



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ANÁLISE DA SEQUÊNCIA SÍSMICA DE 2017 NO NOROESTE DA
BACIA POTIGUAR**

Autor:

José Augusto Silva da Fonsêca

Orientador:

Prof. Dr. Joaquim Mendes Ferreira

DGEF/PPGG/UFRN

Co-Orientador:

Prof. Dr. Aderson Farias do Nascimento

DGEF/PPGG/UFRN

Dissertação nº 239/PPGG

Dezembro de 2019, Natal-RN



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ANÁLISE DA SEQUÊNCIA SÍSMICA DE 2017 NO NOROESTE DA BACIA POTIGUAR

Autor:

José Augusto Silva da Fonsêca

Dissertação apresentada em 05 de dezembro de 2019, ao Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – PPGG, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN como requisito à obtenção do título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica, com área de concentração em Geodinâmica

Comissão examinadora:

Prof. Dr. Joaquim Mendes Ferreira (DGEF/PPGG/UFRN – orientador)

Dr. Flávio Lemos de Santana (DGEF/UFRN)

Prof. Dr. Sergio Vieira Freire Borges (IFRN)

Dezembro de 2019, Natal-RN

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Fonsêca, José Augusto Silva da.

Análise da sequência sísmica de 2017 no Noroeste da Bacia Potiguar / José Augusto Silva da Fonsêca. - 2019.
82f.: il.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, 2019.

Orientador: Joaquim Mendes Ferreira.

Coorientador: Aderson Farias do Nascimento.

1. Geodinâmica - Dissertação. 2. Sismicidade intraplaca - Dissertação. 3. Mecanismo focal - Dissertação. 4. Província Borborema - Dissertação. I. Ferreira, Joaquim Mendes. II. Nascimento, Aderson Farias do. III. Título.

RN/UF/CCET

CDU 551.2/.3

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço a Deus, que sempre me ajudou a caminhar em momentos difíceis e me permitiu evoluir, percebendo que mesmo quando tudo parecia dar errado, deu certo.

Agradeço a minha família, em especial aos meus pais Fátima e Arimatéia, que por mim tantos sacrifícios foram feitos para que eu pudesse estar onde estou, sempre me cuidando com muito amor e carinho.

Agradeço a minha noiva Rebeca Freitas, que mais do que me apoiar foi meu porto seguro em todos os momentos difíceis e minha alegria nos momentos mais leves, além de auxiliar na minha evolução como pessoa. Com certeza faz grande parte deste trabalho e sem sua presença não seria possível ultrapassar todas as barreiras. Também agradeço aos seus pais, Alexandre e Mona lisa, que contribuíram bastante aos meus estudos sempre me acolhendo com amor em sua casa.

Agradeço aos meus orientadores Joaquim Mendes Ferreira e Aderson Farias do Nascimento pela grande disponibilidade e esforço para que este trabalho tivesse bom desenvolvimento bem como aos coautores do artigo desenvolvido Prof. Hilário, Prof. Heleno e Eduardo Alexandre.

Ao Laboratório Sismológico da UFRN que, além da infraestrutura, dispôs das facilidades computacionais e dados, para o desenvolvimento deste trabalho. Em particular, aos funcionários André, Flauber, Marconi e Rômulo que prontamente sempre se dispuseram em me atender ao longo deste trabalho.

Aos membros da banca Dr. Flávio Lemos de Santana e Prof. Dr. Sergio Vieira Freire Borges pela participação e pelas sugestões dadas durante a defesa deste trabalho.

À CAPES, pela bolsa de estudos.

Por fim agradeço a todos os meus amigos, em especial a Gilberto Leite Neto, que sempre se fez presente tanto nos momentos difíceis como também alegres e me agraciou com sua incrível amizade.

RESUMO

A compreensão da ocorrência de terremotos em áreas intraplaca tem sido uma das tarefas mais difíceis na sismologia. A atenuação das ondas sísmicas nessas áreas é menor em comparação com as regiões de borda de placa. Como consequência, mesmo terremotos de magnitude moderada podem representar ameaças significativas. Nesse contexto, avaliar o campo de esforço nessas regiões é importante para melhor compreender os mecanismos de geração dos abalos sísmicos. Analisamos 241 eventos sísmicos da sequência sísmica de 2017 no Noroeste Bacia Potiguar e estimamos o seu respectivo regime de esforços. Falhas sismicamente definidas foram determinadas para quatro clusters de terremotos realocados com alta precisão, orientadas nas direções NW-SE e NE-SW. A interseção de falhas que atuam em um desses clusters foi representativa para sugerir que o modelo de interseção para terremotos intraplaca é uma possível explicação sobre o motivo pelo qual terremotos de tamanho moderado podem ocorrer na região do estudo. Outro cluster apresentou uma falha *en echelon* com uma clara evolução espaço-temporal e ocorrência de atividade quase inteira em 3 dias, o que sugere acúmulo de energia e liberação rápida entre esse segmento de falha. Conseguimos calcular o mecanismo focal composto para três clusters, com predominância de falhamento transcorrente com movimento sinistral e orientação NW-SE. A inversão de mecanismos focais reforça evidências de uma superposição de esforços locais e regionais, com o eixo compressivo principal subparalelo à margem equatorial continental.

Palavras-chave: Sismicidade intraplaca; mecanismo focal; Província Borborema.

ABSTRACT

The understanding of earthquake occurrence in intraplate areas has been one of the most difficult tasks in Seismology. Attenuation of seismic waves in these areas is lower compared to border plate regions. As a consequence, even moderate magnitude earthquakes can represent great hazard. In this case, assessing the stress field in intraplate regions is important to better understanding the earthquake generating mechanisms. We analyzed 241 earthquakes of the 2017 seismic sequence in NW Potiguar Basin and estimated the stress regime. Seismically defined faults were determined for 4 high-precision relocated NW-SE- and NE-SW-trending clusters. Faulting intersection acting in one of this clusters was representative for suggest Intersection model for intraplate earthquakes as possible explanation about why moderate size earthquake occur in the study region. Another cluster presented an *en echelon* fault with a clear spatiotemporal evolution and occurrence of almost entire activity in very short period, which suggests energy build-up and rapidly release between this fault segment. We were be able to calculate composite focal mechanism for three clusters, with predominant sinistral strike-slip faulting. The inversion of focal mechanisms reinforce evidence for a superposition of local and regional stresses, with major compressional axis subparallel to continental equatorial margin.

Keywords: Intraplate seismicity; focal mechanism; Borborema Province.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO	ii
ABSTRACT	iii
SUMÁRIO	iv
1 INTRODUÇÃO	1
1.1. <i>Apresentação e motivações</i>	<i>1</i>
1.2. <i>Sismicidade em Cascavel-CE</i>	<i>3</i>
1.3. <i>Objetivos</i>	<i>6</i>
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	7
2.1 <i>Província Borborema</i>	<i>7</i>
2.2 <i>Bacia Potiguar</i>	<i>8</i>
3 Materiais e métodos	10
3.1 <i>Aquisição dos dados</i>	<i>10</i>
3.2 <i>Parâmetros hipocentrais</i>	<i>11</i>
3.3 <i>Modelo de velocidade</i>	<i>12</i>
3.4 <i>Correlação de forma de onda</i>	<i>13</i>
3.5 <i>Relocação dos eventos sísmicos</i>	<i>15</i>
3.6 <i>Estimativa de magnitude</i>	<i>16</i>
3.7 <i>Mecanismo focal composto</i>	<i>17</i>
4 PROCESSAMENTO DOS DADOS	20
4.1 <i>Identificação de terremotos</i>	<i>20</i>
4.2 <i>Picagem</i>	<i>21</i>
5 ARTIGO SUBMETIDO	25
6 DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	60
7 REFERÊNCIAS	62
8 ANEXO A – Catálogo sísmico	67

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da área de estudo com geologia simplificada.	3
Figura 1.2: Mapa de epicentros da região de Cascavel.....	5
Figura 1.3: Histograma da quantidade de tremores registrados na região de Cascavel, referente ao período de 16/12/1993 a 12/04/2008.....	6
Figura 2.1: Compartimentação da Província Borborema.....	8
Figura 3.1: Mapa da disposição da rede sismográfica implantada na área de estudo..	10
Figura 3.2: Diagrama de Wadati composto.....	12
Figura 3.3: Exemplo do método de correlação de forma de onda	15
Figura 3.4: Exemplo do procedimento de relocação de sismos	16
Figura 3.5: Esquema do padrão de radiação da onda sísmica a partir do hipocentro (estrela) de um terremoto.....	18
Figura 3.6: Padrão de radiação das ondas P e S	19
Figura 4.1: Sismogramas do dia 06 de abril de 2017 (09:45h-09:49h) com aplicação de filtro passa-banda de 10 a 15 Hz	20
Figura 4.2: Sismograma da componente Z da estação NBCL, no registro do evento de 1 de abril de 2017 (09:43).....	22
Figura 4.3: Exemplo de picagem da amplitude SH no sismograma de componente transversal	23
Figura 4.4: Picagem das máximas amplitudes do evento sísmico do dia 01 de abril às 09:43h registrado pela estação NBCL	24
Figure 1: Location of the study area with simplified geology	33
Figure 2: Hypocentral map of Cascavel region.....	35
Figure 3: Wadati diagram for 2017 sequence.....	37
Figure 4: Magnitude histogram.....	40
Figure 5: Seismograms of traces with high correlation coefficient (shaded traces) and their stack waveform (dark traces).....	43
Figure 6: epicentral map for cluster 3.....	43
Figure 7: epicentral map for cluster 2.....	45
Figure 8: epicentral map for cluster 5.....	47
Figure 9: epicentral map for cluster 4.....	47
Figure 10: Focal mechanisms calculated for Clusters 2A (top pannel left), 2B (top pannel right) and 3 (lower pannel)	49
Figure 11: Inversion of focal mechanisms	50

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Resultado dos testes para estimativa da Velocidade de onda P.....	Erro!
Indicador não definido.	
Table 1: Parameters used in FocMec to calculate the composite focal mechanisms. ...	39

1 INTRODUÇÃO

1.1. *Apresentação e motivações*

Apesar da sismicidade em regiões intraplaca ser mais facilmente compreendida pelas interações entre placas tectônicas, ainda se tem pouco conhecimento sobre os mecanismos que controlam a ocorrência de terremotos intraplaca (Hagen, 2015; Iio et al., 2004). Apenas 5% da liberação do momento sísmico global está associada a terremotos ocorridos em regiões dentro de placas tectônicas (Sandiford & Egholm, 2008) e em muitos casos, eventos sísmicos em regiões continentais estáveis (RCE) não são relacionados a qualquer falha na superfície (Crone et al., 2003; Talwani, 1989).

Adicionalmente, devido a irregularidade na ocorrência desses eventos e a magnitudes relativamente menores é difícil delimitar as estruturas responsáveis por esta liberação de energia (Kafka, 2007). No entanto, nestas áreas a atenuação das ondas sísmicas é mais baixa do que em borda de placa (Hanks & Johnston, 1992). Assim, mesmo terremotos de tamanhos moderados podem representar grande ameaça (Bezerra et al., 2007; Calais et al., 2016; Ferreira & Assumpção, 1983).

Na tentativa de explicar a natureza da sismicidade intraplaca, diferentes modelos têm sido sugeridos. Inicialmente, Sykes (1978) propôs que terremotos que ocorrem dentro de placas tectônicas tendem a acontecer em regiões chamadas de zonas pré-existent de fraqueza, que são reativadas devido a influência do campo de esforço regional. Estas áreas são caracterizadas como os locais afetados pela última principal orogênese. Outros trabalhos associam a origem deste tipo de sismicidade a feições estruturais como crosta rifteada, bordas de Crátons, áreas com alto fluxo de calor, regiões com variação de densidade lateral e interseção de falhas (Agurto-Detzel et al., 2017).

Por outro lado, concentrações locais de esforço também são mencionados como fatores responsáveis pela sismicidade no interior de placas tectônicas (Talwani, 2017). Neste contexto, de acordo com Hinze et al. (1988) se encaixam heterogeneidades do embasamento, expansão/contração térmica, e deformação isostática/flexural.

Talwani (2014) usou a combinação das observações e modelos dispostos até o momento para propor o modelo unificado para terremotos intraplaca. Este modelo consiste no acúmulo de esforço do campo regional uniforme em estruturas geológicas, chamadas de concentradores de esforço local. Quando o esforço acumulado atinge magnitudes equiparáveis ao que é submetido pelo campo distante, é liberada em forma de terremotos.

No entanto, o entendimento sobre a ocorrência de tremores dentro de RCE permanece sem conformidade (Ghosh et al., 2019). Com isso, no intuito de melhorar a compreensão sobre as interações entre mecanismos geradores de terremoto e estruturas pré-existentes, a avaliação do campo de esforço em regiões intraplaca tem sido de grande importância (Liu and Zoback, 1997).

No caso do interior da placa Sul-Americana, de acordo com Agurto-Detzel et al. (2017), a sismicidade se concentra em regiões com acúmulo de esforço na crosta superior. Essas áreas são delimitadas como regiões em que a Litosfera é mais quente e frágil, propiciando concentrações do campo de esforço regional.

Por sua vez, na Província Borborema (PB), uma das regiões sísmicas mais ativas da RCE da América do Sul, o padrão de esforços demonstra rotacionar seguindo grosseiramente a linha de costa da margem equatorial continental brasileira. Dados como de mecanismos focais mostram que a direção do esforço horizontal máximo muda sua orientação de Noroeste-Sudeste, na porção noroeste da PB, para aproximadamente Leste-Oeste em direção a leste. Este padrão é ilustrado na Figura 1.1, em que os mecanismos focais são retirados de Bezerra et al. (2011).

Este padrão tem sido explicado como a superposição do esforço compressivo regional proveniente do empurrão da dorsal meso-atlântica (*ridge-push*) com esforços de caráter mais local. Estes últimos são atribuídos a fatores como carga sedimentar na plataforma continental bem como variações de densidade lateral provocadas pela transição entre as crostas continentais e oceânicas (Assumpção et al., 2016; Ferreira et al., 1998).

Dessa forma, o melhor conhecimento acerca dos esforços e sismicidade observados em diferentes contextos pode possibilitar a identificação dos mecanismos geradores de sismicidade intraplaca. Assim, este trabalho

apresenta novas e possíveis descobertas sobre a causa e a natureza de terremotos no noroeste da Bacia Potiguar, uma região que vem intrigando a comunidade científica local, conforme será discutido a seguir.

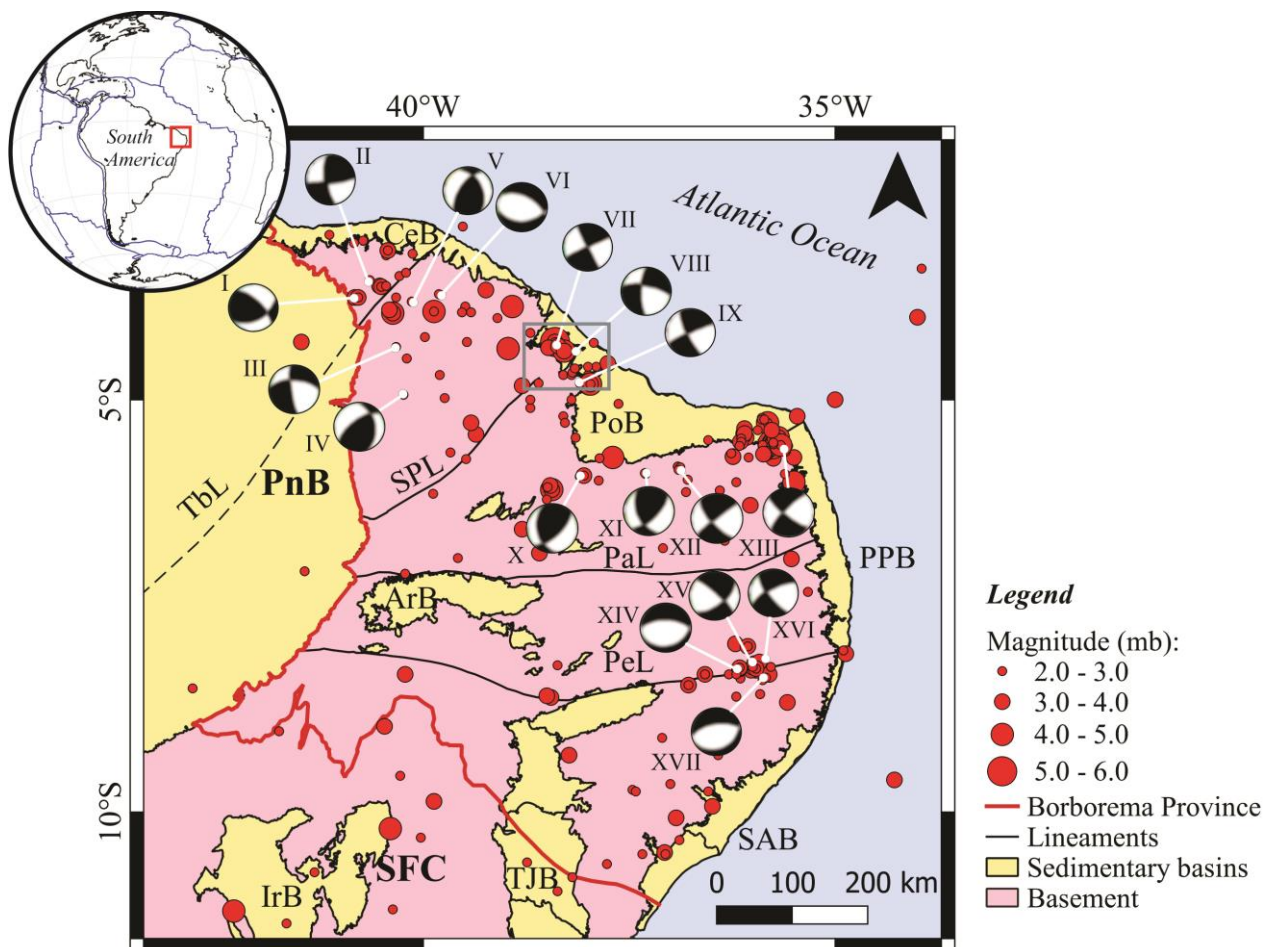


Figura 1.1: Localização da área de estudo com geologia simplificada. As unidades descritas nesta figura são: Cráton São Francisco (SFC), Bacia do Parnaíba (PB), Bacia Potiguar (PoB), Bacia Pernambuco-Paraíba (PPB), Bacia Sergipe-Alagoas (SAB), Bacia Tucano-Jatoba (TJB) e os Lineamentos Neoproterozóicos: Senador Pompeu (SPL), Patos (PaL) e Pernambuco (PeL).

Os epicentros são do Boletim Sísmico Brasileiro. O retângulo em cinza delimita a área de estudos (Noroeste da Bacia Potiguar). Os Mecanismos focais foram coletados de Bezerra et al. (2011). Localização e ano dos mecanismos focais: I, Senador Sá 1997; II, Meruoca 2008; III, Groaíras 1988; IV, Hidrolândia 1991; V, VI, Irauçuba; VII, Cascavel 1980; VIII, Palhano 1989; IX, Pacajus; X, Tabuleiro Grande 1993; XI Augusto Severo 1991; XII Reservatório de Açú 1989; XIII, João Câmara (Falha de Samambaia) 1986-1987; XIV, Belo Jardim 2004; XV, São Caetano 2007; XVI, XVII, Caruaru 1991, 2002.

1.2. Sismicidade em Cascavel-CE

O Nordeste do Brasil é uma das regiões com maior atividade sísmica no país, em especial na borda da Bacia Potiguar, no Lineamento Pernambuco e no noroeste da PB, conforme ilustrado na Figura 1.1. Estes eventos se caracterizam por acontecer tipicamente em profundidades rasas, inferiores a 12 km, e com sequências de eventos que podem durar de alguns meses a vários anos. Embora

sejam de caráter intraplaca, ou seja, com tamanho e frequência de recorrência inferiores quando comparados com eventos de borda de placa, ainda assim possuem a capacidade de causar danos em construções civis (até colapsos) e fugas de populações (Assumpção, 1992; Ferreira et al., 1998).

Uma das principais zonas sísmicas da PB está localizada no embasamento pré-cambriano nos arredores da Bacia Potiguar (PoB). A área de estudo está situada na borda noroeste desta bacia sedimentar e identificada na Figura 1.1 na região delimitada pelo retângulo cinza. Nesta região, em 20 de novembro de 1980, aconteceu o maior terremoto do Nordeste do Brasil (Ferreira et al., 1998; Ferreira and Assumpção, 1983) próximo ao município de Cascavel, no estado do Ceará. Este sismo alcançou a magnitude de 5.2 m_b e foi sentido em até 600 km de distância, ocasionando o colapso e danos em muitas construções civis e com suas réplicas sendo registradas por mais de 2 anos (Assumpção et al., 1985; Berrocal et al., 1984).

Contudo, somente depois de 9 anos a região começou a ser instrumentalmente estudada, com alguns trabalhos buscando uma melhor compreensão da sismicidade na área e de seus mecanismos geradores. As duas primeiras campanhas, utilizando estações portáteis, foram realizadas entre 1989 e 1993 e entre 1993 e 1994 (Ferreira et al., 1998), analisando a sismicidade e determinando o mecanismo focal composto.

Outros dois levantamentos, 1996/1997 e 1997/1998 possibilitaram a determinação de hipocentros e mecanismo focal (Vilar, 2000) e anisotropia sísmica (Gomes, 2007). Outro trabalho, usando dados de Gomes (2007) foi responsável por calcular e analisar parâmetros de fonte (Cândido Júnior et al., 2009).

Os eventos analisados se distribuíram em uma direção preferencial NW-SE, como mostra a Figura 1.2. Vilar (2000) inicialmente atribuiu essa sismicidade a uma possível falha transcorrente sinistral com 20 km de extensão, 138° de azimute e 80° de mergulho com 3 zonas sísmicas ativas conhecidas até então.

Esta região persistiu com atividade relativamente significativa até o final do século XX e início do século XXI. Porém, após esse período a quantidade de

eventos decaiu bruscamente, persistindo, desde então, uma baixa sismicidade nesta área.

Conforme mostra a Figura 1.3, mais de 50 mil terremotos foram registrados na região, entre 1993 e 2008. Entretanto, o blog Sismos do Nordeste (<http://sismosne.blogspot.com.br/>), controlado pelo Laboratório Sismológico da UFRN (LabSis) e que tem por finalidade divulgar informações sobre os terremotos do nordeste brasileiro, anunciou a ocorrência de 2 eventos na região de Cascavel em 2017. Tais eventos alcançaram magnitudes de 3.3 e 3.0 m_R . Esse último evento fez o próprio website indagar se a atividade logo esmorece ou se marca o início de um novo enxame sísmico.

Logo, observando a necessidade de uma maior investigação sobre a recorrente sismicidade, foi implantada uma rede sismográfica durante o período de 24 de março à 12 dezembro de 2017 com o objetivo de adquirir novos dados. Os resultados deste trabalho são provenientes deste período de aquisição.

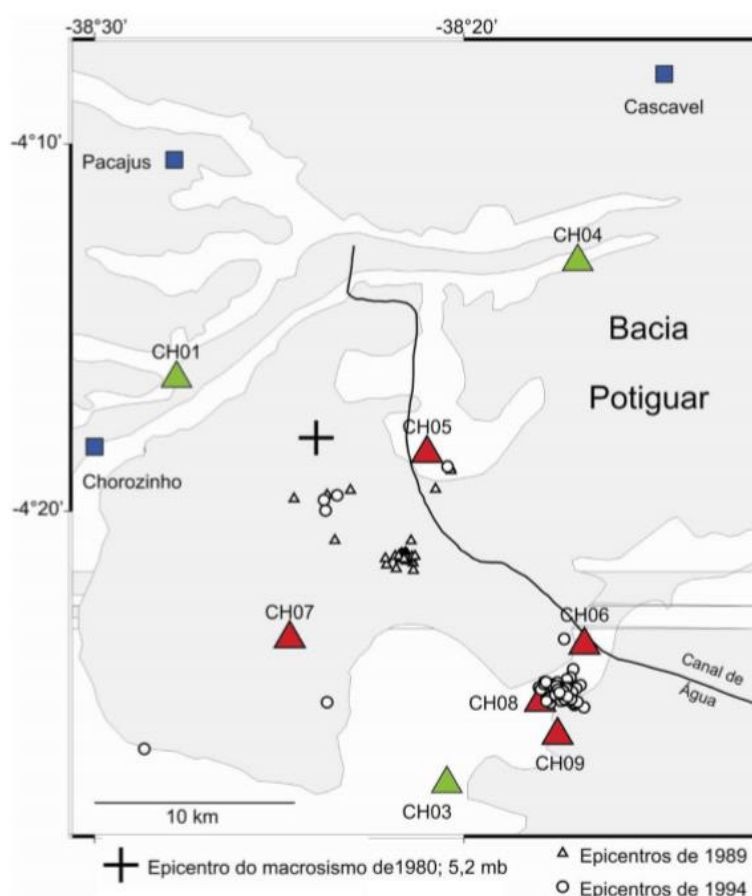


Figura 1.2: Mapa de epicentros da região de Cascavel. Os triângulos grandes indicam as estações utilizadas em ambas as campanhas, sendo as preenchidas de cor sólida

remanescentes da campanha de 1989. As demais estações completaram a rede sismográfica da campanha de 1993/1994. A cruz representa a localização do maior tremor já registrado no nordeste brasileiro. Os epicentros das campanhas de 1989 e 1993/1994 são mostrados pelos triângulos pequenos e círculos, respectivamente. A área em cinza representa as coberturas sedimentares da bacia potiguar. Retirado de Cândido Júnior (2009).

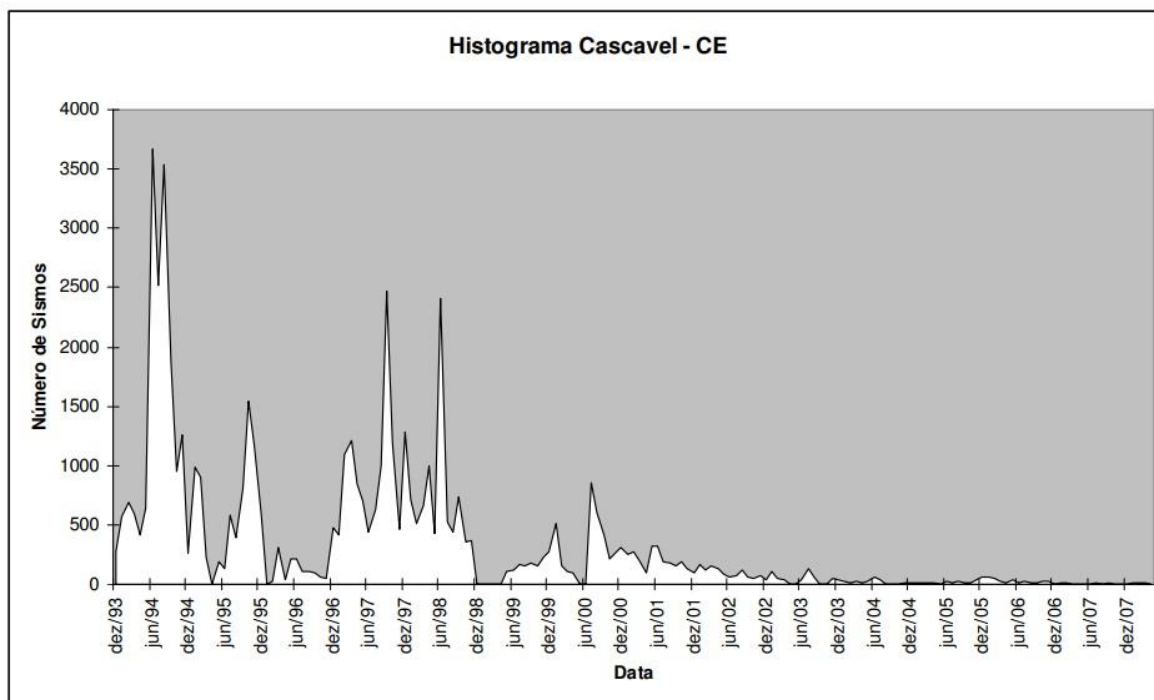


Figura 1.3: Histograma da quantidade de tremores registrados na região de Cascavel, referente ao período de 16/12/1993 a 12/04/2008, totalizando 55.990 terremotos. Retirado de Cândido Júnior (2009).

1.3. Objetivos

Os principais objetivos deste trabalho se concentram em (1) identificar os eventos sísmicos correspondentes a todo o período de aquisição de dados; (2) realizar a localização hipocentral para os eventos registrados com um mínimo 3 estações sismográficas; (3) relocalizar os sismos associados aos clusters com alto coeficiente de correlação cruzada; (4) calcular mecanismos focais compostos para tais tremores e (5) inverter mecanismos focais para estimar o regime de esforço na região de estudos. Desta maneira, espera-se trazer novas contribuições acerca da sismicidade recente ocorrida em 2017 bem como melhor entendimento sobre o motivo pelo qual terremotos de magnitude moderada podem acontecer na região.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 *Província Borborema*

A Província Borborema, uma entidade tectônica de idade neoproterozóica, é delimitada ao sul pelo Cráton São Francisco e a oeste pela Bacia do Parnaíba, conforme ilustra a Figura 2.1. Esta província é caracterizada pelo seu remodelamento durante o final do Ciclo Brasileiro Proterozoico, em que foi inteiramente deformada, metamorfoseada e intrudida (Almeida et al., 2000).

Segundo Brito Neves et al. (2009), esta Província pode ser dividida em 5 domínios, separados pelos seus principais Lineamentos. Seriam esses Domínio Médio Coreau (DMC), Domínio Ceará Central (DCC), Domínio Rio Grande do Norte (DRG), Domínio da Zona Transversal (DZT) e Domínio Sul (DS). Os Cinturões de dobramentos orientados para nordeste e as zonas de cisalhamento Leste-Oeste representam uma de suas principais características estruturais (Matos, 1992).

A área de estudos está localizada entre DCC e DRG, representada pelo quadrado (em vermelho) na Figura 2.1, em que se destacam o embasamento Pré-Cambriano (em amarelo e verde) e a cobertura sedimentar fanerozóica (Bacia Potiguar). Nesta área, uma das principais estruturas é designada como a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP). Esta Zona de Cisalhamento, no entanto possui trend NE e converge para a Faixa Orós-Jaguaribe

A porção do embasamento compreende o entorno da ZCSP, em que as rochas dessa região fazem parte do complexo Ceará, Jaguaritama e Orós, sendo constituídas de calcários, quartzitos, xistos e gnaisses (Pedrosa Jr et al., 2010). A cobertura sedimentar pertence à porção noroeste da Bacia Potiguar, na qual será descrita mais detalhadamente na seção seguinte.

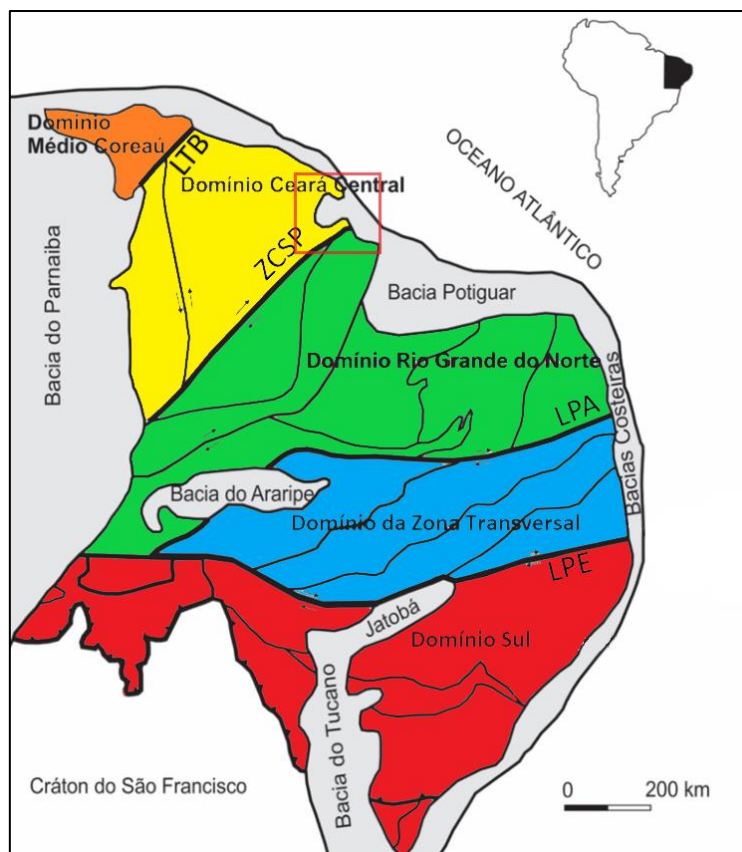


Figura 2.1: Compartimentação da Província Borborema. Os domínios são representados pelas cores laranja (DMC), amarelo (DCC), verde (DRG), azul (DZT) e vermelho (DS) e são separados pelos seus principais Lineamentos: Lineamento Transbrasiliano (LTB), Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), Lineamento Patos (LPA) e Lineamento Pernambuco (LPE). O quadrado em vermelho indica a região de estudos, no extremo Noroeste da Bacia Potiguar, em que se destacam a presença do embasamento Pré-Cambriano (região em amarelo e verde) e da cobertura sedimentar fanerozóica (Bacia Potiguar). Modificado de (Lima et al., 2015).

2.2 Bacia Potiguar

A Bacia Potiguar se limita a leste e a noroeste pelos altos de Touros e Fortaleza, respectivamente. Enquanto isso, a norte é delimitada pela quota batimétrica de 2000 metros e a sul pelo embasamento cristalino (Lopes et al., 2018).

A sua evolução está relacionada à separação entre a África e a América do Sul, que começou no Jurássico Inferior (Matos, 1992). Chang et al. (1988) explicam que ocorreram 3 estágios no processo de desenvolvimento da fragmentação das bacias de margem leste brasileiras, incluindo a Bacia Potiguar. Esses estágios são denominados de Sin-rifte I, Sin-rifte II, Sin-rifte III.

A fase Sin-rifte I, datada do final do Jurássico ao início do Berriasiano, é marcada pela intensa atividade magmática que intrudiu as rochas do

embasamento pré-cambriano. Porém, na Bacia Potiguar é representada apenas pelo enxame de diques Rio Ceará-Mirim.

Já a fase Sin-rifte II, que se desenvolveu entre o Neocomiano Superior e o Barremiano, foi a responsável pela formação do *graben*. Este período foi marcado por esforços distensivos WNW-ESE, com o preenchimento da maior parte da bacia.

Enquanto isso, a fase Sin-rifte III ocorreu durante o Barremiano superior. Esta fase marcou o principal estiramento na Margem Leste, configurando assim uma mudança na direção dos esforços distensivos máximos para aproximadamente E-W. Além disso, o rifte na porção emersa da bacia foi abortado, enquanto a parte imersa sofreu a deformação principal na região mais distal da Margem Equatorial. Esta configuração atribuiu um maior aporte da carga sedimentar na plataforma continental da margem equatorial do nordeste brasileiro.

A maior parte da região de estudos é predominantemente recoberta pela Formação Barreiras, constituída por conglomerados e arenitos, sendo composta também por depósitos eólicos e aluviais (areias e argilas, respectivamente) (Pessoa Neto et al., 2007). Além disso, está inserida na plataforma rasa de Aracati, com espessuras das coberturas sedimentares raramente ultrapassando 50 metros (Araripe and Feijó, 1994).

3 Materiais e métodos

3.1 Aquisição dos dados

Os dados utilizados neste trabalho são provenientes da rede sismográfica portátil temporária implementada pelo Laboratório Sismológico da UFRN (LabSis/UFRN) na região de Cascavel-CE. A Figura 3.1 mostra a área de estudos e a rede implementada. O período de aquisição de dados foi de 24/03 a 12/12 de 2017. Esta rede foi constituída por 5 estações de período curto e 1 estação banda larga (NBCL), todas com sensores tri-axiais e registradores digitais. As estações foram calibradas para funcionarem com taxa de amostragem de 100 amostras por segundo, com exceção da estação COMO que funcionou com 50 amostras por segundo.

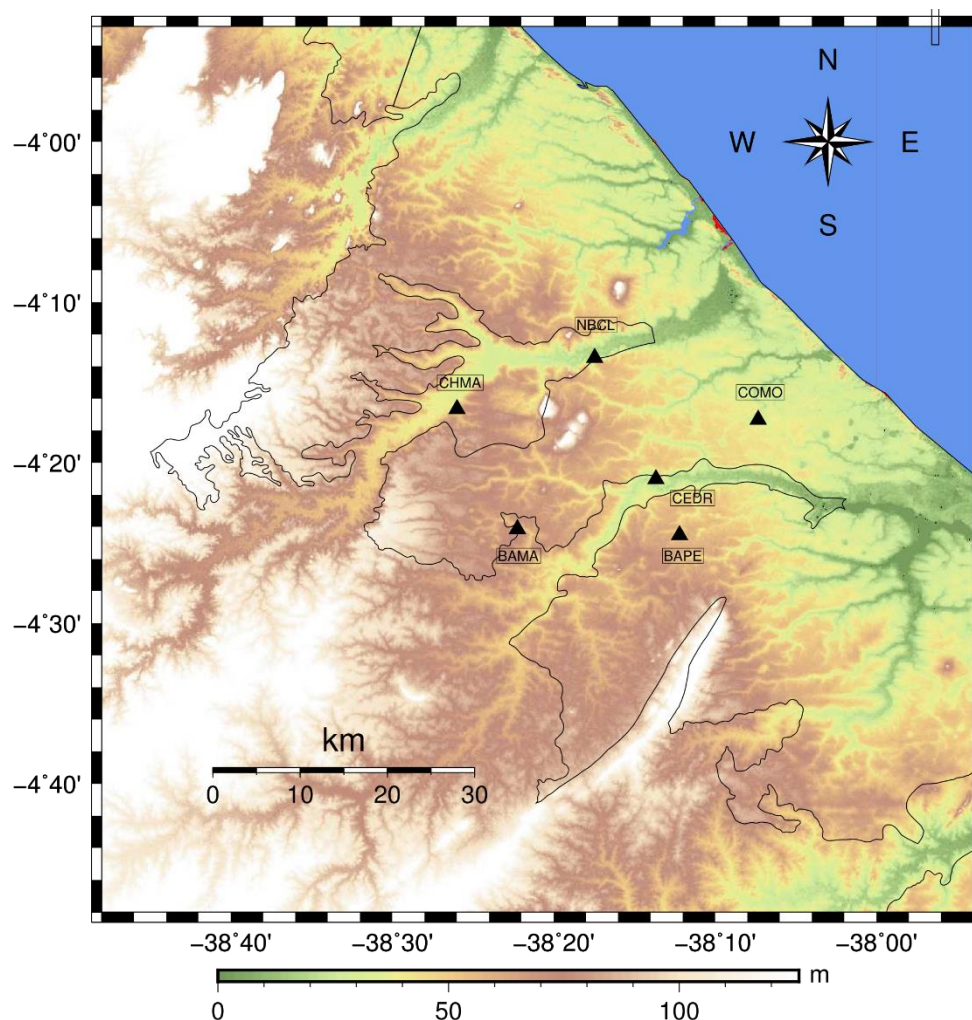


Figura 3.1: Mapa da disposição da rede sismográfica implantada na área de estudo. As estações são indicadas por triângulos sólidos, com seus respectivos códigos. A linha de contorno preta delimita a geometria superficial da bacia Potiguar. A legenda de cores indica valores de elevação.

3.2 Parâmetros hipocentrais

Os parâmetros hipocentrais foram inicialmente obtidos por meio do programa HYPO71 (Lee and Lar, 1975), invertendo as leituras dos tempos de chegada das ondas P e S, baseado no método de Geiger (Geiger, 1912). Este método, como descrito matematicamente por Havskov & Ottemoller (2010) consiste primeiramente em relacionar o tempo de chegada calculado em uma i -ésima estação (t_i^{cal}) com o hipocentro (x_0, y_0 e z_0) e o tempo de origem (t_0), assim como mostrado pela equação 3.1.

$$t_i^{cal} = T^{tra}(x_i, y_i, z_i, x_0, y_0, z_0) + t_0 = \{[(x_0 - x_i)^2 + (y_0 - y_i)^2 + (z_0 - z_i)^2]^{1/2}\} / \alpha + t_0 \quad (3.1)$$

O tempo de percurso das ondas P e S em função da longitude, latitude e profundidade da estação (x_i, y_i, z_i) e do evento (x_0, y_0, z_0) é representado pelo parâmetro T^{tra} . O parâmetro t_0 indica o tempo de origem e α é a velocidade da onda P no meio.

Considerando o resíduo entre os tempos de chegada observado t_i^{obs} e calculado t_i^{cal} como sendo r_i , para realizar a localização uma minimização por mínimos quadrados (e) desse resíduo é requerida, conforme mostra a equação 3.2.

$$e = \sum (r_i)^2 \quad (3.2)$$

No entanto, T^{tra} representa uma função não linear, e então é necessário aplicar uma expansão em série de Taylor para linearizar o problema. Assim, a equação 3.3 retrata a solução, em que Δx , Δy , Δz e Δt são correções feitas ao hipocentro e $\delta T / \delta x_i$, $\delta T / \delta y_i$ e $\delta T / \delta z_i$ são as derivadas parciais com respeito da longitude, latitude e profundidade, respectivamente. A equação 3.4 demonstra a forma matricial, em que r é o vetor residual, G é a matriz de derivadas parciais e m é o vetor de correção do hipocentro, onde m é obtido como demonstra a equação 3.5. As localizações de todos os eventos sísmicos constam no anexo A.

$$r_i = (\delta T / \delta x_i) \Delta x + (\delta T / \delta y_i) \Delta y + (\delta T / \delta z_i) \Delta z + \Delta t \quad (3.3)$$

$$r = G m \quad (3.4)$$

$$(G^T G)^{-1} (G^T r) = m \quad (3.5)$$

3.3 Modelo de velocidade

Para poder realizar a localização dos eventos é necessário conhecer a estrutura de velocidade da região. Nesta pesquisa usamos o modelo de uma camada sobre um semiespaço, que vem sendo aplicado com sucesso em diversos trabalhos no Nordeste do Brasil, tais como do Nascimento et al. (2004), França et al. (2004) e Oliveira et al. (2015).

Como parte do procedimento para a estimativa de velocidade, foi calculado o diagrama de Wadati composto (Kisslinger & Engdahl, 1973), Figura 3.2. Este diagrama demonstra a relação das diferenças das leituras de tempo de chegada entre as ondas S e P com respeito aos tempos de percurso de onda P, em que, por meio da análise de seu coeficiente angular, é possível obter a razão entre as velocidades das ondas P e S (V_p/V_s).

Foram obtidas duas curvas que representam duas razões V_p/V_s distintas. A maioria dos eventos (166) se ajustam a curva em azul, indicando um valor de 1.686 ± 0.002 , enquanto a curva em laranja aponta um valor de 1.83 ± 0.002 .

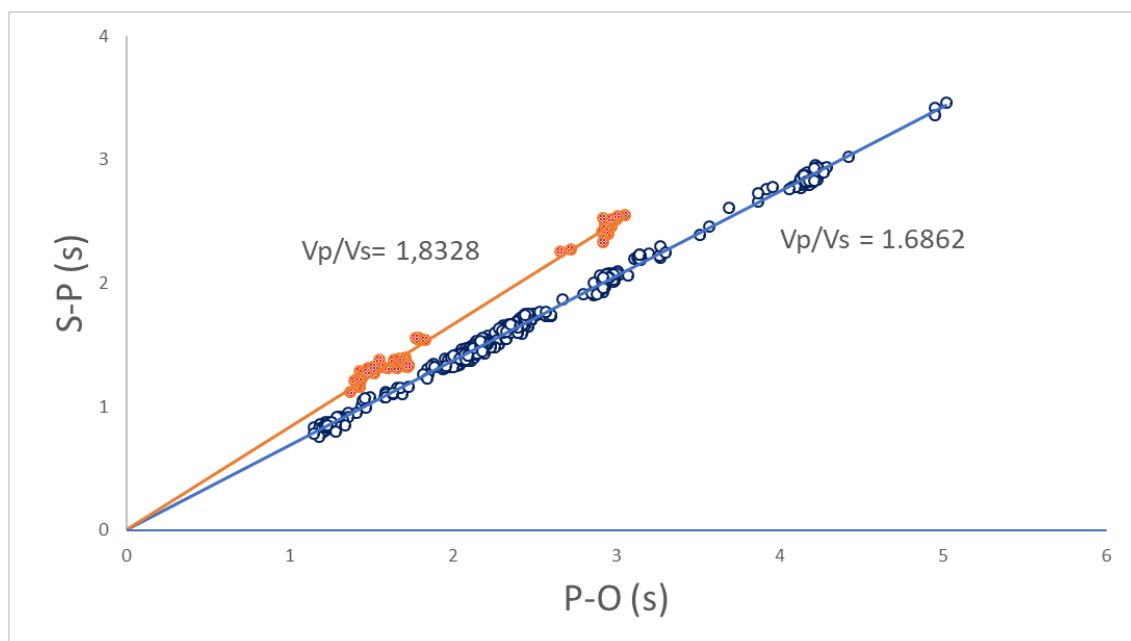


Figura 3.2: Diagrama de Wadati composto. A curva em azul representa o melhor ajuste para a maioria dos eventos, indicando $V_p/V_s = 1.686 \pm 0.002$. A curva em laranja representa o melhor ajuste para um grupo de cerca de 30 eventos, indicando $V_p/V_s = 1.83 \pm 0.002$.

O valor de V_p/V_s escolhido foi de 1.69, que se ajusta a maioria dos terremotos, para calcular a velocidade de onda P. Nesta abordagem, esta razão foi mantida fixa e a velocidade de onda P (V_p) foi variada durante o procedimento

de localização hipocentral, primeiramente entre 5.60 e 6.60 km/s (seguindo um passo de 0.10 km/s) e secundariamente entre 5.90 e 6.20 km/s (seguindo um passo de 0.02 km/s).

A velocidade V_p escolhida foi a que se associou aos menores RMS e erros horizontais e verticais médios (ERH e ERZ, respectivamente), como indicada em verde na Tabela 3.1. Portanto, o modelo calculado neste trabalho possui V_p/V_s igual a 1.69 e V_p igual a 5.92 km/s.

V_p/V_s	V_p (km/s)	RMS (s)	ERH (km)	ERZ (km)
1,69	5,60	0,0322711	0,21228916	0,75108434
1,69	5,70	0,0270482	0,18030121	0,70710843
1,69	5,80	0,0224337	0,15162651	0,43295181
1,69	5,90	0,0194157	0,13349398	0,38289157
1,69	6,00	0,0205120	0,14572289	0,39054217
1,69	6,10	0,0241506	0,17891566	0,44891566
1,69	6,20	0,0286747	0,21777108	0,65879518
1,69	6,30	0,0335060	0,25915663	0,63283133
1,69	6,40	0,0385301	0,30253012	1,33024096
1,69	6,50	0,0436506	0,34186747	0,99421687
1,69	6,60	0,0488735	0,39210843	1,73608434
V_p/V_s	V_p (km/s)	RMS (s)	ERH (km)	ERZ (km)
1,69	5,90	0,0194157	0,13349398	0,38289157
1,69	5,92	0,0192711	0,13313253	0,37927711
1,69	5,94	0,0193133	0,13439759	0,37861446
1,69	5,96	0,0195361	0,13698795	0,38036145
1,69	5,98	0,0199759	0,14102410	0,38487952
1,69	6,00	0,0205120	0,14572289	0,39054217
1,69	6,20	0,0286747	0,21777108	0,65879518

3.4 Correlação de forma de onda

A técnica de correlação cruzada visa medir o nível de similaridade entre duas formas de onda. Desta maneira, clusters de eventos sísmicos com separações hipocentrais pequenas podem ser verificados sobre se há uma fonte comum a todos os terremotos. A afirmação desta hipótese permite que um único mecanismo focal possa representar o regime de esforços da região fonte (mecanismo focal composto).

A estação NBCL foi selecionada para realizar a correlação cruzada de todos os eventos dentro de cada cluster devido a ter alta taxa sinal/ruído e ser a única estação no registro de todos eventos. As componentes verticais dos sismogramas foram janeladas 0.1 s antes e 0.2 s após a picagem de onda P, sendo aplicado *taper* e filtro passa-banda Butterworth com limites em 5 e 20 Hz. Após isso, foi possível executar a correlação cruzada.

A Figura 3.3 ilustra um exemplo do procedimento de correlação de forma de onda aplicado a um determinado cluster deste trabalho. É possível observar que quase todos os eventos possuem elevada similaridade de forma de onda, Figura 3.3a.

Para verificar a existência de subclusters e/ou identificar sismos não correlacionáveis, foi calculada a relação hierárquica em árvore de cluster (dendrograma), Figura 3.3b. Esta abordagem caracteriza uma parte de significativa importância deste trabalho. Clusters com eventos sísmicos de alto coeficiente de correlação (acima de 0.8) foram selecionados para serem relocados, enquanto sismos não correlacionáveis são rejeitados. A Figura 3.3c mostra todas as formas de onda dos eventos com alto coeficiente de correlação em azul e a forma de onda *stack* em preto.

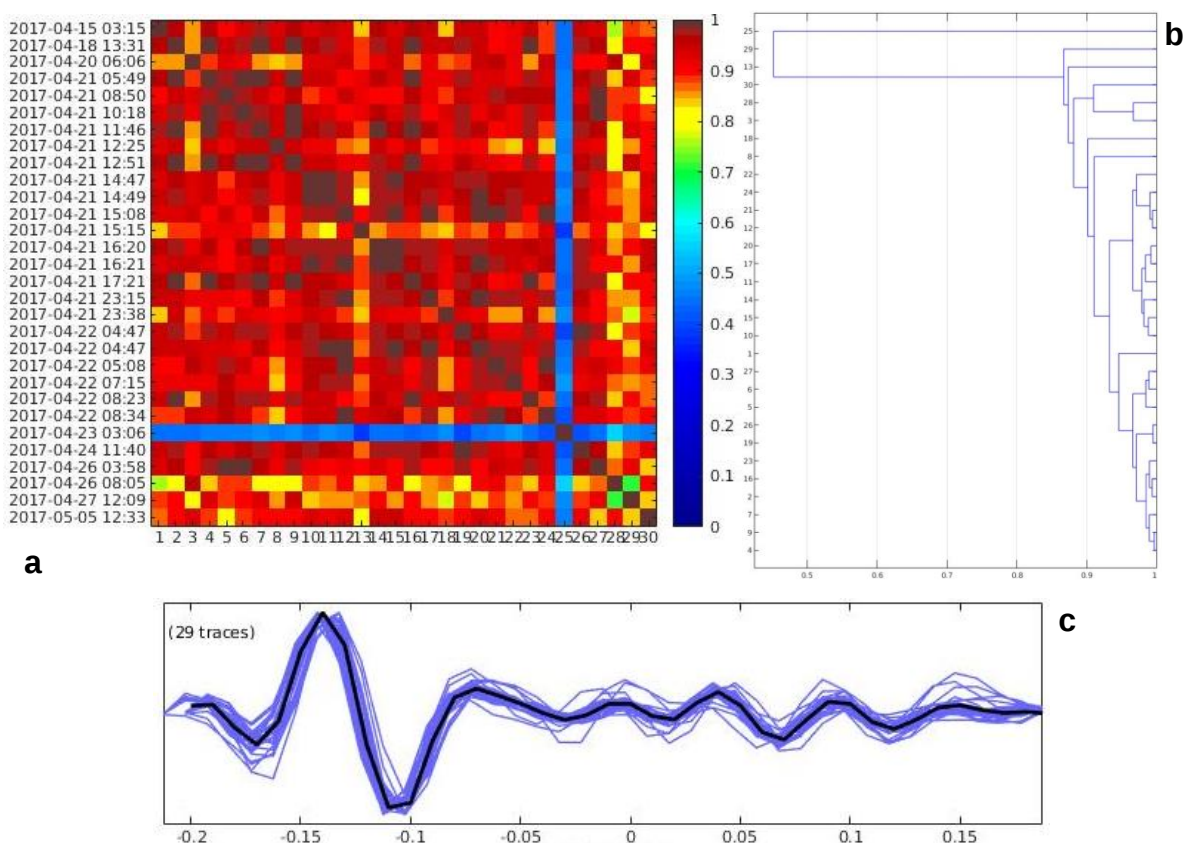


Figura 3.3: Exemplo do método de correlação de forma de onda aplicado ao cluster 3 e utilizado em cada cluster de terremotos (verificar seção 5). a) Matriz de correlação cruzada; b) dendrograma; c) formas de onda correlacionadas.

3.5 Relocação dos eventos sísmicos

Foi utilizado nesta Dissertação o programa hypoDD, elaborado por Waldhauser & Ellsworth (2000), que consiste na obtenção de posições relativas dos hipocentros usando a técnica de dupla-diferença. Este algoritmo tenta melhorar as localizações originais pertencentes a clusters de eventos, removendo efeitos gerados por imprecisões no modelo de velocidades.

Os erros contidos nos modelos crustais de velocidade são refletidos na localização de terremoto, promovendo imprecisão na determinação hipocentral. No entanto, a diferença de tempo de percurso entre um par de eventos com separação hipocentral mínima associada a uma estação se torna praticamente independente da heterogeneidade do meio ao longo dos caminhos de raios, Figura 3.4. Os eventos, incluindo os que indicaram razão V_p/V_s anômala na Figura 3.2, podem então ter localizações relativas mais precisas através da minimização das diferenças residuais dos tempos de percurso por um par de terremoto em uma estação.

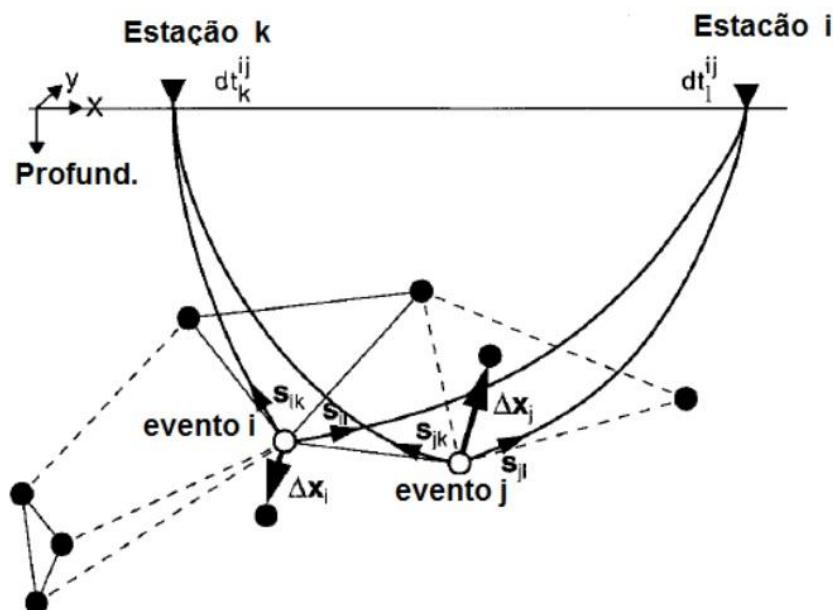


Figura 3.4: Exemplo do procedimento de relocação de sismos. O Triângulo indica a posição das duas estações no registro de dois eventos sísmicos (i e j) representados pelos círculos brancos. Círculos pretos apontam sismos vizinhos na composição da região fonte. As setas grossas (Δx) apontam para a nova localização hipocentral. As setas menores representam o vetor vagarosidade (s) associado a cada estação. O parâmetro (dt) indica a diferença do tempo de percurso para o par de eventos testado (círculos brancos). Retirado de Lima Neto (2013).

Desta maneira, após os eventos serem primeiramente localizados de maneira individual, como descrito na seção 3.2, pares de terremotos cuja separação é suficientemente pequena em comparação a distância entre o hipocentro e a estação que os observa são selecionados. Além disso, parâmetros adicionais são postos para restringir pares de eventos fortemente conectados, como número mínimo de 6 ligações com outros pares e número mínimo de 6 observações (toda a rede sismográfica) dentro de um raio de busca que compreende todo o cluster.

Somente os clusters de eventos com coeficiente de correlação acima de 0.8 abrangendo uma quantidade mínima de 10 sismos foram selecionados para o procedimento de realocação. Embora a solução esteja aproximadamente isenta de erros sistemáticos no tempo de percurso devido a efeitos de anisotropia, erros aleatórios presentes na localização original, assim como imprecisão de leitura das fases sísmicas permanecerão na solução final.

3.6 Estimativa de magnitude

Para estimar o tamanho dos terremotos localizados, neste trabalho foi utilizada a escala de magnitude local elaborada por Richter (1935) para o sul da

Califórnia e com as constantes corrigidas por Hutton & Boore (1987), equação 3.6. Esta escala é apropriada para terremotos com distância epicentral de no máximo 1500 km e com profundidade rasa, que são características semelhantes com a da área de estudo.

$$M_L = \log(A) + 1.11 \log(D) + 0.00189 D - 2.09 \quad (3.6)$$

em que A é a máxima amplitude demarcada na onda S no sismograma, sendo dada em nm, e D é a distância epicentral, dada em km.

No entanto, esta fórmula foi desenvolvida em sismógrafos do tipo *Wood-Anderson*, instrumentação diferente das dispostas pela rede sismográfica usada. Por isso, no procedimento de determinação da magnitude fez-se necessário realizar uma simulação para o sismógrafo *Wood-Anderson*. Isso só foi possível fazendo a deconvolução do sinal, retirando a resposta instrumental, e em seguida efetuando a convolução, introduzindo a resposta visada.

Entretanto, devido ao fato de só possuímos os arquivos de resposta instrumental para uma única estação, as estimativas de magnitude ficaram restritas apenas para estação NBCL. Assim, são calculadas as magnitudes de cada componente desta estação, sendo o resultado a sua média.

3.7 Mecanismo focal composto

O conhecimento do estado de esforços pode ser uma peça-chave para o entendimento da sismicidade em uma determinada região. Uma das teorias mais aceitas para explicar a ocorrência de terremotos é a de Reid (1910). De acordo com esta teoria, a litosfera terrestre responde a um determinado regime de esforço com deformação elástica até um ponto em que o esforço excede a resistência da rocha. A partir deste ponto, ocorre a ruptura e a energia é liberada abruptamente parte em propagação de ondas sísmicas, parte em dissipação de calor.

Essa dinâmica promove a movimentação de uma falha geológica pré-existente ou a criação de alguma nova. A orientação dessa falha e o seu tipo de movimento definem o mecanismo focal de um sismo. Neste trabalho, utilizamos o programa FOCmec (Snoke, 2003), em que se baseia no método da razão entre

amplitudes S/P (Kisslinger, 1980) para restringir possíveis soluções de mecanismo focal a partir de polaridades do primeiro movimento da onda P.

Uma vez que os raios sísmicos são refratados para um ângulo de incidência aproximadamente vertical na superfície, variações sistemáticas do primeiro movimento da onda P podem ser esperadas ao redor do plano de falha. Em regiões de compressão, o primeiro movimento de onda P se configura para cima (representado como “+” na Figura 3.5), enquanto em regiões de dilatação este movimento se polariza para baixo (representado como “-” na Figura 3.5). Próxima aos planos nodais, esta polaridade não é clara. O eixo de compressão P se posiciona no quadrante de dilatação e o eixo de tensão T se posiciona no quadrante de compressão.

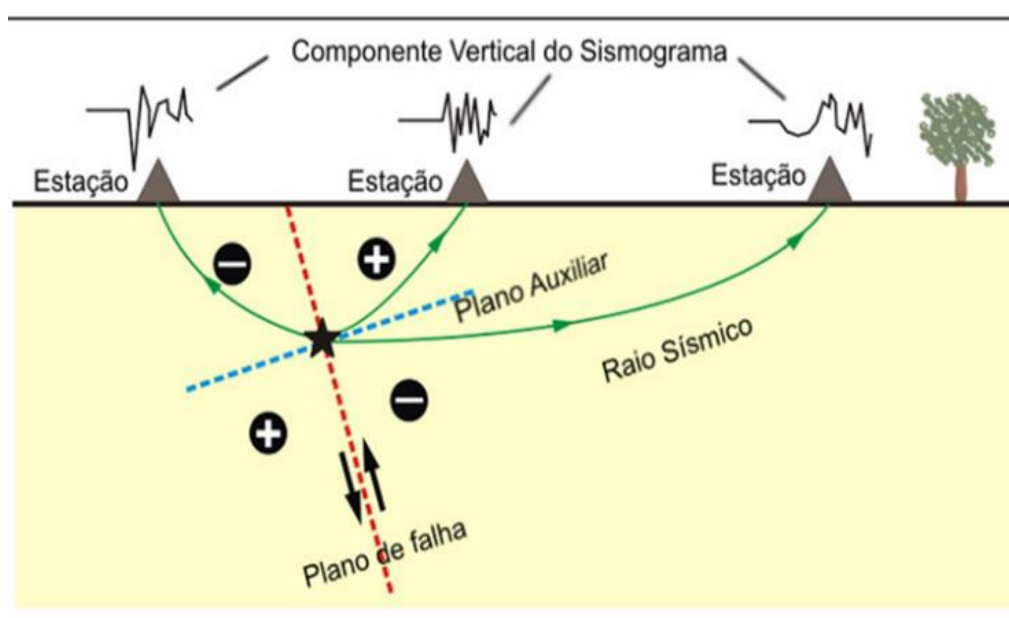


Figura 3.5: Esquema do padrão de radiação da onda sísmica a partir do hipocentro (estrela) de um terremoto. As setas verdes indicam o caminho do raio sísmico até as estações (triângulos) e as polaridades (positivas ou negativas) apontam regiões de compressão e dilatação, respectivamente, ao redor do plano de falha (linha tracejada vermelha). As estações que estão em áreas de compressão registram o primeiro movimento do solo para cima, enquanto as que não estão registram o primeiro movimento do solo para baixo. Retirado de Lopes (2010).

Quando se tem poucas estações no registro de eventos pequenos, uma forma de restringir a solução do mecanismo focal é realizada usando as razões entre as amplitudes das ondas S e P como em Kisslinger (1980). Neste caso, a amplitude das ondas P tende a ser menor em regiões próxima aos planos nodais e maiores em áreas perto dos eixos P e T, enquanto as ondas S são maiores na vizinhança dos planos nodais (Hardebeck & Shearer, 2003), conforme ilustra a

Figura 3.6. Essa variação sistemática permite associar valores pequenos dessas razões a regiões de compressão e Tensão e valores grandes aos planos nodais. A partir disso é possível restringir o mecanismo focal.

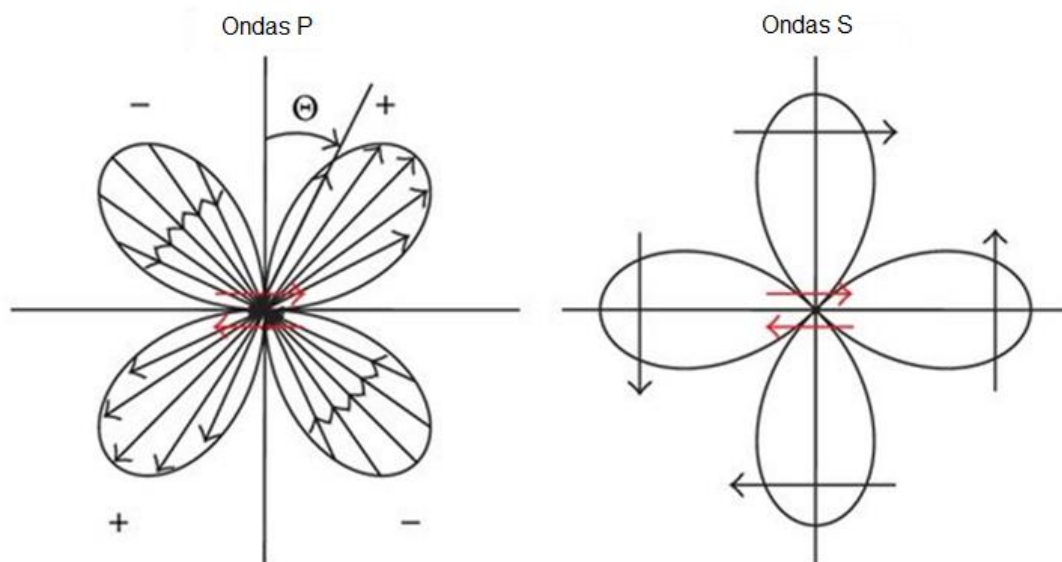


Figura 3.6: Padrão de radiação das ondas P e S. Ondas P possuem amplitude máxima a 45° dos planos nodais e mínima nos planos nodais. Ondas S se comportam contrariamente, possuindo amplitude máxima nos planos nodais. Modificado de (Gosar, 2014).

Considerando que os hipocentros sejam distribuídos em uma área pequena, próximos às estações sismográficas, com coeficientes de correlação elevada, é válido supor que a fonte de todos os terremotos observados de um determinado grupo (*cluster*) é a mesma. Desta maneira, pode-se assim determinar o mecanismo focal composto no qual apenas um mecanismo representa o grupo de abalos sísmicos de uma área específica. Esta é uma abordagem útil quando se tem poucas estações ao redor do foco, sendo realizada com sucesso em vários estudos de sismicidade no Nordeste do Brasil tais como (Costa et al., 2017; França et al., 2004b; Oliveira et al., 2015).

4 PROCESSAMENTO DOS DADOS

4.1 Identificação de terremotos

Para identificar os eventos nos sismogramas e determinar suas picagens, foi utilizado o *software* de análise sísmico SEISAN (Havskov and Ottemöller, 1999). Foram analisados visualmente todos os sismogramas pertencentes ao período de aquisição de dados com a finalidade de identificar os terremotos que ocorreram na região de estudos. Neste processo, foi aplicado uma sequência de filtros de frequência passa-banda que possibilitassem identificar ou ressaltar o sismo.

Na Figura 4.1 abaixo pode-se observar os sismogramas do dia 6 de abril de 2017 com o traço de 4 min, das 09:45 h às 09:49 h, com a aplicação de filtro passa-banda de 10 a 15 Hz. O terremoto identificado está destacado pelo retângulo vermelho. Além disso, é também visível a correspondência entre as suas respectivas componentes vertical (HHZ) e horizontais, nas direções Norte-Sul (HH1) e Leste-Oeste (HH2). Para a estação NBCL, as componentes horizontais são identificadas como HHE (direção Leste-Oeste) e HHN (direção Norte-Sul).

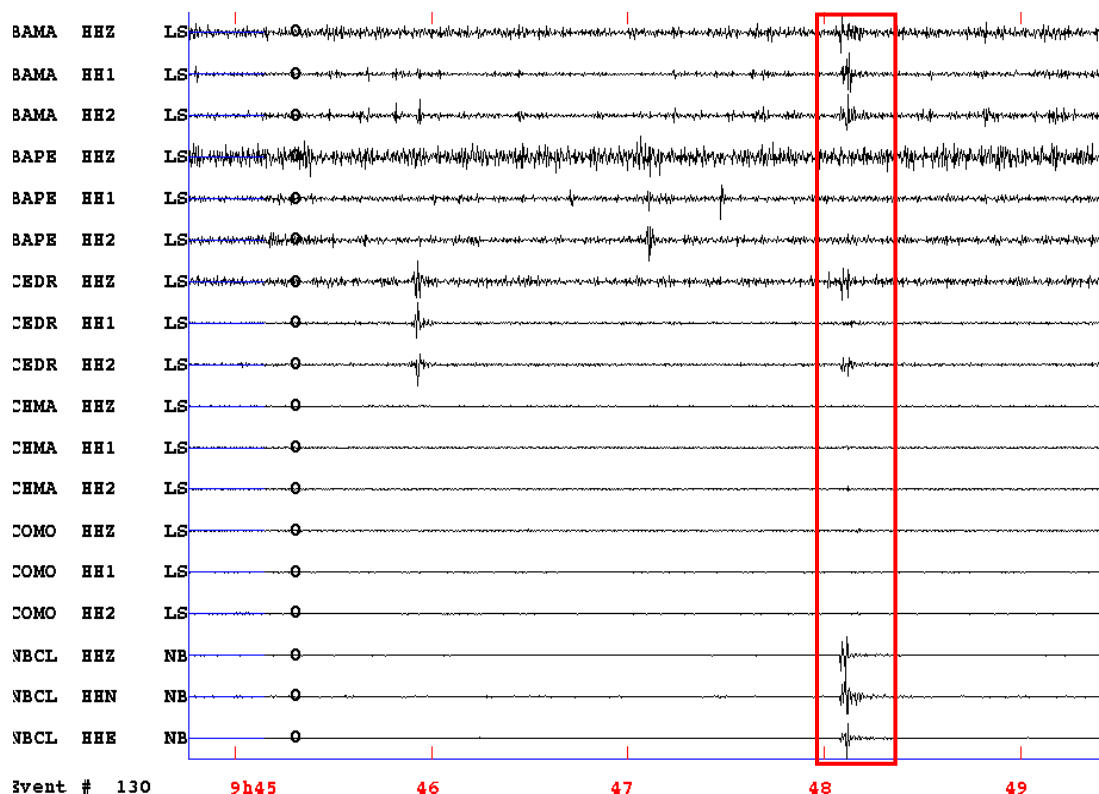


Figura 4.1: Sismogramas do dia 06 de abril de 2017 (09:45h-09:49h) com aplicação de filtro passa-banda de 10 a 15 Hz.

4.2 Picagem

Os sismogramas dos eventos identificados são salvos para que posteriormente seja realizada a picagem. Este procedimento consiste nas marcações dos tempos de chegada das ondas P e S para cada sismo registrado em cada estação. Isso é necessário para que seja possível executar a inversão hipocentral. Além disso, são marcadas as polaridades do primeiro movimento da onda P e as amplitudes das ondas P, S_V e S_H nas componentes vertical e transversal, respectivamente, para o cálculo do mecanismo focal. Por fim, também são demarcadas as máximas amplitudes na onda S para a estimativa de magnitude local.

A Figura 4.2 ilustra um exemplo das picagens do tempo de chegada da onda P, de sua polaridade do primeiro movimento e de sua amplitude feita na estação NBCL para um evento que ocorreu às 09:43 UTC do dia 1 de abril de 2017. As picagens de onda P foram feitas predominantemente na componente vertical (HHZ) de cada estação. Os traços, em vermelho, “P” e “AMPG”, indicam as marcações do tempo de chegada e da amplitude medida da onda P. O índice “C” representa a polaridade demarcada como *compressional* (Em outras notações pode ser identificada como U (*up*), para cima ou +).

Como se pode notar, no painel superior da Figura 4.2 há oscilações espúrias que obscurecem o início do evento. Tal fenômeno acontece devido a redigitalização que os registradores dos sismógrafos fazem de 1000 para 100 amostras por segundo, por questões de economia de espaço para armanejamento. Esse procedimento é realizado utilizando um filtro *anti-alias*, que nada mais é do que um filtro passa-baixa com frequência de canto configurada para ser a frequência de Nyquist. No entanto, a sua resposta do impulso oscila com frequências próximas às frequências de canto, um efeito chamado de Fenômeno de Gibbs (Oppenheim et al., 1989). Devido a simetria desta resposta do impulso, os inícios de muitos sinais impulsivos são obscurecidos por oscilações precursoras (Scherbaum, 2001).

Para contornar este efeito, os sismogramas foram filtrados com um filtro passa-baixa de até 40 Hz, eliminando as frequências próximas às frequências de canto. O painel inferior da Figura 4.2 mostra o mesmo evento, porém agora filtrado. Como se pode notar, os sinais foram “limpos” dos efeitos espúrios. Vale

salientar que este procedimento deve ser realizado com cuidado, preferencialmente sem a aplicação de filtros com bandas de frequência mais estreitas, uma vez que o uso do mesmo pode acarretar um deslocamento temporal do dado (Bormann, 2002).

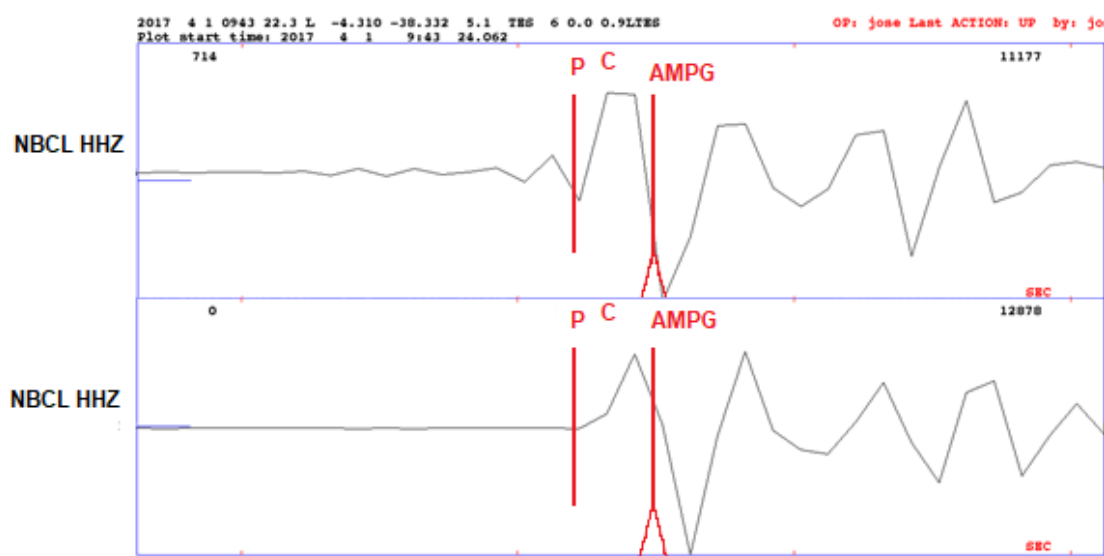


Figura 4.2: Sismograma da componente Z da estação NBCL, no registro do evento de 1 de abril de 2017 (09:43). O sismograma da parte superior indica o início de um evento sem aplicação de filtro, enquanto o mesmo é apresentado na parte de baixo com aplicação de filtro entre 0 e 40 hz.

Desta forma, são atribuídos pesos no momento da picagem que variam de 1 a 3. O peso 1 é associado às fases que são claramente vistas nos sismogramas sem a aplicação de filtro. O peso 2 é normalmente utilizado para marcação das fases sísmicas que são mais bem identificadas com filtragem, sendo não encontradas sem a aplicação de filtros. O peso 3 indica que a fase sísmica não é tão perceptível mesmo com a aplicação de filtros de frequência. De um modo geral, esses pesos apontam um grau de precisão para localização dos eventos, sendo quanto maior o valor maior a incerteza dos verdadeiros tempos de chegada. Estes pesos são próprios do *software* de análise sísmico SEISAN. Contudo, eles são automaticamente convertidos para a notação do programa de localização hipocentral HYPO71. A maioria dos eventos sísmicos apresentou claras chegadas.

Para a picagem das amplitudes S_v e S_h , os sismogramas foram rotacionados de suas componentes Norte-Sul e Leste-Oeste para radial e

transversal. Só então, tais amplitudes foram medidas. A Figura 4.3 mostra um exemplo de picagem da amplitude da onda S_H feita na componente transversal. Toma-se nota aqui, que por questões de aconselhamento do próprio SEISAN relacionadas a uma melhor confiabilidade nas picagens de amplitude, as amplitudes foram mensuradas apenas nas componentes vertical e transversal.

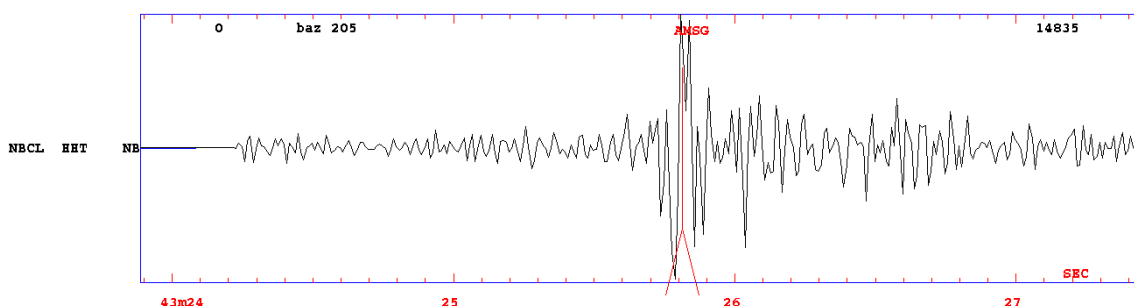


Figura 4.3: Exemplo de picagem da amplitude S_H no sismograma de componente transversal.

Para a determinação da magnitude é aplicado um zoom ao redor da onda S e então feita a simulação Wood-Anderson, que consiste na retirada da resposta instrumental e inserção da resposta do sismógrafo Wood-Anderson. Isso é necessário, pois a escala de magnitude local foi feita usando este tipo de sismógrafo. Entretanto, devido ao fato de só possuímos os arquivos de resposta instrumental para uma única estação, as estimativas de magnitude ficaram restritas apenas para estação NBCL.

Por fim, são marcados o pico e o vale da maior amplitude. A Figura 4.4 mostra esse procedimento. Desta maneira o programa HYPOCENTER, embutido no SEISAN, reconhece as picagens realizadas e calcula as magnitudes em cada componente da estação NBCL, de acordo com a equação 3.6. Na Figura 4.4 as linhas em vermelho indicam as máximas amplitudes para determinação da magnitude local após a simulação Wood-Anderson. Por fim, a magnitude do evento será a média de cada componente.

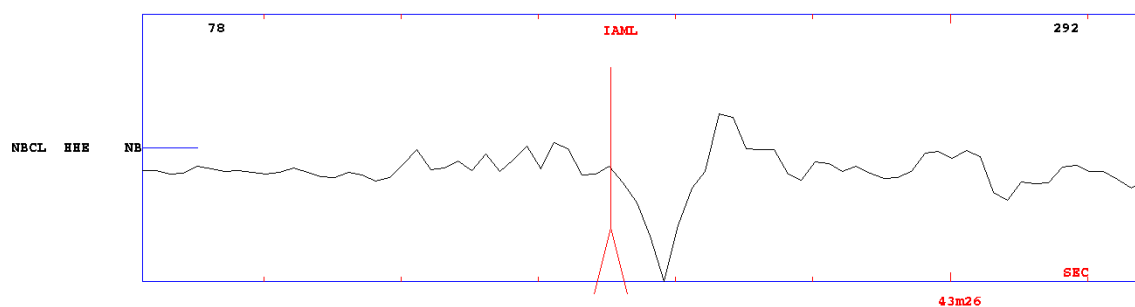


Figura 4.4: Picagem das máximas amplitudes do evento sísmico do dia 01 de abril às 09:43h registrado pela estação NBCL.

5 ARTIGO SUBMETIDO

O manuscrito **“Intraplate earthquakes in the Potiguar Basin, Brazil: evidence for superposition of local and regional stresses and implications for moderate-size earthquake occurrence”** foi submetido no dia 18/11/2019 ao periódico *Journal of Geodynamics* de Webqualis A2.

**Intraplate earthquakes in the Potiguar Basin, Brazil: evidence for
superposition of local and regional stresses and implications for moderate-
size earthquake occurrence**

J. A. S. Fonsêca ^a; J.M. Ferreira ^a; A. F. do Nascimento ^{a,*}; F. H. R. Bezerra ^b; H.
C. Lima Neto ^c; E. A. S. de Menezes ^a

^a Departamento de Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte,
Campus Universitário, Natal, RN 59078-970, Brazil

^b Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte,
Campus Universitário, Natal, RN 59078-970, Brazil

^c Escola de Engenharias e TI, Universidade Potiguar, Natal, RN 59052-700,
Brazil

* Corresponding author.

E-mail address: nascimentoafd@gmail.com (A. F. do Nascimento)

Abstract

The understanding of earthquake occurrence in intraplate areas has been one of the most difficult tasks in Seismology. Attenuation of seismic waves in these areas is lower compared to border plate regions. Consequently, even moderate magnitude earthquakes can represent great hazard. In this case, assessing the stress field in intraplate regions is important to better understanding the earthquake generating mechanisms. We analyzed 241 earthquakes of the 2017 seismic sequence in NW Potiguar Basin and estimated the stress regime. Seismically defined faults were determined for 4 high-precision relocated NW-SE- and NE-SW-trending clusters. Faulting intersection acting in one of this clusters was representative for suggest Intersection model for intraplate earthquakes as possible explanation about why size moderate earthquake occur in the study region. Another cluster presented an *en echelon* fault with a clear spatiotemporal evolution and occurrence of almost entire activity in very short period, which suggest energy build-up and rapidly release between this fault segment. We were be able to calculate composite focal mechanism for three clusters, with predominant strike-slip faulting with sinistral movement. The inversion of focal mechanisms reinforce evidence for a superposition of local and regional stresses, with major compressional axis subparallel to continental equatorial margin.

Keywords: Intraplate seismicity, focal mechanism, Borborema Province.

1. Introduction

The occurrence of intraplate earthquakes is still a matter of scientific debate (e.g., Hagen, 2015; Iio et al., 2004). As a matter of fact, only 5% of global seismic moment release is associated to earthquakes in mid-plate areas (Sandiford and Egholm, 2008) and, in many cases, seismicity in stable continental regions (SCR) is not related to any surface faulting (Crone et al., 2003; Talwani, 1989). In addition, the relatively small size and long recurrence of seismic events make it difficult to illuminate structures responsible for the energy release (Kafka, 2007). However, attenuation of seismic waves in these areas is lower compared to border plate regions (Hanks and Johnston, 1992). As consequence, even moderate magnitude earthquakes can represent great hazard (Bezerra et al., 2007; Calais et al., 2016; Ferreira and Assumpção, 1983).

Additionally, assessing the stress field in intraplate regions is important to provide a better understanding of the interplay between earthquake generating mechanisms and pre-existing structures (Liu and Zoback, 1997). In an attempt to explain the nature of intraplate seismicity many models have been suggested. Sykes (1978) proposed that mid-plate earthquakes tend to occur in regions where the pre-existing weak zones influenced by the regional stress field are reactivated. These zones are characterized as sites affected by the last major orogenesis. On the other hand, local stress concentrations have been also accounted associated with geological structures as rift pillows, shallow plutons, fault bends and fault intersections (Talwani, 2017). The combination of these two different stress field scale was used by Talwani (2014) to present an unified model for intraplate earthquakes, in which uniform far-field regional stress field build-up stress in suitable geological features as local stress concentrators. However, the understanding about intraplate earthquake sources remaining with

no compliance (Ghosh et al., 2019). This work presents new possible insights on the cause and nature of medium-size earthquakes in the NW part of Potiguar Basin, which is one of the most active intraplate areas in intraplate South America.

According to Agurto-Detzel et al. (2017), mid-plate South America seismicity lies in earthquake-prone areas, where the seismic activity occurrence corresponds to the stress build-up at the brittle upper crust. Lateral contrasts of geophysical parameters delimit these regions as weakened and hotter lithosphere, where the regional stress field is concentrated.

The Borborema Province (BP), NE Brazil, is one of the most active seismic regions of the SCR of intraplate South American plate. The stress field pattern derived from focal mechanism in the BP is shown in Figure 1 and indicates a rotation of maximum horizontal stress, from NW-SE to E-W roughly parallel the continental equatorial Brazilian margin. This effect has been explained as the superposition of a compressional first order pattern with sediment load at continental shelf as well spreading stresses (density lateral variation due continental/oceanic transition) (Ferreira et al., 1998; Assumpção et al., 2016).

One of the main seismic zones of Borborema Province is located at the surrounding basement of the Potiguar sedimentary basin. The NW border of this sedimentary basin is where a 5.2 (mb) magnitude event occurred in 1980 near to city of Cascavel, in the state of Ceará (Ferreira and Assumpção, 1983; Ferreira et al., 1998). This earthquake was felt up to 600 km from the epicentral zone and caused collapse and damage of buildings in the epicenter. The entire activity, including the related aftershocks lasted for more than two years (Berrocal et al., 1984; Assumpção et al., 1985). The area was active from 1980 until 1998. After

this period, practically no events were felt or recorded in the area. However, seismic activity increased again with records of small (~ 3.0 mR) magnitude events in November 2016. During the period of March 2017 until December 2017, we were able to deploy a portable digital seismographic network in the Cascavel region and to analyze its seismicity based in relocated events of high precision, estimating the present-day stress field by inversion of focal mechanisms and speculating about mechanisms that generates intraplate earthquakes.

The main goals of the presents study are (1) to analyze the seismic sequence in 2017 and reassess previous sequences in the epicentral area, (2) to relocate seismic events with high cross-correlation coefficient, (3) to invert focal mechanisms to determine stress regime; (4) to assess how *en echelon* fault contributes for stress build-up and rapid energy release, and (5) to investigate how lateral contrast of density and sediment load influence the regional stress regime.

2. Tectonic and Seismological Settings

2.1. Tectonic setting of the study area

The Borborema Province is located in the NE South American platform, divided between four domains, which are separated by major ductile shear zones (Brito Neves et al., 2009). The study area is located at the Northern domain, more specifically at the NW Potiguar Basin (PoB) (Fig. 1). This domain is limited to the west by the Parnaíba Basin (PnB) and to the south by the Patos Lineament (PaL). Basement Pre-Cambrian and Phanerozoic sedimentary cover of PoB constitute the study region, Cascavel, Ceará State (Almeida et al., 2000).

The Borborema Province was consolidated at the end of Proterozoic era, during the Brasiliano Cycle, in which it was deformed, metamorphosed and intruded. It is divided between gneiss migmatite terrains and the interior fold belts. The NE-oriented fold belts and the E-W-oriented shear zones represent its major structural features (Brito Neves et al., 2009). Near to Cascavel county area, the most remarkable structure is the Senador Pompeu Lineament (SPL), a NE shear zone (Matos, 1992) illustrated in Figure 1.

Three different phases occurred during the fragmentation process of West Gondwana, that formed the Brazilian east margin basins, which includes the Potiguar Basin (Syn-rift I, Syn-rift II and Syn-rift III) (Chang et al., 1988). Syn-rift phase I is marked by intense magmatism from Late of Jurassic to Early of Berriasian intruding Precambrian basement rocks and affecting PoB as the swarm of dykes Rio Ceará-Mirim. The graben was formed by extensional stresses WNW-ESE-oriented between the Upper Neocomian and Barremian, filling most portion of PB in the Syn-rift phase II. During the Upper Barremian, Syn-rift phase III was marked by the main stretch on the east margin, thus setting a shift in the direction of maximum extensive stresses to approximately E-W. In addition, the emerged portion in the basin was aborted, while the immersed portion showed major deformation in the most distal region of the Equatorial Margin. This configuration attributed a greater contribution of sedimentary load in the continental shelf of the equatorial margin of northeastern Brazil. The study region is predominantly covered by the Barreiras Formation, consisting of conglomerates and sandstones. The sedimentary cover thicknesses rarely exceeding 50 m in the study area (Pessoa Neto et al., 2007).

2.2 Cascavel seismicity

Only from 1989 onwards it was possible to study instrumentally the Cascavel region, where two campaigns were carried out. The first was carried out from July 1989 to December 1993, while the second campaign from December 1993 to March 1994. Both campaigns demonstrate different epicentral areas, in which are illustrated the best 112 earthquakes ($\text{rms} \leq 0.04$ s and $\text{erh} \leq 0.4$ km) in Figure 2 as triangle and star symbols, respectively. Ferreira et al. (1998) determined composite focal mechanism for the main activity (1994), which presented a left-lateral strike-slip fault with strike = 154° , dip = 76° and rake = -6° .

From December 1996 to April 1997 402 seismic events were catalogued, which Vilar (2000) calculated composite focal mechanisms for 21 best earthquakes ($\text{rms} \leq 0.01$ s, $\text{erh} \leq 0.1$ km and $\text{erz} \leq 0.1$ km and gap $\leq 180^\circ$) divided into 2 clusters, named of *a* and *b*. These seismic events are illustrated in Figure 2 as square symbol. Fault plane parameters indicate two left-lateral strike-slip faults with strike = 138° , dip = 80° and rake = -15° for cluster *a* and strike = 138° , dip = 77° and rake = -5° for cluster *b*.

Between September 1997 and March 1998, the last campaign was carried out in Cascavel, where 92 earthquakes could be located with following criteria by Gomes (2007): $\text{rms} \leq 0.02$ s, $\text{erh} \leq 0.5$ km and $\text{erz} \leq 0.2$ km (Diamond symbol in Figure 2). Focal mechanism was not calculated, however linear regression of of epicenter points for an azimuth = 148° .

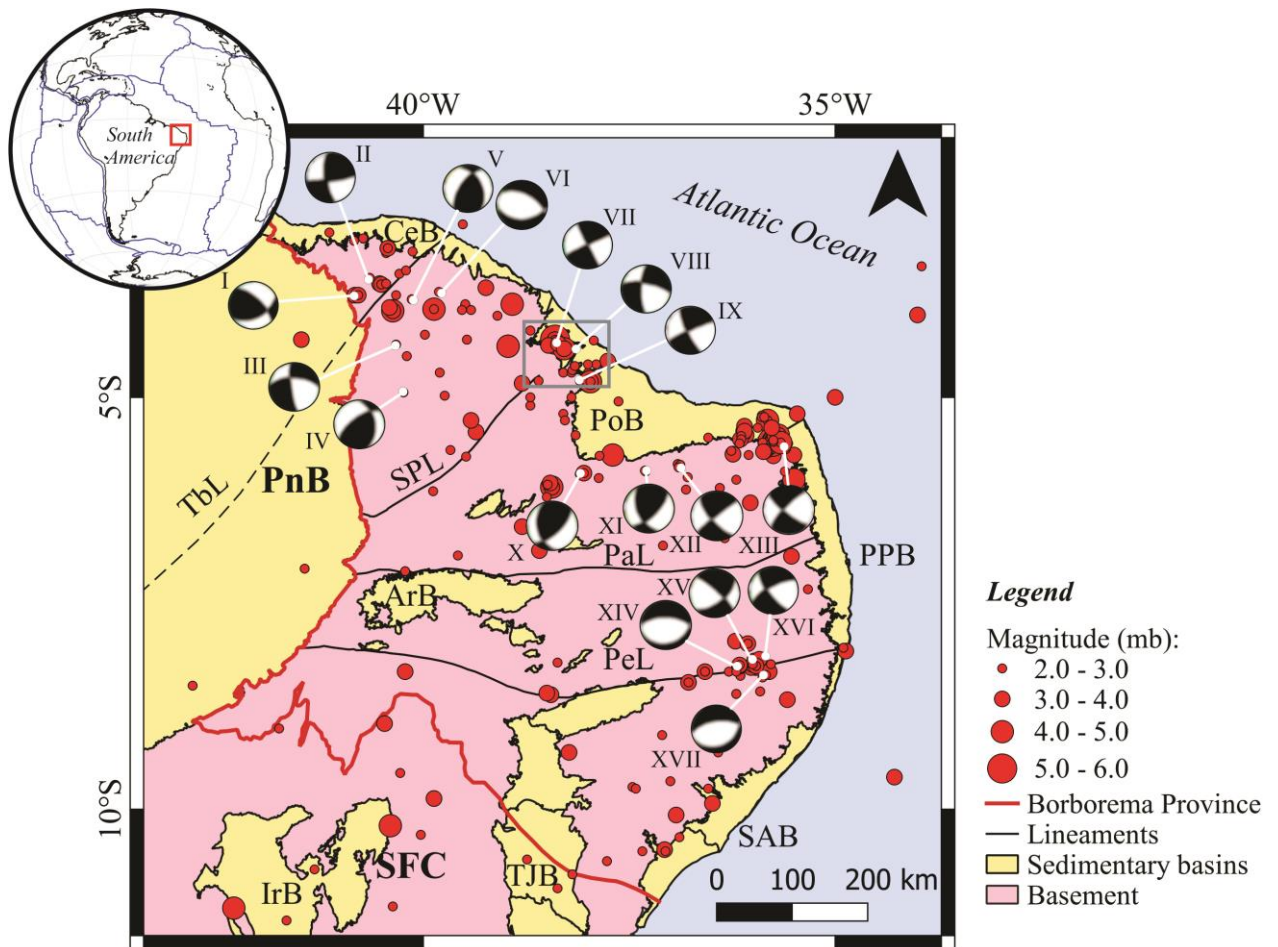


Figure 1: Location of the study area with simplified geology. The units described in the figure are the São Francisco Cráton (SFC), Parnaíba Basin (PB), Potiguar Basin (PoB), Pernambuco-Paraíba Basin (PPB), Sergipe-Alagoas Basin (SAB), Tucano-Jatoba Basin (TJB) and the Neoproterozoic Lineaments: Senador Pompeu (SPL), Patos (PaL) and Pernambuco (PeL). Epicenters are from Brazilian Seismic Bulletin. Focal mechanisms were collected from (Bezerra et al., 2011).

3. Methods

3.1. Earthquake Data Acquisition and Processing

The network was composed by five short period triaxial sensors and one broad band triaxial sensor, both with SMART24 © recorders, Fig 3. The COMO

station it worked by using 50 sample per second, while the rest it worked with 100 sample per second. The network has been operating in this area from 24 March 2017 to 12 December 2017. We visually analyze seismograms corresponding to period of acquisition data in order to identify seismic events. We marked arrival times of the P and S waves, first motion polarity of P wave and amplitude ratios (SV/P, SH/P, SV/SH), by using SEISAN seismic analysis software (Havskov and Ottemoller, 1999). Additionally, we used the local magnitude scale elaborated by Richter (1935) for southern California with the constants corrected by Hutton and Boore (1987). Maximum S-wave amplitude measurements for magnitude estimation were restricted to the NBCL station because it was the only one to have instrumental response files available.

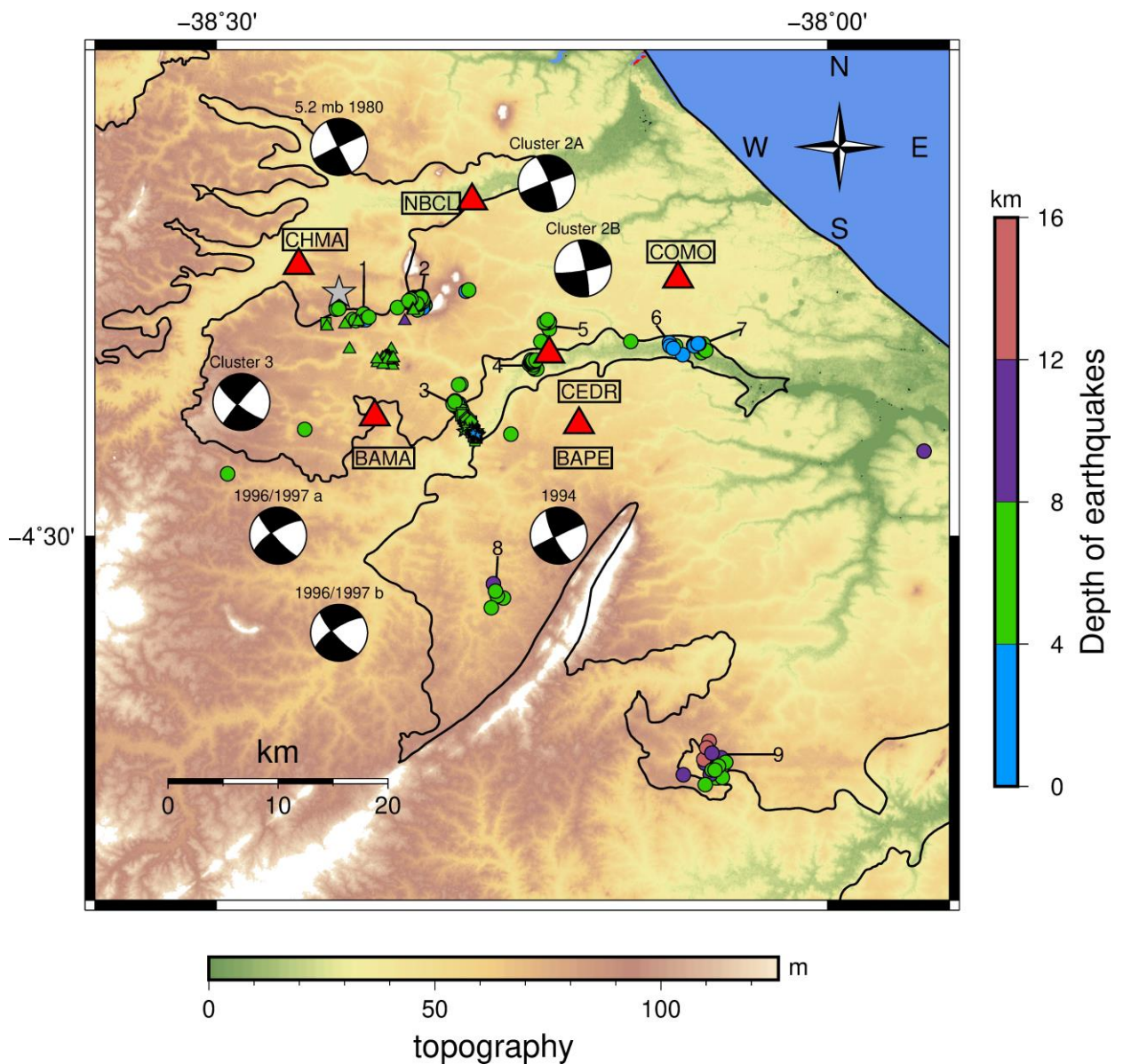


Figure 2: Hypocentral map of Cascavel region. Continue black line delimits the border of Potiguar Basin. Grey star indicates the location of the greatest earthquake NE Brazil. Red triangles represent stations used in this work. Cascavel seismicity is represented as triangle (1989 campaign), star (1994 campaign), diamond (1996-1997 campaign), squares (1997-1998 campaign) and circles (this study campaign). Depth of earthquakes are associated by the legend.

3.2 Hypocentral location

The hypocentral parameters were determined initially with Hypo71 program (Lee and Lar, 1975) for the all events, by inverting the arrival times of P and S waves. Many studies have successfully used a simple one-layer model over an infinite half-space in Borborema Province (e.g. França et al., 2004; Lima Neto et al., 2013; Oliveira et al., 2015) and at the Cascavel area (Ferreira et al., 1998; Vilar, 2000). In this work, we assume the same approach, considering a uniform Vp/Vs estimated by calculating the Wadati diagram (Wadati and Oki, 1933).

We calculated the composite Wadati diagram (Kisslinger and Engdahl, 1973) for the all events recorded in at least 3 stations, Fig. 2, and remove outliers (scattered Vp/Vs information). As a result, we obtained two Vp/Vs ratios. Most of earthquakes (166) presented a Vp/Vs ratio of 1.686 ± 0.002 , while 30 events presented a Vp/Vs ratio of 1.83 ± 0.012 . The last Vp/Vs group represents an anomalous cluster with hypocenters well oriented with respect to NW-SE direction, in which we will discuss in the follow section.

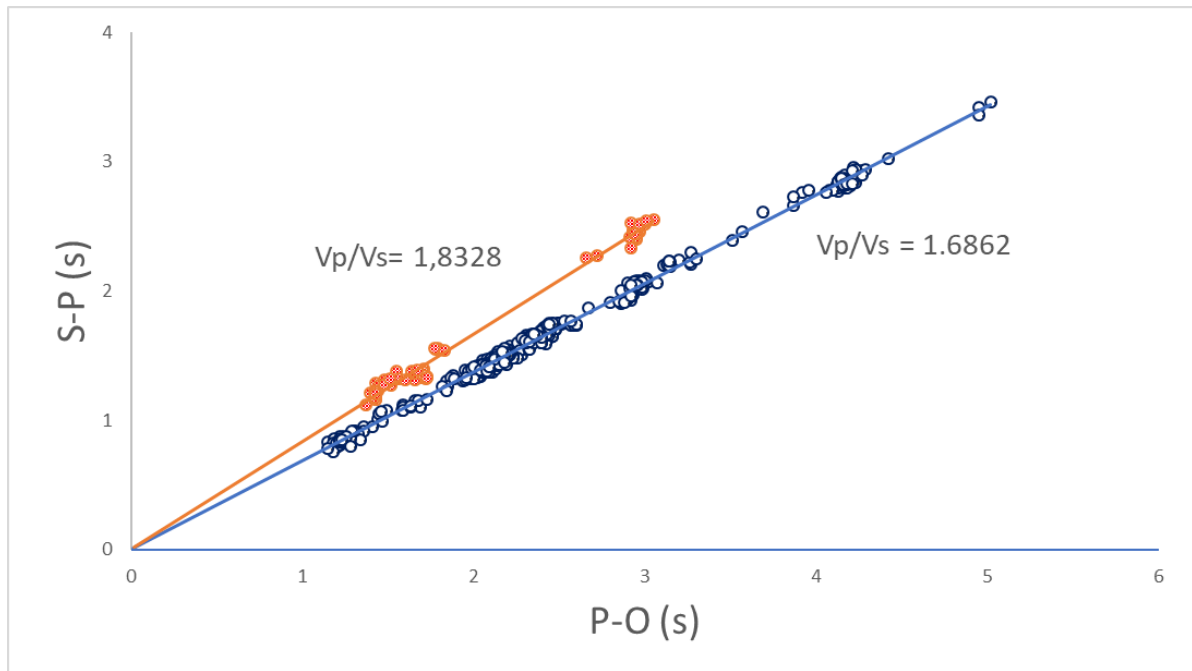


Figure 3: Wadati diagram for 2017 sequence. Blue and orange curves indicate V_p/V_s ratios of 1.686 and 1.83, respectively.

We choose the V_p/V_s ratio value of 1.69, corresponding to fitting curve that belongs to most of seismic events to estimate V_p in an approach of trial and error. This ratio value was fixed, and the P wave velocity was varied during hypocentral location procedure. The best V_p was searched to obtain the lowest mean residual in the vertical and horizontal hypocentral parameters and rms ($erh=0.133\text{km}$, $erz=0.379\text{km}$, $rms=0.019\text{s}$, respectively) and was found to be 5.92 km/s.

3.3 Cross-Correlation

The NBCL broadband station was selected to cross-correlate all events within each event group. In addition to recording all earthquakes, this station has a high signal to noise ratio and relatively good absolute timing. We windowing

vertical components of seismograms 0.1 s before and 0.2 s after P wave picks, applying taper and Butterworth filter with band between 5 and 20 Hz. Then, we performed the cross-correlation and calculated hierarchical cluster tree relationships (dendrograms) between traces to verify the existence of subclusters.

Only clusters with 10 events or more having high correlation coefficient were selected to be relocated. The threshold used in this work to determine the Clusters was of 0.8. Clusters with number of earthquakes below this amount were not relocated.

Similar hypocenters clusters determined by cross-correlation criterion were relocated using the double-difference algorithm hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) in order to determine hypocenter with higher precision. For this purpose it is necessary that hypocentral separation for a event pair is much less than event-station distance to perform this method (Waldhauser, 2001).

3.4 Focal Mechanisms

P wave polarities and amplitude ratios (SH/P, SV/P and SV/SH) were used with FocMec code (Snoke, 2003) to calculate the nodal planes of composite focal mechanisms for each cluster relocated. Fault plane solutions were searched accordingly values of Table 1. We aim to establish the number of allowed polarity errors (ErP) always less than 25% of the total measurements (P) as well for number of allowed ratio errors (ErZ) in relationship to their total measurements (Z). Absolute amplitude error is given as Er Abs.

Table 1: Parameters used in FocMec to calculate the composite focal mechanisms. Clusters 2A, 2B and 3 were inverted to estimate the solutions. P and Z are total of measurements of P wave polarity and amplitude ratios. ErP and ErZ are allowed polarity and ratio errors, respectively Er Abs is the absolute error in amplitude ratio between the measurement and its respectively value calculated.

<i>Cluster</i>	<i>P</i>	<i>ErP</i>	<i>Z</i>	<i>ErZ</i>	<i>Er Abs</i>
<i>2A</i>	<i>173</i>	<i>21</i>	<i>172</i>	<i>21</i>	<i>0.2</i>
<i>2B</i>	<i>76</i>	<i>10</i>	<i>80</i>	<i>10</i>	<i>0.3</i>
<i>3</i>	<i>72</i>	<i>15</i>	<i>87</i>	<i>15</i>	<i>0.6</i>

4. Results

We identify 980 earthquakes, however only 241 were recorded in at least 3 stations, minimum number to calculate the hypocenters. The most of events were distributed spatially into 9 groups, which we named here from cluster 1 to 9, Fig. 3, with depths typically ranging from 4 km to 8km and concentrated at the Potiguar Basin border. Groups 1 and 5 was composed by 11 events. Group 2 consisted of 103 earthquakes, while groups 3 and 4 presented 30 and 33 seismic events, respectively. Groups 6, 7, 8 and 9, located out of seismographic array, account for 37 earthquakes together. Their magnitudes are very low ranging from -1.1 M_L to 2.7 M_L (Fig. 4).

Fig. 5 shows waveforms for each group cross-correlated with respect to their respective stack waveform (dark line) and histograms for their origin time. Only groups 2, 3, 4 and 5 presented 10 events or more with similar waveforms and correlation coefficient above of 0.8, thus able to be relocated. In addition, it

was found two subclusters for the events spatially distributed at group 4, in which we divided between clusters 4A and 4B. The group with the largest number of correlated earthquakes was cluster 2 with 100 events but are shown only 20 due the scale issue. Although Cluster 2 have not presented subclusters by waveform correlation method, it was divided spatially between 2 clusters after relocation, named 2A and 2B. Group 8 did not show any level of cross-correlation. Earthquakes of groups 1, 3, 4A, 4B, 5, 6, 7, 8 and 9 presented sparse seismicity for all period of acquisition, while seismic activity of group 2 filling all period of acquisition, being more intense in the month of April. Group 3 have concentrated almost seismic activity between 21 and 22 of April.

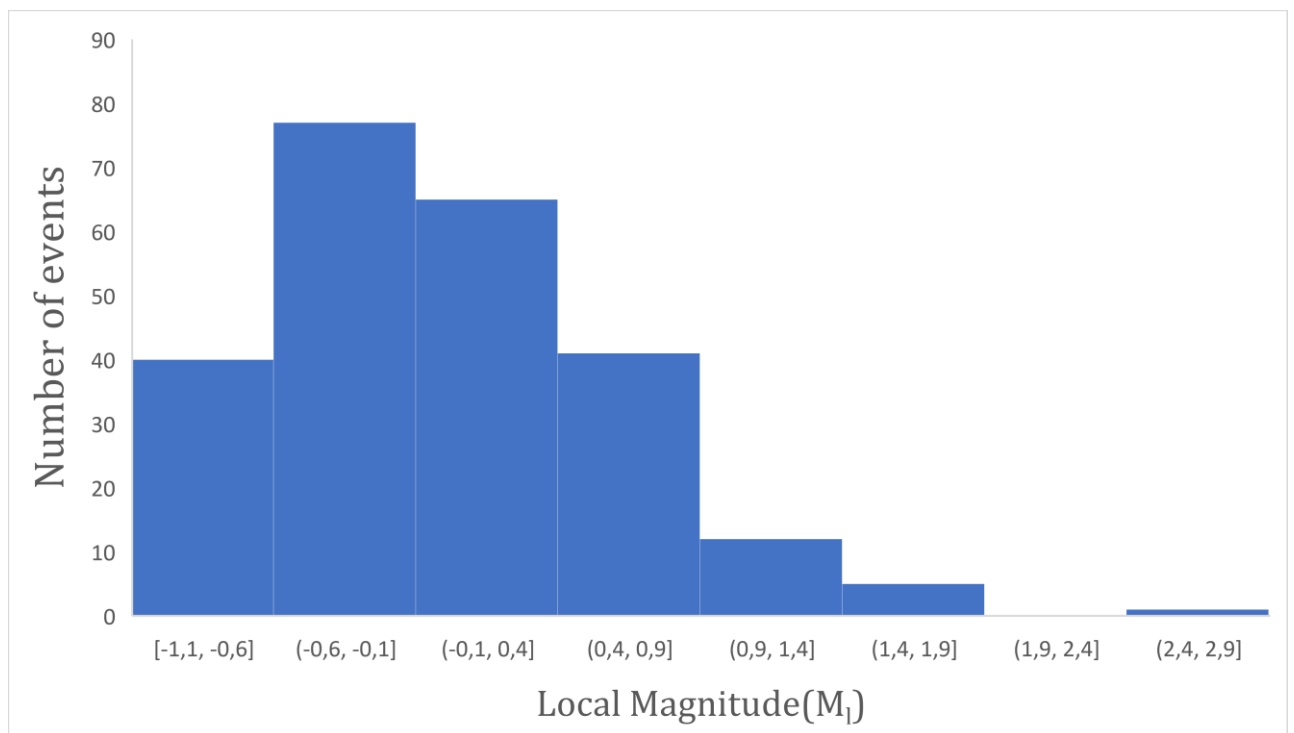


Figure 4: Magnitude histogram.

Relocated hypocenters of clusters 2A, 2B, 3, 4A and 5 are well oriented with respect to the NW-SE direction, Figs. 5, 6, 7 and 8, respectively. On the other hand, Cluster 4B seems to be oriented in NE direction. Spatially, both 4A and 4B

290 intersect. Projections of these events over vertical planes parallel and
291 perpendicular to the strike direction are shown in Figs. 6, 7 and 8. Specially,
292 Cluster 3 was plotted with hypocenters of previous works. It is possible to note
293 the evolution spatiotemporal of the epicenters growing up in NW-SE direction with
294 present day extension approximately of 5 km. However, in projection over vertical
295 plane perpendicular to strike, we verified an *en échelon* fault. Cluster 3 presented
296 an anomalous V_p/V_s ratio of 1.83. We did tests calculating Wadati diagram for
297 stations aligned roughly in the NE-SW (BAMA, CEDR and COMO) and NW-SE
298 (CHMA and BAPE stations) directions. We obtained $V_p/V_s = 1.70$ and $V_p/V_s =$
299 1.63 , respectively. In this way, anisotropy affect strongly for this cluster, which
300 could generate imprecisions locations. However, HypoDD technique remove this
301 effect in relocation process.

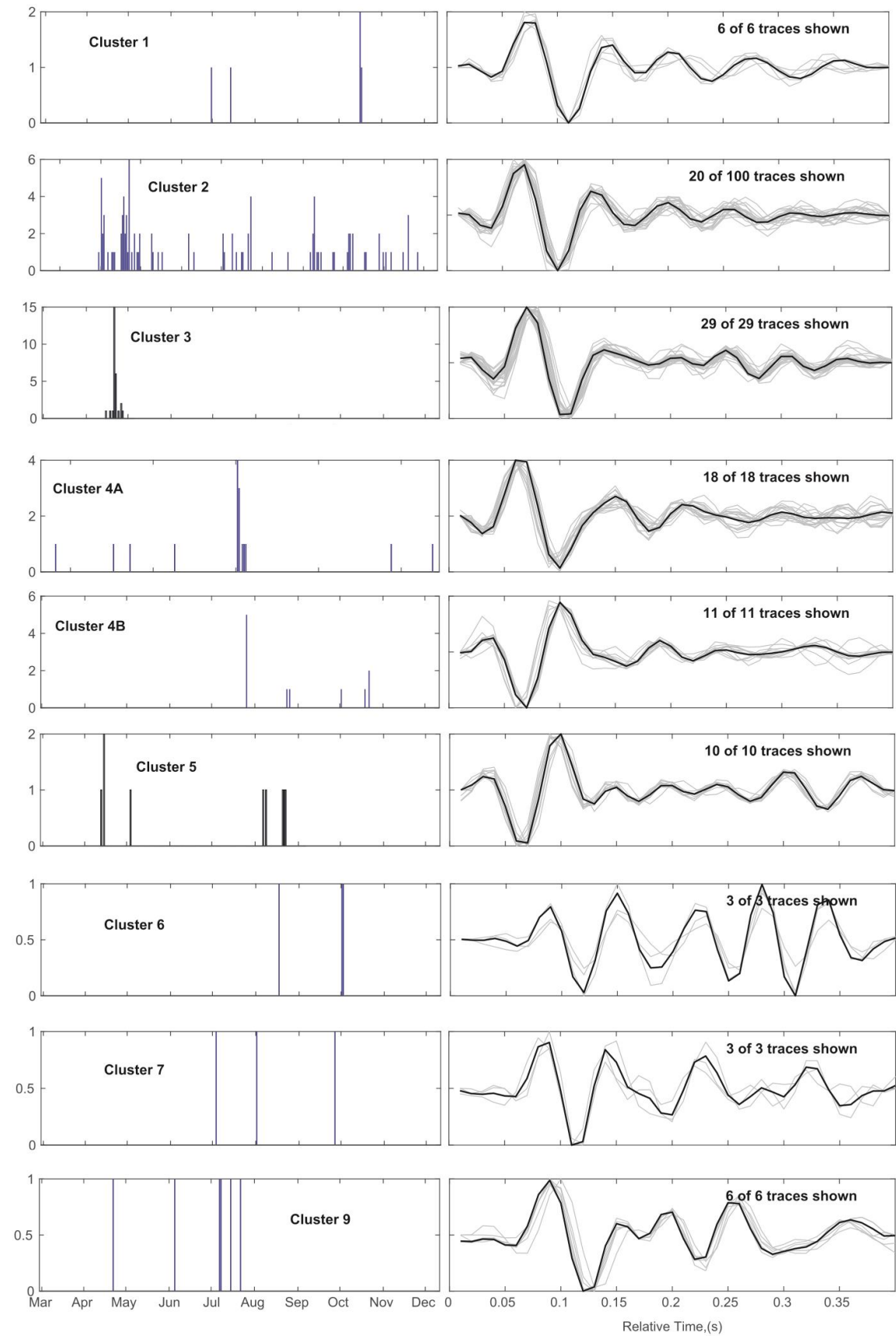


Figure 5: Seismograms of traces with high correlation coefficient (shaded traces) and their stack waveform (dark traces).

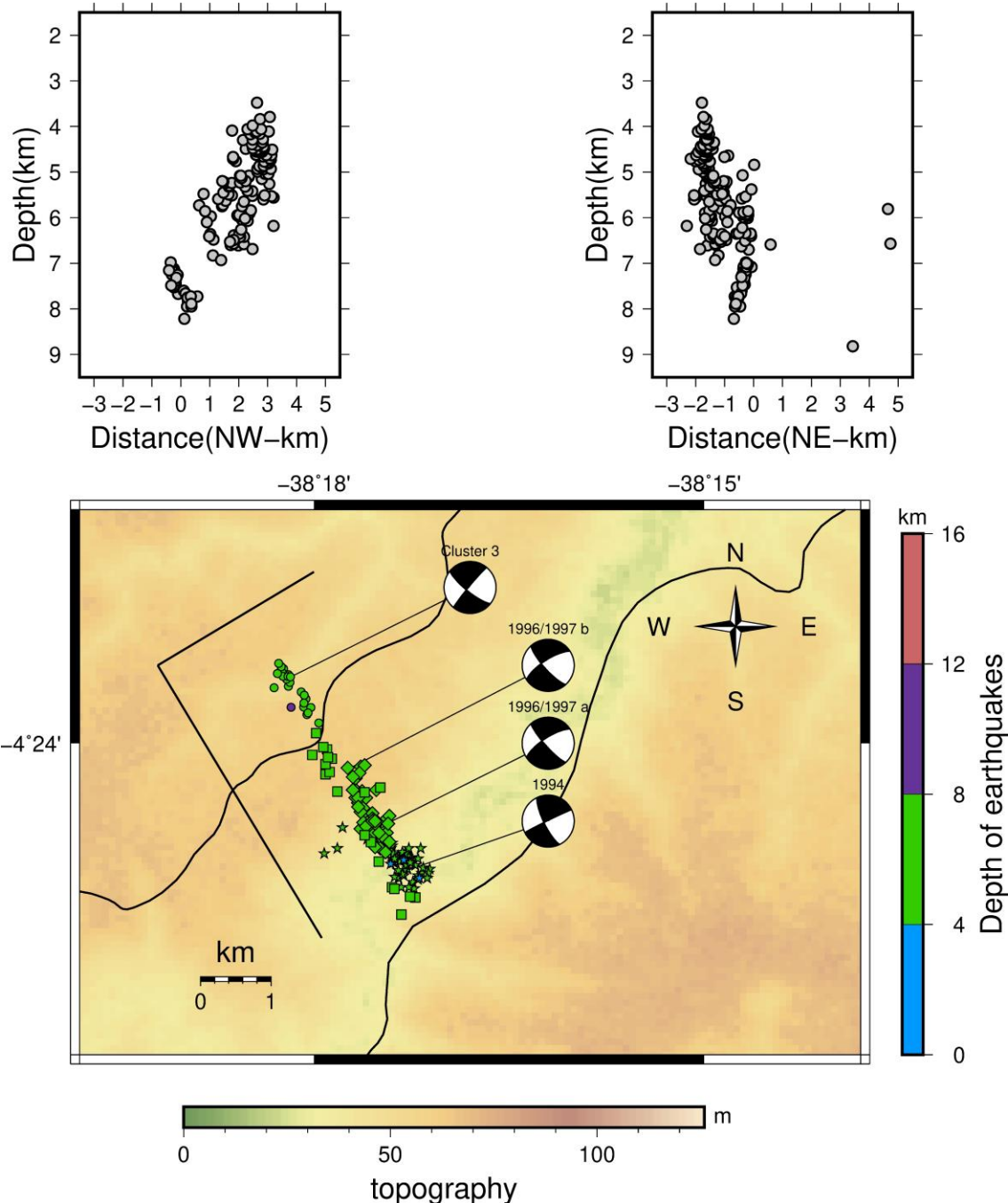


Figure 6: epicentral map for cluster 3. Vertical projections oriented parallel and perpendicular to the strike are shown at the top panel in left and right, respectively. Circles with star are epicenters from 1994 seismicity (Ferreira et

310 al., 1998), diamonds are epicenters from 1996-1997 seismicity (Vilar, 2000),
311 squares are epicenter from Gomes (2007) and circles are this work epicenters.

312

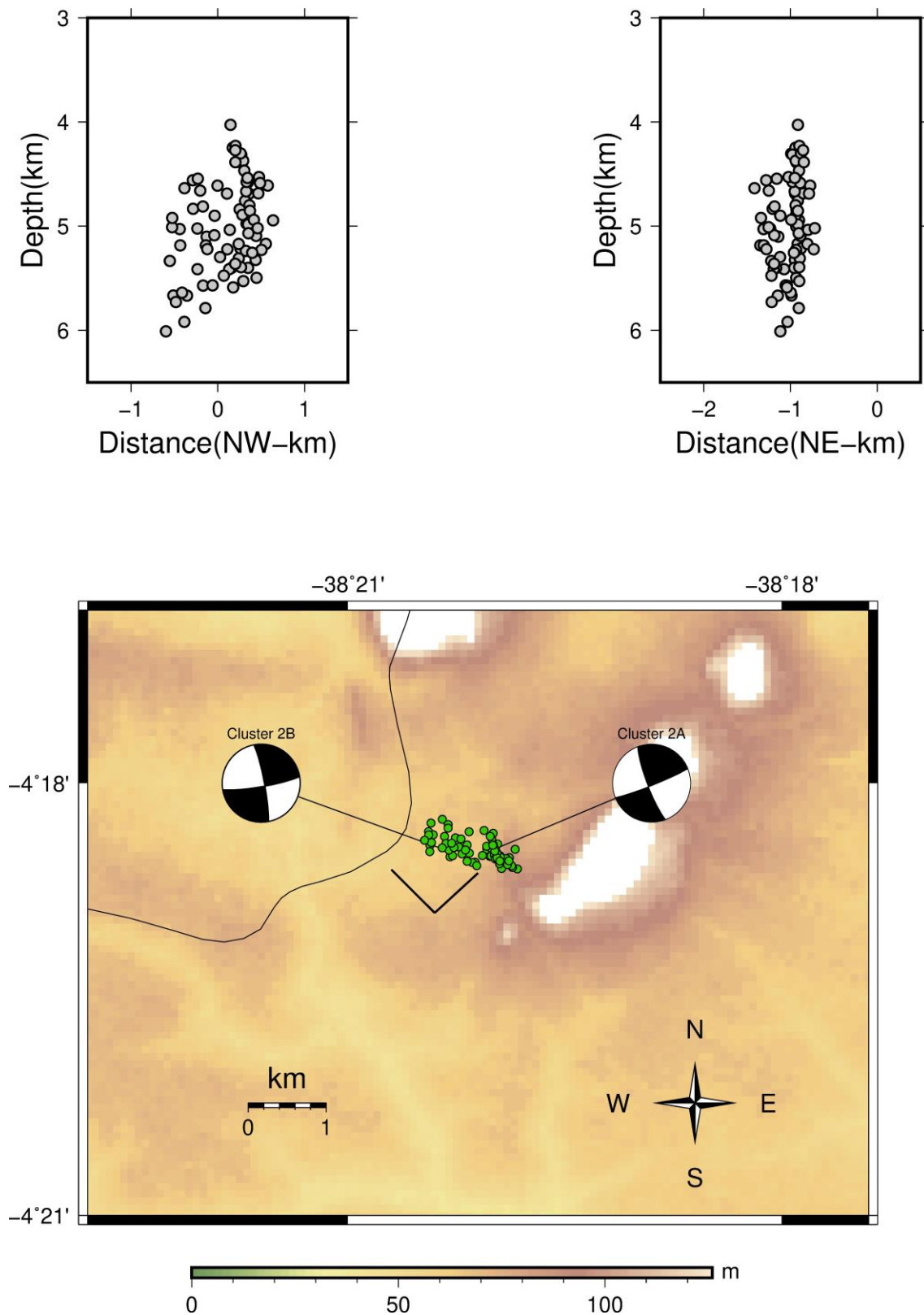


Figure 7: epicentral map for cluster 2. Vertical projections oriented parallel and perpendicular to the strike are shown at the top panel in left and right, respectively.

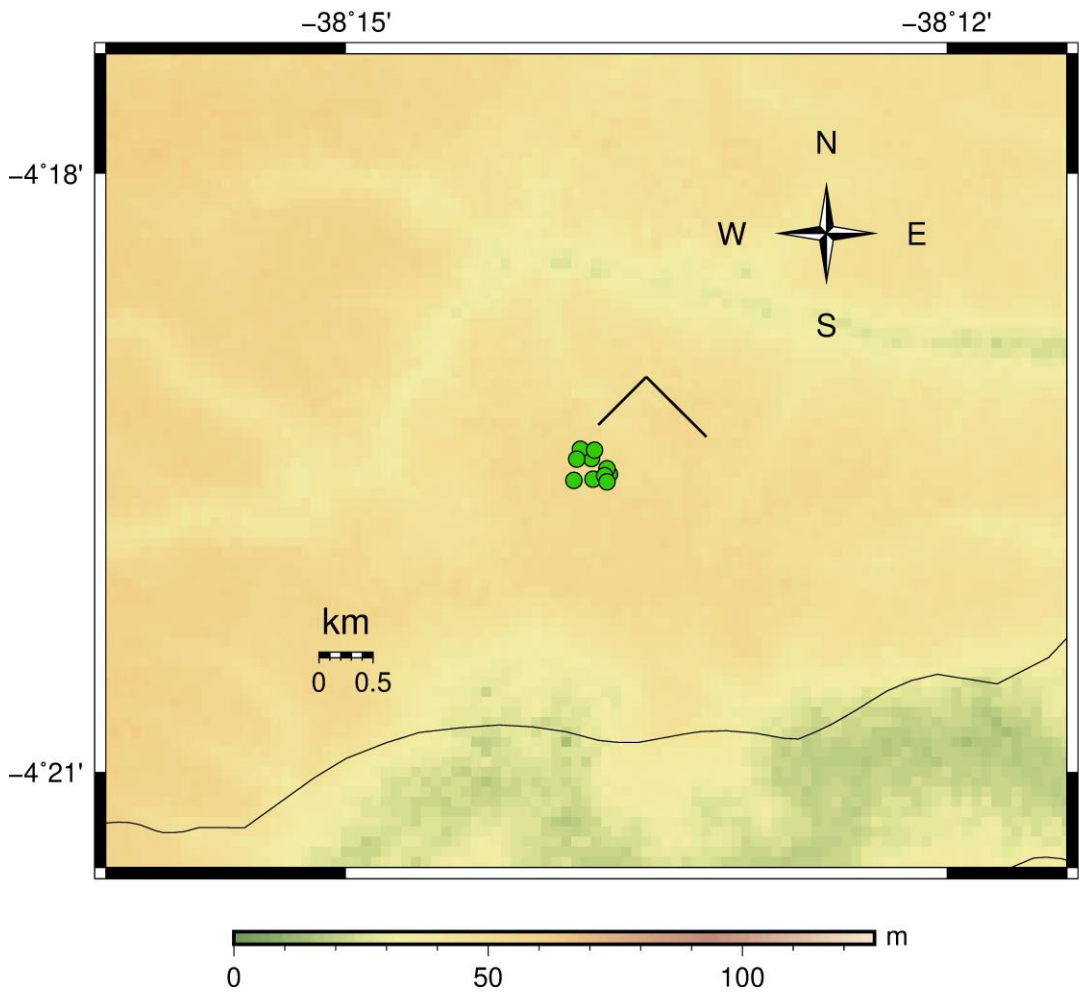
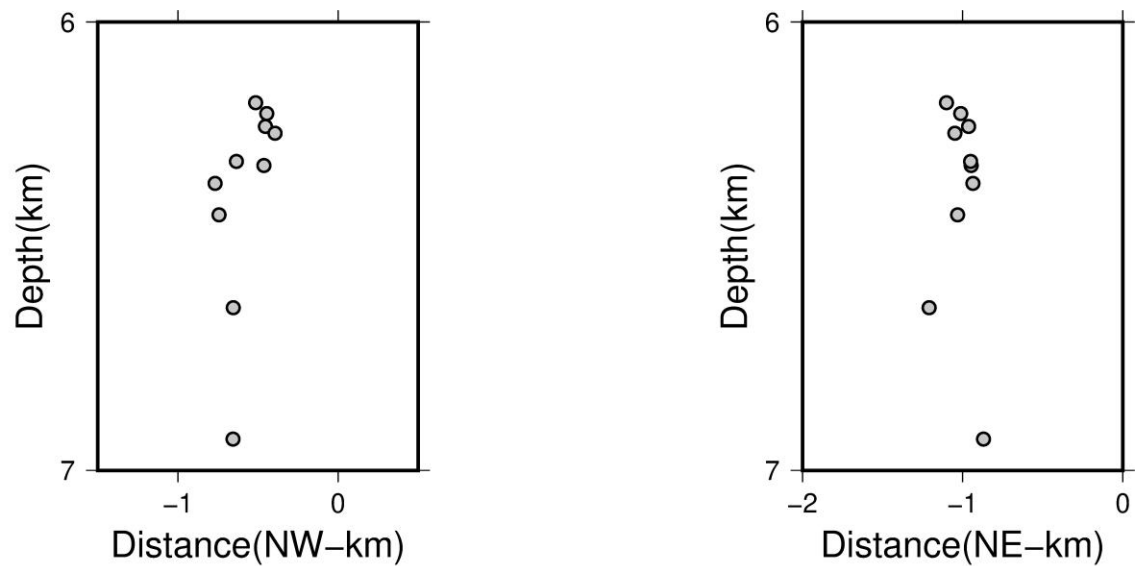


Figure 8: epicentral map for cluster 5. Vertical projections oriented parallel and perpendicular to the strike are shown at the top panel in left and right, respectively.

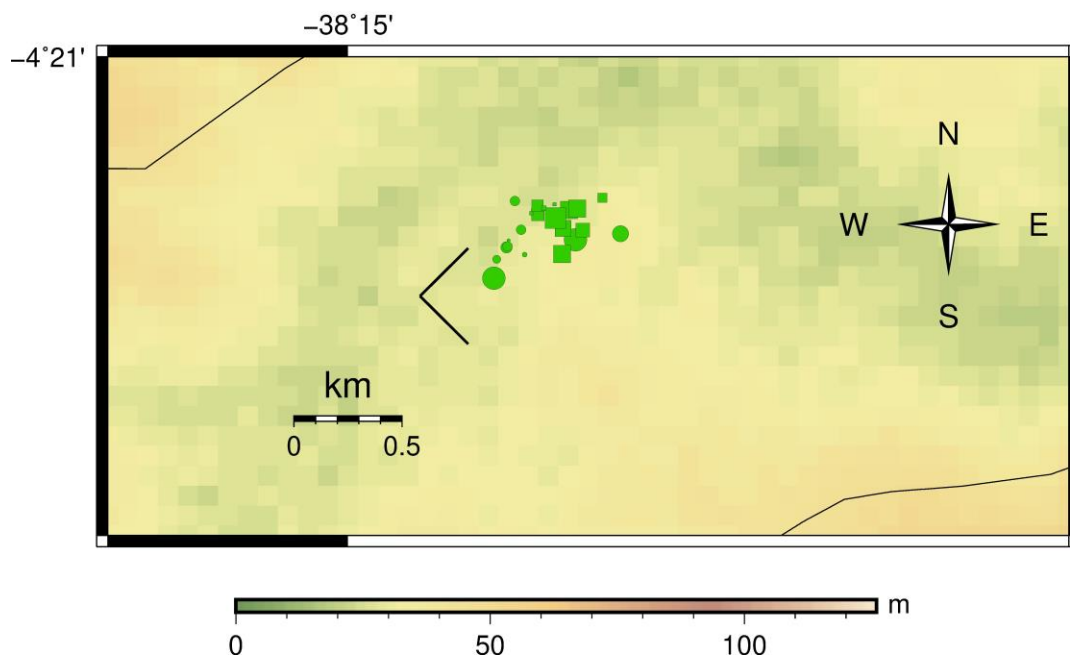
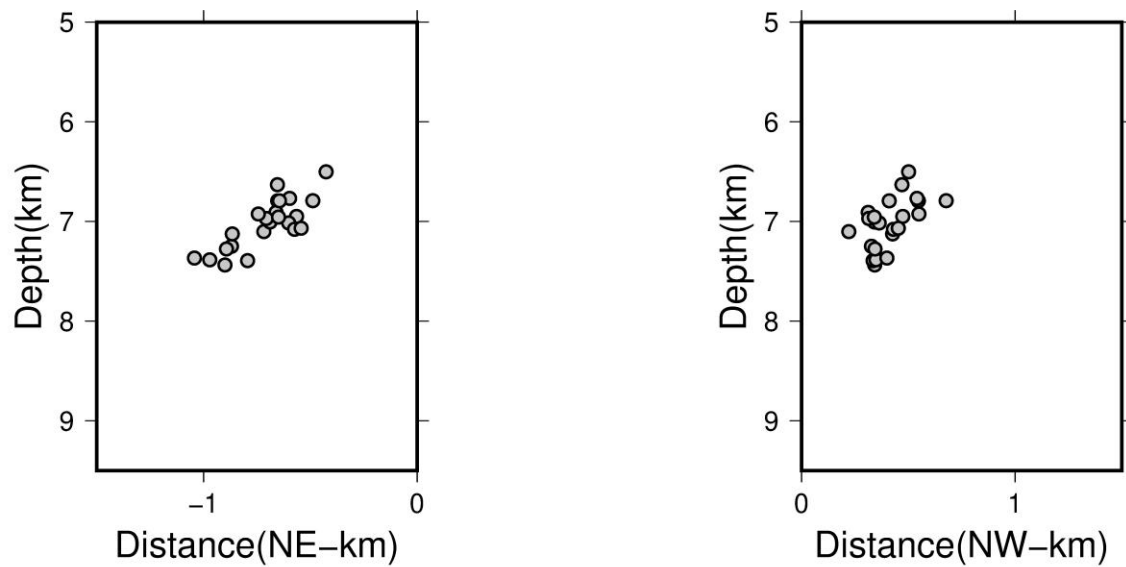


Figure 9: epicentral map for cluster 4. Circle and squares represent epicenter of subclusters 4A and 4B, respectively. The largest earthquake of this study

sequence is located near to the intersection to the this subclusters and is indicated by the size of the symbol.

Focal mechanisms are shown in Fig. 10. Cluster 2A presented Strike = 159° Dip = 81° and Rake = 4° . Cluster 2B presented Strike = 304° , Dip = 84° and Rake = -5° . Cluster 3 presented Strike = 129° Dip = 77° Rake = -4° . Clusters 2A and 2B have very similar fault plane parameters and with Cluster 3 present strike-slip seismically defined faults with left-lateral movement. It was not possible determine focal mechanism for clusters 4A, 4B and 5 due the high number of inconsistencies of P wave polarities.

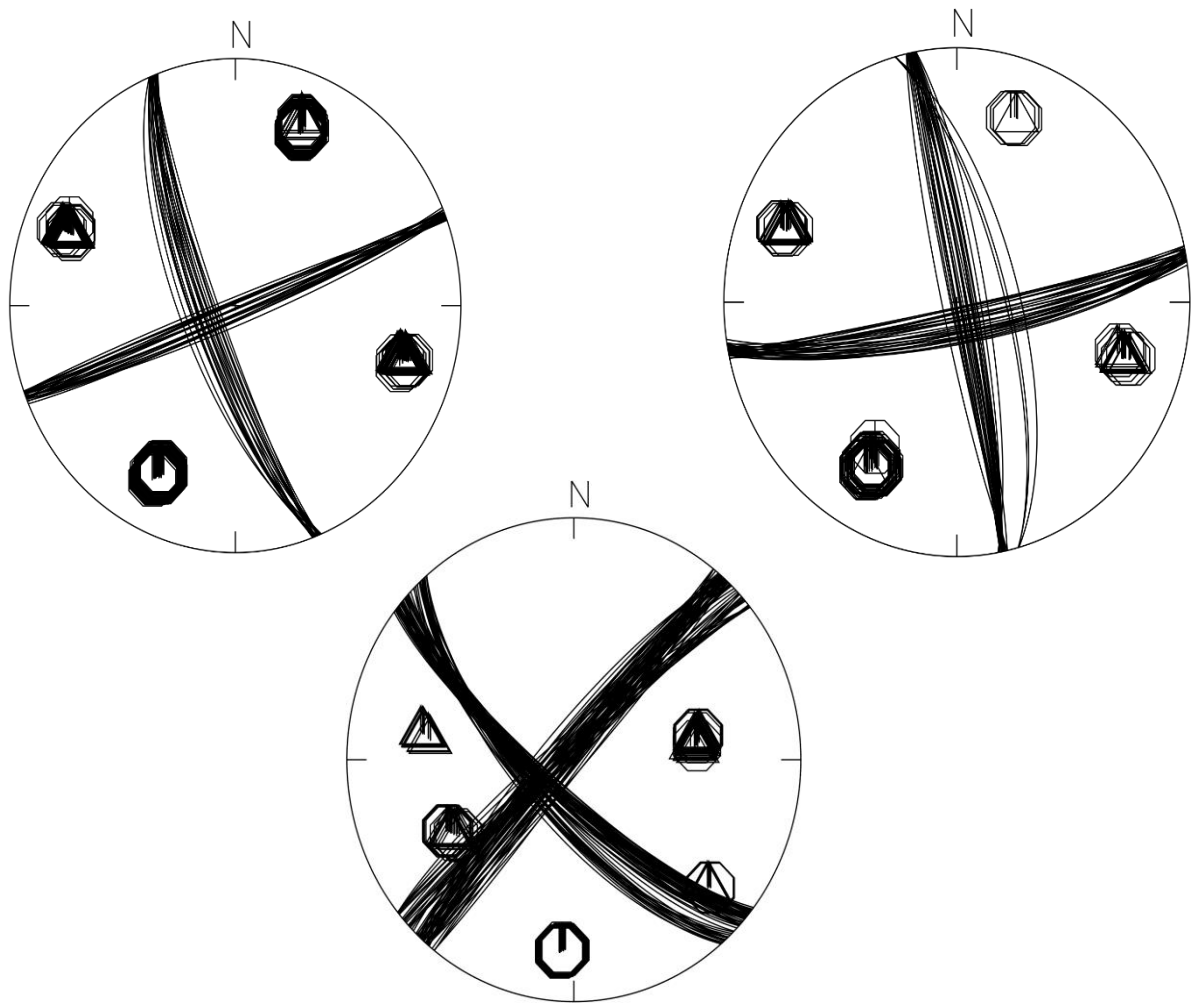


Figure 10: Focal mechanisms calculated for Clusters 2A (top pannel left), 2B (top pannel right) and 3 (lower pannel). Triangle and circle symbol indicate dilatational and compressional P wave polatitie, respectively.

Inversion of focal mechanisms was carried with the code of Michael (1984) performing a grid search of the principal stress directions (S_1 , S_2 and S_3) and the shape factor $\phi = (S_2 - S_3) / (S_1 - S_3)$. This method minimizes the misfit between the observed rake and the calculated shear stress direction. We repeat the inversion made by Ferreira et al. (1998) adding the focal mechanisms solutions calculated in this work and Vilar (2000). Fig. 11 shows that major compressional axis is oriented with respect the WNW-ESE direction with plunge almost

horizontal. The minimum stress is oriented in the NE-SW direction with plunge
also almost horizontal, that is stress regime is strike-slip. The shape factor
corresponding to value of 0.1.

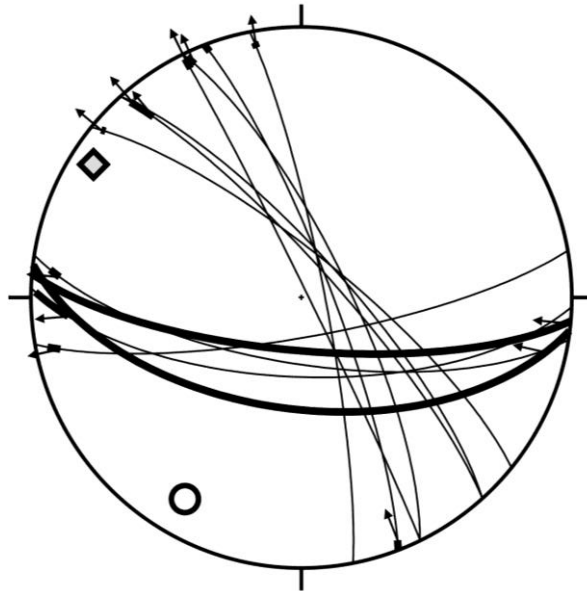


Figure 11: Inversion of focal mechanisms. Diamond and circle symbols indicate
orientation of maximum (S1) and minimum (S3) compression, respectively.

5. Discussion

The greatest earthquake in NE Brazil has been sheet the Cascavel region
with magnitude 5.2 mb and strike-slip movement in 1980 (Assumpção et al.,
1985). However, it was only possible to delimit the nodal planes. Ferreira et al.
(1998) and Vilar (2000) noted that the distribution of their hypocenters as well as
the focal mechanism solutions were similar and oriented in the NW-SE direction.
Focal mechanisms of clusters 2A, 2B and 3 presented very similar solutions with
respect this previous works. In this way, it is valid to suppose that this greatest
earthquake could be associated with a strike-slip fault with left-lateral movement

oriented with NW-SE direction. However, no earthquake alignment with NW-SE direction is close to its location. Hypocenters of Cluster 4, which was divided between 4A and 4B, presented fault intersection with highest magnitude earthquake occurred near to this intersection center. This verified feature shows evidence for the intersection model for intraplate earthquakes described by Talwani (1988), where It can be possible that there is stress build-up in locked volumes formed by intersecting faults. When there is an inhibition of a fault movement by the fault intersecting, the energy accumulated can be released in the form of large earthquakes. Therefore, we suggest that this may be occurring in this region, explaining the possible cause of why moderate magnitude earthquakes occurs as greatest earthquake observed in 1980. Bowman (1992) observed a similar case in Australia, where three large earthquakes occurred with magnitude ranging between 6.3 and 6.7 (M_s) near the town of Tennant Creek in 1988. No earthquake has registered in this area before 1987 and their mechanisms presented three fault planes. The central plane is in conjugate orientation promoting faulting intersection and triggering intraplate seismicity.

Notably the seismic activity of NW Potiguar Basin has spread out. Although few works have been carried in this region, always new seismic zones were registered. Only in this study, 8 new clusters (2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 and 9) were catalogued. Among these clusters, Cluster 3 demonstrated the spatiotemporal evolution. According to the observations of Sibson (1996), the interplay between segments of this kind of fault results in inhibition of slip transfer. This inhibition could result in a localized concentration of strain that, when released, would result in a rapidly seismic energy release. This would help to explain the concentrated

earthquake activity in this cluster that have almost the entire seismicity occurred in 3 days.

P axis inferred from focal mechanisms in this work are oriented roughly parallel to continental equatorial margin, agreeing with previous works (Assumpção et al., 1985; Ferreira et al., 1998; Vilar, 2000). There is a predominance of strike-slip movement in the NW of Potiguar Basin. All P axis remained to be roughly horizontal. This implicate that the compressional regional pattern is dominant. The major compressional axis obtained by inversion of focal mechanisms is orientated in the NW-SE direction and the minimum stress is oriented in the NE-SW direction as obtained by Ferreira et al (1998). The agreement of this results corroborates for the superposition of local and regional stresses as verified by (Assumpção et al., 2016; Ferreira et al., 1998). Flexural loads due sediment at continental shelf as well spreading stresses due lateral variations of density are strong enough to promoting a rotation in uniform far-field regional stress. Intraplate earthquakes occur when the local stresses build-up sufficiently to reach-up magnitudes high as the regional stress field (Talwani, 2017).

6. Conclusion

A total of 241 earthquakes of 2017 seismic sequence in NW Potiguar Basin allowed the analyze of seismicity and estimate the stress regime. High precision relocated events illuminated 4 clusters well oriented with respect to NW-SE or NE-SW directions. Faulting intersection acting in one of this clusters was representative for suggest Intersection model for intraplate earthquakes as possible explanation about why size moderate earthquake occur in the study

region. Another cluster presented an *en echelon* fault with a clear spatiotemporal evolution and occurrence of almost entire activity in very short period, which suggest for energy build-up and rapidly release between this fault segment. Finally, inversion of focal mechanisms reinforce evidence for a superposition of local and regional stresses.

Highlights

- Inversion of focal mechanisms demonstrate strike-slip regime;
- We relocate seismic events with high cross-correlation coefficient;
- Lateral contrast of density and sediment load influence the regional stress regime;
- *en echelon* fault contributes for stress build-up and rapid energy release.

Acknowledgements

The authors thank The National Institute for Science and Technology for Tectonic Studies (INCT-ET/CNPq) and the Capacity Building Programme in Geophysics from Petrobras (PRH-PB 229) are also for providing financial support this research. JASF thanks CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) for the scholarship. AFdN, FHRB and JMF thank CNPq for their grants.

References

- Agurto-Detzel, H., Assumpção, M., Bianchi, M., Pirchiner, M., 2017. Intraplate seismicity in mid-plate South America: Correlations with geophysical lithospheric parameters. *Geol. Soc. Spec. Publ.* <https://doi.org/10.1144/SP432.5>
- Assumpção, M., Dias, F.L., Zevallos, I., Naliboff, J.B., 2016. Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. *J. South Am. Earth Sci.* 71, 278–295. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.005>
- Assumpção, M., Suarez, G., Veloso, J., 1985. Fault plane solutions of intraplate earthquakes in Brazil: Some constraints on the regional stress field. *Tectonophysics* 113, 283–293. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(85\)90201-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90201-X)
- Berrocal, J., Assumpção, M., Antezana, R., Dias Neto, C.M., França, H., Veloso, J.A. V., 1984. *Sismicidade do Brasil*, 1st ed. IAG— University of São Paulo/CNEN.
- Bezerra, F.H.R., do Nascimento, A.F., Ferreira, J.M., Nogueira, F.C., Fuck, R.A., Neves, B.B.B., Sousa, M.O.L., 2011. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America — Integration of seismological and paleoseismological data. *Tectonophysics* 510, 269–290. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.08.005>
- Bezerra, F.H.R., Takeya, M.K., Sousa, M.O.L., do Nascimento, A.F., 2007. Coseismic reactivation of the Samambaia fault, Brazil. *Tectonophysics* 430, 27–39. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.10.007>
- Bowman, J.R., 1992. The 1988 Tennant Creek, northern territory, earthquakes:

- 458 A synthesis. *Aust. J. Earth Sci.* 39, 651–669.
459 <https://doi.org/10.1080/08120099208728056>
- 460 Brito Neves, B.B. de, dos Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2009. Tectonic
461 History of the Borborema Province, Northeastern Brazil, in: Cordani, U.G.,
462 Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of*
463 *South America*. pp. 151–182.
- 464 Calais, E., Camelbeeck, T., Stein, S., Liu, M., Craig, T.J., 2016. A new
465 paradigm for large earthquakes in stable continental plate interiors.
466 *Geophys. Res. Lett.* 43, 10,621-10,637.
467 <https://doi.org/10.1002/2016GL070815>
- 468 Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F. de, 1988. New Concepts on
469 the Development of East Brazilian Marginal Basins. *Episodes* 11, 194–202.
470 <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1988/v11i3/007>
- 471 Crone, A.J., De Martini, P.M., Machette, M.N., Okumura, K., Prescott, J.R.,
472 2003. Paleoseismicity of two historically quiescent faults in Australia:
473 Implications for fault behavior in stable continental regions. *Bull. Seismol.*
474 *Soc. Am.* <https://doi.org/10.1785/0120000094>
- 475 Ferreira, J.M., Assumpção, M., 1983. Sismicidade do Nordeste do Brasil. *Rev.*
476 *Bras. Geofísica* 1, 67–88. <https://doi.org/10.22564/rbgf.v1i2.998>
- 477 Ferreira, J.M., Oliveira, T., Takeya, M.K., Assumpção, M., 1998. Superposition
478 of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal
479 mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophys. J. Int.* 134,
480 341–355. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00563.x>
- 481 França, G.S., Ferreira, J.M., Takeya, M.K., 2004. Seismic activity in senador

- 482 SÁ-CE, Brazil, 1997-1998. Rev. Bras. Geofis.
483 <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2004000200002>
- 484 Ghosh, A., Holt, W.E., Bahadori, A., 2019. Role of Large-Scale Tectonic Forces
485 in Intraplate Earthquakes of Central and Eastern North America.
486 Geochemistry, Geophys. Geosystems 20, 2134–2156.
487 <https://doi.org/10.1029/2018GC008060>
- 488 Gomes, S.G. de F.A., 2007. Anisotropia sísmica crusta na região de Cascavel-
489 CE. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- 490 Hagen, M., 2015. Mechanism of Intraplate Earthquakes and Anthropogenic
491 Causes in USA. Nat. Sci. 07, 459–474.
492 <https://doi.org/10.4236/ns.2015.79047>
- 493 Hanks, T.C., Johnston, A.C., 1992. Common features of the excitation and
494 propagation of strong ground motion for North American earthquakes. Bull.
495 - Seismol. Soc. Am.
- 496 Havskov, J., Ottemoller, L., 1999. SeisAn Earthquake Analysis Software.
497 Seismol. Res. Lett. 70, 532–534. <https://doi.org/10.1785/gssrl.70.5.532>
- 498 Hutton, L.K., Boore, D.M., 1987. The Ml Scale in Southern California. Bull.
499 Seismol. Soc. Am.
- 500 Iio, Y., Sagiya, T., Kobayashi, Y., 2004. What controls the occurrence of shallow
501 intraplate earthquakes? Earth, Planets Sp. 56, 1077–1086.
502 <https://doi.org/10.1186/BF03353326>
- 503 Kafka, A.L., 2007. Does seismicity delineate zones where future large
504 earthquakes are likely to occur in intraplate environments?, in: Continental
505 Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues. Geological

- 506 Society of America. [https://doi.org/10.1130/2007.2425\(03\)](https://doi.org/10.1130/2007.2425(03))
- 507 Kisslinger, C., Engdahl, E.R., 1973. Interpretation of Wadati Diagram with
508 Relaxed Assumptions. *Bssa*.
- 509 Lee, W.H.K., Lar, J.C., 1975. HYPO71 (revised): a computer program for
510 determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local
511 earthquakes. *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.* 75–311.
- 512 Lima Neto, H.C., Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Assumpção, M.S., do
513 Nascimento, A.F., Sousa, M.O.L., Menezes, E.A.S., 2013. Upper crustal
514 earthquake swarms in São Caetano: Reactivation of the Pernambuco
515 shear zone and trending branches in intraplate Brazil. *Tectonophysics* 608,
516 804–811. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.001>
- 517 Liu, L., Zoback, M.D., 1997. Lithospheric strength and intraplate seismicity in
518 the New Madrid seismic zone. *Tectonics*.
519 <https://doi.org/10.1029/97TC01467>
- 520 Matos, R.M.D. de, 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics* 11,
521 766–791. <https://doi.org/10.1029/91TC03092>
- 522 Michael, A.J., 1984. Determination of stress from slip data: Faults and folds. *J.*
523 *Geophys. Res. Solid Earth* 89, 11517–11526.
524 <https://doi.org/10.1029/JB089iB13p11517>
- 525 Oliveira, P.H.S., Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Assumpção, M., do
526 Nascimento, A.F., Sousa, M.O.L., Menezes, E.A.S., 2015. Influence of the
527 continental margin on the stress field and seismicity in the intraplate Acaraú
528 Seismic Zone, NE Brazil. *Geophys. J. Int.* 202, 1453–1462.
529 <https://doi.org/10.1093/gji/ggv211>

- 530 Pessoa Neto, O. da C., Soares, U.M., Silva, J.G.F. da, Roesner, E.H.,
531 Florencio, C.P., Souza, C.A.V. de, 2007. Bacia Potiguar. Bol. Geociencias
532 da Petrobras.
- 533 Richter, C.F., 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. Bull. Seismol.
534 Soc. Am. 1–31.
- 535 Sandiford, M., Egholm, D.L., 2008. Enhanced intraplate seismicity along
536 continental margins: Some causes and consequences. Tectonophysics
537 457, 197–208. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.06.004>
- 538 Sibson, R.H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes.
539 J. Struct. Geol. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(96\)00032-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(96)00032-6)
- 540 Snoke, J.A., 2003. 85.12 FOCMEC: FOCal MEchanism determinations, in:
541 International Geophysics. pp. 1629–1630. [https://doi.org/10.1016/S0074-](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(03)80291-7)
542 [6142\(03\)80291-7](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(03)80291-7)
- 543 Sykes, L.R., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of
544 weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental
545 fragmentation. Rev. Geophys. 16, 621–688.
546 <https://doi.org/10.1029/RG016i004p00621>
- 547 Talwani, P., 2017. On the nature of intraplate earthquakes. J. Seismol. 21, 47–
548 68. <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9582-8>
- 549 Talwani, P., 2014. Unified model for intraplate earthquakes, in: Intraplate
550 Earthquakes. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 275–302.
551 <https://doi.org/10.1017/CBO9781139628921.012>
- 552 Talwani, P., 1989. Characteristic Features of Intraplate Earthquakes and the
553 Models Proposed to Explain Them, in: Earthquakes at North-Atlantic

- 554 Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound. Springer
555 Netherlands, Dordrecht, pp. 563–579. [https://doi.org/10.1007/978-94-009-](https://doi.org/10.1007/978-94-009-2311-9_33)
556 [2311-9_33](https://doi.org/10.1007/978-94-009-2311-9_33)
- 557 Talwani, P., 1988. The intersection model for intraplate earthquakes. *Seismol.*
558 *Res. Lett.* <https://doi.org/10.1785/gssrl.59.4.305>
- 559 Vilar, C. da S., 2000. Estudo da atividade sísmica em Cascavel-CE com
560 estações sismográficas digitais. Universidade Federal do Rio Grande do
561 Norte.
- 562 Wadati, K., Oki, S., 1933. On the Travel Time of Earthquake Waves. (Part II). *J.*
563 *Meteorol. Soc. Japan. Ser. II* 11, 14–28.
564 https://doi.org/10.2151/jmsj1923.11.1_14
- 565 Waldhauser, F., 2001. hypoDD: A computer program to compute double-
566 difference hypocenter locations. *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.*
- 567 Waldhauser, F., Ellsworth, W.L., 2000. A Double-difference Earthquake location
568 algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault,
569 California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* <https://doi.org/10.1785/0120000006>

6 DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Dentre o total de 980 terremotos identificados na sequência sísmica de 2017 no Noroeste da Bacia Potiguar, 241 permitiram a análise da sismicidade e a estimativa do regime de esforços. A atividade sísmica se concentrou espacialmente em 9 *clusters*, com profundidades variando tipicamente entre 4 e 8 km na borda da Bacia Potiguar e com baixas magnitudes concentradas na faixa de $-1.1 M_L$ até $2.7 M_L$.

A correlação cruzada de forma de onda permitiu identificar *clusters* com eventos de elevada similaridade para o cálculo dos mecanismos focais compostos. As soluções obtidas (*clusters* 2A, 2B e 3) são semelhantes às que foram encontradas pelos trabalhos anteriores de Assumpção et al. (1985), Ferreira et al. (1998) e Vilar (2000) (falhas transcorrentes de movimento sinistral orientadas na direção Noroeste-Sudeste). Desta forma, é válido supor que o grande terremoto de 1980 poderia estar associado a uma falha transcorrente sinistral orientada na direção Noroeste-Sudeste. No entanto, sua localização não se situa sobre nenhum alinhamento contínuo de terremotos com estas características.

Foi verificada interseção de falha entre os hipocentros dos *clusters* 4A e 4B, com o maior terremoto ocorrendo próximo ao centro desta interseção. Esta configuração reforça evidência para o modelo de interseção para terremotos intraplaca descrito por (Talwani, 1988), onde é possível que exista acúmulo de esforços em volumes bloqueados formados pelas falhas que se intersectam. Quando há uma inibição do movimento devido a interação entre os segmentos de interseção, a energia acumulada pode ser liberada na forma de grandes terremotos. Portanto, sugere-se que isso pode estar ocorrendo, o que justificaria a ocorrência de terremotos de tamanho moderado na região de estudo.

Foram catalogados 8 novos *clusters* neste trabalho (*clusters* 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 e 9). Entre esses *clusters*, o *cluster* 3 demonstrou uma clara evolução espaçotemporal de um sistema de falhas *en echelon*. Segundo Sibson (1996), a interação entre os segmentos desse tipo de falha resulta na inibição da transferência de deslocamento, em que pode resultar em uma concentração localizada de deformação que, quando liberada, resultaria em uma liberação

rápida de energia sísmica. Isso ajudaria a explicar a atividade concentrada dos terremotos neste *cluster*, que teve quase toda a sismicidade ocorrida em 3 dias.

Os eixos P, inferidos a partir dos dados de mecanismos focais deste trabalho são aproximadamente horizontais orientados grosseiramente paralelos à margem equatorial continental, concordando com trabalhos anteriores (Assumpção et al., 1985; Ferreira et al., 1998; Vilar, 2000). O eixo de compressão máxima, obtido a partir da inversão dos mecanismos focais é orientado na direção NW-SE e o eixo de compressão mínima é orientado na direção NE-SW, conforme obtido por Ferreira et al. (1998), havendo predominância do regime transcorrente no Noroeste da Bacia Potiguar

A concordância desses resultados corrobora para uma superposição de esforços locais e regionais, conforme verificado por (Assumpção et al., 2016; Ferreira et al., 1998). Cargas flexurais devido ao aporte de sedimentos na plataforma continental, bem como *spreading stresses*, devido a variações laterais de densidade são fortes o suficiente para promover uma rotação no campo regional uniforme de esforços. Terremotos intraplaca ocorrem quando os esforços locais se acumulam suficientemente para alcançar proporções tão altas quanto o campo de esforço regional (Talwani, 2017).

7 REFERÊNCIAS

- Agurto-Detzel, H., Assumpção, M., Bianchi, M., Pirchiner, M., 2017. Intraplate seismicity in mid-plate South America: Correlations with geophysical lithospheric parameters. *Geol. Soc. Spec. Publ.*
<https://doi.org/10.1144/SP432.5>
- Almeida, F.F.M. De, Brito Neves, B.B. De, Dal Ré Carneiro, C., 2000. The origin and evolution of the South American platform. *Earth Sci. Rev.*
[https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00072-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00072-0)
- Araripe, P.T., Feijó, F.J., 1994. Bacia Potiguar. *Bol. Geociências da Petrobrás* 127–144.
- Assumpção, M., 1992. The regional intraplate stress field in South America. *J. Geophys. Res.* 97, 11889. <https://doi.org/10.1029/91JB01590>
- Assumpção, M., Dias, F.L., Zevallos, I., Naliboff, J.B., 2016. Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. *J. South Am. Earth Sci.* 71, 278–295. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.005>
- Assumpção, M., Suarez, G., Veloso, J., 1985. Fault plane solutions of intraplate earthquakes in Brazil: Some constraints on the regional stress field. *Tectonophysics* 113, 283–293. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(85\)90201-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90201-X)
- Berrocal, J., Assumpção, M., Antezana, R., Dias Neto, C.M., França, H., Veloso, J.A. V., 1984. *Sismicidade do Brasil*, 1st ed. IAG— University of São Paulo/CNEN.
- Bezerra, F.H.R., do Nascimento, A.F., Ferreira, J.M., Nogueira, F.C., Fuck, R.A., Neves, B.B.B., Sousa, M.O.L., 2011a. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America - Integration of seismological and paleoseismological data. *Tectonophysics*.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.08.005>
- Bezerra, F.H.R., do Nascimento, A.F., Ferreira, J.M., Nogueira, F.C., Fuck, R.A., Neves, B.B.B., Sousa, M.O.L., 2011b. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America — Integration of seismological and paleoseismological data. *Tectonophysics* 510, 269–290.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.08.005>
- Bezerra, F.H.R., Takeya, M.K., Sousa, M.O.L., do Nascimento, A.F., 2007. Coseismic reactivation of the Samambaia fault, Brazil. *Tectonophysics* 430, 27–39. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.10.007>
- Bormann, P., 2002. *IASPEI New manual of seismological observatory practice (NMSOP)*. Geo Forschungs Zent. Potsdam.
- Brito Neves, B.B. de, dos Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2009. Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil, in: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. pp. 151–182.
- Calais, E., Camelbeeck, T., Stein, S., Liu, M., Craig, T.J., 2016. A new paradigm for large earthquakes in stable continental plate interiors.

- Geophys. Res. Lett. 43, 10,621-10,637.
<https://doi.org/10.1002/2016GL070815>
- Cândido Júnior, I.P., 2009. Parâmetros de fonte de microterremotos em Cascavel-CE. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Cândido Júnior, I.P., Nascimento, A.F. do, Ferreira, J.M., França, G.S., 2009. Parâmetros de Fonte de Microterremotos em Cascavel – CE, in: 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF 2009, Salvador, Bahia, Brazil, 24-28 August 2009. Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society, pp. 1985–1989. <https://doi.org/10.1190/sbgf2009-418>
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., De Figueiredo, A.M.F., 1988. New concepts on the development of east Brazilian marginal basins. Episodes.
<https://doi.org/10.18814/epiiugs/1988/v11i3/007>
- Costa, C.D.S., Ferreira, J.M., Lima Neto, H.C. de, Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., 2017. Sismicidade intraplaca em Pedra Preta (RN) no período de 2013 a 2014. Geol. USP. Série Científica 17, 123.
<https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v17-121972>
- Crone, A.J., De Martini, P.M., Machette, M.N., Okumura, K., Prescott, J.R., 2003. Paleoseismicity of two historically quiescent faults in Australia: Implications for fault behavior in stable continental regions. Bull. Seismol. Soc. Am. <https://doi.org/10.1785/0120000094>
- do Nascimento, A.F., Cowie, P.A., Lunn, R.J., Pearce, R.G., 2004. Spatio-temporal evolution of induced seismicity at Açú reservoir, NE Brazil. Geophys. J. Int. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02351.x>
- Ferreira, J.M., Assumpção, M., 1983. Sismicidade do Nordeste do Brasil. Rev. Bras. Geofísica 1, 67–88. <https://doi.org/10.22564/rbgf.v1i2.998>
- Ferreira, J.M., Oliveira, T., Takeya, M.K., Assumpção, M., 1998. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. Geophys. J. Int. 134, 341–355. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00563.x>
- França, G.S., Ferreira, J.M., Takeya, M.K., 2004a. Seismic activity in Senador Sá-CE, Brazil, 1997-1998. Rev. Bras. Geofísica 22.
<https://doi.org/10.1590/S0102-261X2004000200002>
- França, G.S., Ferreira, J.M., Takeya, M.K., 2004b. Seismic activity in senador SÁ-CE, Brazil, 1997-1998. Rev. Bras. Geofis.
<https://doi.org/10.1590/S0102-261X2004000200002>
- Geiger, L., 1912. Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. (translated from Geiger's 1910 German article). Bull. St. Louis Univ. 56–71.
- Ghosh, A., Holt, W.E., Bahadori, A., 2019. Role of Large-Scale Tectonic Forces in Intraplate Earthquakes of Central and Eastern North America. Geochemistry, Geophys. Geosystems 20, 2134–2156.
<https://doi.org/10.1029/2018GC008060>

- Gomes, S.G. de F.A., 2007. Anisotropia sísmica crusta na região de Cascavel-CE. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Gosar, A., 2014. Analysis of the impact of fault mechanism radiation patterns on macroseismic fields in the epicentral area of 1998 and 2004 Krn mountains earthquakes (NW Slovenia). *Sci. World J.*
<https://doi.org/10.1155/2014/206843>
- Hagen, M., 2015. Mechanism of Intraplate Earthquakes and Anthropogenic Causes in USA. *Nat. Sci.* 07, 459–474.
<https://doi.org/10.4236/ns.2015.79047>
- Hanks, T.C., Johnston, A.C., 1992. Common features of the excitation and propagation of strong ground motion for North American earthquakes. *Bull. - Seismol. Soc. Am.*
- Hardebeck, J.L., Shearer, P.M., 2003. Using S/P amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*
<https://doi.org/10.1785/0120020236>
- Havskov, J., Ottemoller, L., 2010. Routine Data Processing in Earthquake Seismology, Routine Data Processing in Earthquake Seismology.
<https://doi.org/10.1007/978-90-481-8697-6>
- Havskov, J., Ottemöller, L., 1999. SeisAn earthquake analysis software. *Seismol. Res. Lett.* <https://doi.org/10.1785/gssrl.70.5.532>
- Hinze, W.J., Braile, L.W., Keller, G.R., Lidiak, E.G., 1988. Models for midcontinent tectonism: An Update. *Rev. Geophys.* 26, 699–717.
<https://doi.org/10.1029/RG026i004p00699>
- Hutton, L.K., Boore, D.M., 1987. The MI Scale in Southern California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*
- Iio, Y., Sagiya, T., Kobayashi, Y., 2004. What controls the occurrence of shallow intraplate earthquakes? *Earth, Planets Sp.* 56, 1077–1086.
<https://doi.org/10.1186/BF03353326>
- Kafka, A.L., 2007. Does seismicity delineate zones where future large earthquakes are likely to occur in intraplate environments?, in: *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2007.2425\(03\)](https://doi.org/10.1130/2007.2425(03))
- Kisslinger, C., 1980. Evaluation of S to P Amplitude Ratios for Determining Focal Mechanisms From Regional Network Observations. *Bull. Seismol. Soc. Am.*
- Kisslinger, C., Engdahl, E.R., 1973. Interpretation of Wadati Diagram with Relaxed Assumptions. *Bssa.*
- Lee, W.H.K., Lar, J.C., 1975. HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.* 75–311.
- Lima, H.M., Ferreira, V.P., Santos, E., Pimentel, M.M., Lira Santos, L.C.M. de, 2015. Origem, significado petrogenético e idade dos ortognaisses Terra

- Nova: registro de magmatismo alcalino transtensional neoproterozoico no domínio da zona transversal da província Borborema. *Geochim. Bras.* 70–86.
- Lima Neto, H.C., 2013. Sismicidade e correlação com feições geológicas: O caso do Lineamento Pernambuco e seu entorno. *Univ. Fed. do Rio Gd. do Norte* 171.
- Liu, L., Zoback, M.D., 1997. Lithospheric strength and intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone. *Tectonics*.
<https://doi.org/10.1029/97TC01467>
- Lopes, A.E. de V., 2010. Mecanismos focais e esforços litosféricos no Brasil. Universidade de São Paulo.
- Lopes, J.A.G., de Castro, D.L., Bertotti, G., 2018. Quantitative analysis of the tectonic subsidence in the Potiguar Basin (NE Brazil). *J. Geodyn.* 117, 60–74. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.04.008>
- Matos, R.M.D. de, 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics* 11, 766–791. <https://doi.org/10.1029/91TC03092>
- Oliveira, P.H.S., Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Assumpção, M., do Nascimento, A.F., Sousa, M.O.L., Menezes, E.A.S., 2015. Influence of the continental margin on the stress field and seismicity in the intraplate Acaraú Seismic Zone, NE Brazil. *Geophys. J. Int.* 202, 1453–1462.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggv211>
- Oppenheim, A., Schafer, R., Buck, J., 1989. *Discrete-Time Signal Processing*, 3rd, Discrete-time Signal Processing.
- Pedrosa Jr, N.C., Castro, D.L. de, Matos, J.P.L. de, 2010. Assinaturas magnéticas e gravimétricas do arcabouço estrutural da bacia Potiguar emersa, NE do Brasil. *Rev. Bras. Geofísica* 28, 265–278.
<https://doi.org/10.1590/S0102-261X2010000200010>
- Pessoa Neto, O. da C., Soares, U.M., Silva, J.G.F. da, Roesner, E.H., Florencio, C.P., Souza, C.A.V. de, 2007. Bacia Potiguar. *Bol. Geociencias da Petrobras* 15, 357–387.
- Reid, H.F., 1910. The California Earthquake of April 18, 1906, Vol. 2: The Mechanics of the Earthquake.
- Richter, C.F., 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1–31.
- Sandiford, M., Egholm, D.L., 2008. Enhanced intraplate seismicity along continental margins: Some causes and consequences. *Tectonophysics* 457, 197–208. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.06.004>
- Scherbaum, F., 2001. *Of Poles and Zeros, Modern Approaches in Geophysics*, Modern Approaches in Geophysics. Springer Netherlands, Dordrecht.
<https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6861-4>
- Sibson, R.H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *J. Struct. Geol.* 18, 1031–1042. <https://doi.org/10.1016/0191->

8141(96)00032-6

- Snoke, J.A., 2003. 85.12 FOCMEC: FOCal MEChanism determinations. *Int. Geophys.* 1629–1630. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(03\)80291-7](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(03)80291-7)
- Sykes, L.R., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Rev. Geophys.* 16, 621–688. <https://doi.org/10.1029/RG016i004p00621>
- Talwani, P., 2017. On the nature of intraplate earthquakes. *J. Seismol.* 21, 47–68. <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9582-8>
- Talwani, P., 2014. Unified model for intraplate earthquakes, in: *Intraplate Earthquakes*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 275–302. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139628921.012>
- Talwani, P., 1989. Characteristic Features of Intraplate Earthquakes and the Models Proposed to Explain Them, in: *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 563–579. https://doi.org/10.1007/978-94-009-2311-9_33
- Talwani, P., 1988. The Intersection Model for Intraplate Earthquakes. *Seismol. Res. Lett.* 59, 305–310. <https://doi.org/10.1785/gssrl.59.4.305>
- Vilar, C. da S., 2000. Estudo da atividade sísmica em Cascavel-CE com estações sismográficas digitais. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W.L., 2000. A Double-difference Earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* <https://doi.org/10.1785/0120000006>

8 ANEXO A – Catálogo sísmico

DATE	ORIGIN	LAT S	LONG W	DEPTH	NO	GAP	DMIN	RMS	ERH	ERZ	QM
2351											
170327	30,93	4-21,72	38-14,38	6,77	12	111	1,9	0,059	0,26	0,38	B
170329	714 29,04	4-33,08	38-15,92	5,81	8	301	17,2	0,094	1,19	2,79	C
170330	745 12,69	4-18,58	38-19,85	6,21	8	182	10,4	0,053	0,31	0,9	C
170401	943 22,18	4-18,64	38-19,87	5,15	12	97	10,5	0,061	0,22	0,83	B
10 6											
170401	22,56	4-18,49	38-19,96	5,41	6	184	10,4	0,018	0,16	0,51	C
1229											
170401	29,36	4-18,51	38-20,51	4,64	6	194	10,8	0,001	0,01	0,04	C
2057											
170401	13,08	4-18,46	38-20,13	4,32	6	188	10,5	0,011	0,11	0,36	C
2241											
170401	21,93	4-18,51	38-20,01	4,83	6	185	10,4	0,012	0,1	0,37	C
170402	9 8 11,10	4-18,52	38-20,04	4,45	6	186	10,5	0,009	0,07	0,29	C
170403	2 6 2,31	4-18,49	38-20,61	4,33	6	196	10,8	0,011	0,1	0,38	C
170403	944 22,75	4-18,50	38-20,03	4,93	6	186	10,4	0,01	0,08	0,29	C
170404	1 3 28,33	4-18,49	38-20,53	4,27	6	195	10,9	0,002	0,02	0,07	C
170404	131 28,47	4-18,52	38-20,44	4,9	8	102	10,8	0,036	0,18	0,77	B
14 6											
170404	40,03	3-55,40	38-31,22	0,68	6	340	41,9	0,038	1,81	65,18	D
20 4											
170404	17,62	3-57,45	38-33,04	0,6	6	336	37,7	0,14	3,13	*****	D
170406	311 41,86	4-21,39	38-14,46	6,85	6	185	1,6	0,011	0,15	0,16	C
170406	948 3,26	4-18,53	38-19,98	4,63	8	99	10,4	0,034	0,16	0,77	B
170407	829 53,95	4-18,82	38-24,14	6,13	6	159	5,2	0,007	0,07	0,13	B
2013											
170407	5,98	3-55,77	38-36,72	12,31	6	340	43,3	0,067	0,61	1,61	C
2153											
170409	32,62	4-18,74	38-21,13	5,49	6	157	9,8	0,01	0,08	0,27	B
16 2											
170410	17,43	4-20,96	38- 6,19	5,28	6	287	7	0,022	0,35	0,42	C
2245											
170410	28,91	4-18,52	38-19,98	4,55	8	99	10,4	0,033	0,16	0,75	B
1025											
170411	44,78	4-18,49	38-20,01	4,84	8	100	10,4	0,026	0,13	0,57	B
1921											
170412	56,99	4-19,44	38-13,67	6,22	6	148	2,9	0,009	0,1	0,15	B
2246											
170414	21,47	4-19,48	38-13,71	6,3	10	107	2,8	0,022	0,12	0,18	B
170415	038 49,23	4-19,79	38-13,67	6,63	12	100	2,3	0,07	0,29	0,49	B
170415	315 32,53	4-23,48	38-18,09	6,86	6	200	7,8	0,027	0,31	0,51	C
23 4											
170416	35,73	4-26,95	38-29,48	7,52	8	309	14,4	0,033	0,41	0,63	C
2325											
170416	9,33	4-18,51	38-19,97	4,54	8	99	10,4	0,031	0,15	0,72	B

170417	7 9 41,45	4-18,54	38-20,01	4,84	8	99	10,5	0,032	0,16	0,7	B
	1653										
170417	33,34	4-18,53	38-19,97	4,02	8	99	10,4	0,014	0,07	0,35	B
170418	042 55,17	4-18,51	38-19,99	4,74	8	99	10,4	0,032	0,16	0,72	B
170418	425 59,86	4-18,57	38-19,92	5,2	12	98	10,5	0,061	0,22	0,81	B
	1331										
170418	5,80	4-23,77	38-18,07	7,94	6	207	7,7	0,039	0,46	0,68	C
	1637										
170418	55,57	4-18,51	38-19,98	4,84	8	99	10,4	0,028	0,13	0,6	B
170419	310 54,81	4-18,47	38-19,99	4,76	8	100	10,4	0,038	0,18	0,83	B
170419	446 41,31	4-18,59	38-19,93	5,17	12	98	10,5	0,061	0,22	0,82	B
170419	721 2,04	4-18,60	38-19,78	4,44	6	180	10,4	0,007	0,06	0,25	B
	17 7										
170419	50,56	4-18,47	38-20,43	4,5	6	193	10,7	0,007	0,06	0,22	C
	2256										
170419	25,58	4-18,60	38-19,78	4,85	6	180	10,4	0,009	0,07	0,26	B
170420	6 6 3,97	4-23,46	38-18,26	7,66	6	198	7,5	0,039	0,45	0,7	C
170420	714 25,39	4-18,62	38-19,88	5,48	10	97	10,5	0,066	0,27	1,05	B
	1123										
170420	51,11	4-18,58	38-19,91	5,41	10	98	10,5	0,067	0,28	1,07	B
	18 8										
170420	13,22	4-18,58	38-19,95	4,61	12	98	10,5	0,066	0,25	1,03	B
	2144										
170420	27,46	4-18,57	38-19,85	4,62	6	178	10,4	0,012	0,1	0,39	B
170421	549 19,68	4-23,70	38-18,06	7,59	12	166	7,8	0,065	0,33	0,57	B
170421	850 48,46	4-23,47	38-18,22	7,22	6	199	7,5	0,043	0,48	0,78	C
	1017										
170421	58,77	4-23,61	38-18,10	7,33	10	164	7,7	0,068	0,39	0,72	B
	1146										
170421	16,15	4-23,62	38-18,14	7,79	6	203	7,6	0,041	0,47	0,71	C
	1225										
170421	46,72	4-23,50	38-18,17	7,57	6	200	7,6	0,041	0,47	0,73	C
	1251										
170421	18,97	4-23,70	38-18,07	7,24	8	166	7,8	0,064	0,43	0,84	B
	1447										
170421	46,13	4-23,61	38-18,11	7,26	12	164	7,7	0,07	0,35	0,63	B
	1449										
170421	38,90	4-23,75	38-18,09	7,88	10	168	7,7	0,07	0,4	0,72	B
170421	15 8 6,90	4-23,46	38-18,26	7,15	6	198	7,5	0,044	0,49	0,8	C
	1515										
170421	53,91	4-23,56	38-18,14	7,89	6	201	7,7	0,045	0,51	0,78	C
	1534										
170421	54,81	4-18,43	38-20,14	4,36	6	188	10,4	0,007	0,06	0,25	C
	1620										
170421	7,43	4-23,66	38-18,07	7,21	8	165	7,8	0,053	0,37	0,76	B
	1621										
170421	7,82	4-23,44	38-18,40	8,13	6	254	7,2	0,039	0,55	0,73	C
	1721										
170421	0,28	4-23,43	38-18,26	7,12	6	198	7,5	0,039	0,44	0,72	C

2315										
170421	16,77	4-23,74	38-17,99	7,7	8	167	7,9	0,061	0,39	0,74 B
2338										
170421	42,04	4-23,58	38-18,32	6,75	6	201	7,3	0,06	0,68	1,14 C
170422	014 55,88	4-41,96	38- 5,48	4,17	12	321	34,5	0,103	1,09	7,92 D
170422	447 10,48	4-23,68	38-18,07	7,51	12	166	7,8	0,071	0,36	0,62 B
170422	447 4,82	4-23,80	38-18,03	8,05	12	169	7,8	0,072	0,37	0,61 B
170422	5 8 23,56	4-23,71	38-18,06	7,51	8	167	7,8	0,084	0,57	1,08 B
170422	715 10,31	4-23,53	38-18,19	7,64	8	201	7,6	0,048	0,37	0,6 C
170422	8 7 59,86	4-18,56	38-19,89	5,24	10	98	10,4	0,058	0,24	0,94 B
170422	823 22,63	4-23,63	38-18,14	7,72	6	203	7,6	0,059	0,68	1,04 C
170422	834 21,23	4-23,62	38-18,10	7,46	10	164	7,7	0,063	0,35	0,66 B
170423	154 40,58	4-18,58	38-19,86	4,8	6	178	10,4	0,005	0,04	0,14 B
170423	155 15,23	4-18,49	38-19,98	5,09	8	100	10,4	0,038	0,19	0,8 B
170423	3 6 37,05	4-23,56	38-18,25	7,54	6	201	7,4	0,048	0,55	0,86 C
170423	345 59,94	4-18,62	38-20,29	5,65	8	100	10,8	0,037	0,19	0,72 B
170423	4 7 38,30	4-18,54	38-20,00	4,32	8	99	10,5	0,039	0,19	0,93 B
170423	6 6 25,28	4-18,51	38-19,97	4,9	8	99	10,4	0,035	0,17	0,76 B
170423	731 4,01	4-41,94	38- 5,16	4,09	10	321	34,7	0,075	1,12	8,44 D
1140										
170424	17,90	4-23,43	38-18,21	7,29	6	198	7,6	0,03	0,34	0,55 C
2240										
170424	27,29	4-18,53	38-19,99	4,72	8	99	10,5	0,028	0,13	0,61 B
170426	358 48,99	4-23,88	38-17,94	7,77	8	170	8	0,064	0,44	0,81 B
170426	8 5 19,07	4-23,51	38-18,39	7,5	8	199	7,2	0,078	0,6	0,98 C
170427	4 4 55,22	4-18,52	38-20,00	4,37	8	99	10,5	0,033	0,16	0,78 B
170427	415 42,35	4-18,50	38-19,99	4,44	8	100	10,4	0,031	0,15	0,72 B
1129										
170427	41,85	4-18,75	38-24,00	5,42	6	155	5,3	0,014	0,15	0,32 B
12 9										
170427	19,48	4-23,34	38-18,30	7,17	6	195	7,4	0,032	0,36	0,6 C
1132										
170428	8,23	4-18,44	38-20,13	4,61	6	188	10,4	0,015	0,13	0,49 C
170430	0 8 9,74	4-18,62	38-19,87	5,62	10	97	10,5	0,061	0,25	0,94 B
1230										
170430	17,03	4-18,54	38-20,11	4,37	6	187	10,6	0,011	0,09	0,37 C
170501	744 38,30	4-18,63	38-19,78	4,99	6	180	10,5	0,005	0,04	0,16 C
15 1										
170503	55,60	4-41,24	38- 6,01	11,87	8	320	39,9	0,069	1,23	3,87 C
170504	354 22,50	4-19,49	38-13,75	6,19	6	152	2,8	0,008	0,1	0,14 B
1233										
170505	18,51	4-23,39	38-18,31	7,39	6	196	7,4	0,033	0,37	0,6 C
170506	522 28,39	4-24,99	38-15,55	5,38	8	195	6,3	0,063	0,47	0,9 C
1755										
170506	14,55	4-17,93	38-17,75	3,64	8	152	8,3	0,032	0,18	0,63 B
1534										
170509	7,39	4-18,37	38-19,92	5,08	8	173	10,1	0,016	0,11	0,31 B

170510	224	55,28	4-18,18	38-19,94	6,08	6	170	9,8	0,008	0,07	0,21	B
170511	3 4	10,12	4-18,24	38-20,32	5,74	6	173	10,3	0,009	0,08	0,25	B
170511	7 2	36,01	4-21,77	38-14,38	7,37	8	152	1,9	0,06	0,57	0,59	B
170515	3 3	39,02	4-18,30	38-19,93	5,36	6	172	10	0,01	0,08	0,29	B
170518	012	55,37	4-18,39	38-19,88	4,94	6	173	10,1	0,011	0,09	0,35	B
170521	420	24,86	4-21,77	38-14,28	7,23	8	151	1,8	0,059	0,57	0,59	B
170531	9 5	15,36	4-41,79	38- 5,75	8,35	8	325	34	0,019	0,37	1,23	C
170605	146	14,81	4-42,30	38- 6,00	7,2	8	325	34,7	0,012	0,23	0,91	C
2058												
170606	16,79		4-18,72	38-19,89	2,59	8	162	10,7	0,034	0,2	1,4	B
170607	657	48,97	4-18,75	38-19,89	2,88	8	162	10,7	0,03	0,18	1,14	B
170611	3 7	30,23	4-18,85	38-20,15	5,06	8	165	11,1	0,032	0,2	0,73	B
15 6												
170615	23,26		4-32,98	38-16,22	6,89	8	299	17,3	0,05	0,66	1,52	C
170617	632	3,99	4-21,69	38-14,46	4,37	8	152	6,7	0,034	0,21	0,69	B
170620	5 9	40,00	4-15,14	39-28,39	1,83	8	352	115,5	0,361	15,44	*****	D
170627	739	5,70	4-40,16	38- 5,81	12,54	10	318	38,2	0,144	0,93	2,61	C
170628	651	3,73	4-22,53	38-18,01	7,75	6	178	8,4	0,03	0,31	0,55	B
1039												
170630	57,17		4-19,32	38-23,33	6,08	8	148	6,9	0,032	0,21	0,5	B
170702	948	19,10	4-18,46	38-19,98	4,15	8	100	10,3	0,021	0,1	0,52	B
170703	515	30,31	4-18,46	38-19,98	4,37	8	100	10,3	0,027	0,13	0,64	B
170703	748	12,36	4-24,75	38-25,69	5,73	6	278	6,5	0,017	0,26	0,3	C
1657												
170703	43,60		4-20,58	38- 6,57	2,5	6	280	6,2	0,006	0,1	0,21	C
2224												
170703	52,91		4-18,46	38-19,98	4,22	8	100	10,3	0,019	0,09	0,47	B
170707	141	43,16	4-40,97	38- 5,22	8,18	6	341	40	0,109	1,15	4,33	C
170707	142	54,05	4-41,19	38- 4,99	7,81	6	341	40,5	0,09	0,65	2,65	C
170708	227	18,90	4-41,05	38- 6,07	12,24	10	319	39,5	0,096	1,25	3,66	C
170709	0 5	13,69	4-18,80	38-24,02	5,12	8	156	5,4	0,061	0,43	1,01	B
1014												
170709	53,53		4-18,51	38-19,96	4,5	8	99	10,4	0,025	0,12	0,58	B
1022												
170709	26,00		4-18,50	38-19,97	4,54	8	99	10,4	0,029	0,14	0,67	B
1742												
170711	27,15		4-32,38	38-16,41	10,52	6	311	18,6	0,047	0,96	1,39	C
1038												
170712	46,04		4-18,37	38-20,10	4,37	6	188	10,3	0,009	0,08	0,3	C
1754												
170712	25,41		4-18,58	38-20,06	6,73	6	177	10,6	0,01	0,1	0,28	B
2317												
170714	28,04		4-19,38	38-23,17	6,12	6	145	7,2	0,013	0,12	0,28	B
1951												
170715	27,73		4-40,48	38- 5,93	12,54	10	318	38,6	0,101	0,98	2,79	C
1823												
170716	36,03		4-18,41	38-20,37	1,78	6	192	10,6	0,036	0,3	2,75	C

1937											
170717	55,57	4-18,20	38-19,97	5,33	6	170	9,9	0,014	0,12	0,43	B
12 3											
170721	23,18	4-18,20	38-20,01	5,27	6	171	9,9	0,018	0,16	0,54	B
170722	333 1,97	4-18,39	38-19,94	5,23	6	173	10,2	0,002	0,02	0,08	B
2244											
170722	55,33	4-41,38	38- 5,35	7,74	6	341	40,5	0,091	0,98	4,07	C
170723	824 14,57	4-18,47	38-20,42	5,05	6	280	10,7	0,007	0,12	0,2	C
170723	939 49,08	4-18,40	38-20,39	5,12	6	176	10,6	0,02	0,18	0,64	B
170723	952 8,82	4-18,37	38-20,38	5,22	6	176	10,5	0,008	0,07	0,24	B
1538											
170723	49,67	4-18,42	38-20,40	4,72	6	177	10,6	0,01	0,09	0,33	B
2049											
170725	53,08	4-21,37	38-14,49	6,72	8	225	1,7	0,029	0,26	0,24	C
21 3											
170725	50,11	4-21,43	38-14,44	7,04	6	277	1,6	0,01	0,14	0,12	C
2150											
170725	59,27	4-21,42	38-14,54	7,05	6	274	1,8	0,007	0,1	0,08	C
2232											
170725	40,39	4-21,33	38-14,48	6,95	8	223	1,6	0,014	0,12	0,11	C
2236											
170725	58,22	4-21,33	38-14,55	6,78	8	221	1,7	0,018	0,16	0,15	C
2326											
170725	20,80	4-21,41	38-14,52	7,09	6	274	1,7	0,001	0,02	0,02	C
2354											
170725	57,91	4-21,35	38-14,45	7,02	8	225	1,6	0,011	0,1	0,1	C
170726	029 44,21	4-21,50	38-14,62	7,28	6	277	2	0,008	0,11	0,09	C
170726	034 48,81	4-21,41	38-14,56	7,01	6	273	1,8	0,01	0,14	0,12	C
1157											
170726	53,03	4-21,45	38-14,57	7,41	8	228	1,9	0,016	0,14	0,13	C
1231											
170726	15,47	4-21,46	38-14,57	7,45	6	276	1,9	0,003	0,04	0,03	C
1334											
170726	4,64	4-21,53	38-14,63	7,42	6	278	2	0,008	0,12	0,1	C
17 7											
170726	25,48	4-21,43	38-14,58	7,21	8	227	1,9	0,017	0,15	0,15	C
1725											
170726	58,64	4-21,47	38-14,47	6,66	8	232	1,7	0,013	0,12	0,11	C
170728	12 9 9,40	4-21,39	38-14,43	7,09	8	228	1,6	0,006	0,06	0,05	C
170729	858 48,00	4-21,46	38-14,42	6,75	8	232	1,6	0,012	0,11	0,1	C
1016											
170730	2,96	4-22,55	38-18,12	7,69	6	236	8,7	0,025	0,32	0,56	C
1948											
170730	31,13	4-21,47	38-14,46	6,91	8	232	1,7	0,006	0,06	0,05	C
170731	329 13,45	4-21,47	38-14,49	6,62	8	231	1,8	0,011	0,09	0,09	C
1938											
170801	14,21	4-20,54	38- 6,18	3,93	6	286	6,3	0,008	0,12	0,17	C
1415											
170807	56,36	4-19,44	38-13,66	6,18	6	148	2,9	0,011	0,13	0,19	B

1446										
170807	37,22	4-19,46	38-13,67	6,23	6	148	2,9	0,008	0,09	0,14 B
170809	318 20,60	4-18,42	38-20,23	5,35	6	176	10,5	0,003	0,03	0,09 B
170809	335 6,57	4-19,46	38-13,84	6,61	8	110	2,9	0,026	0,19	0,26 B
1741										
170814	57,54	4-20,73	38- 6,15	2,08	8	287	6,6	0,067	0,76	1,98 C
170817	648 27,78	4-41,57	38- 5,66	7,31	8	325	40,7	0,097	1,2	6,05 D
1513										
170818	8,85	4-20,73	38- 7,58	3,45	6	263	6,3	0,016	0,23	0,39 C
170820	727 36,50	4-32,74	38-16,31	7,35	8	299	22,2	0,081	0,54	1,6 C
170821	336 43,14	4-18,44	38-19,86	5,47	6	174	10,2	0,012	0,11	0,37 B
170821	351 52,81	4-19,50	38-13,90	6,65	8	112	2,8	0,018	0,13	0,18 B
170822	657 8,26	4-19,39	38-13,79	6,37	6	153	3	0,014	0,16	0,25 B
1651										
170823	36,86	4-19,46	38-13,90	6,33	8	112	2,9	0,026	0,19	0,27 B
170824	743 13,38	4-21,50	38-14,45	6,86	8	233	1,7	0,01	0,09	0,08 C
1510										
170826	56,65	4-21,57	38-14,45	6,77	8	234	1,8	0,023	0,21	0,19 C
2011										
170827	25,60	4-17,87	38-17,63	5,41	6	150	8,1	0,011	0,11	0,3 B
1441										
170828	9,06	4-20,53	38- 6,43	4,02	6	282	6,1	0,01	0,15	0,21 C
2055										
170901	7,35	4-20,63	38- 7,46	4,23	6	264	6,1	0,018	0,25	0,36 C
18 3										
170906	33,85	4-19,34	38-13,76	6,11	6	151	3,1	0,029	0,33	0,52 B
170907	614 23,06	4-18,39	38-20,21	5,62	6	175	10,4	0,011	0,1	0,31 B
2325										
170908	15,97	4-18,46	38-20,36	6,86	6	177	10,7	0,004	0,04	0,11 B
2330										
170908	31,32	4-18,28	38-20,29	5,48	6	174	10,3	0,014	0,12	0,41 B
170909	8 6 1,34	4-18,47	38-20,29	5,22	8	177	10,6	0,011	0,08	0,21 B
170909	8 6 30,35	4-18,46	38-20,27	5,42	8	176	10,6	0,01	0,07	0,19 B
170909	825 42,36	4-18,47	38-20,25	4,64	6	176	10,6	0,011	0,09	0,37 B
170909	937 53,15	4-18,34	38-20,27	5,11	8	174	10,4	0,025	0,17	0,48 B
2346										
170911	40,62	4-18,33	38-20,15	5,75	6	174	10,3	0,006	0,05	0,18 B
1720										
170912	19,14	4-18,43	38-20,26	4,86	6	176	10,5	0,011	0,1	0,37 B
1838										
170914	41,06	4-18,34	38-19,88	5,06	6	172	10,1	0,02	0,18	0,65 B
1748										
170919	5,41	4-14,72	38-43,26	1,06	6	345	32,2	0,1	2,58	20,23 D
20 2										
170923	17,23	4-18,30	38-20,44	5,93	6	175	10,5	0,007	0,07	0,2 B
170925	6 3 18,30	4-18,35	38-20,41	5,66	6	175	10,5	0,003	0,03	0,09 B
1618										
170926	51,97	4-20,63	38- 6,53	2,86	6	281	6,3	0,008	0,13	0,24 C

1435											
171002	57,62	4-20,48	38- 7,76	3,8	6	257	5,9	0,008	0,11	0,17	C
1940											
171002	52,85	4-21,07	38- 7,11	0,78	8	274	6,9	0,177	1,97	13,43	D
22 8											
171002	16,41	4-20,41	38-14,08	6,97	6	189	1,4	0,094	1,24	1,33	C
1525											
171003	15,97	4-20,53	38- 6,10	4,62	6	287	6,3	0,022	0,35	0,45	C
171005	711 14,62	4-18,30	38-20,26	5,77	6	174	10,3	0,004	0,03	0,1	B
171006	015 0,51	4-18,52	38-20,13	5,51	6	177	10,6	0,012	0,11	0,37	B
171006	329 23,32	4-18,22	38-20,01	4,26	6	171	10	0,013	0,11	0,49	B
1937											
171006	29,50	4-18,47	38-20,15	5,49	6	176	10,5	0,003	0,02	0,08	B
2230											
171006	24,26	4-18,51	38-20,13	5,41	6	176	10,5	0,016	0,14	0,47	B
1959											
171008	15,55	4-40,74	38- 5,67	8,33	8	324	39,2	0,15	2,43	10,45	D
171009	228 8,75	4-18,53	38-20,13	5,46	8	177	10,6	0,015	0,1	0,28	B
171009	546 32,51	4-18,51	38-20,12	5,49	8	176	10,5	0,015	0,11	0,28	B
171010	150 18,21	4-41,58	38- 5,52	7,23	8	325	40,8	0,09	1,28	7,05	D
1734											
171010	54,08	4-20,85	38- 5,97	4,51	6	290	7	0,009	0,14	0,19	C
171016	11 0 9,76	4-19,34	38-22,86	4,62	8	210	7,6	0,012	0,11	0,27	C
1110											
171016	1,00	4-19,18	38-22,73	2,99	8	206	7,6	0,017	0,15	0,53	C
1112											
171016	27,49	4-19,04	38-22,78	4,44	8	204	7,4	0,022	0,19	0,48	C
1729											
171016	25,00	4-19,06	38-22,80	4,09	8	205	7,4	0,022	0,19	0,51	C
1849											
171017	46,32	4-19,34	38-22,68	2,72	6	134	7,9	0,019	0,16	0,85	B
20 4											
171017	48,81	3-57,37	38-32,63	3,9	6	338	40,8	0,063	2,24	19,9	D
171018	723 3,00	4-18,56	38-20,37	4,77	6	191	10,8	0,007	0,06	0,21	C
1321											
171018	48,76	4-20,64	38- 7,73	3,62	6	259	6,2	0,018	0,25	0,41	C
1742											
171018	57,95	4-20,52	38- 6,30	4,05	6	284	6,2	0,011	0,16	0,22	C
171019	626 57,02	4-18,44	38-20,15	4,8	6	175	10,4	0,009	0,08	0,31	B
171019	645 51,71	4-21,57	38-14,64	7,41	6	280	2,1	0,009	0,13	0,1	C
171020	814 41,34	4-21,41	38-14,37	7,11	8	231	1,5	0,015	0,13	0,12	C
171020	832 13,08	4-19,21	38-22,54	4,56	6	205	7,9	0,014	0,15	0,46	C
171022	739 3,65	4-21,32	38-14,55	7	8	220	1,7	0,013	0,11	0,11	C
171022	941 11,95	4-21,53	38-14,58	7,21	6	279	1,9	0,003	0,05	0,04	C
20 7											
171025	25,71	3-51,08	38-42,90	7,71	6	351	62,6	0,036	2,07	9,41	D
171026	633 55,40	4-21,43	38-14,49	6,81	8	229	1,7	0,013	0,11	0,11	C
1047											
171028	10,58	4-18,54	38-20,10	5,36	8	177	10,6	0,014	0,09	0,25	B

1822										
171028	10,10	4-20,41	38- 9,66	7,58	6	224	7,1	0,007	0,09	0,11 C
171029	320 2,04	4-18,37	38-20,44	5,17	6	176	10,6	0,017	0,15	0,54 B
171031	511 15,77	4-49,57	37-56,64	7,61	6	337	62,6	0,075	1,6	12,2 D
1156										
171031	14,17	4-18,34	38-20,43	5,06	6	175	10,5	0,012	0,11	0,38 B
171102	9 3 23,32	4-33,56	38-16,51	7,46	8	301	23,7	0,049	0,88	2,76 C
1229										
171102	14,54	4-18,29	38-20,43	5,49	8	174	10,5	0,021	0,14	0,4 B
1833										
171104	39,54	4-20,75	38- 7,57	2,22	8	263	6,3	0,07	0,75	1,8 C
171107	6 8 7,97	4-18,41	38-20,34	6,08	6	176	10,6	0,018	0,16	0,48 B
2021										
171115	48,00	4-18,43	38-20,33	4,52	6	176	10,6	0,013	0,11	0,46 B
1632										
171116	25,20	4-18,42	38-20,27	4,88	6	176	10,5	0,004	0,03	0,14 B
1012										
171119	7,06	4-18,24	38-19,99	4,58	6	171	10	0,006	0,05	0,21 B
171120	056 38,34	4-18,25	38-19,97	4,71	6	171	10	0,013	0,11	0,42 B
171120	2 2 29,27	4-18,25	38-19,97	4,98	6	171	10	0,004	0,04	0,14 B
23 3										
171120	10,37	4-21,36	38-14,47	6,99	6	225	1,6	0,009	0,14	0,14 C
1723										
171121	40,32	4-20,52	38- 6,35	3,48	6	283	6,2	0,019	0,28	0,46 C
1620										
171124	55,26	4-21,34	38-14,32	6,53	6	228	1,4	0,015	0,22	0,21 C
1139										
171126	16,08	4-18,54	38-20,18	5,22	8	177	10,6	0,016	0,11	0,3 B
1729										
171129	32,36	4-18,33	38-20,47	5,14	6	176	10,6	0,017	0,16	0,54 B
1728										
171129	59,29	4-18,40	38-20,57	6,4	6	177	10,5	0,014	0,13	0,37 B
1624										
171208	31,05	4-25,83	37-55,24	11,22	6	346	35,2	0,024	0,55	0,96 C
1315										
171210	31,30	4-41,81	38- 7,07	8,24	6	341	40,2	0,111	0,81	3,25 C