UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

Dissertação de Mestrado

Estudo Integrado da Camada de Basalto em Bebedouro – SP
Bacia do Paraná: Relocalização dos sismos induzidos por
poços tubulares

O ORIGINAL ENCONTRA-SE DISPONÍVEL NA UNIDADE
VERSÃO CORRIGIDA

Aluno
Gabriel Enrique Dicelis Salamanca

Orientador
Prof. Dr. Marcelo Sousa de Assumpção

SÃO PAULO
2011

GABRIEL ENRIQUE DICELIS SALAMANCA

**Estudo Integrado da Camada de Basalto em Bebedouro – SP
Bacia do Paraná: Relocalização dos sismos induzidos por
poços tubulares**

**Dissertação apresentada ao Instituto
de Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas da Universidade de São
Paulo como parte dos requisitos para
obtenção do título de Mestre em
Ciências na área de Geofísica.**

SÃO PAULO
2011

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABELAS	ix
RESUMO	x
ABSTRACT	xi
1. INTRODUÇÃO	1
2. GEOLOGIA E HISTORIA TECTÔNICA DA ÁREA DE ESTUDO	4
2.1 Geologia e Tectônica Regional	4
2.2 Geologia de Bebedouro	6
2.3. Estudos Geofísicos prévios na área de estudo	11
2.3.1 Perfilagem geofísica	11
2.3.2 Estudo da Camada de Basalto em Bebedouro com função do receptor e de Ondas de Superfície	12
2.3.3 Refração Sísmica	13
2.3.4 Sondagens com o método TDEM	15
2.3.5 Levantamentos Magnetotelúricos	16
2.4. Rede de estações sismográficas	17
2.5 Evolução da Sismicidade	17
3. METODOLOGIA	20
3.1 Fundamentos da localização de eventos sísmicos	20
3.2 Localizações por métodos iterativos	23
3.3 Métodos de localização relativa dos eventos	25
3.4 Problema conjunto Hipocentros – Modelo de velocidade	27
3.5 Correlação cruzada	28
4. PROCESSAMENTO	30
4.1 Seleção de eventos	30
4.2 Localização inicial dos eventos	31
4.3 Descrição dos programas usados	33
4.3.1 Hypocenter	33
4.3.2 VELEST	35
4.3.3 HYPODD	36
4.4 Determinação da Estrutura de Velocidade	37

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	45
5.1 Determinação do melhor modelo 1D	45
5.2 Relocalização absoluta dos eventos	51
5.3 Relocalização relativa dos eventos	54
5.3.1 Correlação cruzada	54
5.3.2 Relocalização com HYPODD	56
5.4 Determinação do plano de falha e mecanismo focal.....	59
5.5 Discussões.....	61
6. CONCLUSÕES FINAIS.....	63
7. REFERÊNCIAS	64

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus.

Ao programa PEC-PG do governo Brasil que me permitiu estudar neste incrível lugar, ao CNPq pela bolsa concedida.

Ao meu orientador Prof. Dr. Marcelo Assumpção, pela dedicação, paciência e pelos conhecimentos.

Aos professores do IAG pela qualidade, especialmente ao Prof. Dr. Renato que me ajudou muito com o trabalho.

Ao pessoal do laboratório de sismologia e ao pessoal de informática da sismologia. Principalmente ao louco de Marlon.

Aos meus super amigos Renata, Emilio e Helen pela imensa ajuda e pelos bons momentos do café.

Aos meus colegas de pós-graduação.

À minha família em Colômbia, especialmente Alejandra e Felipe.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: Carta estratigráfica simplificada da bacia do Paraná (modificado Milani, 2007) e mapa da bacia do Paraná (modificado de Milani, 2004).	5
Figura 2.2: Seção geológica esquemática da bacia do Paraná, (Iritani, 2008).	6
Figura 2.3: Principais unidades aquíferas do Estado de São Paulo, Em destaque a região de estudo, Bebedouro, SP. (Iritani 2008).	7
Figura 2.4: Modelo Hidrogeológico conceitual (Iritani et al., 2008) na região de Bebedouro, SP, mostrando sedimentos do Grupo Bauru (que engloba a Formação Adamantina), basaltos da Formação Serra Geral e arenitos do aquífero confinado Guarani.	7
Figura 2.5: Lineamento formado por traço retilíneo de drenagem, associado a uma zona de fratura presente em subsuperfície. Em áreas não planas, somente fraturas com mergulho igual ou maior que 50° aparecem na superfície como lineamentos (Rocha, 2005).	8
Figura 2.6: Mapeamento da altitude do topo do basalto a partir de informações de poços tubulares (círculos em preto) e de SEV's na parte sul da microbacia (+). (Elis et al., 2006).	9
Figura 2.7: Mapa de águas subterrâneas do Estado de São Paulo, (Rocha 2005).	9
Figura 2.8: Perfis dos poços das fazendas Aparecida (P1-P10) e Santa Ana mostrados na Figura 2.6. A linha preta a topografia. Em azul, o nível estático (NE – sem bombeamento) e o nível dinâmico (ND – com bombeamento), em vermelho, a cota do basalto. As cruces indicam a região de fraturas e os círculos indicam limites interderrames. Dados baseados em cadastro do DAEE - Araraquara. Figura de Assumpção et al., 2007).	10
Figura 2.9: Perfilagens térmicas em poços de Andes e Monte Azul Paulista. Note que todos os poços apresentam uma zona de temperatura constante de 30-60m até 120-130m de profundidade, indicativa de movimentação descendente de água dentro do poço (Yamabe et al., 2006).	11
Figura 2.10: a) Resultados da inversão de ondas de superfície. Linha preta: modelo inicial de velocidades (Vs); linha azul resultado da inversão e as cores intermediárias os resultados das iterações. b) Resultados da inversão de funções do receptor. Linha pontilhada: modelo de velocidades (Vp) inicial; linha vermelha resultado das inversões (Souza et al., 2008).	11
Figura 2.11: Perfis de velocidade de onda S obtidos com as estações sismográficas de Bebedouro. Em A é apresentado o perfil E-W e B o perfil S-N. A linha branca representa a velocidade de 2.3 km/s. Estações ordenadas sem escala (Dias, 2011).	13
Figura 2.12. Mapa da região estudada em Andes. As linhas sísmicas estão representadas por segmentos verdes.	14
Figura 2.13: Dados da sondagem TDEM e interpretação preliminar do perfil 1D. As três cores na Figura da sondagem TDEM correspondem a amostragens com diferentes frequências de repetição: 30Hz para medir os decaimentos mais curtos (vermelho) e 7,5 e 3 Hz para medir os tempos de decaimento mais longos (azul claro e escuro).	15
Figura 2.14: Transformada Niblett-Bostick das respostas MT numa das estações. A linha cinza mais rasa mostra a profundidade do topo do basalto e foi estimada com dados de poços de Andes (60-70m); a linha cinza mais profunda é a base do basalto e foi estimada com inversão de Função do Receptor (400-600m).	16
Figura 2.15: Período de operação de cada estação da rede sismográfica de Bebedouro. As barras mais grossas identificam as estações de registro contínuo (Dias, 2011).	17

Figura 2.16: Quantidade de sismos mensais registrados de Mar/2005 a Jul/2010 e índices mensais de chuva na região de Bebedouro.	18
Figura 2.17: Mapa da distribuição de todos os sismos registrados de Mar/2005 a Jul/2010, incluindo os eventos com grande erro de localização.	18
Figura 3.1 : Diagrama de Wadati).	22
Figura 3.2: Correlação cruzada entre dois traços sísmicos discretos, note-se que o valor máximo de correlação ocorre em 2, relacionado com a ligeira mudança na posição das amplitudes máximas entre os dois traços (Srinivasan, K., Ikelle L.T, 2001).	28
Figura 4.1: Intervalos de velocidades da onda P em rochas comuns. A altura do símbolo, para cada tipo de rocha mostra aproximadamente o número de amostras que apresentam uma determinada velocidade (modificado de Milson, 2003).	31
Figura 4.2: Epicentros determinados com Hypo71, usando o modelo de velocidade inicial, 2,2km/s para o arenito e 5,4km/s para o basalto.	32
Figura 4.3: Sismograma do levantamento de refração, perto da estação BEB4A.	37
Figura 4.4: Estruturas e Perfis de Velocidade S, derivados da função do receptor para as estações de banda larga BEB4B, BEB16 e BEB15 (Dias, 2011).	37
Figura 4.5: Interpretação sísmica por método recíproco de BEB4; três camadas foram identificadas, solo, arenito e basalto.	38
Figura 4.6: Tomografia sísmica, estação - BEB4A, mostrando uma variação contínua da velocidade aumentando com a profundidade.	38
Figura 4.7: Interpretação sísmica por método recíproco, BEB7. Três camadas identificadas: solo, arenito e basalto.	39
Figura 4.8: Tomografia sísmica, estação – BEB7.	39
Figura 4.9: Determinação da Vp. por análise de (RMS) no solo. Não foi encontrada solução para esta camada.	41
Figura 4.9.1: Determinação da Vs. por análise de (RMS) no solo.	41
Figura 4.10: Determinação da Vp. por análise de (RMS) no Arenito. Não foi encontrada solução para esta camada.	41
Figura 4.10.1: Determinação da Vs. por análise de (RMS) na camada de Arenito.	41
Figura 4.11: Determinação da Vp na camada de Basalto por análise de (RMS).	42
Figura 4.11.1: Determinação da Vs na camada de Basalto por análise de (RMS).	42
Figura 4.12: Grid search para determinação do melhor valor para Vp/Vs. por análise de (RMS) na camada de Basalto.	42
Figura 4.13: Modelo de velocidades 1D (Mod1) determinado com base ao modelo de refração e resíduos de tempos de viagem do processo de teste e erro. Note-se que cada camada possui razão Vp/Vs diferente para cada camada.	43
Figura 4.14: Distribuição de hipocentros inicial com Hypo71, rms ≤ 0.05 e No de fases ≥ 8 , usando Mod0.	44

Figura 4.15: Distribuição de hipocentros obtido com Hypocenter e o modelo de velocidades determinado, $rms \leq 0.05$ e No de fases ≥ 8 . Usando Mod1.	44
Figura 4.16: Histograma da distribuição dos microtremores obtido com o modelo prévio usando Hypo71, a profundidade da maioria dos sismos esta entre 500 e 600m.	44
Figura 4.17: Histograma da distribuição dos microtremores obtido usando HYPOCENTER e o modelo de velocidades ajustado mostra uma concentração dos sismos a 100m de profundidade, isto significa que a maioria dos eventos está dentro da camada de basalto.	44
Figura 5.1: Processo de determinação do modelo 1D mínimo (Kissling, 1988).	45
Figura 5.2: Sismos escolhidos para fazer a inversão do modelo de velocidades com VELEST.	46
Figura 5.3: Estações sísmicas ativadas entre março e abril de 2005 que registraram os 87 eventos (triângulos verdes), estações não usadas (triângulos vermelhos) e sismos (círculos) usados na inversão conjunta de hipocentros e modelo de velocidades. Os raios (linhas cinza) mostram o percurso das ondas sísmicas epicentro - estação.	47
Figura 5.4: Valor médio do maior intervalo azimutal entre estações (GAP) dos 87 sismos por cada estação. Este valor mostra que os sismos registrados pelas estações B16B, BB19, BEB22, BB18, BB4B, e BEB2 podem ter uma grande incerteza na localização, devido à configuração da geometria epicentro – estação, estes sismos podem ser rejeitados na solução final.	47
Figura 5.5: Resíduos estimados para cada solução obtida, em cada iteração. O resultado da inversão mostra que depois da quinta iteração o modelo converge à solução final.	48
Figura 5.6: Modelo 1D mínimo, este é o modelo final resultado do processo de inversão conjunta hipocentros – modelo de velocidades, Mod3).	49
Figura 5.7: Histograma da distribuição inicial da profundidade dos microtremores (km) obtido com o modelo Mod1 usando Hypocenter.	50
Figura 5.8: Histograma da distribuição da profundidade dos microtremores (km) obtido com o processo de inversão conjunta de hipocentros e modelo 1D de Velest. Mostrando que a maioria dos eventos está dentro da camada de basalto.	50
Figura 5.9: Mapa da distribuição dos epicentros iniciais (pontos vermelhos) e epicentros relocizados (pontos azuis). Os triângulos verdes representam as estações.	51
Figura 5.10: Distribuição dos epicentros relocizados com o modelo Mod2 com JHD no Velest. A linha vermelha corresponde ao perfil A-B usado nas Figuras 12.1, 12.2 e 12.3.	52
Figura 5.11: (esquerda) hipocentros determinados inicialmente com hypo71 com o Mod1 (1448 eventos com $rms \leq 0.03$ profundidade, 0-1000m.	52
Figura 5.12: (centro) determinado com o modelo Mod2 com Hypocenter3.2 (1675 eventos com $rms \leq 0.03$ profundidade, 0-1000m.	52
Figura 5.13: (direita) determinado com o modelo Mod3 com Velest (1986 eventos com $rms \leq 0.03$ e profundidade, 0-1000m.	52
Figura 5.14: Esquema dos parâmetros da correlação cruzada no método MCPCC, janela de correlação, tempos P, S, e T5 (resultado da correlação).	54
Figura 5.15: Alinhamento dos sismogramas depois de realizar a correlação cruzada para a onda-P. Pode-se observar que o tempo “P” foi remarcado na mesma posição relativa para todos os sismogramas.	55

Figura 5.16: Sismogramas da figura do lado empilhados, visualizados em tempo relativo ao tempo T5 (T5 é o resultado da correlação cruzada em 0.2 s).	55
Figura 5.17: Alinhamento dos sismogramas depois de realizar a correlação cruzada para a onda-S. Pode-se observar que o tempo “S” foi remarcado na mesma posição relativa para todos os sismogramas.	55
Figura 5.18: Sismogramas da figura do lado empilhados, visualizados em tempo relativo ao tempo T5 (em 0.2).	55
Figura 5.19: Resultado da realocização do “cluster”, Na parte superior esquerda e direita as figuras mostram a distribuição espacial dos epicentros realocalizados e o marco dos perfis A-A’ e B-B’. Na parte inferior, a distribuição dos hipocentros em profundidade ao longo dos perfis A-A’ e B-B’. As linhas vermelhas correspondem à estimação dos erros pela matriz de covariância.	57
Figura 5.20: Plano ajustado aos hipocentros do cluster.	59
Figura 5.21: Solução do mecanismo focal baseada nos primeiros movimentos da onda P: empurrão (+) e puxão (círculos). As linhas sólidas são os planos nodais baseados só nas polaridades, a linha tracejada é o plano de falha determinado pela distribuição hipocentral (strike = 300°, dip=62°). Esta é uma falha normal com orientação WNW-ESE e extensão NNE (eixo T). O eixo de compressão P esta no quadrante de puxão da onda P.	60
Figura 5.22: Mapa da distribuição dos hipocentros realocalizados, a linha vermelha indica a presença de falha preexistente (Perrota et al., 2005), os pontos azuis são os poços de água perfurados.	62

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Profundidades aproximadas do topo das camadas. O topo do arenito corresponde à espessura da 1ª. Camada de solo. Profundidade do “Basalto(T)” no método tomográfico foi interpretada como o centro do intervalo de V_p 3.5 - 4.0 km/s. Profundidades do “Basalto(P)” são os valores em cada extremo da linha sísmica esperados pelas informações dos poços de Andes.	14
Tabela 2.2: Mostra as maiores magnitudes registradas, (Boletim sísmico Brasileiro).	19
Tabela 4.1: Equivalências de pesos atribuídos no formato do HYPO71.	18
Tabela 4.2: Arquivos de entrada e saída do programa HYPOCENTER.	33
Tabela 4.3: Exemplo resumido do arquivo STATION0.HYP.	34
Tabela 4.4: Classificação estatística QS da qualidade das soluções encontradas para a localização dos hipocentros. Estes valores podem ser encontrados no arquivo de saída hypsum.out.	34
Tabela 4.5: Classificação da qualidade QD das soluções de acordo com a distribuição das estações. Estes valores podem ser encontrados no arquivo de saída hypsum.out.	34
Tabela 4.6: Arquivos de entrada e saída do programa VELEST.	35
Tabela 4.7: Arquivos de entrada e saída de HYPODD.	36
Tabela 4.8: Profundidades do topo das camadas encontradas por levantamentos geofísicos anteriores no distrito de Andes, Bebedouro. Pode-se verificar que os resultados na determinação das espessuras das camadas do solo, arenito e basalto são muito consistentes e convergem a valores similares.	37
Tabela 4.9: Velocidades da onda P e profundidade do topo camadas identificadas usando a interpretação sísmica por método recíproco e tomográfico.	39
Tabela 4.10: Valores usados (parâmetros) no processo de determinação das velocidades da onda P. intervalos para as velocidades da onda P em cada camada e valor delta (incremento na velocidade) para cada iteração.	40
Tabela 4.10.1: Valores usados (parâmetros) no processo de determinação das velocidades da onda S. Valores da onda P fixados, intervalos para as velocidades da onda S em cada camada e valor delta (incremento na velocidade) para cada iteração.	40
Tabela 5.1: Valores para a média da profundidade, GAP, RMS, ERH e ERZ para o conjunto de 87 hipocentros. A primeira linha mostra os valores para a localização inicial usando o modelo Mod2 com HYPOCENTER. A segunda linha mostra os valores para a relocalização usando o modelo 1D final Mod3 com VELEST.	50
Tabela 5.2: Valores para a média da profundidade, GAP, RMS, ERH e ERZ para os hipocentros com $rms \leq 0.03$ e profundidade entre 0-1000m, determinados com HYPO71, HYPOCENTER e relocalizados com VELEST.	55
Tabela 5.3: Pesos atribuídos por cada iteração aos dados de correlação cruzada e de catalogo de sismos em HYPODD.	57
Tabela 5.4: Resultado da relocalização do cluster. Resumo do arquivo hypoDD.reloc, com os valores da profundidade, dos erros horizontais e de profundidade e o erro padrão dos hipocentros.	60
Tabela 5.5: Resultado da determinação do plano de falha, mostrando um erro padrão do ajuste de 47 m, 300° para direção e 62° para o mergulho do plano. Com uma profundidade média de 656m.	61

RESUMO

Dicelis, G. E., Estudo Integrado da Camada de Basalto em Bebedouro – SP, Bacia do Paraná: Relocalização dos sismos induzidos por poços tubulares, 2011. Dissertação de Mestrado – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, SP.

A partir de 2004, a população do distrito de Andes, Bebedouro (SP), passou a sentir pequenos tremores de terra. Uma rede sismográfica instalada em 2005 mostrou que os sismos locais são induzidos por poços tubulares profundos usados para irrigação de lavouras (Assumpção et al., 2007).

Neste projeto de pesquisa foi melhorada a localização desses sismos, usando análise da forma de onda e os tempos de chegada das ondas P e S, com o propósito de efetuar uma melhor análise da sismicidade induzida. Para isto foram aproveitados resultados de estudos anteriores como sísmica de refração, dispersão de ondas de superfície, sondagem elétrica vertical, função do receptor e TDEM. Para obter o melhor modelo de velocidades 1D, foram testados diferentes algoritmos de localização e técnicas de relocalização de hipocentros, para aproximadamente 3000 microtremores gravados pela rede sismográfica no período 2005 – 2010.

Os resultados mostraram que as profundidades focais dos sismos relocados ficaram em sua maioria dentro da camada de basalto, a menos de 500m de profundidade. Este resultado confirma que os sismos estão relacionados com a perturbação do equilíbrio de tensões (pressões) geológicas, em zonas de fraturas já existentes dentro da camada de basalto.

Foi usada uma combinação de correlação cruzada e tempos de chegada para analisar um conjunto de sismos, baseada na similaridade dos seus sismogramas. Foi melhorada a distribuição hipocentral o que permitiu determinar claramente uma solução do plano focal de um cluster, o que indicou a existência de uma falha normal de orientação WNW-ESSE e mergulho para o norte, com extensão NNE-SSW (eixo-T). Este mecanismo pode complementar os dados de esforços na região sudeste.

Palavras - chave: Hipocentro, modelo de velocidades, plano de falha, sismicidade induzida

ABSTRACT

Dicelis, G. E., Integrated Study of the basalt layer in Bebedouro – SP, Paraná Basin: Relocation of earthquakes induced by wells, 2011. Master dissertation - Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences of the University of Sao Paulo, Brazil.

Since 2004 the population of the district of Andes, Bebedouro – SP, began to feel small earthquakes. A seismograph network installed in 2005 showed that earthquakes are caused by local deep wells used for irrigation of crops (Assumpção et al., 2007).

In this research project we improved the location of these earthquakes, using analysis of waveform and the arrival times of P and S waves, in order to make a better analysis of the induced seismicity. To better relocate the events we determined a velocity model using results of previous studies such as seismic refraction, surface wave dispersion, vertical electrical sounding, receiver function and TDEM.

The best fit 1D model was achieved testing different localization algorithms and techniques for relocation of hypocenters for approximately 3000 microtremors recorded by seismograph network to the period 2005 – 2010.

The results showed that the focal depths of the relocated earthquakes are mostly within the basalt layer, less than 500m depth. This confirms that the earthquakes are related with disturbance of geological stresses (pressures) in pre-existing fracture zones within the basalt layer.

We used a combination of cross-correlation and arrival times for analyze a set of earthquakes, based on the similarity of their recorded seismograms. The hypocentral distribution was improved allowing a clear determination of the best fit fault plane solution for one cluster, which indicates the existence of a normal fault with direction WNW-ESE and dip to the north, with NNE-SSW extension (T-axis). This mechanism may complement the stress data in the Southeast Brazil.

Key words: Hypocenter, 1D velocity model, fault plane, induced seismicity.

1. INTRODUÇÃO

A atividade sísmica induzida é frequentemente associada com reservatórios de água e poços de injeção, onde a água é injetada sob alta pressão no reservatório rochoso. No entanto, tremores de terra causados simplesmente pela abertura de poços de águas subterrâneas são extremamente raros (Assumpção et al., 2007, 2010).

Em 1962, pela primeira vez, foram associados tremores de terra a poços de injeção, em Arsenal nas Montanhas Rochosas, perto de Denver, Colorado (Evans, 1966; Healy et al., 1968). A atividade sísmica também foi observada em numerosas perfurações de petróleo e gás, devido ou à extração de líquido ou injeção (Segall, 1989; Segall et al., 1992; Grasso, 1993). Foi reportada também atividade devida a reservatórios de água artificiais (Gupta et al., 1983, 1992, 2002; Bozovic, 1974). Motivado pelos tremores de Denver, foi conduzido um experimento pelo USGS num poço de petróleo em Rangely Colorado, com o propósito de conhecer o mecanismo que gerava os tremores nos poços. Na experiência a pressão foi incrementada a níveis críticos e depois foi diminuída até os níveis iniciais; a frequência dos terremotos diminuiu após a pressão inicial diminuir (Raleigh et al., 1976). Um experimento similar foi efetuado em Matsushiro, Japão (Ohtake, 1974). Além disso, poucos estudos de casos foram bem documentados devido à grande quantidade de monitoramento e testes necessários para demonstrar uma relação conclusiva entre tremores e poços de injeção profundos (Sminchak et al., 2001).

No Brasil, um estudo bem documentado de sismicidade induzida foi efetuado por Yamabe e Hamza (1996) em Nuporanga, SP. Esse estudo mostrou uma estreita relação entre a ocorrência de atividade sísmica e a perfuração e bombeamento de poços de água, concluindo que o monitoramento cuidadoso das mudanças de temperatura dos poços em uma área sísmicamente ativa, permite identificar a região onde os movimentos do fluido estão associados com as alterações das tensões.

Outro caso deste fenômeno começou a ser estudado a partir de 2005 por Assumpção et al., depois que a população do distrito de Andes, Bebedouro (SP), passou a sentir pequenos tremores de terra. Uma análise detalhada usando várias técnicas

geofísicas mostrou que os sismos locais são induzidos por poços tubulares profundos usados para irrigação de lavouras (Assumpção et al., 2007; Assumpção et al., 2010).

Bebedouro se situa na borda de uma zona relativamente sísmica (com muitos tremores naturais de baixa intensidade), que inclui a parte sul de Minas Gerais, parte do Triângulo Mineiro e o nordeste de São Paulo (Berrocal et al., 1984; Assumpção et al., 2004).

Segundo Assumpção et al. (2007), na área de estudo apresenta-se um caso claro de sismicidade induzida pela perfuração de poços de água, que exploram o aquífero fraturado confinado na Bacia intracratônica do Paraná, SE Brasil. Neste lugar, os poços, de 120m a 220m de profundidade, atravessam uma fina camada de arenitos da formação Adamantina (60m-80m) e extraem água de um aquífero de zonas de fratura entre camadas de derrames de basalto (Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, 200 a 500 m). Abaixo do basalto há arenitos da formação Botucatu (que abrigam o aquífero Guarani) e outras formações (Milani et al., 1994). O pacote de basalto dessa região tem espessura aproximada de 500m (Assumpção et al., 2010).

Os tremores repetiram-se ciclicamente durante os primeiros anos, desde 2005. Registros geofísicos e geotérmicos de muitos poços mostraram que água dos arenitos do aquífero Bauru entrou na parte superior do aquífero fraturado, na camada de basalto da formação Serra Geral. A atividade ocorre em duas áreas sísmicas, uma principal perto de vários poços que são bombeados continuamente durante a temporada seca e uma segunda área perto de outros poços não usados para irrigação e que não são usados continuamente.

Segundo Assumpção et al. (2006), esses sismos induzidos necessitam de condições prévias especiais. Apenas a penetração de água em fraturas ou falhas geológicas não é normalmente suficiente para provocar deslizamento entre blocos de rocha. Para que ocorram tremores de terra, a região onde se encontram as fraturas potencialmente sísmicas já devia estar previamente num estado crítico com altas tensões (pressões) geológicas. A penetração da água em falhas e fraturas mais profundas serve como facilitador (disparador) dos tremores. Este é o motivo pelo qual tremores induzidos por poços tubulares são muito raros.

O mecanismo proposto para explicar a atividade sísmica de Bebedouro, é o aumento de pressão nos poros das rochas na camada de basalto fraturado ou alterado,

devido à pressão extra das águas do aquífero Bauru, atingindo um esforço crítico em áreas de até um quilômetro de distância dos poços (Assumpção et al., 2010).

Com o objetivo de melhorar o conhecimento das estruturas tectônicas e descontinuidades presentes nas rochas basálticas deste aquífero fraturado (superfícies ou planos de falhas), formadas na maioria das vezes como resposta a esforços (Rocha, 2005), foram relocalizados os hipocentros de mais de 3000 microtremores. Estes eventos foram registrados pela rede sismográfica, instalada de março de 2005 até Novembro de 2010, operada pelo laboratório de sismologia do IAG/USP.

Foram testados diferentes algoritmos de localização, bem como técnicas de realocização de hipocentros dos microtremores, que usam os tempos de chegada das ondas P e S, bem como as diferenças desses tempos de chegada, S-P. Para isto, foram usados resultados complementares obtidos por estudos anteriores como sísmica de refração, dispersão de ondas de superfície, sondagem elétrica vertical, função do receptor e TDEM, com o propósito de melhorar o modelo de velocidades (geometria e velocidade de propagação das ondas P e S). Esta metodologia permitiu obter uma solução do plano de falha coerente com resultados obtidos nos estudos anteriores.

Nessa área a presença do basalto dificulta a utilização de sísmica convencional para definir as estruturas inferiores, grande parte da energia refletida dificulta a identificação dos sinais fracos das camadas mais profundas (Souza, 1982). Dificuldades em mapear as estruturas abaixo do basalto e a profundidade do embasamento também foram encontradas por Souza (1982), Rosa et al. (1982) e Silva & Vianna (1982). Devido a isto, a profundidade do embasamento cristalino da bacia não foi mapeada em detalhe, pois nenhum poço chegou a atingi-lo na região de Bebedouro. No entanto, estima-se que seja entre 2 e 3 km (Dias, 2011).

Um conhecimento mais apurado da estrutura dos aquíferos presentes na área de estudo é importante para estimar o potencial hidrogeológico (ou de produção de água subterrânea). Isto melhora o conhecimento da sismicidade local induzida pelos poços, e constitui uma ferramenta para o planejamento e gestão dos recursos hídricos subterrâneos do estado, à medida que a exploração se torna mais intensa a cada ano.

Este projeto de mestrado faz parte de um projeto maior de estudos gerais da sismicidade induzida em Bebedouro pela perfuração de poços tubulares de água. (Proc. FAPESP # 2007/04325-0).

2. GEOLOGIA E HISTÓRIA TECTÔNICA DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 Geologia e Tectônica Regional

A Bacia do Paraná é uma ampla bacia intracratônica com formato alongado na direção NNE-SSW (1.750 km de comprimento e 900 km de largura). Abrangendo uma área de aproximadamente 1.600.000 km², esta bacia situa-se em grande parte na região meridional do Brasil, compreendendo os estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Estende-se ainda pelos territórios da Argentina e Paraguai, onde recebe o nome de Bacia do Chaco-Paraná (Zalán et al., 1990). Seu contorno imposto por limites erosivos, relacionados com a história geotectônica meso-cenozóica do continente, lhe define uma forma ovalada com eixo maior N-S (Milani et al., 2007).

Segundo Cordani et al. (1984), a Bacia intracratônica do Paraná acumula rochas sedimentares e vulcânicas de idades entre o Ordoviciano e o Cretáceo. Esse pacote sedimentar-magmático tem uma espessura máxima em torno de 7 km e o seu centro estrutural coincide com a região da calha do Rio Paraná (Milani et al., 2007).

De acordo com Zalán et al. (1990) a bacia se formou por estiramento crustal e a sedimentação da bacia representa a superposição de três bacias diferentes, cujas geometrias e limites variam, em decorrência do movimento das placas que conduziu a evolução do Gondwana no tempo geológico. Estas bacias representariam três fases de subsidência: a primeira foi responsável pela deposição da sequência silurodevoniana, em um golfo aberto para o paleo-Oceano Pacífico; a segunda representa a sequência permocarbonífera desenvolvida em um mar interior e a terceira seria a jurocretácea quando ocorreu a fase de erupção de lavas.

O embasamento da bacia é composto por rochas ígneas e metamórficas com idades entre 700 a 450 Ma que correspondem ao ciclo orogênico Brasileiro (Cordani, 1984; Zalán et al., 1990). Entre 450 Ma e 65 Ma, sucessivos episódios de sedimentação

acomodaram seus depósitos. Segundo Milani (1998; et al 2007) esses episódios, ditos supersequências (Figura 2.1), são: Rio Ivaí (Caradociano-Landoveriano), Supersequência Paraná (Lockoviano-Frasniano), Gondwana I (Westfaliano-Scythiano), Gondwana II (Anisiano-Noriano), Gondwana III (Neojurássico-Berriasino) e Bauru (Aptiano-Maedtrichtiano). Os três primeiros representam grandes ciclos transgressivos-regressivos paleozóicos e os últimos, pacotes sedimentares continentais e rochas ígneas associadas.

Figura 2.1: Carta estratigráfica simplificada da Bacia do Paraná (modificado Milani et al, 2007) e mapa da bacia do Paraná (modificado de Milani, 2004).

A Supersequência Gondwana III é constituída pelo pacote de arenitos finos a médios da Formação Botucatu, que registra a ampla desertificação do Gondwana, antecedendo a ruptura mesozóica do paleocontinente. No sentido do topo da unidade, os arenitos começam a se intercalar com os primeiros fluxos de lava que marcaram os estágios iniciais do “breakup”.

O evento ígneo do Eocretáceo resultou na extrusão de uma gigantesca pilha de lavas conhecidas como Formação Serra Geral. Um pacote de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas associadas, com espessura de mais de 1.500 m, sobrepõe-se aos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná, e uma rede intrincada de diques e soleiras colocou-se intercalada aos pacotes sedimentares (Figura 2.2). As idades Ar-Ar destes basaltos (Turner et al., 1994) indicam o intervalo 138-127 Ma.

Figura 2.2: Seção geológica esquemática da bacia do Paraná, (Iritani, 2008).

Os sedimentos passaram a ser transportados, predominantemente pelo vento. Em um primeiro momento, sob clima ainda um pouco úmido, formaram-se as rochas sedimentares arenosas da formação Pirambóia e finalmente sob clima desértico, a deposição de sedimentos eólicos formou os arenitos da formação Botucatu. Pelas suas propriedades hidráulicas semelhantes, ambas as unidades passaram a compôr o aquífero Guarani (Iritani et al. 2008).

2.2 Geologia de Bebedouro

Em um período de 138 a 127 milhões de anos atrás, ainda sob clima seco, um vulcanismo resultante da ruptura de porções de crosta terrestre, associado à separação do continente Sul-Americano da África, originou sucessivos derrames de lava que recobriram os sedimentos do deserto Botucatu da bacia sedimentar do Paraná, chegando a atingir cerca de 1500m de espessura em Cuiabá Paulista (Milani, 2004), confinando o aquífero Guarani situado abaixo.

O resfriamento destas lavas formou rochas denominadas de basalto e diabásio, que constituem os aquíferos fissurais de Serra Geral e Diabásio (Figura 2.3). Cessado o período de derrames de lava, durante o Neo-Cretáceo, o clima foi se tornando mais úmido. Nova sequência de arenitos calcíferos foi depositada até 65 milhões de anos atrás com espessura média de 150m, formando a Bacia sedimentar Bauru e dando origem a rochas que constituem o Aquífero Bauru (Milani, 2004).

Figura 2.3: Principais unidades aquíferas do Estado de São Paulo, Em destaque a região de estudo, Bebedouro, SP. (Iritani et al 2008).

Nos basaltos foram geradas feições geológicas favoráveis ao armazenamento e ao fluxo de água subterrânea, representadas por camadas arenosas, alternadas com as fraturas originadas durante o resfriamento dos derrames de lava, e também como resultado dos esforços tectônicos decorrentes da movimentação da crosta terrestre. As camadas arenosas inter-trap indicam que houve um intervalo de tempo entre os derrames de basalto e, nesse hiato, sedimentos foram depositados (Yamabe et al., 2006; Iritani et al., 2008).

Figura 2.4: Modelo Hidrogeológico conceitual (Iritani et al., 2008) na região de Bebedouro, SP, mostrando sedimentos do Grupo Bauru (que engloba a Formação Adamantina), basaltos da Formação Serra Geral e arenitos do aquífero confinado Guarani.

No caso dos basaltos da Serra Geral, além das fraturas tectônicas, outros tipos de discontinuidades, importantes para a circulação e armazenamento de água, são representadas por fraturas de resfriamento que podem ser verticais (disjunções colunares) ou sub-horizontais (Rocha, 2005).

Figura 2.5: Lineamento formado por traço retilíneo de drenagem, associado a uma zona de fratura presente em subsuperfície. Em áreas não planas, somente fraturas com mergulho igual ou maior que 50° aparecem na superfície como lineamentos (Rocha, 2005).

Estas feições morfológicas são identificáveis em fotos aéreas ou por sensoriamento remoto e são úteis para a caracterização das direções das principais estruturas. Na superfície do terreno, as foliações e fraturas, quando com mergulhos acentuados (igual o maior de 50°) apresentam-se como traços retilíneos ou ligeiramente curvos, denominadas lineamentos (Figura 2.5).

A Figura 2.6 mostra a cota do topo do basalto na região de Andes obtida a partir de poços (pontos pretos). A superfície do topo do basalto varia entre 480 e 520m, acima do nível do mar.

Figura 2.6: Mapeamento da altitude do topo do basalto a partir de informações de poços tubulares (círculos em preto) e de SEV's na parte sul da microbacia (+). (Elis et al., 2006).

Figura 2.7: Mapa de águas subterrâneas do Estado de São Paulo, (Rocha 2005).

Na região de Bebedouro a maioria dos poços é de pouca vazão ($<10 \text{ m}^3/\text{h}$) e estes limitam-se a explorar a camada sedimentar superior, enquanto aqueles de grande vazão, usados principalmente para irrigação, atingem os aquíferos fraturados presentes na parte superior do basalto e apresentam grande variabilidade das vazões; a maioria tem entre $20\text{-}30 \text{ m}^3/\text{h}$ (Figura 2.7), mas alguns atingem $150\text{-}190 \text{ m}^3/\text{h}$. As fraturas são alimentadas pela infiltração de água do aquífero superior (Assumpção et al., 2007).

Os perfis dos poços são mostrados na Figura 2.8 onde são indicadas as zonas de fratura e limites interderrames (dados de perfuradoras). A espessura total do arenito pode ser interpretada como a diferença entre a topografia e a cota do basalto.

Figura 2.8: Perfis dos poços das fazendas Aparecida (P1-P10) e Santa Ana que estão entre os mostrados na Figura 2.6. A linha preta a topografia. Em azul, o nível estático (NE – sem bombeamento) e o nível dinâmico (ND – com bombeamento), em vermelho, a cota do basalto. As cruzes indicam a região de fraturas e os círculos indicam limites interderrames. Dados baseados em cadastro do DAEE - Araraquara. Figura de Assumpção et al., 2007.

2.3. Estudos Geofísicos prévios na área de estudo

2.3.1 Perfilagem geofísica

Com o propósito de estudar os movimentos de água dentro dos poços, foram realizadas perfilagens térmicas (Yamabe et al., 2006), que constataram a existência de cachoeiras internas em quatro dos seis poços perfilados e zonas de temperatura constante, que diferem muito do comportamento padrão das distribuições verticais de temperaturas nas demais regiões do Estado de São Paulo (Figura 2.9).

Figura 2.9: Perfilagens térmicas em poços de Andes e Monte Azul Paulista. Note que todos os poços apresentam uma zona de temperatura constante de 30-60m até 120-130m de profundidade, indicativa de movimentação descendente de água dentro do poço (Yamabe et al., 2006).

Estas características dos perfis térmicos dos poços indicam movimentação descendente de água nas zonas intermediárias dos seis poços estudados, situadas geralmente de 50 a 130 metros. Outra conclusão mostrada foi que as fugas laterais de água ocorrem geralmente na parte superior do basalto, situada nas profundidades de 120 a 174 metros.

Para complementar as informações dos métodos geotérmicos, no poço da Fazenda Santa Ana também foram realizadas perfilagem gama e perfil acústico que gera imagens. Este trabalho foi realizado por técnicos do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo – IPT.

2.3.2 Estudo da Camada de Basalto em Bebedouro com função do receptor e de Ondas de Superfície.

Um primeiro estudo de Função do Receptor FR de alta frequência e ondas de superfície, foi realizado por Souza et al. (2008). O resultado foi um perfil de velocidade da onda S da área de estudo (Figura 2.10). Foi usado o método linearizado de inversão de FR e de dados de dispersão (velocidade de fase de onda Rayleigh) de Julià et al. (2000).

Figura 2.10: a) Resultados da inversão de ondas de superfície. Linha preta: modelo inicial de velocidades (V_s); linha azul resultado da inversão e as cores intermediárias os resultados das iterações. b) Resultados da inversão de funções do receptor. Linha pontilhada: modelo de velocidades (V_p) inicial; linha vermelha resultado das inversões (Souza et al., 2008).

Nesta inversão, a espessura da camada superficial de arenito foi fixada de acordo com os dados de poços de água da área. O modelo inicial consistia de muitas camadas finas com espessuras variando de 50 a 200m.

Dias (2011) realizou um segundo estudo mais completo de FR de alta frequência na área de estudo. O resultado foi a determinação da espessura da camada de basalto Serra Geral variando de 200 a 400m (Figura 2.11). Além disso, identificou possíveis zonas de fratura da camada de basalto ou presença de basalto alterado (camadas de baixa velocidade dentro do pacote de basalto). Outro resultado do estudo foi a identificação do embasamento em 2.5-3.0 km, razão V_p/V_s crustal de 1.78 e espessura da crosta de 40km.

Figura 2.11: Perfis de velocidade de onda S obtidos com as estações sismográficas de Bebedouro. Em a) é apresentado o perfil E-W e b) o perfil S-N. A linha branca representa a velocidade de 2.3 km/s. Estações ordenadas sem escala (Dias, 2011).

2.3.3 Refração Sísmica

Os ensaios de sísmica de refração rasa foram feitos em duas etapas de campo (27-28 de Janeiro, e 22-23 de Fevereiro de 2008) com coletas em quatro áreas distintas próximas às estações sismográficas instaladas no distrito de Andes (Figura 2.12) (Schumann & Prado, 2009).

Foram realizados testes usando arranjos de 96 geofones de 14 Hz, espaçamento de 2m, e marreta sobre placa metálica como fonte geradora de ondas. Nas linhas BEB4A, BEB7 e BEB11, foram realizados tiros externos ao arranjo (50m do primeiro e último geofone), nas extremidades do arranjo (a 2 m de distância do primeiro e último geofone) e a cada intervalo de seis geofones (12 m) ao longo do arranjo num total de 19 pontos de tiro.

Figura 2.12: Mapa da região estudada em Bebedouro. As linhas sísmicas estão representadas por segmentos amarelos.

Tabela 2.1: Profundidades aproximadas do topo das camadas. O topo do arenito corresponde à espessura da 1ª. Camada de solo. Profundidade do “Basalto(T)” no método tomográfico foi interpretada como o centro do intervalo de Vp 3.5 - 4.0 km/s. Profundidades do “Basalto(P)” são os valores em cada extremo da linha sísmica esperados pelas informações dos poços de Andes.

	Profundidades do topo das camadas (metros)			
	Método Recíproco	Método Tomográfico		Valor de Poço
Estação	Arenito	Basalto (R)	Basalto (T)	Basalto (P)
BEB11	1 a 10	38 a 50	55 a 60	50 - 70
BEB7	1 a 10	22 a 40	57 a 56	60 - 70
BEB4A	7 a 10	35 a 40	45 a 48	35 - 45
BEB1	9 - 12	30 a 50	-	50 - 60

Os dados obtidos foram processados usando o método recíproco, que permitiu interpretar três estratos sísmicos, conforme o resumo na tabela 2.1. O primeiro estrato associado ao solo superficial com velocidade P de aproximadamente 500 m/s e espessuras variando de 1 a 12 metros. O segundo estrato é o arenito do Grupo Bauru,

com velocidades P entre 2000 e 3000 m/s. Finalmente, o terceiro estrato sísmico, com V_p de 3500 a 6000 m/s, corresponde ao basalto Serra Geral. Estes resultados foram usados para determinar o modelo inicial de velocidades para o presente estudo.

2.3.4 Sondagens com o método TDEM

Com o intuito de realizar inversão conjunta de levantamento elétrico SEV e TDEM foram feitos diversos levantamentos no distrito de Andes, Bebedouro-SP (Bortolozo, 2011). As sondagens foram dispostas tanto isoladamente nas proximidades das estações sísmicas e poços, bem como ao longo de perfis paralelos e ortogonais às estruturas geológicas locais.

Figura 2.13: Dados da sondagem TDEM e interpretação preliminar do perfil 1D. As três cores na Figura da sondagem TDEM correspondem a amostragens com diferentes frequências de repetição: 30Hz para medir os decaimentos mais curtos (vermelho) e 7,5 e 3 Hz para medir os tempos de decaimento mais longos (azul claro e escuro), (Bortolozo, 2011).

Na Figura 2.13 pode se apreciar a interpretação de um ensaio de TDEM, mostrando as espessuras das camadas sedimentares e o topo da camada de basalto. Em geral os resultados dos levantamentos de TDEM e SEV mostraram uma camada com baixa resistividade entre 60 e 70m (solo e sedimentos), seguida por uma camada de alta resistividade (basalto).

Igualmente algumas sondagens TDEM (Figura 2.13), mostraram uma zona de baixa resistividade no interior da camada de basalto, o que permite inferir a presença de uma zona de fratura ou camada inter-derrame (aquiífero fraturado) dentro da camada de

basalto, devido à elevada condutividade da água que ocupa estas fraturas (Bortolozo, 2011).

2.3.5 Levantamentos Magnetotelúricos

Os dados foram coletados com três sistemas banda larga GMS06 (Metronix GmbH), do Grupo de Geomagnetismo do INPE. Cinco componentes eletromagnéticas ortogonais entre si foram adquiridas em cada estação: duas componentes do campo elétrico (E_x e E_y) e três do campo magnético (duas horizontais, H_x e H_y , e uma vertical, H_z).

A Figura 2.14 mostra as curvas de resistividade aparente e fase (modos xy e yx), em função do período. Pode-se observar que os modos xy e yx coincidem até aproximadamente os 200m, denotando baixas resistividades da parte mais rasa no arenito Bauru, com limitada a profundidade entre 60 a 70 m. Seguido a esta camada verifica-se uma zona anisotrópica correspondente a camada do basalto, com uma elevação considerável da resistividade em ambos os modos (100 – 250 ohm-m). Subjacente a essa camada, certamente trata-se da sequência paleozóica da Bacia do Paraná. O aumento da resistividade concorda com os resultados obtidos nas inversões de funções de receptor e ondas Rayleigh (Souza, 2008; Dias, 2011)

Figura 2.14: Transformada Niblett-Bostick das respostas MT numa das estações. A linha cinza mais rasa mostra a profundidade do topo do basalto e foi estimada com dados de poços de Andes (60-70m); a linha cinza mais profunda é a base do basalto e foi estimada com inversão de Função do Receptor (400-600m).

2.4. Rede de estações sismográficas

A rede sismográfica de Bebedouro (Figura 2.12) começou a ser instalada em março 2005 para monitorar os tremores de Andes. A rede contou com 27 estações no total sendo até sete em operação simultânea. A maioria das estações contava com registro nas três componentes e três eram estações de banda larga com registro contínuo. Atualmente, em 2011, apenas as estações BEB19B e BEB22, pertencentes ao projeto *BRASIS*, estão em operação. A Figura 2.15 mostra o período de operação das estações sismográficas de Bebedouro, algumas com mais de 1000 dias de funcionamento.

Figura 2.15: Período de operação de cada estação da rede sismográfica de Bebedouro. As barras mais grossas identificam as estações de registro contínuo (Dias, 2011).

2.5 Evolução da Sismicidade

A Figura 2.16 mostra a quantidade de sismos registrados de Mar/2005 a Jul/2010 e os índices mensais de chuva na região de Bebedouro. Os dados mostram uma grande atividade sísmica durante o primeiro semestre dos anos 2005, 2006 e 2007 e uma queda da atividade no segundo semestre, (quando há bombeamento contínuo dos poços da Faz. Aparecida) e a retomada da atividade no 1º. Semestre de 2008.

Figura 2.16: Quantidade de sismos mensais registrados de Mar/2005 a Jul/2010 e índices mensais de chuva na região de Bebedouro.

Figura 2.17: Mapa da distribuição de todos os sismos registrados de Mar/2005 a Jul/2010, incluindo os eventos com grande erro de localização.

Nota-se que há duas áreas ativas no distrito de Andes: a primeira, mais intensa, na Fazenda Aparecida, e uma segunda (iniciada em meados de 2006) na Fazenda Pimentel (entre as estações 14 e 18). O poço da Faz. Pimentel é usado apenas esporadicamente, e não é bombeado continuamente para irrigação na estação seca (Figura 2.17).

A tabela 2.2 mostra as maiores magnitudes registradas (Boletim sísmico Brasileiro). Apesar de relativamente pequenos, estes tremores causam muita aflição, pois são bastante rasos (~0,5 km de profundidade) e ocorrem muito próximos a residências (Assumpção, 2007b).

Tabela 2.2: mostra as maiores magnitudes registradas, (Boletim sísmico Brasileiro).

Data	Lat	Lon	Magnitude
2005 0311 053826	-21.06	-48.50	2.7
2005 0330 114144	-21.06	-48.50	2.9
2005 0402 152517	-21.06	-48.50	2.8
2007 0513 130055	-21.06	-48.50	2.2

3. METODOLOGIA

3.1 Fundamentos da localização de eventos sísmicos

A localização de eventos sísmicos a partir dos tempos de registro das ondas sísmicas é um dos mais antigos problemas na sismologia e continua sendo um tema importante de pesquisa. Os tremores estão definidos por seus tempos de origem e hipocentros. O hipocentro são as coordenadas (x, y, z) do evento, enquanto o epicentro é definido como o ponto (x, y) na superfície da terra diretamente acima do hipocentro.

Quatro parâmetros descrevem o tempo de origem e o hipocentro, que podem ser chamados parâmetros do modelo, e definem o vetor:

$$m = (t_0, x, y, z) = (m_1, m_2, m_3, m_4) \quad (1)$$

Assim as diferenças ou resíduos entre tempos observados t_k e calculados t_k^P de um número n de observações em estações sísmicas, são:

$$r_i = t_i - t_i^P = t_i - F_i(m), \quad (2)$$

Aqui r_i é o resíduo na i -ésima estação e F é o operador que dá os tempos de chegada calculados em cada estação em função dos parâmetros m . F é uma função do modelo de velocidades e da localização das estações individuais, e é uma função não linear do modelo de parâmetros (com exceção do tempo de origem t_0).

O tempo de percurso desde uma estação com coordenadas (x_i, y_i, z_i) a um ponto (x, y, z) para um modelo simples de semi-espaco, é dado por:

$$t_i = \frac{\sqrt{(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 + (z-z_i)^2}}{v} \quad (3)$$

Onde v é a velocidade. Na prática, o t_i não é particularmente difícil de calcular para um modelo 1-D de várias camadas, pode ser interpolado dos intervalos de tabelas de referência de tempos de percurso (ex: iaspei). Porém a dependência não linear do tempo de percurso nos parâmetros de localização complica a tarefa da inversão do melhor hipocentro.

Uma forma comum de encontrar o vetor m particular para os quais os tempos t_i e os tempos observados se ajustam do melhor jeito, é usar o método dos mínimos quadrados que buscam minimizar o erro:

$$\varepsilon = \sum_{i=1}^n [t_i - t_i^P]^2 \quad (4)$$

Sendo n o numero de observações. A média do resíduo quadrático ε/n é chamada de variância. A maioria dos métodos de localização de hipocentros procura a diminuição da variância pelo método dos mínimos quadrados.

O resíduo quadrático médio da determinação hipocentral do sismo i (rms) é uma medida da qualidade do ajuste e é dado pela equação:

$$RMS_i = \sqrt{\left[\sum_{j=1}^k P_{ij} (t_{ij} - t_{ij}^P)^2 \right] \left[\sum_{j=1}^k P_{ij} \right]^{-1}} \quad (5)$$

Sendo i o número do sismo, j número da estação e k é o número total de estações, t_{ij} é o tempo de chegada da onda sísmica (P ou S) observado no sismograma. t_{ij}^P e P_{ij} são respectivamente o tempo teórico e o peso dado ao tempo de chegada da onda sísmica observada (Lopes, 2003). O valor médio do RMS de todos os sismos é usado como indicador da qualidade da determinação hipocentral:

$$\overline{RMS} = \sum_{i=1}^n \frac{RMS_i}{n} \quad (6)$$

Aqui n é o número de observações. Para estimar a medida do desajuste pode-se estimar o valor:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \frac{[t_i - t_i^P]^2}{\sigma_i^2} \quad (7)$$

Onde σ é o desvio padrão esperado do i -ésimo resíduo devido ao erro de medida aleatória. O valor esperado de χ^2 deve ser aproximadamente igual ao número de graus de liberdade ($gl = n - 4$, porque m tem 4 componentes) e o limite de confiança pode ser obtido de tabelas estatísticas. Uma vez definida a medida do desajuste, é possível encontrar o melhor vetor m , como aquele com os menores resíduos. Se σ_1 é definido significativamente menor do que a média residual, então a medida de χ^2 poderia

indicar que solução pode ser rejeitada. A estimativa de incerteza na localização é calculada normalmente dos resíduos da melhor localização (Shearer 2009).

$$\sigma^2(m_{\text{melhor}}) = \sum_{i=1}^n \frac{[t_i - t_i^P(m_{\text{melhor}})]^2}{gl} \quad (8)$$

Porém, o desajuste na localização de tremores é usualmente maior que o esperado pelos erros em tempo e picagem. O mais provável é que a estrutura de velocidade esteja dominando o desajuste.

A adição de outras fases registradas na mesma estação pode melhorar substancialmente a precisão da localização, já que ao usar os tempos diferenciais entre fases, pode-se remover o efeito do tempo de origem dos sismos. Com muitas estações disponíveis para um sismo local, o tempo de origem pode ser determinado com uma técnica chamada diagrama de Wadati.

Figura 3.1 : Diagrama de Wadati.

Onde os tempos S-P são plotados em relação ao tempo P absoluto, desde que a diferença $t_s - t_p$ tenda a zero no hipocentro. Uma linha ajustada no diagrama de Wadati permite determinar a origem do tempo no intercepto com o eixo do tempo de chegada do eixo P. Com o ângulo de inclinação da reta podemos obter V_p/V_s . Isso é útil, já que é possível obter tempo da origem e V_p/V_s sem ter um conhecimento prévio da estrutura da crosta, apenas assumindo que esses valores são constantes e que as fases P e S são do mesmo (como que Pg, Sg, Pn e Sn, etc.).

3.2 Localizações por métodos iterativos

Os métodos iterativos estão baseados na linearização do problema, considerando pequenas perturbações na localização objetivo:

$$m = m_0 + \Delta m \quad (9)$$

Onde m_0 é assumida como a melhor localização, m é uma nova localização bem perto de m_0 e Δm são essas pequenas perturbações (Eq.1). Os tempos preditos em m poderiam ser aproximados usando o primeiro termo na expansão das séries de Taylor.

$$t_i(m) = t_i(m_0) + \frac{\partial t_i}{\partial m_j} \Delta m_j \quad (10)$$

Os resíduos para a nova localização m estarão dados por:

$$\begin{aligned} r_i(m) &= t_i - t_i(m) \\ &= t_i - t_i(m_0) - \frac{\partial t_i}{\partial m_j} \Delta m_j \\ &= r_i(m_0) - \frac{\partial t_i}{\partial m_j} \Delta m_j \end{aligned} \quad (11)$$

Se os resíduos são pequenos, tal que $r_i(m) \rightarrow 0$ então podem ser calculadas com as correspondentes correções pela aproximação de uma série de Taylor e usando somente o primeiro termo e os resíduos escritos como:

$$r_i(m_0) = \frac{\partial t_i}{\partial m_j} \Delta m_j = G \Delta m \quad (12)$$

Onde $r_i(m_0)$ é o vetor de resíduos da melhor localização, G é a matriz de derivadas e Δm é o vetor de correções desconhecidas das localizações e tempo de origem, formando um conjunto de equações lineares para cada fase de tempo observada com mais equações que incógnitas. Normalmente, usa-se a técnica de regressão de mínimos quadrados para ajustar a este sistema linear e obter correções do hipocentro e tempo de origem. A solução obtida é usada como solução inicial numa próxima iteração, este método foi proposto por Geiger em 1912.

A abordagem usual para a análise do erro neste método é calcular os erros-padrão dos parâmetros hipocentrais, m , para cada solução obtida, assumindo erros

aleatórios nos dados de tempo de chegada (Flinn, 1965; Evernden, 1969; Jordan e Sverdrup, 1981). Flinn apresenta um procedimento para a estimação dos erros assim:

$$(\Delta X' - \Delta X^0)^T (G^T G) (\Delta X' - \Delta X^0) \leq \kappa_\alpha^2 \quad (13)$$

Onde $\Delta X'$ são os vetores dos erros elipsoidais e ΔX^0 é a solução dos mínimos quadrados. κ_α^2 é dada por :

$$\kappa_\alpha^2 = ms^2 F_\alpha(m, n-m) \quad (14)$$

Onde n é o número de fases (com peso diferente de zero), e m são os graus de liberdade. $F_\alpha(m, n-m)$ é a distribuição F com m e $n-m$ graus de liberdade num nível de confiança α ($m=4$ para solução completa e 3 para solução com profundidade fixada), s^2 é variância dos erros de picagem nos tempos de chegada das fases Δt , que é calculada da matriz normalizada de tempos de percurso r_i (Eq. 12).

$$s^2 = \frac{\sum (w_i r_i)^2}{(n-m)} \quad (15)$$

Onde w_i são os pesos atribuídos pela distancia hipocentral calculada. Os semi-eixos, S , das elipsóides dos erros podem ser obtidos dos eigenvalores da matriz $(G^T G)$ usando o método de decomposição de valores singulares (SVD):

$$S_i = \sqrt{s^2 \text{eigenvalor}} \sqrt{2F_\alpha(m, n-m)} \quad (16)$$

O erro no tempo de origem Δt_0 , será o intervalo de confiança do tempo de origem

$$\Delta t_0 = s^2 F_\alpha(m, n-m) \quad (17)$$

Muitos programas de localização de hipocentros usam uma matriz de resolução (Backus e Gilbert, 1968; Aki e Lee, 1976) que indica o grau de correlação entre as três coordenadas hipocentrais:

$$R = (G^T G + L)^{-1} G^T G \quad (18)$$

Sendo $L = kI$, onde k é o fator de amortecimento “damping” do método dos mínimos quadrados amortecidos (Aki et al., 1976), usado por programas como Hypocenter (Lienert, 1994), Hypoinverse (Klein, 1985) e Hypoellipse (Lahr, 1999). Se a matriz R é igual a matriz identidade o modelo é perfeitamente resolvido, se a diagonal

da matriz R está perto de zero o modelo de parâmetros não estaria resolvido. Na prática o valor de k foi sugerido por Franklin (1970), Aki et al. (1976) e Aki e Richards (1980) usando o formalismo da inversão estocástica:

$$k = \frac{s_{dat}^2}{s_{vel}^2} \quad (19)$$

Onde s_{dat}^2 é a variância dos dados e s_{vel}^2 é o RMS da flutuação do modelo de velocidades real. Para telesismos o valor varia de 0.003 (Oppenheimer e Herkenhoff, 1981) a 0.005 (Zandt, 1978), no caso de sismos locais o valor aconselhado por Lienert (1994) é de 0.005.

3.3 Métodos de localização relativa dos eventos

A precisão da localização absoluta de hipocentros é controlada por muitos fatores, incluindo a geometria da rede, fases disponíveis e conhecimento da estrutura da crosta (Pavlis, 1986; Gomberg et al., 1990).

Os efeitos dos erros na estrutura podem ser minimizados efetivamente pelo uso de métodos relativos de localização (Poupinet et al., 1984; Fréchet, 1985; Frémont e Malone, 1987; Got et al., 1994), se a separação hipocentral entre dois sismos é pequena comparada com a distância evento – estação e é menor que o comprimento da escala de heterogeneidades de velocidade.

Sendo assim, os caminhos dos raios entre a região de origem e uma estação comum serão semelhantes ao longo de quase todo o caminho do raio (Waldhauser et al., 2000). Igualmente as variações laterais de velocidade, que levam a alterações no tempo de percurso, terão quase o mesmo efeito em todos os eventos. Em outras palavras, os resíduos devido às heterogeneidades de velocidade na estrutura da crosta estarão correlacionados entre todos os eventos (Wolfe, 2002).

Um jeito simples de melhorar a precisão da localização relativa entre sismos muito próximos é considerar tempos relativos (ou diferenciais) a um evento principal ou mestre (Shearer, 2009). Os tempos de chegada de outros eventos relativos ao evento principal são:

$$t^{\text{relativo}} = t - t^{\text{principal}} \quad (20)$$

Definindo a localização do evento principal para m_0 - melhor localização (Eq. 12), pode-se definir a posição relativa m que é dada pela solução mais apropriada para:

$$t_k^{\text{relativo}} = t_k^i(m) - t_k^i(m_0) = \frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i \quad (21)$$

Aqui k é o número de estações. A solução será válida desde que Δm seja suficientemente pequeno para que se mantenha a aproximação linear. A precisão da localização absoluta é limitada pela precisão do evento principal o qual é assumido como fixado.

Esta abordagem pode ser generalizada para aperfeiçoar a localização de eventos dentro de um cluster com relação ao centróide do cluster, ajustando as perturbações do tempo de viagem comuns entre eventos registrados numa mesma estação, este método foi denominado decomposição “hypocentroidal” por Jordan e Sverdrup (1981).

Fréchet (1985) obteve uma equação para os parâmetros hipocentrais relativos entre dois eventos i e j , tomando a diferença da Eq. 20 entre um par de eventos.

$$\frac{\partial t_k^{ij}}{\partial m} \Delta m^{ij} = dr_k^{ij} \quad (22)$$

Com $\Delta m^{ij} = (\Delta x^{ij}, \Delta y^{ij}, \Delta z^{ij}, \Delta t^{ij})$ representando a diferença nos parâmetros hipocentrais entre dois eventos, as derivadas parciais de t em relação à m são as componentes do vetor do raio que conecta a fonte e o receptor (Aki e Richards, 1980). O resíduo dos tempos diferenciais de percurso de dois eventos na estação k seria:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (23)$$

Esta equação é definida como diferenças duplas por Waldhauser et al (2000) e é a base do programa HypoDD. Os tempos de chegada t_k podem ser absolutos e medidos independentemente, ou obtidos por correlação cruzada. Pode ser escrito na notação de matrizes como:

$$WGm = Wd \quad (24)$$

A matriz de derivadas parciais G tem um tamanho $M \times 4N$ (M , número de observações de diferenças duplas; N , número de eventos), d é vetor que contem as diferenças duplas, m contem os câmbios dos parâmetros hipocentrais a ser determinados e W é a matriz dos pesos de cada equação.

3.4 Problema conjunto Hipocentros – Modelo de velocidade

As primeiras aproximações da solução do problema conjunto hipocentros – modelo de velocidades, foram definidas por Crosson (1976), Ellsworth (1977) e Thurber (1981). Kissling (1988) introduz o conceito do modelo 1D mínimo, definido como o melhor modelo de velocidades e correções para as estações, obtido da inversão conjunta dos parâmetros hipocentrais e modelos de velocidades. Usado frequentemente como modelo inicial em estudos de tomografia sísmica.

Os tempos de percurso de um sismo podem ser descritos usando os parâmetros da Eq.1 e o modelo de velocidade:

$$t_{\text{obs}} = F(x_0, y_0, z_0, t_0, V(x, y, z)) \quad (25)$$

Onde o t_0 tempo de origem, (x_0, y_0, z_0) são as coordenadas do hipocentro e $V(x, y, z)$ é o modelo de velocidade.

$$\begin{aligned} t_{\text{cal}} &= F(x_0^*, y_0^*, z_0^*, t_0^*, V^*(x, y, z)) \\ &= F(h_j^*, m_k^*) \end{aligned} \quad (26)$$

Onde t_{cal} são os tempos teóricos de chegada, $h_j^* = x_0^*, y_0^*, z_0^*, t_0^*$ são os parâmetros hipocentrais estimados e $m_k = V^*(x, y, z)$ são os parâmetros de velocidade estimados. Os tempos residuais podem ser determinados assim:

$$r_i = t_{\text{obs}} - t_{\text{cal}} = \sum_{j=1}^4 \frac{\partial F}{\partial h_j} \Delta h_j + \sum_{k=1}^n \frac{\partial F}{\partial m_k} \Delta m_k \quad (27)$$

O cálculo de t_{cal} e das derivadas parciais é chamado problema direto, enquanto o cálculo de h_j e m_k compreende o problema inverso (Kissling, 1984). Este sistema de equações pode ser escrito na notação de matrizes como $r = Ad$, onde r é o vetor de resíduos dos tempos de percurso, A é a matriz com as derivadas parciais e d é o vetor de ajuste dos parâmetros do hipocentro e velocidade ajustados.

Se somarmos o vetor e de erros que não pode ser explicado pelo ajuste dos parâmetros, obtemos:

$$r = Ad + e \quad (28)$$

A matriz A_d pode ser separada em duas matrizes:

$$A_d = Hh + Mm \quad (29)$$

Sendo H a matriz das derivadas parciais em relação aos parâmetros hipocentrais, M a matriz das derivadas parciais em relação ao modelo de velocidade, h o vetor com os ajustes dos parâmetros hipocentrais e m o vetor com os ajustes do modelo de velocidade. A consequência dessa separação de matrizes é a separação do problema conjunto em dois problemas diretos (Pavlis e Brooker, 1980).

3.5 Correlação cruzada

Correlação Cruzada (CC) indica o grau de semelhança entre dois sinais como função do deslocamento ou atraso no tempo. Sendo assim, é possível que sinais fracos possam ser detectados por sua forma ou aparência coerente em diferentes sismogramas, ou pela similaridade com uma pequena onda (wavelet) de referência, tal como a onda P direta.

Figura 3.2: Correlação cruzada entre dois traços sísmicos discretos, note-se que o valor máximo de correlação ocorre em 2, relacionado com a ligeira mudança na posição das amplitudes máximas entre os dois traços (Srinivasan, K., Ikelle L.T, 2001).

Várias técnicas de correlação cruzada têm sido desenvolvidas (Neidell e Taner, 1971; McGinnis et al., 1983; Gelchinsky et al., 1985; Mendel, 1991; Ikelle, 1997). Esses métodos são usados em conjunto com técnicas de empilhamento e têm sido aplicadas em sismologia e sísmica de exploração. Van de Car e Crosson (1990) construíram uma metodologia semi-automática para picagem dos tempos de chegada de dados multicanais chamada MCC (Multichannel Cross Correlation). Schimmel e Paulssen

(1997) criaram a função correlação cruzada de fases (PCC, pela sigla em inglês, Phase Cross Correlation) e desenvolveram o programa MCPCC (Multi-Channel Phase Cross Correlation), baseado no trabalho de Van de Car e Crosson.

O empilhamento das fases nesta técnica mede a coerência do sinal, baseada na análise do traço complexo. Um traço complexo ou sinal analítico $S(t)$ é construído atribuindo o traço sísmico real $s(t)$ para a parte real do $S(t)$, e a transformada de Hilbert $H[s(t)]$ para a parte imaginária do $S(t)$ (Schimmel, 1999). O sinal analítico é determinado completamente pelo traço sísmico $s(t)$. $S(t)$ é muitas vezes expressada com a amplitude $A(t)$ (dependendo do tempo) e a fase $\phi(t)$:

$$S(t) = s(t) + iH[s(t)] = A(t)e^{i\phi(t)} \quad (30)$$

$A(t)$ e $\phi(t)$ são chamados envoltória e fase instantânea, respectivamente (Bracewell, 1965). Visando detectar os sinais no traço sísmico $s_1(t)$ que são coerentes com a onda $s_2(t)$ “wavelet”, a onda $s_2(t)$ é deslocada no tempo e comparada com a seção da $s_1(t)$ que corresponde. O empilhamento das fases $c_{ps}(t)$ é obtido pela média das fases N .

$$c_{ps}(t) = \frac{1}{N} \left| \sum_{j=1}^N e^{i\phi_j(t)} \right| \quad (31)$$

O empilhado então é usado como medida da coerência da similaridade de cada amostra:

$$c(t) = \frac{1}{2N} \sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} \left| e^{i\phi(t+\tau)} + e^{i\psi(\tau)} \right| \quad (32)$$

Onde, $e^{i\phi(t)}$ e $e^{i\psi(t)}$ são as fases do sinal analítico do traço sísmico $s_1(t)$ e da onda $s_2(t)$ (wavelet), no tempo t . O empilhamento das fases é calculado em cada amostra de tempo τ para o comprimento da onda, T .

4. PROCESSAMENTO

4.1 Seleção de eventos

O conjunto de dados usado no presente estudo é uma compilação de aproximadamente 3.000 sismos, com magnitudes de até 2.9 e intensidade V MM, que foram registrados em três ou mais estações. A maior parte das estações tinha três componentes, duas horizontais e uma vertical. No caso de estações da rede que transmitiam por telemetria só foi registrada a componente vertical.

Em aproximadamente 20.000 sismogramas, foram marcados manualmente (picking) os tempos de chegada da onda P e da onda S no programa SAC (Seismic Analysis Code), desde o ano 2005 até 2010. Foram atribuídos pesos específicos para cada leitura, dependendo da clareza na identificação da fase, usando o formato de HYPO71 que confere um valor entre 0 e 4, conforme a tabela 4.1.

Tabela 4.1: Equivalências de pesos atribuídos no formato do HYPO71.

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

Depois de marcar e atribuir pesos em cada registro, foi usado um script para ler os tempos do arquivo SAC e gerar um arquivo com formato HYPO71. Este arquivo contém as fases, pesos e polaridades que são usados na localização dos hipocentros e determinação do plano de falha.

Sequencialmente o arquivo de formato HYPO71 é convertido ao formato nórdico, com o programa “hypnor” do pacote SEISAN (Seismic Analysis System). Este

programa foi modificado, para obter um novo arquivo com formato de três casas digitais, que pode ser usado com outros programas e pacotes como Hypocenter, Velest ou Hypoellipse.

4.2 Localização inicial dos eventos

As velocidades sísmicas são frequentemente usadas para identificar materiais. A figura 4.1 dá uma idéia aproximada do intervalo de velocidades esperado para vários tipos de rocha. Os fatores chave para esta variação são as propriedades físicas das rochas, tais como porosidade e densidade que dependem de sua composição mineral (Stein e Wyssession, 2003).

Figura 4.1: Intervalos de velocidades da onda P em rochas comuns. A altura do símbolo, para cada tipo de rocha mostra aproximadamente o número de amostras que apresentam uma determinada velocidade (modificado de Milson, 2003).

Em geral, as rochas ígneas mostram um intervalo de variação das velocidades menor do que as rochas sedimentares ou metamórficas. Muitas rochas ígneas e metamórficas têm pouca porosidade e, por isso, as velocidades das ondas sísmicas dependem principalmente das propriedades elásticas dos minerais. Por outro lado, as rochas sedimentares mostram um grande intervalo de variação nas velocidades, o que pode ser explicado porque possuem microestruturas muito complexas, com espaços porosos, que podem conter fluídos ou outros tipos de material sólido, como argilas (Sharma, 1997).

Usando este conhecimento prévio da estrutura geológica da área de estudo, que determinava a presença de arenitos da formação Bauru e Basaltos da formação Serra Geral, foi considerado um modelo de velocidade inicial (Mod0) com velocidade de 2,2km/s para a onda P na camada superior com uma espessura de 70m e 5,4km/s para o pacote de basalto respectivamente, no processo de localização inicial dos hipocentros.

Além disso, foram empregadas correções para algumas estações necessárias para compensar diferentes espessuras do arenito. Outro aspecto importante foi a relação V_p/V_s de 1,80, determinada com o diagrama de Wadati (Assumpção et al., 2007). Inicialmente os hipocentros haviam sido calculados usando o programa Hypo71 (Lee et al. 1975).

Figura 4.2: Epicentros determinados com Hypo71, usando o modelo de velocidade inicial, 2,2km/s para o arenito e 5,4km/s para o basalto.

4.3 Descrição dos programas usados

4.3.1 Hypocenter

HYPOCENTER é um programa em FORTRAN77 para localizar tremores de terra locais, regionais e globais. A versão original foi escrita por Lienert (1986), seguindo de perto o formato do programa HYPO71 que localiza tremores locais (Lee e Lahr, 1975). Em 1991 foi adaptado para o pacote de programas SEISAN (Havskov e Ottemoller, 1999), incorporando o software IASP91 que serve para calcular tempos de percurso de telessismos (Kennett e Engdahl, 1991) além de outras melhorias.

HYPO71 foi usado inicialmente para a localização dos hipocentros de Bebedouro, mas não permite valores diferentes da razão V_p/V_s de cada camada do modelo. Isto motivou o uso do Hypocenter (Lienert et al., 1986; Lienert, 1991; Lienert e Havskov, 1995), que aceita as variações necessárias para testar diferentes modelos de velocidades. O programa foi modificado (código de Fortran), para usar três casas decimais, já que estava configurado para trabalhar com duas casas decimais, nos tempos de chegada das fases e para os arquivos de saída.

Tabela 4.2: Arquivos de entrada e saída do programa HYPOCENTER.

INPUT	
STATION0.HYP	Arquivo que contém os parâmetros de configuração.
HYPNOR.OUT	Arquivo com as fases, tempos de chegadas
H_MODELS.PAR	Arquivo opcional para determinar a estrutura da crosta terrestre
OUTPUT	
PRINT.OUT	Saída detalhada de todas as iterações
HYP.OUT	Saída em formato nórdico
HYPSUM.OUT	Resumo das iterações em formato HYPO71
H MODELS.OUT	Saída com o resumo dos melhores modelos 1D, baseado no RMS

Para usar efetivamente o Hypocenter, foi configurado o arquivo STATION0.HYP, com as coordenadas e as correções para cada estação, o modelo de velocidades P e S para cada camada, além de um conjunto de parâmetros de configuração amplo ao redor de 110 parâmetros.

Tabela 4.3: Exemplo resumido do arquivo STATION0.HYP

RESET TEST(13)=0.1	drms change distance in km
RESET TEST(30)=0.005	initial value os damping factor, xk
RESET TEST(31)=3.0	degrees of freedom (2 to fix depth)
BB212102.19S 4829.56W 000 +.04	
BB222103.24S 4830.24W 000 -.006	
B15B2102.48S 4831.85W 000 +.018	
B16B2102.00S 4835.13W 000 -.014	
0.400 0.00 0.110	
2.700 0.01 1.150	
5.240 0.06 3.230	
0.30 0005.0030. 1.78	
TES	

A profundidade inicial (ID) no processo de inversão foi definida em 0,3km, que corresponde ao meio do pacote do basalto. O programa NOR2DD do pacote SEISAN foi usado para realizar a conversão dos tempos de chegada do formato de HYPOCENTER para o formato de HYPODD, produz os arquivos phase.dat (dados das fases) e station.dat (coordenadas das estações).

As tabelas 4.4 e 4.5 mostram os valores de referência de HYPO71 para avaliar a qualidade dos hipocentros localizados. QS é um valor estatístico que classifica a qualidade da solução encontrada, QD é a classificação da solução de acordo com a distribuição das estações. $ERH = \sqrt{SDX^2 + SDY^2}$. SDX e SDY são os erros padrões de latitude e longitude. ERZ é o erro padrão em profundidade em km, GAP é o maior intervalo azimutal entre estações e DMIN é a distância à estação mais próxima.

Tabela 4.4: Classificação estatística QS da qualidade das soluções encontradas para a localização do hipocentro. Estes valores podem ser encontrados no arquivo de saída hypsum.out.

QS	RMS	ERH (km)	ERZ (km)
A	< 0.15	≤ 1.0	≤ 2.0
B	< 0.30	≤ 2.5	≤ 5.0
C	< 0.50	≤ 5.0	
D	≥ 0.50		

Tabela 4.5: Classificação da qualidade QD das soluções de acordo com a distribuição das estações. Estes valores podem ser encontrados no arquivo de saída hypsum.out.

QD	Fases	GAP	DMIN
A	≥ 6	≤ 90	≤ Profundidade ou 5 km
B	≥ 6	≤ 135	≤ 2*Profundidade ou 10 km
C	≥ 6	≤ 180	≤ 50km
D	5 ou menos		

4.3.2 VELEST

VELEST é um programa em FORTRAN77 desenvolvido originalmente por Ellsworth e Roecker (1976) e melhorado sucessivamente por Thurber (1981), Kissling e Ellsworth (1984) e Kissling et al. (1994) para determinar modelos de velocidade 1D, usando a solução do problema conjunto hipocentros – modelo de velocidade descrito no capítulo 3.4. Também é possível usar o programa em modo simples, só para relocar os hipocentros usando o método JHD (Joint Hypocenter Determination) (Ratchkovsky et al., 1998)

O programa usa como arquivos de entrada os parâmetros hipocentrais de todos os sismos (Cap. 3 - Eq. 1), as coordenadas das estações e os parâmetros da inversão. Usando o programa VELMENU do pacote SEISAN foram configurados todos os arquivos de entrada necessários no processo de inversão. Também foi editado o código de Fortran de VELEST para gerar um arquivo com o resumo da inversão, usando três casas decimais, para poder comparar com os resultados anteriormente obtidos. Os arquivos das fases de HYPOCENTER foram usados diretamente no VELEST utilizando o programa VELMENU, o que facilitou o processo de inversão e comparação dos resultados. Igualmente, VELEST gera arquivos de saída usados para verificar a qualidade da solução, analisar a distribuição dos hipocentros, corrigir as estações e formatar a saída para o programa de localização relativa hypoDD. A tabela 4.7 mostra um resumo dos parâmetros usados no processo de inversão.

Tabela 4.6: Arquivos de entrada e saída do programa VELEST.

INPUT	
VELEST.CMN	Arquivo que contém os parâmetros de configuração.
HYP.OUT	Arquivo com as fases, tempos de chegadas, em formato nórdico (HYPOCENTER)
STATION.STA	Arquivo com as coordenadas das estações.
MODEL.MOD	Modelo de velocidades inicial.
OUTPUT	
VELEST.OUT	Saída detalhada de todas as iterações.
VELOUT.CNV*	Lista com os hipocentros finais e tempos de percurso.
VELOUT.STA	Lista de coordenadas e correções para as estações.
VELOUT.ARCVEL*	Saída com formato em HYPO71.
VELOUT.RAY*	Pontos dos raios entre hipocentro e estação.
VELOUT.DRV*	Derivadas parciais de todos os raios.
VELOUT.RES*	Residuais de acordo com as distancias.

* indica que o arquivo não está nos arquivos de saída padrão

4.3.3 HYPODD

HYPODD é um programa em FORTRAN77 que determina localizações relativas dentro de agrupamentos de sismos (clusters) usando o algoritmo de diferenças duplas, descrito no capítulo 3.3. Foi desenvolvido por Waldhauser e Ellsworth (2000). Os sismos usados com HYPODD devem ser localizados inicialmente usando programas de localização de eventos como HYPOCENTER, HYPOELLIPSE ou VELEST (no modo simples de localização). A técnica das diferenças duplas melhora a localização relativa removendo os efeitos devidos a variações laterais da estrutura de velocidades. HYPODD pode usar o algoritmo SVD (decomposição em valores singulares, Eq. 15) para examinar o comportamento de pequenos conjuntos de eventos de até 100 sismos e o método de gradientes conjugados LSQR de Paige e Saunders (1982) para conjuntos grandes de eventos.

HYPODD pode usar os tempos de chegada das fases dos sismos ou as diferenças de tempos de alta precisão derivadas de correlação cruzada das ondas-P e/ou ondas-S. O programa PH2DT organiza o arquivo das fases e dados de correlação cruzada em tempos diferenciais por pares de eventos registrados na mesma estação. A tabela 4.7 mostra um resumo dos arquivos de entrada e saída.

Tabela 4.7: Arquivos de entrada e saída de HYPODD.

INPUT	
PHASE.DAT	Arquivo com as fases, tempos de chegadas
HYPODD.INP	Contém os parâmetros de configuração de HYPODD
DT.CT	Arquivo com as diferenças de tempo entre eventos na mesma estação.
CC.CT	Arquivo com as diferenças de tempo derivadas de correlação cruzada.
STATION.DAT	Arquivo com as coordenadas das estações.
EVENT.DAT	Lista com todos os eventos.
EVENT.SEL	Lista com os eventos selecionados.
OUTPUT	
HYPODD.LOC	Hipocentros iniciais.
HYPODD.RELOC	Hipocentros relocados.
HYPODD.RES	Resíduos por hipocentro.
HYPODD.SRC	Ângulos “takeoff” e azimuth.

4.4 Determinação da Estrutura de Velocidade

A determinação do melhor modelo 1D é um processo de tentativa e erro que começa com a coleta e seleção de informação, a priori, acerca da estrutura do subsolo (Kissling, 1988).

Figura 4.3: Sismograma do levantamento de refração, perto da estação BEB4A (Schumann e Prado, 2009).

Figura 4.4: Estruturas e Perfis de Velocidade S , derivados da função do receptor para as estações de banda larga BEB4B, BEB16 e BEB15 (Dias, 2011)

Com o intuito de melhorar o modelo 1D inicial (velocidades e geometria), foram utilizados os resultados de outros levantamentos geofísicos efetuados na área de estudo: sísmica de refração rasa (Figura 4.3), funções do receptor de alta frequência (Figura 4.4), dispersão de ondas de superfície, TDEM, MT e SEV, assim como informações de poços tubulares, para definir as espessuras das camadas principais do modelo.

Tabela 4.8: Profundidades do topo das camadas encontradas por levantamentos geofísicos anteriores no distrito de Andes, Bebedouro. Pode-se verificar que os resultados na determinação das espessuras das camadas do solo, arenito e basalto são muito consistentes e convergem a valores similares.

Camadas	Profundidades do topo das camadas (metros)					
	Inv. Ondas e FR	FR	Refração	TDEM-SEV	Magnetotelúrico	Poços
Arenito F. Bauru	0 - 10	10	1 - 12	10	0	0 - 10
Basalto	60 - 80	40 - 70	22 - 60	60 - 100	60 - 70	60 - 80
Arenito - Guarani	600 - 1500	400 - 600	-	600 - 2000	400 - 600	-
Embasamento	1500	2500 - 3000	-	-	~1400	-

As velocidades iniciais da onda P das camadas mais rasas foram tomadas do levantamento de refração de sísmica rasa interpretados com o método de inversão tomográfica e método recíproco do software Rayfract.

O método recíproco de Palmer (1981) determina as velocidades e espessuras dos estratos sísmicos, baseado no método de Thornburg (1930) e Haggendoorn (1955). Supõe-se que as variações laterais são suaves e que o atraso da onda refratada em cada geofone é o mesmo para o tiro direto e para o reverso.

Na tomografia sísmica, a inversão dos tempos de chegada é feita com algoritmos iterativos. O programa Rayfract primeiramente gera um modelo 1D das velocidades sísmicas. Depois é aplicado o algoritmo WET (wavepath eikonal travelttime) proposto por Schuster et al (1993) e Lecomte et al. (2000), que analisa a diferença entre o tempo real e o observado, usando a aproximação de volume Fresnel proposto por Watanabe et al. (1999).

As figuras 4.5 e 4.7 mostram as seções interpretadas pelo método recíproco, nas linhas sísmicas BEB4A e BEB7. As curvas representam as profundidades sob cada ponto perpendicularmente à interface, sendo que cada interface é determinada pela superposição destas curvas. Três camadas refratoras principais foram identificadas: solo por volta de 10m de espessura, camada de arenito entre 50m e 120m de espessura e o topo da camada de basalto.

As figuras 4.6 e 4.8 mostram o resultado da interpretação tomográfica para BEB4A e BEB7. As cores e linhas são velocidades da onda P em m/s, mostrando uma variação contínua da velocidade aumentando com a profundidade (gradiente de velocidade).

Figura 4.5: Interpretação sísmica por método recíproco de BEB4; três camadas foram identificadas, solo, arenito e basalto.

Figura 4.6: Tomografia sísmica, estação - BEB4A, mostrando uma variação contínua da velocidade aumentando com a profundidade.

Figura 4.7: Interpretação sísmica por método recíproco, BEB7. Três camadas identificadas: solo, arenito e basalto.

Figura 4.8: Tomografia sísmica, estação – BEB7

Usando os resultados conjuntamente da tomografia e do método recíproco, foram interpretados três estratos sísmicos. O primeiro estrato é o solo superficial, com velocidade de propagação de aproximadamente 500 m/s e espessuras variando de 1 a 12 metros. O segundo estrato é o arenito do Grupo Bauru, com velocidades entre 2000 e 3500 m/s. Finalmente, o terceiro estrato sísmico com V_p de 3500 a 6000 m/s, corresponde ao basalto Serra Geral.

Tabela 4.9: Velocidades da onda P e profundidade do topo camadas identificadas usando a interpretação sísmica por método recíproco e tomográfico.

Camada	Método Recíproco Profundidade média do topo (km)	Método Tomográfico V_p (km/s)
Solo	0.00	0.30 – 0.50
Arenito	0.01	2.00 – 3.50
Basalto	0.06	3.50 – 6.00

O modelo para as ondas P adotado foi simplificado para três camadas: solo, arenito e basalto, assumindo a profundidade média de cada camada como uma boa aproximação da realidade (Tabela 4.9). No caso da camada de baixa velocidade (Arenito) entre o basalto e o embasamento cristalino, observada nos diferentes levantamentos geofísicos (Tabela 4.8) não pode ser usada com os programas de localização de hipocentros como HYPO71 e HYPOCENTER.

Esse modelo simples para a onda P da Tabela 4.9 foi usado como modelo de entrada, num processo de tentativa e erro com o programa Hypocenter, visando determinar as velocidades para a onda P e onda S. Inicialmente foram testados apenas os valores da P. Foram definidos intervalos para as velocidades da onda P em cada

camada e o incremento na velocidade para cada iteração. Mas não foi possível encontrar valores para as camadas do solo (Figura 4.9) e o arenito (Figura 4.10), portanto foram fixados os valores médios do intervalo para estas camadas, 0.4 km/s para a camada do solo e 2.7 km/s para a camada de arenito (Tabela 4.10) como uma aproximação da realidade.

No processo de determinação da onda S foram fixados os valores da P nos processos de iteração e definidos intervalos para as velocidades da onda S em cada camada, posteriormente foram escolhidos os modelos que ofereceram a menor média do RMS para o conjunto de localizações (Tabela 4.10.1).

Tabela 4.10: Valores usados (parâmetros) no processo de determinação das velocidades da onda P. intervalos para as velocidades da onda P em cada camada e valor delta (incremento na velocidade) para cada iteração.

Camada	Profundidade média do topo (m)	Intervalo de Vp (km/s)	ΔV_p	No. de iterações	Melhor valor Vp (km/s)
Solo (Fig. 4.9)	0	0.3 – 0.5	0.01	200	0.4*
Arenito (Fig. 4.10)	10	2.0 – 3.5	0.01	100	2.7*
Basalto (Fig. 4.11)	60	3.5 – 6.0	0.01	250	5.2

*Valor médio do intervalo fixado, não foi encontrada solução para estas camadas.

Tabela 4.10.1: Valores usados (parâmetros) no processo de determinação das velocidades da onda S. Valores da onda P fixados, intervalos para as velocidades da onda S em cada camada e valor delta (incremento na velocidade) para cada iteração.

Camada	Profundidade média do topo (m)	Valor da Vp (km/s)	Intervalo de Vs (km/s)	ΔV_s	No. de iterações	Melhor valor Vs (km/s)
Solo (Fig. 4.9.1)	0	0.4	0.01 – 1.00	0.01	100	0.11
Arenito (Fig. 4.10.1)	10	2.7	0.01 – 2.50	0.01	250	1.15
Basalto (Fig. 4.11.1)	60	5.2	2.50 – 4.00	0.01	150	3.20

O gráfico para os valores de Vs do arenito (Figura 4.10.1) mostra uma boa solução em torno de 1.1km/s. Já no caso da Vs do basalto (Figura 4.11.1) o valor determinado foi de 3.2 km/s, valor bastante coerente com os apresentados por Dias

(2011). Para a V_p da camada de basalto foi ajustado um valor 5.2 km/s, este valor concorda com o apresentado na refração e por Moritz (2001) para basaltos toleíticos.

O valor de 1.62 para V_p/V_s do basalto foi determinado com um processo similar de tentativa e erro variando simultaneamente o valor da P e da S, coincidindo com o mesmo valor determinado para cada valor individualmente (Figura 4.12)

No caso do solo, a figura 4.9.1 mostra que o procedimento não tem muita resolução para determinar um único valor para V_s . Porém o valor escolhido ($V_s=0.11\text{km/s}$) foi o que ofereceu o menor RMS, muito próximo do valor encontrado por Uyanik (2010) para solos não consolidados.

Figura 4.9: Determinação da V_p por análise de (RMS) no solo. Não foi encontrada solução para esta camada.

Figura 4.9.1: Determinação da V_s por análise de (RMS) no solo.

Figura 4.10: Determinação da V_p por análise de (RMS) no Arenito. Não foi encontrada solução para esta camada.

Figura 4.10.1: Determinação da V_s por análise de (RMS) na camada de Arenito.

Figura 4.11: Determinação da V_p na camada de Basalto por análise de (RMS).

Figura 4.11.1: Determinação da V_s na camada de Basalto por análise de (RMS).

Figura 4.12: Grid search, para determinação do melhor valor para V_p/V_s , por análise de (RMS) na camada de Basalto.

Os parâmetros finais ajustados (Figura 4.13) foram então aceitos como a melhor estimativa inicial da estratificação local. Não só em termos do RMS na localização, também, pela diminuição da incerteza nas espessuras das camadas.

Figura 4.13: Modelo de velocidades 1D (Mod1) determinado com base ao modelo de refração e resíduos de tempos de viagem do processo de teste e erro. Note-se que cada camada possui razão V_p/V_s diferente para cada camada.

As figuras 4.14 e 4.15 mostram a distribuição de um mesmo conjunto de 232 sismos, localizados com HYPO71 usando o modelo (Mod0) e relocizados com HYPOCENTER usando o modelo (Mod1).

Pode-se observar na figura 4.14 como HYPO71 e o Mod0 (pág. 32) davam profundidades muito grandes e a maior parte dos hipocentros estava abaixo do basalto. O resultado dos hipocentros relocizados com HYPOCENTER mostra que a distribuição da profundidade da maioria dos eventos mudou para o intervalo de 0.1 a 0.6 km, dentro da camada do basalto. As incertezas na distribuição das profundidades foram significativamente reduzidas. A distribuição epicentral continuou na direção NW, cobrindo uma região aproximada de 5 km x 1.5 km. Particularmente pode-se observar na Figura 4.15, uma área de atividade principal entre 100m e 200m, que corresponde ao interior da camada de basalto, possivelmente ao basalto alterado ou fraturado. Muitos hipocentros não foram localizados corretamente, isto acontece porque não foi encontrada uma solução adequada e o programa fixa a profundidade no valor inicial.

Figura 4.14: Distribuição de hipocentros inicial com Hypo71, $rms \leq 0.05$ e No de fases ≥ 8 , usando Mod0.

Figura 4.16: Histograma da distribuição dos microtremores obtido com o modelo prévio usando Hypo71, a profundidade da maioria dos sismos esta entre 500 e 600m.

Figura 4.15: Distribuição de hipocentros obtido com Hypocenter e o modelo de velocidades determinado, $rms \leq 0.05$ e No de fases ≥ 8 . Usando Mod1.

Figura 4.17: Histograma da distribuição dos microtremores obtido usando HYPOCENTER e o modelo de velocidades ajustado, mostra uma concentração dos sismos a 100m de profundidade, isto significa que a maioria dos eventos estão dentro da camada de basalto.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Determinação do melhor modelo 1D

A precisão da localização de sismos está estritamente ligada ao modelo de velocidades das ondas P e S. Um modelo de velocidades 1D e as correções que levam em conta os efeitos da estrutura, os desvios do modelo de velocidades perto dos receptores, deveriam melhorar muito a precisão e levar em conta os desvios do modelo lateral homogêneo de velocidades. (Kissling, 1988; Eberhart-Phillips, 1990; Kissling et al., 1994).

Figura 5.1: Processo de determinação do modelo 1D mínimo (Kissling, 1988)

No capítulo 4.4 foi obtido o modelo (Mod1) fixando os valores da V_p para as camadas do solo e o arenito e determinando os valores da V_p para o basalto e da V_s para todas as camadas do modelo, variando a V_s iterativamente em cada camada testada, até obter um valor mínimo do RMS (Figura 4.13). Apesar de ter melhorado as

incertezas nas localizações, este procedimento não ajustou todas as camadas do modelo, o que não assegura que o modelo obtido seja o melhor possível.

Assim, visando obter o melhor modelo 1D, foi usada a metodologia de obtenção do modelo 1D mínimo do programa VELEST (Figura 5.1). O gráfico 5.1 mostra o processo sequencial sugerido por Kissling (1995) para garantir a obtenção do melhor modelo e comprovar a qualidade da solução.

O modelo (Mod1) foi usado como modelo de velocidades inicial. Do mesmo modo, os sismos relocizados anteriormente foram empregados como hipocentros iniciais (Capítulo 4.4). Do conjunto de sismos relocizados (2970) com o modelo Mod1, foram escolhidos 87 sismos com $\text{rms} \leq 0.05$, No de fases ≥ 8 , registrados entre março e abril de 2005, para fazer a inversão do modelo de velocidades (figura 5.2). Foram usados 669 tempos de chegada, 444 para a onda P e 255 para a onda S.

Figura 5.2: Sismos escolhidos para fazer a inversão do modelo de velocidades com VELEST.

Figura 5.3: Estações sísmicas ativadas (triângulos verdes), entre março e abril de 2005 que registraram os 87 eventos, estações não usadas (triângulos vermelhos) e sismos (círculos) usados na inversão conjunta de hipocentros e modelo de velocidades. Os raios (linhas cinza) mostram o percurso das ondas sísmicas epicentro - estação.

A figura 5.3 mostra as estações que registraram os 87 sismos usados na inversão. Pode-se observar que a grande maioria dos sismos está concentrada entre as estações BEB1, BEB4 e BEBA, configurando uma boa geometria entre os epicentros e a rede sismográfica.

Figura 5.4: Valor médio do maior intervalo azimutal entre estações (GAP) dos 87 sismos por cada estação. Este valor mostra que os sismos registrados pelas estações B16B, BB19, BEB22, BB18, BB4B, e BEB2 podem ter uma grande incerteza na localização, devido à configuração da geometria epicentro – estação, estes sismos podem ser rejeitados na solução final.

A figura 5.3 mostra que só uns poucos sismos estão fora da região de concentração e que foram registrados quase exclusivamente pelas estações B16B, BB19, BEB22, BB18, BB4B, e BEB2. Para verificar a qualidade da geometria desses eventos foi atribuído o valor do GAP do hipocentro a cada estação que registrou esse evento, depois foi calculada a média do GAP por estação para todos os eventos (Figura 5.4). As estações que têm um $GAP \geq 180$ podem ter uma grande incerteza na localização. Isto permitiu verificar isoladamente o resultado da inversão para essas estações e avaliar a qualidade da geometria entre os epicentros e a rede sismográfica (Ellsworth e Roecker, 1981). As estações B16B, BB4B são estações de banda larga.

A figura 5.5 mostra o erro padrão por cada iteração no VELEST. Este valor é uma estimativa da qualidade do modelo 1D. No processo de inversão a solução converge ao modelo 1D mínimo ou melhor modelo (Mod2) depois da quinta iteração; a partir de esse ponto as soluções deixam de ser significativas, pelo que podem ser desprezadas.

Figura 5.5: Resíduos estimados para cada solução obtida, em cada iteração. O resultado da inversão mostra que depois da quinta iteração o modelo converge à solução final.

A figura 5.6 mostra o modelo (Mod2), resultado do processo de inversão conjunta hipocentros – modelo de velocidades. Este resultado mostra que a razão V_p/V_s para as camadas de basalto e do solo foram modificadas ligeiramente, passaram de 3.63 para 3.82 no caso do solo e de 1.62 para 1.64 no basalto.

Já no caso da camada de arenito o valor foi modificado significativamente, pois passou de 2.34 para 1.74. Este valor poderia indicar a presença de arenitos saturados conforme os resultados de Castagna et al. (1985). O valor da razão V_p/V_s é especialmente sensível a fluídos existentes nos poros das rochas sedimentares.

Figura 5.6: Modelo 1D mínimo, este é o modelo final resultado do processo de inversão conjunta hipocentros – modelo de velocidades, Mod2.

A tabela 5.1 mostra os resultados da inversão conjunta (hipocentros – modelo de velocidade) com VELEST comparada com os resultados obtidos na localização inicial dos hipocentros. A amostra de 87 sismos foi localizada usando o modelo Mod1 com o programa HYPOCENTER. Apesar dos resultados dessa primeira localização mostrarem uma diminuição nas incertezas da profundidade em geral, não foi encontrada uma solução adequada para muitos hipocentros. Por isso, o programa terminou fixando a profundidade no valor inicial de 300m (Cap4 - Figura 4.16). Estes valores influenciam o resultado do valor médio da profundidade e do erro em profundidade ERZ.

Os resultados da inversão com VELEST mostram que todos os sismos foram relocados efetivamente. A profundidade média diminuiu significativamente de 0.66 km para 0.27 km. Pode-se verificar que a profundidade dos sismos relocados está distribuída entre 60 e 500m, situando todos os hipocentros dentro da camada de basalto (tabela 5.1 e figura 5.8). Os erros horizontais e de profundidade diminuíram, o que indicaria uma redução da incerteza da localização. A figura 5.7 mostra que 15 dos 87 eventos estavam concentrados a 300m de profundidade (ID), o que constitui um erro na distribuição das profundidades que pode influir negativamente na interpretação da sismicidade local. Esta tendência foi corrigida na figura 5.8.

Quanto ao RMS, o valor foi diminuído de 0.048 para 0.008, o que mostra que a solução obtida para os hipocentros relocados e o modelo de velocidades foi a mais adequada. O valor do GAP variou principalmente porque as novas localizações modificaram a geometria entre os hipocentros e as estações, mas o valor continua abaixo de 180°.

Tabela 5.1: Valores para a média da profundidade, GAP, RMS, ERH e ERZ para o conjunto de 87 hipocentros. A primeira linha mostra os valores para a localização inicial usando o modelo Mod1 com HYPOCENTER. A segunda linha mostra os valores para a relocação usando o modelo 1D final Mod2 com VELEST.

Conjunto de 87 sismos						
	Modelo	Profundidade Média (km)	GAP (°)	RMS (s)	ERH (km)	ERZ (km)
Hypocenter	(Inicial) Mod1	0.66	152	0.048	0.96	1.56
Velest	Mod2	0.27	163	0.008	0.51	0.55

Figura 5.7: Histograma da distribuição inicial da profundidade dos microtremores (km) obtido com o modelo Mod1 usando Hypocenter.

Figura 5.8: Histograma da distribuição da profundidade dos microtremores (km) obtido com o processo de inversão conjunta de hipocentros e modelo 1D de Velest. Mostrando que a maioria dos eventos está dentro da camada de basalto.

Figura 5.9: Mapa da distribuição dos epicentros iniciais (pontos azuis) e epicentros relocados (pontos vermelhos). Os triângulos verdes representam as estações.

A figura 5.9 mostra a distribuição dos epicentros iniciais e relocados. Pode-se observar que eles se deslocaram concentrando-se em uma região menor, o que coincide com a redução do erro horizontal apresentada. A diminuição das incertezas na localização horizontal e em profundidade (Tabela 5.1) indica que o modelo 1D final (Mod2) é o melhor para relocar a totalidade dos eventos.

5.2 Relocalização absoluta dos eventos

Partindo dos resultados do capítulo anterior na determinação do melhor modelo 1D (Mod3), foram relocados 2970 hipocentros visando diminuir as incertezas da localização e da profundidade de todos os eventos. As figuras 5.11, 5.12 e 5.13 mostram a distribuição das profundidades dos hipocentros ao longo do perfil A-B da figura 5.10, determinados com HYPO71 e HYPOCENTER usando os modelos Mod0, Mod1 e relocados em modo simples (JHD) com VELEST fixando o modelo Mod2 (modelo final). Foram plotados só os eventos com $RMS \leq 0.03$ e profundidade inferior a 1000m.

Figura 5.10: Distribuição dos epicentros relocalizados com o modelo Mod2 com JHD no Velest. A linha vermelha corresponde ao perfil A-B usado nas Figuras 12.1, 12.2 e 12.3 ($rms \leq 0.03$ profundidade, 0-1000m)

Distribuição de hipocentros e histogramas de profundidades. **Figura 5.11:** (esquerda) hipocentros determinados inicialmente com hypo71 com o Mod0 (1448 eventos com $rms \leq 0.03$ profundidade, 0-1000m). **Figura 5.12:** (centro) determinado com o modelo Mod1 com Hypocenter3.2 (1675 eventos com $rms \leq 0.03$ profundidade, 0-1000m), **Figura 5.13:** (direita) determinado com o modelo Mod2 com Velest (1986 eventos com $rms \leq 0.03$ e profundidade, 0-1000m).

Pode-se notar que nas figuras 5.11 e 5.12 existe uma concentração de eventos a 0.3 km de profundidade, que corresponde ao nível ID (Profundidade inicial). Estes valores influenciam o resultado do valor médio da profundidade e do erro em profundidade ERZ. A figura 5.13 mostra que estes hipocentros foram relocados e corrigiram esse erro da profundidade inicial. Assim como também foram corrigidos os hipocentros localizados sobre a superfície “air quakes” do programa HYPOCENTER.

Tabela 5.2: Valores para a média da profundidade, GAP, RMS, ERH e ERZ para os hipocentros com $rms \leq 0.03$ e profundidade entre 0-1000m, determinados com HYPO71, HYPOCENTER e relocados com VELEST.

Conjunto de 2972 sismos							
	Modelo	Hipocentros $rms \leq 0.03$ 0-1000m	Profundidade Media (km)	GAP (°)	RMS (s)	ERH (km)	ERZ (km)
Hypo71	(Inicial) Mod0	1448	0.456	231	0.018	2.783	0.246
Hypocenter	Mod1	1675	0.467	231	0.021	1.565	6.344
Velest	Mod2	1986	0.471	232	0.012	0.213	0.521

A tabela 5.2 mostra os resultados da relocação do conjunto de 2972 sismos. Em geral, pode-se verificar uma diminuição das incertezas da localização horizontal e em profundidade. Apesar de a tabela mostrar que a média da profundidade não foi modificada significativamente, pode-se perceber na figura 5.11 (direita) uma alta concentração da atividade entre 70m e 200m, que corresponde ao topo e o interior do basalto.

Quanto ao RMS, o número de eventos que cumpre o critério de $rms \leq 0.03$ e profundidade entre 0-1000m, foi muito maior nos hipocentros relocados o que é um ótimo indicador da qualidade das soluções hipocentrais finais.

5.3 Relocalização relativa dos eventos

5.3.1 Correlação cruzada

Tremores de terra com localização e mecanismos focais similares devem produzir sismogramas similares na mesma estação sismográfica (Poupinet et al., 1984; Geller and Mueller, 1980). Não obstante, a tarefa de identificação dessas similaridades nos sismogramas pode ter dificuldades relacionadas com a variabilidade e interferência de outros sinais, que contaminam o sismograma e que podem ocultar sinais fracos com amplitudes similares.

No capítulo 3.3 apresentamos uma revisão do método MCPCC “multi-channel phase cross correlation” usado neste capítulo. Este procedimento foi realizado num conjunto de 35 eventos que compreendem um sismo principal e suas réplicas, ocorridos entre o dia 27 e 30 de março de 2005. Foi determinada a correlação entre todos os possíveis pares de sismogramas de um mesmo evento registrado em cada estação.

Figura 5.14: Esquema dos parâmetros da correlação cruzada no método MCPCC, janela de correlação, tempos P, S, e T5 (resultado da correlação)

Inicialmente os sismogramas foram organizados por estação e por fase. Para a análise de correlação da forma de onda P foram usados os sismogramas da componente vertical e para a onda S foi escolhida a componente horizontal com o melhor registro. Foi usado um filtro passa bandas de 20 a 50 Hz no sismograma e marcado o tempo F (tempo de correlação inicial), no ponto de maior amplitude da onda (onda P ou onda S).

Figura 5.15: Alinhamento dos sismogramas depois de realizar a correlação cruzada para a onda-P. Pode-se observar que o tempo “P” foi remarcado na mesma posição relativa para todos os sismogramas.

Figura 5.16: Sismogramas da figura do lado empilhados, visualizados em tempo relativo ao tempo T5 (T5 é o resultado da correlação cruzada em 0.2 s)

Figura 5.17: Alinhamento dos sismogramas depois de realizar a correlação cruzada para a onda-S. Pode-se observar que o tempo “S” foi remarcado na mesma posição relativa para todos os sismogramas.

Figura 5.18: Sismogramas da figura do lado empilhados, visualizados em tempo relativo ao tempo T5 (em 0.2).

No processo a janela do primeiro sismograma $s_1(t)$ é fixada e a janela $s_2(t)$ é deslocada no tempo e comparada com a seção da $s_1(t)$ até um tempo máximo de deslocamento (shift) obtendo a função de correlação cruzada e o tempo da melhor correlação. Isto é feito para todos os pares de sismogramas. Usando todos os tempos é calculado um conjunto de tempos de chegada relativos entre os sismogramas para cada estação, com o método dos mínimos quadrados. Estes tempos são gravados no cabeçalho do sismograma no tempo de referência T5, com a marca “mcpc”. O resultado pode ser verificado visualizando o alinhamento dos sismogramas empilhados em relação com o tempo da P e com o tempo T5 (Figuras 5.16 e 5.18). Os tempos de

chegada das ondas P e S são corrigidos usando a média da diferença entre o tempo de chegada e os tempos relativos e a correção é gravada no cabeçalho do sismograma como novos tempos para a onda P e para a onda S.

O resultado deste processo é um conjunto de tempos de chegada de alta precisão que serve como arquivo de entrada para realizar a relocalização relativa de clusters sísmos.

5.3.2 Relocalização com HYPODD

Na situação comum onde a maior parte do erro local é efeito da estrutura de velocidade, a posição relativa entre os eventos dentro de uma região pequena pode ser determinada com uma precisão muito maior do que a localização absoluta de qualquer dos eventos (Shearer, 2009).

O conjunto de tempos de chegada derivados da correlação foi usado na localização relativa do “cluster”. Como o número de sísmos para ser analisados é menor que 100, foi usado o método SVD (decomposição em valores singulares) aconselhado por Waldhauser e Ellsworth (2000) para pequenos conjuntos de tempos de chegada usando correlação cruzada. Este método permite uma avaliação mais detalhada do resultado da inversão.

Um dos pontos mais importantes na inversão com HYPODD são os pesos para os conjuntos de dados, como aparece na tabela 5.3. WTCCP e WTCCS são os pesos para a correlação cruzada das ondas P e S. WTCTP e WTCTS são os pesos para o catálogo de sísmos das ondas P e S. WRCC e WRCT são os pesos para o ajuste da solução ou limite dos resíduos. WDCC e WDCT são os pesos pela distância em km.

O modelo de velocidade em HYPODD usa uma única relação V_p/V_s que neste caso foi de 1.73, este valor é fixado nos parâmetros de entrada, com a espessura das camadas e a velocidade das ondas P. Outro ponto importante para ser definido é a máxima separação entre os epicentros e as estações que, tomando em conta a geometria dos epicentros e das estações, foi definida em 15 km.

Tabela 5.3: Pesos atribuídos por cada iteração aos dados de correlação cruzada e de catálogo de sismos em HYPODD.

	Correlação cruzada				Catálogo de sismos			
Iterações	WTCCP	WTCCS	WRCC	WDCC	WTCTP	WTCTS	WRCT	WDCT
1-5	0.01	0.01	-9	-9	1.0	0.5	-9	-9
6-10	0.01	0.01	-9	-9	1.0	0.5	6	4
11-15	1.0	0.5	-9	2	0.01	0.005	6	4
16-20	1.0	0.5	6	2	0.01	0.005	6	4
21-25	1.0	0.5	6	0.5	0.01	0.005	6	4

Figura 5.19: Resultado da relocização do “cluster”. Na parte superior esquerda e direita as figuras mostram a distribuição espacial dos epicentros relocizados e o marco dos perfis A-A’ e B-B’. Na parte inferior, a distribuição dos hipocentros em profundidade ao longo dos perfis A-A’ e B-B’. As linhas vermelhas correspondem à estimativa dos erros pela matriz de covariância.

A figura 5.19 na parte superior direita mostra um mapa de detalhe com os epicentros relocizados, o quadro azul marca a localização espacial dos perfis A-A’ e B-B’. O quadro tem um azimuth de 300°. Pode se identificar no perfil B-B’, na parte

inferior esquerda, uma clara concentração espacial dos hipocentros formando um plano aparente, desde os 500m até perto dos 900m de profundidade. Isto pode ser interpretado como a existência de um plano de falha no interior da camada de basalto com 500m de extensão, i.e. cortando a camada de basalto inteira. Como esta é uma determinação relativa o valor absoluto da profundidade pode ter erro grande, mas o significativo é a variação da profundidade dos hipocentros. Na figura inferior esquerda, a distribuição hipocentral indica a existência de uma falha com mergulho para NNE.

Tabela 5.4: Resultado da realocização do cluster. Resumo do arquivo *hypoDD.reloc*, com os valores da profundidade, dos erros horizontais e de profundidade e o erro padrão dos hipocentros.

ID	DATA	LAT	LON	DEP (km)	ERX (m)	ERY (m)	ERZ (m)	RMS
2	2005-3-26	-21.0666	-48.5025	0.663	17.3	10.3	28.3	0.015
3	2005-3-27	-21.0675	-48.5021	0.597	20.9	9.6	54.4	0.010
4	2005-3-27	-21.0676	-48.5024	0.540	20.1	9.4	57.7	0.010
5	2005-3-27	-21.0676	-48.5024	0.534	20.0	9.6	58.5	0.010
6	2005-3-28	-21.0679	-48.5013	0.589	22.9	9.9	50.6	0.010
8	2005-3-28	-21.0667	-48.5012	0.629	24.3	10.2	50.2	0.013
9	2005-3-28	-21.0663	-48.5019	0.621	22.4	9.7	52.8	0.009
11	2005-3-30	-21.0656	-48.5021	0.750	45.0	26.9	97.6	0.013
14	2005-3-30	-21.0672	-48.5045	0.517	15.7	9.7	71.6	0.009
15	2005-3-30	-21.0667	-48.5014	0.705	24.3	10.4	52.7	0.012
16	2005-3-30	-21.0663	-48.5028	0.686	20.7	10.7	58.3	0.013
17	2005-3-30	-21.0698	-48.4929	0.923	48.8	16.3	61.5	0.017
22	2005-3-30	-21.0671	-48.5062	0.006	12.0	8.7	3.1	0.010
23	2005-3-30	-21.0652	-48.5031	0.745	20.0	10.9	56.4	0.014
26	2005-3-30	-21.0655	-48.5032	0.857	20.2	11.2	53.9	0.012
28	2005-3-30	-21.0654	-48.5028	0.766	20.8	10.6	53.8	0.009
30	2005-3-30	-21.0647	-48.503	0.917	21.2	12.6	53.9	0.013
33	2005-3-30	-21.0647	-48.5037	0.760	19.1	11.9	58.2	0.013
Média do valor				0.656	23.1	11.6	54.1	0.011

A tabela 5.4 mostra os resultados da realocização do “cluster”, o ERZ é menor que 10% do valor da profundidade, o que indicaria que as soluções encontradas têm uma ótima qualidade. Pode-se observar que da mostra inicial de 35 sismos foram realocalizados 18, o que acontece porque em cada iteração são eliminados os eventos que mostram resíduos altos por acima dos valores WRCC, WRCT, WDCC e WDCT.

5.4 Determinação do plano de falha e mecanismo focal

O resultado da relocalização relativa do “cluster” foi usado para determinar a orientação do plano de falha com ajuda de uma rotina desenvolvida em FORTRAN por Assumpção (2011). O arquivo hypoDD.reloc é utilizado como entrada do programa de solução do plano focal, como resultado foi ajustado um plano aos valores dos hipocentros. Os resultados são mostrados na tabela 5.5

Tabela 5.5: Resultado da determinação do plano de falha, mostrando um erro padrão do ajuste de 47 m, 300° para direção e 62° para o mergulho do plano. Com uma profundidade media de 656m.

nsis=	18	lat_av=	-21.0666	lon_av=	-48.5022	depth_av=	0.656
xyz min:	-0.411	-0.358	-0.267				
xyz max:	0.969	0.211	0.650				
strike	dip	rms(km)	abs				
300	62	0.047	0.044				
outcrop=	-48.5036-21.0691

Figura 5.20: Plano ajustado aos hipocentros do cluster.

Para determinar o mecanismo focal foi necessário determinar os parâmetros que definem o raio entre os hipocentros e as estações, sendo estes: as polaridades das primeiras chegadas (onda P), os azimutes dos hipocentros - estações e os ângulos de

inclinação do raio no foco (takeoff) medido a partir da vertical. Estes valores são representados numa projeção estereográfica do hemisfério inferior da esfera unitária local. Do arquivo hypoDD.src que foi obtido como resultado da localização relativa com HYPODD, foram extraídos os azimutes e os ângulos “takeoff”. Os valores das polaridades da onda P foram obtidos dos sismogramas.

Figura 5.21: Solução do mecanismo focal baseada nos primeiros movimentos da onda P: empurrão (+) e puxão (círculos). As linhas sólidas são os planos nodais baseados só nas polaridades, a linha tracejada é o plano de falha determinado pela distribuição hipocentral (strike = 300°, dip=62°). Esta é uma falha normal com orientação WNW-ESE e extensão NNE (eixo T). O eixo de compressão P está no quadrante de puxão da onda P.

Estes valores servem para representar graficamente a interseção dos raios entre hipocentros até as diferentes estações com uma esfera unitária. Na figura 5.21 pode-se observar que os dados das diferentes estações estão alinhados segundo as diferentes direções em relação ao foco, mostrando uma agregação em zonas ou campos de empurrão (+) e puxão (círculos). Dois planos ortogonais foram ajustados, delimitando esses campos representados pela linha sólida, estes são baseados só nas polaridades dos primeiros movimentos da onda P e correspondem aos planos nodais (plano de falha e plano auxiliar). Na figura adicionalmente se colocou outro plano (linha tracejada) que foi determinado usando a distribuição hipocentral (Strike=300°, mergulho=62°). Os

eixos T e P correspondem às linhas bissetrizes dos ângulos entre o plano de falha e o plano auxiliar e estão localizados no campo da empurrão e de puxão. As polaridades da onda P normalmente se chamam de compressão (+) e dilatação (-), que correspondem ao movimento do chão para cima ou para baixo.

O resultado indicou a existência de uma falha normal de orientação WNW-ESSE e mergulho para o norte, com extensão NNE (eixo-T).

5.5 Discussões

Os trabalhos anteriores realizados em Bebedouro (Assumpção et al., 2006, 2006a, 2007, 2007a, 2007b, 2010) concluíram: 1) Que os sismos ocorrem devido ao aumento da pressão de poros no aquífero fraturado (aumento causado pelos poços permitirem entrada adicional de água no aquífero confinado). E também que 2) as tensões no pacote de basalto estavam próximas das tensões críticas.

Os resultados mostrados no capítulo 5 deste trabalho são consistentes com o item (1), porque a hipótese implica que os hipocentros devem estar dentro da camada de basalto, o que foi comprovado com a realocização dos hipocentros.

A figura 5.21 mostra um mapa com a distribuição dos hipocentros relocizados e a presença de um lineamento ou fratura regional. A falha foi extraída do mapa geológico do Estado de São Paulo em 1:750000 da CPRM (Perrota et al., 2005). Este tipo de falha poderia indicar a existência prévia de tensões (pressões) geológicas o que apoiaria a hipótese (1), consistente com a sismicidade induzida pelos poços de água.

Figura 5.22: Mapa da distribuição dos hipocentros relocizados, a linha vermelha indica a presença de falha preexistente (Perrota et al., 2005), os pontos azuis são os poços de água perfurados.

6. CONCLUSÕES FINAIS

Com o trabalho desenvolvido nesta dissertação foi possível melhorar a determinação hipocentral de 3.000 microtremores reduzindo as incertezas na localização e profundidade da maior parte deles, também foi possível determinar o modelo 1D local com maior precisão.

Os resultados da realocização dos hipocentros mostraram que a maioria da atividade sísmica local está concentrada dentro da camada de basalto, a menos de 500m de profundidade. Esse resultado é consistente com a perturbação do equilíbrio de tensões (pressões) geológicas, em estruturas do aquífero fraturado dentro do basalto, pela exploração de poços de água.

O uso da combinação de correlação cruzada e tempos de chegada na realocização relativa com HypoDD, se mostrou uma metodologia eficiente para melhorar a resolução espacial da distribuição hipocentral e a identificação de estruturas de pequena escala que de outra maneira permaneceriam ocultas. Esta metodologia permitiu determinar claramente uma solução do plano focal de um aglomerado de sismos (“cluster”), o que indicou a existência de uma falha normal de orientação WNW-ESSE e mergulho para o norte, com extensão NNE (eixo-T).

No entanto, um dos problemas principais na determinação absoluta dos hipocentros continua sendo o erro de identificação das fases, principalmente da onda S. Este erro foi diminuído por correlação cruzada para um pequeno conjunto de dados, permitindo boa localização relativa. No entanto, esta limitação impede obter resultados mais confiáveis da localização absoluta da totalidade dos hipocentros.

Em breve será possível complementar os resultados de outros “clusters” que estão sendo analisados e que permitirão complementar os dados de esforços na região Sudeste.

7. REFERÊNCIAS

- Ali, A. M., 1990. An analytical raypath approach to the refraction wavefront method, *Geophysical Prospecting*, Volume 38, 971-982.
- Aki, K. & Lee, W., 1976. Determination of three dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, a homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, 81, 4381-4399.
- Aki, K., Richards, P. G., 1980. *Quantitative Seismology*, Vol. 2, W. H. Freeman, New York.
- Assumpção, M., Yamabe, T. H., Barbosa, J. R., Hamza, V., Lopes, A. E. V., Balancin, L., & Bianchi, M. B., 2010. Seismic activity triggered by water wells in the Paraná Basin, Brazil, *Water Resour. Res.*, 46, W07527, doi:10.1029/2009WR008048.
- Assumpção, M., Yamabe, T. H., Barbosa, J. R., Lopes, A. & Balancin, L., 2007. Seismic Activity Induced by Water Wells, Paraná Basin, Brazil, 10th International Congress of The Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, 19-22 November, Extended Abstract.
- Assumpção, M.; Yamabe, T.H.; Barbosa, J.R.; Balancin, L. & Lopes, A., 2007a. Seismic Activity Induced by Water Wells Exploring a Fractured Aquifer in the Paraná Basin, Brazil. AGU Joint Assembly, Acapulco-Mexico, abstract.
- Assumpção, M.; Yamabe, T.H.; Barbosa, J.R.; Lopes, A.E.V. & Balancin, L., 2007b. Atividade Sísmica no Distrito de Andes, Bebedouro, 2005-2006, e sua Relação com a Perfuração de Poços Tubulares. (Relatório não publicado: www.iag.usp.br/~marcelo/bebedouro).
- Assumpção, M.; Yamabe, T.H.; Barbosa, J.R.; Lopes, A.E.V. & Balancin, L., 2006. Atividade Sísmica de Bebedouro (SP) Induzida por Poços Tubulares. II Simpósio Brasileiro de Geofísica, Natal/RN.
- Assumpção, M. & Yamabe, T.H., 2005. Atividade sísmica no Distrito de Andes, Bebedouro, e a possível relação com perfuração de poços tubulares. (Relatório não publicado: www.iag.usp.br/~marcelo/bebedouro).
- Assumpção, M.; Schimmel, M.; Escalante, C.; Barbora, J.R.; Rocha, M. & Barros, L., 2004. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots, *Geophys. J. Int.*, 159, 390-399.
- Backus, G. and Gilbert, F. 1968. The Resolving Power of Gross Earth Data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 16, 169-205.

- Bortolozo, C., 2011. Inversão conjunta 1D de dados de SEV e de TDEM: Aplicações em Hidrogeologia. Dissertação Mestrado em Geofísica - Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Bozovic, A., 1974. Review and appraisal of case histories related to seismic effect of reservoir impounding. Eng. Geol., 8: 9-29.
- Berrocal, J., Assumpção, M., Antezana, R., Dias Neto, C. M., Ortega, R., França, H., & Veloso, J., 1984. Sismicidade do Brasil, 320 pp., IAG-USP/CNEN, São Paulo.
- Castagna, J. P., Batzle, M. L., e Eastwood, R. L., 1985. Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in elastic silicate rocks, geophysics VOL. 50, NO. 4; P. 571-581.
- Cordani U.G., Brito Neves B.B., Fuck R.A., Porto R., Thomaz Filho A., Cunha F.M.B, 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Boletim Ciência Técnica Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, n.15, 70 p.
- Costa, T.N, 2006. Estudo de Espessura Sedimentar na bacia do Paraná com função do receptor de alta frequência. Dissertação Mestrado em Geofísica - Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Crosson, R.S., 1976. Crustal structure modeling of earthquake data, Simultaneous least square estimation of hypocenter and velocity parameters, J. Geophys. Res., 81, 3036-3046.
- Dias, F., 2011. Estudo da Camada de Basalto em Bebedouro, Bacia do Paraná, com Função do Receptor - Implicações para a Sismicidade Induzida por Poços Profundos, Dissertação Mestrado em Geofísica - Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Eberhart-Phillips, D., 1990. Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga region, California. Journal of Geophysical Research 95: 15, 343-363.
- Elis, R., Diogo, L., Prado, R. 2006. Utilização de métodos geofísicos para caracterização de aquífero na região de Bebedouro – SP, Atividades de Participação em Projeto, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Geofísica. Não Publicado.
- Ellsworth, W.L., 1977. Tree-dimensional structure of the crust and mantle beneath the island of Hawaii, Ph D thesis, MIT, Massachussets, USA.
- Ellsworth, W.L., & Roecker, S.W., 1981. Sensitivity of the earthquake location problem to network geometry in Seismicity and Tectonics of the Pamir-Hindu Kush Region of Central Asia, Ph.D. Thesis, MIT, Boston, Massachusetts, 296 pp.
- Evans, D.M., 1966. The Denver area earthquakes and the Rocky Mountain Arsenal Disposal Well. Mt. Geol., 3: 23-26.
- Evernden, J. F., 1969. Precision of epicenters obtained by small numbers of worldwide stations, Bull. Seismol. Soc. Am.. 59, 1365-1398.
- Flinn, E. A., 1965: Confidence regions and error determinations for seismic event location. Rev. of Geophysics., 3, 157-185.

- Franklin, J. N., 1970. Well-posed stochastic extensions of illposed linear problems, *J. Math. Anal. Appl.*, 31, 682–716.
- Fréchet, J., 1985. Sismogenèse et doublets sismiques, Thèse d'Etat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 206 pp.
- Fre´mont, M.-J., & Malone S. D., 1987. High precision Relative locations of earthquakes at Mount St. Helens, Washington, *J. Geophys. Res.* 92, 10,223–10,236.
- Gelchinsky, B., Landa, E., V. Shtivelman, 1985. Algorithms of phase and group correlation, *Geophys.* 50, 596-608.
- Geller, R.J. and Mueller, C.S., 1980, Four similar earthquakes in central California, *Geophys. Res. Lett.* 7, 821–824.
- Grasso, J.R., 1993. Mechanics of seismic instabilities induced by the recovery of hydrocarbons. *PAGEOPH* 139.
- Gomberg, J. S., Shedlock, K. M. & Roecker., S. W. 1990. The efect of S-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 1605-1628.
- Got, J., Fréchet, J., and Klein, F.W., 1994), Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea, *J. Geophys. R.* 99, 15375-15386.
- Gupta, H. K., 1983. Induced seismicity hazard mitigation through water level manipulation at Koyna, India: A suggestion. *Bulletin of the Seismological Society of America*; 73(2): 679 - 682.
- Gupta, H. K., 1992. *Reservoir Induced Earthquakes*, 364 pp., Elsevier, New York.
- Gupta, H. K., 2002. A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India, *Earth Sci. Rev.*, 58(3–4), 279–310.
- Hagedoorn, J.G., 1955. The plus-minus method of interpreting seismic data refraction sections. *Geophysical Prospecting*, 7 (2), 158-182.
- Havskov, J., & Ottemöller, L., 1999. SeisAn earthquake analysis software, *Seism. Res. Let.*, 70, 532–534.
- Havskov, J., & Ottemöller, L., 2000. SEISAN earhquake analysis software. *Seismological Research Letters*, 70, 532-534.
- Havskov, J., & Ottemöller, L., 2008. SEISAN: The earthquake analysis software for Windows, SOLARIS, LINUX and MAC Version 8.2. Manual, Department of Earth Science, University of Bergen, Norway.
- Hirata, N. & Matsu'ura, M., 1987. Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique. *Geophysical Institute, Faculty of Science, University of Tokyo, Tokyo 113 (Japan). Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 47
- Healy, J.H., Rubey, W.W., Griggs, D.T. and Raleigh, C.B., 1968. The Denver Earthquakes. *Science*, 161: 1301-1310.

- Ikelle, L.T., Roberts, G., and Weglein, A.B., 1997, Source signature estimation based on the removal of first order multiples: *Geophysics*, 62, 1904--1920.
- Iritani, M. A., Ezaki, S., 2008. As águas subterrâneas do Estado de São Paulo. Secretaria de Estado do Meio Ambiente - SMA.104p.
- Jordan, T. H., Sverdrup, K. A., 1981. Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the south. central Pacific, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 1105–1130.
- Jones, A.G., 1983. On the equivalence of the Niblett and Bostick transformations in the magnetotelluric method. *J. Geophys.*, 53, 72-73.
- Julià J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B., Correig, A. M., 2000. Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophys. J. Int.*, 143, 99-112.
- Julià, J., Assumpção, M., Rocha, M. P., 2008. Deep crustal structure of the Paraná Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: Evidence for a fragmented cratonic root. *Journal of Geophysical Research*, v. 113, p. B08318.
- Kennett, B. L. N., & Engdahl, E. R., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International* 122, 429–465.
- Kissling, E., Ellsworth, W.L. & Cockerham, R., 1984. Three-dimensional structure of the Long Valley Caldera, California, region by geotomography, USGS Open File Report, 84-939.
- Kissling, E., 1988. Geotomography with local Earthquake data, *Reviews of Geophysics*, vol 26 No 4.
- Kissling, E. & Lahr, J.C. 1991. Tomographic image of the Pacific slab under southern Alaska, *Eclogae Geol. Helv.*, 84/2, 297-315.
- Kissling, E., Ellsworth, W., Eberhart-Phillips, D., 1994. Initial reference model in local earthquake tomography, *Journal of Geophysical Research*, vol 99 No, B10.
- Kissling, E., Kradolfer, U., Maurer, H., 1995. *Velost User Guide*, second draft version.
- Klein, F. W., 1985. User's guide to HYPOINVERSE, a program for VAX and Professional 350 computers to solve for earthquake locations, U.S. Geological Survey Open-File Report 85-515, 53 p.
- Lahr C. 1999. HYPOELLIPSE: A Computer Program for Determining Local Earthquake Hypocentral Parameters, Magnitude, and First-Motion Pattern. Version 1.0 U. S. Geological Survey Open-File.
- Lee, W., Bennett, R., & Meagher, K., 1972. A method of estimating magnitude of local Earthquakes from signal duration, USA. printed edition, USGS.
- Lee, W.H.K. & Lahr, J.C., 1975. HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, United States Department of the Interior Geological Survey, National Center for Earthquake Research, Open-File Report 75-311, Menlo Park, California, 64p.
- Lee, W. & Stewart S., 1981. Principles and applications of microearthquake networks, Office of earthquakes studies USGS, USA, Academic Press.

- Lecomte, I., Gjoystdal, H., Dahle, A., Pedersen, O.C., 2000, Improving modeling and inversion in refraction seismics with a first-order Eikonal solver, *Geophysical Prospecting*, Vol. 48, 437-454.
- Lienert, B. R., Berg, E., and Frazer, L. N., 1986. HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 76, p. 771-783.
- Lienert, B. R. E., 1991. Report on modifications made to Hypocenter. Technical report, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Bergen, Norway.
- Lienert, B., 1994. Hypocenter3.2 manual a computer program for locating earthquakes locally, regionally and Globally, 74 pp.
- Lienert, B. R. E. and Havskov, J. 1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seis. Res. Lett.*, 66:26–36.
- Lopes, A.E, 2008. Mecanismos focais e esforços litosféricos No Brasil, Tese de Doutorado - Universidade de São Paulo, São Paulo.
- McGinnis, O. Ervin & Hall., 1983. Automated analysis of marine refraction data. A computer algorithm: *Geophysics*, 48, 582.
- Milani, J., França, A. B., Schneider, R., 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82, jan./mar.
- Milani, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 255 p.
- Milani E.J., Ramos V.A., 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28:473-484.
- Milani, E. J., 2004. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: V. Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. B. Neves (Organizadores.), *Geologia do Continente SulAmericano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, p. 265-279.
- Milani, E.J.; 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. n.2.
- Milson, J., 2003. *Field Geophysics (The geological field guide series)* 3rd ed. Wiley Editorial Offices., 2003.
- Moritz F. & White, R., 2001. Sub-basalt imaging in the Faeroe-Shetland basin with Large-offset data, Volume 19.5
- Neidell, N. S., & M. T. Taner, 1971, Semblance and other coherency measures for multichannel data: *Geophysics*, 36, 482-497.
- Oppenheimer, D. H., Herkenhoff, K. E., 1981. Velocity-density properties of the lithosphere from three dimensional modeling at The Geysers-Clear Lake region, California. *J. Geophys. Res.* 86 : 6057-65.

- Ohtake M., 1974, Seismic activity induced by water injection at Matsushiro, Japan, *J. Phys. Earth*, 22, 163–176.
- Paige, C. C. and Saunders, M. A., 1982. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8(1):43–71.
- Palmer, D., 1981. An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation: *Geophysics*, vol. 46, pp. 1508-1518.
- Pavlis, G. L. and Booker, J. R., 1983. Progressive multiple event location (PMEL): *Bulletin of the Seismological Society of America*, V. 73, p. 1753-1777.
- Pavlis, G. L., and Hokanson, N. B., 1985. Separated earthquake location, *Journal of Geophysical Research*, V. 90, p. 12777-12789.
- Pavlis, G. L., 1986. Appraising earthquake hypocenter location errors: a complete, practical approach for single-event locations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 1699-1717.
- Perrotta, M. M., 2004. Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Brasília: CPRM, (Programa Geologia do Brasil). 1 CD-ROM.
- Perrotta, M. M. et al., 2005. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:750.000. São Paulo: CPRM, (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- Poupinet, G., Ellsworth, W. L., & Frecchet, J., 1984. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras Fault, California. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7):5719–5731.
- Raleigh, C. Healy, J. & Bredehoeft, J., 1976. An Experiment in Earthquake Control at Rangely, Colorado. *Science* 26 March, Vol. 191 no. 4233 pp. 1230-1237
- Ratchkovsky, N., Pujol, J., & Biswas, N., 1998. Relocation of shallow earthquakes in southern Alaska using Joint Hypocenter Determination method, USA. *Journal of Seismology* 2: 87–102, Kluwer Academic Publishers.
- 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 : CPRMServiço Geológico do Brasil, 2005.
- Rocha, G. A., 1982. Tentativa de zoneamento das características hidráulicas e hidroquímicas do aquífero Bauru. O grupo Bauru no Estado de São Paulo. In: *Encontro de geologia & hidrogeologia*, São Paulo. Publicação especial.
- Rosa, A., Tassini, J., Backus M., 1982. Seismic Data Quality in a Basalt Covered Basin. In: *SEG MEETING*, 62. *SEG Expanded Abstracts* 1.
- Schuster, G.T., Quintus-Bosz, A., 1993. Wavepath eikonal travelttime inversion : Theory. *Geophysics*, Volume 58, 1314-1323.
- Segall, P., 1989. Earthquakes triggered by fluid extraction. *Geology* 17: 942-946.
- Segall, P., 1992. Induced stresses due to fluid extraction from axisymmetric reservoirs. *PAGEOPH* 139, 535-560.

- Sharma, P. V., 1997. Environmental and Engineering Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, 475 pp.
- Shearer, P. M., Introduction to Seismology., 2009. Second Edition, Cambridge University Press, 410pp.
- Schimmel M., & Paulssen, H., 1997. Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase weighted stacks, Geophys. J. Int. 130, 497-505.
- Schimmel M., 1999. Phase cross-correlations: design, comparisons and applications, Bull. Seismol. Soc. Am., 89, 1366-1378.
- Schumann, F.B., Prado, R. L, 2009. O uso dos métodos de sismica de refração e de ondas superficiais visando à caracterização da subsuperfície. In: 11th Inter. Congr. SBGf, 2009, Salvador/BA. 11th Inter. Congr. SBGf, 2009. v. CD-ROM.
- Silva, G.R., Vianna, R.B., 1982. Aplicabilidade do Método de Reflexão Sísmica na Bacia do Paraná. In: Consórcio CESP/IPT. Geologia da Bacia do Paraná. Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos. São Paulo.
- Sminchak, J., and Gupta, N., 2001, Issues related to seismic activity induced by the injection of CO₂ in deep saline aquifers: First National Conference on Carbon Sequestration, U.S. National Energy Technology Laboratory, Washington, D.C., May 14–17, 2001.
- Srinivasan, K., Ikelle, L.T., 2001. Applications of third order statistics for automatic time picking and autotracking of seismic events: Geophys. Prosp., 49, 29-32.
- Souza, L., 2008. Estrutura de velocidades em Bebedouro – SP, com funções do receptor de alta frequência e dispersão de ondas Rayleigh. Trabalho de Graduação II, IAG-USP, 27p.
- Souza, L. M.; Silva, J. A.; Assumpcao, M.; Prado, R.; Schumann, F.; Julia, J., 2008. Use of High-Frequency Teleseismic Receiver Function to Determine Basalt Thickness and Basement Depth in the Intracratonic Parana Basin, Brazil. American Geophysical Union, Spring Meeting 2008.
- Souza, J., 1982 Transmission of seismic energy through the Brazilian Paraná Basin Layered Basalt Stack. In: SEG MEETING, 62. SEG Expanded Abstracts 1.
- Stein, S., Wysession, M., 2003. An introduction to seismology, earthquakes and, Earth structure, Blackwell publishing, Oxford, UK, 507 pp.
- Thornburg H.R. 1930. Wavefront diagrams in seismic interpretation. AAPG Bulletin 14, 185±200.
- Thurber, C.H. (1981) Earth structure and earthquake locations in Coyote Lake area, central California, Ph D thesis, MIT, Massachusetts, USA.
- Thurber, C., 1992. Hypocenter-Velocity structure coupling in local earthquake tomography, physics of the earth and planetary interiors, 75(1992)55-62. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.
- Turner S. Regelous, M., Kelley, C. Hawkesworth & Mantovani, M., 1994. Magnetism and continental break-up in the south atlantic: Ar-Ar geochronology, Earth planet Sci, Lett, 121, 333-348.

- Uyanik, O., 2010. Compressional and shear-wave velocity measurements in unconsolidated top-soil and comparison of the results. *International Journal of the Physical Sciences* Vol. 5(7), pp. 1034-1039.
- Yamabe, T.H. & Hamza, V.M., 1996. Geothermal Investigation in an area of induced seismic activity, Northern São Paulo State, Brazil. *Tectonophysics*, 253, 209-225.
- Yamabe, T.H., 1999. Estudos geofísicos para explicar a sismicidade induzida e orientar a exploração de água subterrânea em Nuporanga-SP. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, USP, São Paulo.
- Yamabe, T.H., Hamza, V.M.; Assumpção, M. & Birelli, C.A. 2006. Movimentos de água subterrânea relacionados com a atividade sísmica em Bebedouro (SP): inferências com geotermia. II Simpósio Regional de Geofísica. Natal/RN.
- VanDecar, J. C., & Crosson, R. S., 1990. Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross-correlation and least squares, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 80, 150-169.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W., 2000. A double difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California, *Bulletin of seismological society of America*, pp 1353-1368.
- Waldhauser, F., 2001. HypoDD A program to compute double difference earthquake location:hypoDD version 1.0 – 03 – 2001, open file report 01-113, US Geol. Survey.
- Watanabe T., Matsuoka T. & Ashida Y, 1999. Seismic traveltome tomography using Fresnel volume approach. SEG 1999, Expanded Abstracts.
- Wolfe, C.J., 2002. On the mathematics of using difference operators to relocate earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America* 92, no. 8, 2879-2892.
- Zalán, P. V., Wolff, S., Conceição, J. C., Marques, A., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Appi, V. T., 1990. Bacia do Paraná. In: *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRAS, Rio de Janeiro. p. 135 - 164.
- Zandt G., 1978. Study of three dimensional heterogeneity beneath seismic arrays in central California and Yellowstone. Wyoming. PhD. Thesis, Massachusetts Institute of technology. Cambridge.