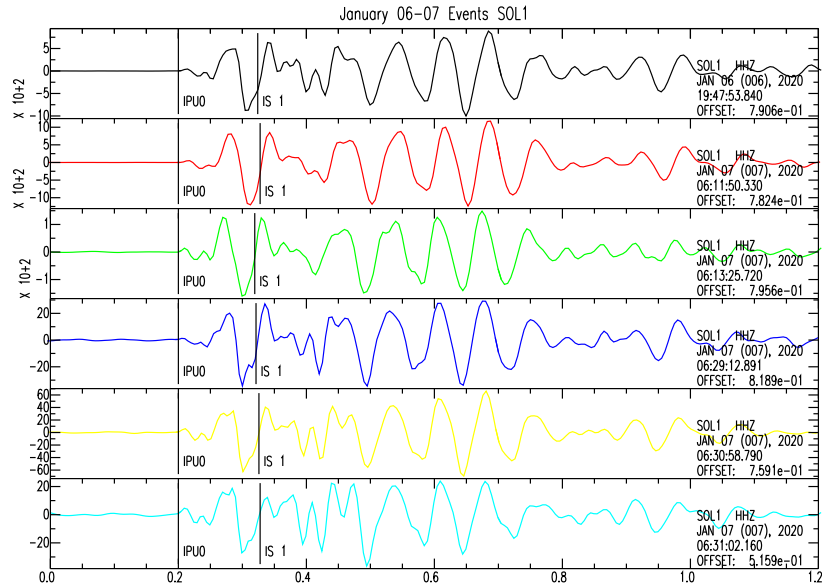


Figura 5-10: Formas de onda com alta correlação no dia 2020-01-[06-07], no software SAC, alinhadas na fase P registrados pela estação SOL1

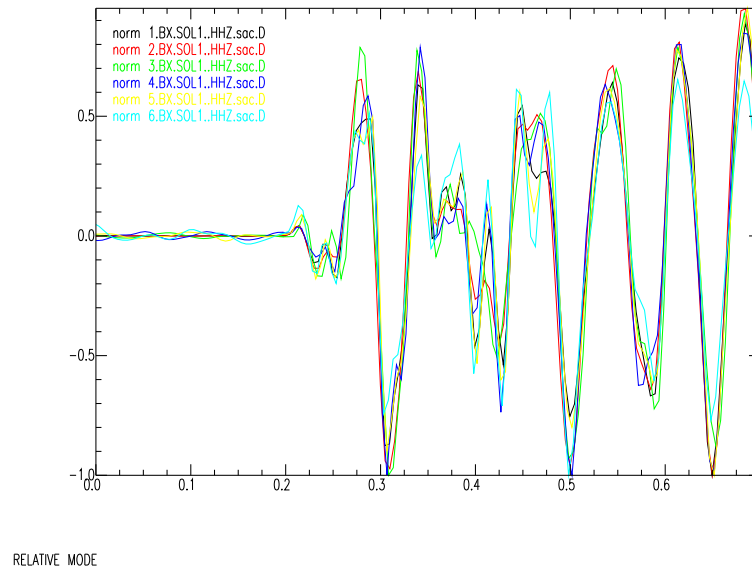


Figura 5-11: Sismogramas da figura 5-10 empilhados, normalizados, visualizados em tempo relativo ao tempo da fase P. Traços correlacionados com janela de 0.15s

os valores são consistentes com a relação entre a magnitude e o comprimento da ruptura mostrados por [Ciardelli e Assumpção \(2019\)](#).

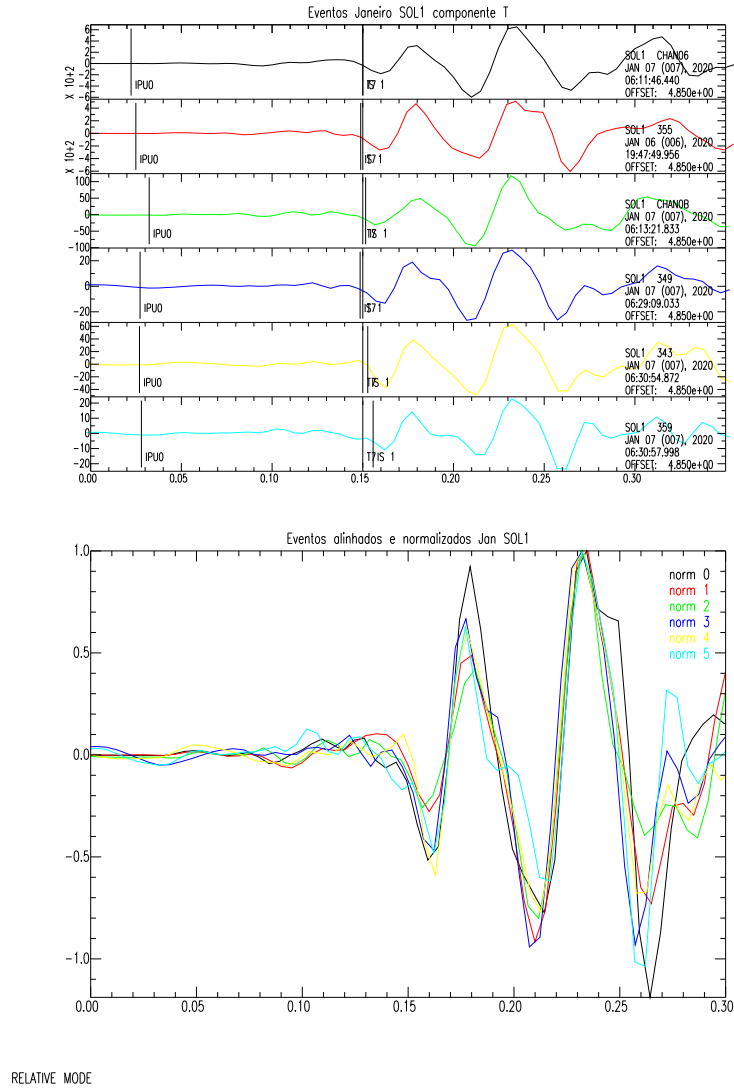


Figura 5-12: (a) Sismogramas alinhados depois de realizar correlação cruzada para a onda S componente transversal na estação SOL1. (b) Sismogramas empilhados, visualizados em tempo relativo ao tempo da fase S componente transversal.

5.4. Evolução da Sismicidade

Voltando um pouco ao que tinha sido referido anteriormente, neste trabalho quisemos estudar um pouco a evolução da sismicidade ocorrida em Sales Oliveira. Inicialmente pretendia-se estabelecer uma relação entre o número de eventos com os períodos de chuva ou a estação chuvosa. Esta informação foi coletada de quatro estações pluviométricas próximas ao município,

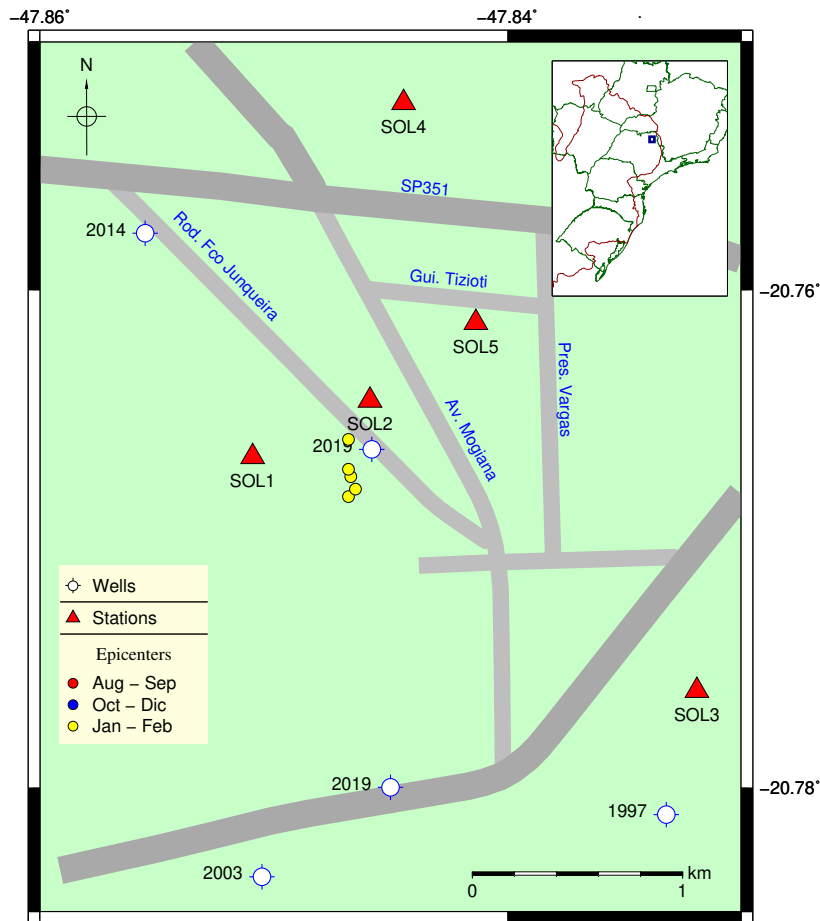


Figura 5-13: Relocalização dos eventos de Janeiro usando HypoDD

Franca, São Simão, Bebedouro e Ituverava, selecionadas por proximidade e por cobrirem Sales Oliveira azimuthalmente. Os dados mensais de chuva foram coletados e comparados com o número de eventos nestes meses. É possível ver no histograma 5-14b que nos meses de mais pluviosidade a sismicidade parece ter diminuído. Seguindo outros estudos relacionados, espera-se uma possível defasagem entre o pico das chuvas e o pico da sismicidade devido à propagação da pressão de poro. A defasagem proposta por diversos autores (Assumpção et al., 2010; Saar e Manga, 2003; Talwani et al., 2007) deve-se à propagação da pressão dos poros no meio poroelástico, fenômeno conhecido como hidrosismicidade. Constain e Bollinger (2010) mostram um estudo de mais de 30 casos em que há uma grande correlação entre períodos de chuva com eventos sísmicos, explicada por nas mudanças químicas, geológicas ou mecânicas produzidas pelo ciclo hidrológico e assim é possível facilitar rupturas que desencadeiem a sismicidade.

Essa defasagem pode ser de alguns meses. Portanto, esperava-se um aumento da sismicidade após o mês de abril de 2020.

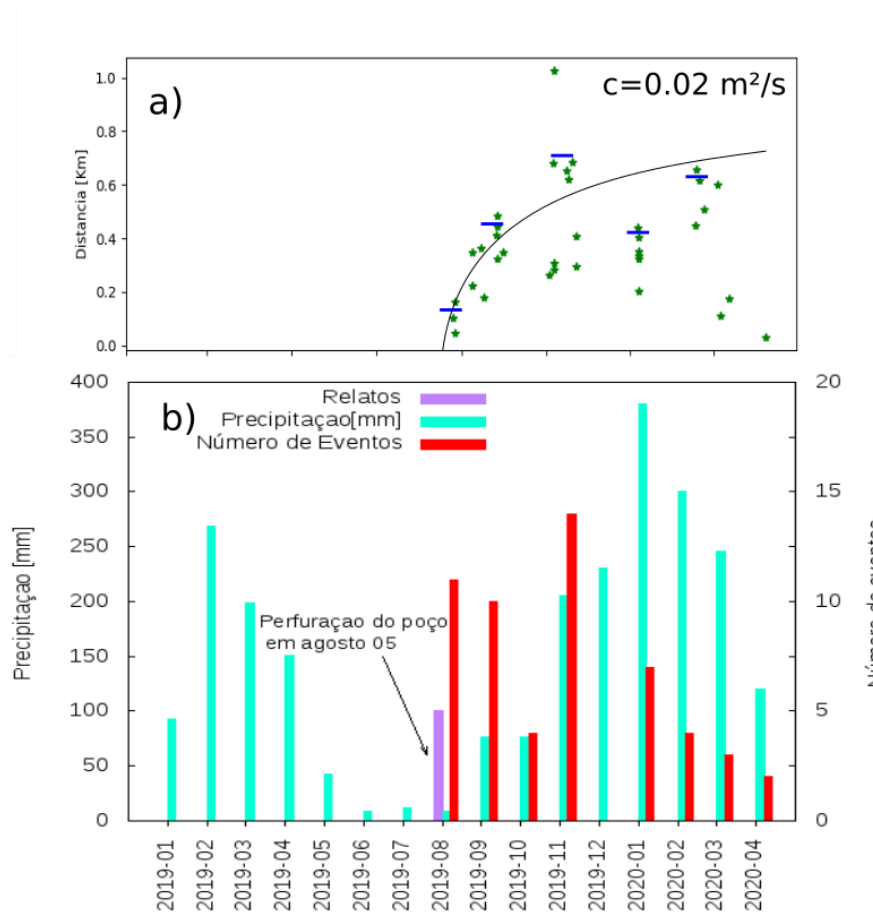


Figura 5-14: (a) Evolução da distância epicentral ao poço perfurado em agosto 2019, a linha contínua mostra a evolução tempo-distância para uma difusividade de $0,02 \text{ m}^2/\text{s}$ assumindo pressão adicional desde a abertura do poço no início de agosto. As barras horizontais abrangem 90 % das distâncias para 5 períodos diferentes. (b) Evolução da atividade sísmica (vermelho) e precipitação média mensal (azul); a barra roxa mostra relatos de tremores sentidos antes da instalação da rede sismográfica.

Infelizmente, devido a problemas logísticos durante a pandemia de SARS-Covid 19, não foi possível ter os dados desses meses. Portanto, a quantidade de dados não permite uma conclusão sobre essa possível defasagem entre os picos de eventos e pluviosidade. Porém é interessante que a sismicidade tenha diminuído na estação chuvosa. Alguns pesquisadores propõem que em períodos de chuva, maior quantidade de água do aquífero raso (na camada do solo) pode penetrar em algum aquífero confinado na camada de basalto, através do poço, o que aumentaria a pressão de poro do aquífero confinado inferior. Neste caso os eventos sísmicos podem ocorrer com mais frequência (Assumpção et al., 2002; Barros et al., 2018).

Na figura 5-14a pode-se ver a evolução da distância epicentral dos eventos com referência

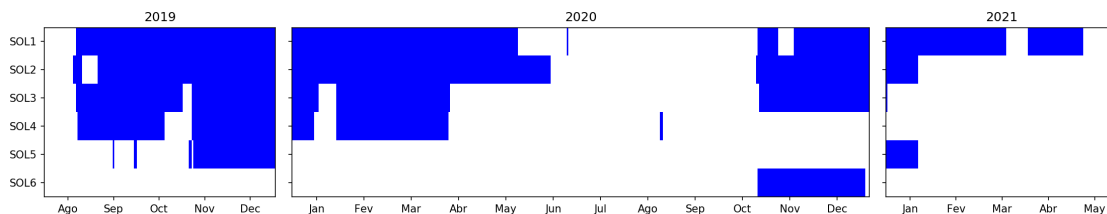


Figura 5-15: Operação da rede sismografica instalada em Sales Oliveira, muitos dados não puderam ser coletados durante o período de pandemia (abril-outubro, 2020). Não houve registro de nenhum evento no final do ano 2020 ou no início do ano 2021 .

ao poço perfurado em agosto de 2019. É interessante ver como os epicentros se afastam seguindo uma possível estimativa de padrão de difusividade com coeficiente de difusividade de $c = 0.02m^2/s$; segundo o proposto por [Talwani et al. \(2007\)](#) e o que foi feito por [Assumpção et al. \(2010\)](#) na região de Bebedouro, para injeção de fluido em um poço, o tempo t para a pressão máxima se difundir ao longo de uma fratura a uma distância d do poço é dado por

$$t = d^2/4c, \quad (5-1)$$

onde c é o coeficiente de difusividade.

Com este resultado podemos dizer que a sismicidade é produzida por aumento na pressão de poro na camada de basalto. Esse aumento pode liberar tensões acumuladas gerando rupturas em falhas pré-existentes. Também é claro que a magnitude desses eventos pode não ser muito grande e, com o tempo, esta sismicidade diminui. Como já mencionado, tem havido casos em que esta sismicidade pode aumentar novamente algum tempo depois. Na tentativa de monitorizar melhor a região, uma das estações, a SOL4, mudou de localização no mês de outubro de 2020, altura em que a sismicidade já tinha parado e esta estação não registou nenhum evento. Neste ponto vale ressaltar que a rede sismográfica instalada no município funcionou até janeiro de 2021 com 3 estações e apenas uma estação até o mês de maio. A rede foi desmontada em abril/2021. Isso pode ser visto no gráfico de operação da rede [5-15](#).

5.5. Mecanismo Focal

Após a realocização feita com o HypoDD, foi possível inferir a orientação de um possível plano de falha para os eventos do mês de janeiro/2020. Durante este trabalho, surgiu a ideia de fazer uma inversão da forma de onda para determinar o mecanismo focal. Inicialmente partimos para encontrar os planos nodais usando apenas as polaridades das chegadas da fase P. Depois partimos para fazer uma inversão de forma de onda usando alguns softwares de

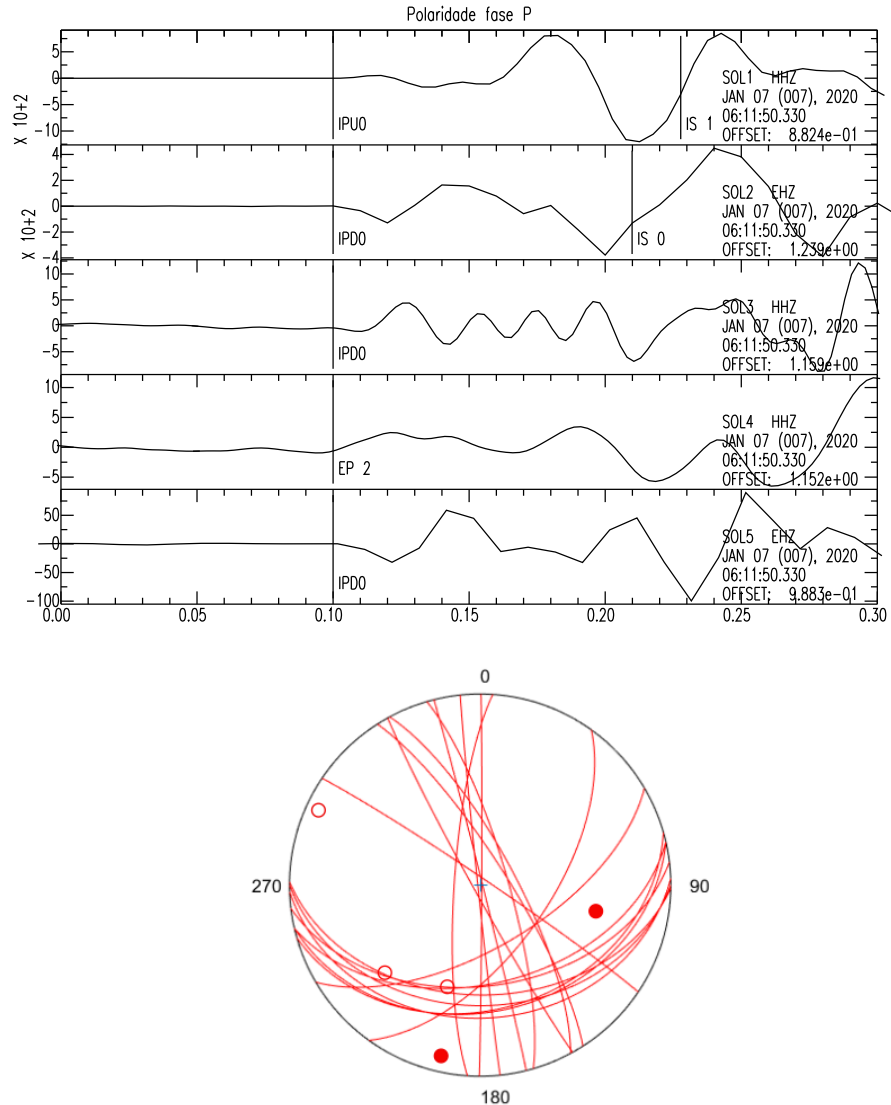


Figura 5-16: Componente vertical do evento do dia 2021-01-07 06:11:51 mostrando as polaridades da onda P. Soluções para o mecanismo focal usando a polaridade da primeira chegada no SeisComp3.

inversão. Muitas ferramentas têm sido desenvolvidas para este fim, como KIWI e ISOLA para citar alguns, este último foi utilizado neste trabalho.

ISOLA é um código desenvolvido por [Sokos e Zahradnik \(2008, 2013\)](#). baseado em Fortran com interface gráfica desenvolvida em Matlab. O código recebe como entrada os sinais registrados pelos sismômetros em seus três componentes e recebe o modelo de velocidade

(1-D). Com este último, são calculadas as funções de Green que representam a resposta do meio. Os sismogramas observados são filtrados e transformados para deslocamento antes da inversão. Para o processo de inversão, são gerados sismogramas sintéticos a partir de sismogramas elementares. O tensor de momento calculado pelo ISOLA é obtido à partir do método dos quadrados mínimos. Restringimos soluções com 100 % DC (double-couple). No software ISOLA, a posição do centroide é buscada gerando uma malha linear que pode ser tanto em profundidade quanto em variações laterais ou através de um plano definido. Para a função tempo é utilizada uma função delta ou triangular, no nosso caso usamos uma função delta. Segundo [Carvalho \(2019\)](#). Para pequenos tremores, supõe-se que a posição do centroide seja idêntica ao hipocentro.

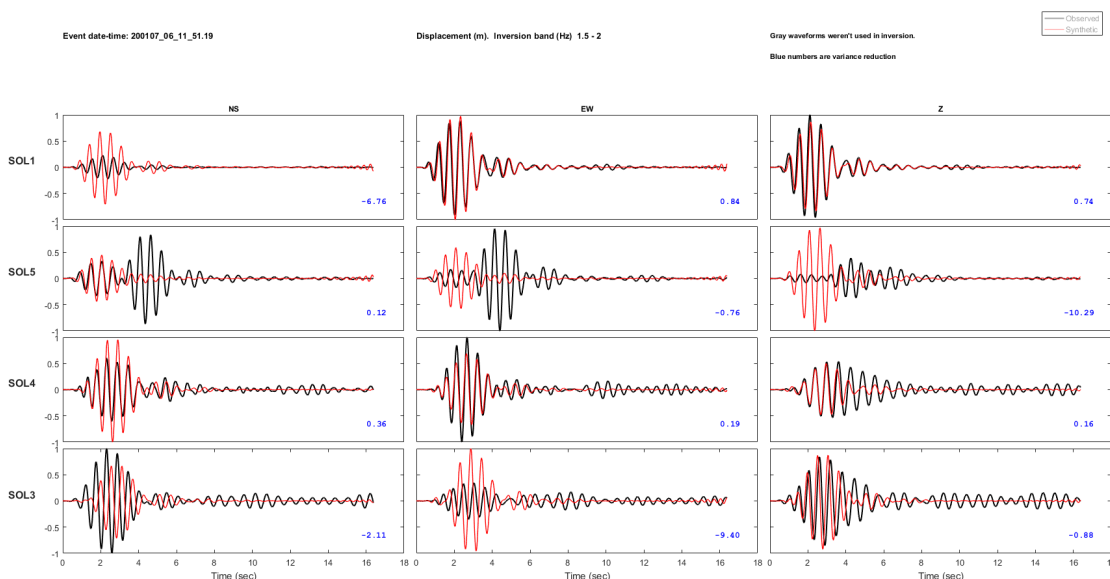


Figura 5-17: Inversão de forma de onda para a melhor solução CSPS na faixa de frequência de 1.5 a 2 Hz. A estação SOL2 não foi considerada por um problema de relógio.

Neste trabalho também foi utilizada a técnica CSPS (Cyclic Scanning of the Polarity Solutions) usada por [Fojtíková e Zahradník \(2014\)](#) e [Carvalho et al. \(2016\)](#), que é uma técnica eficaz para eventos de baixa magnitude. Ele usa um conjunto de soluções de planos de falha iniciais obtidas a partir das polaridades das ondas e inverte apenas com base nesses planos de falha. Idealmente, teríamos trabalhado com a ferramenta FOCMEC que, com base nas polaridades, encontra os possíveis planos de falha. Neste caso, para o evento trabalhado de magnitude 1.7 ML. Três polaridades são evidentes, isso dificultou a utilização do FOCMEC, não foi possível dar uma solução aos planos. No entanto, foi utilizada a ferramenta First Motion que possui o software SeisComp. Com esta ferramenta foi possível gerar uma série

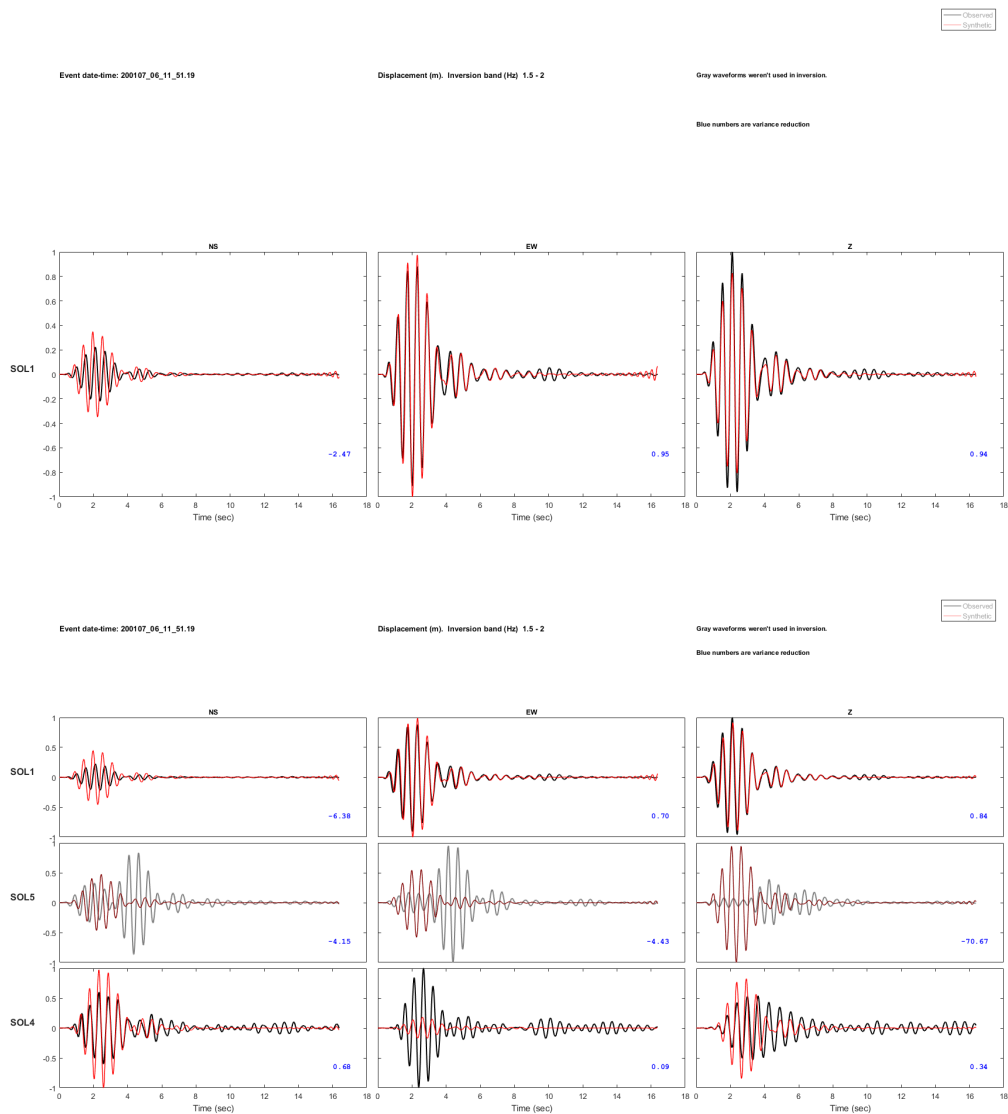


Figura 5-18: Ajuste de formas de onda apenas na estação SOL1, para a melhor solução CSPS na faixa de frequência de 1.5 a 2 Hz. (b) Ajuste usando a estação SOL1 e SOL4.

de soluções de acordo com as polaridades evidentes nas estações SOL1, SOL2 e SOL5, por serem as estações mais próximas. Embora na figura 5-16a a polaridade pareça estar clara em mais estações, trabalhamos com as três mencionadas porque a polaridade estava bem mais clara.

A Figura 5-16b mostra as soluções obtidas ou ajustadas no SeisComp, é possível ver algumas das soluções possíveis que estão de acordo com a polaridade. No entanto, observa-se uma tendência. Neste ponto, para a inversão primeiro procedemos a filtrar o sismograma em

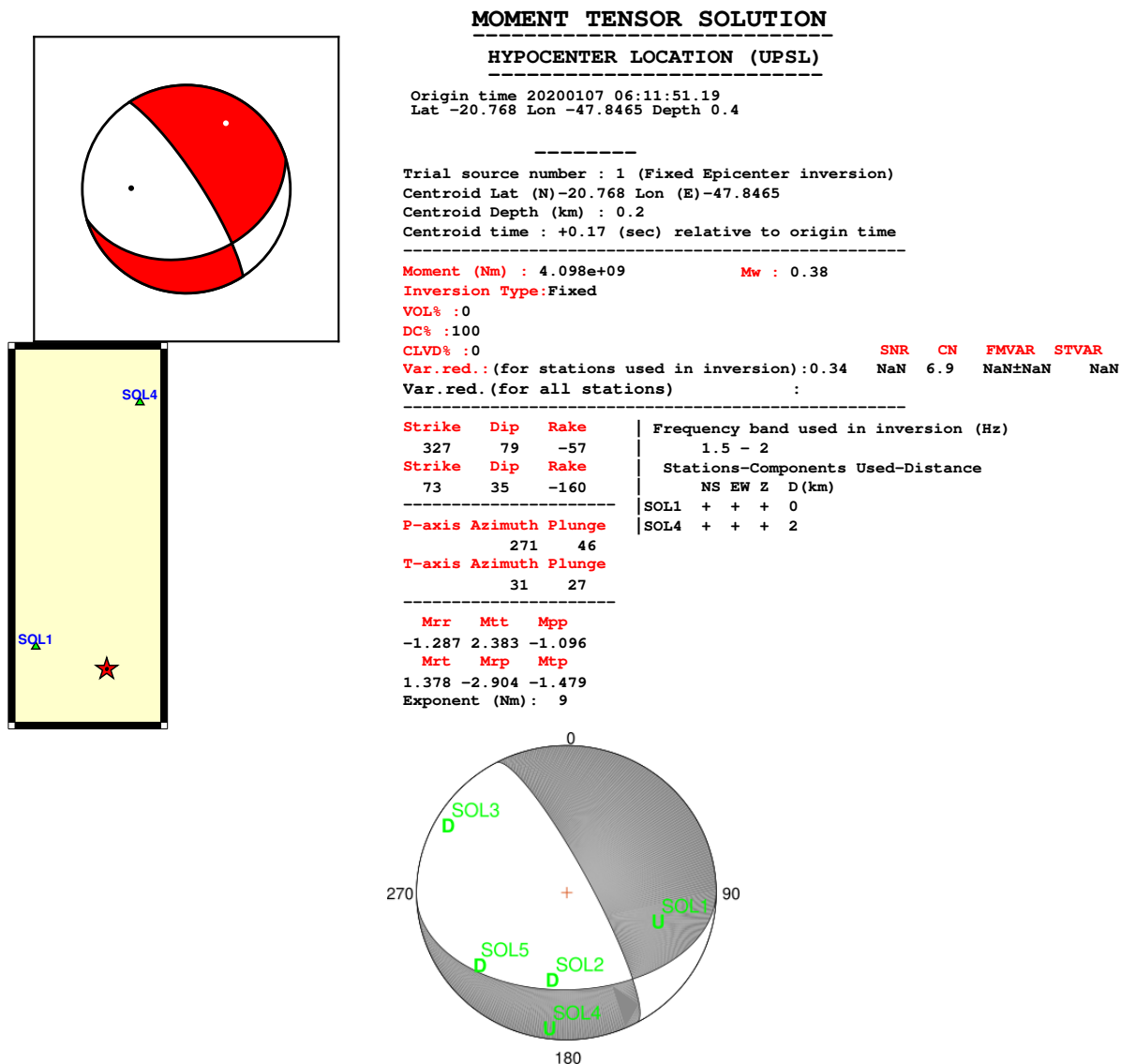


Figura 5-19: Resultados da inversão de formas de ondas do sismo principal de Sales Oliveira Janeiro 2020. As estações utilizadas na inversão foram SOL1 e SOL4. Vale destacar os resultados para os planos de falha, Strike= 327°, Dip = 79° e Rake=-57°, e Strike=73°, Dip = 35° e Rake = -160°, Magnitude de momento Mw=0.38. (inferior) Mecanismo focal incluindo as polaridades.

todas as estações, transformá-lo em deslocamento e retirar a resposta do instrumento, o filtro utilizado neste caso é de 1.5 a 2 Hz. Na figura 5-17 é mostrada a inversão feita no ISOLA e como os dados sintéticos são ajustados com os sismogramas observados. É possível ver que vários componentes se ajustam satisfatoriamente aos dados observados, tanto em SOL1 quanto em SOL4. Neste caso, os sismogramas registrados em SOL2 foram removidos, pois há um problema de relógio para a data. É possível ver que a estação SOL5 não se ajusta muito

bem aos dados observados e a SOL3 apenas se encaixa na componente vertical. Levando isso em consideração, a inversão foi realizada apenas levando em consideração o que foi registrado pelas estações SOL1 e SOL4, embora duas estações não seja uma boa quantidade de dados, alguns autores conseguiram realizar a inversão da forma de onda com uma única estação.

A Figura 5-18 mostra a inversão feita usando apenas SOL1 (5-18a) e fazendo a inversão com SOL1 e SOL4 (5-18b) . Os resultados do plano de falha são observados na figura 5-19 mostrando um mecanismo de falha normal alinhado com os epicentros obtidos usando a localização relativa e mostrando que esta localização é consistente com o possível mecanismo de falha.

Em Bebedouro, *Dicelis et al. (2017)* obteve um mecanismo focal de falha normal com extensão N-S. O mecanismo obtido para Sales Oliveira (Fig. 5-19) é similar ao de Bebedouro.

Capítulo 6

Conclusões Finais

Com o trabalho desenvolvido nesta dissertação, foi possível fazer uma primeira caracterização da sismicidade que iniciou na cidade de Sales Oliveira em de agosto de 2019 e durou cerca de 8 meses. Foi realizada a detecção e localização de pelo menos 45 eventos sísmicos. A grande maioria desses eventos não ultrapassou uma magnitude de 2.e ML. A profundidade máxima determinada não superou os 800 m. Mas, têm profundidades menores do que 500m. Tendo em vista a incerteza média das profundidades de 0.3km , esses resultados são compatíveis com a hipótese de que os tremores ocorrem dentro da camada de basalto.

A detecção desses eventos foi realizada no SeisComp3, fazendo uma busca manual dia após dia dos dados registrados. Os resultados da localização foram obtidos usando a rotina do Hypo71. A releitura das fases foi realizada por meio do SAC, a fim de definir os pesos de acordo com a clareza da fase. A dificuldade em observar e determinar a fase S não permite certeza absoluta de algumas profundidades. O algoritmo Hypo71 fixou várias profundidades em 0 km, quando há poucas leituras.

O modelo de velocidades inicial foi formulado com os dados dos poços perfurados na cidade. Posteriormente, o modelo foi aprimorado usando um método de tentativa e erro, com o rms reduzido para 0.025s nas leituras. Foi feita uma tentativa de inversão conjunta de hipocentros e velocidades, mas não foi obtido um resultado satisfatório com a ferramenta VELEST.

Em janeiro de 2020, ocorreram eventos com alta correlação. A forma de onda passou a ter um coeficiente de correlação de até 0.95. Para estes, foi utilizada uma combinação de correlação cruzada e tempos de chegada para fazer uma localização relativa com o HypoDD. Foi uma metodologia eficiente e permitiu identificar uma possível fratura de orientação N-S.

Além disso, foi mostrada a evolução da sismicidade e sua possível relação com a pluviosidade, mostrando que os epicentros se afastam de sua localização inicial com um coeficiente de difusividade de $0.02 \text{ m}^2/\text{s}$. Este valor é consistente com resultados anteriores em outros estudos, mostrando que explorações de poços profundos podem gerar infiltrações e podem

alterar tensões geológicas (por propagação de pressão de poro) que desencadeiam a ruptura dessas fraturas. Essas fraturas devem estar muito próximas a uma tensão crítica, pois as alterações não são muito grandes.

Um método de inversão de forma de onda foi usado para estimar o mecanismo focal de um evento usando a ferramenta ISOLA. Foi utilizada a técnica CSPS, que utiliza um conjunto de soluções obtidas por polaridades e realiza uma inversão com essas soluções. O plano de falha foi estabelecido, e é consistente com o resultado obtido com a localização relativa. Um dos planos se alinha com os eventos relocados.

Um dos principais problemas, sem dúvida, foi a dificuldade em identificar as fases, principalmente da onda S. Esse problema não permitiu a inversão conjunta (VELEST) e não permite ter total certeza das profundidades para alguns eventos. Outro problema foi a perda de dados durante o período de quarentena: não foi possível recuperar grande parte dos dados ou fazer manutenção nas estações. A continuidade dos dados teria melhorado o estudo da evolução da sismicidade.

Por fim, teria sido importante ter realizado alguma outra caracterização geofísica na região, podendo assim compreender melhor a estrutura superficial da área. Por exemplo, um estudo de refração sísmica, um perfil térmico, levantamento elétrico, para citar alguns. Isto ajudaria a definir melhor o modelo de velocidade na área.

Apesar destas dificuldades, o início da sismicidade poucos dias após a abertura do poço, e a evolução temporal das distâncias epicentrais confirmam que se trata de mas um caso de sismicidade induzida pela abertura de poços profundos. É um novo caso, muito similar ao ocorrida antes em Nuporanga (1977), Bebedouro (2005-2010), e Jurupema (2016-2020), todos com exploração de aquífero confinado na camada de basalto da formação Serra Geral.

Referências

- Agurto-Detzel, H., Bianchi, M., Prieto, G. A., e Assumpção, M. (2017). Earthquake source properties of shallow induced seismic sequence in se brazil. *j. Geophys. Res. Solid Earth*, 122:2784–2797. [1](#)
- An, M. e Assumpção, M. (2004). Basement depth in the paraná basin with high frequency receiver functions. *Extended Abstract SBGF*. [XIII](#), [7](#), [9](#)
- Assumpção, M., Mârza, V., Barros, L. V., Chmpliganond, C., Soares, J., Carvalho, J., Cai-xeta, D., Amorim, A., e Cabral, E. (2002). Reservoir induces seismicity in brazil. *Pure Appl. Geophysics*, 159:597–617. [40](#)
- Assumpção, M., Yamabe, T. H., Barbosa, J. R., Hamza, V., Lopes, A. E. V., Balancin, L., e Bianchi, M. B. (2010). Seismic activity triggered by water wells in the paraná basin, brazil. *Water Resources Research*, 46(7). [1](#), [8](#), [39](#), [41](#)
- Barros, L., Assumpção, M., Ribotta, L., Ferreira, V., de Carvalho, J., Bowen, B., e Albuquerque, D. (2018). Reservoir-triggered seismicity in brazil: Statistical characteristics in a midplate environment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(5B):3046–3061. [40](#)
- Carvalho, J., Barros, L. V., e Zahradník, J. (2016). Focal mechanisms and moment magnitudes of micro-earthquakes in central brazil by waveform inversion with quality assessment and inference of the local stress field. *Journal of South American Earth Sciences*, 71:333–343. [43](#)
- Carvalho, J. M. d. (2019). Determinação de parâmetros de fonte de eventos sísmicos no brasil central. *Universidade de Brasília*, Tese de Doutorado. [43](#)
- Ciardelli, C. e Assumpção, M. (2019). Rupture lengths of intraplate earthquakes in brazil determined by relative location of aftershocks: Evidence for depth dependence of stress drops. *Journal of South American Earth Sciences*, 89:246–258. [37](#)

- Constain, J. K. e Bollinger, G. A. (2010). Research results in hydrosesmcity from 1987 to 2009. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100:1841–1858. [39](#)
- Cordani, U. G., Brito Neves, B. B. d., e Thomaz Filho, A. (1984). Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. [4](#)
- Dicelis, G., Assumpção, M., Prado, R., Agurto-Detzel, H., e Barbosa, J. (2017). Improving the characterization of the seismic source in bebedouro, paraná basin, brazil: Further evidence of seismicity triggered by hydraulic stimulation in water wells. *Geophysical J. International*, 210:594–608. [1](#), [8](#), [30](#), [46](#)
- Fojtíková, L. e Zahradník, J. (2014). A New Strategy for Weak Events in Sparse Networks: The First-Motion Polarity Solutions Constrained by Single-Station Waveform Inversion. *Seismological Research Letters*, 85(6):1265–1274. [26](#), [43](#)
- Gupta, H. (1992). Reservoir - induced earthquakes. *Elsevier*, 64:243–250. [1](#)
- Hanka, W., Saul, J., Weber, B., Becker, J., Harjadi, P., Fauzi, e Group, G. S. (2010). Real-time earthquake monitoring for tsunami warning in the indian ocean and beyond. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(12):2611–2622. [15](#)
- Iritani, M. A. e Ezaki, S. (2008). As águas subterrâneas do estado de são paulo. *Secretaria de Estado do Meio Ambiente*, SMA:104p. [XIII](#), [XIII](#), [XIII](#), [5](#), [6](#), [7](#)
- Kissling, E., Kradolfer, U., e Maurer, H. (1995). Velest user guide. [14](#), [24](#)
- Lee, W. H. K. e Lahr, J. C. (1975). Hypo71: a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. *U.S. Geological Survey*, pages 72–224. [17](#), [33](#)
- Lienert, B. R., Berg, E., e Frazer, L. N. (1986). Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76:771–783. [24](#)
- Milani, E., Melo, J. H. G., Souza, P. A., Fernandes, L. A., e França, A. B. (2007). Bacia do paraná. cartas estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v.15.n2. [XIII](#), [4](#), [5](#)
- Milani, E. J. (2004). Comentários sobre a origem e evolução tectônica da bacia do paraná. *Geologia do Continente SulAmericano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, pages 265–279. [XIII](#), [5](#)

- Porsani, J., Almeida, E., Bortolozo, C., e Santos, F. (2012). Tdem survey in an area of seismicity induced by water wells in paraná sedimentary basin, northern são paulo state, brazil. *Journal of Applied Geophysics*, 82:75–83. [1](#)
- Rocha, G. (2005). Mapa de águas subterrâneas do estado de são paulo : escala 1:1.000.000: nota explicativa. *IG-Instituto Geológico : IPT Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo : CPRM Serviço Geológico do Brasil*. [7](#)
- Rubinstein, L. e Mahani, A. (2005). Myths and facts on wastewater injection, hydraulic fracturing, enhanced oil recovery, and induced seismicity. *Seismological Research Letters*, 86. [1](#)
- Saar, M. O. e Manga, M. (2003). Seismicity induced by seasonal groundwater recharge at mt. hood, oregon. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3):605–618. [39](#)
- Shapiro, S. A. e Dinske, C. (2009). Fluid-induced seismicity: Pressure diffusion and hydraulic fracturing. *Geophys. Prospect*, 57:301–310. [1](#)
- Shapiro, S. A., Huenges, E., e Borm., G. (1997). Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the ktbsite. *Geophys. J. Int*, 131(2):F15–F18. [2](#)
- Shapiro, S. A., Rothert, E., Rath, V., e Rindschwentner, J. (2002). Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity. *Geophysics*, 67(1):212–220. [2](#)
- Simpson, D. e Narasimhan, T. (1990). Inhomogeneities in rock properties and their influence on reservoir induced seismicity. *Gerlands Beitrage zur Geophysik*, 99. [1](#)
- Sokos, E. N. e Zahradnik, J. (2008). Isola a fortran code and a matlab gui to perform multiple-point source inversion of seismic data. *Computers & Geosciences*, 34(8):967–977. [26](#), [42](#)
- Sokos, E. N. e Zahradnik, J. (2013). Evaluating Centroid-Moment-Tensor Uncertainty in the New Version of ISOLA Software. *Seismological Research Letters*, 84(4):656–665. [26](#), [42](#)
- Talwani, P., Chen, L., e Gahalaut, K. (2007). Seismogenic permeability, k_s . *J. Geophys. Res.*, 112:B07309. [1](#), [2](#), [39](#), [41](#)
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, C., Hawkesworth, C., e Mantovani, M. (1994). Magnetism and continental break-up in the south atlantic: Ar-argeocronology. *Earth planet. Sci. Lett.*, 121:333–348. [4](#)

- Waldhauser, F. (2001). Hypoddd a program to compute double difference earthquake location:hypoddd version 1.0– 03 – 2001, open file report 01-113. *US Geol. Survey*. 35
- Waldhauser, F. e Ellsworth, W. (2000). A double difference earthquake location algorithm: method and application to the northern hayward fault, california,. *Bulletin of seismological society of America*, pages 1353–1368. 14, 25
- Yamabe, T. e Berrocal, J. (1994). Induced seismicity by deep ground water wells. *Regional Seismological Assembly in South America, Brasilia*. 1
- Yamabe, T. e Hamza, V. M. (1996). Geothermal investigation in an area of induced seismic activity, northern são paulo state, brazil. *Tectonophysics*, 253:209–225. 8
- Zalán, P. V., Wolff, S., Conceição, J. C., Marques, A., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., e Appi, V. T. (1990). Bacia do paraná. in: Origem e evolução de bacias sedimentares. *PETROBRAS, Rio de Janeiro.*, pages 135–164. 4