

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Geofísica

Nataly Marcela Aranda Camacho

**Espessura crustal da parte norte dos Andes
usando precursores de pP e sS para
telessismos**

Versão corrigida. Original encontra-se disponível na Unidade.

São Paulo

2014

Nataly Marcela Aranda Camacho

**Espessura crustal da parte norte dos Andes
usando precursores de pP e sS para
telessismos**

Versão corrigida. Original encontra-se disponível na Unidade.

Dissertação apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Geofísica

Orientador: Dr. Marcelo Assumpção

São Paulo

2014

À minha amada mãe!

Agradecimentos

Agradeço ao professor Dr. Marcelo Assumpção, pela orientação, dedicação, paciência e ensinamentos;

Ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo pela oportunidade de realização deste mestrado e ao CNPq pela bolsa concedida;

Aos professores do IAG que contribuíram para meu conhecimento;

Ao pessoal do grupo de sismologia, especialmente ao professor Dr. Marcelo Bianchi, ao Dr. Hans Agurto, e ao Msc. Fabio Dias pelas críticas ajudas e sugestões recebidas;

Ao Jorge Tapias pela amizade;

À minha mãe, por estar ao meu lado sempre e ter acreditado em mim;

Aos meus irmãos Yuly, Yesid, Vivian e Diego e aos meus sobrinhos Valeria e Tomas pelo apoio incondicional, apesar da distância;

À minha amiga Sandra pelas críticas apropriadas e pelos momentos de risos;

Ao meu namorado Bruno por me apoiar nos momentos de angustia e fazer minha vida muito mais feliz.

“Um cientista em seu laboratório não é somente um técnico: é também uma criança colocada diante de fenômenos naturais que a impressionam como um conto de fadas.”

Marie Curie

Resumo

Para a realização dessa pesquisa foi desenvolvido um estudo da espessura crustal nos Andes setentrionais e na parte norte dos Andes centrais (entre 10°N e 9°S). Foram usadas reflexões da Moho de seis sismos de profundidade média para achar a espessura crustal na área de estudo. As ondas pmP e smS (reflexões na Moho) são encontradas como precursoras das fases profundas pP e sS de sismos registrados em estações localizadas a distâncias telessísmicas. A metodologia utilizada exigia sismos com profundidade maiores que 100 km e magnitude maiores que 6. Entretanto, devido à baixa amplitude apresentada pelas ondas pmP e smS, foi necessário realizar um empilhamento de vários sismogramas para realçar as chegadas das ondas analisadas. A área estudada foi dividida em três partes: área norte entre 6°N e 0° (na Colômbia), área central entre 2°S e 5°S (no Equador) e área sul entre 6°S e 9°S (na borda entre Perú e Brasil). Na área norte foram encontradas espessuras crustais entre 26 e 56 km em quatro pontos de reflexão de dois sismos; na área central foram encontradas espessuras da crosta entre 40 e 63 km para três pontos de reflexão de um sismo; finalmente, na região sul, foram encontradas espessuras crustais entre 35 e 40 km para 7 pontos de reflexão de 3 sismos. Foi obtido a relação $V_p/V_s = 1.79 \pm 0.16$ para a região norte dos Andes, usando as diferenças de tempo sS-smS e pP-pmP. Os resultados obtidos vão aumentar o banco de dados de espessura crustal nos Andes setentrionais e na parte norte dos Andes centrais, como também possibilitaram uma melhora do modelo de espessura crustal desenvolvido por Assumpção et al. (2013) para América do Sul, permitindo assim a análise e comparação entre os dados obtidos nesse estudo e o modelo crustal de Assumpção et al. (2013).

Abstract

In this work we studied the crustal thickness in northern Andes and northern central Andes (between 10°N and 9°S). We analyzed the reflections from the underside of the Moho for six intermediate earthquakes occurred in the study area to estimate the crustal thickness at the bounce point. The pmP and smS phases (reflections at the Moho) are identified as precursors to the depth phase pP and sS, respectively, when recorded at teleseismic distances. This method require events of magnitude > 6 and depth > 100 km. In order to better identify those two reflections, it was necessary to stacking traces from different stations. The study area was divided in three sections: northern area between 6°N - 0° (Colombia), in this area we analyzed two earthquakes and the crustal thicknesses in four bounce points were found; central area between 2°S- 5°S (Ecuador), in this area we studied one earthquake and the crustal thicknesses in three bounce points were found; southern area between 6°S - 9°S (Peru-Brazil border), where we analyzed three earthquakes and the crustal thicknesses in seven bounce points were found. Crustal thickness found in the southern area varied from 35 to 40 km, from 40 to 63 km in the central area and from 26 to 56 km in the northern area. We estimated a V_p/V_s ratio of 1.79 ± 0.16 for the northern Andes using the time differences sS-smS and pP-pmP relation. Our analysis complements the data base of Moho depths in the Northern Andes and also, it allows a comparison with the model of crustal thickness estimated by Assumpção et al. (2013) confirming the Moho depth on both studies.

Lista de Figuras

2.1	Configuração geodinâmica do sistema de convergência de Nazca-América do Sul, pegada de Espurt et al. (2008)	25
2.2	Subdivisão dos Andes de Gansser (1973)	26
2.3	Principais características tectônicas da região norte dos Andes e vetores de velocidades GPS com respeito à América do Sul de vários estudos(Colmenares e Zoback (2003)).	28
2.4	Modelo tridimensional da subducção das placas oceânicas (Nazca e Caribe) sob a placa continental da América do Sul, adaptado de Corredor (2003) .	29
2.5	Mapa de sismos da parte Norte dos Andes. Esquerda) sismos de 0 a 100 km. Direita) sismos intermediários a profundos (100 a 700 km)	30
3.1	Fases sísmicas: a) Percursos dos raios sísmicos globais, feitos com o modelo PREM, b) Fases profundas geradas por sismos profundos (Shearer (2009)).	34
3.2	Componentes vertical, radial e transversal de um sismo ocorrido em 11/03/1989 a 237 km de profundidade na trincheira de Tonga e registrado no Peru. P, SV, e ondas Rayleigh (R1, R2) aparecem melhor nas componentes vertical e radial. SH e ondas Love (G1 e G2) aparecem na componente transversal.(Shearer (2009)	36
4.1	Reflexão da onda P na superfície e na Moho.	38

4.2	Componentes radial (traço superior) e transversal (traço inferior) sintéticas para um sismo de profundidade de 150 km, registrado a 70° do epicentro. A proximidade entre as fases pS e smS na componente radial dificulta a identificação da fase smS. Na componente transversal não existe a fase pS, facilitando, assim, a identificação da fase smS.	42
5.1	Fluxograma da busca e seleção de dados.	44
5.2	Fluxograma do processamento de sismogramas.	46
5.3	Medida das incertezas: é calculada uma espessura para cada diferença de tempos entre t2 (pP) e t1 (pmP) para cada cor.	47
5.4	Cálculo das coordenadas do ponto de reflexão.	48
6.1	Localização dos eventos analisados. A cor da estrela varia de acordo com a profundidade do sismo.	49
6.2	Localização das 69 estações utilizadas.	50
7.1	Exemplo da análise de sismogramas para o sismo ocorrido o dia 26 de Agosto de 2008 no grupo de azimute médio de 342°, antes e depois de ser empilhados para duas componentes.	52
7.2	Localização dos seis sismos (estrelas) e os pontos de reflexão (círculos) onde foram determinadas as espessuras crustais.	55
7.3	Mapa de contornos de espessura crustal de Assumpção et al. (2013) com as espessuras achadas neste estudo.	57
7.4	Localização dos sismos (estrelas) e pontos de reflexão (círculos) na área Norte da região estudo localizada na Colômbia.	59
7.5	Dados e perfil comparando com o modelo de Assumpção et al. (2013). Os pontos de reflexão, onde foram calculadas as espessuras da crosta, estão representados com um diamante e os pontos vermelhos são os dados sísmicos usados por Assumpção et al. (2013). A linha de perfil A-B é transversal à zona de subducção.	59
7.6	Sismo e pontos de reflexão na área central da região de estudo. Localizado no Equador.	61

7.7	Perfil da parte central da região. Comparação com o modelo de Assumpção et al. (2013).	61
7.8	Localização dos sismos e pontos de reflexão na área sul da região estudo, na fronteira Peru-Brasil.	62
7.9	Perfil da parte sul da região, comparando o modelo de Assumpção et al. (2013).	63
A.1	Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 45° do sismo ocorrido no dia 22/09/2001	73
A.2	Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 328 °do sismo ocorrido no dia 22/09/2001	74
A.3	Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 4° do sismo ocorrido no dia 30/10/2012	75
A.4	Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 58° do sismo ocorrido no dia 30/10/2012	76
A.5	Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 3° do sismo ocorrido no dia 16/11/2007	77
A.6	Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 56° do sismo ocorrido no dia 16/11/2007	78
A.7	Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 329° do sismo ocorrido no dia 16/11/2007	79
A.8	Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 342° do sismo ocorrido no dia 26/08/2008	80

A.9	Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 41°do sismo ocorrido no dia 24/08/2011	81
A.10	Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 78°do sismo ocorrido no dia 24/08/2011	82
A.11	Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 350°do sismo ocorrido no dia 24/08/2011	83
A.12	Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 6°do sismo ocorrido no dia 02/08/2012	84
A.13	Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 50°do sismo ocorrido no dia 02/08/2012	85
A.14	Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 341°do sismo ocorrido no dia 02/08/2012	86

Lista de Tabelas

4.1	Valores de ângulos de incidência (θ) e reflexão (i) na Moho e parâmetros usados no cálculo	39
4.2	Valores de coeficientes de reflexão na Moho para as ondas P e S.	41
6.1	Eventos Analisados.	49
7.1	Resultados das espessuras crustais de cada componente para os seis eventos analisados.	54
7.2	Resultados das espessuras crustais média para os seis eventos analisados e comparação com os resultados de Assumpção et al. (2013) (resíduos). . . .	56
7.3	Resultados da relação V_p/V_s crustal nos 14 pontos de reflexão estudados . .	63

Sumário

1. <i>Introdução</i>	21
2. <i>Região de Estudo</i>	23
2.1 Cordilheira dos Andes	23
2.1.1 Subducção	24
2.2 Divisão dos Andes	25
2.3 Região norte dos Andes	27
2.3.1 Tectônica	27
2.3.2 Sismicidade	29
2.3.3 Vulcanismo	31
3. <i>Fundamentos do Método</i>	33
3.1 Tipos de ondas	33
3.1.1 Ondas de Corpo	33
3.1.2 Ondas de Superfície	33
3.2 Fases Sísmicas	34
3.3 Sismogramas e picagens	35
4. <i>Metodologia</i>	37
4.1 Valores típicos de θ e i	39
4.2 Relação entre as amplitudes das ondas pmP e pP e coeficientes de reflexão e transmissão	40
4.3 Componentes analisadas	41
4.4 Relação V_p/V_s	42

5. <i>Processamento</i>	43
5.1 Seleção de Eventos e Estações	43
5.2 Processamento dos sismogramas	44
5.2.1 Análise dos sismogramas	45
5.2.2 Cálculo das incertezas	46
5.3 Ponto de Reflexão	47
6. <i>Dados</i>	49
7. <i>Resultados</i>	51
7.1 Exemplo gráfico	51
7.2 Espessuras crustais	52
7.3 Comparação com o Modelo de espessura crustal de Assumpção et al. (2013)	55
7.3.1 Perfil da parte norte da região	58
7.3.2 Perfil da parte central da região	60
7.3.3 Perfil da parte sul da região	62
7.4 Calculo da relação V_p/V_s	63
8. <i>Conclusões</i>	65
<i>Referências</i>	67
<i>Apêndice</i>	71
A. <i>Registros Analisados</i>	73
A.1 22/09/2001 Mw=6.2	73
A.2 30/10/2012 mb=7.0	75
A.3 16/11/2007 Mw=6.0	77
A.4 26/08/2008 mb=6.2	80
A.5 24/08/2011 Mw=6.8	81
A.6 02/08/2012 Mw=6.1	84

Introdução

Desde o descobrimento da descontinuidade entre o manto e a crosta feito por Mohorovic em 1910, que foi denominada de Moho, a camada mais superficial delimitada pela descontinuidade de Moho tem sido muito estudada ao redor do mundo, usando vários métodos sísmicos passivos e ativos.

Graças aos avanços tecnológicos e científicos feitos desde o descobrimento da Moho, agora tem-se um maior conhecimento de suas características em muitos lugares do mundo. Prodehl et al. (2013) fizeram um estudo dos avanços nos últimos 100 anos desde que foi descoberta a descontinuidade. Nesse estudo, os autores demonstram os avanços científicos e tecnológicos da pesquisa da Moho ao longo das décadas ao redor do mundo. Existem ainda, estudos locais como, por exemplo o desenvolvido por Assumpção et al. (2013) que fez uma compilação de modelos de espessura crustal desenvolvidos na América do Sul. Nesses trabalhos, é possível observar a existência de lacunas no conhecimento da profundidade da Moho, sendo que uma dessas zonas é a parte norte dos Andes ou Andes setentrionais. Este trabalho busca preencher essas lacunas incrementando os dados de espessura crustal nos Andes setentrionais.

A cordilheira dos Andes é o resultado da subducção da placa de Nazca sob a placa da América do Sul e estende-se por 8000 km desde a Venezuela até a Terra do Fogo. Os Andes podem ser divididos em três seções de acordo com as propriedades tectônicas: parte norte dos Andes ou Andes setentrionais, localizados entre 10°N a 4°S, Andes centrais localizados entre 4°S e 47°S e a parte sul dos Andes ou Andes meridionais localizados ao sul de 47°S. Nas partes sul e central dos Andes tem-se uma ampla informação de espessuras da crosta. Alguns grandes projetos sísmicos desenvolvidos nessas zonas para encontrar espessura da crosta são os projetos CINCA, ANCORP, CONDOR e PISCO. Enquanto na parte norte

dos Andes, os projetos desenvolvidos são escassos sendo alguns deles feitos na Venezuela e no Caribe por Schmitz et al. (2005), Schmidt-Aursch e Jokat (2005) e Schmitz et al. (2002).

A metodologia utilizada aqui para achar a espessura crustal foi proposta por Zhang e Lay (1993) e é baseada na identificação das ondas P e S refletidas na Moho (fases pmP e smS, respectivamente) para sismos com profundidades médias a profundas e registrados a distâncias telessísmicas. Os resultados obtidos neste estudo serão comparados com o modelo de espessura crustal proposto por Assumpção et al. (2013) desenvolvido, utilizando uma ampla compilação de dados sísmicos.

O trabalho será apresentado em seis capítulos. No primeiro será mostrada a área de estudo, em seguida serão apresentados alguns fundamentos teóricos do método seguido pela metodologia. Posteriormente será mostrado o processamento dos dados, os dados analisados e por último serão apresentado os resultados e as conclusões do trabalho.

Região de Estudo

Para achar a espessura crustal ou profundidade da Moho foi selecionada a região norte dos Andes ou Andes setentrionais, devido ao pouco conhecimento que se tem das características crustais na área. Neste capítulo será discutido o processo de formação da cordilheira dos Andes abordando aspectos, tais como a tectônica, a sismicidade, o vulcanismo e a espessura crustal ao longo da cordilheira com ênfase nos Andes setentrionais.

2.1 Cordilheira dos Andes

A cordilheira dos Andes estende-se perto de 8000 km desde a Venezuela até a Terra do Fogo no sul do Chile. Esta cordilheira é um exemplo de montanhas formadas principalmente no processo de subducção entre a placa oceânica de Nazca e a placa continental da América do Sul, sendo mergulhada a placa oceânica sob a placa continental.

Martinod et al. (2010) fizeram uma compilação de estudos da história do crescimento dos Andes onde demonstram que a subducção da placa oceânica sob a margem ocidental da placa da América do Sul foi ativada desde começo do Jurássico, mas o levantamento ou espessamento crustal dos Andes começou só no Cretáceo Superior, enquanto no Jurássico e no Cretáceo inferior só ocorreu a extensão de arco e retro arco (back-arc). O encurtamento tectônico nos Andes se deu principalmente em três épocas: Cretáceo Superior, Eoceno e Neógeno, como foi citado por Martinod et al. (2010), Jaillard et al. (1996) e outros autores. Esse encurtamento observado na placa continental é produzido pela rápida convergência entre a placa oceânica e a continental. Os três períodos de encurtamento são períodos de convergência rápida perpendicular à trincheira entre a placa de subducção e da América do Sul. Aliás, estudos como o desenvolvido por Espurt et al. (2008) observaram que

são dois processos que controlam a elevação dos Andes: (1) ajustes isostáticos resultam em mudanças topográficas rápidas dependendo da fluviabilidade da placa mergulhada na trincheira, e (2) espessamento crustal.

2.1.1 Subducção

Uma das características principais dos Andes é a existência de zonas de subducção plana, ou seja zonas onde ocorre subducção horizontal da placa oceânica sob a placa continental. Os Andes apresentam esse tipo de subducção em vários locais, fato que segundo Martinod et al. (2010) incrementa a fricção e favorece o encurtamento crustal que, por sua vez, eleva a cordilheira. As zonas onde se tem subducção horizontal nos Andes são:

- Parte norte do Equador: com origem relacionada à cadeia de Carnegie.
- Parte Norte do Chile: origem relacionada à cadeia de Iquique e Juan Fernandez.
- Parte central do Chile: origem relacionada à cadeia de Juan Fernandez.

Na Figura 2.1 adaptada de Espurt et al. (2008) são mostrados os diferentes tipos de subducção presentes entre a placa de Nazca e a placa da América do Sul.

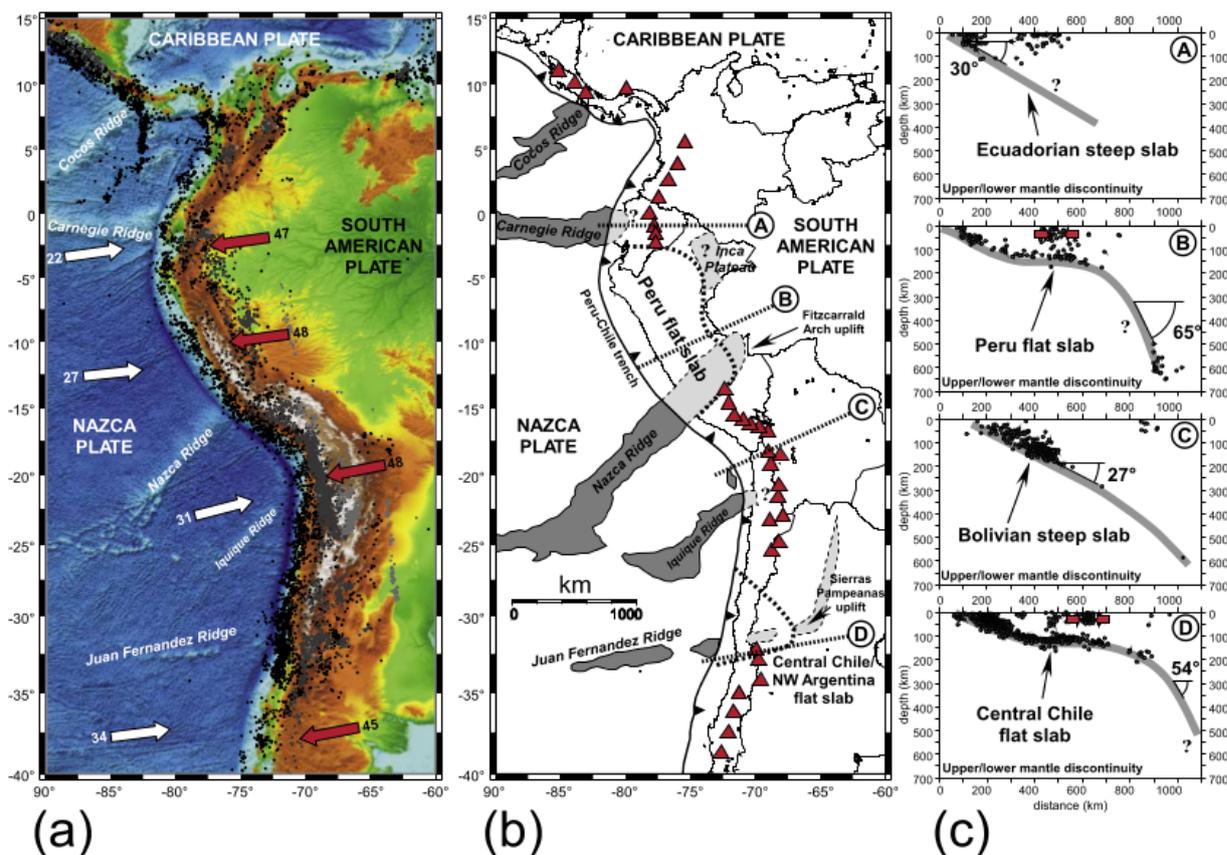


Figura 2.1: Configuração geodinâmica do sistema de convergência de Nazca-América do Sul adaptada de Espurt et al. (2008). (a) Mapa da América do sul e do leste do Oceano Pacifico com os movimentos relativos das placas. (b) Anomalias topográficas da placa de Nazca e da placa da América do Sul mostradas em cinza escuro e claro, respectivamente. Os triângulos vermelhos são os vulcões andesitos ativos. (c) Perfis da placa de Nazca sob a placa da América do Sul

2.2 Divisão dos Andes

Os Andes mostram diferenças latitudinais em características como a altura média dos picos, a largura, o encurtamento crustal, e mais outras propriedades geológicas. Daí a necessidade de dividir a cordilheira em zonas ou regiões. Foi Gansser (1973) quem fez a primeira proposta de divisão dos Andes baseado em diferenças tectônicas entre os principais segmentos da cordilheira. Segundo o autor, os Andes podem ser divididos em três seções como mostrado na Figura 2.2: parte Norte dos Andes ou Andes Setentrionais (entre os 10°N e 4°S de latitude), Andes centrais (entre 4°S e 47°S de latitude) e a parte sul dos Andes ou Andes Meridionais, localizados ao sul de 47°S.

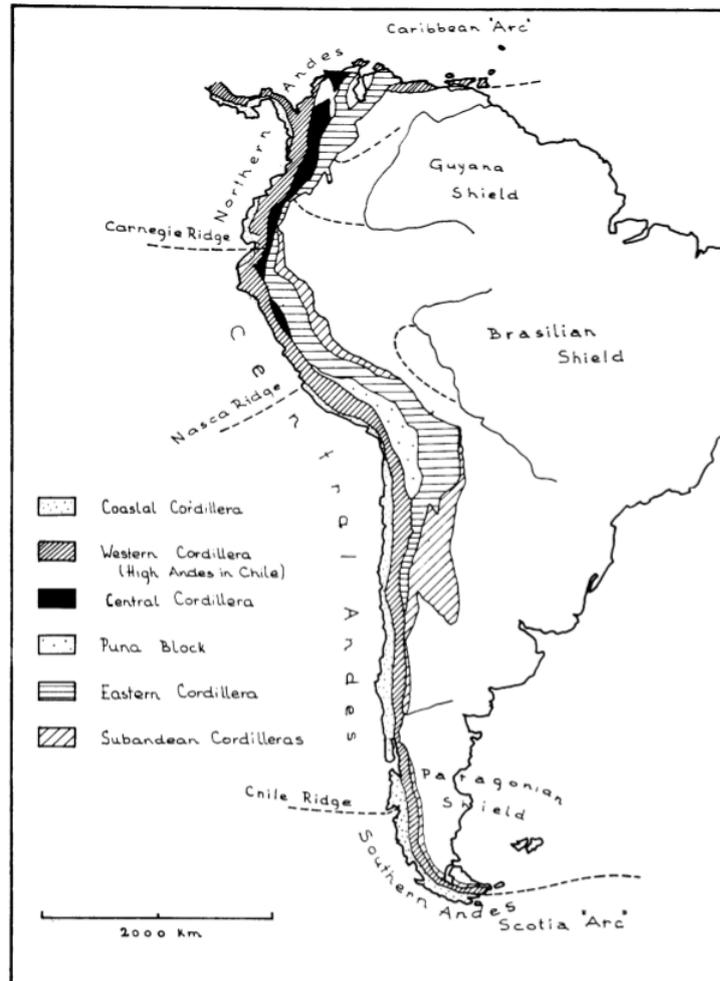


Figura 2.2: Subdivisão dos Andes de Gansser (1973)

Por outro lado, Ramos (1999) fez uma compilação das principais diferenças entre as três regiões, a saber:

- Os Andes Setentrionais mostram um importante acréscimo de crosta oceânica durante o Jurássico, Cretáceo e o Paleógeno. Como resultado, a Cordilheira Ocidental da Colômbia e Equador é principalmente constituída por um embasamento oceânico que durante acreção, foi relacionado à obdução de ofolito, em casos até fácies xisto azul.
- Os Andes Centrais representam a típica orogenia de tipo Andino, onde a tectônica foi impulsada pela subducção. Nessa região vários segmentos tem uma história tectônica complicada, principalmente pelas mudanças na geometria da zona Wadati-Benioff e pelos diferentes mecanismos de elevação.

- Os Andes Meridionais são desenvolvidos abaixo da junção tripla e são o resultado da elevação associada com a colisão de segmentos do ridge do Chile e pela subducção da placa da Antártica (Gorring et al. (1997)). Nessa zona são concentradas deformações strike-slip no forearc.

2.3 Região norte dos Andes

A região norte dos Andes está localizada entre 10°N e 4°S de latitude na Venezuela na Colômbia e no Equador e representa o término dos Andes no norte da América do Sul. Até o norte do Equador, a cordilheira se estende como uma única cadeia e na Colômbia onde divide-se em três cadeias: ocidental, central e oriental. Essa deformação intracontinental observada na parte norte dos Andes resulta da interação entre três placas litosféricas. Em seguida serão vistas algumas das características da região norte dos Andes, como a tectônica, a sismicidade, o vulcanismo.

2.3.1 Tectônica

A tectônica atual na parte norte da América do Sul (Figura 2.3) é muito complexa, pela compilação feita por Colmenares e Zoback (2003), e que sintetiza estudos da tectônica na área Norte feitos por Taboada et al. (2000), Gonzalez de Juana et al. (1980), Pennington (1981), Robertson e Burke (1989), Mann (1999), Beltran e Giraldo (1989), Perez et al. (1997), ECOPETROL (1998) e Gutscher et al. (1999).

Nessa região norte as duas características tectônica mais sobressalentes são o bloco norte dos Andes, na Figura 2.3 marcado como NAB (North Andean Block), e o bloco de Maracaibo (MBL). O Bloco Norte dos Andes se movimenta para NE em relação à placa da América do Sul.

Na Figura 2.3, são mostrados os vetores de velocidade de dados GPS dos movimentos relativos das quatro placas que interagem entre si: placa de Nazca, do Caribe, da América do Sul e a micro placa da Costa Rica- Panamá. Segundo Colmenares e Zoback (2003), os movimentos das placas podem ser resumidos assim:

- A placa do Caribe está se movimentando para o leste a ~ 20 mm/ano em relação à América do Sul; dados de GPS mostram um pouco de convergência entre essas duas placas.

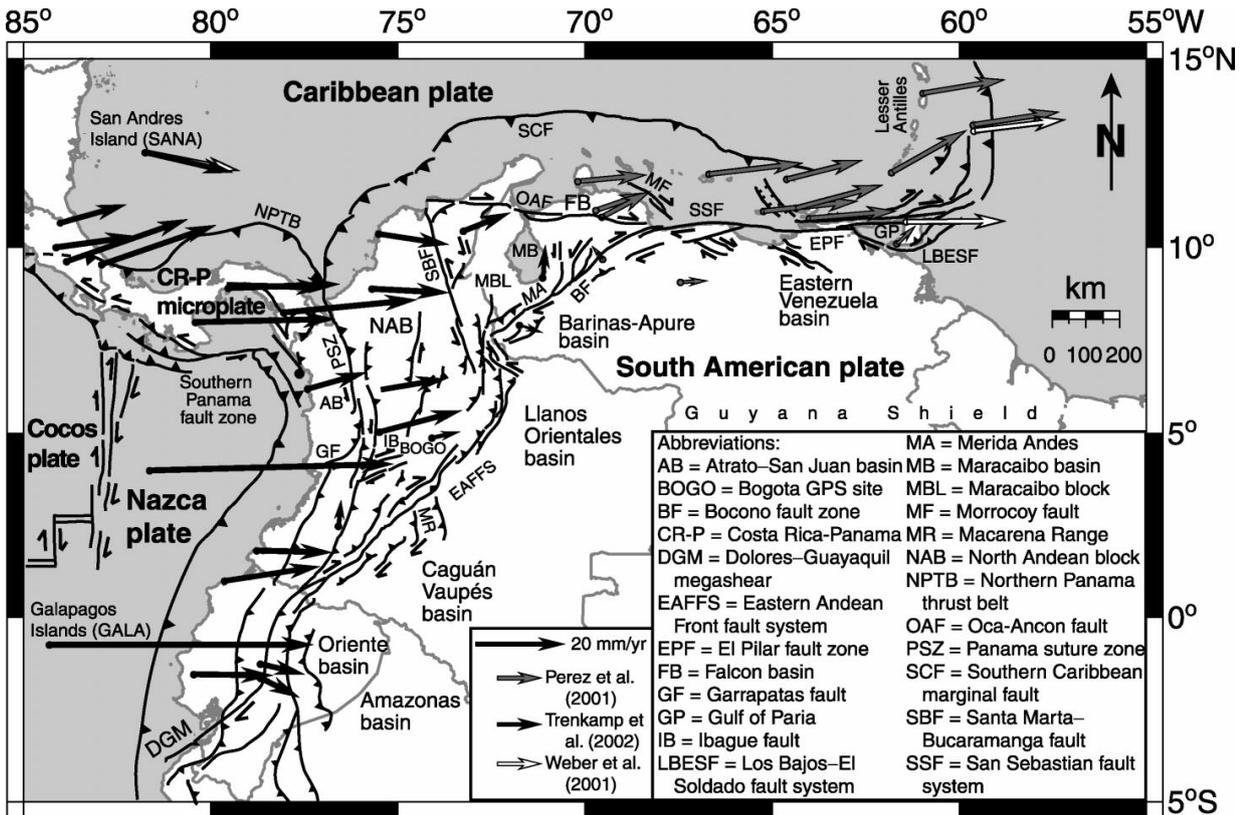


Figura 2.3: Principais características tectônicas da região norte dos Andes e vetores de velocidades GPS com respeito à América do Sul de vários estudos (Colmenares e Zoback (2003)).

- Entre a micro placa da Costa Rica-Panamá (CR-P) e a placa da América do Sul aparece convergência, com a micro placa movimentando-se para leste a $\sim 10 - 22$ mm/ano.
- A placa de Nazca movimenta-se para leste em relação à placa da América do Sul a uma velocidade de 60 mm/ano.

A Figura 2.4 mostra um modelo tridimensional do processo de subducção na região norte dos Andes desenvolvido por Corredor (2003). Esse modelo ajuda a entender a complexa interação entre as placas nessa região.

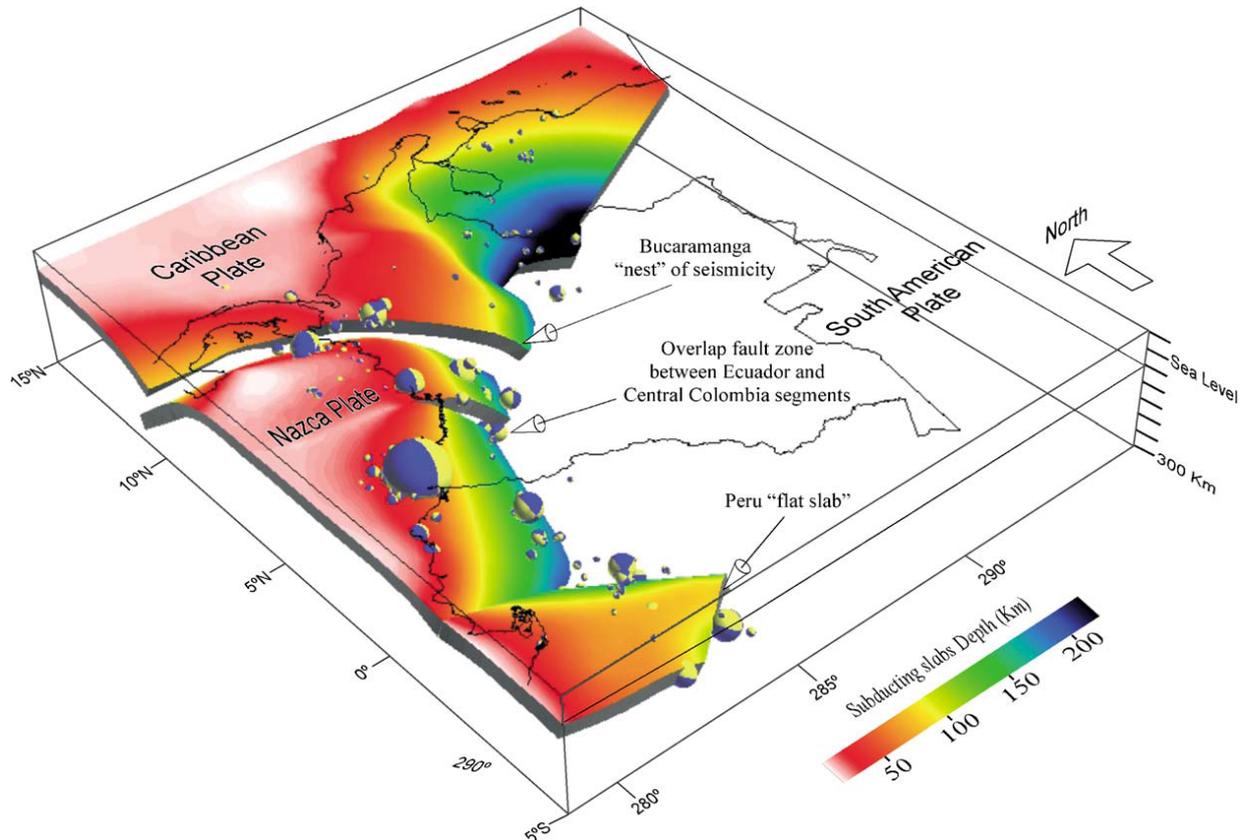


Figura 2.4: Modelo tridimensional da subducção das placas oceânicas (Nazca e Caribe) sob a placa continental da América do Sul (Corredor (2003))

2.3.2 Sismicidade

A sismicidade na parte norte dos Andes pode ser dividida em dois tipos, sismicidade rasa e sismicidade profunda. A sismicidade rasa da região está associada com as falhas N-NE presentes na cordilheira e estão delimitados pela cordilheira oriental desde o Equador até a Venezuela (Pulido (2003)), como é observado claramente na Figura 2.5. Por outro lado, a sismicidade profunda está relacionada a dois processos de subducção. No primeiro, entre 3.6°N e 5.6°N de latitude e ao sul de 0° de latitude, a sismicidade está relacionada com o processo de subducção da placa de Nazca sob a placa da América do Sul. No segundo, ao norte de 5°N de latitude na região chamada de segmento de Bucaramanga na Colômbia, a sismicidade profunda é devida ao processo de subducção da placa do Caribe sob a placa da América do Sul (Pulido (2003), Pennington (1981), Taboada et al. (2000)).

Outra característica tectônica que afeta a profundidade e a magnitude dos sismos é o tipo de subducção. Assim, em áreas onde a subducção é horizontal, a sismicidade aumenta

e em zonas adjacentes a esse tipo de subducção a sismicidade diminui. Na parte norte dos Andes acima de 5°N, no segmento de Bucaramanga, por exemplo tem-se subducção horizontal, e há notável sismicidade intra-placa na placa continental, e o espessamento da crosta é combinado com marcado movimento strike-slip (Ramos (1999), Taboada et al. (2000)).

Estudos como Pennington (1981), Taboada et al. (2000) e Corredor (2003) mostram que na parte Norte dos Andes existem principalmente três segmentos de importante sismicidade:

- Segmento de Bucaramanga (5.2 °N - 11 °N): essa área pode ser dividida em duas partes de acordo com o ângulo de subducção; a parte norte com ângulo de $\sim 20^\circ$, parte sul com ângulo de 40° ;
- Segmento do Cauca (3.2 °N - 5.6 °N): ângulo de subducção de 35° ;
- Segmento do Equador: Esta área está localizada no extremo sul da região estudada e tem sismos provenientes de falhamento normal. Aliás, a placa que está mergulhando (placa de nazca) mostra estar sob extensão, Corredor (2003).

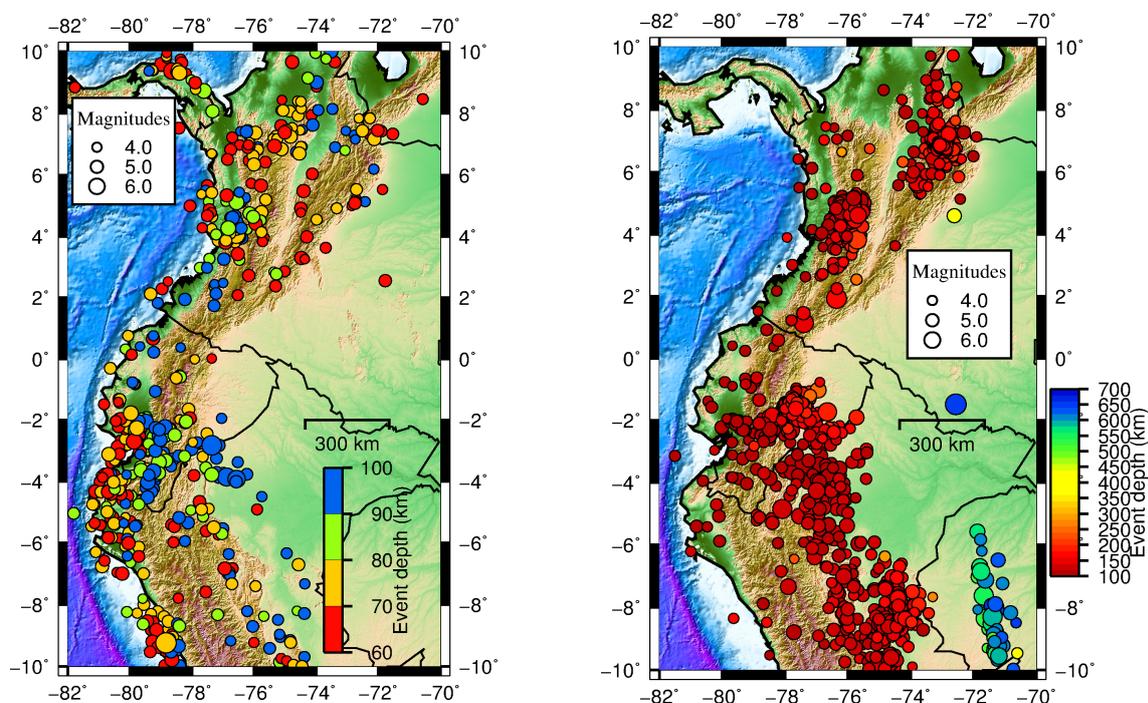


Figura 2.5: Mapa de sismos da parte Norte dos Andes. Esquerda) sismos de 0 a 100 km. Direita) sismos intermediários a profundos (100 a 700 km)

2.3.3 Vulcanismo

O vulcanismo está associado à geometria da subducção. Nos Andes setentrionais a maioria dos vulcões é desenvolvida nas cordilheiras central e ocidental da Colômbia ao sul de 5°N, como o Nevado del Ruiz, Galeras e o Cerro Bravo. Mais ao sul temos os vulcões do Equador como Mojanda, Chimborazo e Pichincha que chegam até os 2°S. As rochas vulcânicas encontradas nessa zona são entre andesitos basálticos e andesitos, derivados da cristalização fraccionada de magmas basálticos produzidos pelo derretimento da cunha astenosférica contendo componentes da litosfera oceânica (Ramos (1999)).

Fundamentos do Método

3.1 Tipos de ondas

A velocidade de propagação das ondas sísmicas é definida pelo meio por onde passam. Existem dois tipos de ondas sísmicas, as ondas de corpo que viajam pelo interior da Terra e as ondas de superfície que se propagam próximo à superfície.

3.1.1 Ondas de Corpo

As ondas sísmicas de corpo estão divididas em dois tipos: as ondas P, de tipo longitudinal, e as ondas S, de tipo transversal.

A onda mais rápida e que consegue se propagar em todos os meios é a onda P. Essas ondas fazem com que as partículas vibrem em direção paralela à direção de propagação e produzem compressão e expansão das rochas. As ondas P têm velocidade entre 4 e 7 km/s na crosta terrestre e em torno de 8 km/s no manto superior.

As ondas S não viajam por meios líquidos e fazem com que as partículas vibrem em direção perpendicular à direção de propagação. São chamadas também de ondas transversais e sua velocidade é menor do que a velocidade da onda P, em torno de 3 a 4 km/s na crosta.

3.1.2 Ondas de Superfície

As ondas de superfície nascem da combinação das ondas P e S na superfície. Viajam a velocidades menores do que as ondas de corpo, mas podem ser observadas por muito mais tempo. Existem dois tipos de ondas de superfície: as ondas Rayleigh e as ondas Love. Nas ondas Rayleigh o movimento das partículas se dá em um plano vertical paralelo à

direção de propagação da onda. Nas ondas Love as vibrações ocorrem no plano horizontal perpendicularmente à direção de propagação da onda.

3.2 Fases Sísmicas

Os tipos de geometria dos raios das ondas P e S são variados devido à Terra ter várias camadas: crosta, manto, núcleo interno e externo. Os diferentes raios são chamados de fases sísmicas.

Já que na crosta as velocidades das ondas aumentam significativamente até a descontinuidade de Moho (entre a crosta e o manto superior), existem várias fases sísmicas na crosta, alguns exemplos delas são: a onda P que viaja dentro da crosta, chamada de Pg; o raio que reflete na Moho, chamado de PmP, onde o m representa a Moho e presume que a Moho é uma descontinuidade de primeira ordem. O raio Pn viaja no manto superior, logo abaixo da Moho (Shearer (2009)).

Na Figura 3.1 são mostradas algumas fases sísmicas na Terra e as fases profundas. Para sismos profundos, a parte da trajetória do hipocentro diretamente à superfície é denotado pela letra minúscula p ou s e estas fases profundas servem para encontrar a profundidade de sismos distantes, assim como para encontrar a profundidade da Moho.

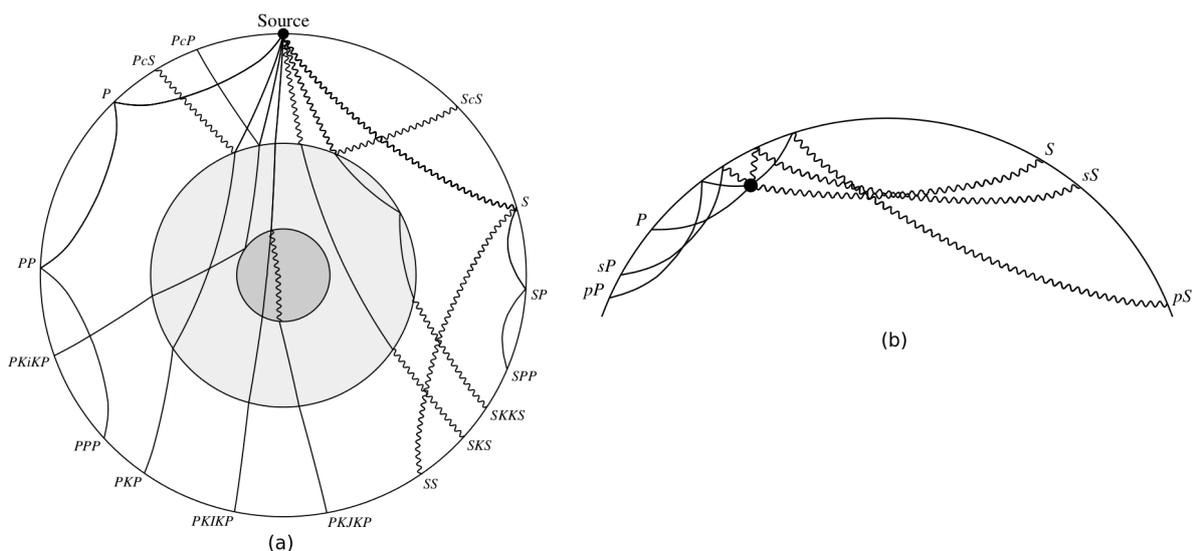


Figura 3.1: Fases sísmicas: a) Percursos dos raios sísmicos globais, feitos com o modelo PREM, b) Fases profundas geradas por sismos profundos (Shearer (2009)).

3.3 Sismogramas e picagens

Os sismógrafos registram as três componentes do movimento do chão utilizando sensores verticais e horizontais. As componentes horizontais podem ser rotacionadas para as direções radial (paralela à direção de propagação da onda) e transversal (perpendicular à direção de propagação da onda). As fases nos sismogramas são identificadas e diferenciadas pelas amplitudes, polaridades e frequências. De acordo com essas características são feitas as leituras dos seus tempos de chegada. Na Figura 3.2 é mostrado um exemplo de um evento ocorrido em 11/03/1989, a 237 km de profundidade, na trincheira de Tonga e registrado no Peru. Nesse exemplo é possível observar que nas componentes vertical e radial é possível enxergar melhor as ondas P, SV e Rayleigh, enquanto na componente transversal fica mais fácil enxergar as ondas SH e Love.

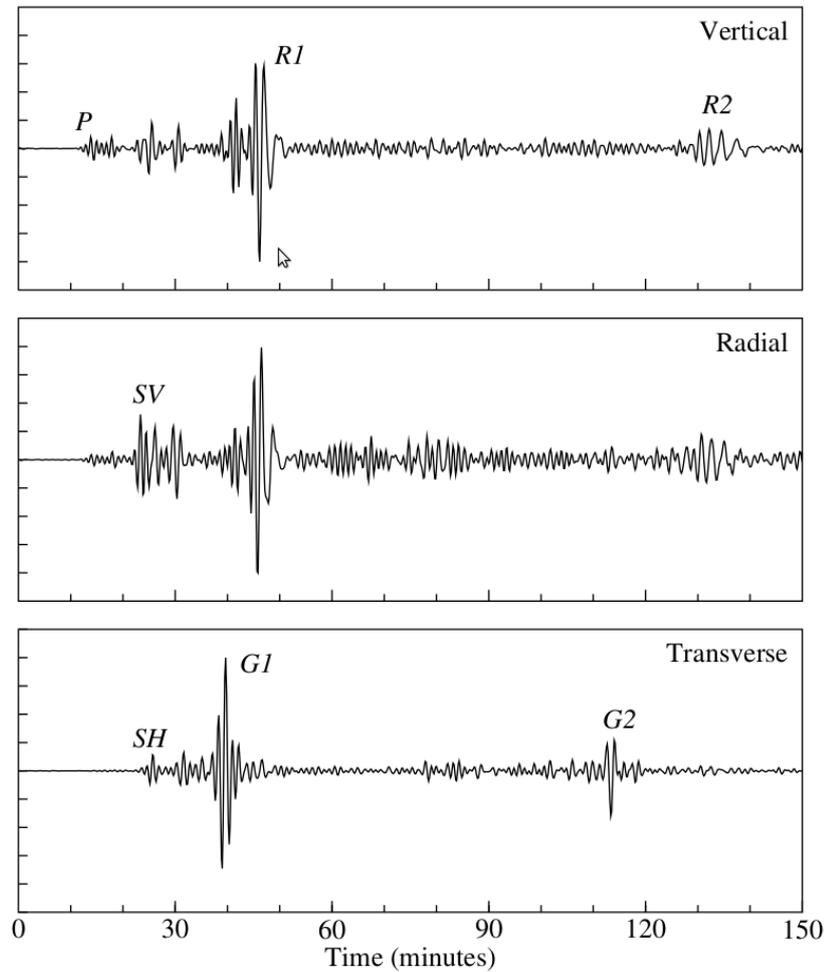


Figura 3.2: Componentes vertical, radial e transversal de um sismo ocorrido em 11/03/1989 a 237 km de profundidade na trincheira de Tonga e registrado no Peru. P, SV, e ondas Rayleigh (R1, R2) aparecem melhor nas componentes vertical e radial. SH e ondas Love (G1 e G2) aparecem na componente transversal. (Shearer (2009))

Metodologia

A metodologia aplicada neste estudo foi desenvolvida por Zhang e Lay (1993) e modificada e aplicada nos Andes por Zandt et al. (1994) e McGlashan et al. (2008). Está baseada na identificação de reflexões na descontinuidade de Moho para sismos com profundidades médias a profundas e magnitudes grandes. Zhang e Lay (1993) usaram só a componente transversal com a fase sSH, Zandt et al. (1994) analisaram as duas fases pP e sS, e McGlashan et al. (2008) usaram só a componente vertical analisando a fase pP. Neste trabalho foram analisadas as ondas pP, sSH e sSV nas componentes vertical, transversal e radial, respectivamente.

As ondas P e S de sismos profundos são refletidas na descontinuidade de Mohorovic, originando as fases profundas pmP e smS, e na superfície da Terra, originando as fases pP e sS, respectivamente. Devido à geometria desses raios e medindo a diferença nos tempos de chegada dessas duas fases é possível encontrar a profundidade da Moho ou a espessura da crosta terrestre no ponto de reflexão na superfície.

A diferença de tempo entre as fases pP e pmP (ou sS e smS) corresponde ao caminho adicional percorrido pela onda pP (sS) na crosta como mostrado na Figura 4.1. Se a crosta tem propriedades laterais uniformes perto do epicentro, então todas as chegadas a diferentes azimutes deveriam ter formas de onda semelhantes.

O tempo percorrido pela onda pP na crosta é mostrado na Figura 4.1 de cor azul e está dado por tpP :

$$tpP = \frac{2H}{\cos(i)V_c} \quad (4.1)$$

Usando a lei de Snell na interface manto-crosta,

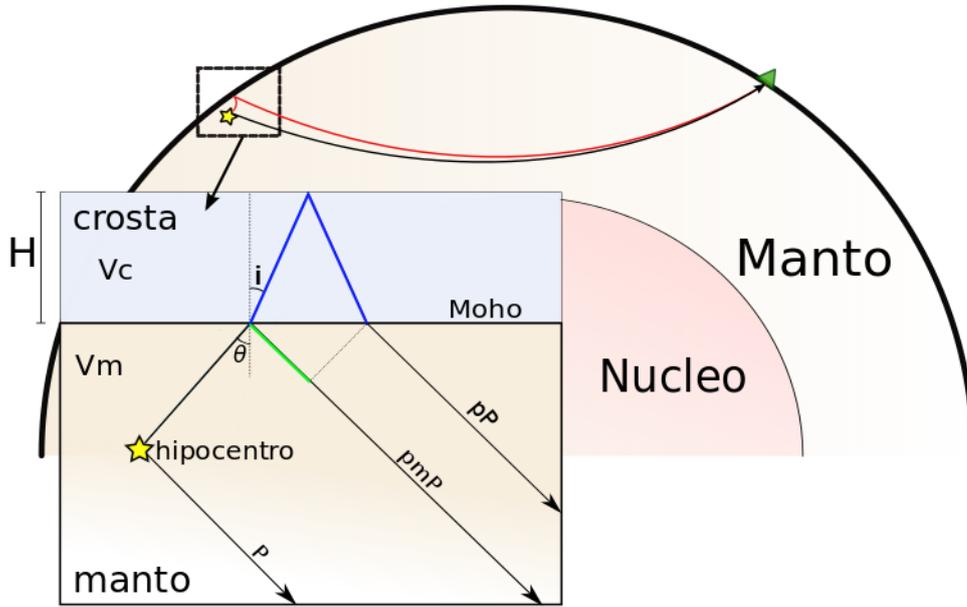


Figura 4.1: Reflexão da onda P na superfície e na Moho.

$$\sin(\theta) = \frac{\sin(i)V_m}{V_c} \quad (4.2)$$

é possível achar o tempo que percorre a onda pmP depois de ser refletida na Moho enquanto a onda pP sai da crosta. Esse percurso está mostrado na Figura 4.1 na cor verde, e o tempo que demora está dado por $tpmP$:

$$tpmP = \frac{2H \sin^2(i)}{V_c \cos(i)} \quad (4.3)$$

Daí a diferença entre os tempos de chegada das ondas pP e pmP (sS e smS) é:

$$\begin{aligned} dt &= \frac{2H \cos(i)}{V_c} \\ &= 2H \sqrt{\frac{1}{V_c^2} - \frac{\sin^2(i)}{V_c^2}} \end{aligned} \quad (4.4)$$

e lembrando que o parâmetro p de raio de fase é $p = \frac{\sin(i)}{V}$, então a diferença de tempos entre as ondas pP e pmP ou sS e smS é:

$$dt \simeq 2H \sqrt{\frac{1}{V_c^2} - p^2} \quad (4.5)$$

Essa aproximação vira uma igualdade no caso de onda plana, aonde as duas fases teriam o mesmo parâmetro de raio p . Finalmente, a diferença de tempos entre a fase refletida na Moho e a fase refletida na superfície para as ondas P e S é:

$$tpP - tpmP \simeq 2H \sqrt{\frac{1}{V_{pc}^2} - p_{pP}^2} \quad (4.6a)$$

$$tsS - tsmS \simeq 2H \sqrt{\frac{1}{V_{sc}^2} - p_{sS}^2} \quad (4.6b)$$

Das expressões 4.6 é possível encontrar a espessura da crosta medindo a diferença entre os tempos de chegada e sabendo as velocidade na crosta das onda P e S (V_{pc} e V_{sc}), assim como o parâmetro de raio de fase das ondas pP e sS (p_{pP} e p_{sS}).

4.1 Valores típicos de θ e i

Os valores da relação entre os ângulos de incidência e transmissão na Moho, θ e i , respectivamente (Fig. 4.1), foram obtidos com o sismo ocorrido em 26/08/2008, nas coordenadas 74.47 W e 7.54 S a 142 km de profundidade e foi registrado nas estações localizadas em azimute médio de 342 ° e $\Delta = 52.4^\circ$.

Usando o parâmetro de raio de fase da onda pP , sua relação com o ângulo de incidência ($p = \frac{\sin i}{V}$) e a equação 4.2, foram obtidos os valores de θ e i para as ondas S e P mostrados na Tabela 4.1. Também são mostrados os valores dos parâmetros de raio de fase e velocidades usadas no cálculo dos ângulos.

	P	S
V_c (km/s)	6.45	3.79
V_m (km/s)	7.99	4.50
p (s/km)	0.067	0.124
i (°)	26	28
θ (°)	33	34

Tabela 4.1 - Valores de ângulos de incidência (θ) e reflexão (i) na Moho

4.2 Relação entre as amplitudes das ondas pmP e pP e coeficientes de reflexão e transmissão

Para uma melhor identificação das ondas pmP e smS, é importante saber a relação entre as amplitudes das ondas pmP-pP e smS-sS, que pode ser calculada através dos coeficientes de reflexão e transmissão das ondas.

Quando uma onda sísmica incide na interface de separação de dois meios, parte da energia é transmitida para o outro lado (onda transmitida) e parte é refletida de volta. Os coeficientes de reflexão (r) e de transmissão (t) em termos de amplitude dos deslocamentos estão dados por:

$$r = \frac{A_1}{A_0} \quad (4.7a)$$

$$t = \frac{A_2}{A_0} \quad (4.7b)$$

onde A_0 é a amplitude da onda incidente, A_1 a amplitude da onda refletida e A_2 a amplitude da onda refratada.

No caso de incidência normal esses coeficientes podem ser calculados usando as impedâncias $Z = V\rho$ ($V = \text{velocidade}$, $\rho = \text{densidade}$) dos dois meios :

$$r = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (4.8a)$$

$$t = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (4.8b)$$

onde Z_1 é a impedância do meio da onda incidente e Z_2 do meio da onda refratada.

A relação entre as amplitudes da onda pmP e pP é calculada sabendo os coeficientes de reflexão e transmissão da onda P que é refletida na Moho (r_1 e t_1) e o coeficiente de transmissão da onda pP, quando é transmitida da crosta ao manto (t_2), mediante a seguinte relação:

$$\frac{A_{pmP}}{A_{pP}} = \frac{r_1}{t_1 t_2} \quad (4.9)$$

Na Tabela 4.2 são mostrados os valores teóricos da relação $\frac{A_{pmP}}{A_{pP}}$, para incidência normal usando as equações 4.8, e nos outros casos, usando o programa RTCOEF de Shearer (2009).

	V_c (km/s)	V_m (km/s)	ρ_c (g/cm ³)	ρ_m (g/cm ³)	A_{pmP}/A_{pP} <i>Inc.normal</i>	A_{smS}/A_{sS} <i>RTCOEF</i>
P	6.46	7.99			0.156	0.105
S	3.69	4.5	3.0	3.3	0.149	0.072

Tabela 4.2 - Valores de coeficientes de reflexão na Moho para as ondas P e S.

Segundo a Tabela 4.2, teoricamente para incidência normal, a onda pmP e smS teriam 15% da amplitude da onda pP e sS. Para outros tipos de incidência, a onda pmP teria 10% da amplitude da onda pP, e a onda smS 7% da amplitude da onda sS. Mas medindo as amplitudes dos 28 sismogramas analisados neste estudo, foi encontrado que as amplitudes das ondas pmP e smS variam: para a onda pmP a amplitude varia de 6% – 53% da amplitude da onda pP, enquanto a amplitude da onda smS varia de 4% – 60% da amplitude da onda sS.

4.3 Componentes analisadas

Para desenvolver essa metodologia podem ser utilizadas as componentes vertical e transversal, sendo analisada a onda P na componente vertical e a onda SH na componente transversal. A componente radial não é utilizada devido a conversão das ondas S em ondas P, o que ocorre nessa componente. Como mostrado na Figura 4.2, devido a proximidade entre as chegadas da fase smS e da fase pS na componente radial, e por ser a fase pS maior nessa componente, fica difícil a identificação da onda smS (Zhang e Lay (1993)). Entretanto, na componente transversal não existe a fase pS, já a fase smS tem maior amplitude que a componente radial, permitindo assim, uma boa identificação da fase smS.

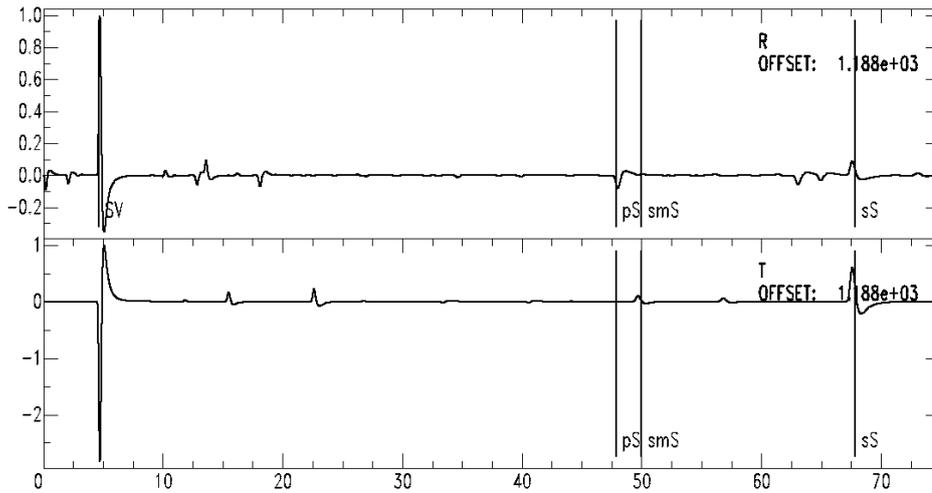


Figura 4.2: Componente radial (traço superior) e transversal (traço inferior) sintéticas para um sismo de profundidade de 150 km, registrado a 70° do epicentro. A proximidade entre as fases pS e smS na componente radial dificulta a identificação da fase smS. Na componente transversal não existe a fase pS, facilitando, assim, a identificação da fase smS.

4.4 Relação V_p/V_s

A relação entre a diferença de tempos de chegada das ondas S e P define a relação V_p/V_s na crosta, como mostrado na equação 4.10:

$$\frac{t_{sS} - t_{smS}}{t_{pP} - t_{pmP}} \simeq \frac{V_p}{V_s} \quad (4.10)$$

A equação 4.10 vira uma igualdade em uma camada sobre um semi-espaco, onde as fases P e S tem o mesmo percurso. Segundo Zandt et al. (1994) a equação 4.10 representa uma técnica simples mas robusta para medir o valor médio V_p/V_s crustal, devido a que não precisam ser calculadas as duas velocidades separadamente.

Processamento

O procedimento para a análise de dados está dividido em duas etapas: a primeira, a busca de eventos e estações e, a segunda, o processamento de sismogramas e cálculo da espessura crustal.

5.1 Seleção de Eventos e Estações

Foi utilizado o programa Standing Order for Data (SOD 3.1.0) para localizar os eventos e baixar os sismogramas. Com o comando `find_events` foram localizados os eventos na área estudada entre 10°N e 10°S de latitude e entre 80°W e 72°W de longitude. Nos parâmetros de busca considerou-se sismos com magnitudes maiores que 6.0 Mw, para garantir chegadas fortes das ondas P e S, e profundidades maiores que 100 km, permitindo, assim, uma separação entre as chegadas das ondas P e pP. A Figura 5.1 mostra o fluxograma com os parâmetros de busca e seleção de dados.

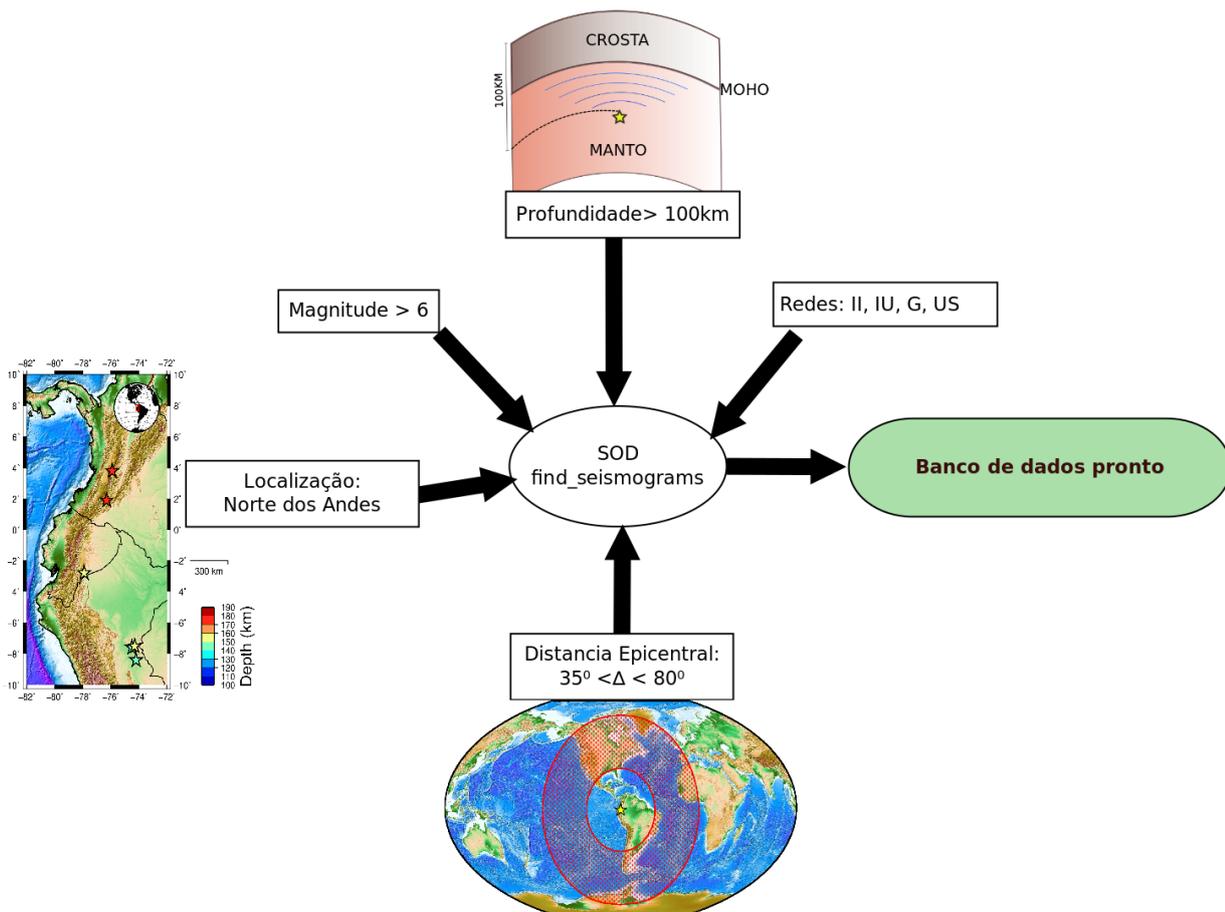


Figura 5.1: Fluxograma da busca e seleção de dados.

Depois de encontrar todos os eventos com as características desejadas, foram selecionados seis sismos, a saber: dois na área norte, um na área central e três na área sul. Posteriormente, com o programa SOD e o comando `find_seismograms` foram baixados os sismogramas registrados nas redes II, IU, G e US em estações localizadas a distâncias epicentrais entre 35° e 85° , para evitar efeitos de triplicação.

5.2 Processamento dos sismogramas

Foram analisados sismogramas nas componentes vertical e transversal. Na componente vertical para a análise da onda pP e na transversal para a onda sSH.

Para cada evento, foram separados os sismogramas em grupos de estações, de acordo com o azimute similar. Logo, foram rotacionados os sismogramas das componentes horizontais para obter a componente transversal (perpendicular à direção do evento), para a

análise das ondas sSH.

5.2.1 Análise dos sismogramas

A análise dos sismogramas foi feita no programa Seismic Analysis Code (SAC 101.5c). Como exemplo, será visto só a análise feita da onda pP na componente vertical. O procedimento foi o mesmo para a onda sSH na componente horizontal.

Foi selecionado um grupo de sismogramas de azimute médio similar que registraram o mesmo sismo. Para cada sismograma do grupo foram realizados os seguintes passos (Figura 5.2):

1. Usando o programa *taup-time* que dá informações sobre o tempo de percurso das principais fases com o modelo IASP-91, foi marcada a chegada das ondas P e pP.
2. Depois de remover a tendência e filtrar os sismogramas, foi selecionado um pico (maior ou menor) da onda pP, que será usado como referência no empilhamento. No passo 2, na Figura 5.2 o pico selecionado está marcado como t_1 .
3. Logo foram alinhados no pico marcado no passo anterior (t_1) e empilhados todos os sismogramas do grupo.
4. O último passo consistiu em identificar o precursor da onda pP (fase pmP), que foi realçado com o empilhamento, e finalmente foi encontrada a diferença entre os tempos de chegada das ondas pP e pmP.

Finalmente, já tendo calculada a diferença entre os tempos de chegada das ondas pmP e pP, é calculada a espessura crustal no ponto de reflexão da onda pP (equação 4.6).

Esse processo é feito nas duas componentes, analisando a onda pP na componente vertical e a onda sSH na componente transversal. São obtidas duas espessuras crustais do mesmo ponto de reflexão; a média destas duas espessuras é a espessura crustal obtida no ponto de reflexão.

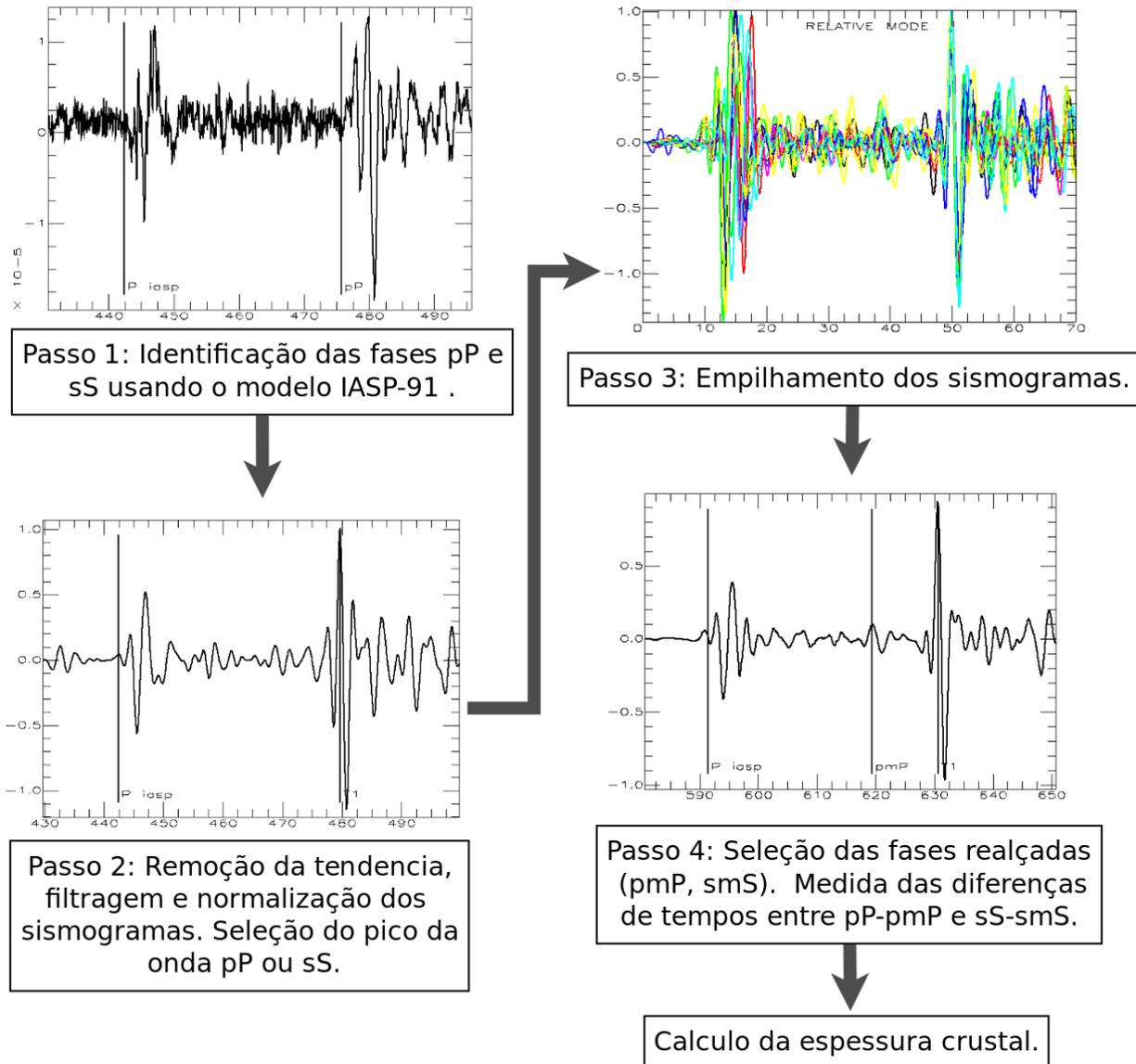


Figura 5.2: Fluxograma do processamento de sismogramas.

5.2.2 Cálculo das incertezas

A incerteza da espessura calculada de cada componente foi medida usando o fato de que a forma de onda das ondas pP e pmP é semelhante. Então foram selecionados três picos diferentes da onda pP e os seus correspondentes para a onda pmP e medidas as diferenças de tempo para cada pico, como mostrado na Figura 5.3, onde cada pico correspondente na onda pmP e pP está marcado com a mesma cor. As diferenças de tempos entre as duas ondas, usando os três picos selecionados, fornecem três espessuras distintas. A média e o desvio padrão destas três espessuras são os valores reportados para a componente

analisada.

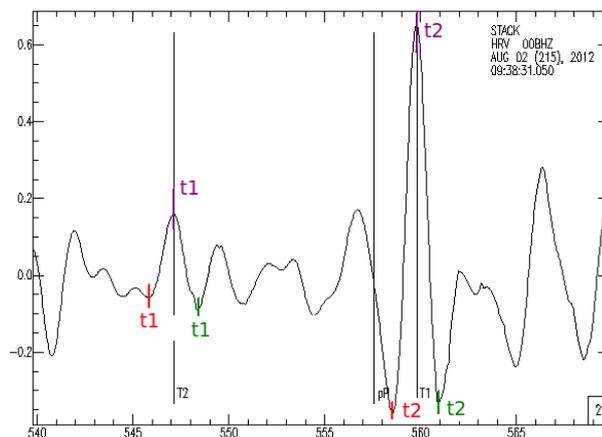


Figura 5.3: Medida das incertezas: é calculada uma espessura para cada diferença de tempos entre t_2 (pP) e t_1 (pmP) para cada cor.

Finalmente, como para cada grupo de sismogramas de azimuth médio similar são analisadas duas componentes e para cada componente foi achada uma espessura crustal com a correspondente incerteza, a espessura final reportada no ponto de reflexão é a média das espessuras das duas componentes (vertical e transversal), e a incerteza relatada é a variância dessa média mais o desvio padrão entre ambas espessuras.

5.3 Ponto de Reflexão

O lugar onde é calculada a espessura da crosta é no ponto de reflexão da onda pP na superfície. Para achar as coordenadas desse ponto é preciso calcular a distância angular entre o hipocentro e o ponto de reflexão. Para isso usa-se o parâmetro de raio de fase (p) da onda pP, dado pelo t-times. Daí, procura-se a distância epicentral para a onda P de um sismo gerado na superfície (profundidade zero) e que corresponda ao mesmo parâmetro p da onda pP calculado anteriormente. Ou seja, é encontrada a distância epicentral do percurso da onda pP depois de ser refletida na superfície, marcado como ΔPr na Figura 5.4.

Já calculada a distância epicentral da onda P gerada na reflexão na superfície é possível encontrar a distância epicentral da onda p antes de ser refletida, fazendo a diferença entre a distância epicentral da onda pP e da onda P do segundo trajeto da onda pP sendo $\Delta p = \Delta pP - \Delta Pr$ na Figura 5.4a. Finalmente, projetando na superfície (Figura 5.4b) é

possível encontrar $\Delta Latitude$ e $\Delta Longitude$ do ponto de reflexão em relação ao hipocentro para, finalmente, calcular as coordenadas do ponto de reflexão.

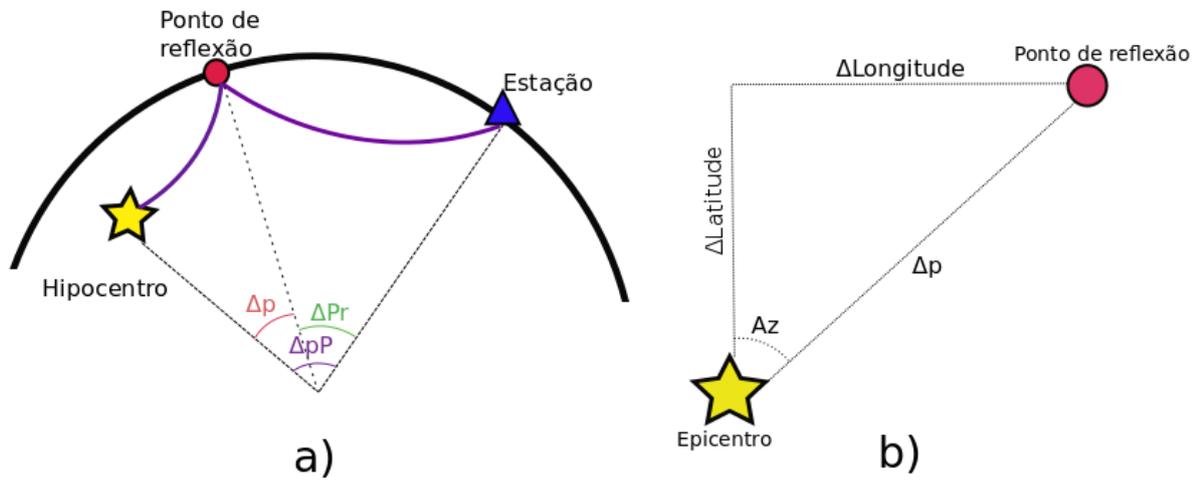


Figura 5.4: Cálculo das coordenadas do ponto de reflexão.

Dados

Foram analisados seis sismos com profundidade intermediária da parte norte dos Andes (Tabela 6.1). Todos os sismos selecionados tem magnitude maior que 6 e profundidade maior que 100 km. A Figura 6.1 mostra a localização dos seis eventos, a cor da estrela varia de acordo com a profundidade do sismo, que vai de 100 a 180 km.

Longitude(°)	Latitude(°)	Profundidade(km)	Data(ano.dia.hora_min_seg)	Magnitude
-75.90	3.87	179	2001.265.03.23.38	6.0mb
-77.97	-2.85	155	2007.320.03.12.52	6.0ms
-74.47	-7.54	154	2008.239.21.00.35	6.2mb
-74.51	-7.64	147	2011.08.24.17.46	6.8mb
-74.24	-8.37	145	2012.215.09.38.30	6.1Mw
-76.36	1.92	170	2012.274.16.31.35	7.0mb

Tabela 6.1 - Eventos Analisados.

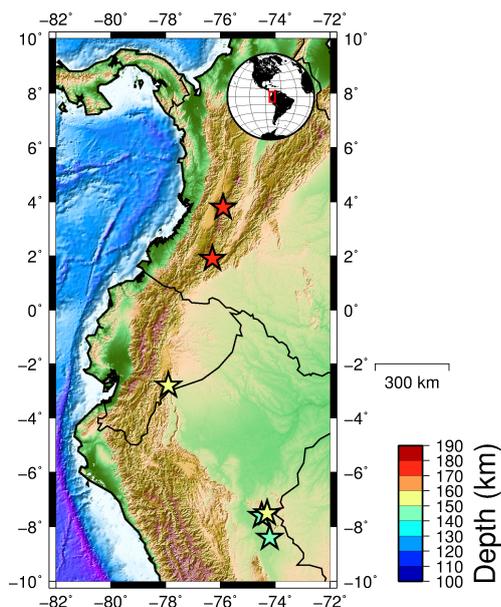


Figura 6.1: Localização dos eventos analisados, a cor da estrela varia de acordo com a profundidade do sismo.

Foram usadas 69 estações das redes II, IU, US e G, localizadas entre 35 e 90° dos sismos. Na Figura 6.2, estão localizadas todas as estações utilizadas e os seis sismos estudados.

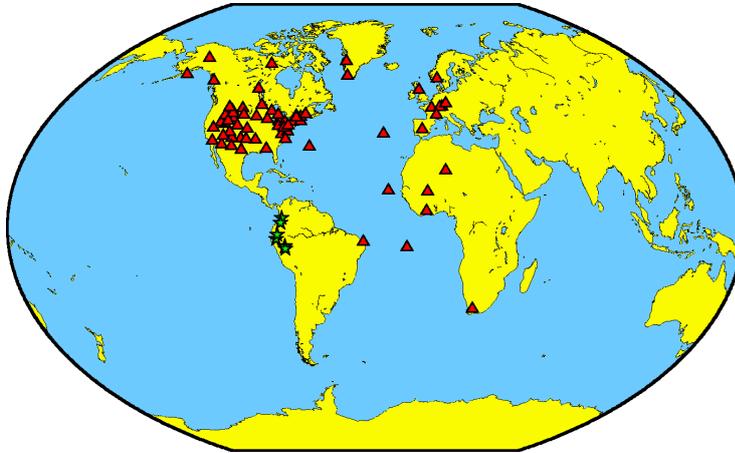


Figura 6.2: Localização das 69 estações utilizadas (triângulos vermelhos). As estrelas verdes são os seis eventos analisados.

Resultados

Os resultados são apresentados em quatro etapas. Primeiro será mostrado um exemplo gráfico dos sismogramas antes e depois de serem empilhados para um grupo de registros com azimute semelhante de um dos seis eventos analisados. Depois, serão apresentados os valores das espessuras obtidas nos 15 pontos de reflexão e depois será feita uma comparação dos resultados com o modelo de espessura crustal de Assumpção et al. (2013), dividindo a região estudada em três áreas. Finalmente será mostrado a relação V_p/V_s obtida para a região.

7.1 Exemplo gráfico

É apresentada a análise do sismo de $m_b=6.2$, ocorrido em 26 – 08 – 2008, para um grupo de cinco estações com azimute médio de 342° . Foram analisados os sismogramas nas componentes vertical e transversal (Figura 7.1), antes e depois de empilhados, para as ondas pmP na componente vertical e para a onda smS na componente transversal.

Na Figura 7.1 é possível observar que depois do empilhamento a chegada da onda refletida na Moho (pmP ou smS) é realçada, permitindo encontrar melhor a diferença entre os tempos de chegada das ondas refletidas na Moho e na superfície. A escala de tempo usada para a componente horizontal é 1.73 vezes a escala da componente vertical, para facilitar a comparação das fases pmP e smS, já que a onda P viaja aproximadamente 1.73 vezes mais rápido do que a onda S. As marcas t1, representando a onda pP na componente vertical e a onda sS na componente transversal, estão alinhadas e, assim, espera-se que as ondas pmP ou smS também estejam alinhadas. Ou seja, a espessura crustal encontrada com a componente vertical deveria ser a mesma que a achada com a componente horizontal.

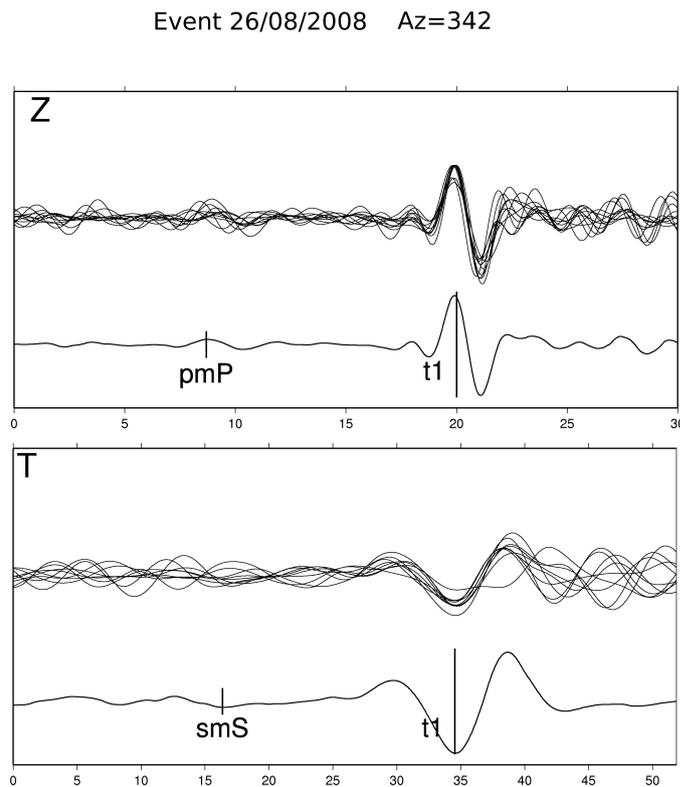


Figura 7.1: Exemplo da análise de sismogramas para o sismo ocorrido o dia 26 de Agosto de 2008 no grupo de azimuth médio de 342° . São mostrados os sismogramas antes e depois de serem empilhados para as duas componentes, componente vertical para a onda pmP e as componente transversal para a onda smS. A escala de tempo da componente transversal (onda smS) é 1.73 vezes maior que a da vertical (onda pmP). A marca t1 nos dois quadros representa a chegada das ondas pP e sS respectivamente.

Por outro lado, pode ser visto que a forma da onda refletida na Moho é igual à forma da onda refletida na superfície, ou seja, as formas de ondas da pP e da pmP (ou sS e smS) são semelhantes, o que facilita a identificação das chegadas pmP e smS.

No Apêndice A, são mostrados os sismogramas antes e depois de ser empilhados para os 14 pontos de reflexão dos 6 eventos estudados.

7.2 Espessuras crustais

Para cada grupo de azimuth médio dos seis sismos analisados, foram calculadas duas diferenças de tempo, uma entre as chegadas das ondas pmP e pP na componente vertical e outra entre as chegadas das ondas smS e sS na componente transversal. Usando a equação 4.6 e as diferenças de tempos medidas, foram calculadas as espessuras crustais.

Os parâmetros utilizados nas equações 4.6 são:

- Velocidade da onda P na crosta $V_{pc} = 6.45$ km/s, sendo este o valor de velocidade média da crosta segundo Christensen e Mooney (1995) e similar ao relatado por Chulick et al. (2013), ($V_{pc} = 6.467$ km/s)
- Velocidade da onda S na crosta $V_{sc} = 3.728$ km/s, valor escolhido para satisfazer a relação $V_p/V_s=1.73$.
- Os parâmetros de raio de fase p das ondas pP e sS foram calculados utilizando o programa t-times passando como dados de entrada a profundidade do sismo e a distância epicentral média das estações.

Com as duas espessuras crustais (uma obtida com a componente vertical e outra com a componente transversal), foi calculada a espessura média das três componente para o ponto de reflexão. Os resultados para cada um dos sismo analisados estão na Tabela 7.1. Essa Tabela mostra as duas espessuras obtidas (uma para cada componente) de cada um dos grupos de azimute médio, e a espessura média para cada ponto de reflexão. As espessuras são mostradas com as correspondentes incertezas calculadas como descrito na seção 5.2.2. Também é mostrado o número de estações analisadas, o azimute médio e as coordenadas do ponto de reflexão.

Na Figura 7.2 é possível observar os seis sismos analisados com os respectivos pontos de reflexão aonde foram calculadas as espessuras crustais.

Evento	Azimute (°)	Número de Estações	Ponto de Reflexão	Espessura Crustal (km)	Espessura média (km)
22/09/2001	328	20	(76.5 W, 4.8 N)	pmP :29.6 ± 1.5 smSH:30.0 ± 2.4	29.8 ± 1.3
H=178.6km Mb=6.2 (75.9 W, 3.87 N)	45	7	(75.3 W, 4.4 N)	pmP :26.0 ± 1,6 smSH:26.6 ± 0.2	26,3 ± 1,6
30/10/2012	4	5	(76.28 W, 2.95 N)	pmP :? smSH:43.8 ± 2.7	43.8 ± 2.7
H=168.3km Mb=7 (76.36 W, 1.92 N)	58	5	(75.76W,2.29 N)	pmP :51,1 ± 1.6 smSH:61.0 ± 4,2	56,0 ± 8,0
	3	8	(77.9 W, 2 S)	pmP :59.3 ± 3.8 smSH:67.5 ± 3.0	63.4 ± 8.5
16/11/2007					
H=154.7km Mb=6	56	6	(77.3 W, 2.4 S)	pmP :37.7 ± 1.4 smSH:41.5 ± 1.7	39.6 ± 3.6
(77.97 W, 2.85 S)	329	15	(78.4 W, 2.1 S)	pmP :61.4 ± 3.6 smSH:64.6 ± 1.2	63.0 ± 4.8
26/08/2008					
H=152km Mb=6.2 (74.47 W, 7.54 S)	342	10	(74.75 W, 6.70 S)	pmP :39.8 ± 1.2 smSH:38.5 ± 2.4	39.1 ± 1.8
	352	7	(74.61 W, 6.97 S)	pmP :38.0 ± 0.4 smSH:36.9 ± 4.8	37.4 ± 1.1
24/08/2011					
H=147km Mb=6.8	78	4	(73.75 W,7.47 S)	pmP :33.8 ± 1.0 smSH:37.4 ± 1.1	35.6 ± 3.2
(74.51 W, 7.64 S)	41	4	(74.21W, 7.29 S)	pmP :34.4 ± 1.2 smSH:36.8 ± 1.2	35.6 ± 2.6
	341	14	(74.46 W, 7.72 S)	pmP :35.8 ± 2.7 smSH:37.3 ± 0.7	36.5 ± 2.9
02/08/2012					
H=143.3km Mb=6.1	50	10	(73.87W,8.06 S)	pmP :41.0 ± 3.8 smSH:38.0 ± 0.5	39.5 ± 4.9
(74.24 W, 8.37 S)	6	5	(74.16W,7.65 S)	pmP :33.3 ± 0.9 smSH:36.0 ± 0.1	34.6 ± 2.6

Tabela 7.1 - Resultados das espessuras crustais de cada componente para os seis eventos analisados.

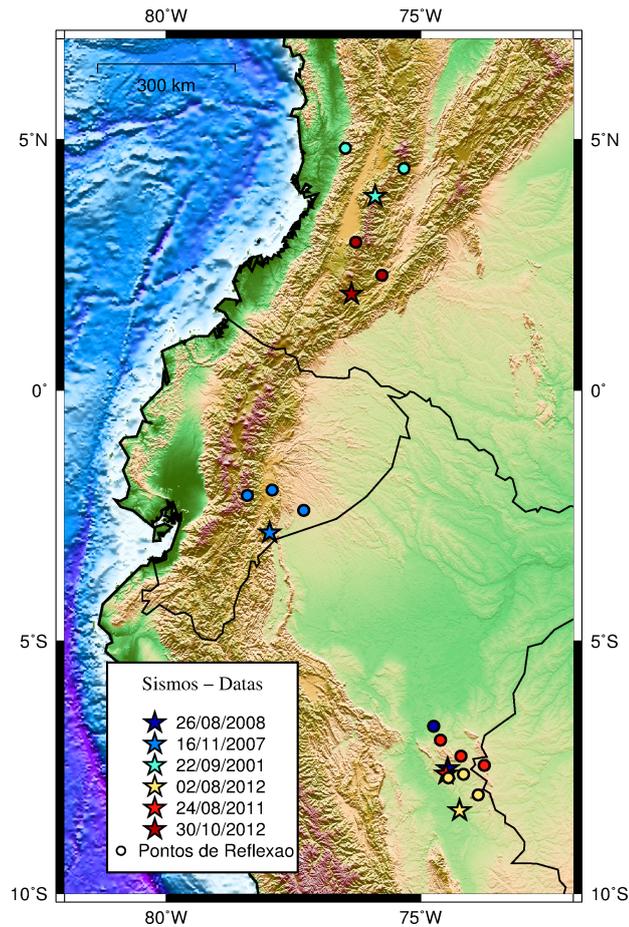


Figura 7.2: Localização dos seis sismos (estrelas) e os pontos de reflexão (círculos) onde foram determinadas as espessuras crustais. A cor dos círculos é a mesma do sismo correspondente.

7.3 Comparação com o Modelo de espessura crustal de Assumpção et al. (2013)

No modelo desenvolvido por Assumpção et al. (2013), foram compilados dados de espessuras crustais da América do Sul para fazer um modelo de espessura para crosta continental na região. Dados de refração sísmica, função receptor, dispersão e dados gravimétricos foram interpolados para desenvolver o modelo de espessura crustal na América do Sul.

Os resultados obtidos neste trabalho foram comparados com aqueles do modelo de Assumpção et al. (2013), calculando os resíduos entre as duas espessuras, como mostrados na Tabela 7.2. Na Figura 7.3 foram plotados os novos dados sobre o modelo de Assumpção et al. (2013). A cor dos pontos representa a espessura encontrada neste trabalho, usando a mesma escala de cor do mapa de contornos. Quanto mais parecida for a cor do círculo com

a cor do fundo, maior a concordância entre ambos resultados. A cor da borda dos círculos ou diamantes na Figura 7.3 representa o resíduo entre o modelo de Assumpção et al. (2013) e os nossos dados. Nove pontos apresentaram resíduos entre -4 e 4 km (cor cinza), três pontos apresentam resíduos menores que -4 km (espessura mais fina que a reportada por Assumpção et al. (2013)) e dois dos 14 pontos estudados apresentam resíduos maiores que 4 km (maior espessura que a reportada por Assumpção et al. (2013)).

Para uma melhor comparação entre ambos modelos, a área foi dividida em três partes: Norte, centro e sul. Para cada área foi realizado um perfil com as espessuras dos dois modelos a serem comparados. Em seguida, será mostrada a análise área por área.

Evento	Ponto de Reflexão	Espessura crustal	Espessura (km)	Residuo
		media (km)	Assumpção et al. (2013)	
22/09/2001 H=178.6km Mb=6.2 (75.9 W, 3.87 N)	(76.48 W, 4.82 N)	29.8 ± 1.3	29.6	0.2
	(75.3 W, 4.42 N)	26.3 ± 1.6	31.6	-5.4
30/10/2012 H=168.3km Mb=7 (76.36 W, 1.92 N)	(76.28 W, 2.95 N)	43.8 ± 2.7	49.2	-5.4
	(75.76W,2.29 N)	56.0 ± 8.0	63.5	-7.4
16/11/2007 H=154.7km Mb=6 (77.97 W, 2.85 S)	(77.92 W, 2 S)	63.4 ± 8.5	46.7	16.7
	(77.3 W, 2.4 S)	39.6 ± 3.6	41.7	-2.1
	(78.41 W, 2.1 S)	63.0 ± 4.8	46.7	16.3
26/08/2008 H=152km Mb=6.2 (74.47 W, 7.54 S)	(74.75 W, 6.70 S)	39.1 ± 1.8	35.5	3.6
24/08/2011 H=147km Mb=6.8 (74.51 W, 7.64 S)	(74.61 W, 6.97 S)	37.4 ± 1.1	35.9	1.5
	(73.75 W,7.47 S)	35.6 ± 3.2	37.7	-2.1
	(74.21W, 7.29 S)	35.6 ± 2.6	37.3	-1.7
02/08/2012 H=143.3km Mb=6.1 (74.24 W, 8.37 S)	(74.46 W, 7.72 S)	36.5 ± 2.9	36.2	0.3
	(73.87W,8.06 S)	39.5 ± 4.9	36.5	2.9
	(74.16W,7.65 S)	34.6 ± 2.6	37.3	-2.7

Tabela 7.2 - Resultados das espessuras crustais média para os seis eventos analisados e comparação com os resultados de Assumpção et al. (2013) (resíduos).

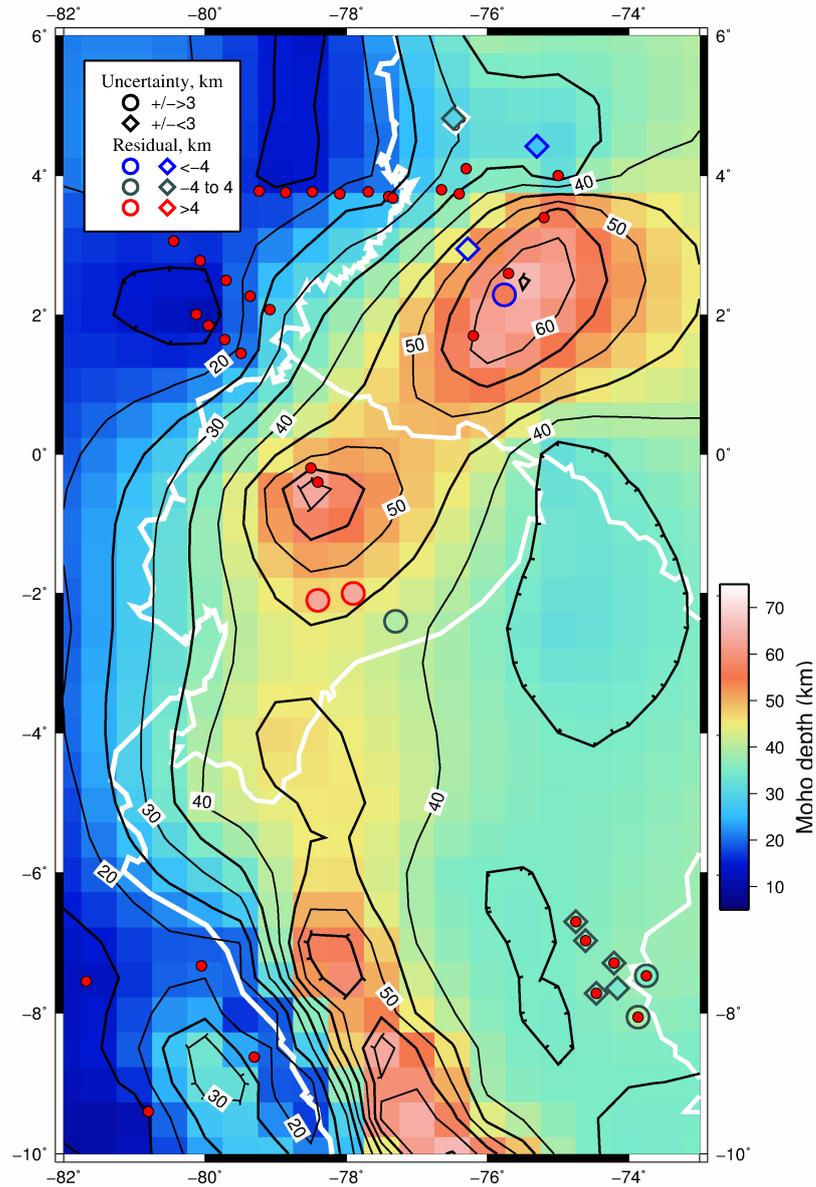


Figura 7.3: Mapa de contornos de espessura crustal de Assumpção et al. (2013). Os pontos vermelhos pequenos são os dados sísmicos utilizados para fazer o modelo. Os diamantes e os círculos maiores são os pontos de reflexão onde foram calculadas as espessuras da crosta neste estudo. Círculos para incertezas maiores que 3 km, diamantes para incertezas menores que 3 km. A cor do fundo deles é a espessura crustal encontrada para esse local, usando a mesma escala de cores do contorno de Assumpção. A cor da borda representa o resíduo de cada ponto. Para resíduos menores que 4 km, borda azul, resíduos entre -4 e 4 km, borda cinza, e para resíduos maiores que 4 km, borda vermelha. As linhas de contorno brancas representam a divisão entre países.

7.3.1 Perfil da parte norte da região

A área norte, localizada entre 0° e 6°N de latitude (Figura 7.4), contém dois sismos estudados e quatro pontos de reflexão, onde foram calculadas as espessuras da crosta. Os sismos estudados nessa área foram os eventos ocorridos nos dias 30/10/2012 e 22/09/2001, onde para cada sismo, foram calculadas as espessuras em dois pontos de reflexão.

A Figura 7.5 mostra um perfil transversal à zona de subducção, onde são comparados os resultados deste estudo com os do modelo de Assumpção et al. (2013). Os pontos em vermelho são os dados sísmicos usados no modelo de Assumpção et al. (2013). Em três dos quatro pontos, foi encontrada espessura da crosta mais fina, com resíduos de -5.4 km em dois pontos e -7.4 km no outro. No ponto onde a espessura foi maior que o modelo de Assumpção et al. (2013) o resíduo encontrado foi de 0.2 km, mostrando assim, uma boa concordância como o modelo.

O ponto localizado em 75°W e 4°N, usado no modelo de Assumpção et al. (2013), foi calculado por um modelo 1D médio para toda a região da RSNC (Red Sismológica Nacional de Colombia). Com espessura crustal de 30 km, mostra concordância com o ponto localizado a menos de 60 km e de espessura 26.3 ± 1.6 km obtido neste estudo. Esses valores demonstram que essa área possui uma espessura mais fina do que a área ao redor.

Entretanto, os valores obtidos nesta pesquisa não coincidem com três pontos usados por Assumpção et al. (2013). Com 65 km de espessura, esses pontos possuem crosta mais espessa do que a obtida neste estudo. Esses pontos foram obtidos usando um perfil de refração sísmica profunda de um tiro uni-direcional do projeto Nariño. Portanto, espera-se que os dados obtidos nesse trabalho contribuam para o melhor entendimento do modelo crustal nessa região.

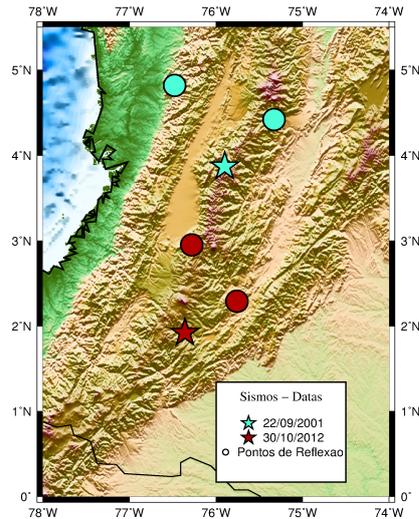


Figura 7.4: Localização dos sismos (estrelas) e pontos de reflexão (círculos) na área Norte da região estudo localizada na Colômbia.

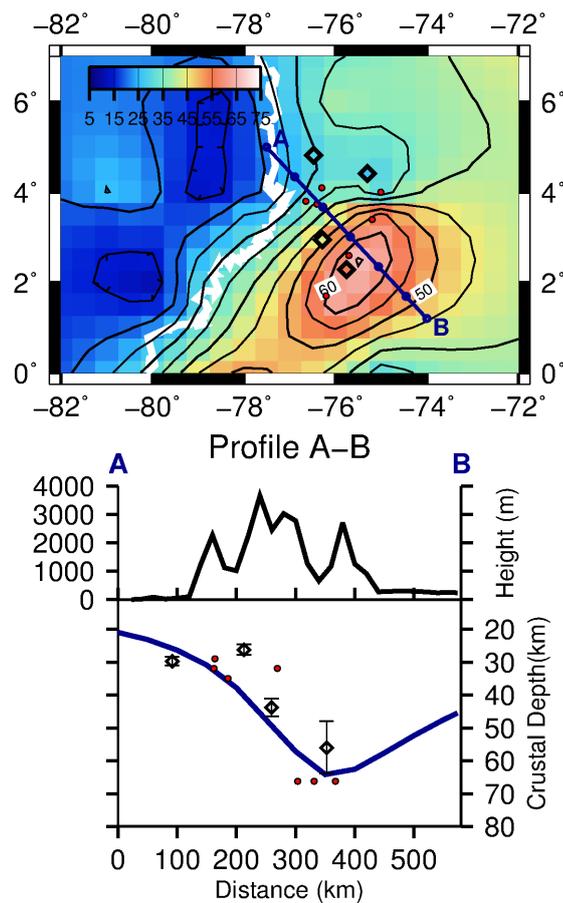


Figura 7.5: Dados e perfil comparando com o modelo de Assumpção et al. (2013). Os pontos de reflexão, onde foram calculadas as espessuras da crosta, estão representados com um diamante e os pontos vermelhos são os dados sísmicos usados por Assumpção et al. (2013). A linha de perfil A-B é transversal à zona de subducção.

7.3.2 Perfil da parte central da região

Na área central localizada entre 1°S e 4°S no Equador, foi analisado um sismo ocorrido em 16/11/2007 e determinadas as espessuras crustais em três pontos de reflexão (Figura 7.6).

Na Figura 7.7, é mostrado um perfil transversal à zona de subducção e passando pelos três pontos de reflexão analisados na área. Das três espessuras achadas, uma coincide com o modelo de Assumpção et al. (2013), enquanto os outros dois pontos apresentam resíduos de 16.7 e 16.3 km, mostrando assim, uma crosta mais espessa que a reportada por Assumpção et al. (2013). Esses dois pontos mais espessos e localizados a uma distância aproximada de 57 km apresentam espessuras similares de 63.0 e 63.4 km, fato que evidencia uma área com espessura crustal maior que a mostrada no modelo de Assumpção et al. (2013).

A diferença de mais de 16 km entre os dois modelos pode ser atribuída a escassez de dados sísmicos na zona. Assim, o modelo de Assumpção et al. (2013) foi desenvolvido usando dados gravimétricos menos precisos. Portanto, espera-se que este estudo sirva para melhorar o modelo de espessura crustal na parte central da região norte dos Andes.

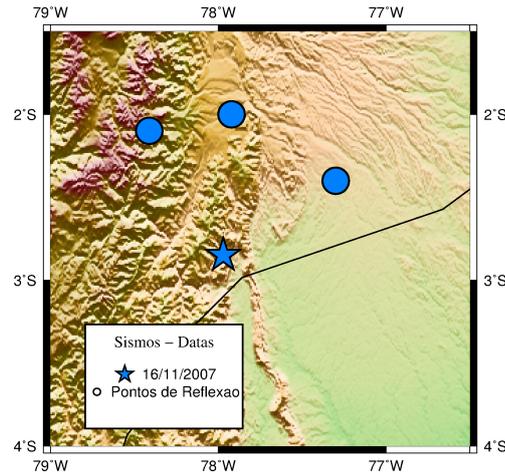


Figura 7.6: Sismo e pontos de reflexão na área central da região de estudo. Localizado no Equador.

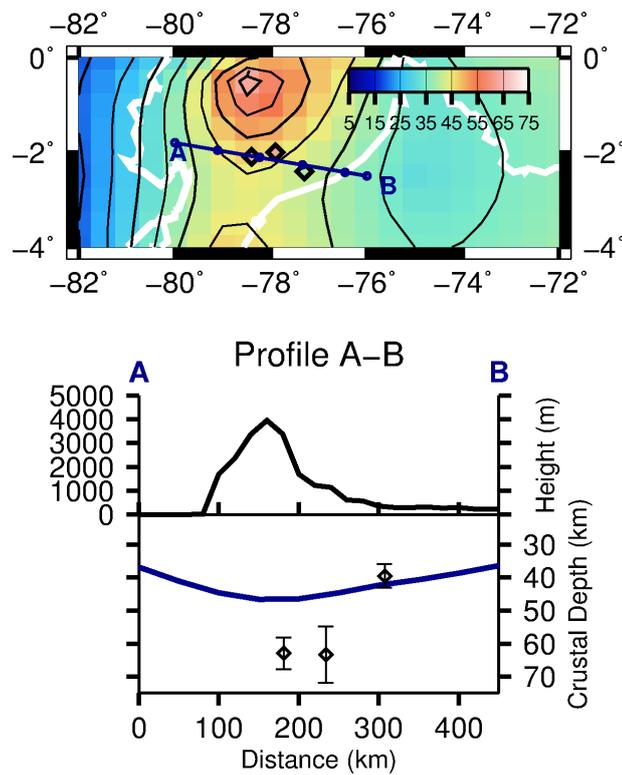


Figura 7.7: Perfil da parte central da região, mostrando a comparação entre o modelo de Assumpção et al. (2013) e este estudo. Os pontos de reflexão onde foram calculadas as espessuras da crosta estão representadas com um diamante. É apresentada uma linha de perfil transversal à zona de subducção. A barra de erro é a incerteza da espessura.

7.3.3 Perfil da parte sul da região

A área sul da região estudada está localizada entre -4° e -10° de latitude, na fronteira entre o Peru e o Brasil. Foram analisados três sismos que ocorreram nos dias 26/08/2008, 02/08/2012 e 24/08/2011. No total, foram encontradas nessa área as espessuras de sete pontos de reflexão como mostrado na Figura 7.8.

Na Figura 7.9 é mostrado um perfil transversal à zona de subducção. Dois dos sete pontos apresentam espessura maior que o modelo de Assumpção et al. (2013), com resíduos de 2.9 e 3.6 km. O modelo de Assumpção et al. (2013) já havia usado alguns dados preliminares de Aranda e Assumpção (2014) obtidos com pmP (pontos vermelhos na Figura 7.9). Em geral há boa concordância entre os dados preliminares e os finais.

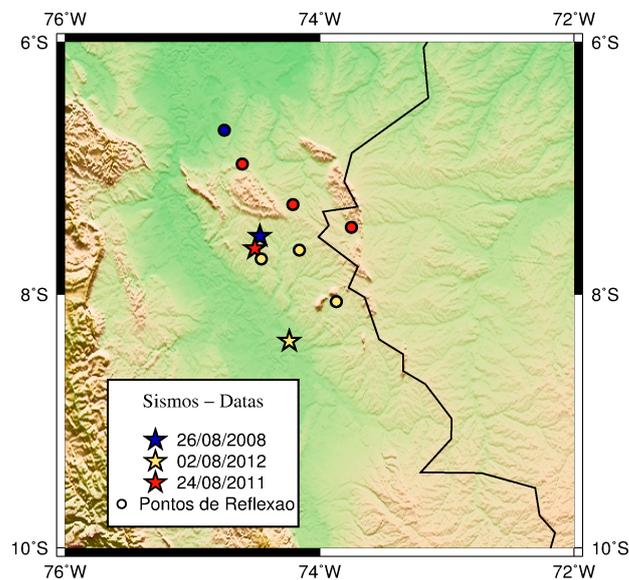


Figura 7.8: Localização dos sismos e pontos de reflexão na área sul da região estudo localizado na fronteira Peru-Brasil.

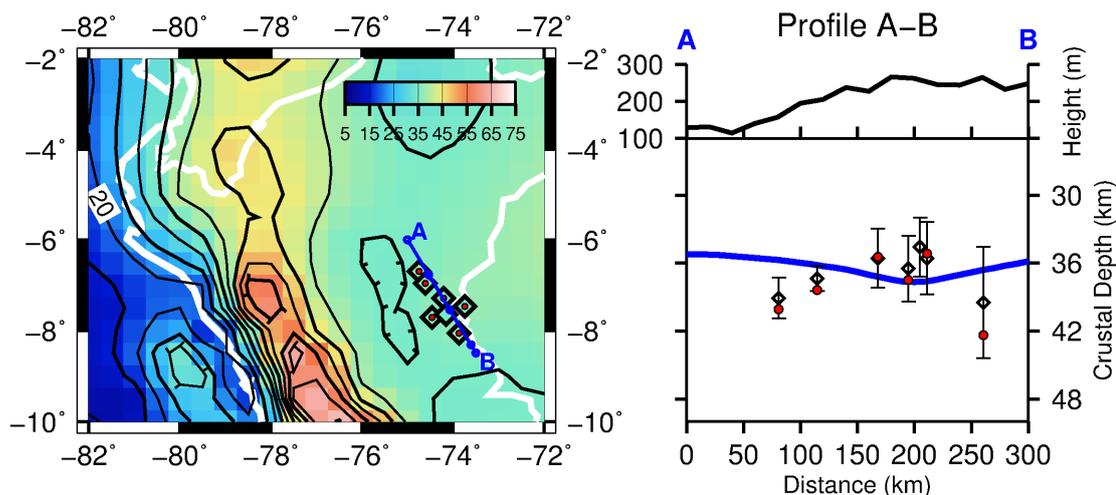


Figura 7.9: Perfil da parte sul da região, comparando o modelo de Assumpção et al. (2013) e este estudo. Os pontos de reflexão onde foram calculadas as espessuras estão representados com um diamante e os pontos vermelhos representam os dados sísmicos usados no modelo de Assumpção et al. (2013). AB é um perfil longitudinal à zona de subducção.

7.4 Cálculo da relação V_p/V_s

Com a diferenças dos tempos de chegada para as ondas pP-pmP e sSH-smSH encontradas, foram calculados os valores V_p/V_s da crosta mostrados na Tabela 7.3.

Evento	Ponto de Reflexão	V_p/V_s
22/09/2001 H=178.6km Mb=6.2 (75.9 W, 3.87 N)	(76.48 W, 4.82 N) (75.3 W, 4.42 N)	1.73±0.16 1.74±0.10
30/10/2012 H=168.3km Mb=7 (76.36 W, 1.92 N)	(76.28 W, 2.95 N) (75.76W,2.29 N)	? 2.02±0.15
16/11/2007 H=154.7km Mb=6 (77.97 W, 2.85 S)	(77.92 W, 2 S) (77.3 W, 2.4 S) (78.41 W, 2.1 S)	1.94±0.15 1.87±0.10 1.79±0.10
26/08/2008 H=152km Mb=6.2 (74.47 W, 7.54 S)	(74.75 W, 6.70 S)	1.65±0.11
24/08/2011 H=147km Mb=6.8 (74.51 W, 7.64 S)	(74.61 W, 6.97 S) (73.75 W,7.47 S) (74.21W, 7.29 S)	1.65±0.21 1.89±0.07 1.83±0.08
02/08/2012 H=143.3km Mb=6.1 (74.24 W, 8.37 S)	(74.46 W, 7.72 S) (73.87W,8.06 S) (74.16W,7.65 S)	1.77±0.13 1.58±0.14 1.84±0.04

Tabela 7.3 - Resultados da relação V_p/V_s crustal nos 14 pontos de reflexão estudados

Foi obtido o valor médio $V_p/V_s = 1.79 \pm 0.16$ para a região Norte dos Andes. Esse valor obtido concorda com o valor obtido por Chulick et al. (2013) para a região continental da América do Sul de $V_p/V_s = 1.749 \pm 0.07$.

Conclusões

O estudo desenvolvido nessa dissertação possibilitou encontrar a espessura crustal em 14 pontos localizados na parte norte dos Andes entre 10°N e 10°S. Foram encontradas espessuras entre 29 km e 69 km, mostrando uma alta variabilidade de espessura crustal na região estudada.

A metodologia utilizada para identificar precursores das ondas pP e sS, mostrou bons resultados na região norte dos Andes, pois nessa região acontecem sismos com as características exigidas pela metodologia: telessismos com magnitudes maiores que 6 e profundidades de médias a profundas. Nos Andes acontecem esse tipo de sismos devido ao processo de subducção da placa de Nazca sob a placa da América do Sul que ocorre na região.

A divisão da zona estudada em três áreas permitiu fazer uma melhor comparação dos dados obtidos nesse trabalho com os dados de espessura crustal do modelo de Assumpção et al. (2013). Na região norte (Colômbia), as espessuras encontradas são menores do que no modelo de Assumpção et al. (2013), apresentando resíduos de até 7.4 km. Na região central (Equador), as espessuras obtidas são muito maiores do que no modelo de Assumpção et al. (2013), apresentando resíduos de 16.3 e 16.7 km. Os dados apresentados aqui são os primeiros dados diretos de espessura crustal medidos na área central. Na região Sul, os dados concordam com o modelo de Assumpção et al. (2013), com exceção de dois pontos com resíduos de 3.6 e 2.9 km.

Foi obtida a relação $V_p/V_s = 1.79 \pm 0.16$ para a região norte dos Andes, usando as diferenças de tempos de chegadas sS-smS e pP-pmP.

Em conclusão, espera-se que os novos dados de espessura crustal apresentados neste trabalho sirvam para melhorar o modelo de espessura crustal na região norte dos Andes e a ampliar o banco de dados de espessuras crustais na região.

Referências Bibliográficas

- Aranda N., Assumpção M., Moho depth using pP and sS precursors for Northern Andes intermediate to deeper earthquakes, 2014, Artigo não publicado
- Assumpção M., Feng M., Tassara A., Jordia J., Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography, *Tectonophysics*, 2013
- Beltran C., Giraldo C., , 1989 Technical report Neotectonic aspects of northeastern Venezuela. VII Congreso Geológico Venezolano: Barquisimeto
- Christensen N., Mooney W. D., Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view., *Journal of Geophysical Research*, 1995, vol. 100,B7
- Chulick G. S., Detweiler S., Mooney W. D., Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins., *Journal of South American Earth sciences*, 2013, vol. 42
- Colmenares L., Zoback M., Stress field and seismotectonics of northern South America, *Geology*, 2003, vol. 31
- Corredor F., Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America, *Tectonophysics*, 2003, vol. 372, p. 147
- ECOPETROL Opportunities for hydrocarbon exploration and production in Colombia. Santafe de Bogota, D'Vinni Editorial, 1998, 13,34

- Espurt N., Funicciello F., Martinod J., Guillaume B., Regard V., C. F., Brusset S., Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling., *Tectonics*, 2008, vol. 27
- Gansser A., Facts and theories on the Andes, *Journal of the Geological Society*, 1973, vol. 129
- Gonzalez de Juana C., Iturralde J., Picard X., *Geologia de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. vol. 2, Caracas, Ediciones Foninves, 1980
- Gorring M., Kay S., Zeitler P., Ramos V., Rubiolo D., Fernandez M., J. P., Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction, *Tectonics*, 1997, vol. 16, p. 1
- Gutscher M., Malavieille J., Lallemand S., Collot J., North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth and Planetary Science Letters*, 1999
- Jaillard E., M. O., Berrones G., Bengtson P., Bonhomme M., Jimenez N., Zambrano I., Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times., *Journal of South American Earth Sciences*, 1996, vol. 9
- McGlashan N., Brown L., Kay S., Crustal thickness in the central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors., *Geophys. J. Int.*, 2008, vol. 175, p. 1013
- Mann P., Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to present. vol. 73, Mann, P., ed., *Caribbean basins*: Amsterdam, Elsevier, 1999
- Martinod J., L. H., Roperch P., Guillaume B., Espurt N., Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes., *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, vol. 299, p. 299
- Pennington W., Subduction of the Eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern South America, *Journal of Geophysical Research*, 1981, vol. 86
- Perez O., Jaimes M., Garcíacaro E., Microseismicity evidence for subduction of the Caribbean plate beneath the South American plate in northwestern Venezuela, *Journal of Geophysical Research*, 1997, vol. 102

- Prodehl C., Kennett B., Artemieva I., Thybo H., 100 years of seismic research on the Moho, *Tectonophysics*, 2013
- Pulido N., , 2003 Technical report Seismotectonics of the Northern Andes (Colombia) and the development of seismic networks. International Institute of Seismology and Earthquake Engineering
- Ramos V., Plate tectonic setting of the Andean Cordillera, *Episodes*, 1999, vol. 22
- Robertson P., Burke K., Evolution of southern Caribbean plate boundary, vicinity of Trinidad and Tobago, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1989, vol. 73, p. 490
- Schmidt-Aursch M., Jokat W., The crustal structure of central East Greenland I: from the Caledonian orogen to the Tertiary igneous province., *Geophysical Journal International*, 2005, vol. 160
- Schmitz M., Chalbaud D., Castillo J., Izarra C., The crustal structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data., *Tectonophysics*, 2002, vol. 345
- Schmitz M., Martinsa T A., Izarrab C., Jacomeb M., Sanchez J., Rocabadoa V., The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modelling., *Tectonophysics*, 2005, vol. 399
- Shearer P. M., *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press, 2009
- Taboada A., Rivera L., Fuenzalida A., Cisternas A., Philip H., Bijwaard H., Olaya J., Rivera C., Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia)., *Tectonics*, 2000, vol. 19
- Zandt G., Beck S., Velazco A., Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia., *Geology*, 1994, vol. 22, p. 1003
- Zhang Z., Lay T., Investigation of upper mantle discontinuities near northwestern Pacific subduction zones using precursors to sSH, *J. Geophys. Res.*, 1993, vol. 98, p. 4389

Apêndice

Registros Analisados

A.1 22/09/2001 Mw=6.2

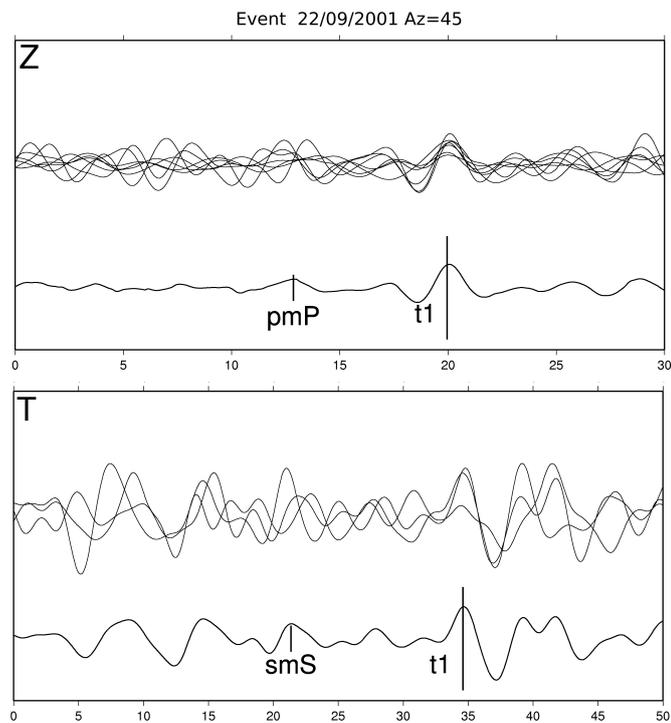


Figura A.1: Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 45° do sismo ocorrido no dia 22/09/2001

$t_{pP} - t_{pmP} = 7.56 \pm 0.47$	$t_{sSH} - t_{smSH} = 13.16 \pm 0.10$
------------------------------------	---------------------------------------

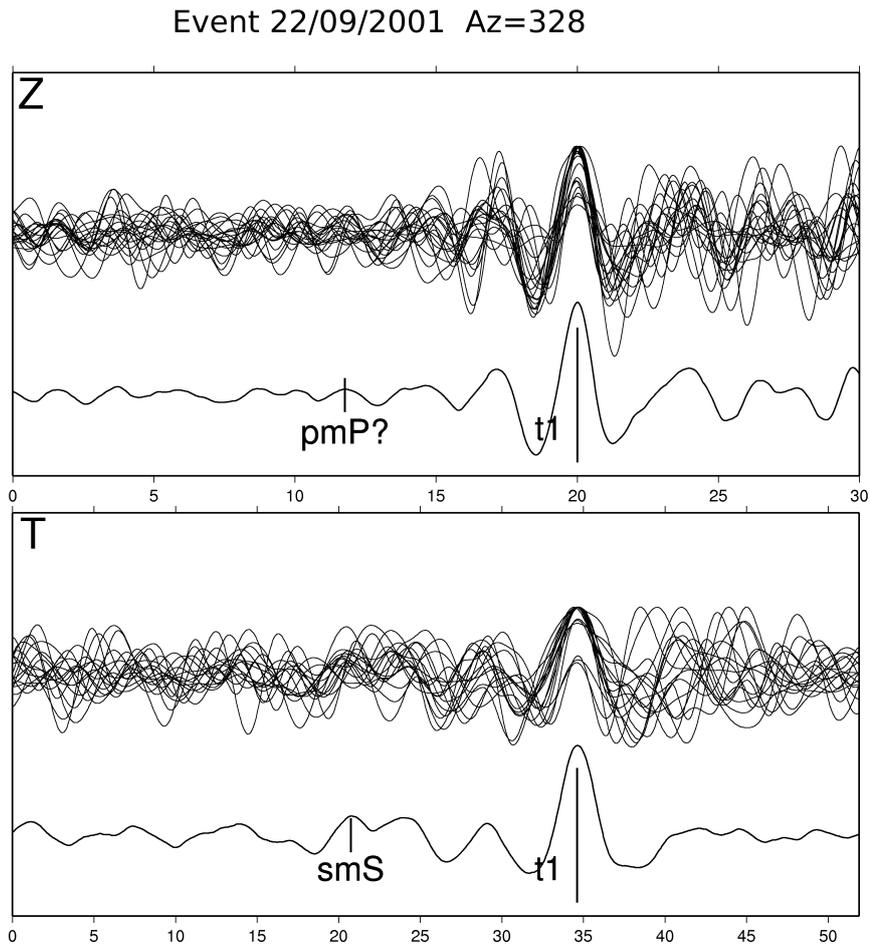


Figura A.2: Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 328° do sismo ocorrido no dia 22/09/2001

$t_{pP} - t_{pmP} = 8.13 \pm 0.40$	$t_{sSH} - t_{smSH} = 14.06 \pm 1.12$
------------------------------------	---------------------------------------

A.2 30/10/2012 mb=7.0

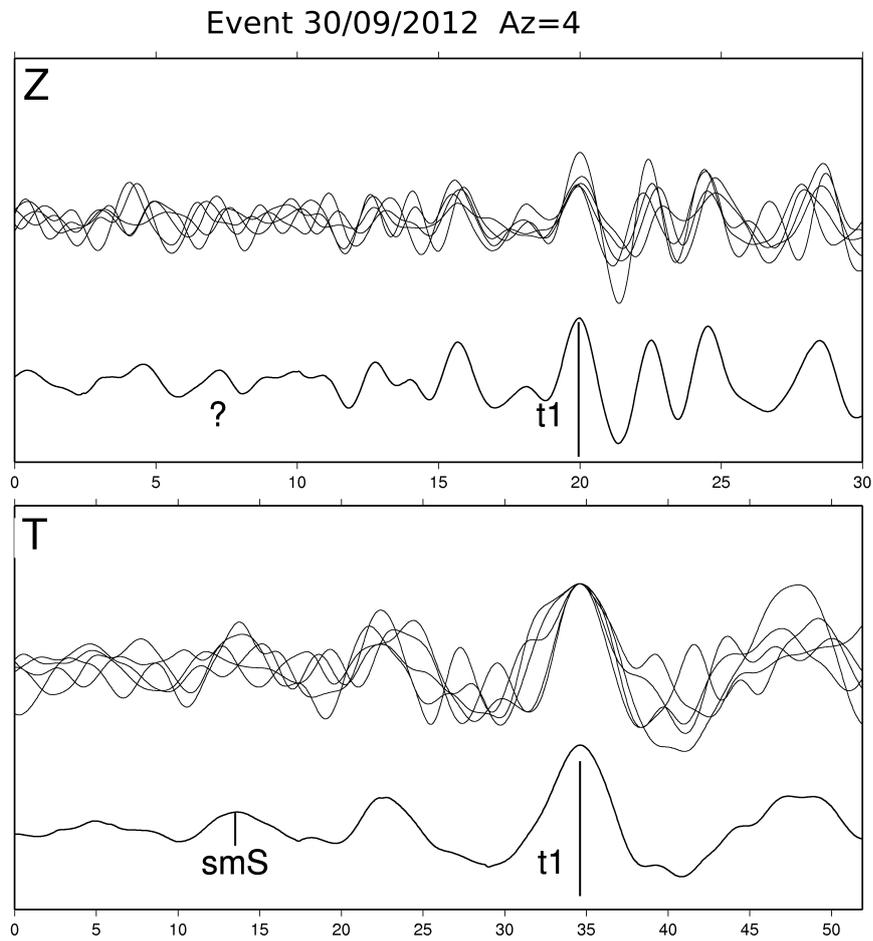


Figura A.3: Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 4° do sismo ocorrido no dia 30/10/2012

$t_{pP} - t_{pmP} = ?$	$t_{sSH} - t_{smSH} = 20.36 \pm 1.27$
------------------------	---------------------------------------

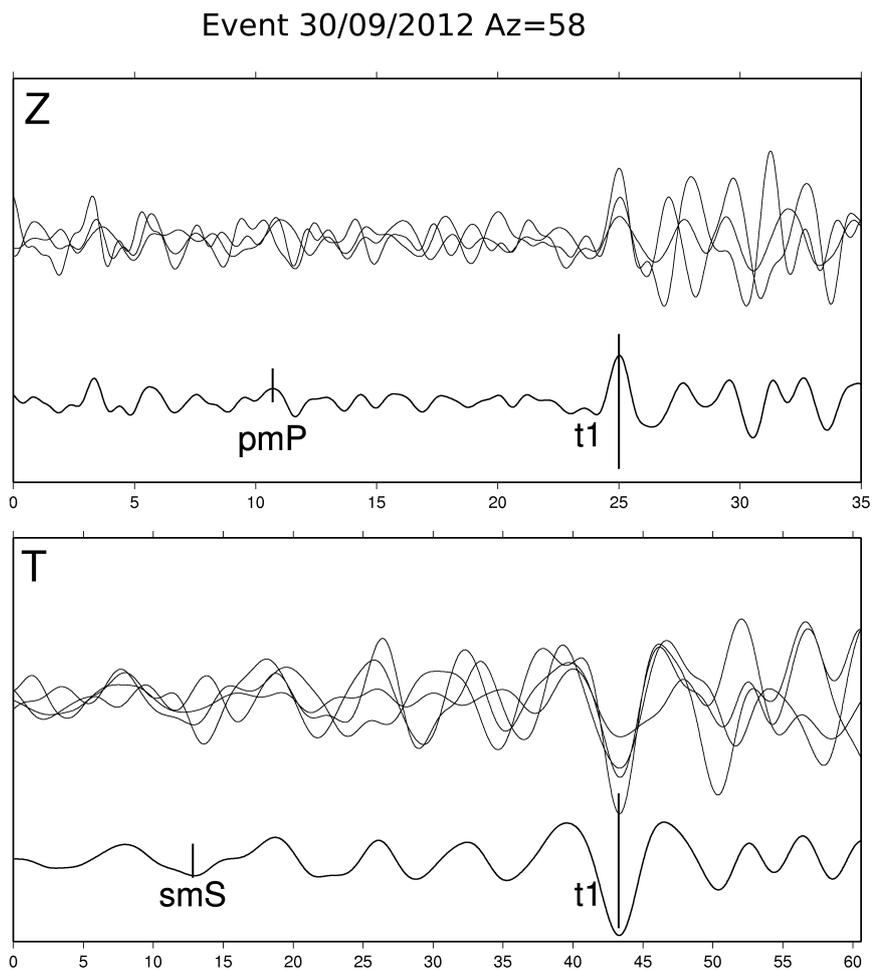


Figura A.4: Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 58° do sismo ocorrido no dia 30/10/2012

$t_{pP} - t_{pmP} = 14.7 \pm 0.45$	$t_{sSH} - t_{smSH} = 29.90 \pm 2.06$
------------------------------------	---------------------------------------

A.3 16/11/2007 Mw=6.0

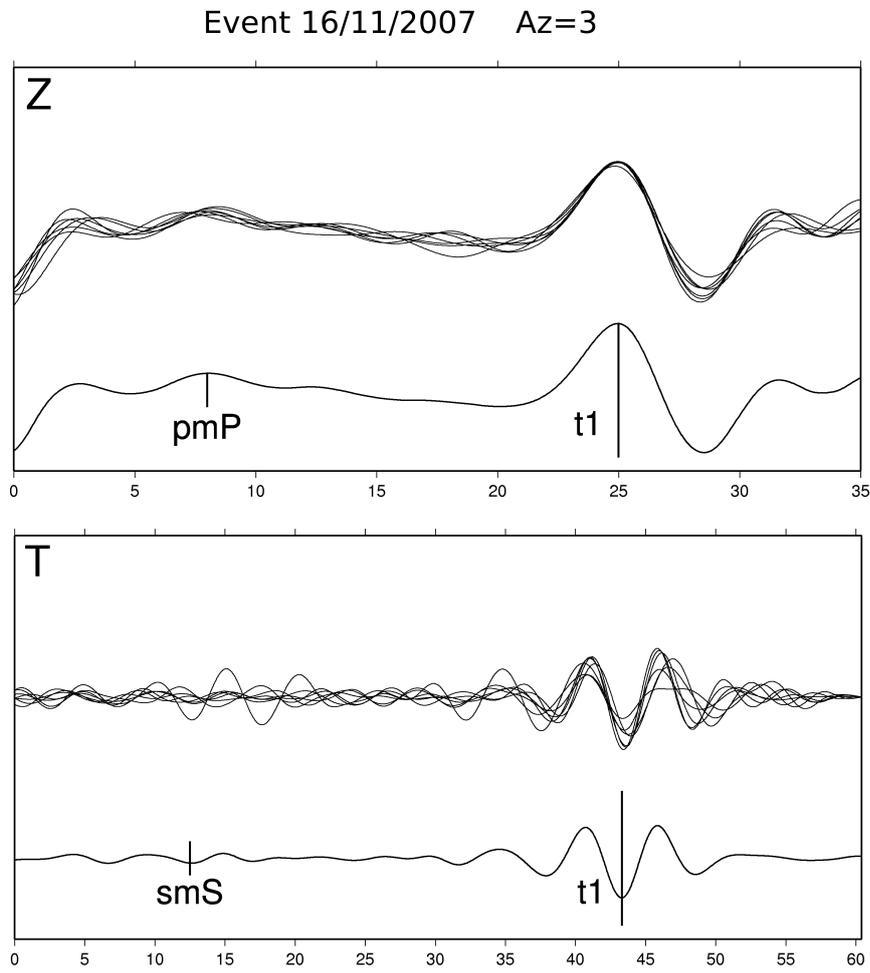


Figura A.5: Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 3° do sismo ocorrido no dia 16/11/2007

$t_{pP} - t_{pmP} = 16.50 \pm 1.05$	$t_{sSH} - t_{smSH} = 31.96 \pm 1.43$
-------------------------------------	---------------------------------------

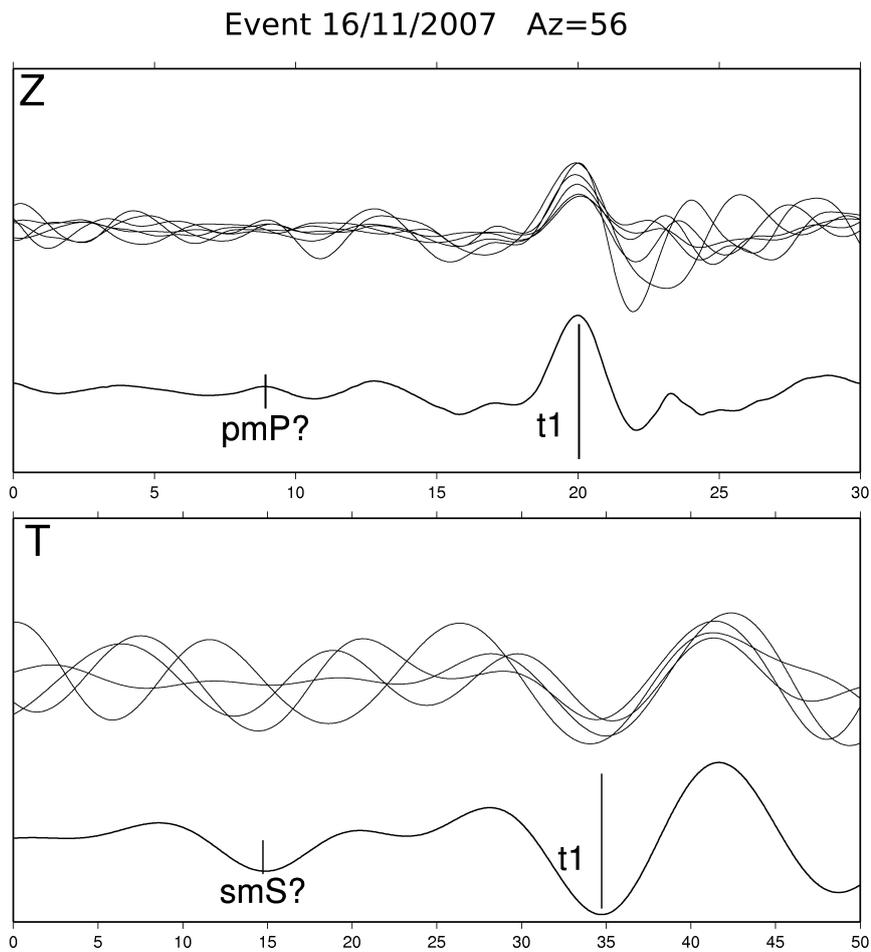


Figura A.6: Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimuth 56° do sismo ocorrido no dia 16/11/2007

$t_{pP} - t_{pmP} = 10.83 \pm 0.40$	$t_{sSH} - t_{smSH} = 20.26 \pm 0.83$
-------------------------------------	---------------------------------------

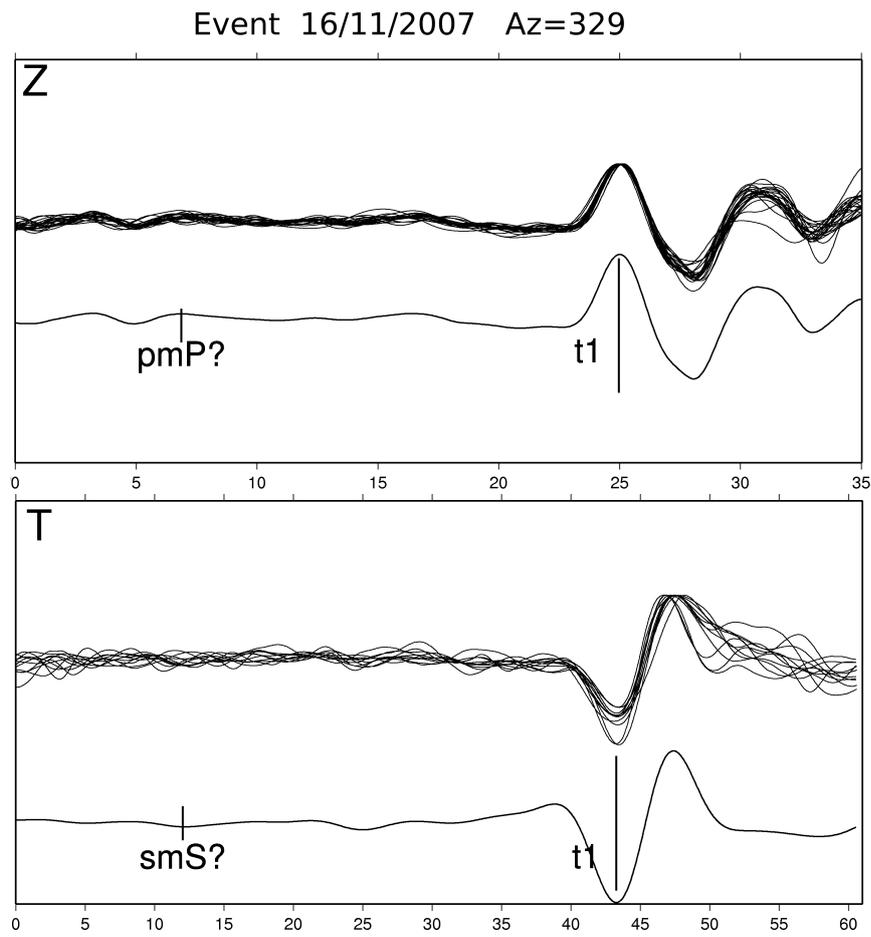


Figura A.7: Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimuth 329° do sismo ocorrido no dia 16/11/2007

$t_{pP} - t_{pmP} = 17.13 \pm 1.00$	$t_{sSH} - t_{smSH} = 30.66 \pm 0.55$
-------------------------------------	---------------------------------------

A.4 26/08/2008 $mb=6.2$

Event 26/08/2008 Az=342

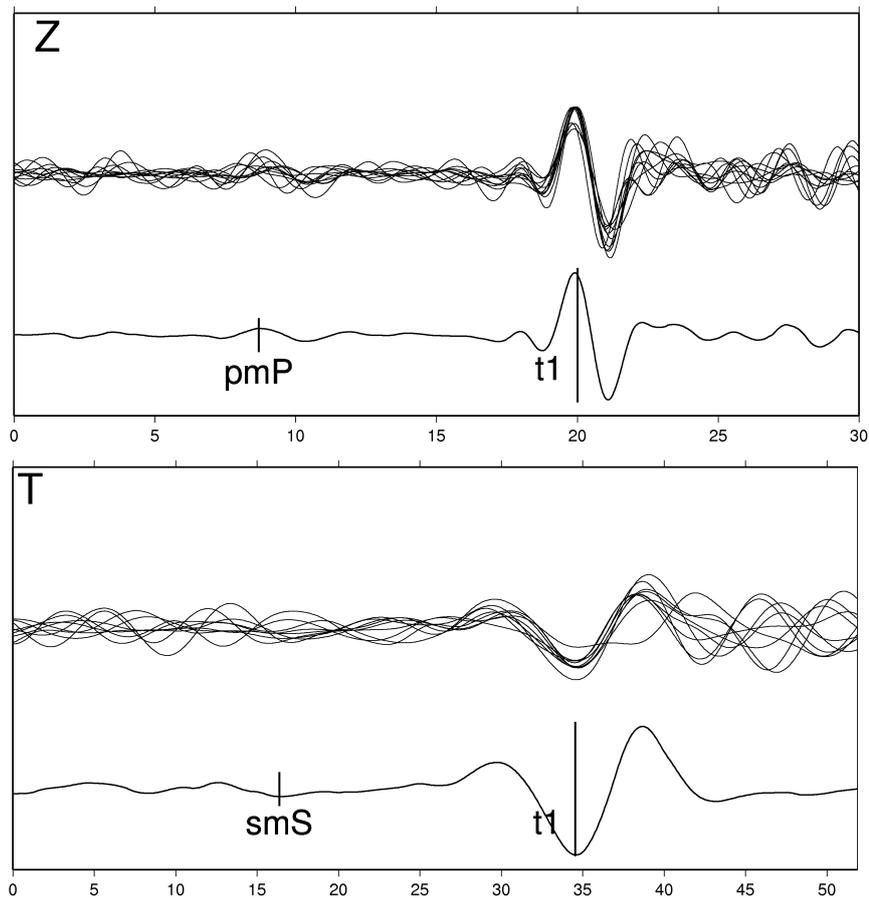


Figura A.8: Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 342° do sismo ocorrido no dia 26/08/2008

$t_{pP} - t_{pmP} = 11.11 \pm 0.33$	$t_{sSH} - t_{smSH} = 18.30 \pm 1.15$
-------------------------------------	---------------------------------------

A.5 24/08/2011 Mw=6.8

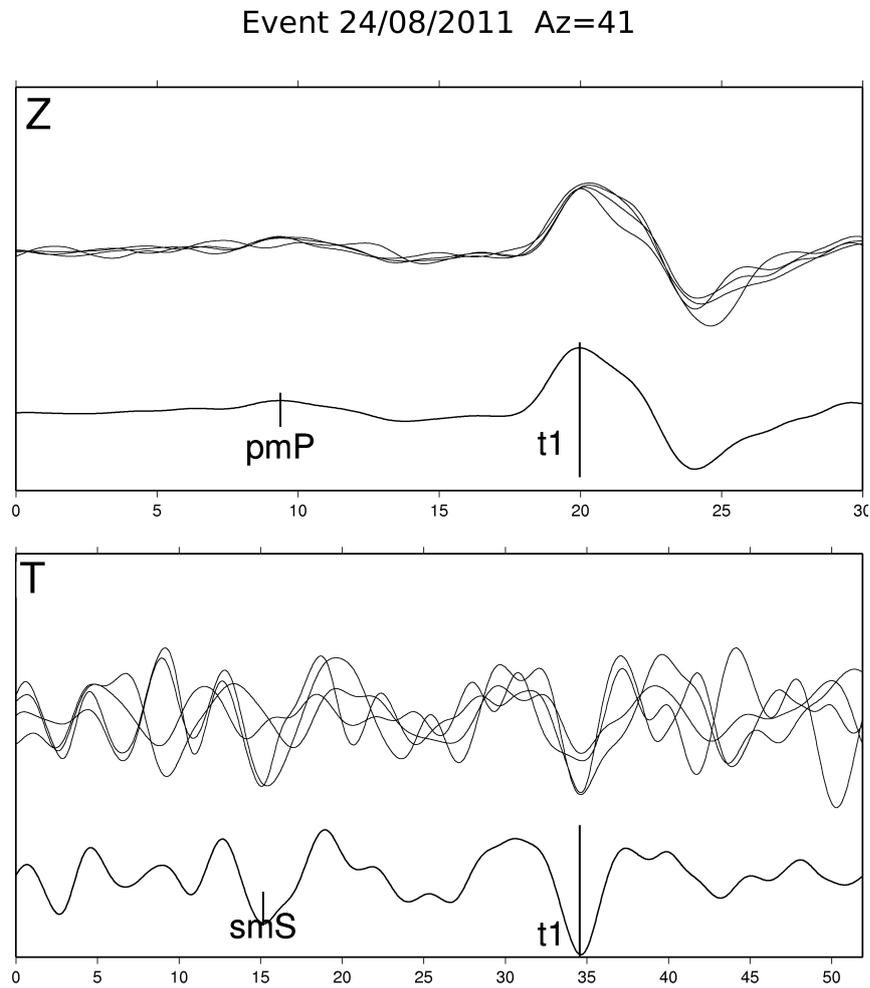


Figura A.9: Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 41° do sismo ocorrido no dia 24/08/2011

$t_{pP} - t_{pmP} = 10.23 \pm 0.35$	$t_{sSH} - t_{smSH} = 18.70 \pm 0.60$
-------------------------------------	---------------------------------------

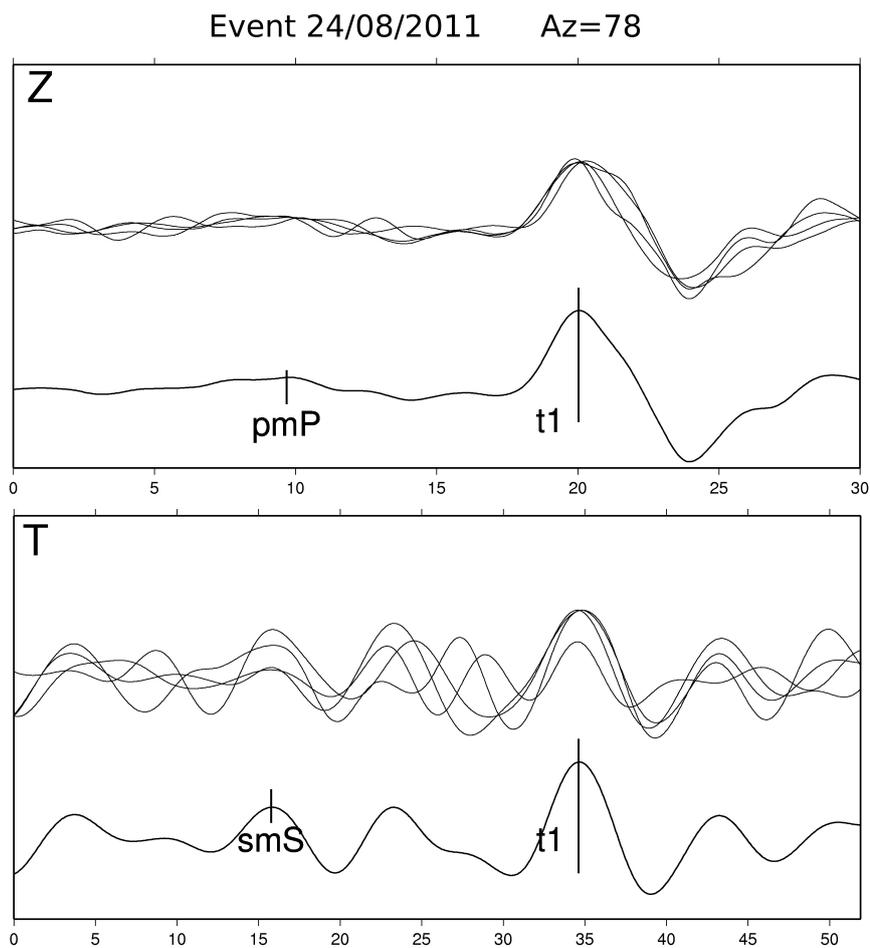


Figura A.10: Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 78° do sismo ocorrido no dia 24/08/2011

$t_{pP} - t_{pmP} = 10.0 \pm 0.28$	$t_{sSH} - t_{smSH} = 18.86 \pm 0.55$
------------------------------------	---------------------------------------

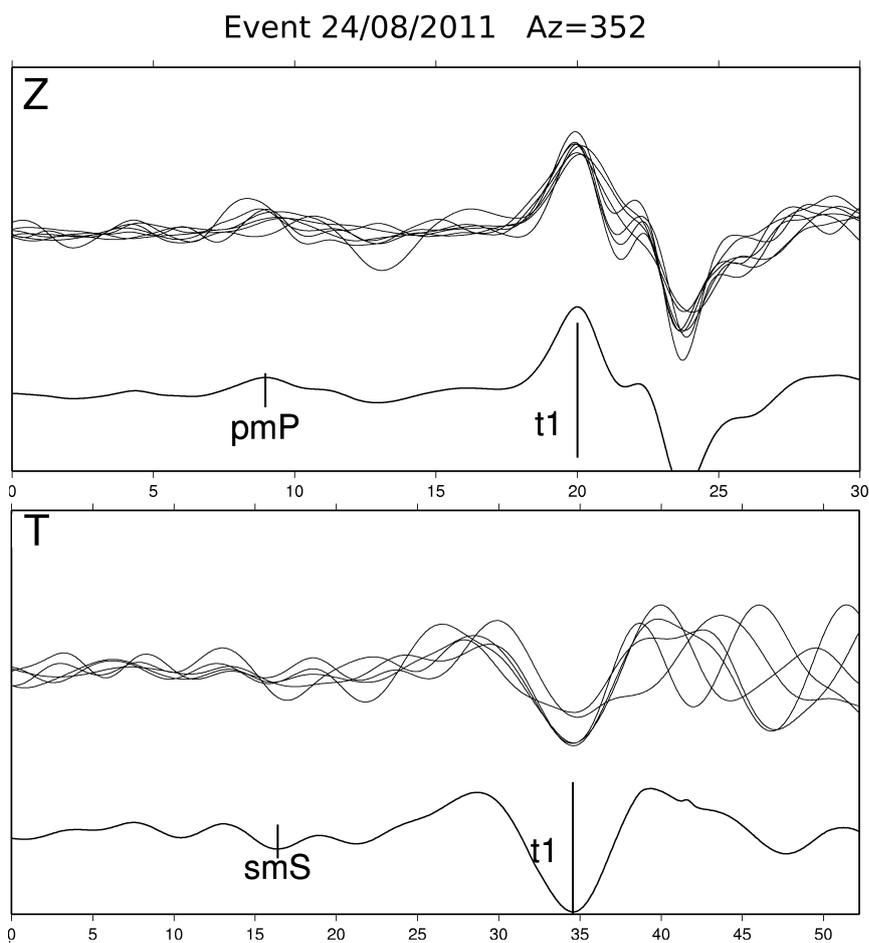


Figura A.11: Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 350° do sismo ocorrido no dia 24/08/2011

$t_{pP} - t_{pmP} = 10.93 \pm 0.11$	$t_{sSH} - t_{smSH} = 18.03 \pm 2.35$
-------------------------------------	---------------------------------------

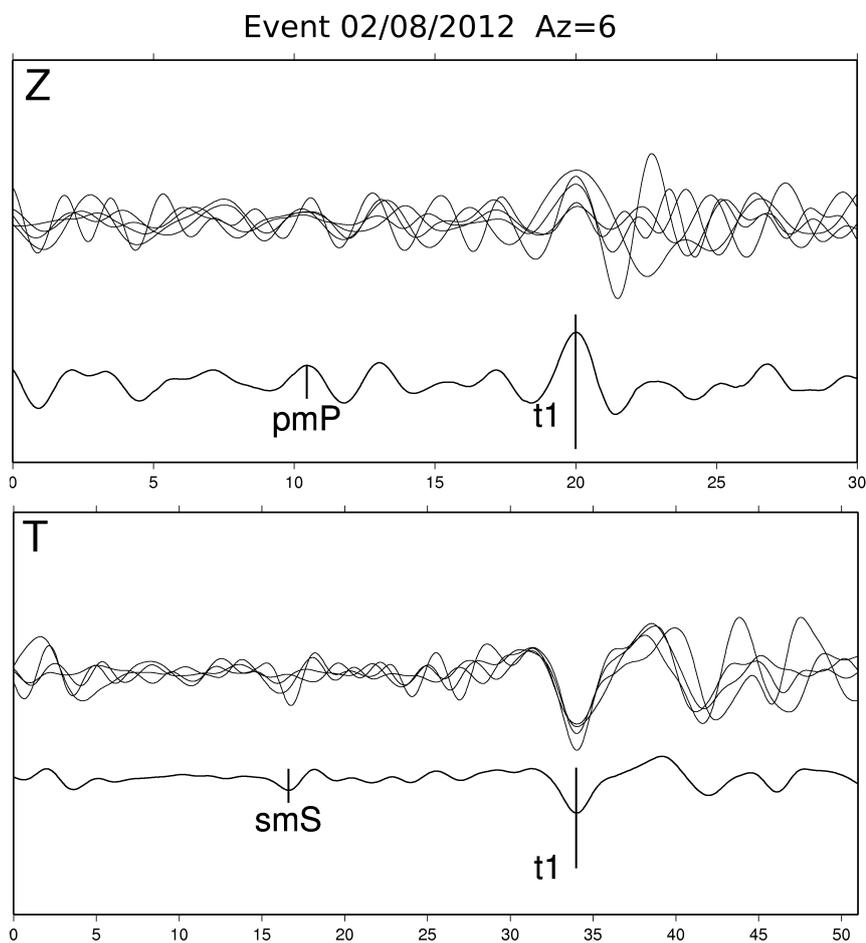
A.6 02/08/2012 $M_w=6.1$ 

Figura A.12: Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 6° do sismo ocorrido no dia 02/08/2012

$t_{pP} - t_{pmP} = 9.46 \pm 0.25$	$t_{sSH} - t_{smSH} = 17.45 \pm 0.07$
------------------------------------	---------------------------------------

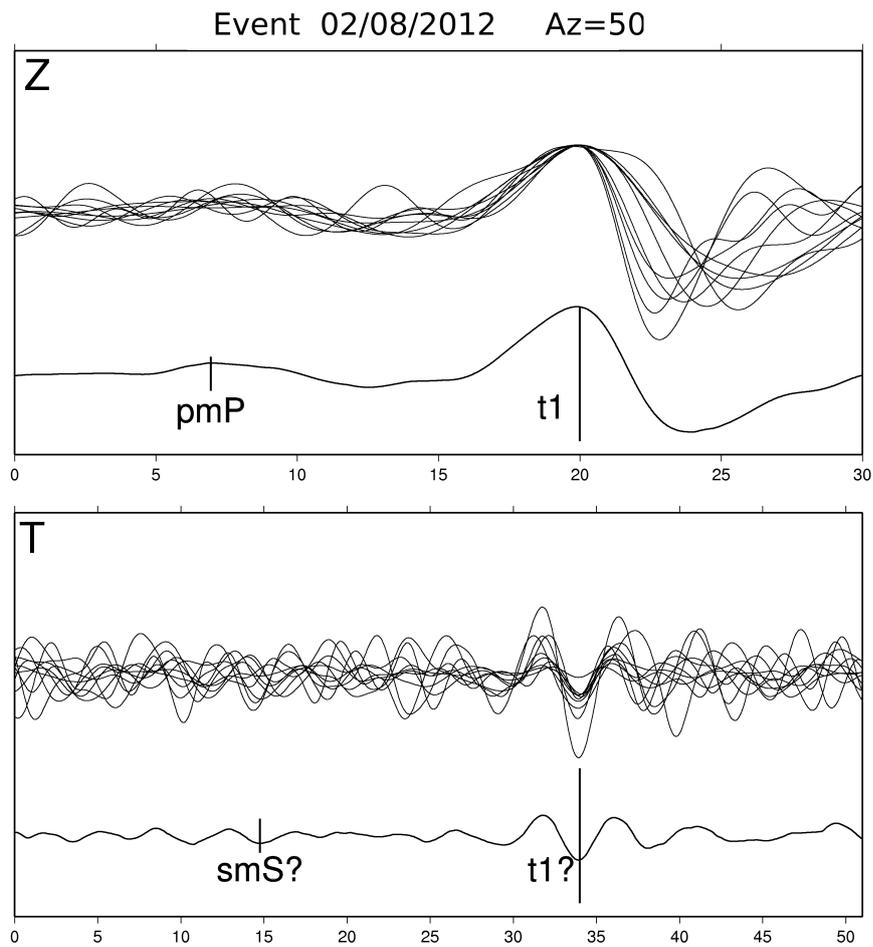


Figura A.13: Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimute 50° do sismo ocorrido no dia 02/08/2012

$t_{pP} - t_{pmP} = 12.10 \pm 1.13$	$t_{sSH} - t_{smSH} = 19.10 \pm 0.26$
-------------------------------------	---------------------------------------

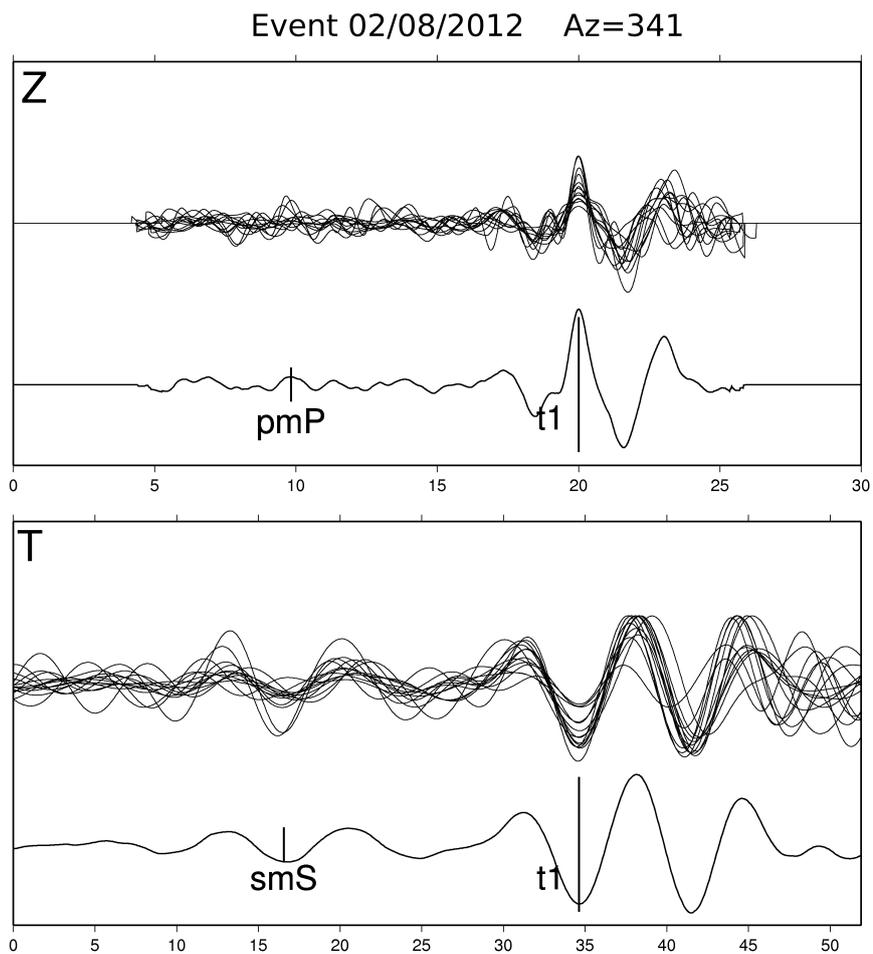


Figura A.14: Análise das componentes vertical (Z), radial (R) e transversal (T), dos registros antes e depois de serem empilhados para o grupo de azimuth 341° do sismo ocorrido no dia 02/08/2012

$t_{pP} - t_{pmP} = 10.10 \pm 0.75$	$t_{sSH} - t_{smSH} = 17.90 \pm 0.34$
-------------------------------------	---------------------------------------