

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

**ESTUDO E CARACTERIZAÇÃO DAS VARIAÇÕES DA ESTRUTURA
DA CROSTA E DINÂMICA DO MANTO SUPERIOR SOB O NORTE
DO PERU, COM MÉTODOS SISMOLÓGICOS**

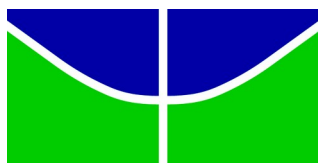
CRISTOBAL CONDORI QUISPE

TESE DE DOUTORADO Nº 61

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADA E
GEODINÂMICA

Brasília-DF

2021



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

**ESTUDO E CARACTERIZAÇÃO DAS VARIAÇÕES DA ESTRUTURA
DA CROSTA E DINÂMICA DO MANTO SUPERIOR SOB O NORTE
DO PERU, COM MÉTODOS SISMOLÓGICOS**

CRISTOBAL CONDORI QUISPE

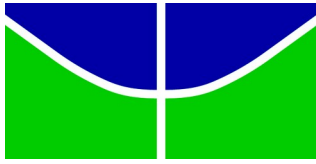
ORIENTADOR: PROF. DR. GEORGE SAND LEÃO ARAÚJO DE FRANÇA

CO-ORIENTADOR: DR. HERNANDO JHONNY TAVERA HUARACHE (IGP - PERU)

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências Aplicadas e Geodinâmica. Área de concentração: Geofísica Aplicada.

Brasília-DF

2021



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

**ESTUDO E CARACTERIZAÇÃO DAS VARIAÇÕES DA ESTRUTURA
DA CROSTA E DINÂMICA DO MANTO SUPERIOR SOB O NORTE
DO PERU, COM MÉTODOS SISMOLÓGICOS**

CRISTOBAL CONDORI QUISPE

Orientador: Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França (Universidade de Brasília)

Co-orientador: Dr. Hernando Jhonny Tavera Huarache (Instituto Geofísico del Perú)

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Giuliano Sant'Anna Marotta (IG - UnB)

Prof. Dr. Lucas Paes Moreira (IFB)

Prof. Dr. Marcelo Belentani de Bianchi (IAG - USP)

Prof. Dr. Marcelo Sousa de Assumpção (IAG - USP - Suplente)

Brasília-DF

2021

REFERÊNCIA

Condori, C. 2021.

Estudo e caracterização das variações da estrutura da crosta e dinâmica do Manto Superior sob o norte do Peru, com métodos sismológicos.

Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, p.185. Tese de Doutorado.

Palavras-chave: Anisotropia Sísmica, Divisão de ondas cisalhantes, Tomografia de Ruído de Ambiente, Subducção sub-horizontal, Bloco Peru Sliver, Norte e Centro do Peru.

"Campeões não são feitos nas academias. Os campeões são feitos de algo que eles têm dentro deles - um desejo, um sonho, uma visão."

_____ Muhammad Ali

À Gabriel Samín Condori Ticona e
Stefanny Guadalupe Condori
Ticona, filhos amados.

Agradecimentos

O desenvolvimento deste trabalho de pesquisa contou com a ajuda de diversas instituições e pessoas, dentre as quais agradeço:

A Deus, em primeiro lugar, que sempre me conduziu com a paciência e força necessária para poder continuar crescendo como pessoa e profissional.

A meu orientador e amigo Prof. Dr. George Sand, pela amizade e excelente orientação, pelos valiosos ensinamentos durante os seis anos (mestrado e doutorado), pelas palavras de incentivo e pela confiança que depositou em mim. Sempre acreditou e ajudou em minha formação como pessoa e profissional no campo da Sismologia. Muito obrigado por sua contribuição em minha vida acadêmica.

A meu Co-orientador Dr. Hernando Tavera Huarache do Instituto Geofísico del Perú (IGP), pelo apoio em minha formação profissional em Sismologia.

Agradeço ao *Instituto Geofísico del Perú (IGP)*, pela disponibilização dos dados sísmicos da *Red Sísmica Nacional y de Alerta Temprana de Tsunamis y Erupciones Volcánicas RENASIS*. Um especial agradecimento aos engenheiros Henry Salas Vasquez, Efraín Fernández Aguilar e Alan Aguilar Sologuren por toda a sua ajuda na aquisição dos dados sísmicos.

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior Brasil (CAPES) pelo suporte financeiro que foi de fundamental importância para o desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS-UnB) pelo ambiente agradável e logística para a elaboração da presente investigação.

Os meus professores de Pós-Graduação Mônica Giannoccaro Von Huelsen, Giuliano Sant'Anna Marotta, Marcelo Peres Rocha e Roberta Mary Vidotti que, por meio dos seus ensinamentos, permitiram a conclusão deste trabalho.

Ao meu amigo Diogo Farrapo Albuquerque, colega de mestrado e doutorado, que esteve sempre me apoiando nessa longa jornada. Obrigado pela compreensão e amizade.

Aos colegas do SIS, pelo apoio e amizade: Magda E. Oliveira, Chris B. Fianco, Eveline Sayão e André Vinícius.

Agradeço também aos membros da banca de avaliação por disponibilizarem seu tempo para ler e avaliar este trabalho, dando contribuições significativas para sua conclusão.

Aos grandes amores da minha vida, o meu filho Gabriel Samín e a minha filha Stefanny Guadalupe, que são as razões da minha dedicação e fontes de inspiração, que têm me dado forças para continuar trabalhando, o que levou muitas vezes a privá-los da minha presença. Peço desculpas pelas vezes que não pudemos estar juntos, pelas vezes que não pude brincar com vocês, porém tudo sempre foi feito pensando num futuro melhor para vocês. Amo vocês eternamente.

Minha eterna gratidão à minha mãe Florentina Quispe, ao meu tio José Quispe, ao Reverendo Padre Christopher Stanley, ao meu irmão Daniel Condori e irmãs Eufemia Condori, Roxana Condori e Maribel Condori, que sempre se orgulharam de mim e confiaram em meu trabalho. Obrigado pela confiança.

Agradeço também a meu amigo Dr. Juan Carlos Villegas Lanza da *Unidad de Geodesia Espacial do IGP* pela amizade e exemplo de profissional que me inspirou durante minha formação no IGP.

Agradeço a todas essas boas pessoas que conheci durante os anos que permaneci em Brasília: Cintia Rocha da Trindade, Eduardo Xavier Seimetz, Umberto José Travaglia Filho, Ádila Fernandes Costa, Paulo Araújo de Azevedo e Fernando Paiva.

Quero agradecer a Prof. PhD. Susan Beck da *University of Arizona UA*, pelo apoio durante minha estadia lá, e pelo fornecimento dos códigos sismológicos.

Aos pesquisadores, PhD. Brandon Bishop, PhD. Daniel Evan Portner e PhD. Emily Rodríguez da *University of Arizona* por me apoiarem neste trabalho.

Ao PhD. Colton Lynner da *University of Delaware*, por todo o apoio no processamento de dados de *Ambient Noise Tomography*.

À PhD. Caroline Eakin da *Australian National University ANU*, por todo o apoio no processamento de dados da anisotropia Sísmica.

À minha amiga Astrid Martinez da Arizona, pela amizade. Obrigado pela atenção em Arizona.

Agradeço aos meus professores e agora colegas da Engenharia Geofísica da *Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa*, ao Dr. Jorge Aurelio Soto Vásquez, Dr. Armando Adolfo Minaya Lizárraga, Dr. Hermógenes Edgard Gonzales Zenteno, M.Sc. Sebastian Adolfo Zúñiga Medina e M.Sc. Javier Roberto Ticona Paucara, pela confiança e oportunidade para formar parte do corpo docente e assim contribuir na formação de geofísicos em meu país.

A todas as pessoas que direta ou indiretamente colaboraram com o sucesso deste trabalho, e sem as quais não teria sido fácil concluí-lo.

Muito Obrigado!

Resumo

A zona de subducção do Peru é uma das regiões mais complexas e ativas da América do Sul. Grandes processos tectônicos ocorreram ao longo desta margem, que ainda permanecem pouco estudados, com destaque para as regiões norte em centro do Peru, onde encontra-se uma complexa e grande subducção de tipo sub-horizontal (*flat-slab*) da Terra. O objetivo desta pesquisa é estudar e caracterizar as variações da estrutura e dinâmica da crosta e do manto superior sob norte e parte do centro do Peru. Para esse fim, este estudo desenvolveu a aplicação de dois métodos sismológicos: (1) Estudo da anisotropia sísmica a partir da divisão de onda cisalhantes (*Shear Wave Splitting – SWS*), para estudar a dinâmica do fluxo de manto e as deformações na parte superior da placa sub-horizontal de Nazca e sua influência com a orogênese andina; (2) A tomografia de ruído ambiental (*Ambient Noise Tomography – ANT*), para estudar a estrutura da crosta sob a porção norte e parte da porção central do Peru.

Para o estudo da SWS foram utilizados fases SKS, SKKS e PKS de eventos telessísmicos registrados em 45 estações sismográficas de banda larga das redes permanentes e temporárias do Instituto Geofísico do Peru e de outras redes com dados disponíveis como CTBTO, RSBR-Brasil e RENSIG-Ecuador. Os resultados revelam um padrão de anisotropia complexo com variações distintas na divisão da onda cisalhante ao longo da trincheira da zona de subducção. Na região norte, os tempos médios de atraso variam entre $1,0 \pm 0,2$ s e $1,5 \pm 0,2$ s com direções de polarização rápida e orientadas predominantemente ao ENE-WSW aproximadamente perpendicular à trincheira, paralela ao movimento absoluto da placa de Nazca. Na região central do Peru, as direções de polarização rápida mudam para uma orientação SE-NW que é oblíqua com a trincheira. Essas direções de divisão rápida são consistentes com os padrões observados em estudos prévios ao longo da porção sul da placa sub-horizontal de Nazca, e se correlacionam bem com o movimento do Bloco Peru Sliver Oeste inferidos a partir de dados por posicionamento por satélites, mostrando uma evidencia da deformação significativa na parte superior da placa de Nazca.

Na aplicação de ANT usamos as ondas Rayleigh que foram extraídas das Funções de Green empíricas obtidas a partir da correlação cruzada das componentes verticais dos registros de 29 estações sismográficas. Os mapas de velocidade de fase para as ondas Rayleigh foram medidas no intervalo de 8 a 50 s no conjunto de dados total, e invertidas

tomograficamente para produzir mapas de velocidade para ondas S numa grade de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. Nossos resultados mostraram boa correlação das anomalias com as principais unidades morfoestruturais. Observamos duas características crustais proeminentes: uma crosta de alta velocidade na Zona Costeira e na Cordilheira Ocidental com uma orientação NW-SE e a presença de uma extensa zona de baixa velocidade (ZBV, 20-30 km de profundidade) mais ao leste, sob a Cordilheira Oriental e Sub-Andes. Interpretamos que a ZBV é a expressão da crosta intermediária superior com composição félsica com presença de alguns fluidos, enquanto a crosta de alta velocidade provavelmente representa a raiz máfica do Batólito peruano ou embasamentos de um terreno acrecionado Ordoviciano.

Pela primeira vez, se apresenta um estudo completo sobre a anisotropia sísmica na zona de subducção sub-horizontal, contribuindo assim ao conhecimento da tectônica do Peru e da América do Sul.

Palavras-chave: Anisotropia Sísmica, Divisão de ondas cisalhantes, Tomografia de Ruido de Ambiente, Subducção sub-horizontal, Bloco Peru Sliver, Norte e Centro do Peru.

Abstract

The subduction zone of Peru is one of the most complex and active regions in South America. Major tectonic processes have occurred along this margin that remain poorly studied. In the northern and central regions of Peru, there is the largest example of flat-slab subduction on Earth. The aim of this research is to study and characterize variations in the structure and dynamics of the crust and upper mantle under northern and central Peru. To this end, we applied two seismological methods: (1) Study of seismic anisotropy using Shear Wave Splitting (SWS) to infer the dynamics of mantle flow and deformation in the upper-plate of the flat-slab subduction region and their influence on the Andean Orogen; and (2) Ambient Noise Tomography (ANT) to study the crustal structure under the northern and central parts of Peru.

For the SWS study, we used SKS, SKKS and PKS phases of teleseismic events recorded by 45 broadband seismic stations from the Geophysical Institute of Peru and other permanent and portable seismic networks, as well as from international networks TBTO, RSBR-Brasil and RENSIG-Ecuador. The results reveal a complex anisotropy pattern with distinct variations in shear wave splitting along strike. In the northern region, the mean delay times range between 1.0 ± 0.2 s and 1.5 ± 0.2 s with fast directions predominantly oriented ENE-WSW, approximately perpendicular to the trench and parallel with the absolute motion of the subducting Nazca plate. In the central region of Peru, the predominant fast directions change to a SE-NW orientation that is oblique to the trench. These fast splitting directions are consistent with the pattern seen previously over the southern extent of the flat-slab and correlate well with the current geodetically derived motion of the overriding forearc, implying significant upper plate deformation of the Peruvian Sliver.

The ANT application focused on Rayleigh waves that were extracted from the empirical Green's Functions obtained from the cross-correlation of vertical component waveforms recorded at 29 broadband seismic stations. The phase velocities for Rayleigh waves were measured in the period range of 8 to 50 s and inverted tomographically to create phase velocity maps for Rayleigh waves in a $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ grid. Our results show correlations of anomalies with the main morphostructural units. We observed two prominent crustal-scale features: the high-velocity crust in the forearc and Western Cordillera with a NW-SE trend and the presence of an extensive mid-crustal low-velocity zone (LVZ, 20-30 km depth) further

east beneath the Eastern Cordillera and the Sub-Andes. We suggest that the LVZ is the mid-upper crustal expression of felsic crust with some fluids, while the high-velocity crust in the forearc and Western Cordillera likely represents the mafic root of the large Peruvian Batholith in the region and/or the basement of an Ordovician accreted terrane.

This is the first complete study of shear-wave splitting in the flat-slab subduction zone, contributing to the knowledge of the Peruvian and South American tectonics.

Keywords: Seismic Anisotropy, Shear-Wave splitting, Ambient Noise Tomography, flat-slab subduction, Peru Sliver Block, Northern and Central Peru.

Sumário

Agradecimentos.....	i
Resumo.....	iv
Abstract.....	vi
Sumário.....	viii
Lista de figuras.....	xi
Lista de tabelas.....	xix
Abreviaturas e siglas.....	xx

Capítulo 1

1 Introdução.....	1
1.1 Justificativa.....	3
1.2 Objetivos.....	5
1.2.1 Objetivos gerais.....	5
1.2.2 Objetivos específicos.....	5
1.3 Localização da Área de Estudos.....	5
1.4 Características Tectônicas.....	7
1.4.1 Zona Costeira (ZC).....	9
1.4.2 Cordilheira Ocidental (COC).....	10
1.4.3 Cordilheira Oriental (COR).....	10
1.4.4 Zona Sub-Andina (ZS).....	11
1.4.5 Bacia Amazônica (BA).....	11
1.5 Morfologia da Placa de Nazca.....	11
1.6 Sismicidade.....	12
1.7 Blocos Peru Sliver.....	15
1.8 Estrutura da Tese.....	16

Capítulo 2

2 Considerações sobre os métodos.....	18
2.1 Anisotropia Sísmica.....	18
2.1.1 Divisão de Ondas Cisalhantes.....	20
2.1.2 Anisotropia nas zonas de Subducção.....	20
2.1.3 Processamento.....	22
2.2 Tomografia de Ruido de Ambiente.....	27
2.2.1 Normalização Temporal.....	29
2.2.2 Função de Green.....	30
2.2.3 Correlação Cruzada.....	35
2.2.4 A análise de tempo-frequência (FTAN).....	38
2.2.5 Método de inversão.....	41
2.2.5.1 Método de inversão de Barmin.....	41
2.2.5.2 Inversão de Curvas de Dispersão – surf96.....	44
2.2.6 Processamento.....	46

Capítulo 3

3. Artigo 1 - Variable seismic anisotropy across the Peruvian flat-slab subduction zone with

implications for upper plate deformation.....	51
Highlights.....	51
Abstract.....	52
3.1 Introduction.....	53
3.2 Tectonic Setting.....	56
3.3 Data and Methods.....	58
3.3.1 Data.....	58
3.3.2 Methods.....	59
3.4 Results.....	65
3.5 Discussions.....	69
3.5.1 Linking Seismic Anisotropy with Mantle Flow and Upper Plate Deformation....	71
3.5.2 Seismic Anisotropy in Central Peru.....	74
3.5.3 Seismic Anisotropy in Northern Peru.....	75
3.6 Conclusions.....	77
3.7 Acknowledgements.....	78

Capítulo 4

4. Artigo 2 - Upper crustal velocity structure beneath Northern Peruvian Andes from ambient noise tomography.....	79
Abstract.....	80
4.1 Introduction.....	81
4.2 Tectonic Setting.....	83
4.3 Data and Methods.....	86
4.3.1 Data.....	86
4.3.2 Methods.....	87
4.3.2.1 Cross-Correlation.....	87
4.3.2.2 Ambient Noise Tomography.....	89
4.3.2.3 Model and resolution testing.....	89
4.4 Results.....	92
4.4.1 Phase velocity measurements and tomography.....	92
4.4.2 S-Wave Structure.....	94
4.5 Discussions.....	95
4.5.1 High Forearc and Western Cordillera Velocity Zone.....	98
4.5.2 Andean low velocity zone.....	100
4.6 Conclusions.....	103
4.7 Acknowledgements.....	103

Capítulo 5

5. Conclusões.....	104
--------------------	-----

6 Referências Bibliográficas

6.1 Referências dos Capítulos 1, 2 e 5.....	107
6.2 Referências do Artigo 1.....	120
6.3 Referências do Artigo 2.....	128

Apêndice A

Coordenadas e período de operatividade das estações sismográficas utilizadas para o estudo

da Anisotropia Sísmica (†) e Tomografia de Ruído Ambiental (★).....	138
---	-----

Apêndice B

Non-null measurements.....	141
Null measurements.....	155
Supplementary information of SWS manuscript.....	168

Apêndice C

Mapas de velocidade de fase e testes de resolução Checkerboard.....	169
Supplementary information of ANT manuscript.....	175

Lista de figuras

Capítulo 1

Figura 1.1: Mapa do Peru mostrando as estações sismográficas dos principais projetos realizados no centro e sul. O quadrado vermelho representa a área do estudo, e os quadrados nas cores amarelo, verde e rosa representam as estações sismográficas dos projetos: *Peru Subduction Experiment (PeruSE)*, *Central Andean Uplift and Geodynamics of High Topography (CAUGHT)* e *Peru Lithosphere and Slab Experiment (PULSE)*. Os triângulos vermelhos representam os vulcões do Holoceno. As linhas pretas tracejadas são os contornos da placa de Nazca do modelo *Slab1.0* de Hayes et al. (2012). A linha tracejada cinza representa os limites do bloco *Peruvian Sliver* (Villegas-Lanza et al., 2016). Siglas: DG (Dorsal Grijalva); DA (Dorsal Alvarado); DS (Dorsal Sarmiento); ZFV (Zona de Fractura de Viru); ZFM (Zona de Fractura de Mendaña).....2

Figura 1.2: Mapa tectônico mostrando a localização da área de estudo. Os triângulos invertidos indicam a distribuição de 47 estações sismográficas de banda-larga utilizadas neste estudo. Siglas: DG (Dorsal Grijalva); DA (Dorsal Alvarado); DS (Dorsal Sarmiento); ZFV (Zona de Fractura de Viru). Maiores detalhes sobre as estações sismográficas no Apêndice A.....6

Figura 1.3: Mapa topográfico mostrando as principais características tectônicas e geomorfológicas do norte do Peru. As linhas tracejadas de cor preto são os contornos da placa de Nazca determinadas por (Hayes et al., 2012). Os polígonos representam as principais unidades geomorfológicas da área de estudo (modificado de Audebaud et al. (1973; Dalmayrac et al. (1980) e Tavera and Buforn, (1998)). Siglas: DC (Dorsal Carnegie); DG (Dorsal Grijalva); DA (Dorsal Alvarado); DS (Dorsal Sarmiento); ZFV (Zona de Fratura de Viru); ZFM (Zona de Fratura de Mendaña); DH (Deflexão de Huancabamba); SNA (*Sliver Nor-Andino*); PSO (*Peru Sliver Oeste*); PSES (*Peru Sliver Este Sub-Andino*) (Villegas-Lanza et al., 2016).8

Figura 1.4: Esquema com as principais unidades tectônicas e geomorfológicas da região norte e centro do Peru (Modificado de Mattauer, 1976).....10

Figura 1.5: Mapa Sísmico mostrando a distribuição espacial da sismicidade com magnitudes iguais ou maiores que 4.0 Mw no período 1960-2020. Os Perfis sísmicos A-A' e B-B' são mostrados na Figura 1.6.....13

Figura 1.6: Perfis verticais mostrando a distribuição espacial da sismicidade em função da profundidade. Os círculos em cores (vermelho, verde e azul) indicam os intervalos de profundidades classificados como: sismicidade rasa (0-61 km de profundidade), sismicidade intermediária (61-300 km de profundidade) e sismicidade profunda (maiores a 301 km de profundidade). A linha vermelha representa a geometria da Placa de Nazca tomado do modelo *Slab1.0* de Hayes et al. (2012). a) Perfil sísmico A-A' na região norte. b) Perfil sísmico B-B' na região centro.....14

Figura 1.7: Representação esquemática dos blocos *Sliver Nor-Andino* (em amarelo), *Peru Sliver Oeste* (em magenta) e *Peru Sliver Este Sub-Andino* (em verde) que são separadas pelo limite entre a Cordilheira Ocidental e a Cordilheira Oriental. Adaptada de Villegas-Lanza et

al. (2016).....	16
-----------------	----

Capítulo 2

Figura 2.1: Representação gráfica de um material com propriedades isotrópicas (a) e anisotrópicas (b). As propriedades físicas do meio variam de acordo na direção analisada (Adaptada de Rueda et al. (2010)).....	18
--	----

Figura 2.2: Esquema que mostra uma onda cisalhante (fase SKS), com polarização qualquer, se divide em outras duas ondas cisalhantes quando atravessa um meio anisotrópico. As ondas, em diferentes polarizações se propagam com velocidades diferentes (modificado de Kendall et al. (2014)).....	20
--	----

Figura 2.3: Diagrama esquemático mostrando os diferentes modelos que explicam a anisotropia sísmica em uma zona de subducção como: modelo de fluxo de canto 2-D gerado pela subducção da placa e modelo de fluxo toroidal 3-D gerado em torno da borda da placa, fábrica de olivina de tipo B e fluxo paralelo á trincheira. Adaptada de Long (2016).....	22
--	----

Figura 2.4: Exemplo de uma medição “non nulls” da divisão de ondas cisalhantes em uma fase SKS na estação sismográfica HUAC usando três métodos no programa SplitLab (Wüstefeld et al., 2008). Os métodos geram os seguintes parâmetros de divisão de melhor ajuste: $\phi=62^\circ$, $dt=1,1$ s (Rotação Correlação); $\phi= 55^\circ$, $dt=1,2$ s (Mínima Energia). Os dois métodos de medição concordam muito bem; no entanto, conforme indicado pelos gráficos de contorno e pelos erros formais nas medições, a medição de Mínima Energia é muito melhor restringida do que a medição de Rotação Correlação.....	25
--	----

Figura 2.5: Exemplo de uma medição “nulls” da divisão de ondas cisalhantes em uma fase SKS na estação sismográfica FIC usando três métodos no programa SplitLab (Wüstefeld et al., 2008).	26
--	----

Figura 2.6: Sismograma mostrando o ruído sísmico ambiente e um evento sísmico na estação sismográfica NNA (Ñaña - Peru).	28
---	----

Figura 2.7: Explicação esquemática do princípio da função de Green. a) Um par de estações (triângulos vermelhos) rodeado por várias fontes (S), que enviam uma frente de onda para dentro e para fora. b) O método de interferometria sísmica transforma um dos receptores (r_1) em fonte virtual a partir da qual um sismograma real é obtido. c) As fontes dentro da área cinza são as que mais contribuem para o cálculo da função de Green. Modificado de Nicolson et al. (2012).....	29
--	----

Figura 2.8: Exemplo 1D de recuperação da função de Green de onda direta. a) Uma onda plana viaja em direção ao lado direito do eixo x , emitida por uma fonte impulsiva em x_S e $t = 0$. b) A resposta observada por um receptor em x_A , isto é, $u(x_A, x_B, t)$. c) A resposta observada por um receptor em x_B , isto é, $u(x_B, x_S, t)$. d) Correlação cruzada das respostas em x_A e x_B , que é interpretada como a resposta de uma fonte em x_A observada em x_B , ou seja, $u(x_B, x_A, t)$ (Wapenaar et al., 2010).....	31
---	----

Figura 2.9: Exemplo 1D de recuperação da função de Green de onda direta. a) Uma onda plana viaja em direção ao lado esquerdo (negativo) do eixo x , emitida por uma fonte de ruído	
---	--

em x'_S e $t = 0$. b) A resposta observada por um receptor em x_A , isto é, $u(x_A, x'_S, t)$. c) A resposta observada por um receptor em x_B , isto é, $u(x_B, x'_S, t)$. d) Correlação cruzada das respostas em x_A e x_B , que é interpretada como a resposta de uma fonte em x_B observada em x_A , ou seja, $u(x_B, x_S, -t)$ (Wapenaar et al., 2010).....34

Figura 2.10: Correlação cruzada entre as estações MANZ e STPO para o mês de Outubro. O polígono vermelho mostra as ondas Rayleigh.....36

Figura 2.11: Correlações cruzadas assimétricas (a) e simétricas (b) empilhadas em função da distância entre as estações. São mostradas a componente vertical dos registros, filtradas com um passa banda de 0.04-0.06 Hz.....37

Figura 2.12: a) Exemplo de diagrama de análise de frequência-tempo (FTAN) mostrando a velocidade de grupo (linha contínua em azul) e velocidade de fase (linha tracejada em azul) de ondas Rayleigh. b) Caminho entre as estações NNA e STPO (253 km).....40

Figura 2.13: a) Mapa de velocidade de fase para o período de 20 s. b) Mapa de resolução estimada em função da cobertura de raios. c) Mostra de cobertura das correlações cruzadas entre pares de estações. d) Densidade da cobertura de raios (mais exemplos no Apêndice C).43

Figura 2.14: Exemplo de inversão de dispersão para um perfil 1D de velocidade de onda S para uma célula na Cordilheira Ocidental (-76.5°W -8.0°S). a) Perfil de velocidade de onda S do modelo inicial (linha tracejada em azul) e do modelo invertido (linha sólida em vermelho). b) Curva de dispersão regionalizada (pontos para cada período), curva calculada com modelo inicial (AK135).45

Figura 2.15: Etapas de processamento dos dados para gerar a ANT. Figura modificada de Bensen et al. (2007).46

Figura 2.16: Histogramas do número de Funções de Green analisados em cada período. Testados para comprimentos de onda de 1(em vermelho), 2(em azul) e 3(em verde).48

Figura 2.17: Teste de resolução dos dados (*Checkerboard*) e modelos sintéticos para a tomografia de 20 s, com parâmetros de regularização de 300 150 e 150 com um tamanho de grade de 1.75°x1.75° (a) e 2.5°x2.5° (b).49

Capítulo 3

Figure 3.1: Main tectonic setting and compilation of previous XKS splitting measurements in Peru and adjacent regions from different authors as denoted in the legend. Northern Peru and the northern end of the flat-slab subduction zone are presently lacking in such measurements. Thin black dotted lines represent contours from the Slab1.0 model (Hayes et al., 2012). Abbreviations: FA: Forearc; HD: Huancabamba Deflection; WC: Western Cordillera; EC: Eastern Cordillera; SA: Sub-Andes; AB: Amazonian Basin; AC: Amazonian Craton. The main quaternary faults are from Macharé et al., (2003). Bathymetry from Topo30s highlights the

main tectonic structures of the subducting Nazca Plate, GB: Grijalva Ridge; AR: Alvarado Ridge; SR: Sarmiento Ridge; VFZ: Viru Fracture Zone; and MFZ: Mendaña Fracture Zone. The brown arrows indicate the absolute plate motion (APM) of the Nazca Plate in the hotspot reference model HS3-NUVEL-1A (Gripp and Gordon, 1990). Convergence rate values are relative to the stable South America reference frame (Kendrick et al., 2003). The convergent plate boundary from Bird (2003) is represented by solid black line. The greenish-yellow triangles indicate Holocene volcanoes and the thick orange dashed line indicate the motion direction (yellow arrows) of the North Andean forearc Sliver (NAS), Western Peruvian Sliver (WPS), and the Eastern Peruvian Sliver – Subandean (EPSS) (Villegas-Lanza et al., 2016)..

.....54

Figure 3.2: Distribution of teleseismic earthquakes selected for XKS phases, occurring from 2008 to 2017 with magnitudes greater than 5.8 Mw. (a) Map projection, the concentric circles denote the epicentral distance from 30° to 180°, in 30° increments. Reddish-brown line denotes major plate boundaries (Bird, 2003). (b) Histogram showing the backazimuth distribution of all dataset used in this study.....59

Figure 3.3: Example of a shear wave splitting measurement (split SKS waves) at stations Huacho (HUAC), Portachuelo (PCH), Yanaquihua (YANA) and null measurement at station Ficuar (FIC) using SplitLab (Wüstfeld et al., 2007). From left-hand side to right-hand side: (a) panel shows the observed seismograms, Q stands for the radial component (dashed blue line) and T for the transverse component (solid red line); the vertical dashed lines represents the phase arrival times computed using the IASP91 model; and the gray zone the calculation window; (b) fast (dashed) and slow (solid) components, corrected for the calculated splitting delay time; (c) corrected radial (dashed) and transverse (solid) components; (d) particle motion before (dashed) and after (solid) correction; (e) contour plot for the maximum value of correlation coefficient and for the energy on transverse component as function of delay time and fast polarization angle. The grid search range for Φ , is from -90° to 90° with a step of 1°, and for δt from 0-4.0 s with a step of 0.1 s. The shaded gray area in the correlation coefficient contour map indicates the 95% confidence region of the best fitting parameter estimation... .61

Figure 3.4: Map of the individual (good and fair) XKS splitting measurements at each station (white circles). The orientation of the red bars indicates the measured fast direction. The length of the bars equates to the measured delay time according to the scale provided in the legend. Nulls are presented by blue crosses corresponding to possible fast and show orientations. Background map is the same as Figure 3.1.....65

Figure 3.5: Stereoplots for 20 selected stations showing the individual XKS splitting measurements (classified as good, fair, and null) plotted as a function of backazimuth and incidence angle (hatched rings indicate incidence angle increments of ~5°). Null measurements are indicated with red circles; split measurements are indicated with blue bars. Station names are shown at the top of each plot and are arranged by major morphostructural units.....68

Figure 3.6: Plots of the mean shear wave splitting parameters (only non-null measurements) at stations with split measurements versus latitude (a) and the distance between the continental Moho and the top of the slab (b). All measurements are shown with 2 σ error bars. Colored lines show orientations of the APM of the Nazca plate, GPS-predicted rigid motion of

the upper plate (Villegas-Lanza et al., 2016), and the regional bathymetric structures. G1 and G2 represent groups of stations with predominant fast splitting directions delimited by the Huancabamba Deflection (purple band).70

Figure 3.7: Plot of representative XKS raypaths for all stations (inverted triangles) calculated using the TauP travel time calculator (Crotwell et al., 1999) for the IASP91 velocity model (Kennett and Engdahl, 1991). Plotted surface (view from the east) indicates the top of the slab at depth, from Slab1.0 model of Hayes et al. (2012).....71

Figure 3.8: XKS fast directions from this study and other published results (Russo and Silver, 1994; Polet et al., 2000; Eakin and Long, 2013; Porritt et al., 2014; Eakin et al., 2015; Idárraga-García et al., 2016; Long et al., 2016; Reiss et al., 2018) in Peru and adjacent regions. The dark brown arrows indicate the absolute motion of the Nazca plate in the hotspot reference frame HS3-NUVEL-1A (Gripp and Gordon, 1990). White arrows are the horizontal components of velocity vectors of the upper mantle flow field at a depth of 150 km from Hu et al. (2017). Legend is the same as in Figure 3.1.....73

Figure 3.9: Schematic showing the Nazca slab subducting beneath the South American plate and the related pattern of crustal deformation and upper mantle anisotropy in northern and central Peru. The yellow arrows indicate the GPS motion direction in the Peruvian slivers reference frame along the Peruvian margin (Villegas-Lanza et al., 2016).....77

Capítulo 4

Figure 4.1: Map showing the main tectonic characteristics within the study area. Inverted triangles indicate the seismic stations used in this study. The main Quaternary normal and thrust faults are from Macharé et al. (2003). The white arrows indicate the absolute plate motion (APM) of the Nazca Plate in the hotspot reference model HS3-NUVEL-1A (Gripp and Gordon, 1990). The slab geometry is represented by isodepth contours (dashed lines) from the Slab2 model (Hayes et al., 2018). Bathymetry from Topo30s highlights the main tectonic structures of the subducting Nazca Plate, labeled as: GR: Grijalva Ridge; AR: Alvarado Ridge; SR: Sarmiento Ridge; VFZ: Viru Fracture Zone; and MFZ: Mendaña Fracture Zone. The noted major tectonic blocks are as follow: NPS: North Peruvian Sliver; WPS: Western Peruvian Sliver; EPSS: Eastern - Subandean Peruvian Sliver (Villegas-Lanza et al., 2016). Orientation of the Andean belt is denoting by HD: Huancabamba Deflection.....82

Figure 4.2: Map showing the main morphological units of the study area (modified from Audebaud et al., 1973; Dalmayrac et al., 1980a; Tavera and Buforn, 1998). Cross-sections shown in Figures 4.7, 4.8, and 4.9. Labeled as: FA: Forearc; WC: Western Cordillera; EC: Eastern Cordillera; SA: Sub-Andean; AB: Amazonian Basin; PCB: Peruvian Coastal Batholith; and CBB: Cordillera Blanca Batholith.....84

Figure 4.3: Symmetric empirical Green functions extracted from the stacked cross-correlation of vertical component data for 24 months, signals were band-pass filtered for 6 and 40 s and are normalized.....88

Figure 4.4: Maps of standard deviation in our velocity model based on the bootstrap resampling of our ANT results.....91

Figure 4.5: Sensitivity kernels for the representative points in the Forearc (a) and Eastern Cordillera (b). The calculated fundamental mode Rayleigh phase velocity through the final model are colored by periods (8, 10, 12, 14, 16, 18, 20, 25, 30, 35, 40, 45, and 50 s).....92

Figure 4.6: Phase velocity and ray coverage maps at 14 (a), 18 (b), 20 (c) and 25 (c) second periods. The clipped region shows the area outside of which we have no or poor resolution. Abbreviations are the same as in Figures 4.1 and 4.2.93

Figure 4.7: Shear-wave velocity maps at 14km (a), 18km (b), 20km (c) and 25km (d) depth inverted from phase velocities. Slab contours from Slab2 (Hayes et al., 2018). Abbreviations are the same as in Figures 4.1 and 4.2.....95

Figure 4.8: Cross-sections perpendicular to the Andean margin. In cross-sections A-A', B-B' and C-C a deeper high velocity emerges beneath the WC that correlates with WPS (Villegas-Lanza et al., 2016). The upper ~10 km are obscured to reflect the lack of depth sensitivity of our results in the upper most crust. Major morphological units are identified at the top of each transect with the abbreviations listed in the caption of Figure 4.2.....96

Figure 4.9: Cross-section parallel to the Western (a) and Eastern Cordillera (b) regions (see Figure 4.2) and their associated topographic profiles, showing several provinces (see Figures 4.1 and 4.2). A low velocity zone is denoted as LVZ under the Andean Cordillera. Major morphological units are identified at the top of each transect with the abbreviations listed in the caption of Figure 4.2.....97

Figure 4.10: Outline of the Peruvian Coastal Batholith and the Cordillera Blanco Batholith plotted on top of our shear velocity map at a depth of 25 km and cross-section B-B' from Figure 4.2: a) Shear velocity map at 25 km depth showing the surface exposure of the Peruvian Coastal Batholith (PCB) and the Cordillera Blanca Batholith (CBB) emplaced in the Western Cordillera and the forearc (Cobbing, 1999; Margirier et al., 2016). b) Average V_p/V_s (Condori et al., 2017) and Geothermal Heat Flow (Cardoso et al., 2010). c) Topography along profile (GTOPO30, arc second). Absolute shear velocity structure along profile C-C' with our two anomalies (HVZ and LVZ) shaded, and the approximate location of the PCB and CBB surface exposure shown. The red line shows the Moho depth from Condori et al. (2017).... 101

Apêndice A

Figura A1: Gráfico mostrando os períodos em que os dados foram obtidos nas estações para o estudo da anisotropia sísmica, barras em vermelho para a Rede SisNort, em castanho para a rede temporal Moyobamba, em verde para a Rede do Equador, em rosa para a rede do Brasil, em amarelo a rede CTBTO e em azul para a Rede Sismográfica Nacional do IGP.....140

Figura A2: Gráfico mostrando os períodos em que os dados foram obtidos nas estações para o estudo da tomografia de ruído de ambiente, barras em verde para a Rede do Equador, em rosa para a Rede do Brasil, em amarelo para a rede CTBTO e em azul para a Rede Sismográfica Nacional do IGP.....141

Apêndice B

Figure B1: Shear wave splitting parameters estimated with different time windows and range of filters for two stations; one in Northern and one in Central Peru. Results are generally consistent across frequencies and time windows, and show clear stability within our chosen frequency band (0.04-0.125 Hz).....168

Apêndice C

Figura C1: Mapa de velocidades de fase para os períodos de 14 e 16 segundos.....169

Figura C2: Mapa de velocidades de fase para os períodos de 18 e 20 segundos.....170

Figura C3: Mapa de velocidades de fase para os períodos de 25 e 30 segundos.....171

Figura C4: Mapa de velocidades de fase para o período de 35 segundos.....172

Figura C5: Teste de resolução dos dados Checkerboard com um tamanho de grade de 1.75° , para as tomografias de 14, 16, 18, 20, 25 e 30 segundos.....173

Figura C6: Teste de resolução dos dados Checkerboard com um tamanho de grade de 2.5° , para as tomografias de 14, 16, 18, 20, 25 e 30 segundos.....174

Figura C7: Inter-station raypaths for all station pairs (over 1045) that yielded phase velocity measurements that passed quality controls. The number of paths is indicated in the top right corner of each panel.....175

Figura C8: Phase velocity maps at 14s, 16s, 18s, 20s, 25, and 30s periods. Regions outside the area of resolution are obscured.....176

Figura C9: Shear velocity maps at 14km (a), 18km (b), 20km (c), and 25km (d) depth derived from uniform mantle velocity (4.5 km s^{-1} in the upper 55km and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities below 55km) starting model. Slab contours from Slab 2 (Hayes et al., 2018) are shown.....177

Figura C10: Cross-section A-A', B-B' and C-C' perpendicular to the to the Andean margin (see Figure 2) through our uniform mantle velocity (4.5 km s^{-1} in the upper 55km and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities below 55km) starting model. The upper $\sim 10 \text{ km}$ and lower $\sim 35 \text{ km}$ are obscured to reflect the lack of depth sensitivity of our results in the upper and lower most crust.....178

Figura C11: Cross-sections D-D' and E-E' parallel to the Western (a) and Eastern Cordillera (b) regions (see Figure 4.2) our uniform mantle velocity (4.5 km s^{-1} in the upper 55km and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities below 55km) starting model. The upper $\sim 10 \text{ km}$ and lower $\sim 35 \text{ km}$ are obscured to reflect the lack of depth sensitivity of our results in the upper and lower most crust.....179

Figura C12: Shear velocity maps at 14km, 18km, 20km, and 25km depth derived from uniform thick crustal model, with crustal velocities (3.6 km s^{-1} in the upper 55 km, and mantle velocities (4.5 km s^{-1}) below 55 km, and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities at deeper depths) starting model. Slab contours from Slab2 (Hayes et al., 2018) are shown.....180

Figura C13: Cross-section A-A', B-B' and C-C' perpendicular to the Andean margin (see Figure 4.2) through our uniform thick crustal model, with crustal velocities (3.6 km s^{-1} in the upper 55 km, and mantle velocities (4.5 km s^{-1}) below 55 km, and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities at deeper depths) starting model. The upper ~ 10 km and lower ~ 35 km are obscured to reflect the lack of depth sensitivity of our results in the upper and lower most crust.....181

Figura C14: Cross-sections D-D' and E-E' parallel to the Western (a) and Eastern Cordillera (b) regions (see Figure 4.2) our uniform thick crustal model, with crustal velocities (3.6 km s^{-1} in the upper 55 km, and mantle velocities (4.5 km s^{-1}) below 55 km, and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities at deeper depths) starting model. The upper ~ 10 km and lower ~ 35 km are obscured to reflect the lack of depth sensitivity of our results in the upper and lower most crust.....182

Figura C15: Shear velocity maps at 14km (a), 18km (b), 20km (c), and 25km (d) depth derived from the shallow crustal model (3.6 km s^{-1} velocities in the upper 26km, mantle velocities (4.5 km s^{-1}) to 55km, and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities at deeper depths) starting model. Slab contours from Slab 2 (Hayes et al., 2018) are shown.....183

Figura C16: Cross-section A-A', B-B' and C-C' perpendicular to the Andean margin (see Figure 4.2) through our shallow crustal model (3.6 km s^{-1} velocities in the upper 26km, mantle velocities (4.5 km s^{-1}) to 55km, and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities at deeper depths) starting model. The upper ~ 10 km and lower ~ 35 km are obscured to reflect the lack of depth sensitivity of our results in the upper and lower most crust.....184

Figura C17: Cross-sections D-D' and E-E' parallel to the Western (a) and Eastern Cordillera (b) regions (see Figure 4.2) our shallow crustal model (3.6 km s^{-1} velocities in the upper 26km, mantle velocities (4.5 km s^{-1}) to 55km, and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities at deeper depths) starting model. The upper ~ 10 km and lower ~ 35 km are obscured to reflect the lack of depth sensitivity of our results in the upper and lower most crust.....185

Lista de tabelas

Capítulo 3

Table 3.1: Station-mean splitting parameters (Φ s and δ ts) estimated from XKS splitting with the corresponding 1_σ error bars. Network abbreviations (third column) are as follows, PE: Peruvian Network, BR: Brazilian Network, EC: Ecuadorian Network. NS and NN denote the number of non-null and null splitting measurements respectively. The last columns shown the misalignment values determined for individual stations.....63

Capítulo 4

Table 4.1: Seismic station parameters used in this study.....87

Apêndice A

Tabela A1: Coordenadas das estações sismográficas das redes do Peru, Equador, CTBTO e Brasil. CTBTO corresponde a rede mundial (*Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization*). PE refere-se as estações pertencentes ao Rede Sismográfica Nacional do Instituto Geofísico do Peru, EC refere-se as estações pertencentes ao Rede Sismográfica Nacional do Instituto Geofísico do Equador e BR refere-se as estações pertencentes ao Rede Sismográfica Brasileira.138

Apêndice B

Table B1: Non-null measurements: Summary all individual non-null splitting measurements determined in this study using the transverse component minimum energy (SC) method of Silver and Chan (1991). The STA and Net indicate the stations name and their corresponding networks, Date and Day indicates the Date and Julian day of the events. Evla, Evlo, Dep, BAZ Anc and Mag indicate the latitude, longitude, depth, backazimuth, incidence angle and magnitude (M_w) of the event. Phase is the teleseismic phases used to make the splitting measurements. Phi (Φ) and δt are the splitting parameters, Auto quality is the resulting quality determined based on the method and criteria defined by Wüstefeld and Bokelmann (2007)...142

Table B2: Summary all individual null splitting measurements.....155

Abreviaturas e siglas

ANT	Ambient Noise Tomography
BA	Bacia Amazônica
BOP	Borda Ocidental do Peru
CAUGHT	Central Andean Uplif and the Geodynamics of High Topography
CAPES	Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior
Caltech	California Institute of Technology
CC	Cross Correlation
CMB	Core Mantle Boundary
COC	Cordilheira Ocidental
COR	Cordilheira Oriental
CTBTO	Comprehensive Nuclear-Tes-Ban Treaty
DH	Deflexão de Huancabamba
DG	Dorsal Grijalva
DA	Dorsal Alvarado
DS	Dorsal Sarmiento
EGFs	Empirical Green's Functions
EV	Eigenvalue
EGF	Empirical Green Functions
FR	Função do Receptor
FTAN	Frequency Time Analysis
FCG	Fluxo de Calor Geotérmico
FFA	Fast Forearc Anomaly
FFT	Fast Fourier Transform
GNSS	Global Navigation Satellite System
GMT	Generic Mapping Tools
GPS	Global Position System
GF	Green Function
GSN	Global Seismograph Network
HVZ	High Velocity Zone
IGP	Instituto Geofísico del Perú
IRD	French L'Institut de Recherche pour le Développement
LPO	Lattice Preferred Orietation
LVZ	Low Velocity Zone
NSN	National Seismological Network
NEIC	National Earthquake Information Center
PDE	Preliminary Determinations of Epicenters
PeruSE	Peru Subduction Experiment
PSO	Bloco Peru Sliver Oeste
PSES	Bloco Peru Sliver Este Sub-Andino
PULSE	Peru Lithosphere and Slab Experiment
RC	Rotation Correlation
RENSIG	Red Nacional de Sismógrafos de Ecuador
RENASIS	Red Sísmica Nacional y de Alerta Temprana de Tsunamis y Erupciones Volcánicas
RSBR	Rede Sismográfica Brasileira
SAC	Seismic Analysis Code

SC	Transverse Component Minimum Energy
SNR	Signal-to-Noise Ratio
SSA	Placa Estável da América do Sul
SNA	Bloco Sliver Nor-Andino
SPO	Shape Preferred Orientation
SESS	Bloco Peru Sliver Este Sub-Andino
SWS	Shear Wave Splitting
USGS	United State Geological Survey
ZBV	Zona de Baixa Velocidade
ZS	Zona Sub-Andina
ZC	Zona Costeira
ZFV	Zona de Fractura de Viru
ZFM	Zona de Fractura de Mendaña

Capítulo 1

1 Introdução

Ao longo da fronteira ocidental do Peru, ocorre um dos processos de convergência de placas tectônicas mais complexos e ativos do mundo, produto de uma forte e constante atividade dinâmica devido ao processo de subducção da placa oceânica de Nazca sob a placa continental Sul-Americana, que convergem com velocidade relativa de ~5 a ~7 cm/ano (Norabuena et al., 1999; Kendrick et al., 2003). Em consequência, a evolução tectônica do Peru é bastante complexa e variável, com características particulares como: orogênese recente, placa oceânica com a maior velocidade em relação às demais, com geometria de mergulho variando de sub-horizontal (ausência de arco vulcânico) a normal (presença de arco vulcânico) (Gutscher et al., 1999), e recorrência de grandes terremotos nas regiões central e sul com intervalos de tempo de ocorrência curtos e magnitudes maiores que 8.0 Mw (registrados nos anos 1970, 1974, 1996, 2001 e 2007) (Tavera e Buforn, 1998; Condori e Tavera, 2012).

Essas características fazem do Peru, um laboratório natural para estudos sismológicos, fato que despertou o interesse da comunidade sismológica mundial, dando origem a três grandes experimentos de sismologia: *Peru Subduction Experiment (PeruSE)* (Phillips et al., 2012; Skinner e Clayton, 2013; Dougherty e Clayton, 2014; Ma e Clayton, 2014; Phillips e Clayton, 2014), *Central Andean Uplift and Geodynamics of High Topography (CAUGHT)* (Ward et al., 2013; Ryan et al., 2016) e *Peru Lithosphere and Slab Experiment (PULSE)* (Eakin e Long, 2013; Eakin et al., 2014, 2015; Antonijevic et al., 2015; Kumar et al., 2016; Bishop et al., 2017, 2018; Bar et al., 2019). Esses experimentos foram realizados com a finalidade de entender aspectos importantes da dinâmica e estrutura da litosfera, principalmente nas regiões centro e sul do Peru (Figura 1.1), e vêm obtendo resultados sobre a estrutura e dinâmica da crosta e manto superior por meio de diversas técnicas sismológicas (Portner et al., 2020; Rodríguez et al., 2020). Entretanto, ainda há poucos estudos na parte norte do Peru, com a literatura limitada a estudos em escala continental e global e com poucas estimativas detalhadas em escala local e regional.

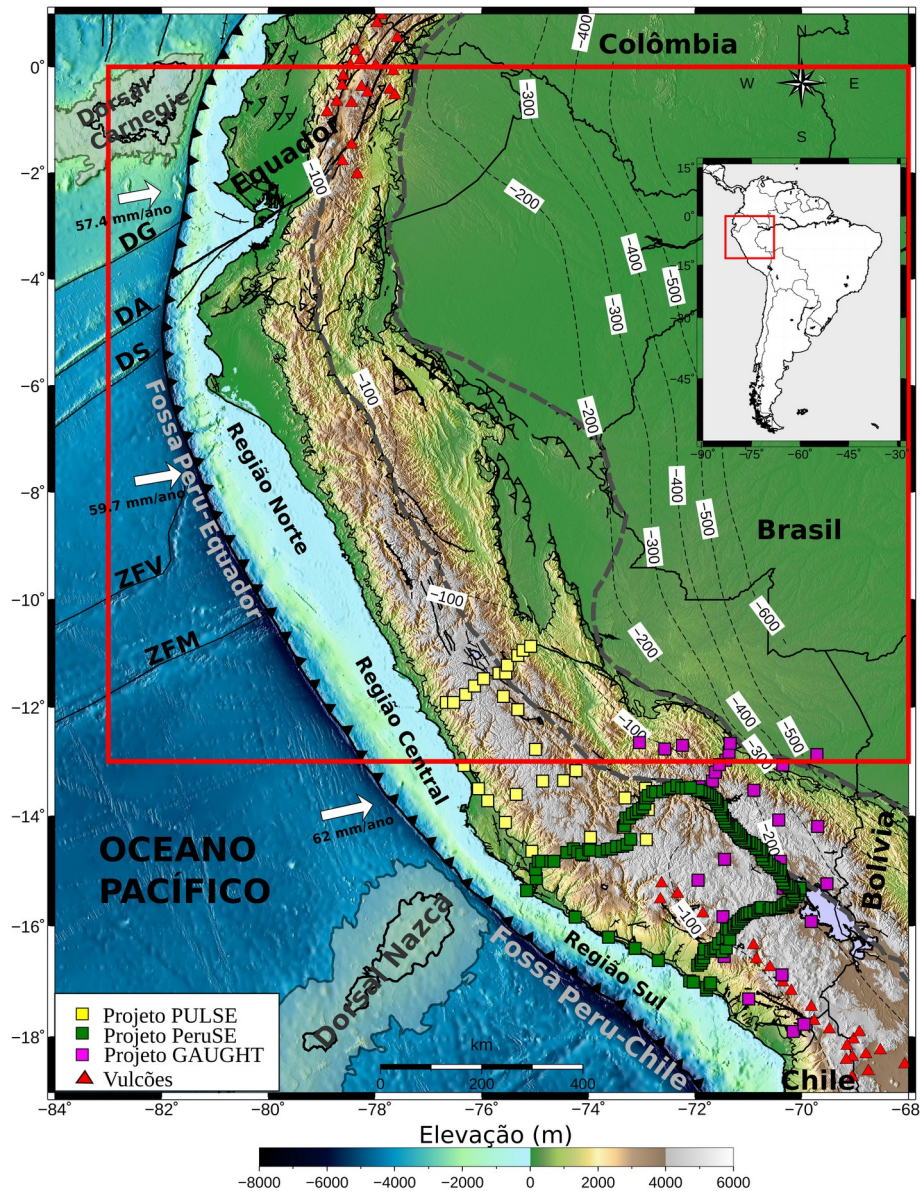


Figura 1.1: Mapa do Peru mostrando as estações sismográficas dos principais projetos realizados no centro e sul. O quadrado vermelho representa a área do estudo, e os quadrados nas cores amarelo, verde e rosa representam as estações sismográficas dos projetos: *Peru Subduction Experiment (PeruSE)*, *Central Andean Uplif and Geodynamics of High Topography (CAUGHT)* e *Peru Lithosphere and Slab Experiment (PULSE)*. Os triângulos vermelhos representam os vulcões do Holoceno. As linhas pretas tracejadas são os contornos da placa de Nazca do modelo *Slab1.0* de Hayes et al. (2012). A linha tracejada cinza representa os limites do bloco *Peruvian Sliver* (Villegas-Lanza et al., 2016). Siglas: DG (Dorsal Grijalva); DA (Dorsal Alvarado); DS (Dorsal Sarmiento); ZFV (Zona de Fractura de Viru); ZFM (Zona de Fractura de Mendaña).

1.1 Justificativa

Recentemente, Condori et al. (2017) estimaram a espessura da crosta e razão de velocidade entre as ondas P e S (V_p/V_s) utilizando o método da Função do Receptor (FR). Os principais resultados evidenciam um desequilíbrio isostático entre a Cordilheira Oriental e Ocidental com valores de V_p/V_s acima de 1,80 na Cordilheira dos Andes, possivelmente ocasionado pela deformação da crosta e influência da anisotropia na interface crosta-manto. No entanto, muitos aspectos sobre a dinâmica e estrutura da litosfera ainda permanecem pouco compreendidos, como:

- (i) Qual é o padrão de fluxo e deformação do manto?
- (ii) A mudança da orientação da Cordilheira tem relação com o fluxo do manto?
- (iii) Qual é relação entre a anisotropia e a geometria da placa sub-horizontal de Nazca no norte e no centro do Peru?
- (iv) Qual é a estrutura de velocidade abaixo da região no norte do Peru?

Para responder a essas perguntas, foram aplicados dois métodos sismológicos neste trabalho: o Estudo da Divisão de Onda Cisalhante (*Shear Wave Splitting, SWS – Anisotropia Sísmica*) e a Tomografia de Ruído Ambiental (*Ambient Noise Tomography, ANT*). A incorporação de novas estações sismográficas e de diferentes tipos de dados permitirão obter uma informação mais completa da dinâmica e estrutura da litosfera na área de estudo.

A aplicação do método da Divisão da Onda Cisalhante é de grande importância nas regiões tectonicamente ativas, como a zona de subdução do norte do Peru. Isso permitirá compreender a relação entre os padrões de deformação no manto superior, associados principalmente, ao fluxo do manto (Silver, 1996; Savage, 1999; Long e Silver, 2008; Lynner e Bodmer, 2017). A divisão da onda cisalhante se refere à dependência direcional da velocidade da onda sísmica que, no manto, está associada à orientação cristalina preferencial ou LPO (*Lattice Preferred Orientation*) do mineral olivina (Silver e Chan, 1991). Essa orientação pode ocorrer devido ao deslizamento da litosfera sobre a astenosfera (Vinnik et al., 1992; Savage, 1999; Hu et al., 2017). Uma onda sísmica, ao atravessar um meio com propriedades anisotrópicas, sofre uma polarização e divide-se (birrefringência sísmica) em uma onda rápida e outra lenta. A partir dessa divisão, os parâmetros normalmente usados para descrever a SWS

são: a direção da polarização da onda rápida (ϕ), que se relaciona a geometria da estrutura anisotrópica e LPO, e o tempo de atraso (δt) entre as ondas polarizadas rápidas e lentas. O tempo de atraso depende da velocidade, consistência e da espessura da camada anisotrópica.

Um número considerável de estudos sobre anisotropia sísmica foram realizados no norte e no centro dos Andes, principalmente no sul e na parte central do Peru (Russo e Silver, 1994; Eakin e Long, 2013; Porritt et al., 2014; Eakin et al., 2014, 2015, 2016; Long et al., 2016). Esses estudos investigaram, principalmente, as respostas dos padrões regionais do fluxo de manto superior e suas implicações nos processos de subducção das placas litosféricas de Nazca e a Sul-Americana, dorsal de Nazca e geometria da placa de Nazca. No entanto, a dinâmica do segmento da placa sub-horizontal, no norte do Peru, ainda é pouco conhecida devido à falta de informações sísmicas.

Para complementar o estudo da estrutura da crosta no norte do Peru, será aplicado o método da Tomografia de Ruído Ambiental (ANT). A ANT é um método poderoso para estudar a estrutura da crosta e do manto superior (Ward et al., 2013; Porritt et al., 2014), sendo um método relativamente novo, com rápido crescimento na sua utilização nos últimos anos. Este método utiliza como informação o ruído sísmico, em que é possível, por meio da correlação cruzada entre dois pares de estações, construir a função de Green e extrair a função de transferência do meio (Shapiro e Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005). As funções de Green contém informações sobre a velocidade sísmica do meio de propagação, a partir das quais é possível determinar as estruturas de velocidade (Dias, 2014; Collaço, 2019). A vantagem do método é permitir a caracterização, com maior resolução, das estruturas rasas, pois as ondas superficiais, em diferentes períodos, são sensíveis à estrutura da Terra em diferentes profundidades. Já com as ondas de período longo, é possível estudar profundidades maiores (Yang et al., 2007).

Nos últimos anos, devido ao crescimento no número de estações sismográficas de banda larga de alta qualidade em todo o mundo, foi realizada uma série de estudos de ANT em escala local (Tamura e Okada, 2016; Huang et al., 2018; Machacca-Puma et al., 2019), regional (Ward et al., 2013; Ma e Clayton, 2014; Poveda et al., 2018; Lynner et al., 2018, 2020) e continental (Yang et al., 2007; Ritzwoller et al., 2011; Saygin e Kennett, 2012; Chen

et al., 2018). No Peru, a estrutura crustal na região sul foi estudada por Ma e Clayton (2014). Contudo, as regiões norte e centro são pouco conhecidos ou exploradas.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivos gerais:

O objetivo principal é estudar e caracterizar as variações da estrutura e dinâmica da crosta e do manto superior sob a porção norte do Peru, aplicando métodos sismológicos.

1.2.2 Objetivos específicos:

- (i) Determinar a anisotropia sísmica do manto superior e a origem dos padrões de deformação encontrados;
- (ii) Determinar a estrutura da crosta utilizando curvas de dispersão de ondas de superfície obtidas com a correlação de ruído ambiental;
- (iii) Correlacionar os resultados do item i com dados de posicionamento por satélites (GPS), e propor um modelo da dinâmica da anisotropia e fluxo do manto;
- (iv) Correlacionar os resultados do item ii com dados geofísicos existentes na região de estudo: como Razão de V_p/V_s e fluxo de calor geotérmico.

1.3 Localização da Área de Estudos

A área de estudo compreende as regiões norte e parte da região central do Peru. A Figura 1.2 apresenta um mapa com as 47 estações sismográficas utilizadas neste trabalho: 2 estações da Rede Sismográfica Brasileira-RSBR (Bianchi et al., 2018), 4 estações da Red Nacional de Sismógrafos – RENSIG do Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional – IG-EPN, 1 estação auxiliar da *Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty* (CTBTO), 1 estação da Global Seismograph Network – IRIS, 9 estações sismográficas no projeto SisNort da rede temporal do *Instituto Geofísico del Perú* (IGP), 7 estações sismográficas do projeto Moyobamba (IGP) e 23 estações sismográficas da Red Sísmica Nacional y de Alerta Temprana de Tsunamis y Erupciones Volcánicas RENASIS do IGP.

A seleção das estações sismográficas e dados envolveu uma inspeção rigorosa nas formas de ondas para remover traços com perturbações instrumentais. Para o estudo de anisotropia sísmica, foram utilizadas 45 estações. Enquanto, para a tomografia de ruído

ambiental, após de avaliar o período de operatividade e os registros contínuos para a correlação cruzada, foram utilizadas somente 29 estações das redes permanentes. As estações NNA e HCO foram incluídas para estudo da tomografia de ruído ambiental, mas não foram utilizadas para estudo na anisotropia sísmica devido à existência de medições de anisotropia sísmica na porção central do Peru.

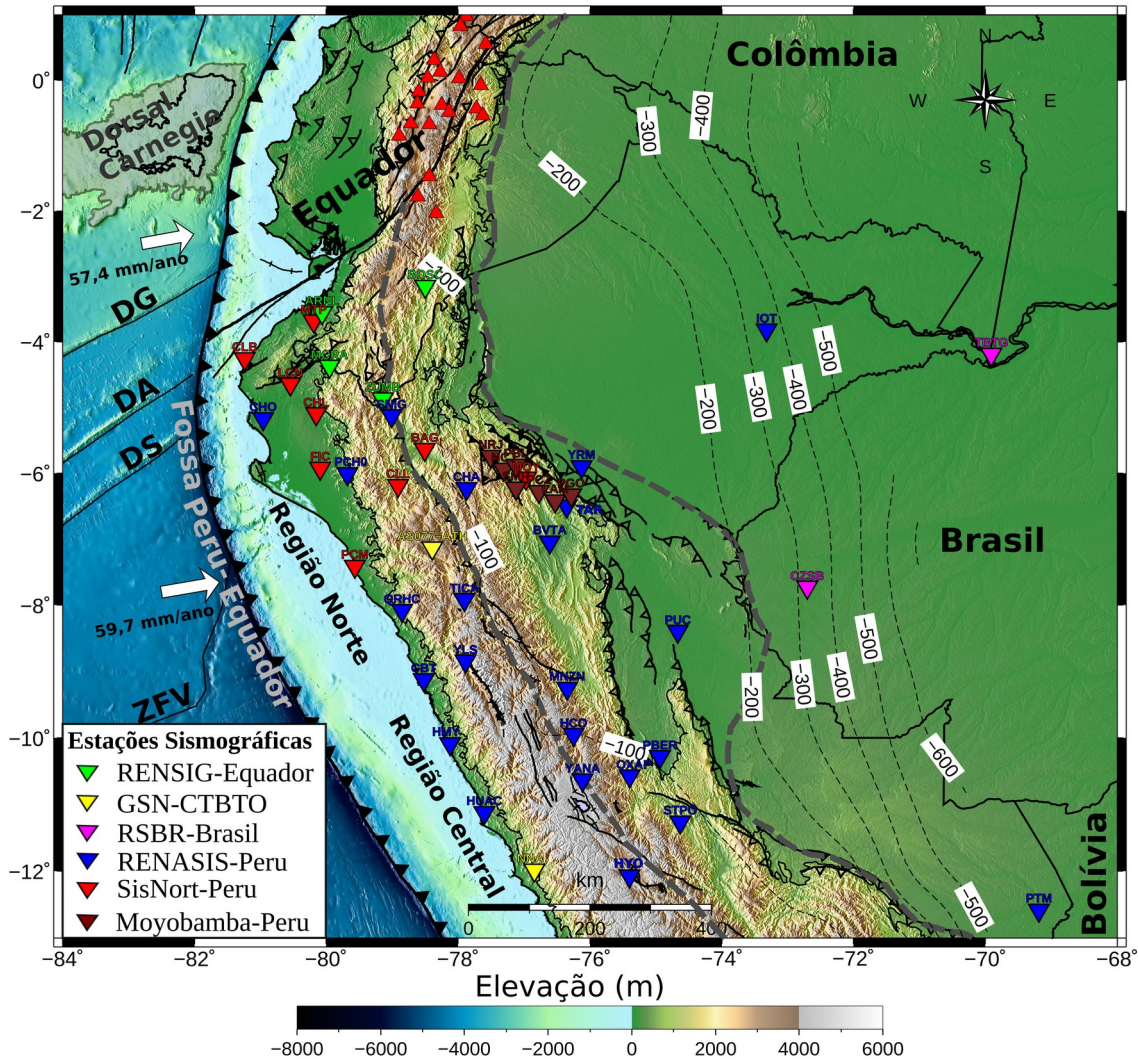


Figura 1.2: Mapa tectônico mostrando a localização da área de estudo. Os triângulos invertidos indicam a distribuição de 47 estações sismográficas de banda-larga utilizadas neste estudo. Siglas: DG (Dorsal Grijalva); DA (Dorsal Alvarado); DS (Dorsal Sarmiento); ZFV (Zona de Fractura de Viru). Maiores detalhes sobre as estações sismográficas no Apêndice A.

1.4 Características Tectônicas

A formação tectônica do norte e centro do Peru (Figura 1.3) está relacionada, principalmente, ao resultado de sucessivos ciclos orogênicos produtos de uma forte atividade dinâmica devido à interação das placas de Nazca e Sul-Americana (James, 1971), que convergem de Leste para Oeste com uma velocidade média de ~6 a ~7 cm/ano (DeMets et al., 1990; Norabuena et al., 1999; Villegas, 2009; Kendrick et al., 2003).

O processo da subducção tem sido quase contínuo desde a divisão do supercontinente Pangeia. Ao longo nos últimos 20 milhões de anos, grandes esforços compressivos e extensivos com magmatismo associado foram responsáveis pela origem dos diferentes compartimentos tectônicos, que possuem características muito particulares como: soerguimento da cadeia Andina, assim como da deformação; encurtamento e espessamento crustal; atividade vulcânica; e formação de bacias (Mégard, 1987; Soler e Sébrier, 1990; Ramos, 2010).

Muitos autores analisaram os Andes e propuseram diferentes modelos e classificações geológicas em função da identificação dos segmentos e de suas propriedades geológicas. Gansser (1973) propôs uma classificação reconhecendo três unidades principais: Andes do Norte, Andes Centrais e Andes do Sul, que são amplamente usados e considerados válidos hoje em dia. Nesse contexto, o norte e centro do Peru compreende parte dos Andes Central e Norte (Cordani, 2000). Segundo Martinod et al. (2010) a orogênese andina envolveu três episódios principais de encurtamento, que correspondem a períodos de convergência rápida da placa ao longo da margem andina: 1) Orogenia Peruana do Cretáceo Superior; 2) Orogenia Paleoceno - Eoceno Incaica; e 3) Orogenia Neógena Quéchua. O último episódio foi aparentemente associado à origem da subducção sub-horizontal (*flat-slab*) entre ~15 e 11 Ma (Hampel, 2002; Rosenbaum et al., 2005).

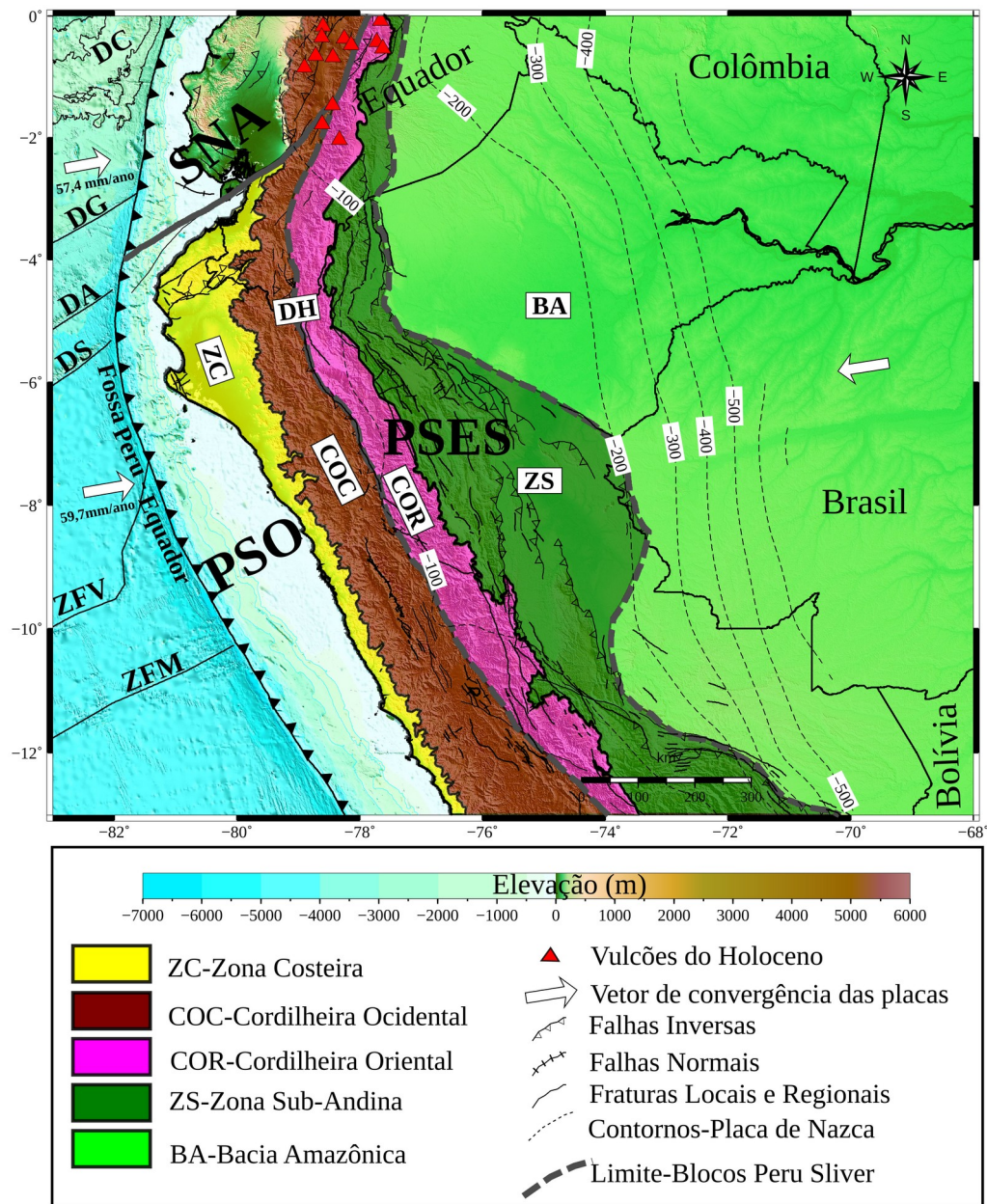


Figura 1.3: Mapa topográfico mostrando as principais características tectônicas e geomorfológicas do norte do Peru. As linhas tracejadas de cor preto são os contornos da placa de Nazca determinadas por (Hayes et al., 2012). Os polígonos representam as principais unidades geomorfológicas da área de estudo (modificado de Audebaud et al. (1973; Dalmayrac et al. (1980) e Tavera and Buforn, (1998)). Siglas: DC (Dorsal Carnegie); DG (Dorsal Grijalva); DA (Dorsal Alvarado); DS (Dorsal Sarmiento); ZFV (Zona de Fratura de Viru); ZFM(Zona de Fratura de Mendaña); DH (Deflexão de Huancabamba); SNA(*Sliver Nor-Andino*); PSO (*Peru Sliver Oeste*); PSES (*Peru Sliver Este Sub-Andino*) (Villegas-Lanza et al., 2016).

Uma das particularidades mais marcantes nas regiões norte e centro do Peru é a ausência do arco vulcânico devido à geometria sub-horizontal da placa de Nazca (*flat-slab*), que subducta com um ângulo de cerca de 40 graus até uma profundidade de 100 km, mantém uma forma sub-horizontal estendendo por aproximadamente 400 km e mergulha novamente no manto (Figura 1.3) (Cahill e Isacks, 1992; Phillips e Clayton, 2014; Bishop et al., 2018). No Peru, este processo ocorre a partir da latitude -3° até -15° (Barazangi e Isacks, 1976; Cahill e Isacks, 1992; Gutscher et al., 1999), que apresenta uma região com baixo fluxo térmico (~ 40 e 80 mW/m^2) (Henry e Pollack, 1988; Cardoso et al., 2010; Haraldsson, 2011), em relação a região sul do Peru com subducção normal.

Diversos estudos descreveram as estruturas da Cordilheira dos Andes e da Placa de Nazca (Mattauer, 1976; Dalmayrac et al., 1980a; Macharé et al., 1986; Mégard, 1987; Tavera e Buforn, 1998; Uribe, 2008). Nesta pesquisa, com base nestes estudos, são descritas as diferentes unidades geomorfológicas presentes na área de estudo, classificando-as em cinco áreas principais: Zona Costeira, Cordilheira Ocidental, Cordilheira Oriental, Zona Sub-Andina e Bacia Amazônica (Figura 1.4). A Figura 1.4 mostra o esquema tectônico da área de estudo, apresentando as diferentes feições geomorfológicas que representam cada compartimento tectônico também descrito nos capítulos 3 e 4.

1.4.1 Zona Costeira (ZC): é considerado presumivelmente como o exemplo mais clássico do mundo de uma zona de subducção entre uma placa oceânica e continental, onde os processos de subducção levaram a um regime predominantemente compressivo (Suárez et al., 1983). A ZC se estende desde a fossa até o limite oeste da Cordilheira dos Andes. No continente, é uma zona estreita que se estende de norte a sul com altitude média de 700 m e possui embasamento de rochas Pré-Cambrianas e Paleozoicas e sedimentos Mesozoicos (Palacios et al., 1995). Ao sul, ocorrem rochas cristalinas fortemente dobradas devido aos esforços extensionais e compressionais (Figuras 1.3 e 1.4).

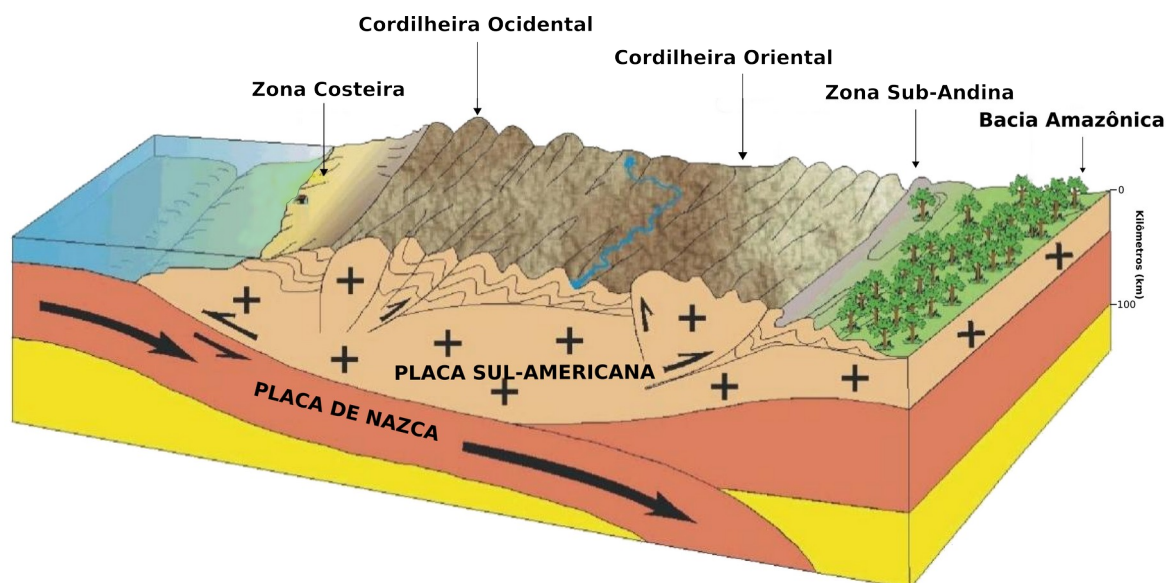


Figura 1.4: Esquema com as principais unidades tectônicas e geomorfológicas da região norte e centro do Peru (Modificado de Mattauer, 1976).

1.4.2 Cordilheira Ocidental (COC): consiste, principalmente, de rochas vulcânicas e plutônicas de idade Mesozoica e Cenozoica e dobras e depósitos marinhos de águas rasas de idade Mesozoica. É dominado pelo Batólito Costeiro, composto por diversas intrusões. Paralela à costa, está distribuída de norte a sul e atinge elevações que variam de 3.500 a 5.000 m. As unidades mais antigas mostram os efeitos da deformação compressiva que presumivelmente ocorreram durante o final do Eoceno ao Mioceno (Megard, 1978; Wipf, 2006). No norte do Peru, a Cordilheira Andina apresenta direção principal NW-SE. No entanto, na latitude 6° sul, sofre uma mudança de orientação de norte N020° para N140° sul, seguindo uma nova direção N-S, conhecida como Deflexão de Huancabamba (Mégard, 1987; Mitouard et al., 1990) (Figuras 1.3 e 1.4).

1.4.3 Cordilheira Oriental (COR): começou a se formar durante o período Hercínico (Devoniano), é menos elevada que a Cordilheira Ocidental (3.700-4.000 m) e corresponde principalmente a uma dobra anticlinal regional, formada essencialmente por depósitos intrusivos do Pré-Cambriano (Dalmayrac et al., 1980b). As principais estruturas da região incluem dobras abertas e falhas de empuxo acentuadas (Figuras 1.3 e 1.4).

1.4.4 Zona Sub-Andina (ZS): localiza-se entre a Cordilheira Andina e a Bacia Amazônica e é formada por estruturas compressivas convergentes para o Leste, que apresentam magnitudes decrescentes de deformação em direção ao Escudo Brasileiro (Dumont et al., 1991), onde não ocorrem as estruturas andinas (Figuras 1.3 e 1.4). Corresponde a um cinturão de dobras regionais originado no Mioceno (Mathalone et al., 1995), com cobertura de sedimentos do Mesozoico e Cenozoico fortemente afetados por dobras e falhas reversas (Ham e Herrera Jr., 1963).

1.4.5 Bacia Amazônica (BA): limitada a oeste pela zona Sub-Andina, a Bacia Amazônica está situada entre 80 e 400 m de altitude e encontra-se depositada sobre o escudo Brasileiro (Figuras 1.3 e 1.4). É composta por sedimentos marinhos do Paleozoico e do Mesozoico com cobertura sedimentar Fanerozoica e depósitos continentais de idade Terciária (Mégard, 1978; Suárez et al., 1983). Na margem andina, os depósitos foram falhados e dobrados mais extensivamente, mas a deformação diminui em direção ao leste, onde as camadas sedimentares das bacias são mais finas sobre o Escudo Brasileiro (Mora et al., 2011).

1.5 Morfologia da Placa de Nazca

Outras feições tectônicas de maior relevância em nossa área de estudo são as estruturas lineares (Zonas de Fratura de Viru e Mendaña) e as dorsais (Dorsal de Carnigie, Grijalva e Alvarado) presentes na Placa de Nazca (Figuras 1.1 e 1.3), produto de sua evolução próximo às áreas de divergência e expansão oceânica. A subducção dessas estruturas parece modificar localmente as características da sismicidade na borda ocidental Sul-americana (Uribe, 2008). A Fratura de Mendaña tem uma extensão de aproximadamente 1100 km, com direção NE aproximadamente perpendicular à Fossa. Estudos gravimétricos e magnéticos inferem que esta fratura é o limite norte das idades da Placa Oceânica (Yamano e Uyeda, 1990). A Fratura de Viru, está localizada de forma paralela, 110 km ao norte da fratura de Mendaña, e é uma falha do tipo inverso com orientação N15°E (Krabbenhöft et al., 2004). Finalmente, as dorsais são cordilheiras submarinas que se elevaram do fundo oceânico como resultado de antigas zonas de geração da crosta oceânica. Frente à área de estudo pode-se observar a presença de três dorsais oceânicas: Sarmiento, Alvarado e Grijalva. As três dorsais são paralelas entre si e têm orientação NE, alturas de 1 a 2 km e comprimento de ~400 km.

1.6 Sismicidade

A sismicidade presente na Borda Ocidental do Peru (BOP) (Figura 1.5) é devido principalmente ao processo de subducção da Placa de Nazca (oceânica) sob a Sul-Americana (continental) iniciada entre o Triássico Médio e Jurássico Inferior (Mégard, 1987). Este processo dá origem a uma sismicidade de diversas magnitudes e distribuída em diferentes profundidades (Tavera e Buforn, 1998; Bernal e Tavera, 2002; Tavera, 2014). A constante recorrência da sismicidade mostra que a região de estudo é por demais complexa e dinamicamente ativa. A região de estudo é caracterizada por uma taxa de sismicidade muito alta, típica de zonas de subducção.

O mapa da sismicidade da área de estudo para magnitudes superiores a 4.0 Mw, é mostrado na Figura 1.5. Os eventos apresentam distribuição geográfica não uniforme, e são classificados, de acordo a profundidade de seus focos, em: superficiais (≤ 60 km), intermediários (61-300 km) e profundos (≥ 301 km). A sismicidade superficial está associada ao contato das duas placas (oceânica e continental) e deformação dos Andes (concentração de esforços da crosta continental). As mesmas são evidenciadas por falhas geológicas de diversos tipos com sismicidade rasa. Muitas hipóteses foram propostas para explicar a ocorrência da sismicidade com foco intermediária e profunda (Kiser et al., 2011). O mecanismo da sismicidade intermediária é devido a câmbios de esforços e deformação interna da placa (p.e., Liu e Yao, 2020). O mecanismo de geração da sismicidade profunda ainda é pouco entendida. Em geral, são comumente atribuídas a variações no estado térmico entre as zonas de subducção (Ye et al., 2016), liberação de água durante o processo de subducção e devido a esforços tensionais (Molnar et al., 1979).

Os epicentros com profundidade superficial encontram-se ausentes sob a Cordilheira dos Andes, sugerindo baixas taxas de deformação possivelmente devido ao efeito de flexura causado pela carga topográfica e os esforços de compressão tanto da placa de Nazca como do cráton do Brasil (Condori, 2016). Esses esforços causam maior deformação nos flancos onde a crosta é mais fina. Entretanto, nos Andes com crosta mais espessa, as tensões são menores devido à compensação isostática que se mantém em equilíbrio (Assumpção e Sacek, 2013; Rocha et al., 2016).

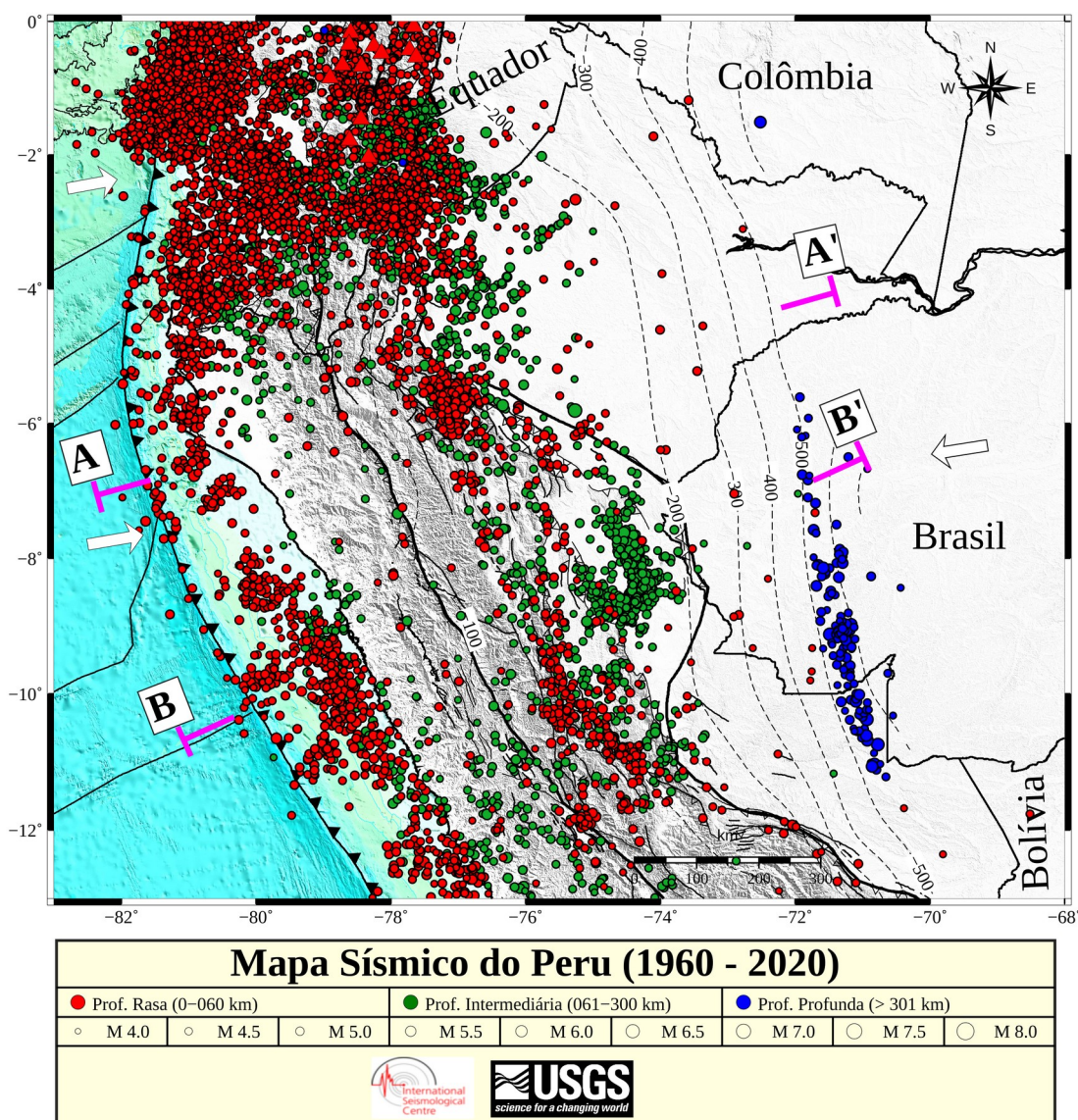


Figura 1.5: Mapa Sísmico mostrando a distribuição espacial da sismicidade com magnitudes iguais ou maiores que 4.0 Mw no período 1960-2020. Os Perfis sísmicos A-A' e B-B' são mostrados na Figura 1.6.

Na região norte e central do Peru, o mergulho da placa segue a forma sub-horizontal (*flat-slab*), caracterizada por apresentar a ausência de atividade vulcânica (Gutscher et al., 1999; Skinner e Clayton, 2013; Eakin et al., 2014). Já na região sul, a subducção é do tipo normal com presença da atividade vulcânica. Os perfis verticais A-A' e B-B' (Figuras 1.5 e 1.6) apresentam a distribuição espacial da sismicidade em profundidade e mostram de maneira geral a geometria da placa oceânica de Nazca.

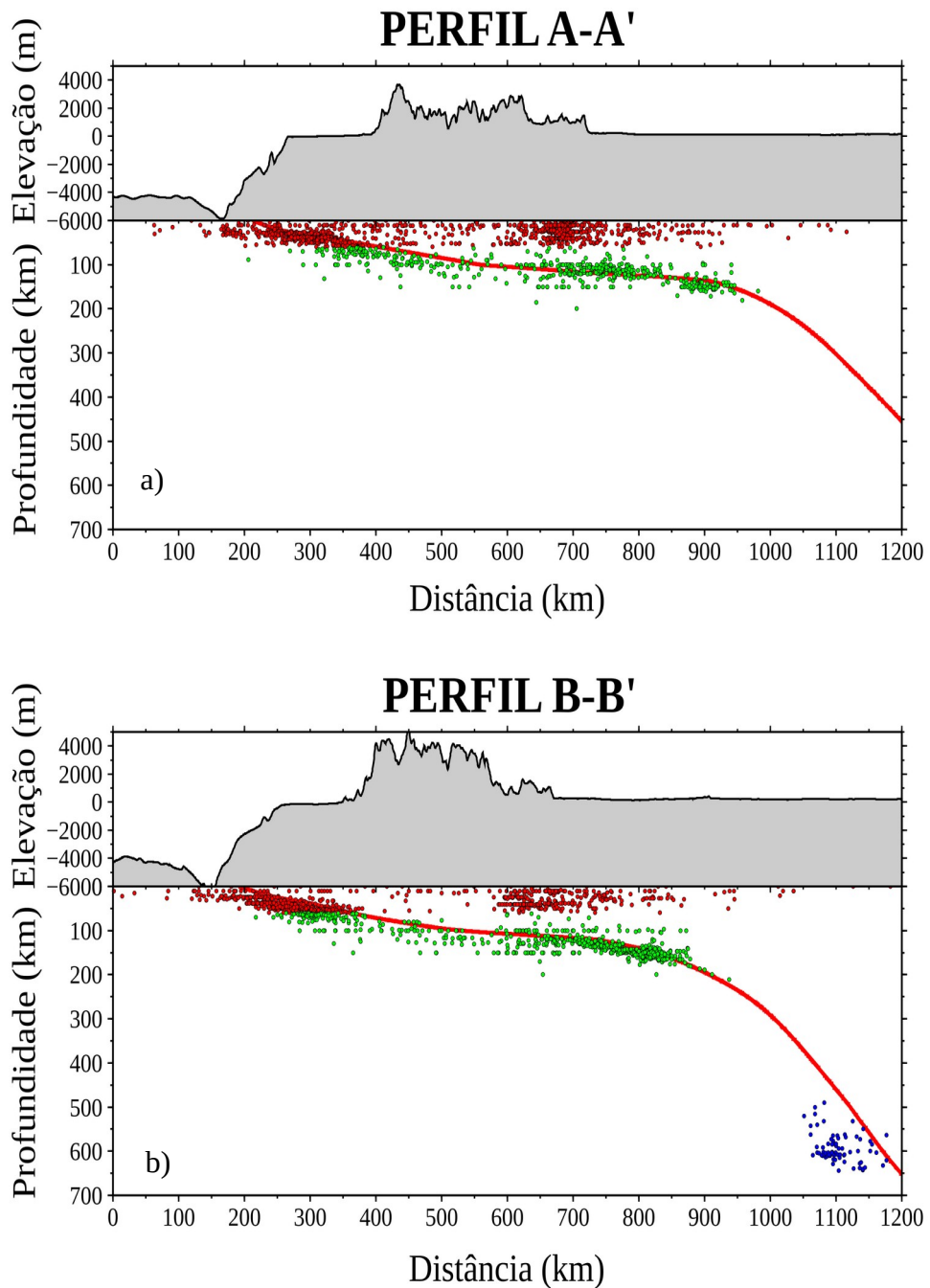


Figura 1.6: Perfis verticais mostrando a distribuição espacial da sismicidade em função da profundidade. Os círculos em cores (vermelho, verde e azul) indicam os intervalos de profundidades classificados como: sismicidade rasa (0-61 km de profundidade), sismicidade intermediária (61-300 km de profundidade) e sismicidade profunda (maiores a 301 km de profundidade). A linha vermelha representa a geometria da Placa de Nazca tomado do modelo Slab1.0 de Hayes et al. (2012). a) Perfil sísmico A-A' na região norte. b) Perfil sísmico B-B' na região centro.

1.7 Blocos Peru Sliver

Com base na análise tectônica e dados de posicionamento do *Global Navigation Satellite System* (GNSS) Nocquet et al. (2014) e Villegas-Lanza et al. (2016) propuseram que a deformação crustal nos Andes Norte e Centro é controlada pelo movimento divergente de três blocos rígidos denominados Sliver Nor-Andino (Bloco do Norte Andino), Peru Sliver Oeste e Peru Sliver Este Sub-Andino (denominados Blocos Inca Sliver) (Figuras 1.3 e 1.7). Essas características surgem do movimento relativo entre as placas de Nazca e a Sul-Americana sob a Cordilheira Oriental e da cunha orogênica Sub-Andina. O Bloco Peru Sliver Oeste (PSO) é caracterizado por um movimento em direção sudeste a uma taxa de ~4-5 mm/ano em relação com o continente estável da América do Sul, abrangendo o extremo sul do Equador, Peru e Bolívia. Ele se estende da fossa até a Cordilheira Ocidental. O Bloco Peru Sliver Este Sub-Andino (PSES) cobre as regiões da Cordilheira Oriental e zona Sub-Andina e move-se para o leste com uma taxa de ~2,3 mm/ano. O Bloco Sliver Nor-Andino (SNA) move-se para nordeste a uma taxa de ~9 mm/ano cobrindo a zona Costeira, Cordilheira Ocidental e Oriental do Equador e da Colômbia.

Para a estimativa das velocidades dos blocos (PSO, PSES e SNA), Nocquet et al. (2014) com base em uma análise direta de um subconjunto de 28 medições de GPS propôs um pólo de Euler em relação à placa estável da América do Sul (SSA) localizado na Placa do Caribe a 63,76° W e 22,47° N com uma velocidade angular de 0,092°/milhões de anos.

Segundo Villegas-Lanza et al. (2016) as deformações da crosta na zona de subducção da porção norte do Peru e sul do Equador é relativamente baixo e a convergência das placas se acomoda de forma assísmica, portanto este setor é classificado como uma região com baixa probabilidade de ocorrência de grandes terremotos do que no resto da borda ocidental da América do Sul.

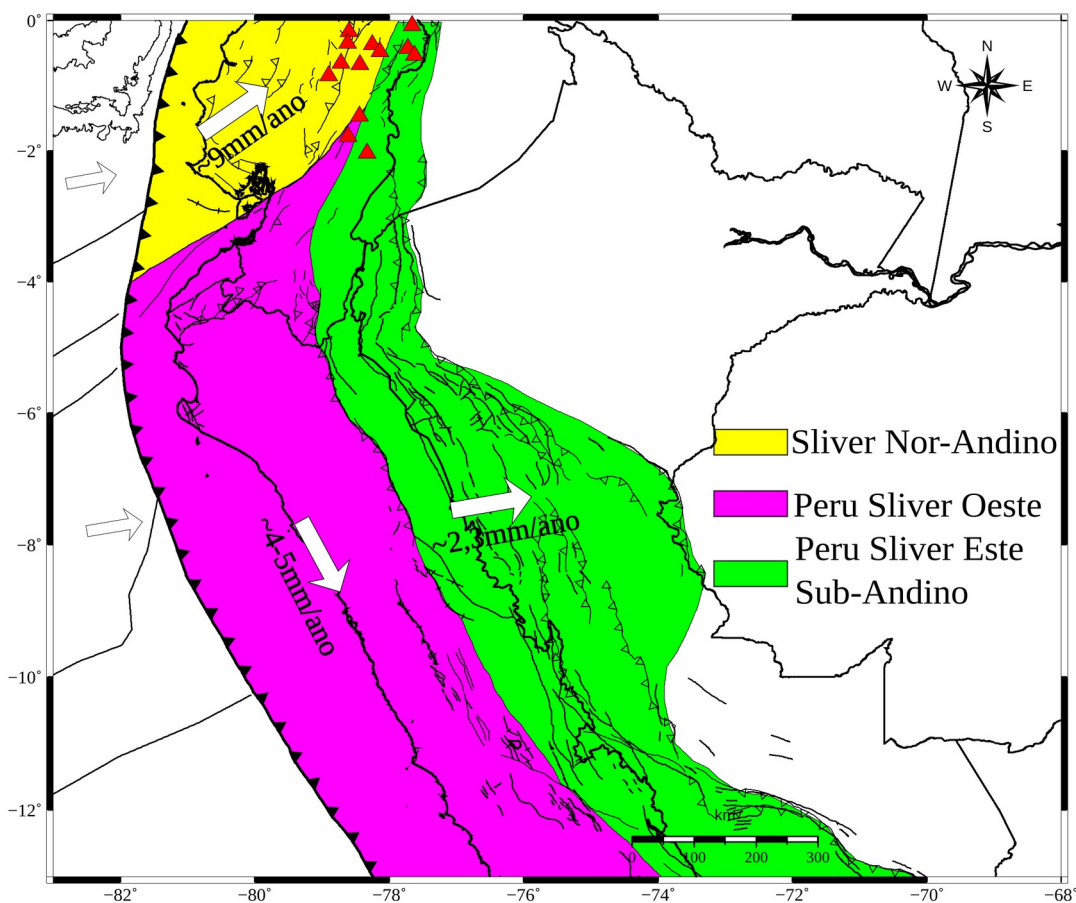


Figura 1.7: Representação esquemática dos blocos Sliver Nor-Andino (em amarelo), Peru Sliver Oeste (em magenta) e Peru Sliver Este Sub-Andino (em verde) que são separadas pelo limite entre a Cordilheira Ocidental e a Cordilheira Oriental. Adaptada de Villegas-Lanza et al. (2016).

1.8 Estrutura da Tese

A estrutura da presente tese, intitulada: “**Estudo e caracterização das variações da estrutura da crosta e dinâmica do Manto Superior sob o norte do Peru, com métodos sismológicos**” é composto por 05 capítulos.

O Capítulo 1 aborda a introdução ao trabalho realizado, a motivação do tema escolhido, os objetivos e a localização da área de estudo. Aborda também, de maneira sucinta, as características tectônicas da área de estudo.

O capítulo 2 apresenta os fundamentos teóricos das metodologias aplicadas, o estado

da arte do trabalho realizado e os procedimentos aplicados ao processamento dos dados para o cálculo da anisotropia sísmica e a Tomografia de ruído de ambiente.

O capítulo 3 apresenta o artigo “*Variable seismic anisotropy across the Peruvian flat-slab subduction zone with implications for upper plate deformation*”, publicado na revista *Journal of South America Earth Science*. O artigo aborda as contribuições mais notáveis sobre o estudo da anisotropia sísmica no norte do Peru.

O capítulo 4 se refere ao manuscrito “*Upper crustal velocity structure beneath Northern Peruvian Andes from ambient noise tomography*”, que será submetido ao periódico *Journal of Seismology*. O artigo mostra os resultados da tomografia sísmica do ruído de ambiente no norte do Peru.

O capítulo 5 sintetiza as principais conclusões desta pesquisa.

O apêndice A mostra o intervalo de tempo e a lista de estações sismográficas.

O apêndice B apresenta os valores da anisotropia nula e não nula

O apêndice C apresenta as figuras da tomografia de ruído sísmico, mapas de velocidade, testes de resolução para os diferentes períodos e também informação complementar do manuscrito de ANT.

Capítulo 2

2 Considerações sobre os métodos

2.1 Anisotropia Sísmica

A anisotropia sísmica é uma propriedade física, e é descrita como uma dependência direcional da velocidade da onda sísmica com a direção de sua propagação no meio (Figura 2.1). As ondas elásticas em um meio anisotrópico viajam em diferentes velocidades, dependendo da direção de propagação e da direção da polarização. O estudo da anisotropia sísmica é de grande importância na geofísica, porque permite compreender e conhecer as características do fluxo do manto superior assim como a sua relação com os processos tectônicos (Assumpção et al., 2006; Valenzuela e León Soto, 2017).

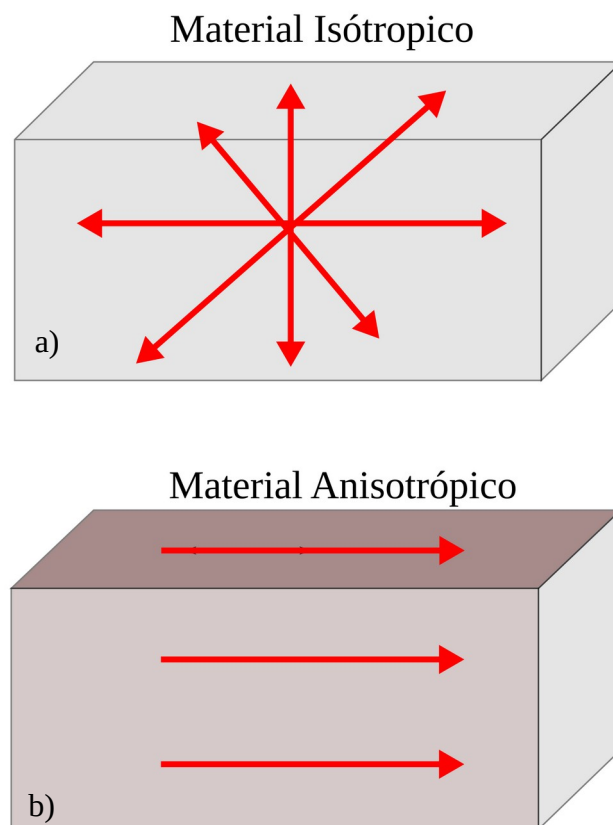


Figura 2.1: Representação gráfica de um material com propriedades isotrópicas (a) e anisotrópicas (b). As propriedades físicas do meio variam de acordo com a direção analisada (Adaptada de Rueda et al. (2010)).

O efeito de anisotropia pode ser observado em diferentes partes da estrutura interna da Terra, como na crosta (Crampin, 1985; Barruol e Mainprice, 1993), no manto superior (Silver, 1996), nas zonas de transição (Trampert, 2002; Tommasi, 2004), e na camada “D” entre o núcleo e o manto da terra (Long e Silver, 2009).

No manto superior o efeito de anisotropia está relacionado primariamente ao alinhamento preferencial do mineral olivina (*Lattice-Preferred Orientation* – LPO) em relação à direção do fluxo do manto. O LPO descreve a distribuição de eixos cristalográficos, que resulta da deformação no regime de deslocamento do material, e isto pode estar associado ao deslizamento da litosfera sobre a astenosfera (Savage, 1999), ou por eventos tectônicos recentes e antigos, como por exemplo os processos orogênicos (Kuo-Chen et al., 2009).

Quando os cristais ou agregados da olivina sofrem deformações pelo fluxo do manto, os cristais individuais tendem a se alinhar nas direções preferidas, resultando em anisotropia sísmica. Se a relação entre a direção do fluxo e a anisotropia resultante é conhecida, então uma medição da direção de polarização rápida da anisotropia abaixo de uma estação sismográfica pode fornecer informações sobre deformações tectônicas e processos dinâmicos que ocorrem no manto superior (Russo e Silver, 1994).

Existem um grande número de tipos de fábrica de olivina, desde o tipo A, bem como dos tipos B, C, D e E, cada um associado a um conjunto específico de regimes tectônicos e condições físicas como temperatura, esforços e conteúdo de água (Karato et al., 2008). No manto superior a direção da polarização rápida para fábrica de tipo A, C e E são quase paralelas à orientação da tensão extensional máxima (p.e. Lynner et al., 2017). A fábrica de tipo B produz uma divisão de onda cisalhante com alinhamento normal à orientação da deformação (Karato et al., 2008). É provável que a fábrica do tipo B esteja presente em condições de baixa temperatura, ricas em água e regiões de alta tensão na cunha do manto (Kneller et al., 2005, 2007). A presença de água pode alterar o tipo de fábrica e alinhar o eixo B com a deformação. Portanto, considera-se que a divisão de ondas cisalhantes é um *proxy* para inferir a orientação da deformação. No entanto, esta relação simples é complicada em zonas de subducção devido à complexidade tectônica.

2.1.1 Divisão de Ondas Cisalhantes

O fenômeno da divisão de ondas ocorre quando uma onda cisalhante (S, SKS, SKKS, PKS, ScS, PcS, etc) entra em uma região anisotrópica, ela se divide em duas ondas viajando com velocidades diferentes e com polarização aproximadamente ortogonal (Figura 2.2), semelhante ao fenômeno da birrefringência da óptica. Nessa divisão, as ondas recebem o nome de S lenta e S rápida e estão polarizadas em direções ortogonais (Silver e Chan, 1991; Long e Silver, 2009). Os parâmetros principais para quantificar a anisotropia sísmica são a direção de polarização da onda S rápida (ϕ) e a diferença temporal (δt) da chegada dessas fases.

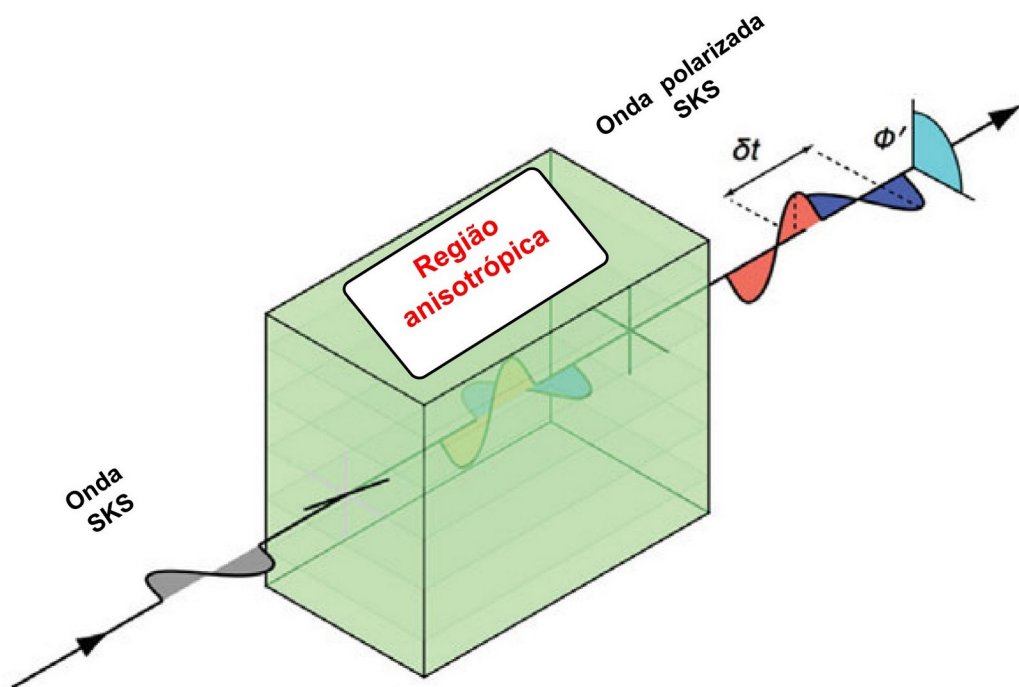


Figura 2.2: Esquema que mostra uma onda cisalhante (fase SKS), com polarização qualquer, se divide em outras duas ondas cisalhantes quando atravessa um meio anisotrópico. As ondas, em diferentes polarizações se propagam com velocidades diferentes (modificado de Kendall et al. (2014)).

2.1.2 Anisotropia nas zonas de Subducção

As zonas de subducção foram sempre as regiões com maior interesse para estudos da divisão de ondas cisalhantes desde os primeiros trabalhos (p.e., Ando et al., 1983; Fukao, 1984; Bowman e Ando, 1987) e uma infinidade de estudos de divisão de ondas cisalhantes,

usando dados de regiões de subducção, tornou-se disponível (para mais detalhes consulte Long e Silver, 2008). Uma diversidade surpreendente de padrões de divisão foram identificadas em diferentes regiões usando informação de sismos locais originados na placa (fase S) e distantes (fases refratadas SKS e direitas S). Por exemplo, em algumas zonas de subducção a direção da polarização rápida é orientado paralelamente à fossa (*Trench*) devido à geometria da subducção e ao tipo de olivina que é gerada abaixo da placa (Long e Silver, 2008). No entanto, nas zonas de subducção de Cascádia e parte de Chile-Argentina, a direção da polarização rápida é orientada perpendicularmente à fossa e com valores de δt amplamente variáveis. Portanto, pode haver diferenças significativas na anisotropia de uma região para outra (Ponce, 2013).

Com base nos resultados de diversos estudos da divisão de ondas cisalhantes em zonas de subducção, foram propostas uma variedade de modelos para explicar os padrões da anisotropia sísmica. Entre eles: Modelo de fluxo de canto 2-D (*2-D corner flow*) e o Modelo de fluxo toroidal 3-D (*3-D toroidal flow model*) (p.e., Fischer et al., 2000; Hall et al., 2000), fábrica de olivina de tipo B (Nakajima e Hasegawa, 2004; Kneller et al., 2005; Long et al., 2007), direção do fluxo paralelo à trincheira na parte acima (Smith, 2001; Conder e Wiens, 2007) direção do fluxo paralelo à trincheira na parte abaixo (Russo e Silver, 1994; Long e Silver, 2008), transpressão devido à subducção oblíqua (Mehl, 2003), anisotropia devido a falhas hidratadas alinhadas na placa (Faccenda et al., 2008) ou alguma combinação desses mecanismos. No entanto, tem sido difícil identificar um modelo sinóptico e único para explicar a anisotropia sísmica nas zonas de subducção que podam explicar a variabilidade global das observações da divisão de ondas cisalhantes.

A Figura 2.3 mostra um esquema resumindo alguns processos do fluxo do manto em uma zona de subducção, inferidos a partir de medições da divisão de ondas cisalhantes (Long e Silver, 2008; Long, 2016).

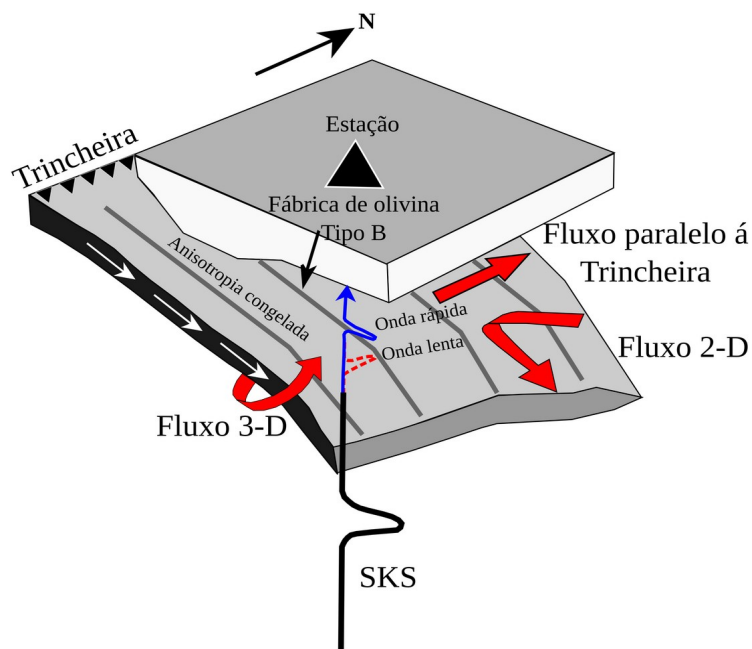


Figura 2.3: Diagrama esquemático mostrando os diferentes modelos que explicam a anisotropia sísmica em uma zona de subducção como: modelo de fluxo de canto 2-D gerado pela subducção da placa e modelo de fluxo toroidal 3-D gerado em torno da borda da placa, fábrica de olivina de tipo B e fluxo paralelo à trincheira. Adaptada de Long (2016).

2.1.3 Processamento

O processamento dos dados para o cálculo dos parâmetros da anisotropia sísmica (ϕ e δt) foi realizado no programa Matlab R2012a e por rotinas computacionais em *Shell script* e *Python*, ao longo das seguintes etapas:

- Primeiramente, foram obtidos os parâmetros da fonte (localização, magnitude, hora de origem e profundidade) do catálogo do *U. S. Geological Survey (USGS) Preliminary Determination of Epicenters (PDE)*. A seleção dos eventos telessísmicos foi feita com base em dois critérios: magnitude e distância epicentral. Foram selecionados eventos com magnitude maior ou igual a 5.8 e distâncias epicentrais entre 88° e 130° , para as fases SKS e SKKS, e entre 130° e 150° , para a fase PKS. As fases SKS e SKKS fornecem várias vantagens em relação às fases S diretas; em particular, a polarização inicial da onda cisalhante (antes de passar por um meio anisotrópico) é controlada pela conversão de P para S no limite do manto-núcleo (CMB) e, portanto, é conhecida.

- Após a seleção dos eventos, usando o programa *Seismic Analysis Code (SAC)* de Helffrich et al. (2013), foram realizadas as marcações dos tempos de chegada das fases SKS, SKKS e PKS (denotaremos por XKS) nos sismogramas. Os dados foram amostrados a uma taxa de 20 amostras por segundo para uniformizar a taxa de mostragem das estações sismográficas das diferentes redes.
- A análise dos eventos foi feita a partir da marcação das fases XKS no programa *SplitLab* (Wüstefeld et al., 2008). Os sismogramas foram rotacionados das componentes ZNE para as componentes LQT utilizando a equação Eq. 2.1. A componente L é dominada pela onda P, enquanto Q e T contêm, principalmente, a energia da onda convertida em S (no CMB). Para meios com camadas horizontais homogêneas, a energia da onda S convertida é exclusivamente contida na componente Q. A presença de energia significativa na componente T indica mergulho e/ou estrutura anisotrópica.

$$\begin{bmatrix} L \\ Q \\ T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\delta & -\sin\delta \sin\beta & -\sin\delta \sin\beta \\ \sin\delta & \cos\delta \sin\beta & \cos\delta \cos\beta \\ 0 & -\cos\beta & \sin\beta \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} Z \\ E \\ N \end{bmatrix} \quad (\text{Eq. 2.1})$$

Onde β é o azimute reverso (*backazimuth*) e δ é o ângulo de incidência da onda medido a partir da vertical ($\delta = 0^\circ$ para as ondas incidentes verticalmente e $\delta = 90^\circ$ para as ondas incidentes horizontalmente).

- Para a estabilidade dos parâmetros de divisão de onda de cisalhante, foram testados filtros com diversas faixas de frequência. Foi escolhido o filtro passa-banda entre 0,04 e 0,125 Hz, semelhante ao filtro utilizado no centro e no sul do Peru em análises de SKS de estudos anteriores sobre anisotropia do manto superior (p.e., Eakin et al., 2015; Long et al., 2016).
- Para determinar os parâmetros da anisotropia sísmica (ϕ , δt), foram aplicadas três metodologias: a Rotação Correlação (RC) de Bowman e Ando (1987), a Mínima Energia (ME) e o Autovalor, ambas de Silver e Chan, (1991). Os métodos RC e ME denominados como “*Transverse Component Minimization Method*” realizam uma “pesquisa de grade”,

que visa encontrar os parâmetros (ϕ , δt) que melhor removem o efeito de separação, ou seja, lineariza o movimento da partícula nos planos rotacionados. No entanto, o método de Autovalor procura os valores de ϕ e δt usando uma combinação que melhor linearize o movimento da partícula, em outras palavras, minimiza o autovalor menor da matriz de covariância.

- Verificou-se, por inspeção visual, se as respostas foram semelhantes e se ocorre a divisão das ondas cisalhantes. Foram selecionadas apenas os resultados obtidos com o método RC e com uma relação sinal-ruído (SNR_{RC}) superior a 5 (e.g. Eakin et al., 2015) com pulso de onda cisalhante bem visível nas componentes transversal e radial (Figuras 2.4a).
- As medições foram classificadas como: “*non nulls*” e “*null*”. Onde “*non nulls*” são as medições onde ocorre a divisão das ondas cilhantes, e indica um meio anisotrópico. No entanto, os resultados denominados como “*null*” indicam meios isotrópicos. Cada resultado “*nulls*” e “*non nulls*” foram classificados como “*good*”, “*fair*” e “*poor*” com base na qualidade dos dados e dos resultados utilizando método e os critérios definidos por Wüstefeld e Bokelmann (2007). Assim, eventos marcados como “*good*” são aqueles com resultados altamente confiáveis, enquanto “*fair*” e “*poor*” são aqueles pouco confiáveis ou não confiáveis, com alto medida de incerteza quantitativa. Nas Figuras 2.4 e 2.5, do lado esquerdo para o lado direito do painel, mostram os sismogramas observados. Q representa a componente radial (linha azul tracejada) e T para a componente transversal (linha vermelha sólida); (a) as linhas tracejadas verticais representam os tempos de chegada das fases calculados usando o modelo IASP91 (Kennet e Engdahl, 1991), enquanto a zona cinza é a janela de cálculo; (b) componentes rápidos (linha tracejada) e lentos (linha sólida) corrigidos para o tempo de retardo de divisão calculado; (c) componentes radiais corrigidos (linha tracejada) e transversais (linha sólida); (d) movimento das partículas antes (linha tracejada) e depois da correção (linha sólida); (e) gráfico de contorno para o máximo valor do coeficiente de correlação e da energia na componente transversal em função do tempo de retardo e do ângulo de polarização rápido. O intervalo de pesquisa da grade, para Φ , é de -90° a 90° com um passo de 1° , e para δt , de 0 a 4,0 s com um passo de 0,1 s. A área cinza sombreada no

mapa de contorno do coeficiente de correlação indica a região de confiança de 95% da estimativa do parâmetro de melhor ajuste.

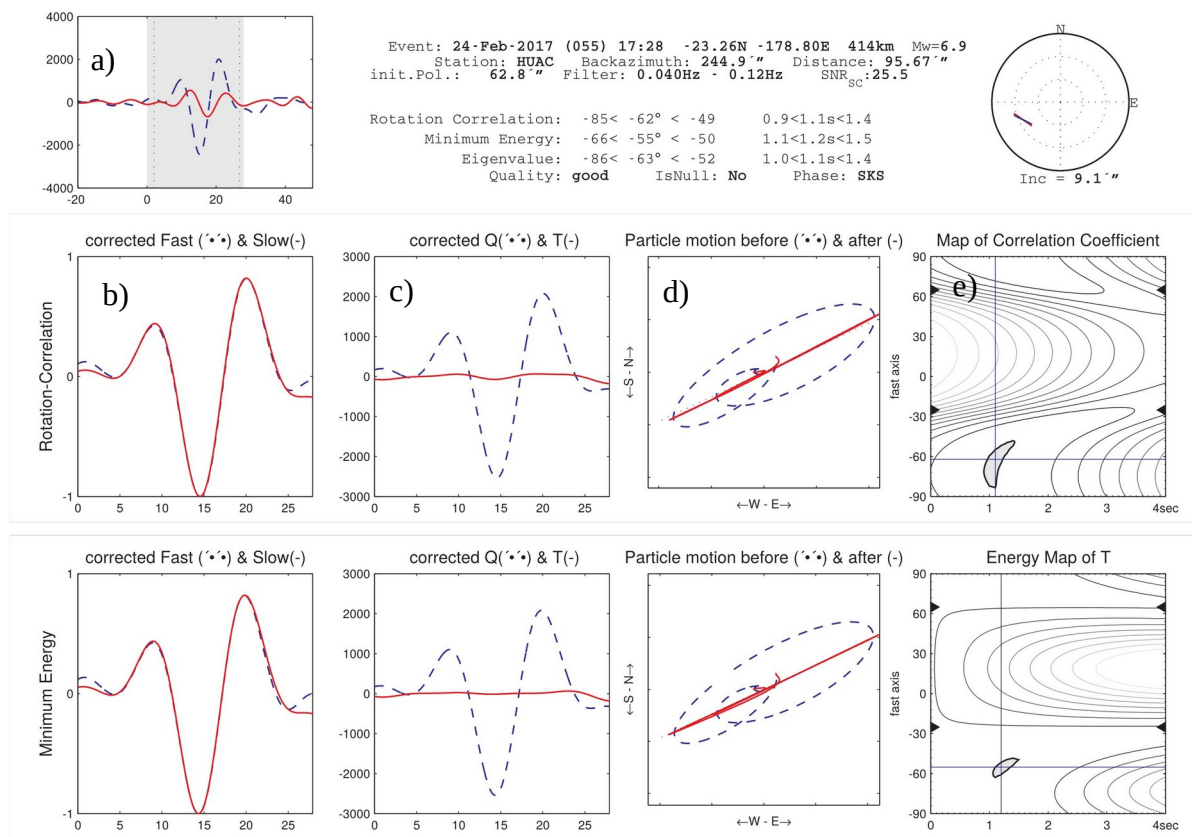


Figura 2.4: Exemplo de uma medição “non nulls” da divisão de ondas cisalhantes em uma fase SKS na estação sismográfica HUAC usando três métodos no programa SplitLab (Wüstefeld et al., 2008). Os métodos geram os seguintes parâmetros de divisão de melhor ajuste: $\phi=62^\circ$, $dt=1,1$ s (Rotação Correlação); $\phi= 55^\circ$, $dt=1,2$ s (Mínima Energia). Os dois métodos de medição concordam muito bem; no entanto, conforme indicado pelos gráficos de contorno e pelos erros formais nas medições, a medição de Mínima Energia é muito melhor restringida do que a medição de Rotação Correlação.

- As medições nulas foram classificadas como tal com base na linearidade do movimento de partícula não corrigido na componente radial para eventos com fases XKS visíveis e receberam uma classificação de qualidade com base na relação sinal-ruído e linha de movimento de partícula. Retivemos apenas as medições classificadas como “good” e “fair”. Os resultados “null” ocorrem se a onda se propaga através de um meio isotrópico ou se a polarização inicial coincide para os eixos rápido ou lento. Nesses casos, a onda

cisalhante não é dividida (Savage, 1999). A Figura 2.5 mostra um exemplo de uma medição nula (*nulls*).

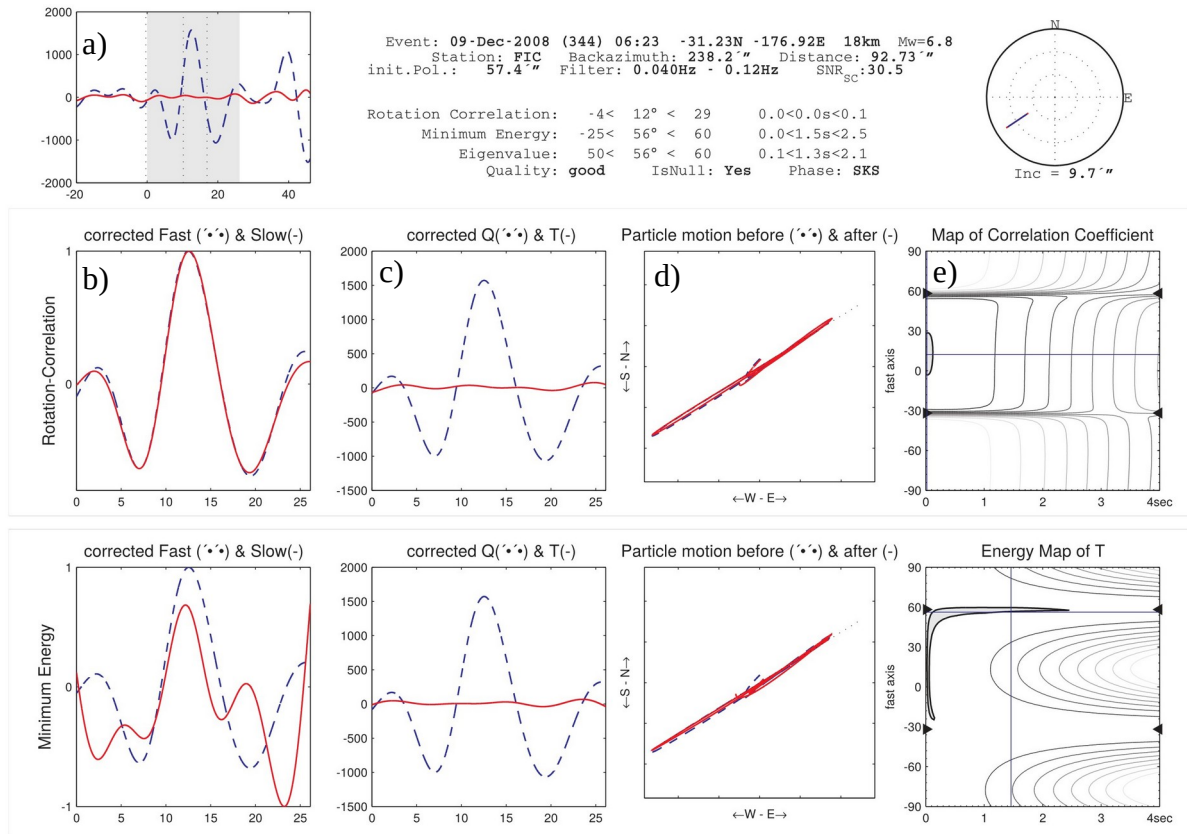


Figura 2.5: Exemplo de uma medição “nulls” da divisão de ondas cisalhantes em uma fase SKS na estação sismográfica FIC usando três métodos no programa *SplitLab* (Wüstefeld et al., 2008).

- Os resultados dos parâmetros da anisotropia sísmica de 45 estações sismográficas estão no artigo *Variable seismic anisotropy across the Peruvian flat-slab subduction zone with implications for upper plate deformation*, artigo 1 da tese (capítulo 3 e apêndices B1 e B2) já publicado (Condori et al., 2021).
- Finalmente, os resultados foram apresentados sobre um mapa para sua interpretação respectiva utilizando o programa *Generic Mapping Tools – GMT* (Wessel e Smith, 1998).

2.2 Tomografia de Ruído de Ambiente

Recentes avanços nos métodos sismológicos e na instrumentação sismológica permitem utilizar informação sísmica de fontes ativas e passivas, em uma ampla faixa de frequência, para obter imagens detalhadas da estrutura interna da Terra. A tomografia sísmica é um dos métodos mais aplicados para determinar e caracterizar estruturas em função das velocidades de propagação das ondas de corpo (P e S) e superficiais (*Rayleigh* e *Love*). As velocidades são funções dos parâmetros elásticos do meio e da densidade.

No monitoramento sísmico, as estações sismográficas detectam sinais de interesse diariamente sejam eles, registros de eventos sísmicos (sinais transientes) gerados pela dinâmica interna da Terra (p.e. falha geológica) e informações contínuas denominadas ruído ambiental (Figura 2.6). O ruído sísmico ambiente é o sinal ubíquo (vento, marés terrestres e oceânicas, flutuações de temperatura e pressão atmosférica e atividades antropogênicas) capturado nos sismômetros que se sobrepõe a sinais transientes de eventos sísmicos e explosões (Nicolson et al., 2012; Stein e Wysession, 2013). No passado, o ruído sísmico de ambiente era considerado inutilizável, interferindo nos sinais de terremotos registrados por sismômetros. Nos últimos anos, percebeu-se que o ruído ambiente, devido às vibrações contínuas da superfície da Terra em uma ampla faixa de frequência, fornece amostragem contínua do interior da Terra em diferentes escalas (Poveda et al., 2018). Algumas vantagens do ruído sísmico ambiental são:

- i. Porém as fontes do ruído sísmico ambiental são constantes, e acontecem todo o tempo, mais não são uniformes, porque possuem características globais que dependem da latitude e da estação do ano, portanto, na crosta sempre haverá energia circulando (p.e. Stutzmann et al., 2009).
- ii. Podem ser aplicados nas regiões com pouca ou ausência de sismicidade, pois as medidas não dependem da ocorrência de terremotos.
- iii. O ruído sísmico não é isotrópico sendo composto por ondas vindas de diferentes direções (Shapiro et al., 2005). Pode ser feito para qualquer direção de propagação, porque as fontes virtuais são localizadas nas posições dos próprios receptores (estações), conseqüentemente a localização da fonte é bem definida.

iv. Outra vantagem é a zona de sensibilidade dessas medidas, que está localizada em uma estreita região conectando duas estações. As medidas podem ser estendidas para períodos curtos caso sejam avaliadas estações localizadas relativamente próximas (Dias, 2014).

v. Fornecem mais detalhes do que medidas feitas a partir de ondas de superfície originadas por terremotos (Nicolson et al., 2012). Dependendo do lugar de estudo, os eventos nem sempre são registrados em todos os receptores e, comumente, amostram poucas direções preferenciais. Assim, as medidas feitas com as ondas de superfície telessísmicas fornecem valores médios sobre áreas extensas, o que limita a resolução das imagens sísmicas resultantes (Dias, 2014).

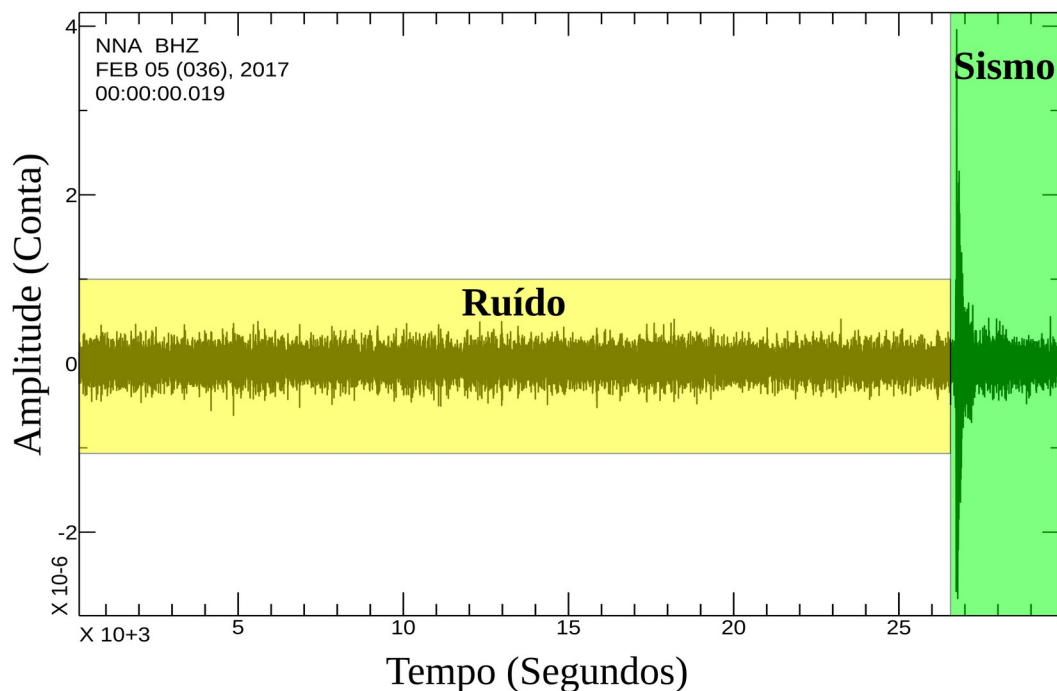


Figura 2.6: Sismograma mostrando o ruído sísmico ambiente e um evento sísmico na estação sismográfica NNA (Ñaña - Peru).

A partir da informação do ruído sísmico ambiental é possível medir as ondas de superfície entre vários pares de estações (Shapiro et al., 2005), sendo uma nova maneira de estudar a estrutura interna da Terra. Este último método é conhecido como a tomografia de ruído sísmico ambiental (*Ambient Noise Tomography - ANT*). O princípio básico desta metodologia baseia-se na extração da função de Green da correlação cruzada de ruído

ambiental de pares de estações registrados simultaneamente (Campillo e Paul, 2003; Shapiro e Campillo, 2004). A Figura 2.7 mostra um exemplo esquemático sobre a aplicação do método da interferometria para explicar a função de Green. Segundo Nicolson et al. (2012), a interferometria é um fenômeno geral de interferência entre pares de sinais e é usada para obter informações úteis sobre o meio. Nesse contexto, a função de Green, entre um par de estações, representa um sismograma registrado em uma estação como resultado de um impulso ou liberação instantânea de energia na outra. A importância da função Green é que ela contém informações sobre como a energia viaja através da subsuperfície entre o par de estações (Sánchez N., 2017).

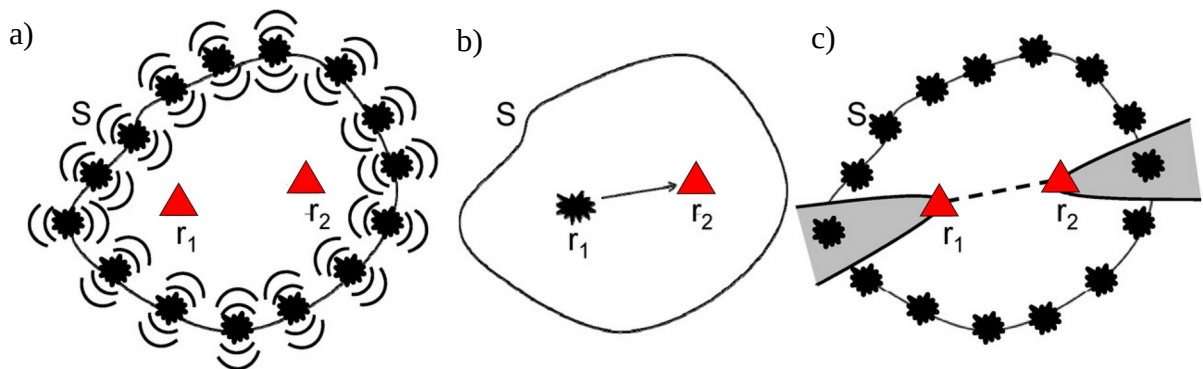


Figura 2.7: Explicação esquemática do princípio da função de Green. a) Um par de estações (triângulos vermelhos) rodeado por várias fontes (S), que enviam uma frente de onda para dentro e para fora. b) O método de interferometria sísmica transforma um dos receptores (r_1) em fonte virtual a partir da qual um sismograma real é obtido. c) As fontes dentro da área cinza são as que mais contribuem para o cálculo da função de Green. Modificado de Nicolson et al. (2012).

2.2.1 Normalização Temporal

As normalizações são operações não lineares frequentemente usadas para preparar os dados de ruído sísmico de ambiente para a correlação cruzada. A normalização pode ser aplicada tanto no domínio do tempo “one-bit” (ou normalização temporal) como no domínio da frequência “whitening” (ou normalização espectral) (Shapiro e Campillo, 2004; Larose et al., 2004; Bensen et al., 2007; Cupillard e Capdeville, 2010; Schimmel et al., 2011).

Ambos os métodos permitem remover efeitos que, inevitavelmente, podem contaminar os dados contínuos de ruído ambiental e influenciar nos resultados das correlações cruzadas (Bensen et al., 2007; Cupillard e Capdeville, 2010). Os efeitos são: eventos sísmicos, irregularidades instrumentais e das fontes de ruído não estacionários próximos das estações, que inevitavelmente se encontram nos registros sísmicos e que contaminam os dados contínuos de ruído ambiental.

A normalização *one-bit* considera apenas o sinal (positivo e negativo) das formas de onda (Cupillard e Capdeville, 2010). Essa normalização consiste, basicamente, em substituir todas as amplitudes positivas por 1 e todas as negativas por -1, ou seja, divide cada valor da amplitude do ruído pelo seu valor absoluto. A normalização *one-bit* tem sido usada em alguns estudos sísmicos de coda de ondas e de ruído sísmico de ambiente (Campillo e Paul, 2003; Shapiro e Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005).

A normalização no domínio da frequência (*whitening*), consiste em definir como 1 a amplitude do espectro de cada registro sem mudar a fase. Para aplicar esta normalização o sinal no domínio do tempo é transformado para frequência (FFT) e depois do registro ser normalizado ele é convertido novamente para o domínio do tempo. O *whitening* é utilizado para melhorar as frequências com baixa amplitude (Bensen et al., 2007).

2.2.2 Função de Green

A Função de Green (FG) (Green, 1850), é uma ferramenta matemática amplamente aplicada na sismologia (Ramírez e Weglein, 2009). Nos últimos anos, tem sido cada vez mais utilizada em estudos de fonte sísmica de terremotos, de atenuação da crosta, predição de movimentos fortes do solo, modelagem de ruptura finita e estudos de resposta do sítio. Teoricamente, as funções de Green é definida empiricamente como a resposta ao impulso do meio (Hutchings e Viegas, 2012). Para explicar como se pode obter uma função de Green a partir de um campo de ondas diretas (1D), Wapenaar et al. (2010) consideram a metodologia descrita abaixo:

Na Figura 2.8(a) x_S representa uma fonte, x_A e x_B dois receptores ao longo do eixo x . Considerando uma onda plana irradiada por uma fonte impulsiva (delta) se propagando na

direção positiva do eixo x e assumindo que velocidade de propagação C é constante e o meio não sofre atenuação, é possível encontrar as respostas observadas pelos receptores x_A e x_B . Estas respostas são denotadas por $u(x_A, x_S, t)$ para o receptor x_A e por $u(x_B, x_S, t)$ para o receptor x_B . Como a função fonte é definida por um ruído, então as respostas em x_A e x_B podem ser escritas, respectivamente como:

$$u(x_A, x_S, t) = G(x_A, x_S, t) * N(t) \text{ e } u(x_B, x_S, t) = G(x_B, x_S, t) * N(t) \quad (\text{Eq. 2.2})$$

Onde o asterisco (*) denota a convolução temporal, $N(t)$ é a fonte de ruído em x_S , $G(x_A, x_S, t)$ e $G(x_B, x_S, t)$ são as funções de Green para os receptores x_A e x_B , respectivamente.

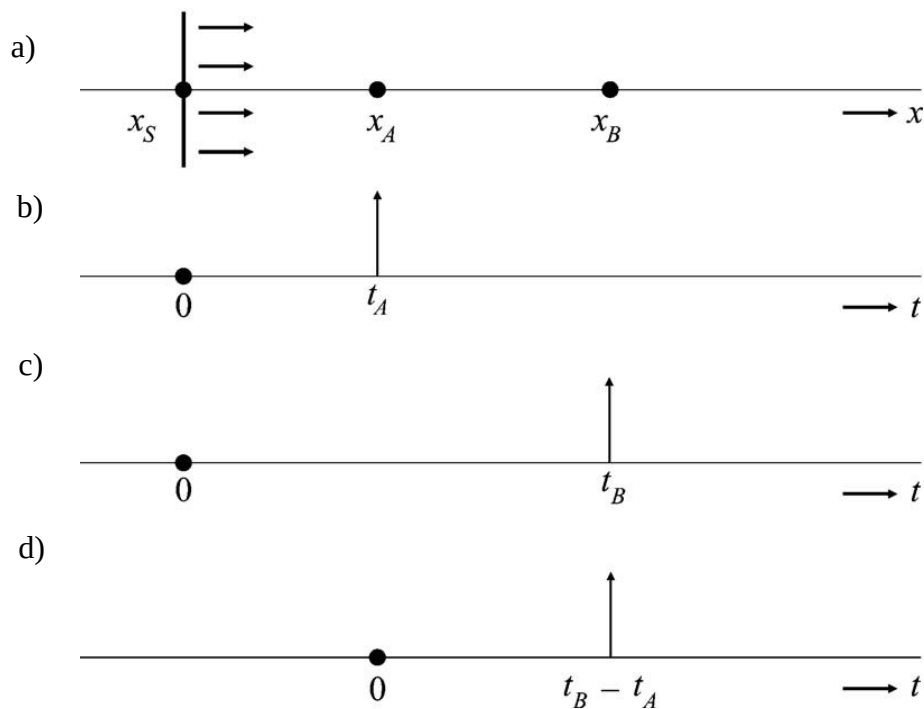


Figura 2.8: Exemplo 1D de recuperação da função de Green de onda direta. a) Uma onda plana viaja em direção ao lado direito do eixo x , emitida por uma fonte impulsiva em x_S e $t = 0$. b) A resposta observada por um receptor em x_A , isto é, $u(x_A, x_S, t)$. c) A resposta observada por um receptor em x_B , isto é, $u(x_B, x_S, t)$. d) Correlação cruzada das respostas em x_A e x_B , que é interpretada como a resposta de uma fonte em x_A observada em x_B , ou seja, $u(x_B, x_A, t)$ (Wapenaar et al., 2010).

As funções de Green consistem de impulsos ($\delta(t)$ delta Dirac da função), portanto $G(x_A, x_S, t) = \delta(t - t_A)$ e $G(x_B, x_S, t) = \delta(t - t_B)$, sendo que $t_A = \frac{x_A - x_S}{C}$ e $t_B = \frac{x_B - x_S}{C}$. Aqui foi assumido que os primeiros argumentos das funções de resposta e de Green denotam as coordenadas do receptor e fonte ($x_{A,B}, x_s$), enquanto o último argumento refere-se ao tempo t . As respostas para os receptores em x_A e x_B são representados simbolicamente nas Figuras 2.8(b) e 2.8(c), respectivamente.

A correlação cruzada das respostas dos receptores em x_A e x_B pode ser interpretada como a resposta de uma fonte impulsiva em x_A observada por um receptor em x_B , ou seja, $u(x_B, x_A, t)$. Esta representação $u(x_B, x_A, t)$ formula o princípio de que a correlação cruzada de observações em dois receptores (x_A e x_B) fornece a resposta em um desses receptores (x_B). Isso ocorre porque os caminhos dos raios associados com as respostas dos receptores tem o caminho x_S para x_A em comum (Figuras 2.8(b) e 2.8(c)), fazendo com que o tempo de trânsito ao longo desse caminho seja cancelado no processo de correlação cruzada.

A correlação cruzada de $u(x_A, x_S, t)$ e $u(x_B, x_S, t)$ é dada, em termos da convolução:

$$u(x_B, x_S, t) * u(x_A, x_S, -t) = G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t) * S_N(t) \quad (\text{Eq. 2.3})$$

onde $S_N(t)$ é a autocorrelação do ruído de ambiente, ou seja, $S_N(t) = N(t) * N(-t)$; e o asterisco (*) denota a convolução temporal, mas o tempo negativo da segunda função de Green torna a convolução em uma correlação. A equação (2.3) de correlação pode ser simplificada, tornando-se:

$$u(x_B, x_A, t) = G(x_B, x_A, t) * S_N(t) \quad (\text{Eq. 2.4})$$

Em outras palavras, como a função da fonte é um ruído, a correlação cruzada das respostas em dois receptores fornece a função de Green entre estes dois receptores convolvido com a autocorrelação da função da fonte de ruído. Com isso, tem-se que $G(x_B, x_A, t) = \delta[t - (t_B - t_A)]$, sendo que $t_B - t_A = \frac{x_B - x_A}{C}$. O resultado desta correlação cruzada é ilustrado simbolicamente na Figura 2.8(d).

Uma interessante observação é que a velocidade de propagação C e a posição da fonte x_S não precisam ser conhecidas. Já que os tempos de trânsito ao longo do caminho comum são compensados na correlação cruzada, independente da velocidade de propagação e do comprimento desse caminho. Similarmente, se a fonte de ruído ocorre em outro tempo qualquer t_S em vez de $t = 0$, as respostas observadas em x_A e x_B são deslocadas pela mesma quantidade de tempo qualquer t_S , que é cancelado na correlação cruzada. Assim, o tempo absoluto o qual a fonte emite sua onda não precisa ser conhecido.

Para uma onda plana se propagando na direção negativa do eixo x (lado esquerdo), as respostas em x_A e x_B são dadas, respectivamente, por:

$$u(x_A, x'_S, t) = G(x_A, x'_S, t) * N(t) \text{ e } u(x_B, x'_S, t) = G(x_B, x'_S, t) * N(t) \quad (\text{Eq. 2.5})$$

Consequentemente, a correlação cruzada dessas respostas é dada por $u(x_B, x_A, -t)$ que pode ser definida como:

$$u(x_B, x_A, -t) = u(x_B, x'_S, t) * u(x_A, x'_S, -t) \quad (\text{Eq. 2.6})$$

A diferença dessa correlação cruzada $u(x_B, x_A, -t)$ para a anterior $u(x_B, x_A, t)$, é que a resposta resultante (sinal) aparece no lado negativo do registro (Figura 2.9).

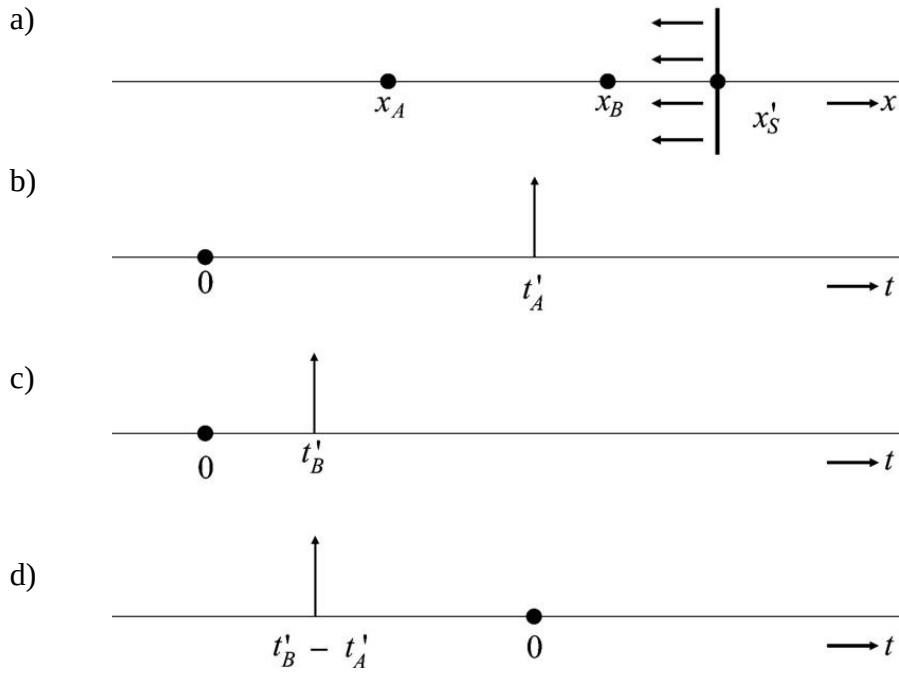


Figura 2.9: Exemplo 1D de recuperação da função de Green de onda direta. a) Uma onda plana viaja em direção ao lado esquerdo (negativo) do eixo x , emitida por uma fonte de ruído em x'_S e $t = 0$. b) A resposta observada por um receptor em x_A , isto é, $u(x_A, x'_S, t)$. c) A resposta observada por um receptor em x_B , isto é, $u(x_B, x'_S, t)$. d) Correlação cruzada das respostas em x_A e x_B , que é interpretada como a resposta de uma fonte em x_B observada em x_A , ou seja, $u(x_B, x_S, -t)$ (Wapenaar et al., 2010).

Agora, quando são considerados duas fontes de ruído $N_{x_S}(t)$ e $N_{x'_S}(t)$ agindo em x_S e x'_S , respectivamente. As respostas em x_A e x_B são:

$$\begin{aligned}
 u(x_A, t) &= u(x_A, x_S, t) + u(x_A, x'_S, t) \\
 &= G(x_A, x_S, t) * N_{x_S}(t) + G(x_A, x'_S, t) * N_{x'_S}(t)
 \end{aligned}
 \tag{Eq. 2.7}$$

$$\begin{aligned}
 u(x_B, t) &= u(x_B, x_S, t) + u(x_B, x'_S, t) \\
 &= G(x_B, x_S, t) * N_{x_S}(t) + G(x_B, x'_S, t) * N_{x'_S}(t)
 \end{aligned}$$

Cada uma dessas respostas na Eq. 2.7, é a superposição de uma onda se propagando para o lado direito e uma outra para o lado esquerdo, portanto a resposta não é uma versão deslocada como vistas nas situações anteriores.

Assumindo que as fontes de ruído não são correlacionadas, considera-se $\langle N_{x'_S}(t) * N_{x_S}(-t) \rangle = \delta_{x_S x'_S} S_N(t)$, onde $\delta_{x_S x'_S}$ é a função *delta Kronecker* e os colchetes angulares $\langle \dots \rangle$ denotam uma média conjunta. Na prática, a média conjunta é substituída por integração sobre um tempo suficientemente longo. Para a correlação cruzada das respostas em x_A e x_B , pode-se agora escrever como:

$$\begin{aligned} & \langle u(x_B, t) * u(x_A, -t) \rangle \\ &= \langle [G(x_B, x_S, t) * N_{x_S}(t) + G(x_B, x'_S, t) * N_{x'_S}(t)] \\ & \quad * [G(x_A, x_S, -t) * N_{x_S}(-t) + G(x_A, x'_S, -t) * N_{x'_S}(-t)] \rangle \end{aligned} \quad (\text{Eq. 2.8})$$

Logo,

$$\begin{aligned} & \langle u(x_B, t) * u(x_A, -t) \rangle \\ &= \langle G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t) * S_N(t) + G(x_B, x'_S, -t) * \\ & \quad G(x_A, x_S, -t) * S_N(t) \rangle \end{aligned} \quad (\text{Eq. 2.9})$$

Simplificando as Equações 2.8 e 2.9

$$\langle u(x_B, t) * u(x_A, -t) \rangle = \langle [G(x_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t)] * S_N(t) \rangle \quad (\text{Eq. 2.10})$$

A equação 2.10 mostra que a correlação cruzada de dois campos observados em x_A e x_B fornece a função de Green entre x_A e x_B mais sua versão de tempo reverso convolvidos com a autocorrelação do ruído.

2.2.3 Correlação Cruzada

A técnica da Correlação Cruzada (CC) consiste na somatória das várias multiplicações dos registros para diferentes deslocamentos, como se pudéssemos deslizar um registro sobre o outro. Segundo Bensen et al. (2007), se as fontes de ruído sísmico ambiente se distribuírem de forma homogênea em azimute, a parte causal e a parte anti-causal serão idênticas. No entanto, se existirem assimetrias nas amplitudes e no conteúdo espectral serão indicativas de diferenças no processo de origem e na direção radial da fonte. Matematicamente a correlação cruzada corresponde à seguinte equação:

$$C_{xy}(l) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} x(n+l).y(n) \quad (\text{Eq. 2.11})$$

onde x e y representam os registos que foram correlacionados e l representa o atraso ou deslocamento de x em relação a y para o cálculo da correlação. Na Figura 2.10 pode-se observar um exemplo de uma correlação cruzada entre as estações sismográficas MANZ e STPO.

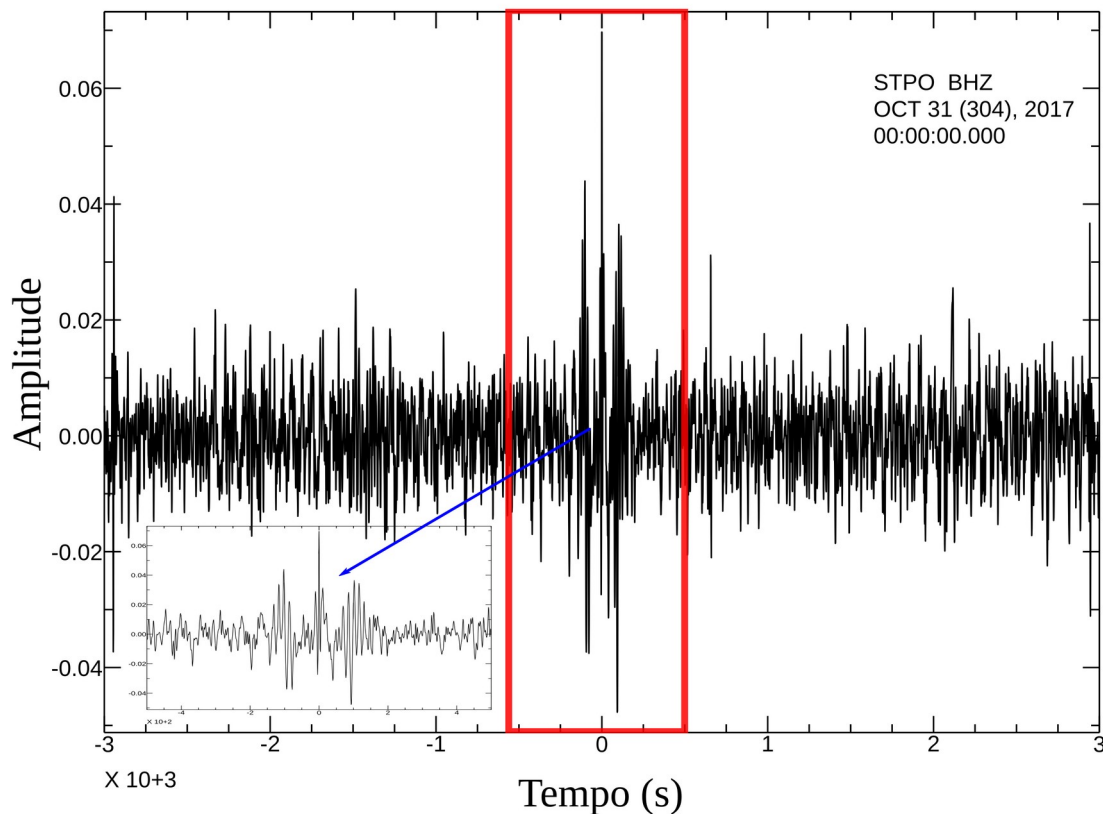


Figura 2.10: Correlação cruzada entre as estações MANZ e STPO para o mês de Outubro. O polígono vermelho mostra as ondas Rayleigh.

As Figuras 2.11(a) e 2.11(b) mostram um exemplo de correlações cruzadas assimétrica e simétrica. Quando as fontes de ruído são bem distribuídas em torno das duas estações o resultado da correlação cruzada (a função de Green) é simétrico, ou seja, em ambos os lados do registro há o mesmo nível de energia 2.11(b). Mas quando há uma distribuição não uniforme de fontes de ruído, as amplitudes e conteúdo espectral são diferentes em ambos os lados do registro (Sabra et al., 2005; Stehly et al., 2006; Bensen et al., 2007).

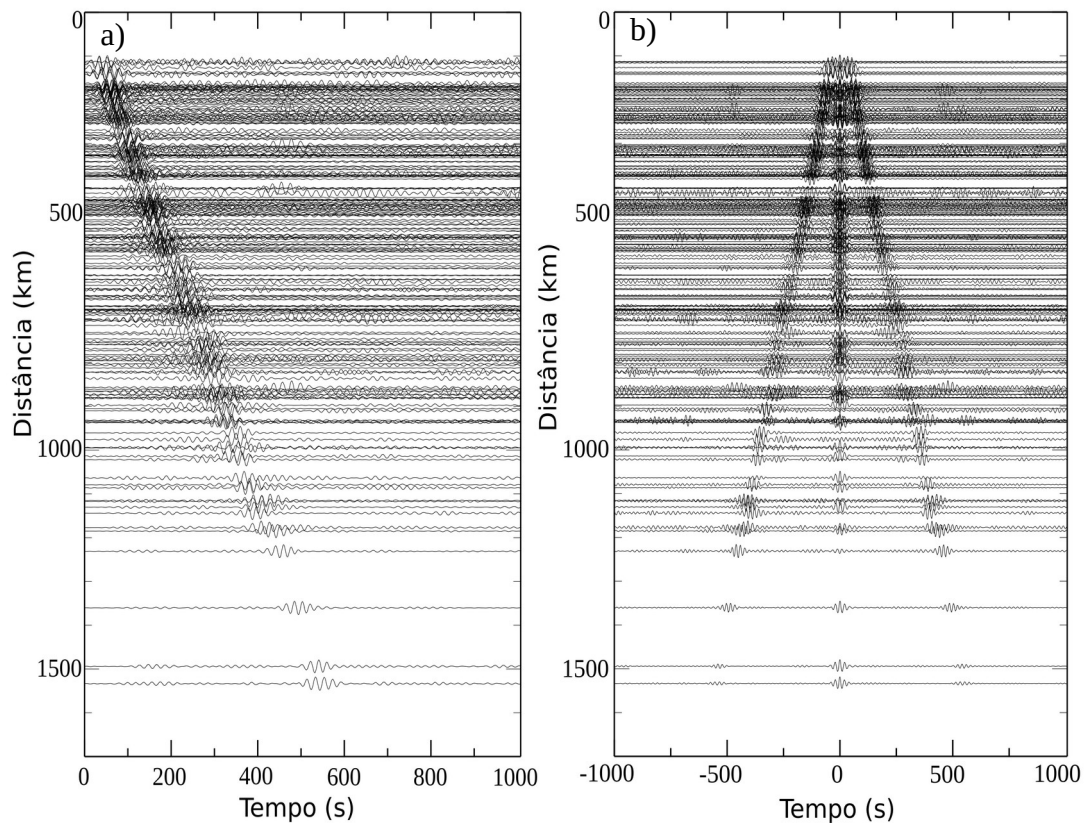


Figura 2.11: Correlações cruzadas assimétricas (a) e simétricas (b) empilhadas em função da distância entre as estações. São mostradas a componente vertical dos registros, filtradas com um passa banda de 0.04-0.06 Hz.

Ao correlacionarmos os registros diários, obtêm-se uma correlação para cada dia e para cada par de estações. Com o intuito de melhorar a razão sinal ruído (diferença de amplitude entre o sinal resultante da correlação e o ruído não coerente), realizou-se o empilhamento (*stack*), obtendo deste modo, uma correlação para cada par de estações. O *stack* consiste na soma de dados de todos os dias, do período em estudo, para um determinado par de estações, de forma a se obter uma única correlação por cada par de estações para um ano ou outra duração temporal que se pretenda estudar, ou seja, uma função de Green para cada par de estações possíveis de combinar.

2.2.4 A análise de tempo-frequência (FTAN)

As funções empíricas de Green da correlação cruzada de ruído ambiente são dominadas pela energia que é propagada como ondas de superfície (Shapiro e Campillo, 2004). Portanto, podemos aplicar a análise de tempo-frequência (FTAN) de Levshin et al. (1992) para determinar as velocidades de grupo e de fase. Essa abordagem é construída aplicando uma série de filtros passa-banda estreitos ao sinal, para então recuperar o atraso do grupo em cada frequência rastreando-se o máximo do envelope do sinal.

O método FTAN também inclui um filtro de combinação de fase (Herrin e Goforth, 1977) que limpa as curvas de dispersão de sinais de múltiplos caminhos. Uma grande vantagem é que o procedimento pode ser facilmente automatizado. As medições de dispersão são obtidas considerando o sinal analítico no domínio da frequência:

$$s(t) = f(t) + iH[f(t)] = A(t)e^{i\phi(t)} \quad (\text{Eq. 2.12})$$

onde $H[f(t)]$ é a transformada de Hilbert de $f(t)$, $A(t)$ é o envelope, i é a unidade imaginária e $\phi(t)$ é a fase instantânea. Para construir uma função frequência-tempo, filtros Gaussianos são aplicados ao sinal analítico

$$G_n(\omega) = e^{-\alpha\left(\frac{\omega-\omega_n}{\omega_n}\right)^2} \quad (\text{Eq. 2.13})$$

onde ω_n é a frequência central e α é um parâmetro ajustável dependente da distância que define a largura do filtro. O sinal analítico filtrado é então transformado de volta no domínio do tempo por meio de uma transformada inversa de Fourier:

$$s(\omega_n, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} G_n(\omega) S(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (\text{Eq. 2.14})$$

onde $S(\omega)$ é transformada de Fourier de $s(t)$, definido como $S(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} s(t) e^{i\omega t} dt$.

A velocidade do grupo é obtida usando $|A(t, \omega_n)|$. Em particular, o tempo de atraso do grupo,

$t(\omega_n)$, é determinado a partir do pico do envelope, de modo que a velocidade do grupo é calculada como:

$$U(\omega_0) = r/t(\omega_0) \quad (\text{Eq. 2.15})$$

onde r é a distância entre as estações. A estimativa da velocidade de grupo é melhorada se a frequência instantânea (ω), definida como a taxa de tempo de mudança de fase do sinal analítica no tempo t , $\omega = |d\phi(t, \omega_0)/dt|_{t=t(\omega_0)}$ é usada em vez da frequência central (Bensen et al., 2007).

Por outro lado, a velocidade de fase é medida usando o método descrito em (Lin et al., 2008), pelo qual a velocidade de fase ϕ em um determinado período t pode ser calculada a partir da equação:

$$\phi(t) = kr - \omega t + \frac{\pi}{2} - \frac{\pi}{4} + N.2\pi + \lambda \quad (\text{Eq. 2.16})$$

onde k é o número da onda, r é a distância entre estações, ω é a frequência instantânea, t é o tempo de atraso de grupo observado, λ é a fase da fonte ou fase inicial e $N.2\pi$ representa a ambiguidade da fase (com $N = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$). A fase adicional $\pi/2$ representa o deslocamento de fase da derivada de tempo negativa, e a fase $\pi/4$ surge da interferência dos termos não estacionários em uma distribuição de fonte de ruído homogênea (Snieder, 2004; Lin et al., 2008). A ambiguidade de fase $N.2\pi$ é avaliada comparando as medições de velocidade de fase de longo período para uma curva de referência, que é baseada no modelo preliminar da Terra de (Dziewonski e Anderson, 1981).

Da equação 2.16, a velocidade de fase C quando é medida a partir da função empírica de Green é dado por:

$$C = \frac{\omega}{k} = \frac{r\omega}{[\varphi(t_{max}) + \omega t_{max} - \frac{\pi}{4} - N.2\pi - \lambda]} \quad (\text{Eq. 2.17})$$

O tempo de viagem da fase pode ser representado por: $\frac{r}{C}$. A Figura 2.12 mostra um exemplo da aplicação de FTAN para uma estação na região de estudo.

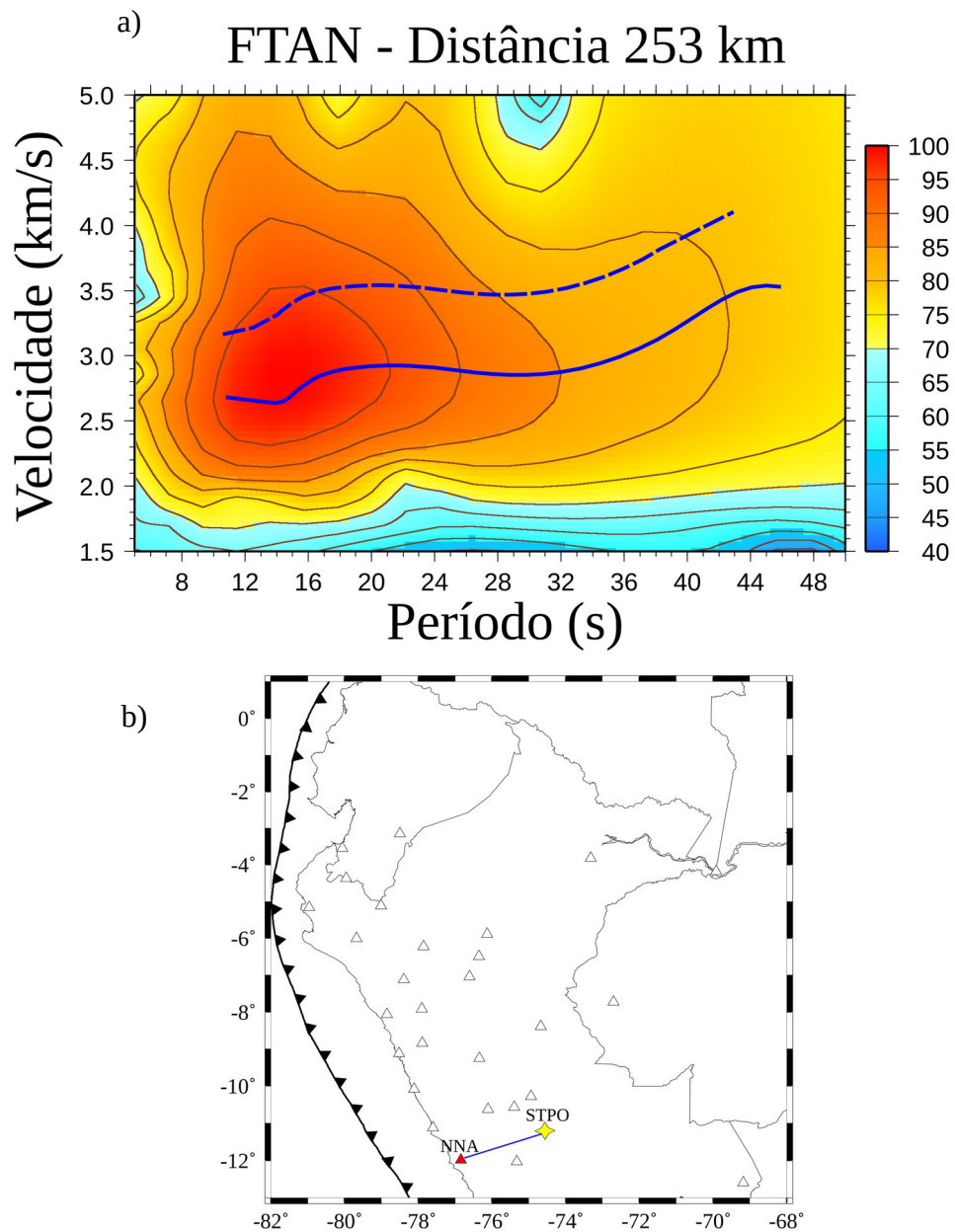


Figura 2.12: a) Exemplo de diagrama de análise de frequência-tempo (FTAN) mostrando a velocidade de grupo (linha contínua em azul) e velocidade de fase (linha tracejada em azul) de ondas Rayleigh. b) Caminho entre as estações NNA e STPO (253 km).

2.2.5 Método de inversão

Diversos autores descreveram metodologias para gerar mapas de velocidade de ondas de superfície, a partir da inversão das medições de dispersão de ondas de superfície (velocidade de grupo e fase), a escalas regionais e globais. As técnicas de tomografia de ondas de superfície diferem em geometria (ou seja, cartesiana versus esférica), parametrização do modelo (por exemplo, funções de base globais versus locais), certas suposições teóricas (particularmente sobre a trajetória dos raios e a dispersão) e o esquema de regularização.

2.2.5.1 Método de inversão de Barmin

O método de tomografia de ondas de superfície proposto por Barmin et al. (2001) tem as seguintes características:

- Geometria: esférica;
- Escala: a região de inferência é definida por uma curva fechada simples e arbitrária;
- Parametrização: os nodos estão espaçadas a distâncias aproximadamente constantes de um outro, a interpolação é baseada nos três pontos mais próximos;
- Premissas teóricas: as ondas de superfície são tratadas como raios que amostram uma zona infinitesimal ao longo do grande círculo que liga a fonte e o receptor, a dispersão (*scattering*) é completamente ignorado;
- Regularização: aplicação de suavidade espacial (com um comprimento de correlação especificado) mais restrições de amplitude do modelo, tanto espacialmente variáveis quanto adaptativas, dependendo da densidade dos dados;
- Anisotropia azimutal: pode ser opcionalmente estimada com as velocidades.

Quando o problema tratado é linear este pode ser representado (na forma matricial) por um sistema de equações do tipo, $d_i = G_i(m) + \varepsilon_i$, onde ε_i são erros da observação, d_i é definida como a diferença entre o tempo de viagem observado e modelado ($d_i = t_{obs} - t_{mod}$). G_i é a matriz, e representa os tempos de viagem em cada célula do modelo inicial para cada caminho. O objetivo é encontrar o modelo de velocidade de fase ou grupo (expressada em uma função vetorial $m(r) = [m_0(r), \dots, m_n(r)]$) usando um conjunto de resíduos de tempo de viagem observados d_i em relação a um modelo de referência $c_0(r)$:

$$d = \int_p \frac{m}{c_0} ds + \varepsilon \quad (\text{Eq. 2.18})$$

$$m = \frac{c_0 - c}{c} \quad (\text{Eq. 2.19})$$

onde $r = [\theta, \phi]$ é a posição do vetor na superfície, θ e ϕ são colatitude e longitude, e p especifica o caminho da onda.

Conforme descrito por Barmin et al. (2001), o método é uma inversão de mínimos quadrados amortecida, e para estimar m minimiza a função de penalidade:

$$(G(m) - d)^T C^{-1} (G(m) - d) + \sum_{k=0}^n \alpha_k^2 \|F_k(m)\|^2 + \sum_{k=0}^n \beta_k^2 \|H_k(m)\|^2 \quad (\text{Eq. 2.20})$$

A equação 2.20 é uma combinação linear do desajuste de dados, a suavidade do modelo final, e a magnitude da perturbação. O primeiro termo da função de penalidade representa o desajuste dos dados (C é a matriz de covariância a priori dos erros observacionais ε_i). O segundo termo F é o operador de suavização espacial gaussiana:

$$F_k(m) = m_k(r) - \int_S \exp\left(-\frac{|r - r'|^2}{2\sigma_k^2}\right) m_k(r') dr' \quad (\text{Eq. 2.21})$$

onde σ_k é o comprimento da correlação. O termo final na função de penalidade penaliza a norma ponderada do modelo:

$$H_k(m) = \exp(-\lambda\rho) m_k \quad (\text{Eq. 2.22})$$

onde λ é um parâmetro de peso ou fator de peso e ρ define a densidade do caminho.

Três parâmetros de regularização são escolhidos antes da inversão (α_k , β_k e σ_k): α_k e β_k determinam o peso que é dado à suavização espacial e a dependência da magnitude da perturbação com a densidade do caminho. Se a cobertura dos raios for relativamente boa, esses dois parâmetros não afetam o modelo final (p.e., Stehly et al., 2009; Poli et al., 2013).

A suavização gaussiana espacial é controlada também por α_k e pela largura da área de suavização espacial (σ_k , também chamada de comprimento de correlação em quilômetros). Esses parâmetros afetam fortemente a redução da variância do modelo final. Stehly et al. (2009) recomendaram que o comprimento de correlação deve ser pelo menos igual ao tamanho da grade.

A Figura 2.13 mostra um exemplo da aplicação do método de Barmin et al. (2001), para inverter as medições de velocidade de fase individual para mapas regionais de velocidade de fase 2-D. Os valores dos parâmetros da regularização escolhidos foram $\alpha_k = 300$, $\beta_k = 150$ e $\sigma_k = 150$.

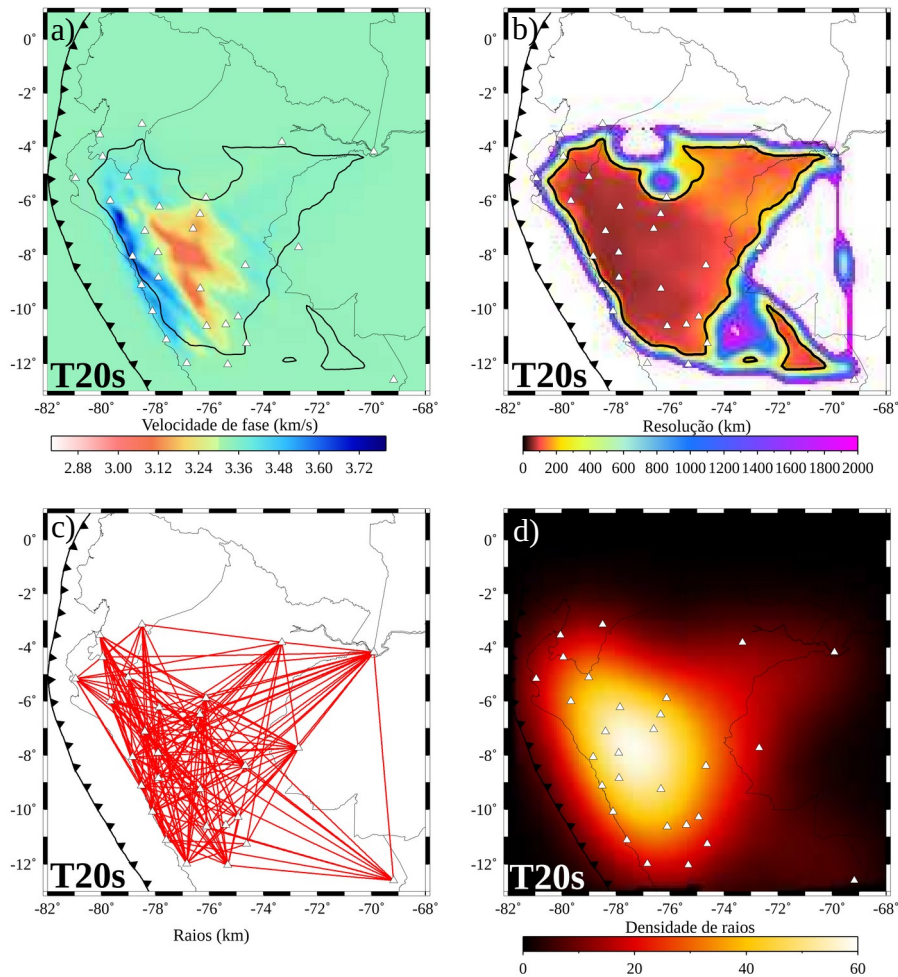


Figura 2.13: a) Mapa de velocidade de fase para o período de 20 s. b) Mapa de resolução estimada em função da cobertura de raios. c) Mostra de cobertura das correlações cruzadas entre pares de estações. d) Densidade da cobertura de raios (mais exemplos no Apêndice C).

2.2.5.2 Inversão de Curvas de Dispersão – surf96

Depois da tomografia de velocidade de fase, a seguinte etapa é inverter as curvas de dispersão para obter perfis de velocidade de onda S. A representação das curvas de dispersão de velocidade de grupo ($U(T)$) ou fase ($c(T)$) pode ser simplificada como:

$$U(T) = f(\alpha_i, \beta_i, \rho_i, h_i) \quad (\text{Eq. 2.23})$$

onde ($T = 2\pi/\omega$) é período, α_i é velocidade de onda P, β_i é velocidade de onda S, ρ_i é densidade, h_i é espessura da camada i . Para simplificar o problema de multi-parâmetros, consideramos o problema de único-parâmetro, onde geralmente assumimos que ρ_i é calculada de α_i , α_i/β_i é constante e h_i é fixada. Assim a curva de dispersão é só relacionada diretamente com velocidade de onda S:

$$U(T) = f(\beta_i) \quad (\text{Eq. 2.24})$$

A determinação de $U(T)$ é um problema não linear e depende de um sistema de condições de contorno nas interfaces das várias camadas (Feng, 2004). Em geral, o problema de inversão é feito por linearização a partir de um modelo inicial. Para um modelo específico, sempre podemos obter a diferença entre velocidades de grupo observadas e calculadas para período T com a seguinte Equação (Herrmann e Ammon, 2002):

$$\Delta U(T) = U_0(T) - U_c(T) = \frac{\partial U(T)}{\partial \beta_1} \Delta \beta_1 + \dots + \frac{\partial U(T)}{\partial \beta_n} \Delta \beta_n \quad (\text{Eq. 2.25})$$

onde $\partial U(T)/\partial \beta_i$ é a derivada parcial da velocidade de grupo com relação à velocidade de onda S; $\Delta \beta_i$ é a perturbação da velocidade de onda S na i -ésima camada. Suponha que a curva de dispersão inclui m períodos de T_1 até T_m . Então a equação geral para descrever o problema de inversão de dispersão se torna na forma matricial:

$$\begin{bmatrix} \Delta U(T_1) \\ \vdots \\ \Delta U(T_m) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial U(T_1)}{\partial \beta_1} & \dots & \frac{\partial U(T_1)}{\partial \beta_n} \\ \vdots & \dots & \vdots \\ \frac{\partial U(T_m)}{\partial \beta_1} & \dots & \frac{\partial U(T_m)}{\partial \beta_n} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta \beta_1 \\ \vdots \\ \Delta \beta_n \end{bmatrix} \quad (\text{Eq. 2.26})$$

As equações 2.23 e 2.26 são iguais para onda Rayleigh e Love e também aplicáveis para as velocidades de fase quando U for substituído por c.

A Figura 2.14 mostra um exemplo de inversão 1-D em uma célula na Cordilheira Ocidental, usando o programa surf96 de Herrmann e Ammon (2002). O modelo invertido ajusta bem melhor a curva de dispersão regionalizada do que o modelo inicial AK135 (Kennett et al., 1995).

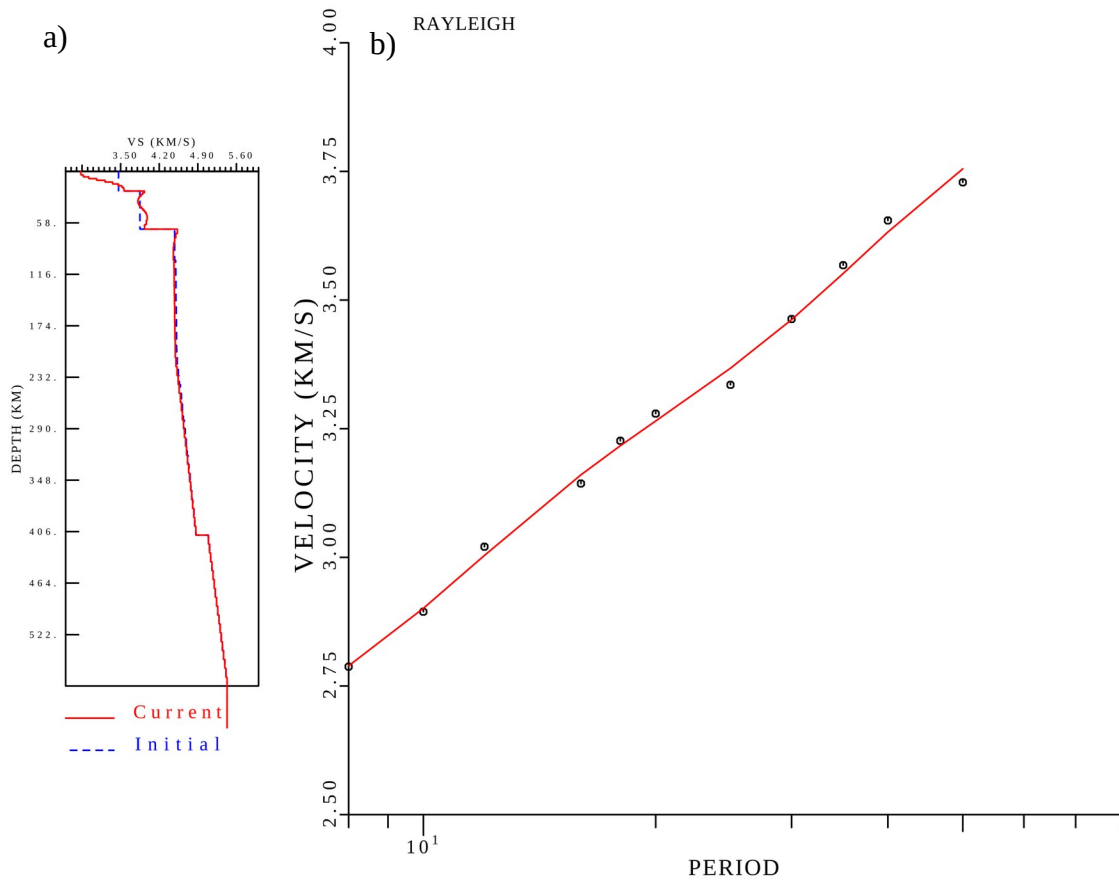


Figura 2.14: Exemplo de inversão de dispersão para um perfil 1D de velocidade de onda S para uma célula na Cordilheira Ocidental (-76.5°W -8.0°S). a) Perfil de velocidade de onda S do modelo inicial (linha tracejada em azul) e do modelo invertido (linha sólida em vermelho). b) Curva de dispersão regionalizada (pontos para cada período), curva calculada com modelo inicial (AK135).

2.2.6 Processamento

O processamento dos dados de ruído ambiental é similar ao apresentado por Bensen et al. (2007) (Figura 2.15) e baseia-se em cinco etapas principais: (1) preparação individual dos dados das estações; (2) correlação cruzada e empilhamento temporal (*stacking*); (3) medidas dos mapas de velocidade de fase para os períodos selecionados; (4) controle de qualidade; (5) inversão dos dados obtidos.

Neste estudo utilizamos a velocidade de fase, devido á rapidez de sua aplicação no processamento e também porque fornece maior informação e resolução na profundidade (sensibilidade de Kernel) o que a velocidade de grupo (p.e. Lynner et al., 2018, 2020).

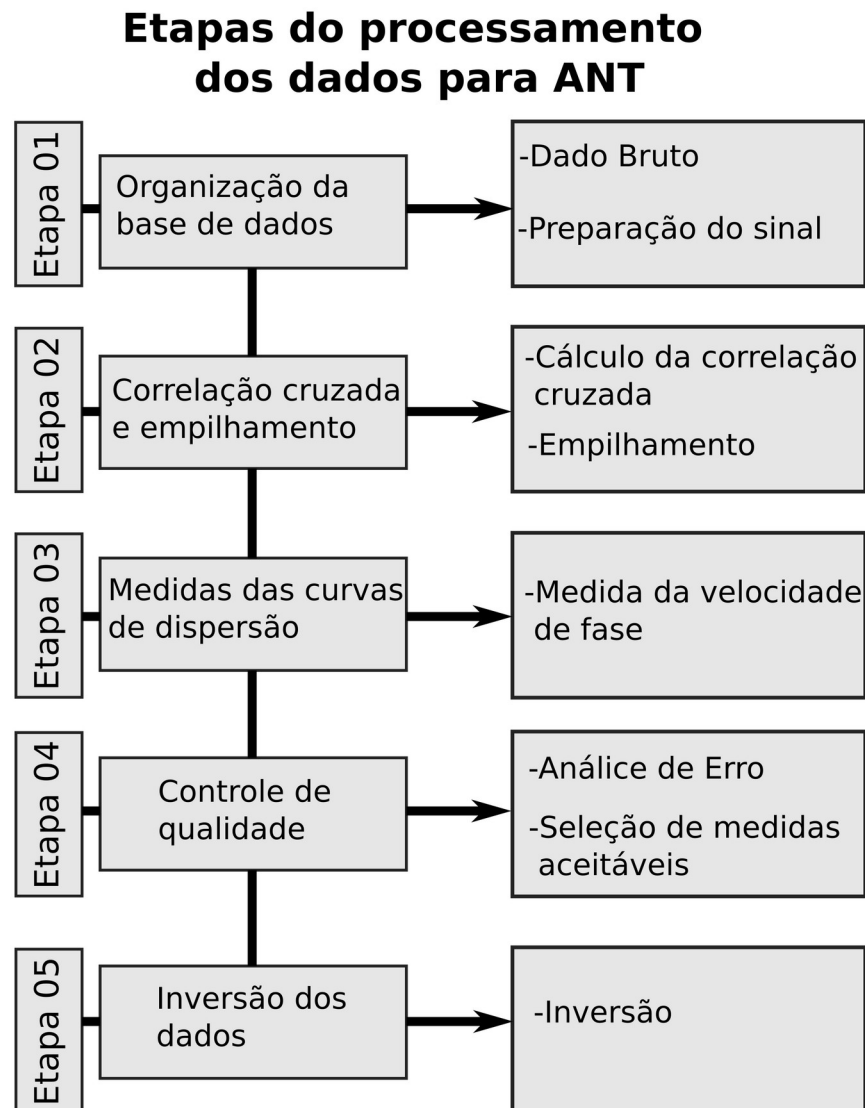


Figura 2.15: Etapas de processamento dos dados para gerar a ANT. Figura modificada de Bensen et al. (2007).

O processamento foi realizado utilizando diversas rotinas computacionais, como: *Shell script*, *Fortram*, *Funclab* (Matlab R2016a) (Porrirt e Miller, 2018), *Seismic Analysis Code - SAC* (Helffrich et al., 2013), *Generic Mapping Tools - GMT* (Wessel e Smith, 1998), etc. Os códigos para o processamento da ANT foram cedidos pela Universidade de Arizona (Dra. Susan Beck e Dr. Colton Lynner). Segue uma descrição das etapas, segundo a Figura 2.15.

Etapa 01: primeiramente, foram obtidas as formas de onda (dados contínuos de 24 horas) registradas na componente vertical de 29 estações sismográficas de banda larga das redes permanentes. Essas estações foram usadas por conter maior quantidade de informação no período de 2016/01 até 2017/12, seguidamente os dados foram preprocessados com o programa SAC. Foram removidas a média, a tendência dos dados e a resposta instrumental de cada registro de acordo com modelo e características de cada estação sismográfica. Posteriormente, foi reduzida a taxa de amostragem dos dados para 1 amostra por segundo e filtrados com um filtro passa-banda de 3 a 15 s. Finalmente, os dados foram concatenados em janelas de 1 dia para aplicar a normalização, a fim de remover os efeitos dos sismos, das irregularidades instrumentais.

Etapa 02: nesta etapa do processamento dos dados, aplica-se a correlação cruzada para obter as funções de Green dos registros de ruído sísmico de ambiente para as estações, seguido do empilhamento de todos os dias dos pares de estações para corresponder a grandes séries temporais. As correlações cruzadas foram obtidas usando a metodologia de correlação clássica mostrada na seção anterior. Sendo que para cada estação foi obtido um mês de registros de ruído. As correlações cruzadas diárias foram empilhadas para cada par de estações, considerando uma janela de tempo entre -300 e 300 s, que depende da maior distância de interestação.

Etapa 03: foi utilizada a técnica de Análise de Frequência-Tempo (FTAN) (Levshin et al., 1992) para medir as velocidades de fase de ondas de superfície em 13 períodos (8, 10, 12, 14, 16, 18, 20, 25, 30, 35, 40, 45 e 50 s) extraídas das correlações cruzadas.

Etapa 04: para a análise do controle de qualidade de dados, seguimos os critérios baseados na metodologia de Bensen et al. (2007). Segundo Bensen et al. (2007), uma medição de dispersão confiável em um período τ requer um espaçamento entre estações (Δ em km) de, pelo menos, de 3 comprimentos de onda (λ): $\Delta > 3\lambda = 3c\tau$ ou $\tau < \Delta/3c$, onde c é velocidade de fase. Para medições obtidas em um espaçamento entre estações de Δ , há um período de corte máximo de aproximadamente de $\tau_{max} = \Delta/12$. Esse critério mostra claramente que os períodos a serem analisados dependem diretamente na distribuição e espaçamento das estações sismográficas.

Excluimos todas as medições resultantes de pares de estações com comprimentos de caminho entre estações menores que 3 comprimentos de onda. Este critério nos permite evitar a interferência da energia da onda superficial sobreposta com chegadas precursoras e satisfazer a aproximação de campo distante. Os resultados de dispersão de distâncias entre estações tão baixas como 2 comprimentos de onda têm se mostrado confiáveis (Luo et al., 2015; Jiang et al., 2016), mas optamos por usar o critério de 3 comprimentos de onda para termos confiança em nossos resultados de velocidade de fase (p.e. Lynner e Porritt, 2017). Mais de 1351 FG's foram examinados e aproximadamente 1045 FG's com boa qualidade (alta relação sinal-ruído > 3) foram selecionadas e utilizados em nossas inversões (Figura 2.16).

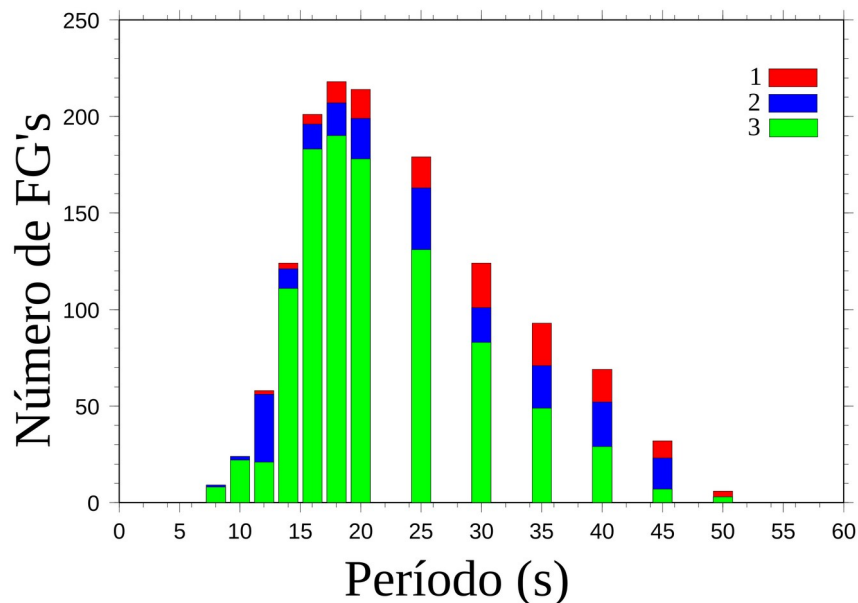


Figura 2.16: Histogramas do número de Funções de Green analisadas em cada período. Testadas para comprimentos de onda de 1(em vermelho), 2(em azul) e 3(em verde).

Etapa 05: o passo final foi inverter as medições de velocidade de fase individual para os mapas regionais de velocidade de fase 2-D (Figuras no Anexo C). Para isso, foi aplicada a técnica de tomografia de inversão linear de Barmin et al. (2001). Para a inversão, foram testados diversos valores de espaçamento de grade ($0.1^\circ \times 0.1^\circ$, $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ e $1^\circ \times 1^\circ$) e parâmetros de regularização α_k , β_k e σ_k (300, 100, 100; 250, 100, 100; 300, 200, 200; 100, 075, 075; etc.). Os valores que deram maior estabilidade na resolução das anomalias da velocidade de fase, durante a inversão formam; grade de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ e $\alpha_k = 300$, $\beta_k = 150$ e $\sigma_k = 150$, respectivamente.

Adicionalmente, após da seleção dos parâmetros de regularização. Um teste de resolução *checkerboard* para os 13 períodos (8, 10, 12, 14, 16, 18, 20, 25, 30, 35, 40, 45 e 50 s) foi realizado para dois tamanhos de células de grade (1.75° e 2.5°). Esse teste foi conduzido para reconhecer como várias anomalias de velocidades podem ser recuperadas na área de estudo. Na Figura 2.17, mostra-se um exemplo de teste de resolução para o período de 20 s (mais exemplos no Apêndice C).

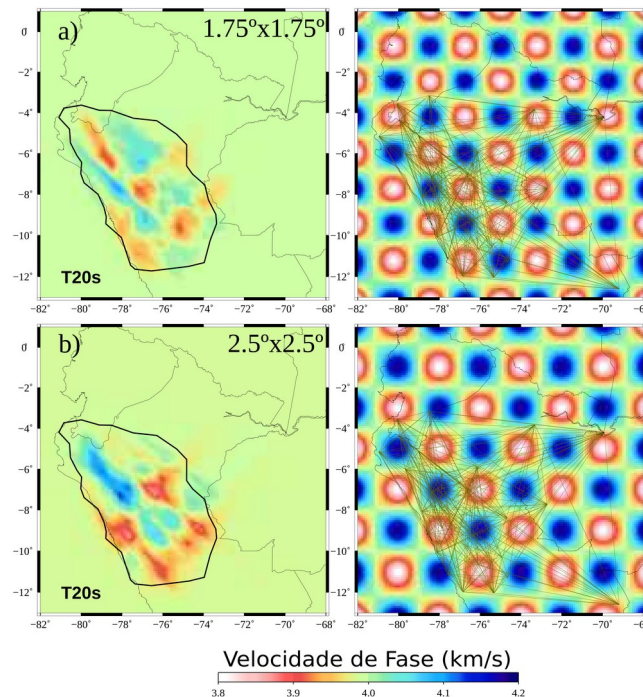


Figura 2.17: Teste de resolução dos dados (*Checkerboard*) e modelos sintéticos para a tomografia de 20 s, com parâmetros de regularização de 300 150 e 150 com um tamanho de grade de $1.75^\circ \times 1.75^\circ$ (a) e $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (b).

As velocidades da onda cisalhante foram invertidas dos mapas de velocidade de fase, no mesmo espaçamento de grade ($0.1^\circ \times 0.1^\circ$). O pacote *surf96* de Herrmann e Ammon (2002) foi usado na nossa inversão de velocidade de onda S. Como o pacote usa um método de inversão linearizada iterativa, o modelo inicial precisa ser escolhido cuidadosamente para que a convergência seja mais rápida e os resultados finais sejam mais confiáveis. Fizemos vários testes com diferentes modelos iniciais globais e regionais. Para a região de estudo analisamos os modelos de velocidade da onda P existentes na região de estudo (Dorbath et al., 1991; Lindo, 1993; Villegas e Tavera., 2008), para calcular, a partir deles as velocidades da onda S para a crosta superior e inferior usando uma razão de velocidade de V_p/V_s de 1,75 (Condori et al., 2017). No final, o modelo inicial AK135 (Kennett et al., 1995) foi escolhido com modificações nos valores da V_s na crosta (AK135mod). O modelo AK135mod foi parametrizado usando camadas de 2 km de espessura nos primeiros 50 km, camadas de 5 km de espessura nas camadas subsequentes de 80 km e 10 km de espessura abaixo de 130 km (p.e. Lynner et al., 2020).

Fixamos a profundidade do Moho em cada nodo usando os valores das funções do receptor de Condori et al. (2017). Esses modelos 1-D modificados foram usados como modelos iniciais para a inversão em cada nodo. Para prevenir grande oscilação de velocidades entre duas camadas adjacentes, vínculos de suavização foram aplicados na inversão. Aplica-se 30 interações no processo de inversão em cada nodo. Após da inversão, em seguida, montamos os resultados em todos os pontos da grade para produzir um modelo de estrutura de velocidade de onda S em 3-D.

Para estimar melhor as incertezas em nossas inversões tomográficas, aplicamos a análise *bootstrapping* (Efron e Gong, 1983; Efron e Tibshirani, 1993). Nós reamostramos aleatoriamente nossas medições de velocidade de fase entre estações e realizamos inversões de velocidade de fase V_s usando os mesmos parâmetros e métodos descritos anteriormente. Executamos 100 inversões e avaliamos o desvio padrão entre as estimativas de V_s para cada célula da grade no modelo de velocidade resultante.

Capítulo 3

Artigo 1

Variable seismic anisotropy across the Peruvian flat-slab subduction zone with implications for upper plate deformation

Cristobal Condori^{1,2}, George S. França¹, Hernando J. Tavera³, Caroline M. Eakin⁴, Colton Lynner⁶, Susan L. Beck⁵, Juan C. Villegas-Lanza³

¹Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte, Brasília, 70910-900 Brazil.

²Departamento de Geología y Geofísica, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, UNSA, Arequipa, Perú.

³Instituto Geofísico del Perú IGP, Ciencias de la Tierra Sólida CTS, Calle Calatrava 216, Urb. Camino Real, La Molina, Lima, Perú.

⁴Research School of Earth Sciences, The Australian National University, 142 Mills Road, Acton, ACT 2601, Australia.

⁵University of Arizona UA, Department of Geosciences, Tucson, AZ USA.

⁶Department of Earth Sciences, University of Delaware, Newark, DE, 19716, USA.

Corresponding author email: cristobal.quispe@aluno.unb.br

Highlights

- SWS observations reveal two distinct patterns of seismic anisotropy beneath the northern and central Peruvian flat-slab.
- In central Peru coherence with the Peruvian forearc sliver motion from GPS data implies significant upper plate deformation.
- In northern Peru SWS appears to primarily reflect deeper mantle flow entrained with the subducting Nazca slab.

Abstract

We performed shear wave splitting analyses to investigate seismic anisotropy across the northern extent of the Peruvian flat-slab subduction region. We used core-mantle refracted SKS, SKKS and PKS phases from teleseismic events ($88^\circ > \Delta < 150^\circ$) recorded at 45 broadband seismic stations from the Peruvian permanent and portable seismic networks as well as from, international networks (CTBTO, RSBR-Brazil, and RENSIG-Ecuador). The results reveal a complex anisotropy pattern with distinct variations in shear wave splitting along strike. In the northernmost region, the mean delay times range between 1.0 ± 0.2 s and 1.5 ± 0.2 s with fast directions predominantly oriented ENE-WSW approximately perpendicular to the trench, parallel with the motion of the subducting Nazca plate. In the central region of Peru, the predominant fast directions change to a SE-NW orientation that is oblique with the trench. These fast splitting directions are consistent with the pattern seen previously over the southern extent of the flat-slab and correlate well with the current geodetically derived motion of the overriding forearc, the Peruvian Sliver. These characteristics suggest a fundamental change in anisotropic behavior between the northern and central portions of the Peruvian flat-slab and imply that the upper plate deformation is a controlling factor.

Keywords: seismic anisotropy, northern Peru, shear wave splitting, Flat-Slab Subduction

3.1 Introduction

The largest region of flat-slab subduction in the world today can be found beneath much of Peru in South America, extending from 3°S to 15°S and coinciding with an extensive gap in active arc volcanism (Figure 3.1). While the causes and underlying mechanisms for flat slab subduction remain the subject of much debate (Gutscher et al., 2000; van Hunen et al., 2002; Skinner and Clayton, 2013; Ma and Clayton, 2015; Manea et al., 2017), in southern Peru, the subduction of the aseismic Nazca Ridge appears to be a leading factor (Espurt et al., 2007; Eakin et al., 2014; Ma and Clayton, 2014; Antonijevic et al., 2015; Kim and Clayton, 2015; Kumar et al., 2016; Bishop et al., 2017). The subduction of an elusive “Inca” plateau has been proposed as an additional contributing factor to flat-slab beneath northern Peru (e.g. Gutscher et al., 1999). Seismic studies of the upper mantle beneath northern Peru, such as that presented here, hold the potential to shed further light on the dynamics of flat slab subduction.

The study of seismic anisotropy provides direct observational constraints on patterns of deformation in the upper mantle and is primarily associated with mantle flow (e.g. Silver, 1996; Savage, 1999; Long and Silver, 2008, 2009; Long and Becker, 2010; Long, 2013). Anisotropic materials such as olivine, the dominant upper mantle mineral, have a tendency to develop a Lattice-Preferred Orientation (LPO) in regions where dislocation creep is the dominant deformation mechanism (Zhang and Karato, 1995; Karato et al., 2008). Seismic anisotropy refers to the directional dependence of seismic wave speed in a medium, such as the upper mantle that has developed an LPO. Shear wave splitting (SWS), or seismic birefringence, occurs when shear waves propagate in such a medium, then split into two orthogonally polarized quasi-shear waves traveling at different velocities (Silver and Chan, 1991). When the initial polarization of the phase is aligned parallel to either the fast or slow orientation of anisotropy the shear wave will not be split and is denoted as “null” measurement, indicating an apparent isotropic structure relative to the ray geometry, (Wüstefeld and Bokelmann, 2007; Long and Silver, 2009; Lynnner and Long, 2013).

The parameters typically used to describe SWS are the polarization direction of the fast shear wave (φ) that reflects the anisotropic and LPO geometry, and the delay time (δt) between the fast and slow polarized waves. The delay time is a product of both the strength of the anisotropy and the thickness of the anisotropic layer. There are several possible source

areas of anisotropy in subduction zones that can contribute to shear wave splitting, within the overriding plate, in the mantle wedge, in the slab itself, and in the sub-slab mantle.

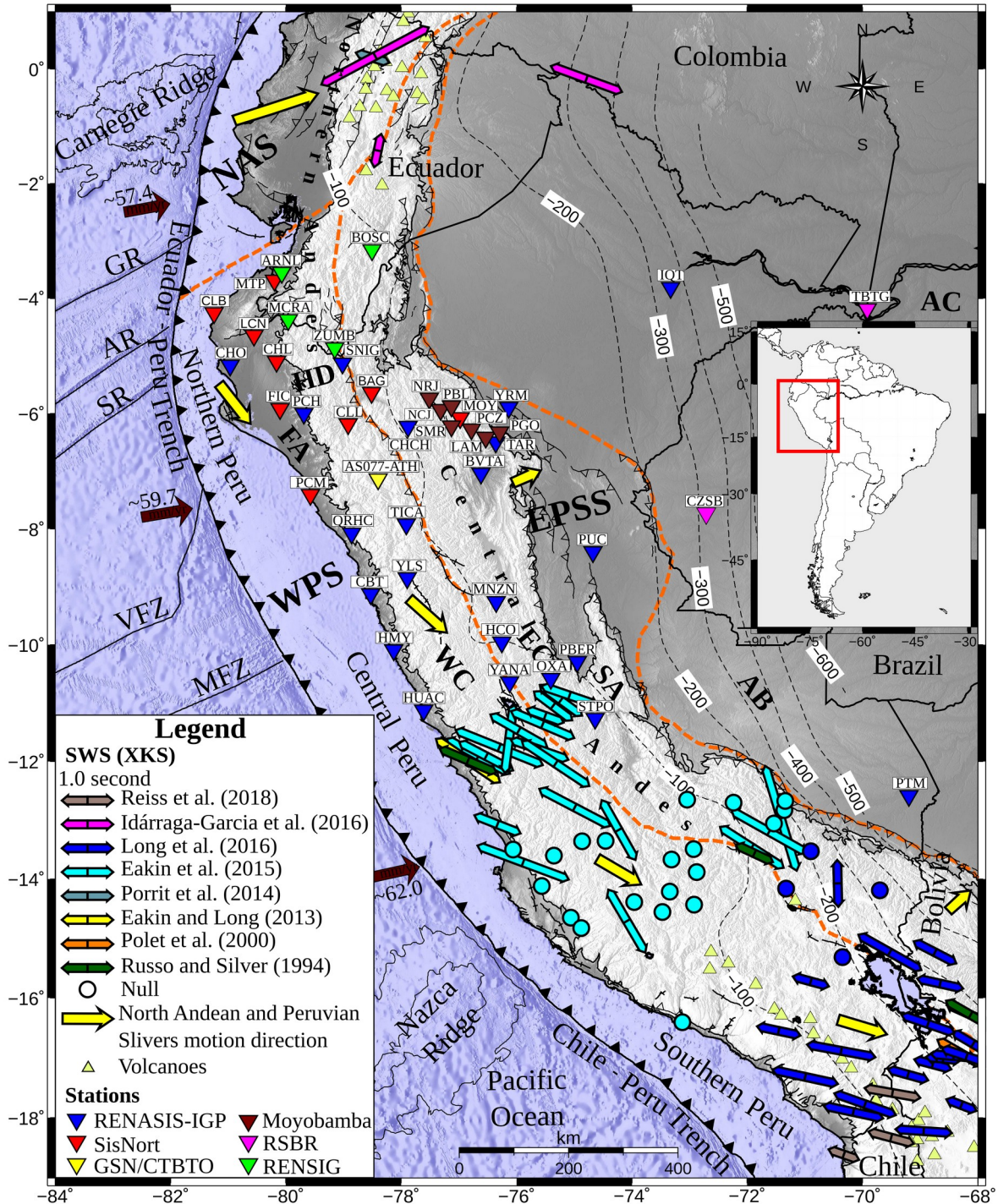


Figure 3.1: Main tectonic setting and compilation of previous XKS splitting measurements in Peru and adjacent regions from different authors as denoted in the legend. Northern Peru and the northern end of the flat-slab subduction zone are presently lacking in such measurements.

Thin black dotted lines represent contours from the Slab1.0 model (Hayes et al., 2012). Abbreviations: FA: Forearc; HD: Huancabamba Deflection; WC: Western Cordillera; EC: Eastern Cordillera; SA: Sub-Andes; AB: Amazonian Basin; AC: Amazonian Craton. The main quaternary faults are from Macharé et al., (2003). Bathymetry from Topo30s highlights the main tectonic structures of the subducting Nazca Plate, GB: Grijalva Ridge; AR: Alvarado Ridge; SR: Sarmiento Ridge; VFZ: Viru Fracture Zone; and MFZ: Mendaña Fracture Zone. The brown arrows indicate the absolute plate motion (APM) of the Nazca Plate in the hotspot reference model HS3-NUVEL-1A (Gripp and Gordon, 1990). Convergence rate values are relative to the stable South America reference frame (Kendrick et al., 2003). The convergent plate boundary from Bird (2003) is represented by solid black line. The greenish-yellow triangles indicate Holocene volcanoes and the thick orange dashed line indicate the motion direction (yellow arrows) of the North Andean forearc Sliver (NAS), Western Peruvian Sliver (WPS), and the Eastern Peruvian Sliver – Subandean (EPSS) (Villegas-Lanza et al., 2016).

There are several different LPO fabrics of olivine that predict slightly different relationships between strain and SWS parameters (A through E types; e.g. Karato et al., 2008). When relating shear wave splitting to seismic anisotropy in the mantle, the fast splitting directions for likely olivine fabrics (A, C, and/or E types) are all roughly parallel to the orientation of maximum extensional strain (e.g. Lynner et al., 2017a). We therefore generally consider shear wave splitting as a proxy for orientation of deformation. This simple relationship, however, is complicated in subduction zones where B-type fabric may be present. B-type olivine fabric produces shear wave splitting that aligns normal to the orientation of deformation (Karato et al., 2008). B-type fabric is likely to be present under the low temperature, water rich conditions, and high-stress regions of the inner corner of the mantle wedge (Kneller et al., 2007, 2005). Trench-normal anisotropy near the cold nose of the mantle wedge could therefore potentially be associated with either corner poloidal flow induced by the subducting slab (Faccenda and Capitanio, 2013; Zandt and Humphreys, 2008) or by trench-parallel flow in the mantle wedge combined with B-type olivine anisotropy. In the case of B-type fabric a 90° flip in fast directions would be expected between the transition from cold hydrated forearc to the warmer back-arc.

Another common mechanism of seismic anisotropy that may be present in northern Peru is shape-preferred orientation (SPO). SPO can be caused by fluid-filled cracks and layering of materials with different compositions due to responses to stress and is likely restricted to the crust (e.g. Crampin 1984). While SPO is likely present in the upper crust in the over-riding plate, it is generally considered to have a small impact on delay time patterns of shear wave splitting given the frequencies typically used.

A considerable number of SWS studies have been carried out in the northern and central Andes, mainly across southern Peru (Russo and Silver, 1994; Eakin and Long, 2013; Porritt et al., 2014; Eakin et al., 2014, 2015, 2016; Long et al., 2016). These studies primarily investigated the regional pattern of upper mantle flow in response to the subducting Nazca Ridge and the implications for sustaining flat-slab subduction. The dynamics of the northern Peruvian flat-slab segment however remain elusive, particularly in the north away from the Nazca Ridge (Figure 3.1) due to a lack of available seismic data.

In this study, we present the first SKS, SKKS, and PKS shear wave splitting measurements across northern and central Peru from the national seismic Peruvian network, as well as other international seismic stations. When combined with previous shear wave splitting studies in Central and Southern Peru, these new results allow a unified understanding of the mantle dynamics of flat-slab subduction to be established along the entire length of the flat slab beneath Peru.

3.2 Tectonic Setting

The study region is located in northern Peru (Figure 3.1), comprising parts of the Central and Northern Andes (Gansser, 1973; Cordani, 2000). The geological and tectonic framework is associated directly with Cenozoic subduction arising from the convergence between the Nazca Plate and the South American Plate at a rate of ~61mm/yr (Kendrick et al., 2003; Poulsen et al., 2010). The oceanic Nazca plate first subducts at the trench then flattens at an approximate depth of 100 km, extending nearly horizontally for about 400 km in the uppermost mantle beneath South America, before resuming steeply dipping subduction several hundred kilometers further east (Barazangi and Isacks, 1976; Gutscher et al., 2000).

The study area is composed of five major morphostructural units (Figure 3.1). From west to east, they are the Forearc (FA), Western Cordillera (WC), Eastern Cordillera (EC), Sub-Andes (SA) and the Amazonian Basin (AB) (Audebaud et al., 1973; Mégard, 1978; Dalmayrac et al., 1980).

The Forearc (FA) is mainly composed of Precambrian and Paleozoic marine sedimentary and metamorphic rocks, and extends from the trench up to the western boundary of the Andean Cordillera following a NW-SE orientation. The Andean Cordillera extends to the Peru-Ecuador border where there is a major change in topographic trend from N020° in the north to N140° in the south, known as the Huancabamba Deflection (HD) (Mégard, 1987; Mitouard et al., 1990). The cordillera region is characterized by the presence of high topographic elevation reaching an average height of ~4 km, and crustal thickness reaches between 55 and 60 km (Condori et al., 2017). According to its age and geological composition, the Andean Cordillera is divided into the Western Cordillera (WC) and Eastern Cordillera (EC). The main tectonic structures in the region include open folds and steep thrust faults.

Based on continental active faults and GPS observations, Nocquet et al. (2014) and Villegas-Lanza et al. (2016) proposed that the crustal deformation in the Northern Andes is controlled by the diverging motion of two rigid continental slivers (the North Andean and the Inca slivers). These features arise from the relative motion between the eastward subduction of the oceanic Nazca Plate at the South American margin and the westward continental subduction of the South American Plate beneath the Eastern Cordillera and Subandean orogenic wedge (Figure 3.1). The Western Peruvian Sliver (WPS) is characterized by a southeastward motion at the rate of 4-5 mm/yr relative to stable South America encompassing southernmost Ecuador, Peru, and Bolivia. It extends from the trench axis to the Subandean fold-and-thrust belt, in the WC. The Eastern Peruvian Sliver-Subandean (EPSS) covers the EC and SA regions. The North Andean Sliver (NAS) moves northeastward at a rate of 9 mm/yr covering the FA, WC and EC of Ecuador and Colombia.

The Sub-Andes (SA) belt is a region of eastward converging compressive structures with decreased magnitude of deformation towards the Brazilian Shield (Dumont et al., 1991).

According to Villegas-Lanza et al. (2016) the current rate of SA shortening is about 2-4 mm/yr. It corresponds to a fold and thrust belt which was developed during the Miocene (Matheron and Montoya R., 1994) on a heterogeneous substratum inherited from pre-Andean Paleozoic, Triassic and Jurassic basins. The Amazonian Basin (AB) is comprised of Paleozoic and Mesozoic marine sediments which are overlain by massive, continental deposits of Tertiary age (Suárez et al., 1983; Mégar, 1987). The deposits have been faulted and folded most extensively at the Andean margin, but deformation decreases towards the east where the sedimentary layer thins onto a foreland basin on the Brazilian Shield.

3.3 Data and Methods

3.3.1 Data

We used data from 45 broadband seismic stations distributed across the study region from a combination of both Peruvian national and other international seismic networks for shear-wave splitting (SWS) analysis (Figure 3.1). We used data from 2012 – 2017 from the Peruvian permanent and temporary seismic stations (Red Sísmica Nacional y de Alerta Temprana de Tsunamis y Erupciones Volcánicas RENASIS) of the Instituto Geofísico del Perú (IGP). The temporary stations correspond to local and regional projects: the Moyobamba project (2015 and 2016), the SisNort project (2008 to mid 2009), and one Auxiliary Seismic Station (AS077-ATH) from CTBTO (2012 - 2017). For coverage adjacent to our study area we used stations of the Brazilian National Seismic Network (Rede Sismográfica Brasileira-RSBR, Bianchi et al., 2018), and stations from the Ecuador Seismic Network (Red Nacional de Sismógrafos - RENSIG) of the Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional – IG-EPN, for the same time period.

We selected events with magnitude greater than 5.8 Mw and epicentral distances between 88° and 130° for the SKS and SKKS phases and between 130° and 150° for the PKS phase. The earthquake catalog of teleseismic events used in this study comes from the U. S. Geological Survey (USGS) Preliminary Determination of Epicenters (PDE). Figure 3.4.2 shows the epicentral and backazimuthal distribution of all visually inspected events with clear waveform arrivals of SKS, SKKS, and PKS phases (we will denote these phases by XKS) that were used for measuring splitting parameters. The backazimuthal coverage is relatively limited (non uniform) with the vast majority of events originating from the Tonga (southwest)

and Alaska-Aleutians (northwest) subduction zones. However, the XKS arrival directions are sufficient to characterize the splitting parameters at most permanent stations.

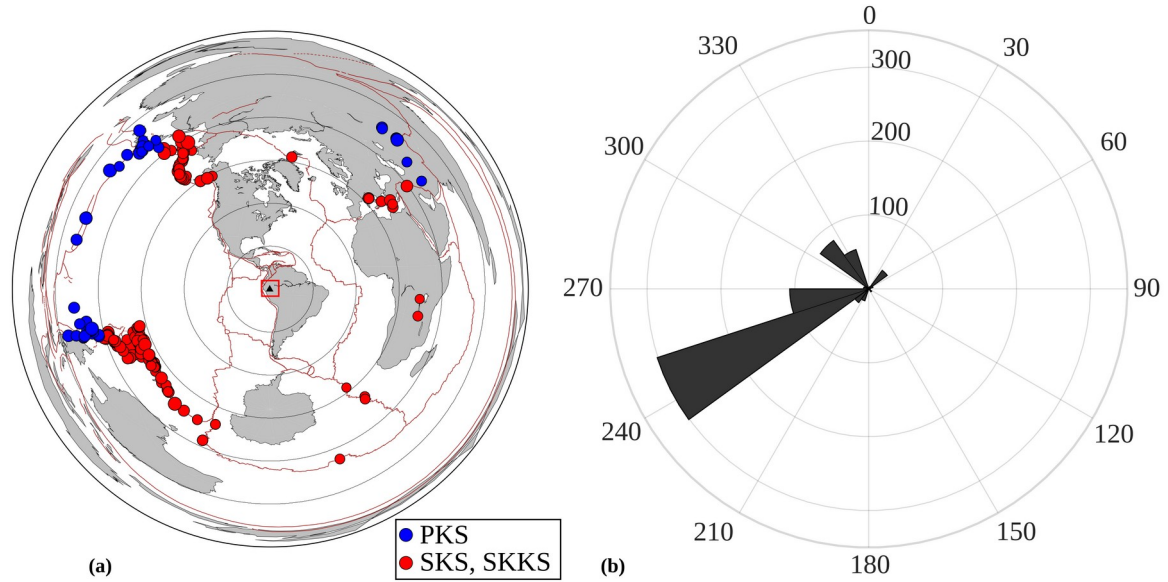


Figure 3.2: Distribution of teleseismic earthquakes selected for XKS phases, occurring from 2008 to 2017 with magnitudes greater than 5.8 M_w . (a) Map projection, the concentric circles denote the epicentral distance from 30° to 180°, in 30° increments. Reddish-brown line denotes major plate boundaries (Bird, 2003). (b) Histogram showing the backazimuth distribution of all dataset used in this study.

3.3.2 Methods

To measure shear-wave splitting parameters (fast direction, ϕ and delay time, δt), we used three independent splitting measurement methods, the transverse component minimum energy (SC) method of Silver and Chan (1991), the rotation-correlation (RC) method of Bowman and Ando (1987), and the eigenvalue (EV) method (Silver and Chan, 1991) all implemented by the SplitLab software package (Wüstefeld et al., 2008). We compare the measured shear wave splitting parameters using the three methods and only retain individual measurements where all three methods produce overlapping results. The SC and RC methods operate by finding the optimal splitting parameters by minimizing energy on the transverse component seismograms and by maximizing the cross-correlation of radial and transverse components, respectively. These are both done with a grid search algorithm based in L-Q-T coordinate system.

We first resample the seismograms to 20 samples per second to avoid aliased signals and to reconstruct the waveforms in the appropriate frequency range. We tested a range of different filters, for stability of our shear wave splitting parameters (Figure B1, Appendix B), and chose our preferred bandpass filter between 0.04 and 0.125 Hz (similar to the filter used in central and southern Peru in previous SKS analyses of upper mantle anisotropy, e.g. Eakin et al., 2015, Long et al., 2016). To optimize waveform clarity in some earthquake-stations pairs, we varied the lower corner frequency of the filter from 0.01, 0.08, and 0.10 Hz and chose the window that provided the most robust results. Finally, we visually checked the results and classified them based on the linearity of the corrected particle motion and the consistency of the measurements for different time windows (15, 30, 50, and 60 seconds, Figure S3.1). We select only those waveforms that have a signal-to-noise ratio (SNR) higher than 5 (e.g. Eakin et al., 2015) on the transverse and radial components, with a clearly visible shear wave pulse.

We rated each non-null measurement as “good”, “fair”, “poor”, based on the quality of the data and the results using the method and criteria defined by Wüstefeld and Bokelmann (2007), which yielded consistent estimates between both the SC and the RC methods with errors of less than 1.0 s in δt and less than 22.5° in φ at the 95% confidence level; for the final analysis we present results obtained via the SC method, as this method generally produced more stable results over a broader range of analysis windows (e.g. Wüstefeld et al., 2008; Long et al., 2016). Our “good” results exhibit 2σ errors ($<15^\circ$ and < 0.5 s for φ and δt , respectively), “fair” measurements have slightly larger errors ($<25^\circ$ and < 1.0 s for φ and δt), and slightly larger differences between the two methods were allowed, up to $\pm 22.5^\circ$ for φ and ± 1.2 s for δt . Null measurements were classified as such based on the linearity of the uncorrected particle motion on the radial component for events with visible XKS phases and were given a quality rating based on the SNR and particle motion linearity. We only retained measurements rated “good” and “fair”. Figure 3.4.3 shows an example of typical null and non-null measurements at different stations.

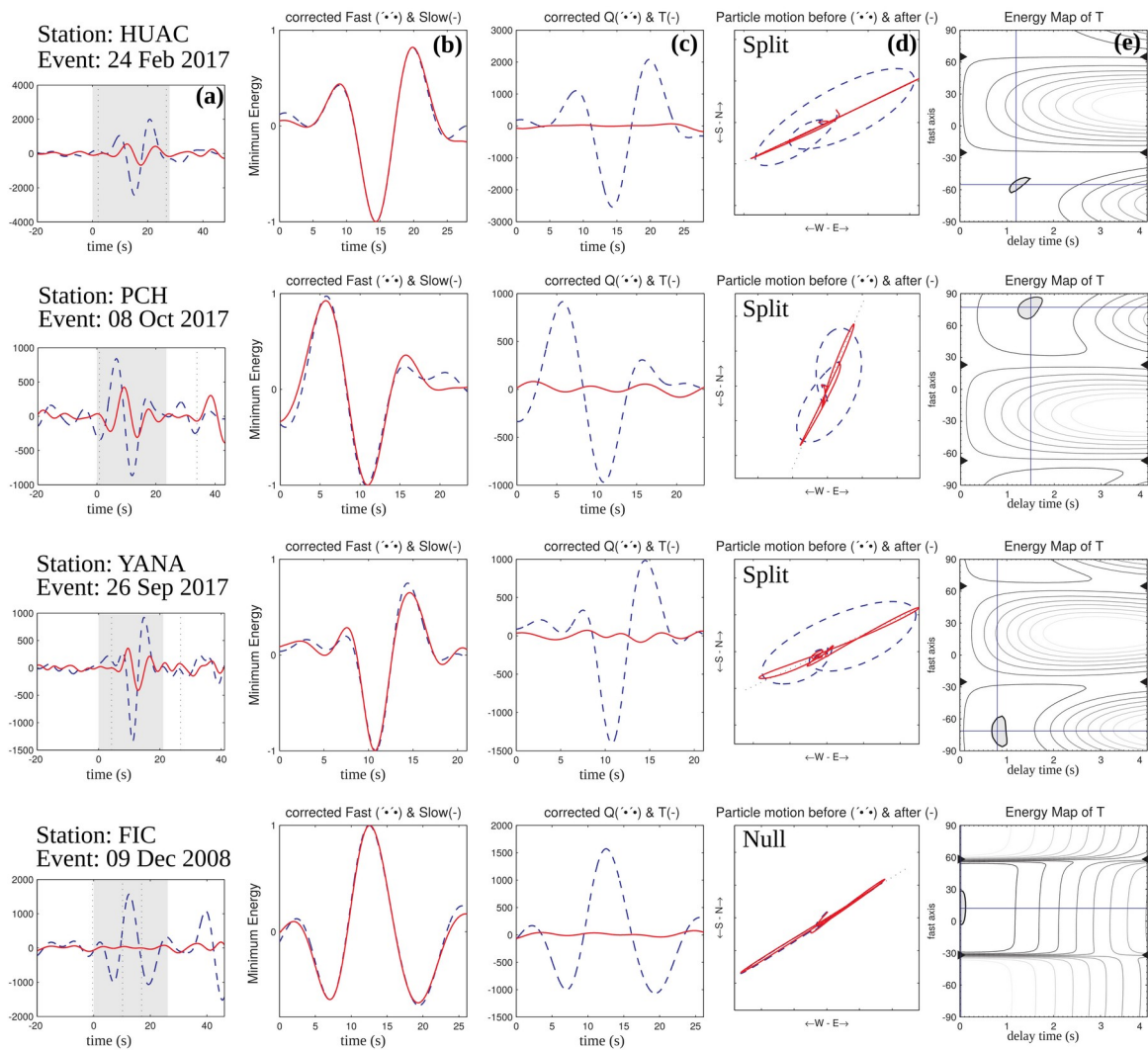


Figure 3.3: Example of a shear wave splitting measurement (split SKS waves) at stations Huacho (HUAC), Portachuelo (PCH), Yanaquihua (YANA) and null measurement at station Ficular (FIC) using SplitLab (Wüstfeld et al., 2007). From left-hand side to right-hand side: (a) panel shows the observed seismograms, Q stands for the radial component (dashed blue line) and T for the transverse component (solid red line); the vertical dashed lines represents the phase arrival times computed using the IASP91 model; and the gray zone the calculation window; (b) fast (dashed) and slow (solid) components, corrected for the calculated splitting delay time; (c) corrected radial (dashed) and transverse (solid) components; (d) particle motion before (dashed) and after (solid) correction; (e) contour plot for the maximum value of correlation coefficient and for the energy on transverse component as function of delay time and fast polarization angle. The grid search range for Φ , is from -90° to 90° with a step of 1° , and for δt from 0-4.0 s with a step of 0.1 s. The shaded gray area in the correlation coefficient contour map indicates the 95% confidence region of the best fitting parameter estimation.

A robust shear wave splitting measurement depends directly on the seismogram quality. One common problem with seismic stations is errors in their orientation. Previous studies have shown that the reported azimuth of the horizontal components with respect to North can be off by 10° or more due to the difficulty of orientating a seismometer in the field (e.g. Ekstrom and Busby, 2008; Eakin et al., 2018). We observed stations with systematic polarizations anomalies that indicated the misalignment of the horizontal components. We corrected for these misalignments with the analysis of SKS polarization by observing the particle motion of null measurements and comparing to the backazimuth (Tian et al., 2011; Hanna and Long, 2012; Lynner and Long, 2013). When the average value of misalignment was higher than 5° , a correction was applied. After correction, the quality of the resulting shear wave measurements is noticeably improved. Corrections for station misalignments are listed in Table 3.1.

Table 3.1: Station-mean splitting parameters (Φ s and δ ts) estimated from XKS splitting with the corresponding 1_σ error bars. Network abbreviations (third column) are as follows, PE: Peruvian Network, BR: Brazilian Network, EC: Ecuadorian Network. NS and NN denote the number of non-null and null splitting measurements respectively. The last columns shown the misalignment values determined for individual stations.

<i>N</i>	<i>Station</i>	<i>Net.</i>	<i>Long()</i>	<i>Lat()</i>	<i>Phi()</i>	<i>DT(s)</i>	<i>NS</i>	<i>NN</i>	<i>Corr.()</i>
01	<i>AS077 – ATH</i>	<i>GSN</i>	-78.395	-07.135	-74.3 ± 09.4	1.1 ± 0.4	15	20	00
02	<i>ARNL</i>	<i>EC</i>	-80.067	-03.548	75.6 ± 07.1	1.3 ± 0.1	05	06	-10
03	<i>BOSC</i>	<i>EC</i>	-78.495	-03.151	57.6 ± 10.0	1.0 ± 0.4	02	14	-19
04	<i>MCRA</i>	<i>EC</i>	-79.954	-04.370	67.6 ± 03.8	1.4 ± 0.5	04	10	00
05	<i>ZUM</i>	<i>EC</i>	-79.144	-04.864	42.9 ± 08.9	1.2 ± 0.3	06	08	00
06	<i>CZSB</i>	<i>BR</i>	-72.705	-07.730	-61.4 ± 04.9	0.8 ± 0.3	02	48	00
07	<i>TBTG</i>	<i>BR</i>	-69.909	-04.187	-77.1 ± 10.0	1.0 ± 0.3	13	48	00
08	<i>BAG</i>	<i>PE</i>	-78.508	-05.636	36.2 ± 08.8	1.6 ± 0.5	02	03	00
09	<i>BVTA</i>	<i>PE</i>	-76.606	-07.042	-52.0 ± 01.1	0.6 ± 0.1	02	03	00
10	<i>CBT</i>	<i>PE</i>	-78.521	-09.128	-84.3 ± 03.5	1.1 ± 0.2	03	--	00
11	<i>CHCH</i>	<i>PE</i>	-77.877	-06.227	-72.6 ± 08.8	0.8 ± 0.5	08	21	00
12	<i>CHL</i>	<i>PE</i>	-80.158	-05.095	--	--	--	03	00
13	<i>CHO</i>	<i>PE</i>	-80.962	-05.167	74.3 ± 10.0	2.1 ± 0.0	02	12	-27
14	<i>CLB</i>	<i>PE</i>	-81.236	-04.253	59.7 ± 02.6	1.7 ± 0.1	02	02	00
15	<i>CLL</i>	<i>PE</i>	-78.910	-06.184	88.6 ± 00.0	0.9 ± 0.0	01	03	00
16	<i>FIC</i>	<i>PE</i>	-80.097	-05.918	--	--	--	06	16
17	<i>HCO</i>	<i>PE</i>	-76.249	-09.952	-51.0 ± 10.0	0.8 ± 0.3	05	03	17
18	<i>HMY</i>	<i>PE</i>	-78.119	-10.091	-66.3 ± 08.8	1.0 ± 0.1	09	02	00
19	<i>HUAC</i>	<i>PE</i>	-77.606	-11.124	-69.1 ± 09.9	1.0 ± 0.2	28	01	00
20	<i>IQT</i>	<i>PE</i>	-73.320	-03.816	-76.6 ± 07.9	1.0 ± 0.2	23	01	00
21	<i>LAM</i>	<i>PE</i>	-76.524	-06.419	-73.7 ± 10.0	1.1 ± 0.0	02	01	00
22	<i>LCN</i>	<i>PE</i>	-80.549	-04.641	69.3 ± 00.0	2.7 ± 0.0	01	04	15
23	<i>MNZN</i>	<i>PE</i>	-76.343	-09.257	-73.5 ± 10.0	0.9 ± 0.2	13	12	-22
24	<i>MTP</i>	<i>PE</i>	-80.194	-03.683	72.7 ± 04.9	2.4 ± 0.3	02	03	00
25	<i>MOY</i>	<i>PE</i>	-76.994	-06.025	-59.6 ± 08.3	0.8 ± 0.1	02	13	10
26	<i>NCJ</i>	<i>PE</i>	-77.307	-05.936	-66.3 ± 02.7	1.0 ± 0.2	03	01	00
27	<i>NRJ</i>	<i>PE</i>	-77.505	-05.740	-62.0 ± 00.0	1.0 ± 0.0	01	01	00
28	<i>OXAP</i>	<i>PE</i>	-75.398	-10.578	-60.2 ± 10.0	1.0 ± 0.3	08	01	00
29	<i>PBER</i>	<i>PE</i>	-74.941	-10.288	-75.9 ± 09.3	0.9 ± 0.2	05	01	00
30	<i>PBL</i>	<i>PE</i>	-77.119	-05.877	-68.1 ± 08.3	0.8 ± 0.0	02	02	00

Continue...

<i>N</i>	<i>Station</i>	<i>Net.</i>	<i>Long()</i>	<i>Lat()</i>	<i>Phi()</i>	<i>DT(s)</i>	<i>NS</i>	<i>NN</i>	<i>Corr.()</i>
31	<i>PCH0</i>	<i>PE</i>	-79.682	-06.005	73.8 ± 09.9	0.9 ± 0.4	06	13	-09
32	<i>PCM</i>	<i>PE</i>	-79.565	-07.407	-82.1 ± 00.0	1.0 ± 0.0	01	03	00
33	<i>PCZ</i>	<i>PE</i>	-76.775	-06.272	--	--	--	02	00
34	<i>PGO</i>	<i>PE</i>	-76.285	-06.329	-69.7 ± 06.0	0.9 ± 0.1	04	--	00
35	<i>PTM</i>	<i>PE</i>	-69.187	-12.585	-66.1 ± 06.9	1.0 ± 0.3	03	09	00
36	<i>PUC</i>	<i>PE</i>	-74.668	-08.397	-78.2 ± 07.8	0.9 ± 0.3	08	12	-10
37	<i>QRHC</i>	<i>PE</i>	-78.854	-08.076	-74.9 ± 07.8	1.0 ± 0.3	15	04	00
38	<i>SMR</i>	<i>PE</i>	-77.118	-06.220	--	--	--	02	00
39	<i>SNIG</i>	<i>PE</i>	-79.012	-05.125	32.6 ± 08.1	0.8 ± 0.3	13	15	00
40	<i>STPO</i>	<i>PE</i>	-74.632	-11.265	-70.0 ± 08.6	1.0 ± 0.3	17	--	00
41	<i>TAR</i>	<i>PE</i>	-76.357	-06.496	-80.3 ± 02.6	0.7 ± 0.1	05	02	00
42	<i>TICA</i>	<i>PE</i>	-77.901	-07.917	-75.6 ± 07.4	1.1 ± 0.3	07	06	-13
43	<i>YANA</i>	<i>PE</i>	-76.112	-10.638	-67.9 ± 09.5	1.0 ± 0.2	31	04	00
44	<i>YLS</i>	<i>PE</i>	-77.889	-08.847	-69.8 ± 09.9	1.0 ± 0.2	17	04	-17
45	<i>YRM</i>	<i>PE</i>	-76.130	-05.897	-77.3 ± 08.2	1.0 ± 0.2	16	04	00

3.4 Results

The results of the SWS observations are shown in Figures 3.4 and 3.5 and listed in Table 3.1 with their estimated 2σ errors. Our study produced a total of 674 XKS (SKS=474; SKKS=46 and PKS=127) splitting (333 nulls and 314 non-null) measurements observed across the 45 seismic stations (Tables B1 and B2, Appendix B).

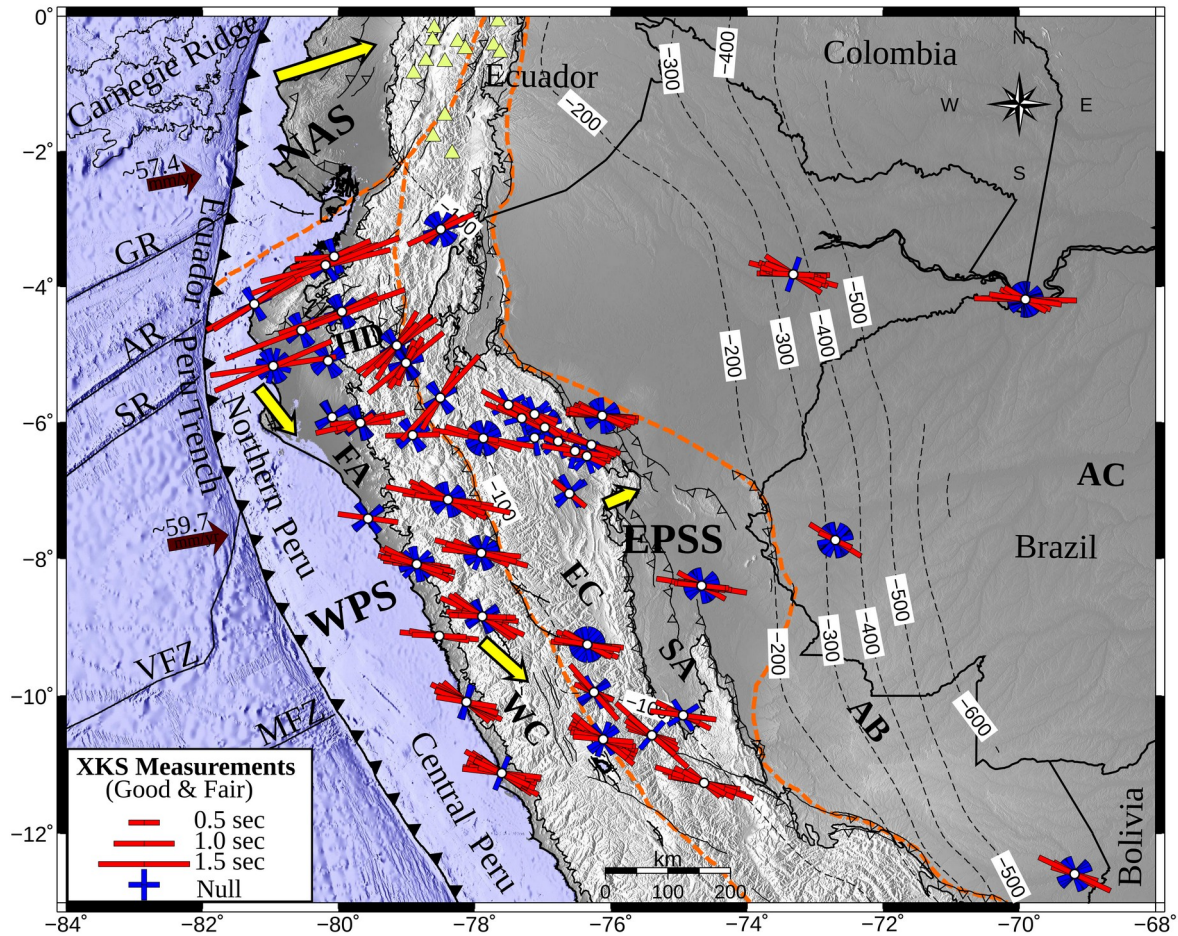


Figure 3.4: Map of the individual (good and fair) XKS splitting measurements at each station (white circles). The orientation of the red bars indicates the measured fast direction. The length of the bars equates to the measured delay time according to the scale provided in the legend. Nulls are presented by blue crosses corresponding to possible fast and show orientations. Background map is the same as Figure 3.1.

Results reveal a complex anisotropy pattern with significant geographic variability in XKS splitting behavior along the trench strike. Beneath the central portion of the study area (latitudes 7° - 12° S), splitting is fairly consistent, with delay times between 0.6 and 1.1 seconds, and dominantly SE-NW fast orientations that are oblique to sub-parallel with the trench. This pattern is consistent with what has been seen over the southern extent of the flat-slab by Eakin and Long (2013) and Eakin et al. (2015). Approaching the Peru-Ecuador border, near 6° S, there is a clear change in SWS that coincides closely with the major deflection HD in the trend of the Andean Cordillera. Among these northernmost stations, large delay times between 0.8 and 2.7 seconds and fast orientations trending ENE-WSW are observed, which closely matches the APM of the Nazca plate (Gripp and Gordon, 1990) and is also similar to the trend of the subducting Alvarado and Sarmiento fractures and to the North Andes boundaries as proposed by Bird (2003).

Figure 3.5 shows shear wave splitting measurements made at individual stations as stereoplots, where the null and non-null measurements are plotted as a function of back azimuth and incidence angle. Stations are arranged in rows roughly according to the five geomorphological units, from west to east for FA stations (ARNL, QRHC, HMY and HUAC); for WC stations (SNIG, AS077-ATH, YLS and YANA); for EC stations (CHCH, MNZN, STPO, and OXAP); for SA stations (YRM, TAR, PUC, and PBER); and for AB stations (IQT, TBTG, CZSB and PTM). In general, stations exhibit a variety of splitting behavior in each geomorphological units with a combination of many split XKS arrivals and many nulls (e.g. WC, EC and AB), as well as a mix of different splitting parameters.

We identified well-recorded null results (>10 measurements) at stations CZSB, TBTG, CHCH, AS077-ATH, SNIG, MOY, PCH, CHO, MNZN, PUC, and MCRA. Null observations occur when no apparent SWS is measured at the station and the original shear-wave remains polarized in the backazimuthal orientation (for XKS phases). Null measurements can reflect: 1) a lack of anisotropy, 2) that the initial polarization of the wave is the same as the fast or slow direction of the anisotropic medium, or 3) that multiple layers of anisotropy negate each other (e.g. Silver and Chan, 1991; Wüstefeld and Bokermann, 2007; Lynner and Bodmer, 2017). A lack of apparent seismic anisotropy can result from a lack of coherent mantle flow and therefore no strong LPO development or from vertically oriented anisotropic structures

that have no effect on XKS phases. Multiple layers of seismic anisotropy can also result in null observations if the aggregated apparent anisotropy sampled by the XKS waves sums to zero (e.g. Saltzer et al., 2000). On the other hand, vertical mantle flow at the slab edge has been associated with a strong change in the flow field due to changes in the slab morphology (e.g. Civello and Margheriti, 2004; Hanna and Long, 2012). For example, the results from stations TBTG, CZSB and PTM located on the deeper part of the slab (Figure 3.5) exhibit overwhelmingly null splitting patterns that dominates the AB, and reflects possible vertical mantle flow as consequence by the dynamic interactions between slab edges and Brazilian Shield.

The back azimuthal coverage at stations is limited by the fact that the majority of the events derived from the southwestern and northwestern back azimuthal quadrants only (Figure 3.5). It is therefore difficult to reach a clear conclusion either about the presence or absence of multi-layer anisotropy and the nuances in null observation interpretations. As such, we will only focus on non-null measurements for the remainder of this study.

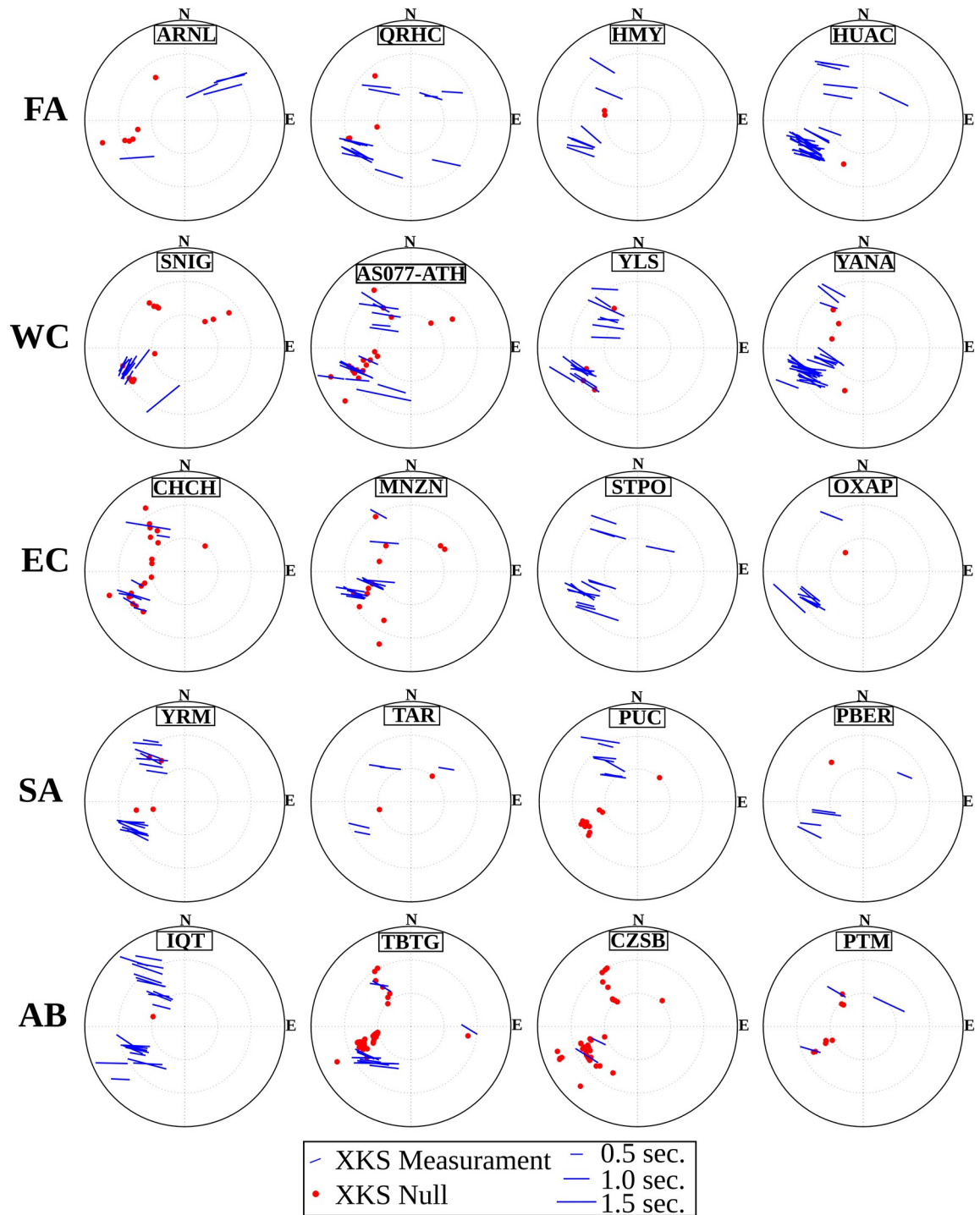


Figure 3.5: Stereoplots for 20 selected stations showing the individual XKS splitting measurements (classified as good, fair, and null) plotted as a function of backazimuth and incidence angle (hatched rings indicate incidence angle increments of $\sim 5^\circ$). Null measurements are indicated with red circles; split measurements are indicated with blue bars. Station names are shown at the top of each plot and are arranged by major morphostructural units.

3.5 Discussions

Results presented here provide the first observations that directly constrain seismic anisotropy using teleseismic XKS core phases above the northern segment of the Peruvian flat slab. Our SWS measurements vary significantly along strike between central and northern Peru. In contrast there appears to be little variation in splitting parameters with distance from the trench suggesting that a B-type olivine fabric transition likely does not play a significant role in the Peruvian flat-slab subduction system, as has been suggested for some other subduction zones (e.g. Nakajima et al. 2006).

In order to provide a detailed analysis and characterize the salient features of the XKS splitting dataset, we estimated the mean and standard deviation values of shear wave splitting parameters at each station and separated stations into two broad groups (Figure 3.6). We note that for our study we could simply calculate the arithmetic mean (and standard deviation) as the fast directions at individual stations are generally self-similar as seen in Figures 4 and 5, i.e., they do not vary by more than 45° at any given station, and thus the circularity is not a problem in our case. The grouping which results is based upon geographical proximity and the distribution of coherent spatial splitting patterns, with the first group G1 (stations ARNL, BAG, BOSC, CHO, CLB, CLL, LCN, MCRA, MTP, PCH0, SNIG, and ZUM), and the second group G2 (stations AS077-ATH, BVTA, CBT, CHCH, CZSB, HCO, HMY, HUAC, IQT, LAM, MNZN, MOY, NCJ, NRJ, OXAP, PBER, PBL, PCM, PGO, PTM, PUC, QRHC, STPO, TAR, TBTG, TICA, YANA, YLS, and YRM). In Figure 3.6, the single-station mean splitting parameters are shown as a function of latitude and of the distance between the continental Moho (Condori et al., 2017) and the Nazca slab (Hayes et al., 2012). The Slab-Moho distance serves as an estimate of the amount of mantle wedge sampled by the XKS phases. Two predominant fast polarization directions are observed that vary greatly with latitude (Figure 3.6a). The first group is approximately trench-normal (group G1, $\Phi=62.6^\circ\pm 06.2^\circ$) and the second group sub-parallel (group G2, $\Phi=-70.2^\circ\pm 07.2^\circ$) to the direction of subduction. The regional distribution of the XKS splitting delay times also shows a variation along strike, with $\delta t=1.5s\pm 0.2s$, for the northernmost G1 stations and $\delta t=1.0s\pm 0.2s$, in the south (G2 stations). In general, G2 stations sample substantially more mantle wedge material (~ 20 - 100 km) than G1 stations (~ 0 - 50 km) (Figure 3.6b). Within the G1 group, the handful of stations which sample the most mantle wedge thickness (>40 km) display slightly

different fast directions rotated to $\sim 30^\circ$ (compared to the group average of $\sim 60^\circ$).

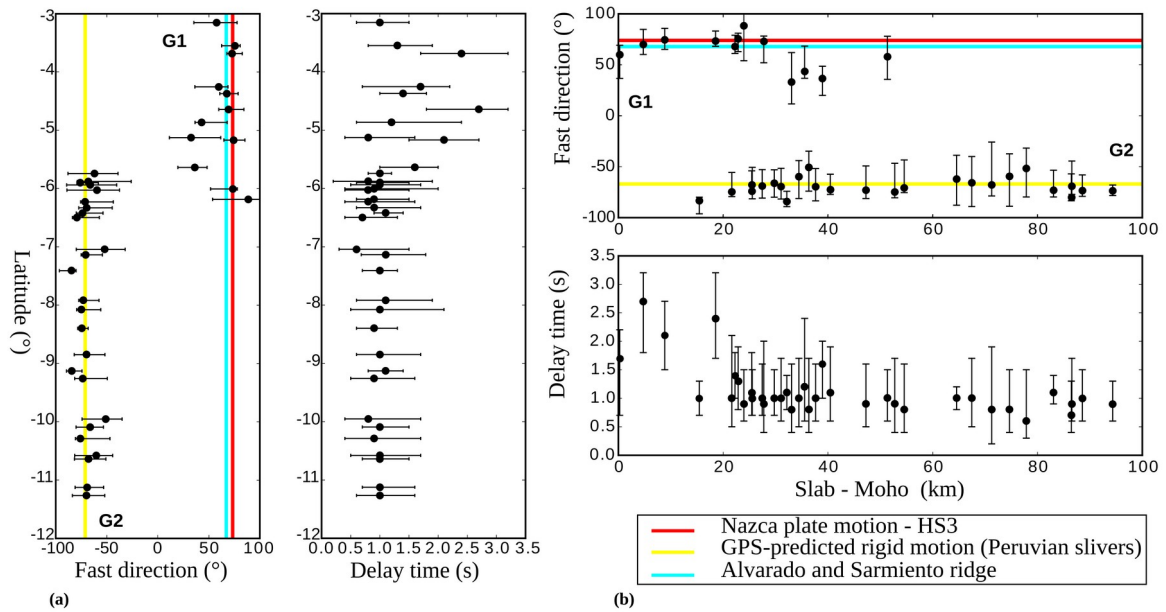


Figure 3.6: Plots of the mean shear wave splitting parameters (only non-null measurements) at stations with split measurements versus latitude (a) and the distance between the continental Moho and the top of the slab (b). All measurements are shown with 2σ error bars. Colored lines show orientations of the APM of the Nazca plate, GPS-predicted rigid motion of the upper plate (Villegas-Lanza et al., 2016), and the regional bathymetric structures. G1 and G2 represent groups of stations with predominant fast splitting directions delimited by the Huancabamba Deflection (purple band).

To further consider the influence of subduction geometry we used TauP (Crotwell et al., 1999) to calculate pierce points in the upper mantle using the IASP91 one-dimensional Earth velocity model (Kennett and Engdahl, 1991). The representative raypaths of XKS phases of the dataset used in this study are illustrated in Figure 3.7, which shows the complex slab morphology at depth and the relative contributions from different portions of the subduction system. The relative proportion of anisotropy sampled by the XKS phases from the sub-slab mantle, slab, mantle wedge, and over-riding plate varies with event-station geometry as well as with the geometry of the subducting slab. Beneath the FA, WC and EC the sub-horizontal portion of the subducting slab is predominantly being sampled by the XKS phases. Beneath the SA and AB, the deeper and steeper dipping part of the slab is being traversed by the incoming waves (Figures 3.7 and 3.8).

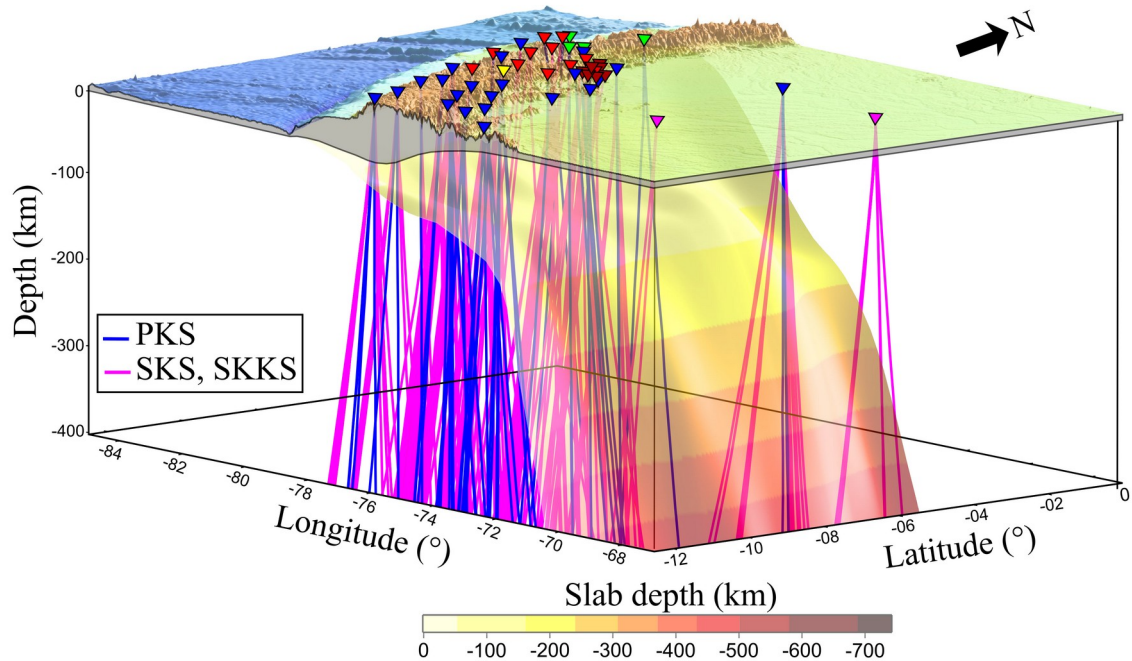


Figure 3.7: Plot of representative XKS raypaths for all stations (inverted triangles) calculated using the TauP travel time calculator (Crotwell et al., 1999) for the IASP91 velocity model (Kennett and Engdahl, 1991). Plotted surface (view from the east) indicates the top of the slab at depth, from Slab1.0 model of Hayes et al. (2012).

3.5.1 Linking Seismic Anisotropy with Mantle Flow and Upper Plate Deformation

The origin and dynamic interactions between upper plate deformation and the mantle flow field in subduction zones are still poorly understood. However, geodetic observations of continental deformation can inform upon the interactions between plates and transmission of stress across plate boundaries (Dewey and Bird, 1970). Correlations with seismic anisotropy can thus help to infer the implications for plate dynamics as seismic anisotropy primarily reflects upper mantle tectonic processes over the millions of year's timescale. Crustal anisotropy, for example due to stress aligned fluid-filled cracks (Crampin, 1984), or due to strain induced alignment of crustal minerals (e.g. Lloyd et al., 2009; Lynner et al., 2018), may also result from upper plate deformation but this is typically thought to be minor for SKS studies given the relatively short path lengths and the frequencies of the XKS observation (e.g. Savage, 1999).

In order to provide a more comprehensive image of seismic anisotropy across the Peruvian subduction zone we combined and compare our SWS measurements with those made in previous studies in the region (Russo and Silver, 1994; Polet et al., 2000; Eakin and Long, 2013; Porritt et al., 2014; Eakin et al., 2015; Idárraga-García et al., 2016; Long et al., 2016; Reiss et al., 2018) (Figure 3.8). The shear wave splitting parameters (Φ and δt) along the Peruvian flat-slab do not show a uniform pattern and vary significantly between the northern, central and southern regions.

In order to better understand the nature of the upper plate deformation, and establish a possible link with the orientation of anisotropic structures in the study region, we compare our results with the GPS derived long-term rigid motion of the Peruvian forearc sliver (Nocquet et al., 2014; Villegas-Lanza et al., 2016), and the mantle flow field velocities at 150 km depth from the convection model of Hu et al. (2017). The Hu et al. (2017) model is a 3D spherical shell model based in finite element that solves and calculates time-dependent upper mantle flow driven by the evolution of the Nazca plate subduction (Müller et al., 2016), with respect to the overriding South American plate since the Mid-Cretaceous. It also considers that the continent has a constant lithospheric thickness of 100 km except beneath the Amazon craton. In the South American stable platform, the Hu et al. (2017) model showed strong coherence with XKS splitting observed by Chagas de Melo et al. (2018). In our study region, however, there are intriguing along strike deviations in the XKS observations and the model predictions of Hu et al. (2017).

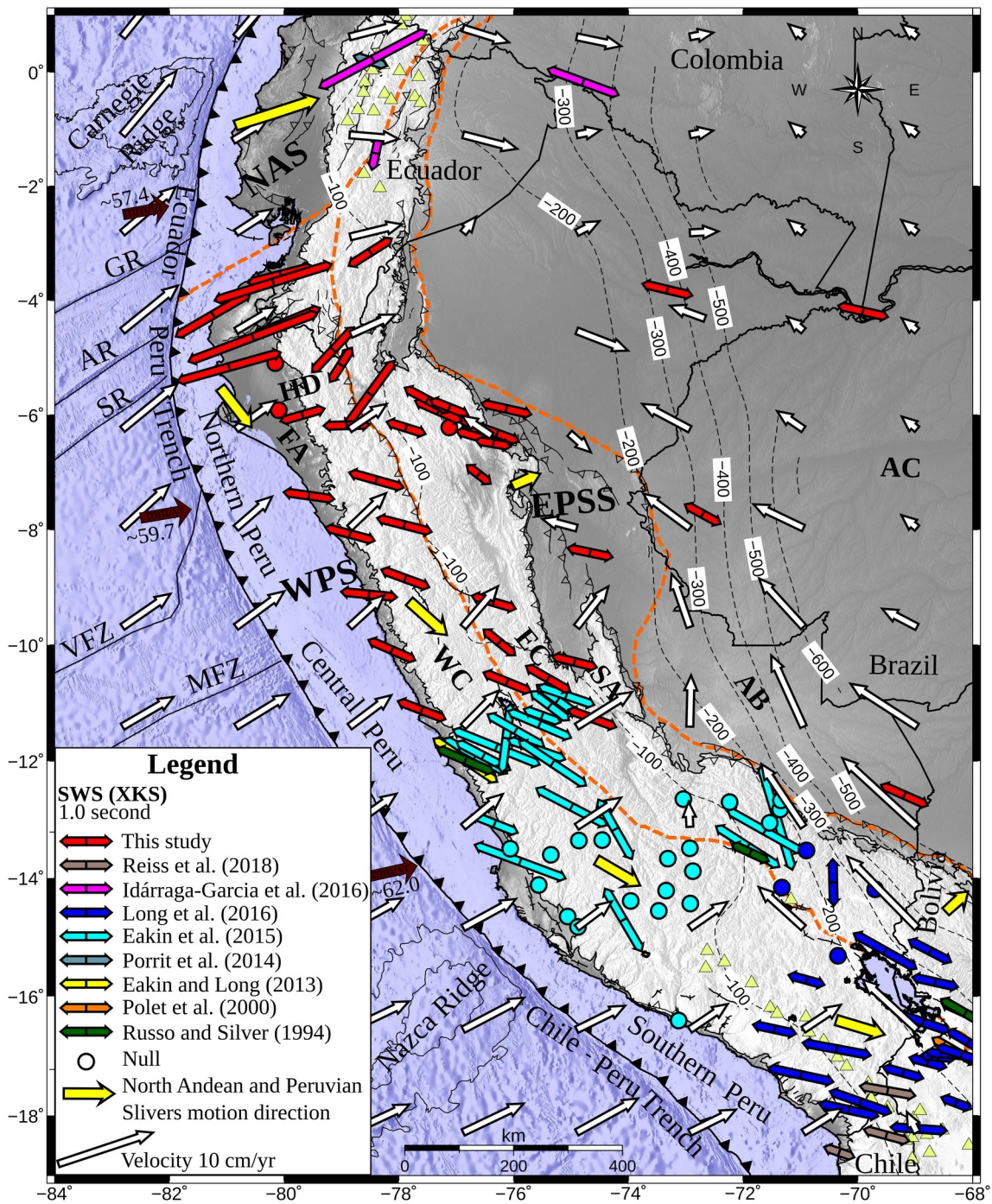


Figure 3.8: XKS fast directions from this study and other published results (Russo and Silver, 1994; Polet et al., 2000; Eakin and Long, 2013; Porritt et al., 2014; Eakin et al., 2015; Idárraga-García et al., 2016; Long et al., 2016; Reiss et al., 2018) in Peru and adjacent regions. The dark brown arrows indicate the absolute motion of the Nazca plate in the hotspot reference frame HS3-NUVEL-1A (Gripp and Gordon, 1990). White arrows are the horizontal components of velocity vectors of the upper mantle flow field at a depth of 150 km from Hu et al. (2017). Legend is the same as in Figure 3.1.

3.5.2 Seismic Anisotropy in Central Peru

The strong, consistent splitting with NW-SE (trench-sub-parallel) fast directions observed in the central portion of the flat-slab region (G2 stations) suggests the presence of well-organized deformation and anisotropic structure (Figure 3.8). In this region, the GPS-derived motion of the Peruvian sliver (yellow line in Figure 3.6 and yellow arrows in Figure 3.8, Villegas-Lanza et al., 2016) correlates strongly with the fast splitting directions. The thickness of the mantle wedge beneath the G2 stations is also generally considerable (20-100 km, Figure 3.6b). At first glance this suggests that the shear wave splitting patterns in this region primarily reflect shallow supra-slab anisotropy and that the upper plate and asthenospheric mantle wedge material beneath it could be mechanically coupled and deforming in tandem.

Previous detailed anisotropy studies in central Peru also support this view. Eakin and Long (2013) modeled a two-layer anisotropic structure (upper ϕ : -80° , upper δt : 2.5s, lower ϕ : 20° , lower δt :1.75 s) in the central flat-slab region and found that the trend of the fast polarization direction in the upper anisotropic layer (-80°) is consistent with the motion of the Peruvian sliver (-65°), as well as local S splitting results which show predominantly NW-SE fast directions (Eakin et al. 2014). Additionally anisotropy from the upper layer (inferred to be supra-slab) was found to be more significant, with larger delay times (2.5 seconds compared to 1.75s), than the lower layer (inferred to be sub-slab). As a result the overall apparent XKS splitting produced NW-SE fast directions similar to the characteristics of the modeled upper layer, but with modest accumulated delay times (~ 1.5 seconds), which were smaller than either individual layer due to the contrasting anisotropy between the layers. As can be seen in Figure 3.8 the single station splitting parameters found by Eakin and Long (2013) and Eakin et al. (2015) (with comparable event distributions) are very similar to those found throughout in central Peru (G2) in this study, suggesting a possible similar anisotropic structure. This is therefore in agreement with our initial interpretation that the splitting patterns of G2 stations are predominantly reflecting combined deformation of the upper plate and mantle wedge in alignment with the motion of the Peruvian sliver. This does not however rule out the presence or contribution of sub-slab mantle flow in this region, merely that the apparent splitting recorded at the G2 stations is more reflective of mantle deformation in the shallower supra-slab layers.

3.5.3 Seismic Anisotropy in Northern Peru

The predominant trench-normal fast orientations observed at the northernmost stations (G1) contrast significantly with the NW-SE splitting pattern seen across central Peru suggesting a different sub-surface anisotropic structure. In this region very little mantle wedge is sampled (Figure 3.6b), especially for stations that show the clearest trench-normal fast directions (<30 km of wedge). In addition the observed fast directions do not correlate well with local GPS measurements (yellow arrows in Figure 3.8). Together these observations suggest that anisotropy from the supra-slab layers likely plays a minimal (or at least reduced) role in the overall splitting recorded at G1 stations. Instead this suggests that anisotropy from a lower layer (i.e. the sub-slab mantle) could be dominating the splitting pattern in this region.

Further supporting this inference are the sub-slab mantle flow model predictions of Hu et al. (2017) which show excellent agreement with our fast directions in northern Peru (white arrows Figure 3.8), along with the motion of the down-going Nazca plate (red line Figure 3.6). Coincidentally the trench-normal fast directions also align with several geological features present in northern Peru, such as the Alvarado and the Sarmiento ridges as seen in Figure 3.8 (and represented by the blue line in Figure 3.6), although this is expected given the similarity with the absolute plate motion. We infer that the trench-normal XKS fast directions in northern Peru are likely a reflection of trench-normal mantle flow entrained with the subducting Nazca slab. This does not rule out the presence of additional shallower layers of anisotropy as we inferred for central Peru, but rather that these upper plate layers are thin and less significant beneath northernmost Peru where the slab is particularly shallow (inland deviation of 100 and 200 km slab contours in Figure 3.8) and close the continental moho (Figure 3.6b). This could explain why delay times are on average higher (~1.5 seconds) for G1 stations if they reflect just a single sub-slab layer, compared to G2 stations (~1.0 seconds), which are likely reflective of a shallower supra-slab anisotropic layer (in addition to deeper sub-slab mantle flow) in accordance with the two-layer model of Eakin and Long (2013). In general when two layers of anisotropy are present with similar magnitudes (i.e. similar delay times) but opposing fast directions, the cumulative observed delay time is reduced (Silver and Savage, 1994). In the case of just a single layer, or when one layer is considerably more significant than the other/s (for example when the sub-slab mantle is much thicker than the mantle wedge) the observed delay times will generally be higher and much closer to that of

the individual dominant layer.

If our trench-normal fast splitting directions primarily reflect sub-slab anisotropy, consistent with trench-normal mantle flow (assuming A-type or similar olivine LPO fabric) then these do not fit well with the trench-parallel sub-slab mantle flow model originally proposed by Russo and Silver (1994). Trench-normal anisotropy is typically attributed to entrained mantle flow induced by the subducting slab (e.g. Faccenda and Capitanio, 2013) and has increasingly been observed in locations along the South American active margin (Polet et al., 2000; Anderson et al., 2004; Porritt et al., 2014; Wölbern et al., 2014; Eakin et al., 2015; Idárraga-García et al., 2016; Lynner et al., 2017b, Reiss et al., 2018), as well as in other subduction zones such as Cascadia (Currie et al., 2004; Eakin et al., 2010), Mexico (Soto et al., 2009; Lynner and Long, 2014), and Alaska (Christensen and Abers, 2010; Hanna and Long, 2012). According to the conceptual models of Long and Silver (2009) and Song and Kawakatsu (2012) regions of trench-normal fast orientations typically occur beneath slabs with relatively shallow dips, which would be consistent with our observations across the Peruvian flat-slab region.

The difference in the splitting orientations seen between northern, central, and southern Peru likely reflect the varying geometry, thicknesses, and kinematic behavior of various components of the subduction zone, where in particular the upper plate plays a crucial role. We suggest that throughout the central and southern portions of Peru the shear wave splitting pattern appears to reflect the combined motion and deformation of the Peruvian Sliver with the underlying mantle wedge. Meanwhile in the north, where the mantle wedge is much thinner, the splitting pattern is primarily the result of trench-normal sub-slab mantle flow induced by the motion of the downgoing Nazca Plate.

Based upon these SWS observations and their correlation with the motion of the Peruvian sliver, we propose a new model for northern and central Peru (Figure 3.9). We suggest that the SWS patterns are due to anisotropic signals from a combination of lithospheric deformation and sub-lithospheric shear resulting from the relative motion of the Peruvian Sliver. According to this, we hypothesize that the SWS and deformation seems to be controlled by the motion of the Peruvian sliver being driven by the motion of the other

surrounding plates and not necessarily connected to the deeper mantle. However, this hypothesis should be investigated more deeply, with the incorporation of geodynamic and mantle flow modeling.

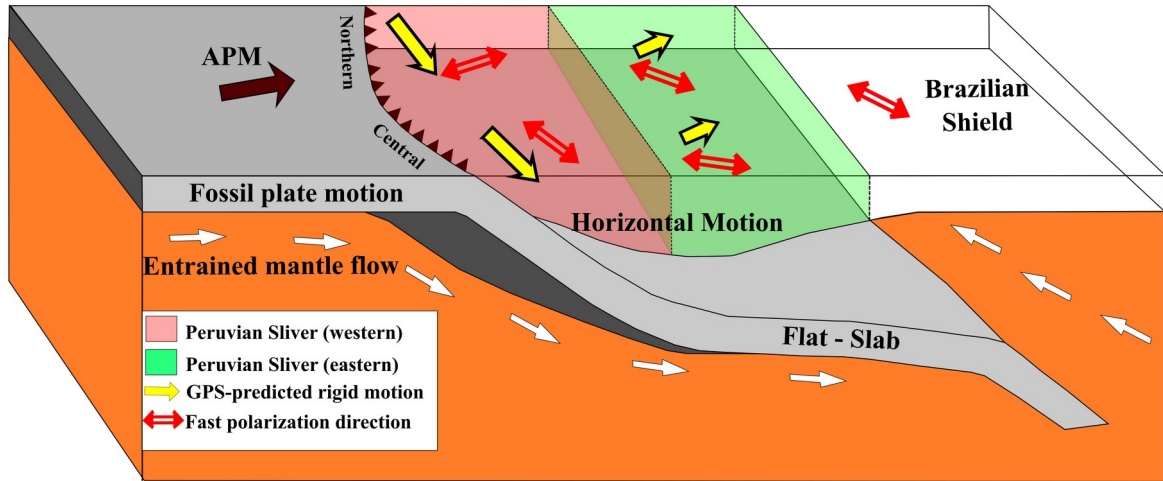


Figure 3.9: Schematic showing the Nazca slab subducting beneath the South American plate and the related pattern of crustal deformation and upper mantle anisotropy in northern and central Peru. The yellow arrows indicate the GPS motion direction in the Peruvian slivers reference frame along the Peruvian margin (Villegas-Lanza et al., 2016).

3.6 Conclusions

In this study, we use SWS analysis from teleseismic core refracted SKS, SKKS and PKS phases to constrain the seismic anisotropy properties of the Peruvian flat-slab segment in northern Peru for the first time. We analyzed data from 45 stations of Peruvian, Brazilian and Ecuadorian networks. Our splitting observations reveal two distinct and complex characteristic patterns of seismic anisotropy that correlate with regional geological structures. Our splitting measurements show coherence with the motion of the Peruvian forearc sliver in central Peru derived using geodetic GPS data. This observation suggests that the pattern of mantle deformation associated with the upper plate can play a key role in the overall anisotropy and dynamics of the subduction zone. Finally, with the XKS splitting results of 45 new stations, we have for the first time a complete and more robust characterization of anisotropy throughout Peru. We hope that this will contribute to the understanding of this complex geodynamic setting providing new insights into the seismic anisotropic fabrics present in the subduction zones of South America.

3.7 Acknowledgements

This study was supported by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES - Brazil). We are thankful to J. Hu for providing the mantle flow model. We thank also the Peruvian (RENASIS) (<https://portal.igp.gob.pe/red-sismica-nacional>) from the Instituto Geofísico del Perú, Brazilian (RSBR) (<http://www.rsbr.gov.br/>) and the Ecuadorian (EC) (<https://www.igepn.edu.ec/red-nacional-de-sismografos>) Seismographic Network for providing the seismological data. SplitLab is a free software package for teleseismic shear-wave splitting analysis developed by Wüstefeld et al. (2008). A modified version of SplitLab by Robert Porritt was used for the analysis, and can be download here: <https://robporritt.wordpress.com/software/>. Maps were made with the GMT software (Wessel and Smith, 1998). GSF thanks CNPq for the PQ grants.

Capítulo 4

Artigo 2

Upper crustal velocity structure beneath the northern Peruvian Andes from ambient noise tomography

Cristobal Condori^{1,2}, George S. França¹, Colton Lynner³, Susan L. Beck⁴, Daniel Evan Portner⁵, Emily E. Rodriguez⁴, Hernando J. Tavera⁶, M. Ruiz⁷

¹Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitario Darcy Ribeiro, Asa Norte, Brasília, 70910-900 Brazil.

²Departamento de Geología y Geofísica, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, UNSA, Arequipa, Perú.

³Department of Earth Sciences, University of Delaware, Newark, DE, 19716, USA.

⁴University of Arizona UA, Department of Geosciences, Tucson, AZ USA.

⁵Earth and Planets Laboratory, Carnegie Institution for Science, Washington, DC, USA

⁶Instituto Geofísico del Perú IGP, Ciencias de la Tierra Sólida CTS, Calle Calatrava 216, Urb. Camino Real, La Molina, Lima, Perú.

⁷Escuela Politécnica Nacional Instituto Geofísico, Ladrón de Guevara E11-253, Apartado 2759 Quito 170143, Ecuador.

Corresponding author email: cristobal.quispe@aluno.unb.br

Abstract

In this study, we use ambient noise seismic tomography to image the shear-wave crustal velocity structure across northern Peru. We examine cross-correlations of ambient seismic noise at 29 broadband stations from national and international networks in northern Peru and adjacent regions to constrain the upper crustal structure. Empirical Green's functions were obtained after the frequency-domain normalization of ambient noise recordings and stacking of 24 months of normalized data. Dispersion curves obtained from phase velocity maps were inverted as a function of depth to create a 3D shear-wave velocity model of the upper crust. Our tomographic maps display two prominent crustal-scale features: (1) the high-velocity crust in the forearc and Western Cordillera with a NW-SE trend and (2) the presence of an extensive mid-crustal low-velocity zone (LVZ, 20-30 km depth) further east beneath the Eastern Cordillera and the Sub-Andes. We suggest that the LVZ is the mid-upper crustal expression of felsic crust with some fluids, while the high-velocity crust in the forearc and Western Cordillera likely represents the mafic root of the large Peruvian Batholith in the region and/or the basement of an Ordovician accreted terrane. In general, our results demonstrate good agreement with the major geological and tectonic features of the area.

Keywords: Northern Peru, upper crust, Ambient Noise Tomography, Empirical Green's functions

4.1 Introduction

The northern Peruvian subduction zone is a consequence of the convergence of the oceanic Nazca plate and the South American plate at a current rate of ~ 59 mm/yr (DeMets et al., 1990; Norabuena et al., 1999; Kendrick et al., 2003). The subduction zone of northern Peru (Figure 4.1) displays several unique characteristics: the absence of an active volcanic arc (e.g., Stern, 2004), a sub-horizontal geometry of the Nazca plate at ~ 100 km depth (Gutscher et al., 1999, 2000), high elevation peaks, and a low recurrence of megathrust earthquakes with magnitude greater than 8.0 Mw in the last 500 years (Tavera and Bernal, 2005; Condori and Tavera, 2012; Villegas-Lanza et al., 2016). Both the flat slab geometry and the lack of an active volcanic arc are likely related to the subduction of two buoyant features on the Nazca plate, the Inca Plateau and the Nazca Ridge (Gutscher et al., 2000). Today, the Andean Cordillera in northern Peru is 50-55 km thick (Condori et al., 2017), with active deformation controlled by the diverging motion of three rigid continental slivers: The North Peruvian Sliver (NPS), the Western Peruvian Sliver (WPS), and the Eastern-Subandean Peruvian Sliver (EPSS) (Figure 4.1) (Nocquet et al., 2014; Villegas-Lanza et al., 2016).

Several studies have aimed to understand the structure and dynamics of the Peruvian crust and adjacent regions at local and regional scales using geophysical methods such as receiver functions (Pavão et al., 2012; Phillips et al., 2012; Assumpção et al., 2013; Phillips and Clayton, 2014; Ryan et al., 2016; Condori et al., 2017; Bishop et al., 2017) surface wave tomography (Heintz et al., 2005; Feng et al., 2007; Antonijevic et al., 2015, 2016), body wave tomography (Scire et al., 2016; Portner et al., 2020; Rodríguez et al., 2020), ambient noise tomography (Ma and Clayton, 2014; Ward et al., 2013, 2016; Lynner et al., 2018), and seismic anisotropy analysis (Eakin and Long, 2013; Eakin et al., 2014, 2015; Long et al., 2016; Condori et al., 2021). These studies revealed detailed structures and dynamic patterns in Peru. However, these studies are mostly in central and southern Peru, leaving gaps in our knowledge of the seismic velocity structures and the thickness of the crust in northern Peru.

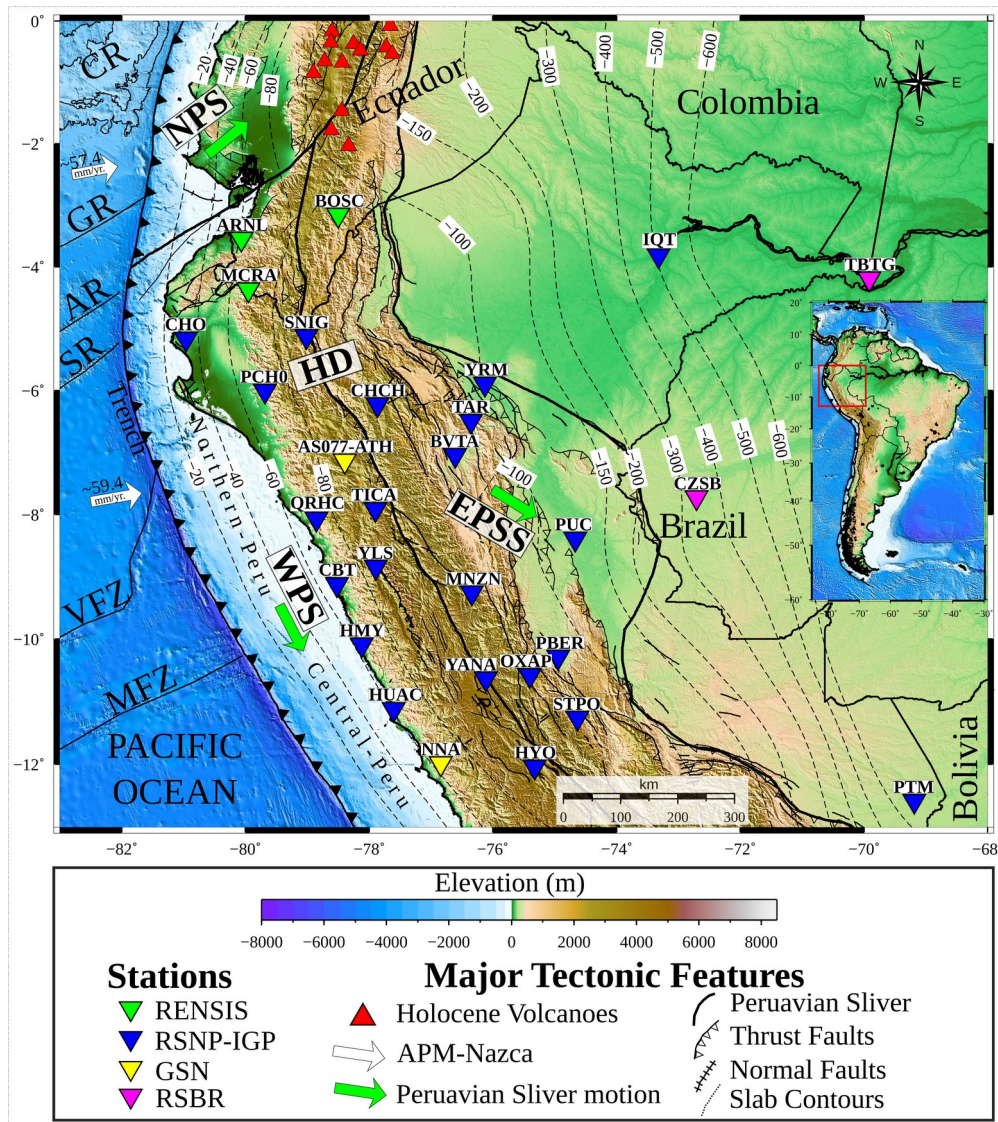


Figure 4.1: Map showing the main tectonic characteristics within the study area. Inverted triangles indicate the seismic stations used in this study. The main Quaternary normal and thrust faults are from Macharé et al. (2003). The white arrows indicate the absolute plate motion (APM) of the Nazca Plate in the hotspot reference model HS3-NUVEL-1A (Gripp and Gordon, 1990). The slab geometry is represented by isodepth contours (dashed lines) from the Slab2 model (Hayes et al., 2018). Bathymetry from Topo30s highlights the main tectonic structures of the subducting Nazca Plate, labeled as: GR: Grijalva Ridge; AR: Alvarado Ridge; SR: Sarmiento Ridge; VFZ: Viru Fracture Zone; and MFZ: Mendaña Fracture Zone. The noted major tectonic blocks are as follow: NPS: North Peruvian Sliver; WPS: Western Peruvian Sliver; EPSS: Eastern - Subandean Peruvian Sliver (Villegas-Lanza et al., 2016). Orientation of the Andean belt is denoting by HD: Huancabamba Deflection.

In this study, we employ surface wave tomography using ambient noise correlations, also called ambient noise tomography (ANT), to image the crustal structure of the northern subduction zone of Peru. This is the first time that high-resolution phase velocity maps have been produced for northern Peru. ANT allows for the characterization of surface structures with high resolution because high frequency surface waves that are sensitive to Earth structure at shallow depths have narrow ranges of depth sensitivity. Longer period waves exhibit broader sensitivity while sampling greater depths (Yang et al., 2007).

4.2 Tectonic Setting

The northern Peruvian convergent margin has developed from the continued subduction of the Nazca plate beneath the continental South America plate. Subduction has been near-continuous since the break-up of Pangea (Lawver and Gahagan, 1993). Successive advances and retreats of the subduction-zone (Ramos, 2010a) are considered as causes for the alternating phases of lithospheric extension and compression that ultimately produced the Peruvian Andes. The Peruvian Andes can be subdivided into five main morphological units (Figure 4.2) from the trench eastward: the Forearc, the Western Cordillera, the Eastern Cordillera, the Sub-Andes, and the Amazonian Basin (Audebaud et al., 1973; Gansser, 1973; Mégard, 1978; Zeil, 1979; Bernard Dalmayrac et al., 1980).

The Forearc (FA) in Peru is an example of a subduction zone forearc between an oceanic and continental plate, which today is in a predominantly compressive regime (Suárez et al., 1983). In northern Peru, the FA is ~200 km wide between the Peru trench and the Western Cordillera (Espurt et al., 2018). The FA displays complex stratigraphy composed mainly of Precambrian and Paleozoic marine sedimentary and metamorphic rocks and Mesozoic sedimentary rocks. Several authors, based on geological, geochronological, gravimetric and seismic observations, suggest that the coastal and offshore regions of central and northern Peru were related to the presence of a paleo-embayment in the western Gondwanan margin during the early Paleozoic (Cardona et al., 2009; Chew et al., 2007; Ramos et al., 2013; Ramos, 2010a, 2010b; Reimann et al., 2010). On the other hand, Ramos et al. (2013) favored the hypothesis that this area was occupied by a basement block, the Paracas parautochthonous terrane, which collided with the Gondwana margin during the late Early Ordovician, and is composed of the remnants of an orogenic and magmatic belt of

Grenvillian age (Ramos, 2009, 2010b). The FA also contains part of the Peruvian Coastal Batholith (PCB) that was intruded into the Paracas basement during the Jurassic and Cretaceous time.

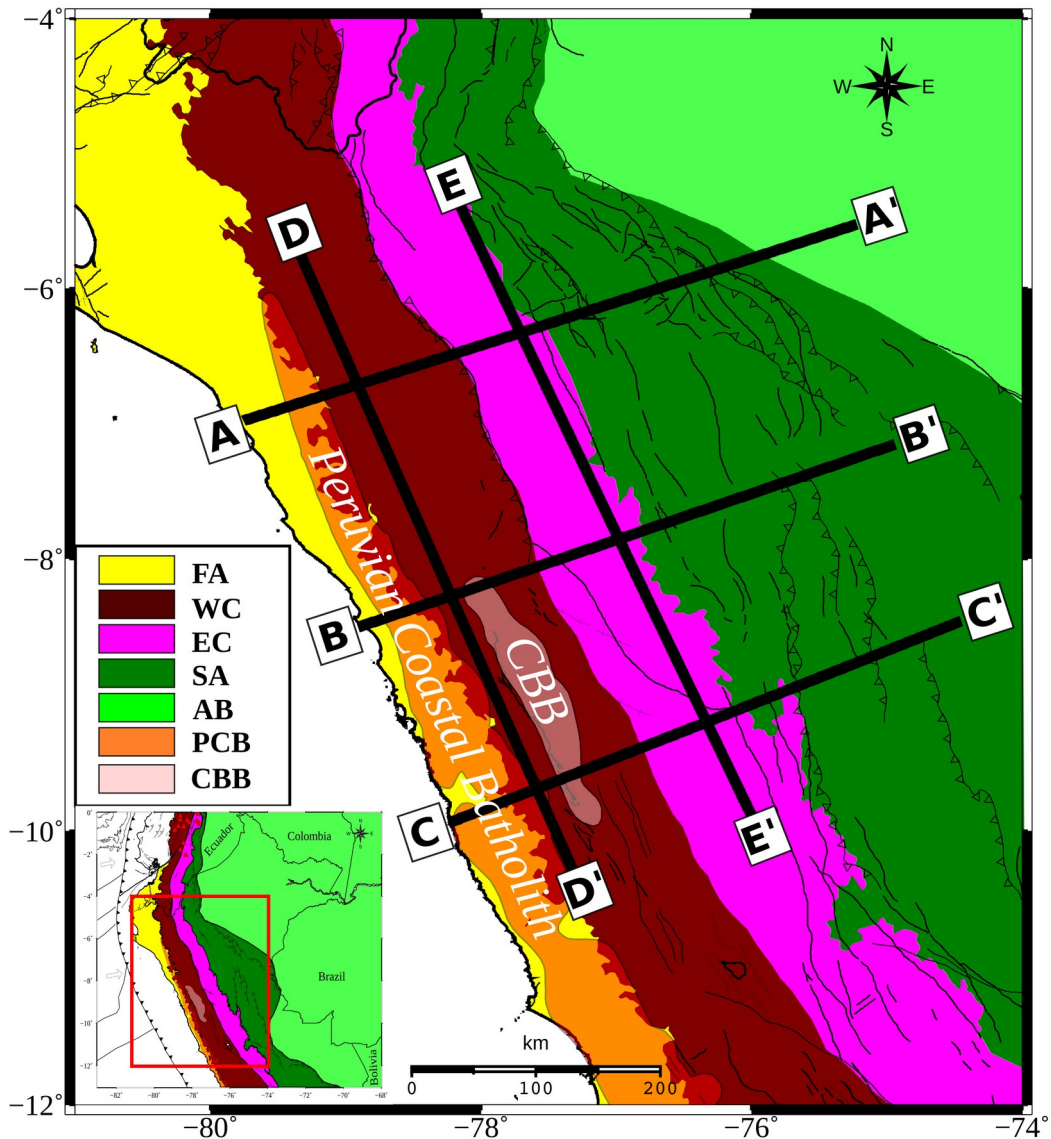


Figure 4.2: Map showing the main morphological units of the study area (modified from Audebaud et al., 1973; Dalmayrac et al., 1980a; Tavera and Buforn, 1998). Cross-sections shown in Figures 4.8, 4.9, and 4.10. Labeled as: FA: Forearc; WC: Western Cordillera; EC: Eastern Cordillera; SA: Sub-Andean; AB: Amazonian Basin; PCB: Peruvian Coastal Batholith; and CBB: Cordillera Blanca Batholith.

The Western Cordillera (WC) is the site of the Miocene volcanic arc that shut off ~15 Ma as a result of the onset of near horizontal subduction (Rosenbaum et al., 2005). The WC consists mainly of volcanic and plutonic rocks of Mesozoic and Cenozoic age with some Mesozoic shallow water marine deposits. The WC peaks reach elevations ranging from 3500-5000 m. The FA and WC are both dominated by the PCB, which consists of multiple intrusions. The older units show the effects of compressive deformation that presumably occurred during the late Eocene to Miocene (Megard, 1978; Wipf, 2006). Inboard of the PCB, between latitudes 8°-10°S is the Cordillera Blanca Batholith (CBB), emplaced between ~4-15 Ma, was one of the last intrusions before slab flattening (Petford and Atherton, 1996; Margirier et al., 2016). The CBB has been uplifted and exposed along active normal faults, resulting in an along-strike surface exposure of ~150-200 km. There are associated ignimbrites and volcanic deposits indicating this represents a major magmatic episode before the cessation of magmatism associated with the slab flattening in northern Peru (Petford and Atherton, 1992).

The Eastern Cordillera (EC), separated from the WC by the east verging Late Cretaceous to Eocene Marañón fold and thrust belt, represents a long-lived (up to 1150 Ma) continental margin along the western edge of the Amazonian Basin (Chew et al., 2007), that began to form during the Hercynian (Devonian) period on a Precambrian basement. The EC reaches elevations of ~4000 m and its width increases from ~100 km in the north (latitude 8°S) to 150 km in the south (latitude 11°S). It is composed of crystalline and plutonic rocks overlain by Paleozoic shallow marine and continental deposits cut by high angle thrust faults (Dalmayrac et al., 1980b). The EC contains part of the Paleocene to Eocene orogenic wedge with an east verging fold and thrust belt system (Hermoza et al., 2005; Eude et al., 2015). The EC is likely the site of crustal-scale thrust ramps that feed into the SA region to the east (Eude et al., 2015).

The Sub-Andean (SA) zone consists of a fold and thrust belt of sedimentary rocks parallel to the mountain chain between the high Andes and the Brazilian Shield (Dumont et al., 1991; Hermoza et al., 2005; Eude et al., 2015). The fold and thrust belt has developed since Miocene times (Mathalone and Manuel, 1995) on a heterogeneous sub-stratum inherited from pre-Andean Paleozoic, Triassic and Jurassic basins. The Amazonian Basin (AB) is

comprised of Paleozoic and Mesozoic marine sediments which are overlain by massive continental deposits of Tertiary age (Megard, 1978; Suárez et al., 1983; Calderon et al., 2017). The most extensive faulting and folding occurs at the westernmost margin of the AB at the Andean deformation front, but deformation decreases toward the east where the sedimentary deposits thin onto a foreland basin on the Brazilian Shield (Mora et al., 2011).

4.3 Data and Methods

4.3.1 Data

We used ambient noise seismic data to compute tomographic phase velocity maps at set periods and then inverted these maps to obtain a shear-wave (S-wave) velocity model. The phase velocities were measured from two-year continuous vertical component waveforms recorded at 29 broadband seismic stations for the period of January 2016 to December 2017 from the Peruvian permanent seismic stations (Red Sísmica Nacional y de Alerta Temprana de Tsunamis y Erupciones Volcánicas RENASIS) of the Instituto Geofísico del Perú (IGP), and one Auxiliary Seismic Station (AS077-ATH) from the Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty Organization – CTBTO (2012–2017). We also included stations of the Brazilian National Seismic Network (Rede Sismográfica Brasileira-RSBR), (Rocha et al., 2015; Bianchi et al., 2018), and stations from the Ecuador Seismic Network (Red Nacional de Sismógrafos - RENSIG) of the Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional – IG-EPN (Alvarado et al., 2018) for the same time period. Publicly available data was retrieved from Incorporated Research Institution for Seismology (IRIS) data management system (Gee and Leith, 2011; Bent, 2013).

The types of instruments used in this work are varied, consisting of a combination of Güralp (40T, 3T, 5T, 3ESP), Streckeisen (STS-1), Trillium (40, 120p), and Trillium Compact broadband sensors feeding high-gain digitizers (Quanterra Q330, Güralp DM24, and Taurus) which record continuous data at sampling rates of 20, 40, 50, and 100 samples per second. Average inter-station distance across our study region is ~150 km, though station spacing is highly variable. The majority of our stations are located in the forearc and arc regions of northern Peru. Figure 4.1 displays the locations of the broadband stations used in this study and Table 4.1 lists station coordinates and parameters.

Table 4.1: Seismic station parameters used in this study.

<i>N</i>	<i>St. – Code</i>	<i>Net.</i>	<i>Longitude</i>	<i>Latitude</i>	<i>Altitude</i>	<i>Sensor</i>	<i>Name</i>	<i>Country</i>
01	AS077 – ATH	GSN	–78.395	–7.135	3151	GMG – 3T	Atahualpa	Peru
02	ARNL	EC	–80.067	–3.548	44	CMG – 5T	Arenillas	Ecuador
03	BOSC	EC	–78.495	–3.151	1398	CMG – 5T	San Juan Bosco	Ecuador
04	MCRA	EC	–79.954	–4.37	540	TC120	Macará	Ecuador
05	CZSB	BR	–72.705	–7.73	196	T120P	Cruzeiro do Sul	Brazil
06	TBTG	BR	–69.909	–4.187	91	T120P	Tabatinga	Brazil
07	BVTA	PE	–76.606	–7.042	503	T40	Bellavista	Peru
08	CBT	PE	–78.521	–9.128	53	CMG – 3ESP	Chimbote	Peru
09	CHCH	PE	–77.877	–6.227	2370	TCP – 120S	Chachapoyas	Peru
10	CHO	PE	–80.962	–5.167	221	T40	Chocan	Peru
11	HMY	PE	–78.119	–10.091	214	CMG – 3ESP	Huarmey	Peru
12	HUAC	PE	–77.606	–11.124	20	TC	Huacho	Peru
13	HYO	PE	–75.321	–12.042	3330	T40	Huancayo	Peru
14	IQT	PE	–73.32	–3.816	105	T40	Iquitos	Peru
15	MNZN	PE	–76.343	–9.257	930	TC	Monzón	Peru
16	NNA	PE	–76.842	–11.988	575	STS – 1	Ñaña	Peru
17	OXAP	PE	–75.398	–10.578	1840	CMG – 40T	Oxapampa	Peru
18	PBER	PE	–74.941	–10.288	260	TCP – 120S	Puerto Bermudez	Peru
19	PCH0	PE	–79.682	–6.005	662	T40	Portachuelo	Peru
20	PUC	PE	–74.668	–8.397	142	T40	Pucallpa	Peru
21	PTM	PE	–69.187	–12.585	242	T40	Puerto Maldonado	Peru
22	SNIG	PE	–79.012	–5.125	1818	TCP – 120S	San Ignacio	Peru
23	STPO	PE	–74.632	–11.265	931	TC	Satipo	Peru
24	QRHC	PE	–78.854	–8.076	250	TCP – 120S	Quirihuac	Peru
25	TAR	PE	–76.357	–6.496	358	CMG – 40T	Tarapoto	Peru
26	TICA	PE	–77.901	–7.917	2819	TCP – 120S	Ticapampa	Peru
27	YANA	PE	–76.112	–10.638	3835	TCP – 120S	Yanaquihua	Peru
28	YLS	PE	–77.889	–8.847	3208	T40	Huaylas	Peru
29	YRM	PE	–76.13	–5.897	149	T40	Yurimaguas	Peru

GMG-3T: Güralp; CMC-5T: Güralp; TC120: Trillium Compact; T120P: Trillium; T40: Trillium; CMG-3ESP: Güralp; TCP-120S: Trillium; TC: Trillium Compact; STS-1: Streckeisen; CMC-40T: Güralp.

4.3.2 Methods

4.3.2.1 Cross-Correlation

The ambient noise cross-correlation procedure we employ follows the procedures of Bensen et al. (2008) and Lin et al. (2008). We cross-correlate daily vertical component seismic data between each of the 29 stations used here. We then stack the cross-correlations for each individual station pair to create empirical Green’s functions (EGFs). Each initial seismic trace has its mean removed, is detrended and tapered, has the instrument response removed, is band-pass filtered between 3-151 s periods, is downsampled to 1 Hz, has the Fourier amplitude spectrum whitened in the considered frequency band, and is normalized by

a running-absolute-mean temporal normalization to reduce the effect of strong signals. A total of 1045 vertical-to-vertical (ZZ) cross-correlation stacks were constructed from the assembled data set. A typical example of a record section of cross correlations is displayed in Figure 4.3.

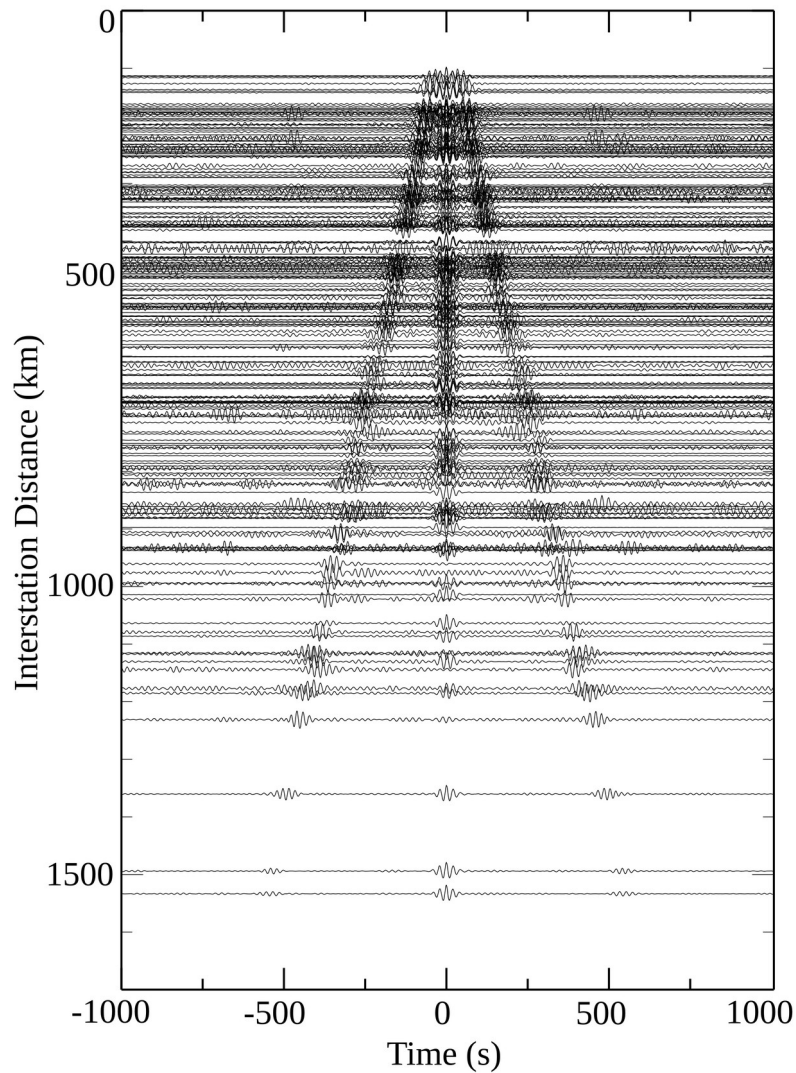


Figure 4.3: Symmetric empirical Green functions extracted from the stacked cross-correlation of vertical component data for 24 months, signals were band-pass filtered for 6 and 40 s and are normalized.

EGFs are visible from ambient seismic noise at inter-station distances ranging from about 50 km to over 1,500 km. Amplitudes are relatively consistent on both the positive and negative limbs of the cross-correlations, suggesting the noise sources are uniformly distributed, possibly with contributions from both the Pacific Ocean and the Amazon Basin.

This is atypical for coastal ambient noise studies as they typically show stronger noise sources along the coast (e.g. Lynner and Porritt, 2017), indicating that the Amazon Basin must be a significant noise source in the region. We extract phase velocities from the EGFs using frequency-time analysis (FTAN; Levshin et al., 1992). We analyze periods between 8 and 50 seconds, including phase velocity measurements from 1045 inter-station paths (Figure C7, Appendix C) across 13 periods (8, 10, 12, 14, 16, 18, 20, 25, 30, 35, 40, 45, and 50 s). Measurements with low signal-to-noise ratio ($\text{SNR} < 3$) were removed.

4.3.2.2 Ambient Noise Tomography

After making regional phase velocity measurements, we invert for phase velocity maps for each individual period with a grid spacing of $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ with constant alpha, beta and sigma inversion parameters of $\alpha = 300$, $\beta = 150$, and $\sigma = 150$. These parameter values were chosen to retain lateral variations only on a scale appropriate for the station density without introducing artefacts. We perform a series of tests using different combinations of these parameters to determine acceptable values by considering data misfit and model resolution. Damping and smoothing regularization are applied to prevent convergence towards a solution that has unnecessarily large amplitude perturbations and model roughness (e.g. Young et al., 2011).

We invert for shear velocity models beneath northern Peru from our phase velocity maps using the iterative linearized least-squares inversion scheme of surtf96 (Herrmann and Ammon, 2002) at each node across the $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ grid. We extracted phase velocities and inverted them for 1-D velocity model at each grid node. The 1D models are then interpolated to form a 3D shear velocity model. We parameterize our shear velocity inversions using 2-km-thick layers in the upper 50 km, 5-km-thick layers in the subsequent 80 km and 10-km-thick layers below 130 km (e.g. Lynner et al., 2020).

4.3.2.3 Model and resolution testing

We tested several different starting models in order to assess the variability of the shear velocity inversion results: 1) a uniform mantle velocity starting model, with mantle velocities (4.5 km s^{-1}) in the upper 55 km and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities beneath 55 km (Figures C9, C10, and C11), 2) a thick crustal model, with crustal velocities (3.6 km s^{-1})

¹) in the upper 55 km, and mantle velocities (4.5 km s^{-1}) below 55 km (Figures C12, C13, and C14), 3) a shallow crustal model, with crustal (3.6 km s^{-1}) velocities in the upper 26 km, mantle velocities (4.5 km s^{-1}) to 55 km, and AK135 velocities at deeper depths (Figures C15, C16, and C17), and 4) our preferred starting model which includes a 3D varying Moho derived from receiver-functions across the region (Condori et al., 2017) with two crustal layers. In our 3D Moho model, S-wave velocities for the upper and lower crust are derived from a compilation of P-wave velocity models (Dorbath et al., 1991; Lindo, 1993; Villegas and Tavera., 2008) assuming a V_p/V_s of 1.75 (Condori et al., 2017). We use the AK135 velocity model (Kennett et al., 1995) to represent velocities at depths below the Moho. Examining the different starting models shows that our inversion is minimally sensitive to starting model variations. The first-order structure of the final inversion is independent of starting model. However, to best reflect prior imaging results, our preferred starting model The 3D Moho model provides the best starting point for our shear velocity inversion, but we only interpret features that are present in all of the starting model results.

In order to better estimate the uncertainties in our tomographic inversions, we performed several checkerboard tests and carried out a bootstrap analysis of our final shear velocity model (Efron and Gong, 1983; Efron and Tibshirani, 1993). We conducted two checkerboard resolution tests, consisting of checker cells with dimensions of $1.75^\circ \times 1.75^\circ$ ($194 \times 194 \text{ km}$) and $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ($278 \times 278 \text{ km}$), as shown in Figures C5 and C6, respectively. Both checkerboard tests show sufficient recovery for interstation paths at periods between 14s and 25s, with minor along-margin smearing of anomalies. Shorter and longer periods for all checker cell sizes yielded poor signal recovery, suggesting very little resolution in the upper $\sim 10 \text{ km}$ of the crust and rapidly diminishing sensitivity below $\sim 30 \text{ km}$ depth. Our final shear velocity model is primarily sensitive to shear velocities in the mid-crust between 10 km and 30 km depth.

In our bootstrap analysis, we randomly resampled with substitution our interstation phase velocity measurements and performed the phase velocity and shear velocity inversions using the same parameters and methods as described above. We performed 100 such inversions and evaluated the standard deviation among shear velocity estimates for each grid cell in the resulting shear velocity model (Figure 4.4).

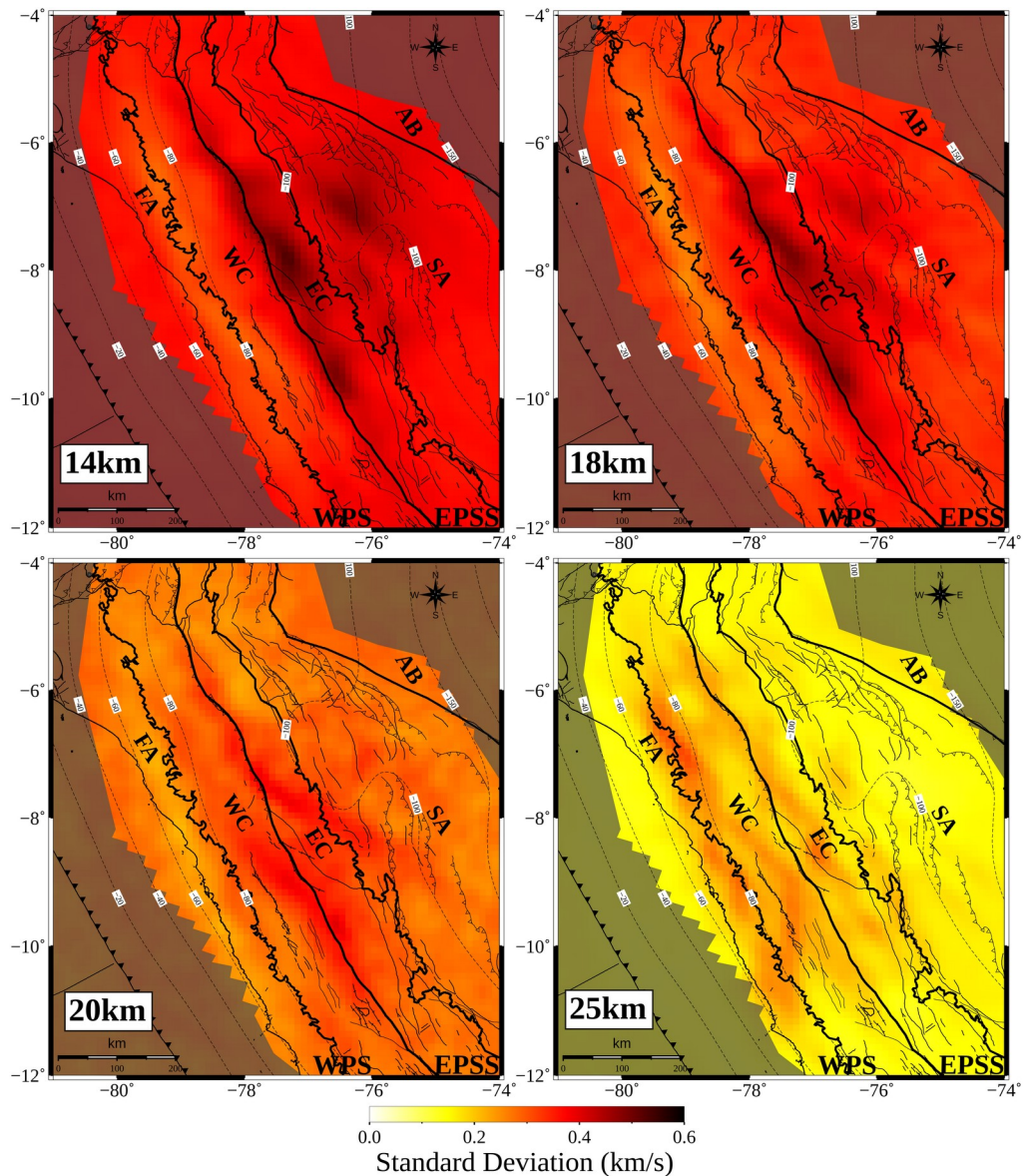


Figure 4.4: Maps of standard deviation in our velocity model based on the bootstrap resampling of our ANT results.

We observe standard deviations in shear velocities in the range of $\sim 0.1\text{--}0.6 \text{ km s}^{-1}$ across the region, with typical values between ~ 0.3 and $\sim 0.4 \text{ km/s}$. Larger standard deviations (up to $\sim 0.6 \text{ km s}^{-1}$) are found at shallower depths ($< 18 \text{ km}$) possibly due to fewer available dispersion measurements (Figure 4.5 while standard deviations are low ($< 0.3 \text{ km s}^{-1}$) at deeper depths ($> 20 \text{ km}$). Average standard deviations throughout our model are $\sim 0.3 \text{ km s}^{-1}$, suggesting we cannot interpret smaller variation in shear velocity with confidence. We instead interpret only features characterized by larger velocity variations.

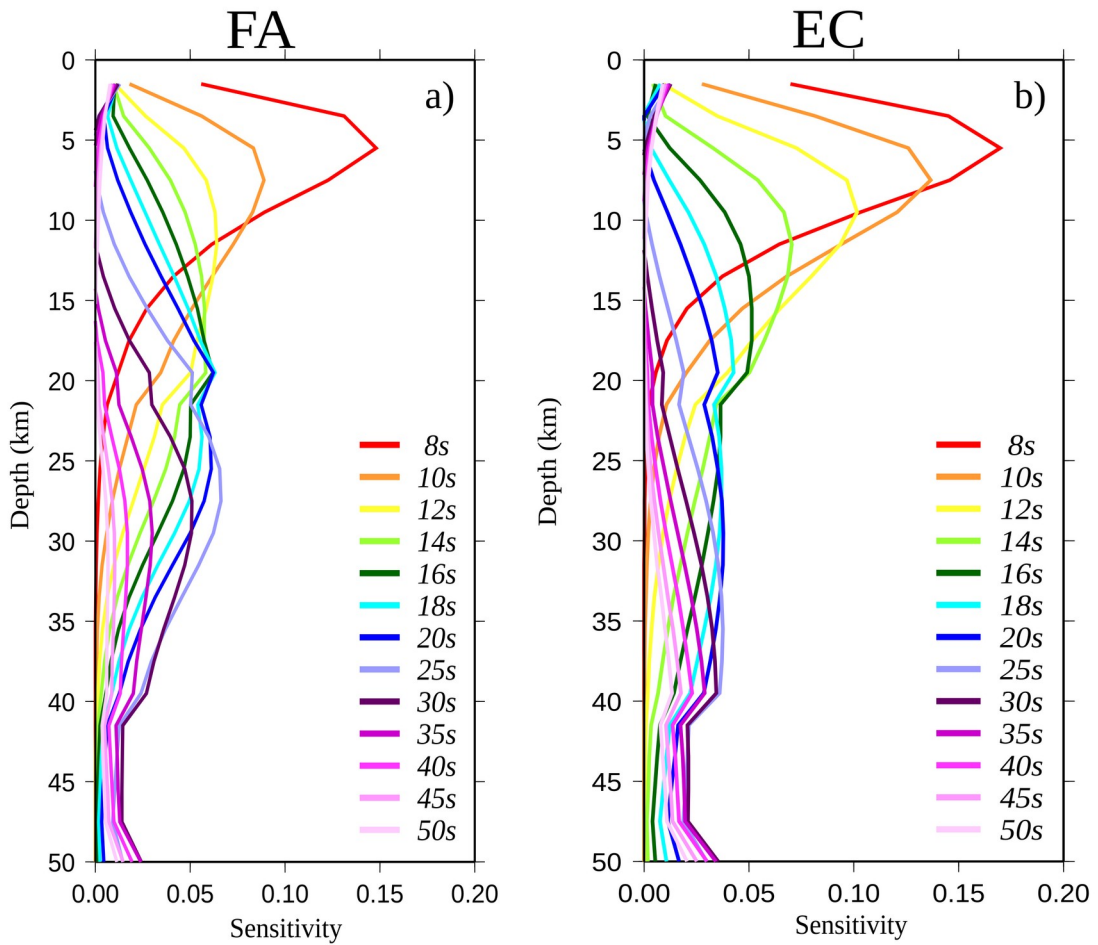


Figure 4.5: Sensitivity kernels for the representative points in the Forearc (a) and Eastern Cordillera (b). The calculated fundamental mode Rayleigh phase velocity through the final model are colored by periods (8, 10, 12, 14, 16, 18, 20, 25, 30, 35, 40, 45, and 50 s).

4.4 Results

4.4.1 Phase velocity measurements and tomography

Figure 4.6 shows Rayleigh wave phase velocity maps and the path coverage at periods of 14, 18, 20 and 25 s. The maps show contrasts of low and high velocity anomalies. Most of the observed velocity anomalies are well correlated with the known geological units at the surface and are elongated in the margin-parallel NW-SE direction. Higher seismic velocities are observed beneath the FA and WC (up to $\sim 3.6 \text{ km s}^{-1}$ at 25 s), while lower velocities, most pronounced at 18 and 20 s periods, are seen beneath the EC and SA, reaching down to $\sim 3.0 \text{ km s}^{-1}$ (Figure 4.6). Periods longer than 30 s lack obvious phase velocity features due to their poor resolution (Figure C8), so they are excluded from our interpretations.

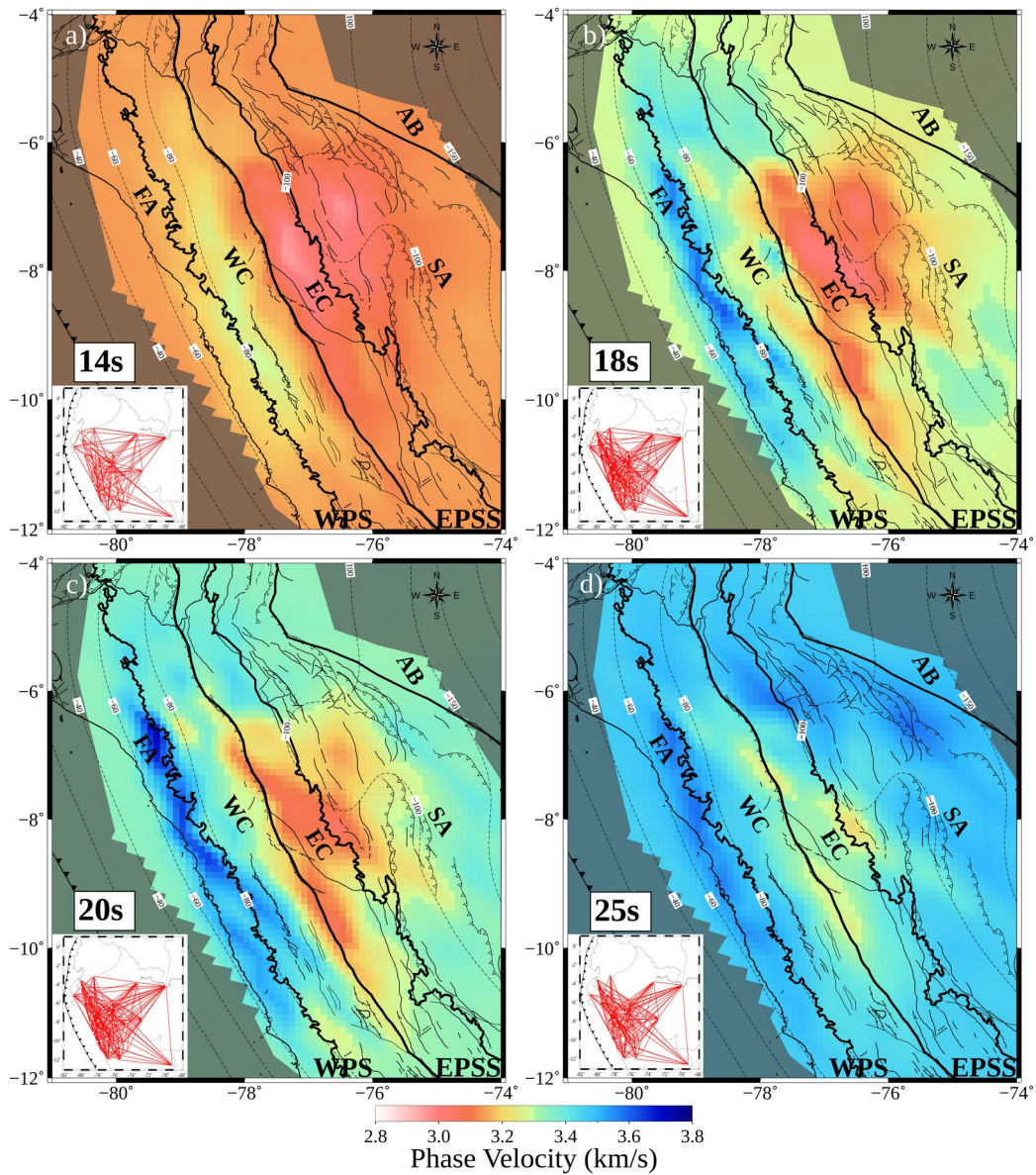


Figure 4.6: Phase velocity and ray coverage maps at 14 (a), 18 (b), 20 (c) and 25 (c) second periods. The clipped region shows the area outside of which we have no or poor resolution. Abbreviations are the same as in Figures 4.1 and 4.2.

In addition to phase velocity maps, we provide the corresponding resolution information at intermediate periods (14 – 30 s) (Figures 4.6, C5, C6, and C7). Resolution of surface wave tomography depends primarily on the coverage and azimuthal distribution of inter-station paths. The resolution of phase velocity maps are consistent with path coverage (Figure 4.6, C7).

4.4.2 S-Wave Structure

The final 3-D S-wave model is presented in four depth slices (Figure 4.7) and five cross-sections (Figures 4.8 and 4.9). Shear velocities throughout our region span from 2.8 – 4.5 km s⁻¹. Two prominent mid-to-lower crustal features are observed in the ANT results: a high-velocity anomaly in the FA and WC, denoted as HVZ, and an extensive low velocity zone (LVZ) under the western margin of the Andes of northern Peru, the EC and SA. At shallower depths (<18 km), this pattern is generally reversed, with slower velocities beneath the FA in the west and slightly faster velocities beneath the EC. These prominent features in the S-wave velocity maps (Figure 4.7) are similarly observed in the phase velocity maps (Figure 4.6). No resolvable structure is observed outside of these two primary features due to limited path density.

The HVZ underlies the FA and the WC, extending from ~5°-11°S and reaching peak velocities >4.5 km s⁻¹. Fast velocities are observed from the base of the resolvable model to 18 km depth. At 25 km depth (Figure 4.7d), the FA anomaly is fastest in the north but remains >4.2 km s⁻¹ to the south. Beneath the WC, velocities are generally ~4.0-4.2 km s⁻¹, but peak at >4.4 km s⁻¹ at ~9°-11°S. At shallower depths the HVZ is 3.8-4.0 km s⁻¹ without much resolvable variation across the FA and WC.

The LVZ underlies the EC and SA between ~6°-10°S, with the slowest velocities localized from ~7°-9°S. The anomaly consists of velocities ranging from 3.1-3.5 km s⁻¹ at depths >14 km (Figure 4.7b-d). Slowest velocities in the LVZ are beneath the SA at shallower depths and beneath the EC at deeper depths, though these intra-anomaly variations do not exceed the expected error (~0.3 km s⁻¹) determined by our bootstrap analysis. The LVZ is largely contained within the region of relatively poor path coverage, but resolution analysis (see section 4.3.2.3) indicates that the anomaly is robust.

The boundary between the HVZ and LVZ is sharp, displaying a velocity contrast of >1 km s⁻¹ over < 50 km of lateral distance along much of the margin, well exceeding estimated error and indicating a robust velocity contrast. The boundary is also near-vertical along the resolved study area and is well-correlated with the boundary between the WC and EC, as well as the boundary between the WPS and EPSS tectonic slivers.

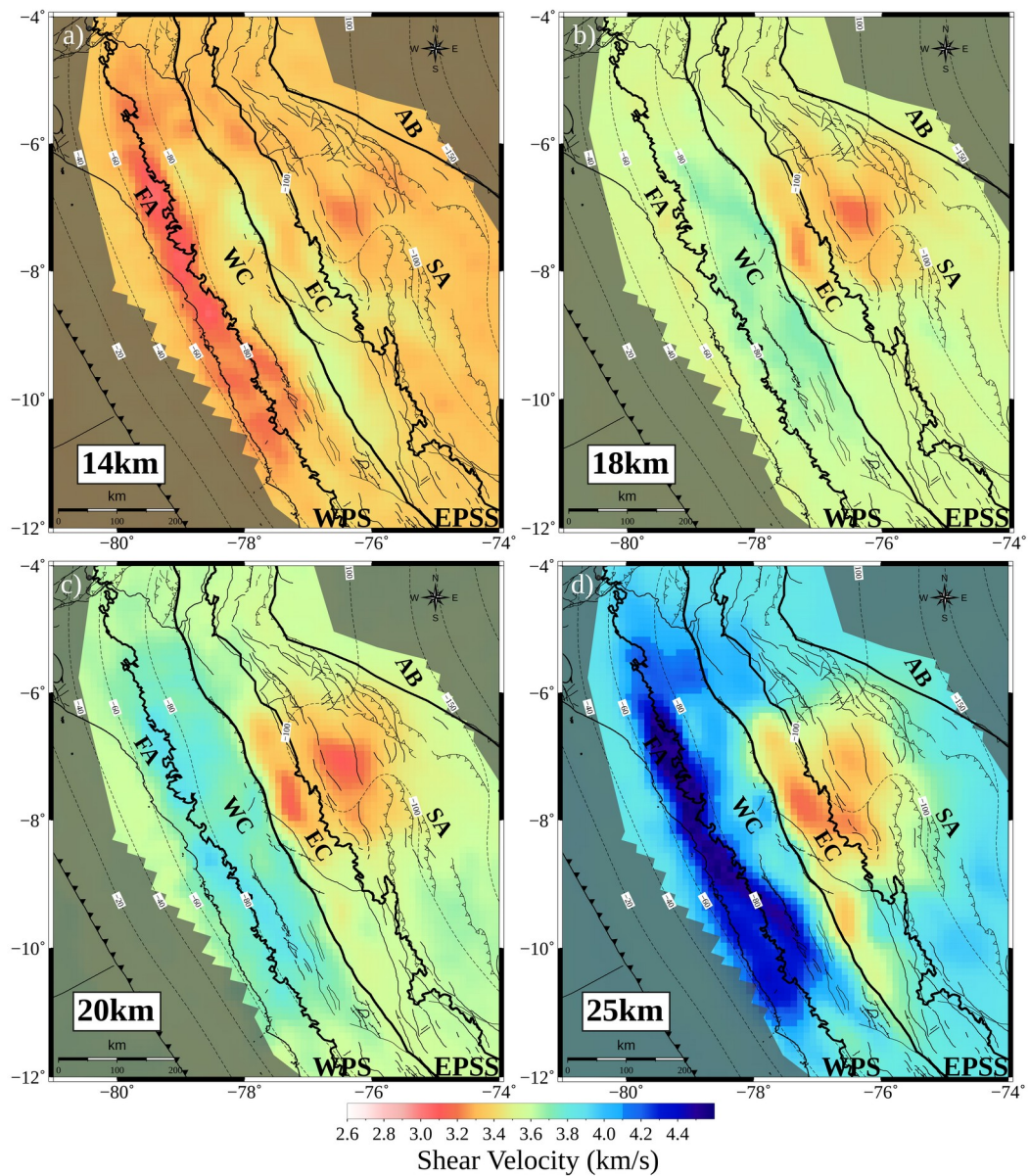


Figure 4.7: Shear-wave velocity maps at 14km (a), 18km (b), 20km (c) and 25km (d) depth inverted from phase velocities. Slab contours from Slab2 (Hayes et al., 2018). Abbreviations are the same as in Figures 4.1 and 4.2.

4.5 Discussions

Shear velocity variations with depth can help resolve the location, source, and extent of tectonic structures and volcanic arc processes throughout northern Peru. Figures 4.8 and 4.9 show cross-sections through our shear velocity model. The agreement between our tomographic models and known morphostructural units in northern Peru suggests our inverted results are imaging real features.

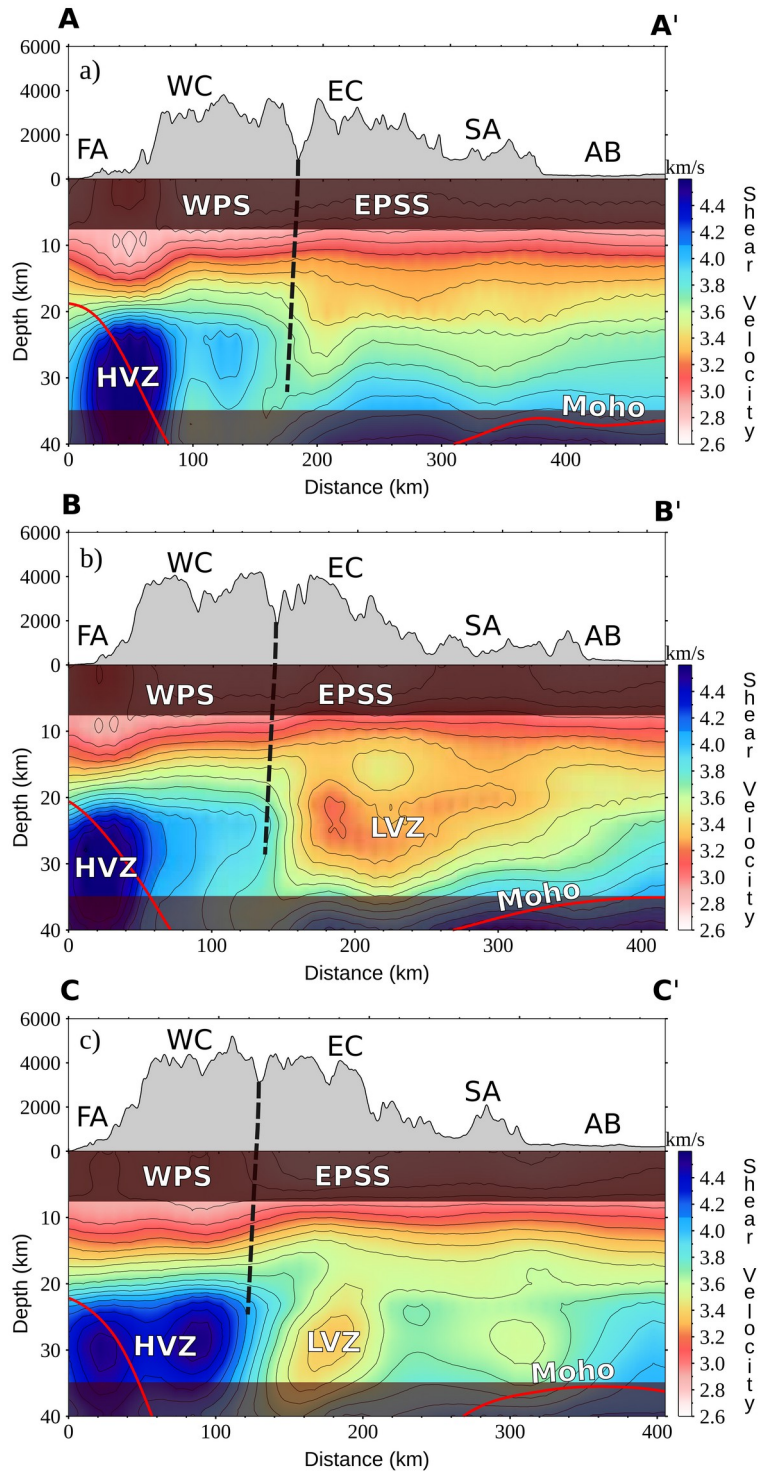


Figure 4.8: Cross-sections perpendicular to the Andean margin. In cross-sections A-A', B-B' and C-C a deeper high velocity emerges beneath the WC that correlates with WPS (Villegas-Lanza et al., 2016). The upper ~10 km are obscured to reflect the lack of depth sensitivity of our results in the upper most crust. Major morphological units are identified at the top of each transect with the abbreviations listed in the caption of Figure 4.2.

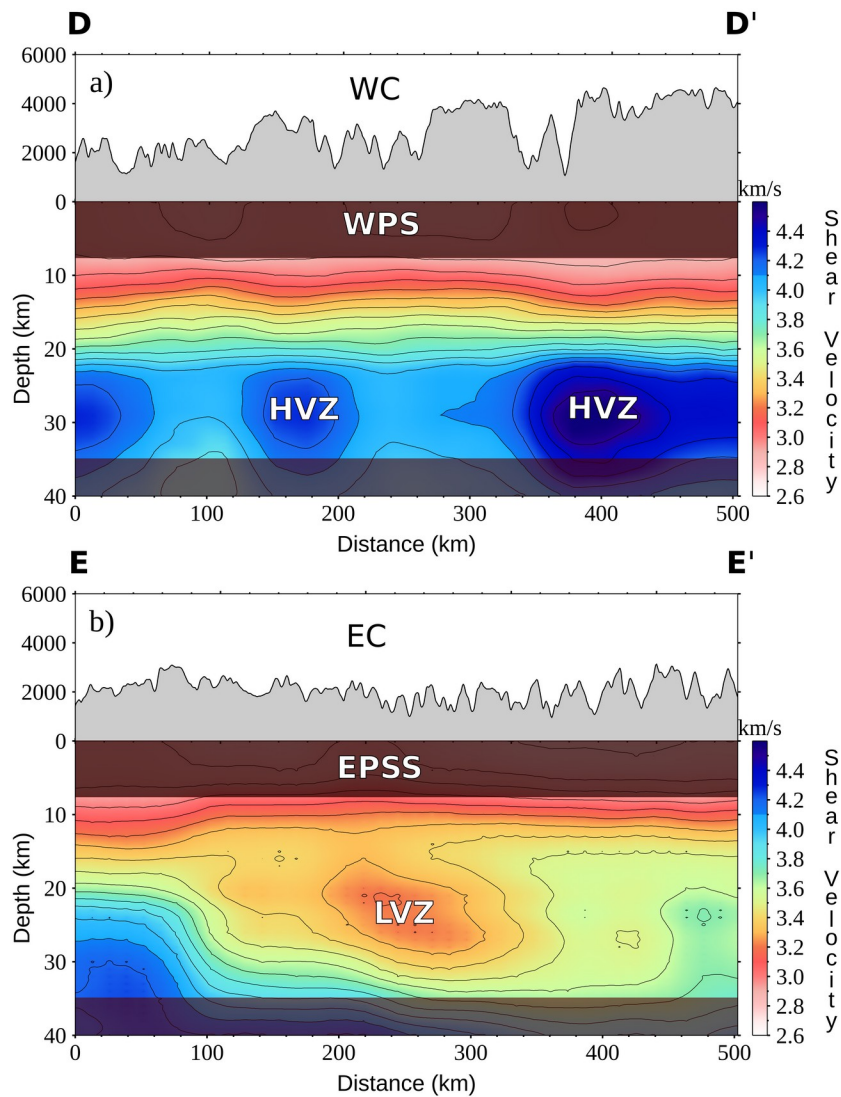


Figure 4.9: Cross-section parallel to the Western (a) and Eastern Cordillera (b) regions (see Figure 4.2) and their associated topographic profiles, showing several provinces (see Figures 4.1 and 4.2). A low velocity zone is denoted as LVZ under the Andean Cordillera. Major morphological units are identified at the top of each transect with the abbreviations listed in the caption of Figure 4.2.

The cross-sections (Figures 4.8 and 4.9) show that the FA and WC are associated with faster crustal velocities (>18 km depth), while the EC and SA generally correspond to low-velocity areas. A mid-crustal LVZ is present in three cross-sections (B-B', C-C', and E-E'; Figures 4.8b, 4.8c, and 4.9b) and extends from ~20 km to at least ~30-35 km depth (we lack resolution below ~30-35 km depth). The low velocity region is also observable in the 18-25 s

phase velocity maps (Figure 4.6). The low velocity region (Figure 4.9b) has an along strike length of ~ 400 km and is as much as ~ 0.4 km s⁻¹ slower than the surrounding areas. The pronounced high and low velocity anomalies (HVZ and LVZ, respectively) run approximately parallel to the WC and EC, and suggest a strong change in crustal properties across the Andes extending to at least ~ 30 - 35 - 40 km depth (Figures 4.9a and 4.9b).

4.5.1 High Forearc and Western Cordillera Velocity Zone

The high-velocity zone (HVZ) extends under the FA and parts of the WC and exhibits high seismic velocities (> 4.2 km s⁻¹) that are much faster than typical oceanic crust ($3.8 - 4.0$ km s⁻¹) or continental crust (3.2 - 3.6 km s⁻¹) and are more consistent with ultramafic material at 20 - 35 km depth. The high velocity region, with velocities > 0.3 km s⁻¹ faster than the surrounding regions, extends further eastward beneath the WC in the southern part of the model. Part of the HVZ may be below the Moho as shown in Figure 4.8, potentially representing mantle material. However, at least some of the anomaly is constrained within the crust, requiring an alternate explanation. There are several plausible explanations for the anomalously fast material we image in the crust beneath the FA and WC, including that it represents the mafic roots of the Mesozoic PCB and the Miocene CBB and/or that it could be inherited from accretion of older terranes along the margin.

The first possibility is that the crustal portion of the HVZ is composed of the mafic residuum of the PCB. Much of the FA and western side of the WC, extending for ~ 1300 km along the coast, are composed of the PCB, a series of Jurassic to Cretaceous plutons emplaced during alternating periods of backarc extension and compression (Petford and Atherton, 1996; Martínez Ardila, 2016; Martínez Ardila et al., 2019) (Figure 4.10a). Small gabbroic and diorite cumulate bodies are mapped adjacent to the margins of the batholith and have similar and slightly older ages (Martínez Ardila, 2016) suggesting they may represent the roots of the batholith. The high velocity lower crust material we image could be the lower crustal portion of this formation. Magmatic arcs often generate large volumes of intermediate calc-alkaline magmas that produce extensive linear igneous batholiths (Ducea et al., 2015b). Batholith formation involves fractionation of lighter material that forms the intermediate to felsic upper crust leaving behind a mafic residuum in the lower crust and upper mantle composed of mafic intrusive rocks and mafic and ultramafic cumulates (Ducea et al., 2015a, 2015b) that exhibit

relatively fast seismic velocities. This transition from intermediate composition crust to more mafic deeper crust varies but is often located between 20-30 km depth beneath arcs (Ducea et al., 2015b). This depth range is consistent with our images, which show the top of the high velocity anomaly at ~20 km depth. Haederle and Atherton (2002) modeled gravity across the PCB and suggested it was underlain by dense material, also consistent with fast velocities in the lower crust. Hence, it is likely that the deeper mafic root to the extensive PCB contributes to the HVZ, at least beneath the coastal regions.

To the east of the Coastal Batholith are outcrops of a series of more recent batholiths, including the CBB between ~9 and 11°S (Petford et al., 1996; Petford and Atherton, 1996). The CBB was emplaced at a shallow depth (3-9 km depth) percolating through the thick Peruvian crust between ~4-15 Ma and is the last intrusive emplacement before the flat slab cut off arc magmatism (Cobbing, 1999; Margirier et al., 2016). Petford et al. (1996) suggested that the CBB is related to mafic underplating as it showed very little crustal contamination from the continental basement. Although outcrops of the CBB are only exposed across a region ~150-200 km along-strike of the margin (Figure 4.10a), it is possible that it has a much broader dense mafic residuum in the lower crust, similar to that of the Coastal Batholith, that is unlikely to have been removed because it is underlain by a flat slab. The roots of the CBB and other related intrusions likely also contribute to the HVZ and help to explain the extension of the anomaly into the WC.

An alternative explanation for the HVZ is that it may be inherited from the Ordovician accretion of allochthonous terranes (Ramos, 2010a, 2010b; Ramos et al., 2013). According to Ramos et al. (2013) the FA has a high-grade pre-Andean basement of Grenvillian age called the Paracas terrane accreted onto the margin. It is through this terrane that the PCB intruded. The Grenvillian age suggests that the Paracas basement was emplaced before the final formation of the Rodinia supercontinent. This implies a previous accretion in Mesoproterozoic times, a detachment in the Neoproterozoic with the formation of oceanic crust, and new accretion of high-grade rocks in the middle to late Ordovician. Hence, a portion of the HVZ could be high velocity material of the Paracas basement. However, the formation is unlikely to be pervasive enough to account for the entire the HVZ anomaly.

With the current limitations in resolution of our ambient noise tomography and the absence of additional affirmational evidence, we cannot distinguish between these potential contributions to the HVZ. Instead, given that none of these explanations can alone explain the broad extent of the anomaly, we suggest that the HVZ is the product of some combination of each of these contributions. If true, this implies that a large volume of mafic magmatic root from the Coastal Batholith is still attached and did not delaminate or founder during the Jurassic and Cretaceous.

4.5.2 Andean low velocity zone

The change from the fast velocities beneath the FA and WC to the slower velocities beneath the EC and SA (the LVZ) corresponds to the boundary between the lithospheric slivers of the WPS and EPSS. The WPS and the EPSS are identified by their distinct motions relative to stable South America (Nocquet et al., 2014; Villegas-Lanza et al., 2016), and they suggest a major change in crustal composition from more mafic to more felsic composition from west to east. The low S-wave velocities ($3.2\text{-}3.4 \text{ km s}^{-1}$) in the LVZ are broadly consistent with a felsic quartz-rich composition (Rudnick and Fountain, 1995). Ma and Clayton (2014) and Lynner et al. (2018) each found similar low velocities at the same depths beneath the Altiplano and Eastern Cordillera farther south in Peru ($12^{\circ}\text{-}14^{\circ}\text{S}$), which may be a continuation of the Andean low velocity zone that has been widely mapped in the central Andes (Yuan et al., 2000; Beck and Zandt, 2002). Our results could indicate that the Andean low velocity zone extends as far north as northern Peru.

In order to further investigate possible contributing factors to the low velocity anomaly, we look at the relationship between the crustal LVZ, V_p/V_s , and heat flow (Figure 4.10). We select a representative cross-section (B-B') in the study area (Figure 4.10) to compare with heat flow and V_p/V_s . V_p/V_s is commonly used to estimate the bulk composition of the crust, although there is a large range of values for any given rock type (e.g. Christensen, 1996; Hacker et al., 2015). V_p/V_s usually ranges between 1.6 and 2.0 and is sensitive to rock composition (silica content), usually exhibiting lower values for felsic quartz rich compositions (1.71 – 1.78) and increased values for mafic compositions (1.78-1.9) (Zhao et al., 2010; Hacker et al., 2015). The presence of fluids and partial melt are also known to increase V_p/V_s (Watanabe, 1993). High V_p/V_s might also be related to high pore fluid

pressure and crack anisotropy (Wang et al., 2012). Recent receiver function analysis in northern Peru shows that there is higher average crustal V_p/V_s of ~ 1.78 - 1.8 in the EC region and lower V_p/V_s of ~ 1.74 in the SA region, suggesting the potential for distinct compositions of the EC and SA (Figure 4.10b) (Condori et al., 2017).

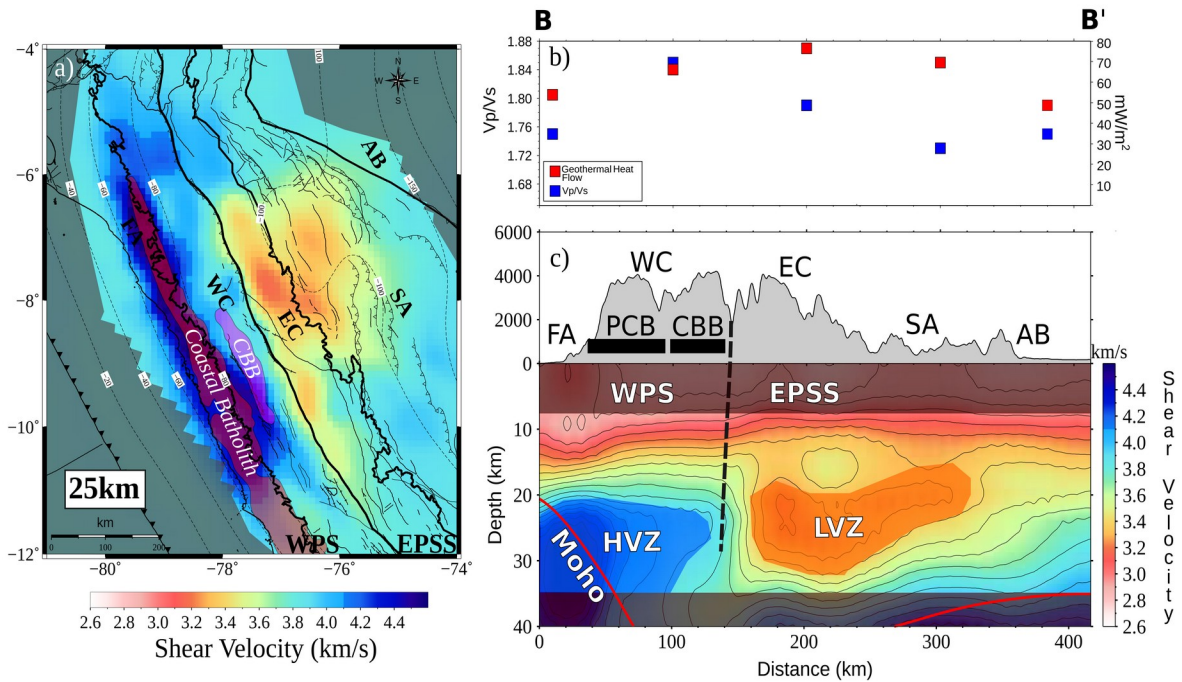


Figure 4.10: Outline of the Peruvian Coastal Batholith and the Cordillera Blanco Batholith plotted on top of our shear velocity map at a depth of 25 km and cross-section B-B' from Figure 4.2: a) Shear velocity map at 25 km depth showing the surface exposure of the Peruvian Coastal Batholith (PCB) and the Cordillera Blanca Batholith (CBB) emplaced in the Western Cordillera and the forearc (Cobbing, 1999; Margirier et al., 2016). b) Average V_p/V_s (Condori et al., 2017) and Geothermal Heat Flow (Cardoso et al., 2010). c) Topography along profile (GTOPO30, arc second). Absolute shear velocity structure along profile C-C' with our two anomalies (HVZ and LVZ) shaded, and the approximate location of the PCB and CBB surface exposure shown. The red line shows the Moho depth from Condori et al. (2017).

The LVZ may also be related to fluid migration along major fault zones and strong changes in crustal properties, especially when coincident with high V_p/V_s (Thurber, 2003; Zhao et al., 1996; Poveda et al., 2018). Fluid migration along fault zones may explain both the low velocities reported in this study and high bulk V_p/V_s of ~ 1.78 - 1.8 beneath the EC if the faults, fractures, and shear zones at 20-35 km depth were extremely pervasive (Condori et al.,

2017). The EC is a deformed NE-trending fold and thrust belt, and several authors have documented crustal shortening, thickening, and uplift in this region, implying extensive, deep faulting, though direct indication of fluids in the mid-crust is lacking (Fukao et al., 1989; Aranda and Assumpção, 2013; Condori et al., 2017). The SA region has normal crustal Vp/Vs and most of the active fold and thrust belt is in the upper crust and not in the mid crust (>20 km) where we image the low velocity anomaly (Figure 4.10c), suggesting that fluids cannot explain the SA velocity structure and composition alone is sufficient.

The LVZ beneath the EC and SA, as well as the high velocities beneath the WC, coincides with somewhat elevated heat flow values of ~60-80 mW/m² when compared with lower heat flow values of ~50 mW/m² in the FA and AB (e.g., Cardoso et al., 2010; Haraldsson, 2011) (Figure 4.10b). Heat flow measurements in Peru are very sparse and scattered but these values are a hint that there is elevated high heat flow above the flat slab. Most flat slabs are thought to contribute to cooling of the overriding plate as magmatism is cut off due to the absence of asthenospheric input in the mantle wedge, but this region of the Peruvian flat slab appears to have slightly elevated heat flow. The relatively high heat flow in the WC could be reflecting the last stages of the active volcanic arc, which leads to the hydrothermal activity and elevated temperatures as expressed by the many hot springs (Vargas and Cruz, 2010). However, a widespread thermal anomaly would likely decrease the shear velocity in the mid-crust of the WC rather than increase it. If we assume a generalized explanation for the regional high heat flow, it is unlikely that this could explain the relatively high heat flow in the EC and SA regions, although we note that the slab begins to re-subduct beneath the SA region so mantle asthenosphere may be near the base of the lithosphere in the east. The abundance of thermal springs above the Peruvian flat slab (~10°C) could be explained through the transfer of large volumes of fluid from the slab to the overriding lithosphere during flat-slab subduction that could alter the physical and chemical properties in the mid-crust. Hiatt et al. (2021) used helium isotope ratios (³He/⁴He) measured from springs above the flat slab to demonstrate the widespread transfer of mantle-derived fluids through the crust, suggesting active hydration of the continental crust above the flat slab. Thus, while the LVZ is likely primarily a reflection of the more felsic crustal composition, it is possible that the low S-wave velocities beneath the EC and SA are the combined result of both the felsic composition and mantle derived fluids.

4.6 Conclusions

We present a shear wave velocity model (V_s) across northern Peru from ambient noise tomography. The surface wave tomography has been carried out using phase velocity measurements in the period range 8-50 s extracted from stacked correlations of ambient noise between station pairs. The results show clear variations of crustal shear velocity across the region. We observe several features that roughly correlate to observed morphostructural units. A velocity contrast across the WC and EC is imaged, which delineates two crustal structures identified as the High Velocity Zone (HVZ) and a Low Velocity Zone (LVZ). The change in shear velocity between the Western Cordillera and the Eastern Cordillera corresponds to the boundary between tectonic slivers that have different GPS-derived velocities and directions.

We interpret the HVZ beneath the forearc and Western Cordillera as primarily the result of the dense mafic root of the large Peruvian Coastal Batholith and other intrusive complexes, with possible contributions from inheritance through accretion. We interpret the mid-crustal LVZ beneath the Eastern Cordillera and Sub-Andes as more felsic crust with some crustal fluids contributing to the low shear velocities and high V_p/V_s beneath the Eastern Cordillera. The LVZ is likely a continuation of the Altiplano low velocity zone imaged by numerous studies further south.

4.7 Acknowledgements

We used data from the Instituto Geofísico del Perú (IGP - RENASIS) seismic network, Brazilian Network (RSBR) (Rocha et al., 2015; Bianchi et al., 2018), Instituto Geofísico at the Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) (Alvarado et al., 2018) seismic network and the Global Seismic Network (Gee and Leith, 2011; Bent, 2013). We thank the dedicated IGP - RENASIS staff that operate and maintain the Peruvian network. We used the Generic Mapping Tools (GMT) developed by Wessel and Smith, (1998) to make figures. GSF thanks for CNPq Grants. C. C. acknowledges support from the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES - Brazil) through a 4 year scholarship to complete his Ph.D.

Capítulo 5

5 Conclusões

O propósito do presente trabalho de doutorado é fornecer novos dados e informação que melhorem a compreensão do entendimento geotectônico da estrutura da crosta, dinâmica do fluxo do manto superior e sua interação com o processo de subducção sub-horizontal da placa de Nazca e a orogêneses no norte e centro do Peru. Com a instalação de novas estações sismográficas de banda larga, principalmente nas regiões norte e centro, e incorporação das redes internacionais do Equador, Brasil e demais estações disponíveis, foi possível a ampliação dos métodos da divisão de ondas cisalhantes e a tomografia sísmica de ruído ambiental no Peru.

A análise dos resultados da anisotropia sísmica em 45 estações sismográficas e tomografia sísmica de ruído ambiental em 29 estações sismográficas situadas no norte e centro do Peru, permitiu inferir o seguinte:

- Pela primeira vez, com nossos resultados mostra-se um panorama completo sobre os efeitos anisotrópicos na zona de subducção da placa sub-horizontal de Nazca (*fla-slab*) no Peru. Os resultados revelam um padrão de anisotropia complexo com variações distintas na divisão de ondas cisalhantes ao longo da trincheira da zona de subducção;
- As observações da Divisão de ondas cilhantes revelam dois padrões distintos de anisotropia sísmica embaixo subducção de tipo sub-horizontal do norte e do centro do Peru. Na região norte, os tempos médios de atraso (δt) variam entre $1,0 \pm 0,2$ s e $1,5 \pm 0,2$ s com direções de polarização rápida e orientadas predominantemente ao ENE-WSW aproximadamente perpendicular à trincheira, paralela ao movimento absoluto da placa de Nazca. No entanto, na região central do Peru, as direções de polarização rápida mudam para uma orientação SE-NW que é oblíqua com a trincheira;
- No norte do Peru, a Divisão de ondas cilhantes parece refletir principalmente o fluxo mais profundo do manto associado ao processo de subducção da placa de Nazca. Essas observações foram conferidas com os resultados dos altos valores de

δt nessas regiões, além de isso, os resultados foram comparados com o modelo teórico de fluxo do manto de Hu et al. (2017). Em base a essas observações sugerimos que os padrões da Divisão de ondas cilhantes são devidos a sinais anisotrópicos de uma combinação de deformação litosférica e cisalhamento sub-litosférico resultante do movimento relativo do Bloco Sliver Peru inferidos a partir de dados por posicionamento por satélites (GPS), proposto por Villegas-Lanza et al. (2016);

- No centro do Peru, nossas medições da polarização rápida são consistentes com os padrões observados em estudos anteriores na porção sul da placa sub-horizontal de Nazca, e se correlacionam bem com o movimento do bloco Peru Sliver Sub-Andino mostrando uma evidência da deformação significativa na parte superior da placa de Nazca;
- Os resultados da aplicação da tomografia de ruído ambiental revelam características que se correlacionam com unidades morfoestruturais. Observamos uma estrutura crustal média de baixa velocidade a uma profundidade de 25-35 km, sob a Cordilheira Oriental e Sub-Andes e foi interpretada como uma crosta intermediária superior com composição félsica com presença de alguns fluidos;
- Foram observadas anomalias de alta velocidade embaixo da Zona Costeira e a Cordilheira Ocidental, o que poderia indicar a raiz máfica do Batólito peruano ou embasamentos de um terreno acrecionado Ordoviciano;
- Com a caracterização completa da anisotropia sísmica na placa sub-horizontal de Nazca, hipotetizamos que a Divisão de ondas cilhantes e a deformação parecem ser controlados pelo movimento do Bloco Sliver Peru sendo impulsionada pelo movimento das outras placas circundantes e não necessariamente com conectado ao manto mais profundo. No entanto, esta hipótese deve ser investigada mais profundamente, com a incorporação da geodinâmica e modelagem de fluxo do manto;

Como recomendações é sugerido que para trabalhos futuros considerem-se estudos de anisotropia crustal, para complementar os resultados obtidos neste estudo.

Finalmente, este trabalho será a base para futuras investigações para o estudo das estruturas crustais e anisotropia sísmica no norte e centro do Peru, usando métodos sismológicos.

6 Referências Bibliográficas

6.1 Referências dos Capítulos 1, 2 e 5

- Ando, M., Ishikawa, Y., Yamazaki, F., 1983. Shear wave polarization anisotropy in the upper mantle beneath Honshu, Japan. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 88, 5850–5864. <https://doi.org/10.1029/JB088iB07p05850>.
- Antonijevic, S.K., Wagner, L.S., Kumar, A., Beck, S.L., Long, M.D., Zandt, G., Tavera, H., Condori, C., 2015. The role of ridges in the formation and longevity of flat slabs. *Nature* 524. <https://doi.org/10.1038/nature14648>.
- Assumpção, M., Heintz, M., Vauchez, A., Silva, M., 2006. Upper mantle anisotropy in SE and Central Brazil from SKS splitting: Evidence of asthenospheric flow around a cratonic keel. *Earth Planet. Sci. Lett.* 250, 224–240. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.038>.
- Assumpção, M., Sacek, V., 2013. Intra-plate seismicity and flexural stresses in central Brazil. *Geophys. Res. Lett.* 40, 487–491. <https://doi.org/10.1002/grl.50142>.
- Audebaud, E., Capdevila, R., Dalmayrac, B., Laubaucher, G., Marocco, R., Mattauer, M., Megard, F., Paredes, J., 1973. Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Perou-Bolivie). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Din.* 15(1–2), 73–114.
- Bar, N., Long, M.D., Wagner, L.S., Beck, S.L., Zandt, G., Tavera, H., 2019. Receiver function analysis reveals layered anisotropy in the crust and upper mantle beneath southern Peru and northern Bolivia. *Tectonophysics* 753, 93–110. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.01.007>.
- Barazangi, M., Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4, 686. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<686:SDOEAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<686:SDOEAS>2.0.CO;2).
- Barmin, M.P., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L., 2001. A Fast and Reliable Method for Surface Wave Tomography, in: *Monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty: Surface Waves*. Birkhäuser Basel, Basel, p. 1351–1375. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8264-4_3.
- Barruol, G., Mainprice, D., 1993. A quantitative evaluation of the contribution of crustal rocks to the shear-wave splitting of teleseismic SKS waves. *Phys. Earth Planet. Inter.* 78, 281–300. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90161-2](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90161-2).
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M., Yang, Y., 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.* 169, 1239–1260. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x>.

- Bernal, I., Tavera, H., 2002. Geodinámica, Sismicidad y Energía sísmica en Perú. Monogr. Geofísico del Perú-Centro Nac. Datos Geofísicos.
- Bianchi, M.B., Assumpção, M., Rocha, M.P., Carvalho, J.M., Azevedo, P.A., Fontes, S.L., Dias, F.L., Ferreira, J.M., Nascimento, A.F., Ferreira, M. V., Costa, I.S.L., 2018. The Brazilian Seismographic Network (RSBR): Improving Seismic Monitoring in Brazil. *Seismol. Res. Lett.* 89, 452–457. <https://doi.org/10.1785/0220170227>.
- Bishop, B.T., Beck, S.L., Zandt, G., Wagner, L., Long, M., Antonijevic, S.K., Kumar, A., Tavera, H., 2017. Causes and consequences of flat-slab subduction in southern Peru. *Geosphere* 13, 1392–1407. <https://doi.org/10.1130/GES01440.1>.
- Bishop, B.T., Beck, S.L., Zandt, G., Wagner, L.S., Long, M.D., Tavera, H., 2018. Foreland uplift during flat subduction: Insights from the Peruvian Andes and Fitzcarrald Arch. *Tectonophysics* 731–732, 73–84. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.03.005>.
- Bowman, J.R., Ando, M., 1987. Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone. *Geophys. J. Int.* 88, 25–41. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb01367.x>.
- Cahill, T., Isacks, B.L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.* 97, 17503. <https://doi.org/10.1029/92JB00493>.
- Campillo, M., Paul, A., 2003. Long-Range Correlations in the Diffuse Seismic Coda. *Science* (80-.). 299, 547–549. <https://doi.org/10.1126/science.1078551>.
- Cardoso, R.R., Hamza, V.M., Alfaro, C., 2010. Geothermal Resource Base for South America: A Continental Perspective, in: *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia, 25-29 April, p. 1–6.
- Chen, K., Gung, Y., Kuo, B., Huang, T., 2018. Crustal Magmatism and Deformation Fabrics in Northeast Japan Revealed by Ambient Noise Tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 8891–8906. <https://doi.org/10.1029/2017JB015209>.
- Collaço, B. de B., 2019. Tomografia de ruído ambiental na Bacia do Paraná. Universidade de São Paulo, São Paulo. <https://doi.org/10.11606/D.14.2019.tde-04062018-171929>.
- Conder, J.A., Wiens, D.A., 2007. Rapid mantle flow beneath the Tonga volcanic arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 264, 299–307. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.014>.
- Condori, C., 2016. Estudo da Estrutura da Crosta no Norte do Peru usando a Função do Receptor. Universidade de Brasília.
- Condori, C., França, G.S., Tavera, H.J., Eakin, C.M., Lynner, C., Beck, S.L., Villegas-Lanza, J.C., 2021. Variable seismic anisotropy across the Peruvian flat-slab subduction zone with implications for upper plate deformation. *J. South Am. Earth Sci.* 106, 103053. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103053>.

- Condori, C., França, G.S.G.S.G.S., Tavera, H.J.H.J., Albuquerque, D.F.D.F., Bishop, B.T.B.T., Beck, S.L.S.L., 2017. Crustal structure of north Peru from analysis of teleseismic receiver functions. *J. South Am. Earth Sci.* 76, 11–24. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.02.006>.
- Condori, C., Tavera, H., 2012. Áreas probables de ruptura sísmica en el borde occidental del Perú a partir de la variación del parámetro “b”. *Bol. Soc. Geol. Perú* 106: 23–36.
- Cordani, U., 2000. Tectonic evolution of South America, in: *International Geological Congress (31st : 2000 : Rio Janeiro)*. FINEP, Rio de Janeiro, p. 854.
- Crampin, S., 1985. Evaluation of anisotropy by shear-wave splitting. *GEOPHYSICS* 50, 142–152. <https://doi.org/10.1190/1.1441824>.
- Cupillard, P., Capdeville, Y., 2010. On the amplitude of surface waves obtained by noise correlation and the capability to recover the attenuation: a numerical approach. *Geophys. J. Int.* <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04586.x>.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., 1980a. Geologie des Andes peruviennes, Caracteres generaux d’evolution géologique des Andes peruviennes. ORSTOM 96–217.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., 1980b. Caractères généraux de l’évolution géologique des Andes péruviennes. ORDTOM 122–501.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.* 101, 425–478. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x>.
- Dias, R.C., 2014. Estudo da estrutura subsuperficial da província Borborema com correlação de ruído sísmico. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Dorbath, L., Dorbath, C., Jimenez, E., Rivera, L., 1991. Seismicity and tectonic deformation in the Eastern Cordillera and the sub-Andean zone of central Peru. *J. South Am. Earth Sci.* 4, 13–24. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90015-D](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90015-D).
- Dougherty, S.L., Clayton, R.W., 2014. Seismic structure in southern Peru: evidence for a smooth contortion between flat and normal subduction of the Nazca Plate. *Geophys. J. Int.* 200, 534–555. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu415>.
- Dumont, J.F., Deza, E., Garcia, F., 1991. Morphostructural provinces and neotectonics in the Amazonian lowlands of Peru. *J. South Am. Earth Sci.* 4, 373–381. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90008-9](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90008-9).
- Dziewonski, A.M., Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.* 25, 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7).
- Eakin, C.M., Long, M.D., 2013. Complex anisotropy beneath the Peruvian flat slab from frequency-dependent, multiple-phase shear wave splitting analysis. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 4794–4813. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50349>.

- Eakin, C.M., Long, M.D., Scire, A., Beck, S.L., Wagner, L.S., Zandt, G., Tavera, H., 2016. Internal deformation of the subducted Nazca slab inferred from seismic anisotropy. *Nat. Geosci.* 9, 56–59. <https://doi.org/10.1038/ngeo2592>.
- Eakin, C.M., Long, M.D., Wagner, L.S., Beck, S.L., Tavera, H., 2015. Upper mantle anisotropy beneath Peru from SKS splitting: Constraints on flat slab dynamics and interaction with the Nazca Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 412, 152–162. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.015>.
- Eakin, C.M.C.M.C.M., Long, M.D.M.D., Beck, S.L.S.L., Wagner, L.S.L.S., Tavera, H., Condori, C., 2014. Response of the mantle to flat slab evolution: Insights from local S splitting beneath Peru. *Geophys. Res. Lett.* 41, 3438–3446. <https://doi.org/10.1002/2014GL059943>.
- Faccenda, M., Burlini, L., Gerya, T. V., Mainprice, D., 2008. Fault-induced seismic anisotropy by hydration in subducting oceanic plates. *Nature* 455, 1097–1100. <https://doi.org/10.1038/nature07376>.
- Feng, M., 2004. Tomografia de Ondas de Superfície na América do Sul: Inversão Conjunta de Velocidade de Grupo e Forma de Onda * . UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO.
- Fischer, K.M., Parmentier, E.M., Stine, A.R., Wolf, E.R., 2000. Modeling anisotropy and plate-driven flow in the Tonga subduction zone back arc. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 16181–16191. <https://doi.org/10.1029/1999JB900441>.
- Fukao, Y., 1984. Evidence from core-reflected shear waves for anisotropy in the Earth's mantle. *Nature* 309, 695–698. <https://doi.org/10.1038/309695a0>.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *J. Geol. Soc. London.* 129, 93–131. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.2.0093>.
- Green, G., 1850. An Essay on the Application of mathematical Analysis to the theories of Electricity and Magnetism. *J. für die reine und Angew. Math. (Crelles Journal)* 1850, 73–89. <https://doi.org/10.1515/crll.1850.39.73>.
- Gutscher, M.-A.M.A., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Eissen, J.-P., Maury, R., 1999. The “lost inca plateau”: cause of flat subduction beneath peru? *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 335–341. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00153-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00153-3).
- Hall, C.E., Fischer, K.M., Parmentier, E.M., Blackman, D.K., 2000. The influence of plate motions on three-dimensional back arc mantle flow and shear wave splitting. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 28009–28033. <https://doi.org/10.1029/2000JB900297>.
- Ham, C.K., Herrera Jr., L.J., 1963. Role of Subandean Fault System in Tectonics of Eastern Peru and Ecuador1. *Backbone Am. Tecton. Hist. from Pole to Pole.* <https://doi.org/10.1306/M2358.C6>.

- Hampel, A., 2002. The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203, 665–679. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00859-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00859-2).
- Haraldsson, I.G., 2011. Geothermal activity and development in South America: short overview of the status in Bolivia, Chile, Ecuador and Peru, in: Presented at “Short Course on Geothermal Drilling, Resource Development and Power Plants”, organized by UNU-GTP and LaGeo, in Santa Tecla, El Salvador, January 16-22. p. 1–15.
- Hayes, G.P., Wald, D.J., Johnson, R.L., 2012. Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JB008524>.
- Helfrich, G., Wookey, J., Bastow, I., 2013. *The Seismic Analysis Code: A Primer and User’s Guide*. Cambridge University Press.
- Henry, S.G., Pollack, H.N., 1988. Terrestrial heat flow above the Andean Subduction Zone in Bolivia and Peru. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 93, 15153–15162. <https://doi.org/10.1029/JB093iB12p15153>.
- Herrin, E., Goforth, T., 1977. Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh waves. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 67 (5), 1259–1275.
- Herrmann, R.B., Ammon, C.J., 2002. Computer programs in seismology - surface waves, receiver functions and crustal structure.
- Hu, J., Faccenda, M., Liu, L., 2017. Subduction-controlled mantle flow and seismic anisotropy in South America. *Earth Planet. Sci. Lett.* 470, 13–24. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.027>.
- Huang, Y.-C., Ohkura, T., Kagiya, T., Yoshikawa, S., Inoue, H., 2018. Shallow volcanic reservoirs and pathways beneath Aso caldera revealed using ambient seismic noise tomography. *Earth, Planets Sp.* 70, 169. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0941-2>.
- Hutchings, L., Viegas, G., 2012. Application of Empirical Green’s Functions in Earthquake Source, Wave Propagation and Strong Ground Motion Studies, in: *Earthquake Research and Analysis - New Frontiers in Seismology*. p. 89–132.
- James, D.E., 1971. Andean crustal and upper mantle structure. *J. Geophys. Res.* 76, 3246–3271. <https://doi.org/10.1029/JB076i014p03246>.
- Jiang, C., Yang, Y., Rawlinson, N., Griffin, W.L., 2016. Crustal structure of the Newer Volcanics Province, SE Australia, from ambient noise tomography. *Tectonophysics* 683, 382–392. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.06.033>.
- Karato, S., Jung, H., Katayama, I., Skemer, P., 2008. Geodynamic Significance of Seismic Anisotropy of the Upper Mantle: New Insights from Laboratory Studies. *Annu. Rev.*

- Earth Planet. Sci. 36, 59–95. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124120>.
- Kendall, J.-M., Verdon, J.P., Baird, A.F., 2014. Evaluating fracture-induced anisotropy using borehole microseismic data.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R.B., Lauría, E., Fortes, L.P.S., 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *J. South Am. Earth Sci.* 16, 125–131. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00028-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00028-2).
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., Buland, R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophys. J. Int.* 122, 108–124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>
- Kiser, E., Ishii, M., Langmuir, C.H., Shearer, P.M., Hirose, H., 2011. Insights into the mechanism of intermediate-depth earthquakes from source properties as imaged by back projection of multiple seismic phases. *J. Geophys. Res.* 116, B06310. <https://doi.org/10.1029/2010JB007831>.
- Kneller, E.A., van Keken, P.E., Karato, S., Park, J., 2005. B-type olivine fabric in the mantle wedge: Insights from high-resolution non-Newtonian subduction zone models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 781–797. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.049>.
- Kneller, E.A., van Keken, P.E., Katayama, I., Karato, S., 2007. Stress, strain, and B-type olivine fabric in the fore-arc mantle: Sensitivity tests using high-resolution steady-state subduction zone models. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004544>.
- Krabbenhöft, A., Bialas, J., Kopp, H., Kukowski, N., Hübscher, C., 2004. Crustal structure of the Peruvian continental margin from wide-angle seismic studies. *Geophys. J. Int.* 159, 749–764. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02425.x>.
- Kumar, A., Wagner, L.S., Beck, S.L., Long, M.D., Zandt, G., Young, B., Tavera, H., Minaya, E., 2016. Seismicity and state of stress in the central and southern Peruvian flat slab. *Earth Planet. Sci. Lett.* 441, 71–80. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.023>.
- Kuo-Chen, H., Wu, F.T., Okaya, D., Huang, B.-S., Liang, W.-T., 2009. SKS/SKKS splitting and Taiwan orogeny. *Geophys. Res. Lett.* 36, L12303. <https://doi.org/10.1029/2009GL038148>.
- Larose, E., Derode, A., Campillo, M., Fink, M., 2004. Imaging from one-bit correlations of wideband diffuse wave fields. *J. Appl. Phys.* 95, 8393–8399. <https://doi.org/10.1063/1.1739529>.
- Levshin, A., Ratnikova, L., Berger, J., 1992. Peculiarities of surface-wave propagation across central Eurasia. *Bull. Seism. Soc. Am.* 86(6), 2464–2493.
- Lin, F.-C., Moschetti, M.P., Ritzwoller, M.H., 2008. Surface wave tomography of the western

- United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. *Geophys. J. Int.* 173, 281–298. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x>.
- Lindo, R., 1993. *Donnes, Seismotectonique des andes du Perou central: Apport des Precision., sismologiques de haute.* Universite Louis-Pasteur, Strasbourg, France.
- Liu, W., Yao, H., 2020. Rupture Process of the 26 May 2019 M w 8.0 Northern Peru Intermediate-Depth Earthquake and Insights Into Its Mechanism. *Geophys. Res. Lett.* 47. <https://doi.org/10.1029/2020GL087167>.
- Long, M.D., 2016. The Cascadia Paradox: Mantle flow and slab fragmentation in the Cascadia subduction system. *J. Geodyn.* 102, 151–170. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.09.006>.
- Long, M.D., Biryol, C.B., Eakin, C.M., Beck, S.L., Wagner, L.S., Zandt, G., Minaya, E., Tavera, H., 2016. Overriding plate, mantle wedge, slab, and subslab contributions to seismic anisotropy beneath the northern Central Andean Plateau. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 2556–2575. <https://doi.org/10.1002/2016GC006316>.
- Long, M.D., Hager, B.H., de Hoop, M. V., van der Hilst, R.D., 2007. Two-dimensional modelling of subduction zone anisotropy with application to southwestern Japan. *Geophys. J. Int.* 170, 839–856. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03464.x>.
- Long, M.D., Silver, P.G., 2009. Shear Wave Splitting and Mantle Anisotropy: Measurements, Interpretations, and New Directions. *Surv. Geophys.* 30, 407–461. <https://doi.org/10.1007/s10712-009-9075-1>.
- Long, M.D., Silver, P.G., 2008. The Subduction Zone Flow Field from Seismic Anisotropy: A Global View. *Science* (80-.). 319, 315–318. <https://doi.org/10.1126/science.1150809>.
- Luo, Y., Yang, Y., Xu, Y., Xu, H., Zhao, K., Wang, K., 2015. On the limitations of interstation distances in ambient noise tomography. *Geophys. J. Int.* 201, 652–661. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv043>.
- Lynner, C., Anderson, M.L., Portner, D.E., Beck, S.L., Gilbert, H., 2017. Mantle flow through a tear in the Nazca slab inferred from shear wave splitting. *Geophys. Res. Lett.* 44, 6735–6742. <https://doi.org/10.1002/2017GL074312>.
- Lynner, C., Beck, S.L., Zandt, G., Porritt, R.W., Lin, F.-C., Eilon, Z.C., 2018. Midcrustal Deformation in the Central Andes Constrained by Radial Anisotropy. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 4798–4813. <https://doi.org/10.1029/2017JB014936>.
- Lynner, C., Bodmer, M., 2017. Mantle flow along the eastern North American margin inferred from shear wave splitting. *Geology* 45, 867–870. <https://doi.org/10.1130/G38980.1>.
- Lynner, C., Koch, C., Beck, S.L., Meltzer, A., Soto-Cordero, L., Hoskins, M.C., Stachnik, J.C., Ruiz, M., Alvarado, A., Charvis, P., Font, Y., Regnier, M., Agurto-Detzel, H.,

- Rietbrock, A., Porritt, R.W., 2020. Upper-plate structure in Ecuador coincident with the subduction of the Carnegie Ridge and the southern extent of large mega-thrust earthquakes. *Geophys. J. Int.* 220, 1965–1977. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz558>.
- Lynner, C., Porritt, R.W., 2017. Crustal structure across the eastern North American margin from ambient noise tomography. *Geophys. Res. Lett.* 44, 6651–6657. <https://doi.org/10.1002/2017GL073500>.
- Ma, Y., Clayton, R.W., 2014. The crust and uppermost mantle structure of Southern Peru from ambient noise and earthquake surface wave analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 395, 61–70. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.03.013>.
- Machacca-Puma, R., Lesage, P., Larose, E., Lacroix, P., Ancasi-Figueroa, R.M., 2019. Detection of pre-eruptive seismic velocity variations at an andesitic volcano using ambient noise correlation on 3-component stations: Ubinas volcano, Peru, 2014. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 381, 83–100. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.05.014>.
- Macharé, J., Sébrier, M., Huamán, D., Mercier, J.L., 1986. Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. *Boletín la Soc. Geológica del Perú Geológica del Perú* 76, 45–77.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., Espurt, N., 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 299, 299–309. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.010>.
- Mathalone, J.M.P., Montoya R., M., Manuel, M.R., 1995. Petroleum Geology of the Sub-Andean Basins of Peru. *Pet. Basins South Am.* 62, 0. <https://doi.org/10.1306/M62593C21>.
- Mattauer, M., 1976. Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre, Ed. Omega.
- Mégard, F., 1978. Etude géologique des Andes du Pérou Central. *Mem. ORSTOM* 86, 310.
- Mégard, F., 1987. Cordilleran Andes and marginal Andes: A review of Andean geology north of the Arica elbow (18°S). p. 71–95. <https://doi.org/10.1029/GD018p0071>.
- Mégard, F., 1978. Étude géologique des Andes du Pérou central. Institut français d'études andines. <https://doi.org/10.4000/books.ifea.1450>.
- Mehl, L., 2003. Arc-parallel flow within the mantle wedge: Evidence from the accreted Talkeetna arc, south central Alaska. *J. Geophys. Res.* 108, 2375. <https://doi.org/10.1029/2002JB002233>.
- Mitouard, P., Kissel, C., Laj, C., 1990. Post-Oligocene rotations in southern Ecuador and northern Peru and the formation of the Huancabamba deflection in the Andean Cordillera. *Earth Planet. Sci. Lett.* 98, 329–339. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90035-V](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90035-V).
- Molnar, P., Freedman, D., Shih, J.S.F., 1979. Lengths of intermediate and deep seismic zones

- and temperatures in downgoing slabs of lithosphere. *Geophys. J. Int.* 56, 41–54. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1979.tb04766.x>.
- Mora, A., Baby, P., Roddaz, M., Parra, M., Brusset, S., Hermoza, W., Espurt, N., 2011. Tectonic History of the Andes and Sub-Andean Zones: Implications for the Development of the Amazon Drainage Basin, in: *Amazonia: Landscape and Species Evolution*. Wiley-Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, p. 38–60. <https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch4>.
- Nakajima, J., Hasegawa, A., 2004. Shear-wave polarization anisotropy and subduction-induced flow in the mantle wedge of northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 225, 365–377. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.06.011>.
- Nicolson, H., Curtis, A., Baptie, B., Galetti, E., 2012. Seismic interferometry and ambient noise tomography in the British Isles. *Proc. Geol. Assoc.* 123, 74–86. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2011.04.002>.
- Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J.C., Chlieh, M., Mothes, P.A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y., Régner, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguiña Mendoza, J.M., Martinez, W., Tavera, H., Yepes, H., 2014. Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nat. Geosci.* 7, 287–291. <https://doi.org/10.1038/ngeo2099>.
- Norabuena, E.O., Dixon, T.H., Stein, S., Harrison, C.G.A., 1999. Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific Plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3405–3408. <https://doi.org/10.1029/1999GL005394>.
- Palacios, O., Sánchez, A., Herrera, F., 1995. *Geología del Perú*, Boletín 55. ed. Lima-Perú.
- Phillips, K., Clayton, R.W., 2014. Structure of the subduction transition region from seismic array data in southern Peru. *Geophys. J. Int.* 196, 1889–1905. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt504>.
- Phillips, K., Clayton, R.W., Davis, P., Tavera, H., Guy, R., Skinner, S., Stubailo, I., Audin, L., Aguilar, V., 2012. Structure of the subduction system in southern Peru from seismic array data. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012JB009540>.
- Poli, P., Pedersen, H.A., Campillo, M., 2013. Noise directivity and group velocity tomography in a region with small velocity contrasts: the northern Baltic shield. *Geophys. J. Int.* 192, 413–424. <https://doi.org/10.1093/gji/ggs034>.
- Ponce, J.G., 2013. Medición de la anisotropía de las ondas SKS en el manto superior, debajo de las estaciones permanentes del Servicio Sismológico Nacional instaladas a partir del año 2005. UNAM.
- Porritt, R.W., Becker, T.W., Monsalve, G., 2014. Seismic anisotropy and slab dynamics from SKS splitting recorded in Colombia. *Geophys. Res. Lett.* 41, 8775–8783.

<https://doi.org/10.1002/2014GL061958>.

- Porritt, R.W., Miller, M.S., 2018. Updates to FuncLab, a Matlab based GUI for handling receiver functions. *Comput. Geosci.* 111, 260–271. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.11.022>.
- Portner, D.E., Rodríguez, E.E., Beck, S., Zandt, G., Scire, A., Rocha, M.P., Bianchi, M.B., Ruiz, M., Sand França, G., Condori, C., Alvarado, P., 2020. Detailed structure of the subducted Nazca slab into the lower mantle derived from continent-scale teleseismic P - wave tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/2019JB017884>.
- Poveda, E., Julià, J., Schimmel, M., Perez-Garcia, N., 2018. Upper and Middle Crustal Velocity Structure of the Colombian Andes From Ambient Noise Tomography: Investigating Subduction-Related Magmatism in the Overriding Plate. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 1459–1485. <https://doi.org/10.1002/2017JB014688>.
- Ramírez, A.C., Weglein, A.B., 2009. Green's theorem as a comprehensive framework for data reconstruction, regularization, wavefield separation, seismic interferometry, and wavelet estimation: A tutorial. *GEOPHYSICS* 74, W35–W62. <https://doi.org/10.1190/1.3237118>.
- Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geol. J.* 45, 2–25. <https://doi.org/10.1002/gj.1193>.
- Ritzwoller, M.H., Lin, F.-C., Shen, W., 2011. Ambient noise tomography with a large seismic array. *Comptes Rendus Geosci.* 343, 558–570. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2011.03.007>.
- Rocha, M.P., Azevedo, P.A. de, Marotta, G.S., Schimmel, M., Fuck, R., 2016. Causes of intraplate seismicity in central Brazil from travel time seismic tomography. *Tectonophysics* 680, 1–7. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.005>.
- Rodríguez, E.E., Portner, D.E., Beck, S.L., Rocha, M.P., Bianchi, M.B., Assumpção, M., Ruiz, M., Alvarado, P., Condori, C., Lynner, C., 2020. Mantle dynamics of the Andean Subduction Zone from continent-scale teleseismic S -wave tomography. *Geophys. J. Int.* 224, 1553–1571. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa536>.
- Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P.G., Weinberg, R.F., Duboz, C., 2005. Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.* 239, 18–32. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.08.003>.
- Russo, R.M., Silver, P.G., 1994. Trench-Parallel Flow Beneath the Nazca Plate from Seismic Anisotropy. *Science* (80). 263, 1105–1111. <https://doi.org/10.1126/science.263.5150.1105>.
- Ryan, J., Beck, S., Zandt, G., Wagner, L., Minaya, E., Tavera, H., 2016. Central Andean crustal structure from receiver function analysis. *Tectonophysics* 682, 120–133. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.048>.

- Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A., Fehler, M.C., 2005. Surface wave tomography from microseisms in Southern California. *Geophys. Res. Lett.* 32, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005GL023155>.
- Sánchez N., J.C., 2017. Tomografía de ruido sísmico ambiental con ondas Rayleigh en el oriente de Venezuela. Universidad Central de Venezuela.
- Savage, M.K., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting? *Rev. Geophys.* 37, 65–106. <https://doi.org/10.1029/98RG02075>
- Saygin, E., Kennett, B.L.N., 2012. Crustal structure of Australia from ambient seismic noise tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JB008403>.
- Schimmel, M., Stutzmann, E., Gallart, J., 2011. Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale. *Geophys. J. Int.* 184, 494–506. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04861.x>.
- Shapiro, N.M., Campillo, M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.* 31, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004GL019491>.
- Shapiro, N.M., Campillo, M., Stehly, L., Ritzwoller, M.H., 2005. High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise. *Science* (80-.). 307, 1615–1618. <https://doi.org/10.1126/science.1108339>.
- Silver, P.G., 1996. SEISMIC ANISOTROPY BENEATH THE CONTINENTS: Probing the Depths of Geology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 24, 385–432. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.24.1.385>.
- Silver, P.G., Chan, W.W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J. Geophys. Res.* 96, 16429. <https://doi.org/10.1029/91JB00899>.
- Skinner, S.M., Clayton, R.W., 2013. The lack of correlation between flat slabs and bathymetric impactors in South America. *Earth Planet. Sci. Lett.* 371–372, 1–5. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.013>.
- Smith, G.P., 2001. A Complex Pattern of Mantle Flow in the Lau Backarc. *Science* (80-.). 292, 713–716. <https://doi.org/10.1126/science.1058763>.
- Snieder, R., 2004. Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Phys. Rev. E* 69, 046610. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.69.046610>.
- Soler, P., Sébrier, M., 1990. Nazca slab retreat versus compressional deformation in the central Andes since late Oligocene times. *Symp. Int. géodynamique Andin. Résumés des Commun.* 187–190.

- Stehly, L., Campillo, M., Shapiro, N.M., 2006. A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *J. Geophys. Res.* 111, B10306. <https://doi.org/10.1029/2005JB004237>.
- Stehly, L., Fry, B., Campillo, M., Shapiro, N.M., Guilbert, J., Boschi, L., Giardini, D., 2009. Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise. *Geophys. J. Int.* 178, 338–350. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04132.x>
- Stein, S., Wysession, M., 2013. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*.
- Stutzmann, E., Schimmel, M., Patau, G., Maggi, A., 2009. Global climate imprint on seismic noise. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 10, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2009GC002619>.
- Suárez, G., Molnar, P., Burchfiel, B.C., 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 88, 10403–10428. <https://doi.org/10.1029/JB088iB12p10403>.
- Tamura, J., Okada, T., 2016. Ambient noise tomography in the Naruko/Onikobe volcanic area, NE Japan: implications for geofluids and seismic activity. *Earth, Planets Sp.* 68, 5. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0380-x>.
- Tavera, H., 2014. Evaluación del Peligro asociado a los Sismos y efectos secundarios en Perú.
- Tavera, H., Buforn, E., 1998. Sismicidad y sismotectónica de Perú. *Fis. la Tierra* 10, 187–219.
- Tommasi, A., 2004. Strain-induced seismic anisotropy of wadsleyite polycrystals and flow patterns in the mantle transition zone. *J. Geophys. Res.* 109, B12405. <https://doi.org/10.1029/2004JB003158>.
- Trampert, J., 2002. Global Azimuthal Anisotropy in the Transition Zone. *Science* (80-.). 296, 1297–1299. <https://doi.org/10.1126/science.1070264>.
- Uribe, V.M., 2008. Relación entre la Topografía y la Sismicidad en los Andes peruanos. UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS Universidad del Perú, Decana de América.
- Valenzuela, R.W., León Soto, G., 2017. Shear Wave Splitting and Mantle Flow in Mexico: What Have we Learned? *Geofísica Int.* 56, 187–217.
- Villegas-Lanza, J.C., Chlieh, M., Cavalié, O., Tavera, H., Baby, P., Chire-Chira, J., Nocquet, J.-M., 2016. Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 7371–7394. <https://doi.org/10.1002/2016JB013080>.
- Villegas, J.C., 2009. Processing and Analysis of the LISN permanent GPS network:

Preliminary Tectonic Results. Nice-France.

- Villegas, J.C., Tavera, H., 2008. Modelo de velocidad unidimensional para el sur de Perú a partir de datos de sismos locales: Una mejora para la precisión en la localización. *Geominas* 36.
- Vinnik, L.P., Makeyeva, L.I., Milev, A., Usenko, A.Y., 1992. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle. *Geophys. J. Int.* 111, 433–447. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb02102.x>.
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., Verdel, A., 2010. Tutorial on seismic interferometry: Part 1 — Basic principles and applications. *GEOPHYSICS* 75, 75A195–75A209. <https://doi.org/10.1190/1.3457445>.
- Ward, K.M., Porter, R.C., Zandt, G., Beck, S.L., Wagner, L.S., Minaya, E., Tavera, H., 2013. Ambient noise tomography across the Central Andes. *Geophys. J. Int.* 194, 1559–1573. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt166>.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., 1998. New, improved version of generic mapping tools released. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 79, 579–579. <https://doi.org/10.1029/98EO00426>
- Wipf, M.A., 2006. Evolution of the Western Cordillera and coastal margin of Peru: evidence from low-temperature thermochronology and geomorphology. ETH. <https://doi.org/10.3929/ETHZ-A-005146374>.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G., 2007. Null Detection in Shear-Wave Splitting Measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 97, 1204–1211. <https://doi.org/10.1785/0120060190>.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G., Zaroli, C., Barruol, G., 2008. SplitLab: A shear-wave splitting environment in Matlab. *Comput. Geosci.* 34, 515–528. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.08.002>.
- Yamano, M., Uyeda, S., 1990. Heat-Flow Studies in the Peru Trench Subduction Zone. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results* 112, 653–661.
- Yang, Y., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L., Shapiro, N.M., 2007. Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophys. J. Int.* 168, 259–274. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03203.x>.
- Ye, L., Lay, T., Kanamori, H., Zhan, Z., Duputel, Z., 2016. Diverse rupture processes in the 2015 Peru deep earthquake doublet. *Sci. Adv.* 2, e1600581. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1600581>.

6.2 Referências do Artigo 1

- Anderson, M.L., Zandt, G., Triep, E., Fouch, M., Beck, S., 2004. Anisotropy and mantle flow in the Chile-Argentina subduction zone from shear wave splitting analysis. *Geophys. Res. Lett.* 31. <https://doi.org/10.1029/2004GL020906>.
- Antonijevic, S.K., Wagner, L.S., Kumar, A., Beck, S.L., Long, M.D., Zandt, G., Tavera, H., Condori, C., 2015. The role of ridges in the formation and longevity of flat slabs. *Nature* 524, 212–215. <https://doi.org/10.1038/nature14648>.
- Audebaud, E., Capdevila, R., Dalmayrac, B., Debelmas, J., Laubacher, G., Lefevre, C., Martinez, R.M., Mattauer, M., Megard, F., Jorge Paredes, Tomasi, P., 1973. Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Pérou-Bolivie). *Rev. Géographie Phys. Géologie Dyn.* 15 (1), 73–114.
- Barazangi, M., Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4, 686. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<686:SDOEAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<686:SDOEAS>2.0.CO;2).
- Bianchi, M.B., Assumpção, M., Rocha, M.P., Carvalho, J.M., Azevedo, P.A., Fontes, S.L., Dias, F.L., Ferreira, J.M., Nascimento, A.F., Ferreira, M. V., Costa, I.S.L., 2018. The Brazilian Seismographic Network (RSBR): Improving Seismic Monitoring in Brazil. *Seismol. Res. Lett.* 89, 452–457. <https://doi.org/10.1785/0220170227>.
- Bird, P., 2003. An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 4. <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>.
- Bishop, B.T., Beck, S.L., Zandt, G., Wagner, L., Long, M., Antonijevic, S.K., Kumar, A., Tavera, H., 2017. Causes and consequences of flat-slab subduction in southern Peru. *Geosphere* 13, 1392–1407. <https://doi.org/10.1130/GES01440.1>.
- Bowman, J.R., Ando, M., 1987. Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone. *Geophys. J. Int.* 88, 25–41. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb01367.x>.
- Chagas de Melo, B., Assumpção, M., Team, “3-Basins” Project, 2018. Mantle anisotropy and asthenospheric flow around cratons in southeastern South America. *Geophys. J. Int.* 215, 494–506. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy288>.
- Christensen, D.H., Abers, G.A., 2010. Seismic anisotropy under central Alaska from SKS splitting observations. *J. Geophys. Res.* 115, B04315. <https://doi.org/10.1029/2009JB006712>.
- Civello, S., Margheriti, L., 2004. Toroidal mantle flow around the Calabrian slab (Italy) from SKS splitting. *Geophys. Res. Lett.* 31, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004GL019607>.
- Condori, C., França, G.S., Tavera, H.J., Albuquerque, D.F., Bishop, B.T., Beck, S.L., 2017.

- Crustal structure of north Peru from analysis of teleseismic receiver functions. *J. South Am. Earth Sci.* 76, 11–24. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.02.006>.
- Cordani, U., 2000. Tectonic evolution of South America, in: *International Geological Congress (31st : 2000 : Rio Janeiro)*. FINEP, Rio de Janeiro, p. 854.
- Crampin, S., 1984. Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids. *Geophys. J. Int.* 76, 135–145. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb05029.x>.
- Crotwell, H.P., Owens, T.J., Ritsema, J., 1999. The TauP Toolkit: Flexible Seismic Travel-time and Ray-path Utilities. *Seismol. Res. Lett.* 70, 154–160. <https://doi.org/10.1785/gssrl.70.2.154>.
- Currie, C.A., Cassidy, J.F., Hyndman, R.D., Bostock, M.G., 2004. Shear wave anisotropy beneath the Cascadia subduction zone and western North American craton. *Geophys. J. Int.* 157, 341–353. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02175.x>.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., 1980a. Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. *ORDTOM* 122–501.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., 1980b. Geologie des Andes peruviennes, Caracteres generaux d'evolution géologique des Andes peruviennes. *ORSTOM* 96–217.
- Dewey, J.F., Bird, J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.* 75, 2625–2647. <https://doi.org/10.1029/JB075i014p02625>.
- Dumont, J.F., Deza, E., Garcia, F., 1991. Morphostructural provinces and neotectonics in the Amazonian lowlands of Peru. *J. South Am. Earth Sci.* 4, 373–381. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90008-9](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90008-9).
- Eakin, C.M., Long, M.D., 2013. Complex anisotropy beneath the Peruvian flat slab from frequency-dependent, multiple-phase shear wave splitting analysis. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 4794–4813. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50349>.
- Eakin, C.M., Long, M.D., Beck, S.L., Wagner, L.S., Tavera, H., Condori, C., 2014. Response of the mantle to flat slab evolution: Insights from local S splitting beneath Peru. *Geophys. Res. Lett.* 41, 3438–3446. <https://doi.org/10.1002/2014GL059943>.
- Eakin, C.M., Long, M.D., Scire, A., Beck, S.L., Wagner, L.S., Zandt, G., Tavera, H., 2016. Internal deformation of the subducted Nazca slab inferred from seismic anisotropy. *Nat. Geosci.* 9, 56–59. <https://doi.org/10.1038/ngeo2592>.
- Eakin, C.M., Long, M.D., Wagner, L.S., Beck, S.L., Tavera, H., 2015. Upper mantle anisotropy beneath Peru from SKS splitting: Constraints on flat slab dynamics and interaction with the Nazca Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 412, 152–162. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.015>.

- Eakin, C.M., Obrebski, M., Allen, R.M., Boyarko, D.C., Brudzinski, M.R., Porritt, R., 2010. Seismic anisotropy beneath Cascadia and the Mendocino triple junction: Interaction of the subducting slab with mantle flow. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297, 627–632. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.015>.
- Eakin, C.M., Rychert, C.A., Harmon, N., 2018. The Role of Oceanic Transform Faults in Seafloor Spreading: A Global Perspective From Seismic Anisotropy. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 1736–1751. <https://doi.org/10.1002/2017JB015176>.
- Efron, B., Gong, G., 1983. A Leisurely Look at the Bootstrap, the Jackknife, and Cross-Validation. *Am. Stat.* 37, 36–48. <https://doi.org/10.1080/00031305.1983.10483087>.
- Efron, B., Tibshirani, R.J., 1993. *An Introduction to the Bootstrap*. Springer US, Boston, MA. <https://doi.org/10.1007/978-1-4899-4541-9>.
- Ekstrom, G., Busby, R.W., 2008. Measurements of Seismometer Orientation at USArray Transportable Array and Backbone Stations. *Seismol. Res. Lett.* 79, 554–561. <https://doi.org/10.1785/gssrl.79.4.554>.
- Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoine, P.-O., Salas-Gismondi, R., Bolaños, R., 2007. How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology* 35, 515. <https://doi.org/10.1130/G23237A.1>.
- Faccenda, M., Capitanio, F.A., 2013. Seismic anisotropy around subduction zones: Insights from three-dimensional modeling of upper mantle deformation and SKS splitting calculations. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 14, 243–262. <https://doi.org/10.1002/ggge.20055>.
- GANSSER, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *J. Geol. Soc. London.* 129, 93–131. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.2.0093>.
- Gripp, A.E., Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophys. Res. Lett.* 17, 1109–1112. <https://doi.org/10.1029/GL017i008p01109>.
- Gutscher, M.-A., Maury, R., Eissen, J.-P., Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology* 28, 535. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<535:CSMBCB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<535:CSMBCB>2.0.CO;2).
- Gutscher, M.-A., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Eissen, J.-P., Maury, R., 1999. The “lost inca plateau”: cause of flat subduction beneath peru? *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 335–341. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00153-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00153-3).
- Hanna, J., Long, M.D., 2012. SKS splitting beneath Alaska: Regional variability and implications for subduction processes at a slab edge. *Tectonophysics* 530–531, 272–285. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.003>.

- Hayes, G.P., Wald, D.J., Johnson, R.L., 2012. Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JB008524>.
- Hu, J., Faccenda, M., Liu, L., 2017. Subduction-controlled mantle flow and seismic anisotropy in South America. *Earth Planet. Sci. Lett.* 470, 13–24. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.027>.
- Idárraga-García, J., Kendall, J.-M., Vargas, C.A., 2016. Shear wave anisotropy in northwestern South America and its link to the Caribbean and Nazca subduction geodynamics. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 3655–3673. <https://doi.org/10.1002/2016GC006323>.
- Karato, S., Jung, H., Katayama, I., Skemer, P., 2008. Geodynamic Significance of Seismic Anisotropy of the Upper Mantle: New Insights from Laboratory Studies. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 36, 59–95. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124120>.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R.B., Lauría, E., Fortes, L.P.S., 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *J. South Am. Earth Sci.* 16, 125–131. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00028-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00028-2).
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.* 105, 429–465. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>.
- Kim, Y., Clayton, R.W., 2015. Seismic properties of the Nazca oceanic crust in southern Peruvian subduction system. *Earth Planet. Sci. Lett.* 429, 110–121. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.055>.
- Kneller, E.A., van Keken, P.E., Karato, S., Park, J., 2005. B-type olivine fabric in the mantle wedge: Insights from high-resolution non-Newtonian subduction zone models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 781–797. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.049>.
- Kneller, E.A., van Keken, P.E., Katayama, I., Karato, S., 2007. Stress, strain, and B-type olivine fabric in the fore-arc mantle: Sensitivity tests using high-resolution steady-state subduction zone models. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004544>.
- Kumar, A., Wagner, L.S., Beck, S.L., Long, M.D., Zandt, G., Young, B., Tavera, H., Minaya, E., 2016. Seismicity and state of stress in the central and southern Peruvian flat slab. *Earth Planet. Sci. Lett.* 441, 71–80. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.023>.
- Lloyd, G.E., R.W.H. Butler, M. Casey, and D. Mainprice (2009), Mica, deformation fabrics and the seismic properties of the continental crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 288(1–2), 320–328, doi:10.1016/j.epsl.2009.09.035.

- Long, M.D., 2013. CONSTRAINTS ON SUBDUCTION GEODYNAMICS FROM SEISMIC ANISOTROPY. *Rev. Geophys.* 51, 76–112. <https://doi.org/10.1002/rog.20008>.
- Long, M.D., Becker, T.W., 2010. Mantle dynamics and seismic anisotropy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297, 341–354. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.036>.
- Long, M.D., Biryol, C.B., Eakin, C.M., Beck, S.L., Wagner, L.S., Zandt, G., Minaya, E., Tavera, H., 2016. Overriding plate, mantle wedge, slab, and subslab contributions to seismic anisotropy beneath the northern Central Andean Plateau. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 2556–2575. <https://doi.org/10.1002/2016GC006316>.
- Long, M.D., Silver, P.G., 2009. Shear Wave Splitting and Mantle Anisotropy: Measurements, Interpretations, and New Directions. *Surv. Geophys.* 30, 407–461. <https://doi.org/10.1007/s10712-009-9075-1>.
- Long, M.D., Silver, P.G., 2008. The Subduction Zone Flow Field from Seismic Anisotropy: A Global View. *Science* (80-.). 319, 315–318. <https://doi.org/10.1126/science.1150809>.
- Lynner, C., Anderson, M.L., Portner, D.E., Beck, S.L., Gilbert, H., 2017a. Mantle flow through a tear in the Nazca slab inferred from shear wave splitting. *Geophys. Res. Lett.* 44, 6735–6742. <https://doi.org/10.1002/2017GL074312>.
- Lynner, C., Beck, S. L., Zandt, G., Porritt, R. W., Lin, F.-C., & Eilon, Z. C. (2018). Midcrustal Deformation in the Central Andes Constrained by Radial Anisotropy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(6), 4798–4813. <https://doi.org/10.1029/2017JB014936>.
- Lynner, C., Bodmer, M., 2017. Mantle flow along the eastern North American margin inferred from shear wave splitting. *Geology* 45, 867–870. <https://doi.org/10.1130/G38980.1>.
- Lynner, C., Long, M.D., 2014. Testing models of sub-slab anisotropy using a global compilation of source-side shear wave splitting data. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 7226–7244. <https://doi.org/10.1002/2014JB010983>.
- Lynner, C., Long, M.D., 2013. Sub-slab seismic anisotropy and mantle flow beneath the Caribbean and Scotia subduction zones: Effects of slab morphology and kinematics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 361, 367–378. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.007>.
- Lynner, C., Long, M.D., Thissen, C.J., Paczkowski, K., Montési, L.G.J., 2017b. Evaluating geodynamic models for sub-slab anisotropy: Effects of olivine fabric type. *Geosphere* 13, 247–259. <https://doi.org/10.1130/GES01395.1>.
- Ma, Y., Clayton, R.W., 2015. Flat slab deformation caused by interplate suction force. *Geophys. Res. Lett.* 42, 7064–7072. <https://doi.org/10.1002/2015GL065195>.
- Ma, Y., Clayton, R.W., 2014. The crust and uppermost mantle structure of Southern Peru from ambient noise and earthquake surface wave analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 395, 61–70.

<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.03.013>.

- Macharé, J., Fenton, C.H., Machette, M.N., Lavenu, A., Costa, C., Dart, R.L., 2003. Database and Map of Quaternary Faults and Folds in Peru and its Offshore Region, Open-File Report. <https://doi.org/10.3133/OFR03451>.
- Manea, V.C., Manea, M., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Valenzuela, R.W., Husker, A., Kostoglodov, V., 2017. A review of the geodynamic evolution of flat slab subduction in Mexico, Peru, and Chile. *Tectonophysics* 695, 27–52. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.037>.
- Mathalone, J.M.P., Montoya R., M., 1994. Petroleum geology of the sub-Andean basins of Peru. *Pet. basins South Am. AAPG Menoir* 62 423–444.
- Mégard, F., 1987. Cordilleran Andes and marginal Andes: A review of Andean geology north of the Arica elbow (18°s). pp. 71–95. <https://doi.org/10.1029/GD018p0071>.
- Mégard, F., 1978. *Étude géologique des Andes du Pérou central*. Institut français d'études andines. <https://doi.org/10.4000/books.ifea.1450>.
- Mitouard, P., Kissel, C., Laj, C., 1990. Post-Oligocene rotations in southern Ecuador and northern Peru and the formation of the Huancabamba deflection in the Andean Cordillera. *Earth Planet. Sci. Lett.* 98, 329–339. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90035-V](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90035-V).
- Müller, R.D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Shephard, G.E., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D.J., Cannon, J., 2016. Ocean Basin Evolution and Global-Scale Plate Reorganization Events Since Pangea Breakup. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 44, 107–138. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012211>.
- Nakajima, J., Shimizu, J., Hori, S., Hasegawa, A., 2006. Shear-wave splitting beneath the southwestern Kurile arc and northeastern Japan arc: A new insight into mantle return flow. *Geophys. Res. Lett.* 33, L05305. <https://doi.org/10.1029/2005GL025053>.
- Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J.C., Chlieh, M., Mothes, P.A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y., Régnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguiña Mendoza, J.M., Martinez, W., Tavera, H., Yepes, H., 2014. Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nat. Geosci.* 7, 287–291. <https://doi.org/10.1038/ngeo2099>.
- Polet, J., Silver, P.G., Beck, S., Wallace, T., Zandt, G., Ruppert, S., Kind, R., Rudloff, A., 2000. Shear wave anisotropy beneath the Andes from the BANJO, SEDA, and PISCO experiments. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 6287–6304. <https://doi.org/10.1029/1999JB900326>.
- Porritt, R.W., Becker, T.W., Monsalve, G., 2014. Seismic anisotropy and slab dynamics from

- SKS splitting recorded in Colombia. *Geophys. Res. Lett.* 41, 8775–8783. <https://doi.org/10.1002/2014GL061958>.
- Poulsen, C.J., Ehlers, T.A., Insel, N., 2010. Onset of Convective Rainfall During Gradual Late Miocene Rise of the Central Andes. *Science* (80). 328, 490–493. <https://doi.org/10.1126/science.1185078>.
- Reiss, M.C., Rumpker, G., Wölbern, I., 2018. Large-scale trench-normal mantle flow beneath central South America. *Earth Planet. Sci. Lett.* 482, 115–125. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.11.002>.
- Russo, R.M., Silver, P.G., 1994. Trench-Parallel Flow Beneath the Nazca Plate from Seismic Anisotropy. *Science* (80). 263, 1105–1111. <https://doi.org/10.1126/science.263.5150.1105>.
- Saltzer, R.L., Gaherty, J.B., Jordan, T.H., 2000. How are vertical shear wave splitting measurements affected by variations in the orientation of azimuthal anisotropy with depth? *Geophys. J. Int.* 141, 374–390. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00088.x>.
- Savage, M.K., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting? *Rev. Geophys.* 37, 65–106. <https://doi.org/10.1029/98RG02075>.
- Silver, P.G., 1996. SEISMIC ANISOTROPY BENEATH THE CONTINENTS: Probing the Depths of Geology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 24, 385–432. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.24.1.385>.
- Silver, P.G., Chan, W.W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J. Geophys. Res.* 96, 16429. <https://doi.org/10.1029/91JB00899>.
- Silver, P.G., Savage, M.K., 1994. The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers. *Geophysical Journal International*, 119(3), 949-963.
- Skinner, S.M., Clayton, R.W., 2013. The lack of correlation between flat slabs and bathymetric impactors in South America. *Earth Planet. Sci. Lett.* 371–372, 1–5. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.013>.
- Song, T.-R.A., Kawakatsu, H., 2012. Subduction of oceanic asthenosphere: Evidence from sub-slab seismic anisotropy. *Geophys. Res. Lett.* 39, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012GL052639>.
- Soto, G.L., Ni, J.F., Grand, S.P., Sandvol, E., Valenzuela, R.W., Speziale, M.G., González, J.M.G., Reyes, T.D., 2009. Mantle flow in the Rivera-Cocos subduction zone. *Geophys. J. Int.* 179, 1004–1012. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04352.x>.
- Suárez, G., Molnar, P., Burchfiel, B.C., 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 88, 10403–10428. <https://doi.org/10.1029/JB088iB12p10403>.

- Tian, X., Zhang, J., Si, S., Wang, J., Chen, Y., Zhang, Z., 2011. SKS splitting measurements with horizontal component misalignment. *Geophys. J. Int.* 185, 329–340. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.04936.x>.
- Van Hunen, J., van den Berg, A.P., Vlaar, N.J., 2002. On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction. *Tectonophysics* 352, 317–333. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00263-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00263-9).
- Villegas-Lanza, J.C., Chlieh, M., Cavalié, O., Tavera, H., Baby, P., Chire-Chira, J., Nocquet, J.-M., 2016. Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 7371–7394. <https://doi.org/10.1002/2016JB013080>.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., 1998. New, improved version of generic mapping tools released. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 79, 579–579. <https://doi.org/10.1029/98EO00426>.
- Wölbern, I., Löbl, U., Rumpker, G., 2014. Crustal origin of trench-parallel shear-wave fast polarizations in the Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 392, 230–238. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2014.02.032>.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G., 2007. Null Detection in Shear-Wave Splitting Measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 97, 1204–1211. <https://doi.org/10.1785/0120060190>.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G., Zaroli, C., Barruol, G., 2008. SplitLab: A shear-wave splitting environment in Matlab. *Comput. Geosci.* 34, 515–528. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.08.002>.
- Zandt, G., Humphreys, E., 2008. Toroidal mantle flow through the western U.S. slab window. *Geology* 36, 295. <https://doi.org/10.1130/G24611A.1>.
- Zhang, S., Karato, S., 1995. Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear. *Nature* 375, 774–777. <https://doi.org/10.1038/375774a0>.

6.3 Referências do Artigo 2

- Alvarado, A., Ruiz, M., Mothes, P., Yepes, H., Segovia, M., Vaca, M., Ramos, C., Enríquez, W., Ponce, G., Jarrín, P., Aguilar, J., Acero, W., Vaca, S., Singaicho, J.C., Pacheco, D., Córdova, A., 2018. Seismic, Volcanic, and Geodetic Networks in Ecuador: Building Capacity for Monitoring and Research. *Seismol. Res. Lett.* 89, 432–439. <https://doi.org/10.1785/0220170229>.
- Antonijevic, S.K., Wagner, L.S., Beck, S.L., Long, M.D., Zandt, G., Tavera, H., 2016. Effects of change in slab geometry on the mantle flow and slab fabric in Southern Peru. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 7252–7270. <https://doi.org/10.1002/2016JB013064>.
- Antonijevic, S.K.S.K., Wagner, L.S.L.S.L.S., Kumar, A., Beck, S.L.S.L.S.L., Long, M.D.M.D., Zandt, G., Tavera, H., Condori, C., 2015. The role of ridges in the formation and longevity of flat slabs. *Nature* 524, 212–215. <https://doi.org/10.1038/nature14648>.
- Aranda, N., Assumpção, M., 2013. Crustal thickness in the northern Andes from teleseismic pP and sS precursors, in: 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013. Brazilian Geophysical Society, pp. 1781–1785. <https://doi.org/10.1190/sbgf2013-366>.
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julià, J., 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics* 609, 82–96. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.014>.
- Audebaud, E., Capdevila, R., Dalmayrac, B., Debelmas, J., Laubacher, G., Lefevre, C., Martinez, R.M., Mattauer, M., Megard, F., Jorge Paredes, Tomasi, P., 1973. Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Pérou-Bolívie). *Rev. Géographie Phys. Géologie Dyn.* xv, 73–115.
- Beck, S.L., Zandt, G., 2002. The nature of orogenic crust in the central Andes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 107, ESE 7-1-ESE 7-16. <https://doi.org/10.1029/2000JB000124>.
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Shapiro, N.M., 2008. Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States. *J. Geophys. Res.* 113, B05306. <https://doi.org/10.1029/2007JB005248>.
- Bent, A., 2013. Global Seismograph Network (GSN). pp. 417–418. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4399-4_161.
- Bianchi, M.B., Assumpção, M., Rocha, M.P., Carvalho, J.M., Azevedo, P.A., Fontes, S.L., Dias, F.L., Ferreira, J.M., Nascimento, A.F., Ferreira, M. V., Costa, I.S.L., 2018. The Brazilian Seismographic Network (RSBR): Improving Seismic Monitoring in Brazil. *Seismol. Res. Lett.* 89, 452–457. <https://doi.org/10.1785/0220170227>.
- Bishop, B.T., Beck, S.L., Zandt, G., Wagner, L., Long, M., Antonijevic, S.K., Kumar, A., Tavera, H., 2017. Causes and consequences of flat-slab subduction in southern Peru.

- Geosphere 13, 1392–1407. <https://doi.org/10.1130/GES01440.1>.
- Calderon, Y., Baby, P., Hurtado, C., Brusset, S., 2017. Thrust tectonics in the Andean retroforeland basin of northern Peru: Permian inheritances and petroleum implications. *Mar. Pet. Geol.* 82, 238–250. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.02.009>.
- Cardona, A., Cordani, U.G., Ruiz, J., Valencia, V.A., Armstrong, R., Chew, D., Nutman, A., Sanchez, A.W., 2009. U-Pb Zircon Geochronology and Nd Isotopic Signatures of the Pre-Mesozoic Metamorphic Basement of the Eastern Peruvian Andes: Growth and Provenance of a Late Neoproterozoic to Carboniferous Accretionary Orogen on the Northwest Margin of Gondwana. *J. Geol.* 117, 285–305. <https://doi.org/10.1086/597472>
- Cardoso, R.R., Hamza, V.M., Alfaro, C., 2010. Geothermal Resource Base for South America: A Continental Perspective, in: *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia, 25-29 April, pp. 1–6.
- Chew, D.M., Schaltegger, U., Kosler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A., Miskovic, A., 2007. U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 119, 697–711. <https://doi.org/10.1130/B26080.1>.
- Christensen, N.I., 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 101, 3139–3156. <https://doi.org/10.1029/95JB03446>.
- Cobbing, E.J., 1999. The Coastal Batholith and other aspects of Andean magmatism in Peru. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 168, 111–122. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.08>.
- Condori, C., França, G.S., Tavera, H.J., Eakin, C.M., Lynner, C., Beck, S.L., Villegas-Lanza, J.C., 2021. Variable seismic anisotropy across the Peruvian flat-slab subduction zone with implications for upper plate deformation. *J. South Am. Earth Sci.* 106, 103053. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103053>.
- Condori, C., França, G.S.G.S.G.S., Tavera, H.J.H.J., Albuquerque, D.F.D.F., Bishop, B.T.B.T., Beck, S.L.S.L., 2017. Crustal structure of north Peru from analysis of teleseismic receiver functions. *J. South Am. Earth Sci.* 76, 11–24. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.02.006>.
- Condori, C., Tavera, H., 2012. Áreas probables de ruptura sísmica en el borde occidental del Perú a partir de la variación del parámetro “b”. *Bol. Soc. Geol. Perú* 106: 23–36.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., 1980a. Geologie des Andes peruviennes, Caracteres generaux d'evolution géologique des Andes peruviennes. ORSTOM 96–217.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., R., M., 1980b. Geologie des Andes peruviennes, Caracteres generaux de l'evolution geologique des Andes peruviennes. ORDTOM 96–217.

- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.* 101, 425–478. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x>.
- Dorbath, L., Dorbath, C., Jimenez, E., Rivera, L., 1991. Seismicity and tectonic deformation in the Eastern Cordillera and the sub-Andean zone of central Peru. *J. South Am. Earth Sci.* 4, 13–24. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90015-D](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90015-D).
- Ducea, M.N., Paterson, S.R., DeCelles, P.G., 2015a. High-Volume Magmatic Events in Subduction Systems. *Elements* 11, 99–104. <https://doi.org/10.2113/gselements.11.2.99>.
- Ducea, M.N., Saleeby, J.B., Bergantz, G., 2015b. The Architecture, Chemistry, and Evolution of Continental Magmatic Arcs. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 43, 299–331. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105049>.
- Dumont, J.F., Deza, E., Garcia, F., 1991. Morphostructural provinces and neotectonics in the Amazonian lowlands of Peru. *J. South Am. Earth Sci.* 4, 373–381. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90008-9](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90008-9).
- Eakin, C.M., Long, M.D., 2013. Complex anisotropy beneath the Peruvian flat slab from frequency-dependent, multiple-phase shear wave splitting analysis. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 4794–4813. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50349>.
- Eakin, C.M., Long, M.D., Wagner, L.S., Beck, S.L., Tavera, H., 2015. Upper mantle anisotropy beneath Peru from SKS splitting: Constraints on flat slab dynamics and interaction with the Nazca Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 412, 152–162. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.015>.
- Eakin, C.M.C.M.C.M., Long, M.D.M.D., Beck, S.L.S.L., Wagner, L.S.L.S., Tavera, H., Condori, C., 2014. Response of the mantle to flat slab evolution: Insights from local S splitting beneath Peru. *Geophys. Res. Lett.* 41, 3438–3446. <https://doi.org/10.1002/2014GL059943>.
- Efron, B., Gong, G., 1983. A Leisurely Look at the Bootstrap, the Jackknife, and Cross-Validation. *Am. Stat.* 37, 36–48. <https://doi.org/10.1080/00031305.1983.10483087>
- Efron, B., Tibshirani, R.J., 1993. *An Introduction to the Bootstrap*. Springer US, Boston, MA. <https://doi.org/10.1007/978-1-4899-4541-9>.
- Espurt, N., Brusset, S., Baby, P., Henry, P., Vega, M., Calderon, Y., Ramirez, L., Saillard, M., 2018. Deciphering the Late Cretaceous-Cenozoic Structural Evolution of the North Peruvian Forearc System. *Tectonics* 37, 251–282. <https://doi.org/10.1002/2017TC004536>.
- Eude, A., Roddaz, M., Bricchau, S., Brusset, S., Calderon, Y., Baby, P., Soula, J.-C., 2015. Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section. *Tectonics* 34, 715–730. <https://doi.org/10.1002/2014TC003641>.

- Feng, M., van der Lee, S., Assumpção, M., 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004449>.
- Fukao, Y., Yamamoto, A., Kono, M., 1989. Gravity anomaly across the Peruvian Andes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 94, 3867–3890. <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p03867>.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *J. Geol. Soc. London.* 129, 93–131. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.2.0093>.
- Gee, L.S., Leith, W.S., 2011. The Global Seismographic Network. U.S. Geol. Surv. Fact Sheet 2011–3021, 2 p.
- Gripp, A.E., Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophys. Res. Lett.* 17, 1109–1112. <https://doi.org/10.1029/GL017i008p01109>.
- Gutscher, M.-A., Maury, R., Eissen, J.-P., Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology* 28, 535. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<535:CSMBCB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<535:CSMBCB>2.0.CO;2).
- Gutscher, M.-A.M.A., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Eissen, J.-P., Maury, R., 1999. The “lost inca plateau”: cause of flat subduction beneath peru? *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 335–341. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00153-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00153-3).
- Hacker, B.R., Kelemen, P.B., Behn, M.D., 2015. Continental Lower Crust. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 43, 167–205. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124117>.
- Haederle, M., Atherton, M.P., 2002. Shape and intrusion style of the Coastal Batholith, Peru. *Tectonophysics* 345, 17–28. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00204-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00204-9).
- Haraldsson, I.G., 2011. Geothermal activity and development in South America : short overview of the status in Bolivia, Chile, Ecuador and Peru, in: Presented at “Short Course on Geothermal Drilling, Resource Development and Power Plants”, Organized by UNU-GTP and LaGeo, in Santa Tecla, El Salvador, January 16-22. pp. 1–15.
- Hayes, G.P., Moore, G.L., Portner, D.E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., Smoczyk, G.M., 2018. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science* (80-.). 362, 58–61. <https://doi.org/10.1126/science.aat4723>.
- Heintz, M., Debayle, E., Vauchez, A., 2005. Upper mantle structure of the South American continent and neighboring oceans from surface wave tomography. *Tectonophysics* 406, 115–139. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.006>.
- Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., Bolaños, R., 2005. The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes. *J. South Am. Earth Sci.* 19, 21–34.

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.005>.

- Herrmann, R.B., Ammon, C.J., 2002. Computer programs in seismology - surface wa-ves, receiver functions and crustal structure.
- Hiett, C.D., Newell, D.L., Jessup, M.J., 2021. ³He evidence for fluid transfer and continental hydration above a flat slab. *Earth Planet. Sci. Lett.* 556, 116722. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116722>.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R.B., Lauría, E., Fortes, L.P.S., 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *J. South Am. Earth Sci.* 16, 125–131. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00028-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00028-2).
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., Buland, R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophys. J. Int.* 122, 108–124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>.
- Lawver, L.A., Gahagan, L.M., 1993. Subduction Zones, Magmatism, and the Breakup of Pangea, in: *Flow and Creep in the Solar System: Observations, Modeling and Theory*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 225–247. https://doi.org/10.1007/978-94-015-8206-3_15.
- Levshin, A., Ratnikova, L., Berger, J., 1992. Peculiarities of surface-wave propagation across central Eurasia. *Bull. Seism. Soc. Am.* 86(6), 2464–2493.
- Lin, F.-C., Moschetti, M.P., Ritzwoller, M.H., 2008. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. *Geophys. J. Int.* 173, 281–298. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x>.
- Lindo, R., 1993. *Donnes, Seismotectonique des andes du Perou central: Apport des Precision., sismologiques de haute*. Universite Louis-Pasteur, Strasbourg, France.
- Long, M.D., Biryol, C.B., Eakin, C.M., Beck, S.L., Wagner, L.S., Zandt, G., Minaya, E., Tavera, H., 2016. Overriding plate, mantle wedge, slab, and subslab contributions to seismic anisotropy beneath the northern Central Andean Plateau. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 2556–2575. <https://doi.org/10.1002/2016GC006316>.
- Lynner, C., Beck, S.L., Zandt, G., Porritt, R.W., Lin, F.-C., Eilon, Z.C., 2018. Midcrustal Deformation in the Central Andes Constrained by Radial Anisotropy. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 4798–4813. <https://doi.org/10.1029/2017JB014936>.
- Lynner, C., Koch, C., Beck, S.L., Meltzer, A., Soto-Cordero, L., Hoskins, M.C., Stachnik, J.C., Ruiz, M., Alvarado, A., Charvis, P., Font, Y., Regnier, M., Agurto-Detzel, H., Rietbrock, A., Porritt, R.W., 2020. Upper-plate structure in Ecuador coincident with the subduction of the Carnegie Ridge and the southern extent of large mega-thrust earthquakes. *Geophys. J. Int.* 220, 1965–1977. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz558>.

- Lynner, C., Porritt, R.W., 2017. Crustal structure across the eastern North American margin from ambient noise tomography. *Geophys. Res. Lett.* 44, 6651–6657. <https://doi.org/10.1002/2017GL073500>.
- Ma, Y., Clayton, R.W., 2014. The crust and uppermost mantle structure of Southern Peru from ambient noise and earthquake surface wave analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 395, 61–70. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.03.013>.
- Macharé, J., Fenton, C.H., Machette, M.N., Lavenu, A., Costa, C., Dart, R.L., 2003. Database and Map of Quaternary Faults and Folds in Peru and its Offshore Region, Open-File Report. <https://doi.org/10.3133/OFR03451>.
- Margirier, A., Audin, L., Robert, X., Herman, F., Ganne, J., Schwartz, S., 2016. Time and mode of exhumation of the Cordillera Blanca batholith (Peruvian Andes). *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 6235–6249. <https://doi.org/10.1002/2016JB013055>.
- Martínez Ardila, A.M., 2016. Compositional Diversity in Arcs: A Record of Magmatic Processes in the Peru Coastal Batholith, Ica. Loma Linda University Electronic Theses, Dissertations & Projects. 389.
- Martínez Ardila, A.M., Clausen, B.L., Memeti, V., Paterson, S.R., 2019. Source contamination, crustal assimilation, and magmatic recycling during three flare-up events in the Cretaceous Peruvian Coastal Batholith: An example from the Ica-Pisco plutons. *J. South Am. Earth Sci.* 95, 102300. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102300>.
- Mathalone, J.M.P., Manuel, M.R., 1995. Petroleum Geology of the Sub-Andean Basins of Peru. *Pet. Basins South Am.* <https://doi.org/10.1306/M62593C21>.
- Megard, F., 1978. Etude géologique des Andes du Pérou Central. *Mem. ORSTOM* 86, 310.
- Mégard, F., 1978. Étude géologique des Andes du Pérou central. Institut français d'études andines. <https://doi.org/10.4000/books.ifea.1450>.
- Mora, A., Baby, P., Roddaz, M., Parra, M., Brusset, S., Hermoza, W., Espurt, N., 2011. Tectonic History of the Andes and Sub-Andean Zones: Implications for the Development of the Amazon Drainage Basin, in: *Amazonia: Landscape and Species Evolution*. Wiley-Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, pp. 38–60. <https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch4>.
- Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J.C., Chlieh, M., Mothes, P.A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y., Régnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguiña Mendoza, J.M., Martinez, W., Tavera, H., Yepes, H., 2014. Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nat. Geosci.* 7, 287–291. <https://doi.org/10.1038/ngeo2099>.
- Norabuena, E.O., Dixon, T.H., Stein, S., Harrison, C.G.A., 1999. Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific Plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3405–3408.

<https://doi.org/10.1029/1999GL005394>.

- Pavão, C.G., França, G.S., Marotta, G.S., Menezes, P.H.B.J., Neto, G.B.S., Roig, H.L., 2012. Spatial Interpolation Applied a Crustal Thickness in Brazil. *J. Geogr. Inf. Syst.* 04, 142–152. <https://doi.org/10.4236/jgis.2012.42019>.
- Petford, N., Atherton, M., 1996. Na-rich Partial Melts from Newly Underplated Basaltic Crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *J. Petrol.* 37, 1491–1521. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.6.1491>.
- Petford, N., Atherton, M.P., 1992. Granitoid emplacement and deformation along a major crustal lineament: The Cordillera Blanca, Peru. *Tectonophysics* 205, 171–185. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90425-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90425-6).
- Petford, N., Atherton, M.P., Halliday, A.N., 1996. Rapid magma production rates, underplating and remelting in the Andes: isotopic evidence from northern-central Peru (9–11 °S). *J. South Am. Earth Sci.* 9, 69–78. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(96\)00028-4](https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00028-4).
- Phillips, K., Clayton, R.W., 2014. Structure of the subduction transition region from seismic array data in southern Peru. *Geophys. J. Int.* 196, 1889–1905. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt504>.
- Phillips, K., Clayton, R.W., Davis, P., Tavera, H., Guy, R., Skinner, S., Stubailo, I., Audin, L., Aguilar, V., 2012. Structure of the subduction system in southern Peru from seismic array data. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012JB009540>.
- Portner, D.E., Rodríguez, E.E., Beck, S., Zandt, G., Scire, A., Rocha, M.P., Bianchi, M.B., Ruiz, M., Sand França, G., Condori, C., Alvarado, P., 2020. Detailed structure of the subducted Nazca slab into the lower mantle derived from continent-scale teleseismic P - wave tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/2019JB017884>.
- Poveda, E., Julià, J., Schimmel, M., Perez-Garcia, N., 2018. Upper and Middle Crustal Velocity Structure of the Colombian Andes From Ambient Noise Tomography: Investigating Subduction-Related Magmatism in the Overriding Plate. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 1459–1485. <https://doi.org/10.1002/2017JB014688>.
- Ramos, V., Valencia, K., Romero, D., 2013. The Paracas Terrane (central-northern Perú): A Grenville-age sialic basement accreted to the western Gondwan margin during the Famatinian orogeny. p. 3.
- Ramos, V.A., 2010a. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geol. J.* 45, 2–25. <https://doi.org/10.1002/gj.1193>.
- Ramos, V.A., 2010b. The Grenville-age basement of the Andes. *J. South Am. Earth Sci.* 29, 77–91. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.09.004>.

- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, in: *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(02\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(02)).
- Reimann, C.R., Bahlburg, H., Kooijman, E., Berndt, J., Gerdes, A., Carlotto, V., López, S., 2010. Geodynamic evolution of the early Paleozoic Western Gondwana margin 14°–17°S reflected by the detritus of the Devonian and Ordovician basins of southern Peru and northern Bolivia. *Gondwana Res.* 18, 370–384. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.02.002>.
- Rocha, M., Carvalho, J.M., Azevedo, P.A., França, G.S.L.A., Barros, L.V., Marotta, G.S., Von Huelsen, M.G., Assumpção, M., 2015. Intensificação do monitoramento sísmológico nas regiões centro-oeste e norte do país pela implantação da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR), in: *XIV Simpósio de Geologia Do Centro Oeste*. p. 4.
- Rodríguez, E.E., Portner, D.E., Beck, S.L., Rocha, M.P., Bianchi, M.B., Assumpção, M., Ruiz, M., Alvarado, P., Condori, C., Lynner, C., 2020. Mantle dynamics of the Andean Subduction Zone from continent-scale teleseismic S -wave tomography. *Geophys. J. Int.* 224, 1553–1571. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa536>.
- Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P.G., Weinberg, R.F., Duboz, C., 2005. Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.* 239, 18–32. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.08.003>.
- Rudnick, R.L., Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* 33, 267. <https://doi.org/10.1029/95RG01302>
- Ryan, J., Beck, S., Zandt, G., Wagner, L., Minaya, E., Tavera, H., 2016. Central Andean crustal structure from receiver function analysis. *Tectonophysics* 682, 120–133. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.048>.
- Scire, A., Zandt, G., Beck, S., Long, M., Wagner, L., Minaya, E., Tavera, H., 2016. Imaging the transition from flat to normal subduction: variations in the structure of the Nazca slab and upper mantle under southern Peru and northwestern Bolivia. *Geophys. J. Int.* 204, 457–479. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv452>.
- Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Rev. geológica Chile* 31. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200001>.
- Suárez, G., Molnar, P., Burchfiel, B.C., 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 88, 10403–10428. <https://doi.org/10.1029/JB088iB12p10403>.
- Tavera, H., Bernal, I., 2005. Distribución espacial de áreas de ruptura y lagunas sísmicas en el

- borde oeste del Perú. *Boletín la Soc. Geológica del Perú* 6, 89–102.
- Tavera, H., Buforn, E., 1998. Sismicidad y sismotectónica de Perú. *Fis. la Tierra* 10, 187–219.
- Thurber, C., 2003. Earthquake locations and three-dimensional fault zone structure along the creeping section of the San Andreas fault near Parkfield, CA: Preparing for SAFOD. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1112. <https://doi.org/10.1029/2002GL016004>.
- Vargas, V., Cruz, V., 2010. Geothermal map of Peru, in: *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bochum: International Geothermal Association, Bali, Indonesia, p. 7.
- Villegas-Lanza, J.C., Chlieh, M., Cavalié, O., Tavera, H., Baby, P., Chire-Chira, J., Nocquet, J.-M., 2016. Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 7371–7394. <https://doi.org/10.1002/2016JB013080>.
- Villegas, J.C., Tavera, H., 2008. Modelo de velocidad unidimensional para el sur de Perú a partir de datos de sismos locales: Una mejora para la precisión en la localización. *Geominas* 36.
- Wang, X.-Q., Schubnel, A., Fortin, J., David, E.C., Guéguen, Y., Ge, H.-K., 2012. High Vp/Vs ratio: Saturated cracks or anisotropy effects? *Geophys. Res. Lett.* 39, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012GL051742>.
- Ward, K.M., Porter, R.C., Zandt, G., Beck, S.L., Wagner, L.S., Minaya, E., Tavera, H., 2013. Ambient noise tomography across the Central Andes. *Geophys. J. Int.* 194, 1559–1573. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt166>.
- Ward, K.M., Zandt, G., Beck, S.L., Wagner, L.S., Tavera, H., 2016. Lithospheric structure beneath the northern Central Andean Plateau from the joint inversion of ambient noise and earthquake-generated surface waves. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 8217–8238. <https://doi.org/10.1002/2016JB013237>.
- Watanabe, T., 1993. Effects of water and melt on seismic velocities and their application to characterization of seismic reflectors. *Geophys. Res. Lett.* 20, 2933–2936. <https://doi.org/10.1029/93GL03170>.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., 1998. New, improved version of generic mapping tools released. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 79, 579–579. <https://doi.org/10.1029/98EO00426>
- Wipf, M.A., 2006. Evolution of the Western Cordillera and coastal margin of Peru: evidence from low-temperature thermochronology and geomorphology. *ETH*. <https://doi.org/10.3929/ETHZ-A-005146374>.
- Yang, Y., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L., Shapiro, N.M., 2007. Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophys. J. Int.* 168, 259–274.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03203.x>

- Young, M.K., Rawlinson, N., Arroucau, P., Reading, A.M., Tkalčić, H., 2011. High-frequency ambient noise tomography of southeast Australia: New constraints on Tasmania's tectonic past. *Geophys. Res. Lett.* 38, 1–6. <https://doi.org/10.1029/2011GL047971>
- Yuan, X., Sobolev, S. V., Kind, R., Oncken, O., Bock, G., Asch, G., Schurr, B., Graeber, F., Rudloff, A., Hanka, W., Wylegalla, K., Tibi, R., Haberland, C., Rietbrock, A., Giese, P., Wigger, P., Röwer, P., Zandt, G., Beck, S., Wallace, T., Pardo, M., Comte, D., 2000. Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Nature* 408, 958–961. <https://doi.org/10.1038/35050073>
- Zeil, W., 1979. *The Andes - a geological review*. Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, Germany.
- Zhao, D., Kanamori, H., Negishi, H., Wiens, D., 1996. Tomography of the Source Area of the 1995 Kobe Earthquake: Evidence for Fluids at the Hypocenter? *Science* (80-.). 274, 1891–1894. <https://doi.org/10.1126/science.274.5294.1891>.
- Zhao, M., Qiu, X., Xia, S., Xu, H., Wang, P., Wang, T.K., Lee, C.-S., Xia, K., 2010. Seismic structure in the northeastern South China Sea: S-wave velocity and V_p/V_s ratios derived from three-component OBS data. *Tectonophysics* 480, 183–197. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.10.004>.

Apêndice A

Coordenadas e período de operatividade das estações sismográficas utilizadas para o estudo da Anisotropia Sísmica (†) e Tomografia de Ruído Ambiental (*).

Tabela A1: Coordenadas das estações sismográficas das redes do Peru, Equador, CTBTO e Brasil. CTBTO corresponde a rede mundial (*Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization*). PE refere-se as estações pertencentes ao Rede Sismográfica Nacional do Instituto Geofísico do Peru, EC refere-se as estações pertencentes ao Rede Sismográfica Nacional do Instituto Geofísico do Equador e BR refere-se as estações pertencentes ao Rede Sismográfica Brasileira.

<i>N</i>	<i>Sta</i>	<i>Net.</i>	<i>Uso</i>	<i>Longitude</i>	<i>Latitude</i>	<i>Altitude</i>	<i>Sensor</i>	<i>Nome</i>	<i>País</i>
01	AS077 – ATH	GSN	†*	-78.395	-7.135	3151	GMG – 3T	Atahuallpa	Peru
02	ARNL	EC	†*	-80.067	-3.548	44	CMG – 5T	Arenillas	Equador
03	BOSC	EC	†*	-78.495	-3.151	1398	CMG – 5T	San Juan Bosco	Equador
04	MCRA	EC	†*	-79.954	-4.37	540	TC120	Macará	Equador
05	ZUM	EC	†	-79.144	-4.864	1286	T120	Zumba	Equador
06	CZSB	BR	†*	-72.705	-7.73	196	T120P	Cruzeiro do Sul	Brasil
07	TBTG	BR	†*	-69.909	-4.187	91	T120P	Tabatinga	Brasil
08	BAG	PE	†	-78.508	-5.636	747	G40T	Bagua	Peru
09	BVTA	PE	†*	-76.606	-7.042	503	T40	Bellavista	Peru
10	CBT	PE	†*	-78.521	-9.128	53	CMG – 3ESP	Chimbote	Peru
11	CHCH	PE	†*	-77.877	-6.227	2370	TCP – 120S	Chachapoyas	Peru
12	CHL	PE	†	-80.158	-5.095	165	G40T	Chulucanas	Peru
13	CHO	PE	†*	-80.962	-5.167	221	T40	Chocan	Peru
14	CLB	PE	†	-81.236	-4.253	4	G40T	Cabo Blanco	Peru
15	CLL	PE	†	-78.91	-6.184	1578	G40T	Callyuc	Peru
16	FIC	PE	†	-80.097	-5.918	78	G40T	Ficuar	Peru
17	HCO	PE	†	-76.249	-9.952	1966	G40T	Huánuco	Peru
18	HYO	PE	*	-75.321	-12.042	3330	T40	Huancayo	Peru
19	HMY	PE	†*	-78.119	-10.091	214	CMG – 3ESP	Huarmey	Peru
20	HUAC	PE	†*	-77.606	-11.124	20	TC	Huacho	Peru
21	IQT	PE	†*	-73.32	-3.816	105	T40	Iquitos	Peru
22	LAM	PE	†	-76.524	-6.419	857	G40T	Lamas	Peru
23	LCN	PE	†	-80.549	-4.641	145	G40T	Lancones	Peru
24	MNZN	PE	†*	-76.343	-9.257	930	TC	Monzón	Peru
25	MTP	PE	†	-80.194	-3.683	80	G40T	Mata Palo	Peru

GMG-3T: Güralp; CMC-5T: Güralp; TC120: Trillium Compact; T120P: Trillium; T40: Trillium; CMG-3ESP: Güralp; TCP-120S: Trillium; TC: Trillium Compact; STS-1: Streckeisen; CMC-40T: Güralp.

Continua.....

<i>N</i>	<i>Sta</i>	<i>Net.</i>	<i>Uso</i>	<i>Longitude</i>	<i>Latitude</i>	<i>Altitude</i>	<i>Sensor</i>	<i>Nome</i>	<i>Pais</i>
26	<i>MOY</i>	<i>PE</i>	†	-76.994	-6.025	959	<i>G40T</i>	<i>Moyobamba</i>	<i>Peru</i>
27	<i>NNA</i>	<i>PE</i>	*	-76.842	-11.988	575	<i>STS - 1</i>	<i>Ñaña</i>	<i>Peru</i>
28	<i>NCJ</i>	<i>PE</i>	†	-77.307	-5.936	862	<i>G40T</i>	<i>Nueva Cajamarca</i>	<i>Peru</i>
29	<i>NRJ</i>	<i>PE</i>	†	-77.505	-5.74	968	<i>G40T</i>	<i>Naranjos</i>	<i>Peru</i>
30	<i>OXAP</i>	<i>PE</i>	†*	-75.398	-10.578	1840	<i>CMG - 40T</i>	<i>Oxapampa</i>	<i>Peru</i>
31	<i>PBER</i>	<i>PE</i>	†*	-74.941	-10.288	260	<i>TCP - 120S</i>	<i>Puerto Bermudez</i>	<i>Peru</i>
32	<i>PBL</i>	<i>PE</i>	†	-77.119	-5.877	841	<i>G40T</i>	<i>Pueblo Libre</i>	<i>Peru</i>
33	<i>PCH0</i>	<i>PE</i>	†*	-79.682	-6.005	662	<i>T40</i>	<i>Portachuelo</i>	<i>Peru</i>
34	<i>PCM</i>	<i>PE</i>	†	-79.565	-7.407	37	<i>G40T</i>	<i>Pacasmayo</i>	<i>Peru</i>
35	<i>PCZ</i>	<i>PE</i>	†	-76.775	-6.272	881	<i>G40T</i>	<i>Pacayzapa</i>	<i>Peru</i>
36	<i>PGO</i>	<i>PE</i>	†	-76.285	-6.329	222	<i>G40T</i>	<i>P. de Caynarachi</i>	<i>Peru</i>
37	<i>PTM</i>	<i>PE</i>	†*	-69.187	-12.585	242	<i>T40</i>	<i>Puerto Maldonado</i>	<i>Peru</i>
38	<i>PUC</i>	<i>PE</i>	†*	-74.668	-8.397	142	<i>T40</i>	<i>Pucallpa</i>	<i>Peru</i>
39	<i>QRHC</i>	<i>PE</i>	†*	-78.854	-8.076	250	<i>T40</i>	<i>Quirihuac</i>	<i>Peru</i>
40	<i>SMR</i>	<i>PE</i>	†	-77.118	-6.22	927	<i>G40T</i>	<i>San Marcos</i>	<i>Peru</i>
41	<i>SNIG</i>	<i>PE</i>	†*	-79.012	-5.125	1818	<i>TCP - 120S</i>	<i>San Ignacio</i>	<i>Peru</i>
42	<i>STPO</i>	<i>PE</i>	†*	-74.632	-11.265	931	<i>TC</i>	<i>Satipo</i>	<i>Peru</i>
43	<i>TAR</i>	<i>PE</i>	†*	-76.357	-6.496	358	<i>CMG - 40T</i>	<i>Tarapoto</i>	<i>Peru</i>
44	<i>TICA</i>	<i>PE</i>	†*	-77.901	-7.917	2819	<i>TCP - 120S</i>	<i>Ticapampa</i>	<i>Peru</i>
45	<i>YANA</i>	<i>PE</i>	†*	-76.112	-10.638	3835	<i>TCP - 120S</i>	<i>Yanaquihua</i>	<i>Peru</i>
46	<i>YLS</i>	<i>PE</i>	†*	-77.889	-8.847	3208	<i>T40</i>	<i>Huaylas</i>	<i>Peru</i>
47	<i>YRM</i>	<i>PE</i>	†*	-76.13	-5.897	149	<i>T40</i>	<i>Yurimaguas</i>	<i>Peru</i>

GMG-3T: Güralp; CMC-5T: Güralp; TC120: Trillium Compact; T120P: Trillium; T40: Trillium; CMC-3ESP: Güralp; TCP-120S: Trillium; TC: Trillium Compact; STS-1: Streckeisen; CMC-40T: Güralp.

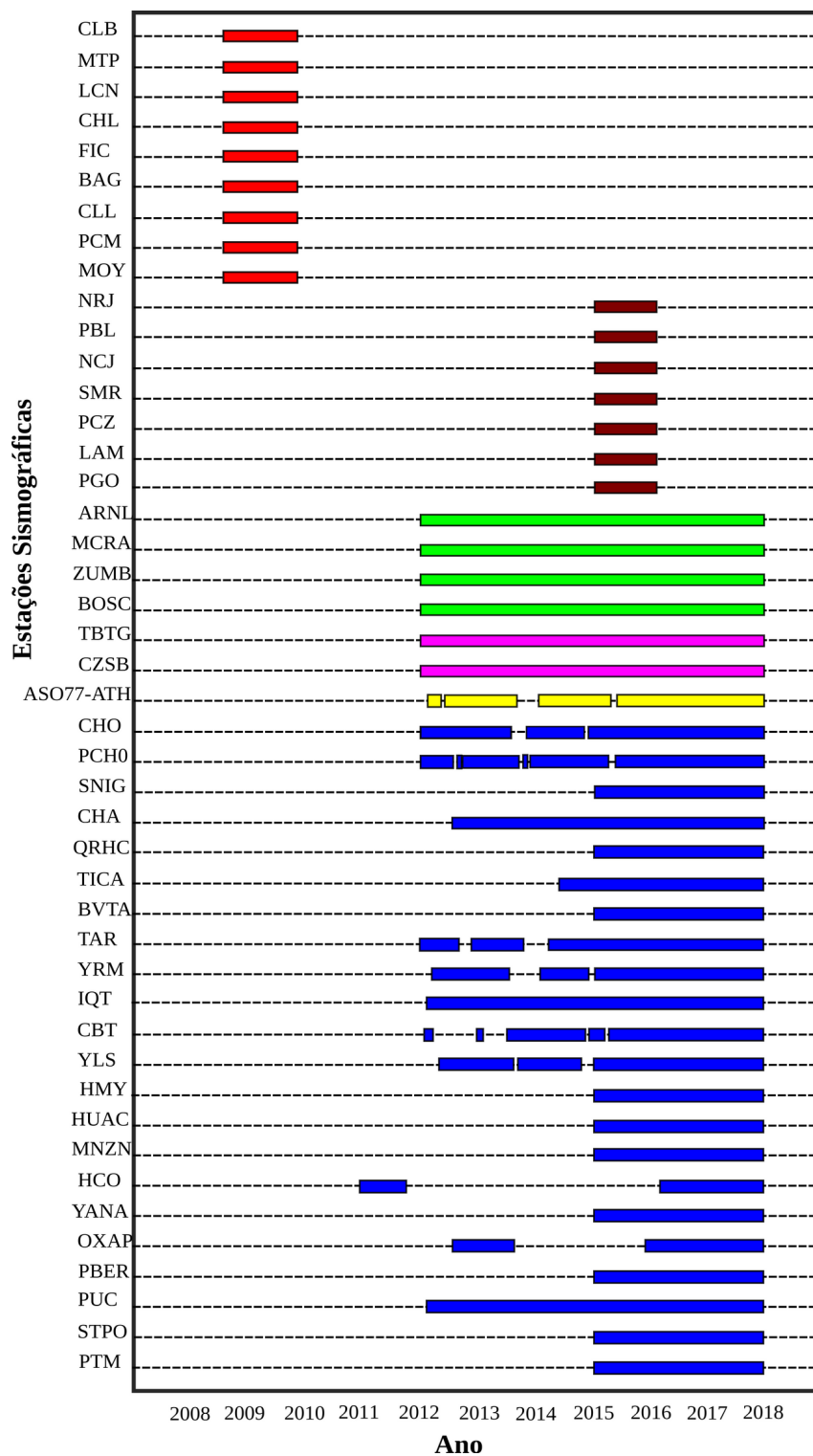


Figura A1: Gráfico mostrando os períodos em que os dados foram obtidos nas estações para o estudo da anisotropia sísmica, barras em vermelho para a Rede SisNort, em castanho para a rede temporal Moyobamba, em verde para a Rede do Equador, em rosa para a rede do Brasil, em amarelo a rede CTBTO e em azul para a Rede Sismográfica Nacional do IGP.

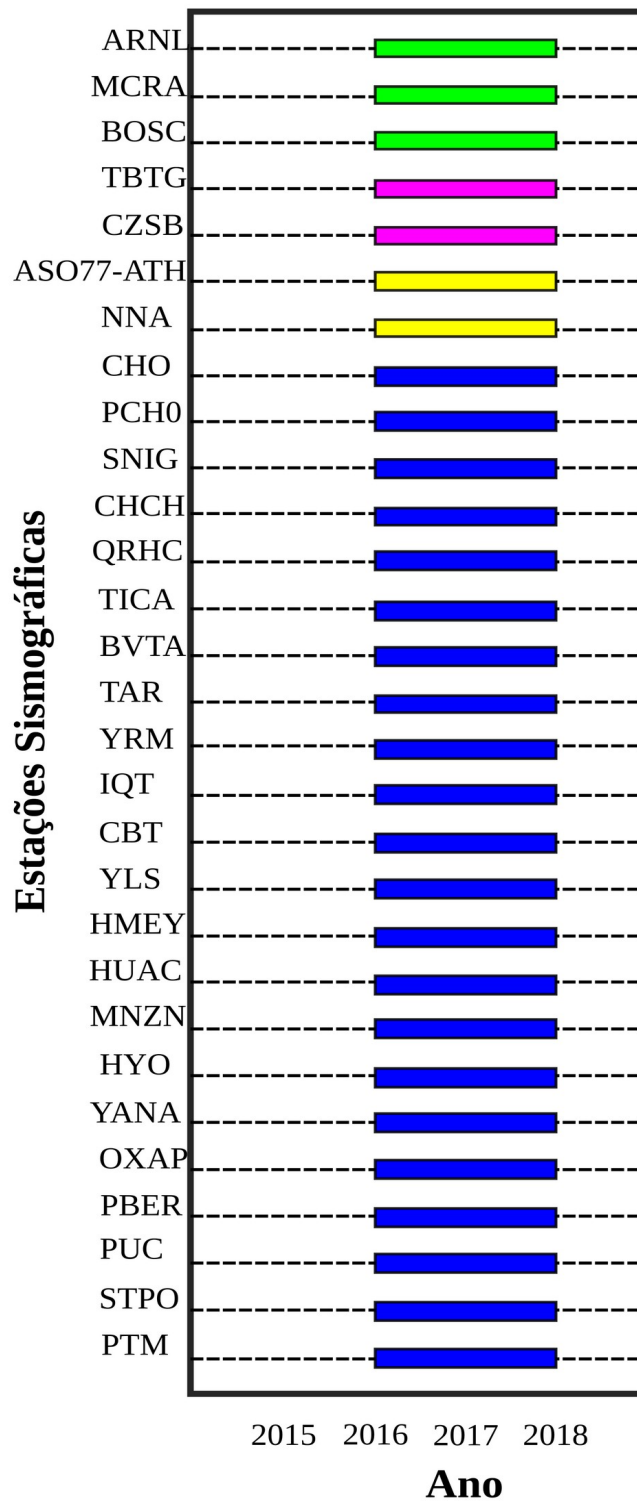


Figura A2: Gráfico mostrando os períodos em que os dados foram obtidos nas estações para o estudo da tomografia de ruído de ambiente, barras em verde para a Rede do Equador, em rosa para a Rede do Brasil, em amarelo para a rede CTBTO e em azul para a Rede Sismográfica Nacional do IGP.

Apêndice B

Non-null measurements:

Table B1: Summary all individual non-null splitting measurements determined in this study using the transverse component minimum energy (SC) method of Silver and Chan (1991). The STA and Net indicate the stations name and their corresponding networks, Date and Day indicates the Date and Julian day of the events. Evla, Evlo, Dep, BAZ Anc and Mag indicate the latitude, longitude, depth, backazimuth, incidence angle and magnitude (M_w) of the event. Phase is the teleseismic phases used to make the splitting measurements. Phi (Φ) and δt are the splitting parameters, Auto quality is the resulting quality determined based on the method and criteria defined by Wüstefeld and Bokelmann (2007).

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	BAZ	Anc	Mag	Phase	ϕ	δt	AutoQuality
AS077-ATH	GSN	16-Nov-2012	321	49.30	155.40	029.0	323.2	06.2	6.5	SKS	-80.8	1.1	FAIR
AS077-ATH	GSN	07-Feb-2013	038	-11.70	164.90	008.0	253.8	06.7	6.0	SKS	-66.2	0.8	FAIR
AS077-ATH	GSN	24-Jun-2014	175	52.20	176.70	004.0	322.2	07.9	6.3	SKS	-82.2	1.5	GOOD
AS077-ATH	GSN	07-Apr-2015	097	-15.20	-173.20	030.0	254.3	09.7	6.3	SKS	-63.7	0.7	GOOD
AS077-ATH	GSN	01-Jan-2016	001	-50.60	139.40	010.0	205.2	06.8	6.3	SKS	-73.2	1.1	GOOD
AS077-ATH	GSN	08-Sep-2016	252	-54.60	158.70	010.0	209.8	08.2	6.1	SKS	-78.2	2.1	GOOD
AS077-ATH	GSN	28-Jan-2015	028	-21.00	-178.30	484.0	247.8	08.9	6.2	SKS	-64.2	1.4	GOOD
AS077-ATH	GSN	24-May-2015	144	-19.40	-176.00	010.0	249.8	12.8	6.2	SKKS	-82.2	1.0	FAIR
AS077-ATH	GSN	28-Apr-2015	118	-20.90	-178.60	581.0	247.8	08.8	6.1	SKS	-82.2	0.6	FAIR
AS077-ATH	GSN	28-May-2016	149	-22.00	-178.20	406.0	246.8	09.0	6.9	SKS	-69.2	1.3	GOOD
AS077-ATH	GSN	27-Mar-2017	086	52.80	172.30	020.0	323.3	07.5	6.2	SKS	-62.7	0.7	FAIR
AS077-ATH	GSN	27-Jul-2015	208	52.40	-169.40	029.0	322.1	09.1	6.9	SKS	-57.9	1.1	FAIR
AS077-ATH	GSN	06-Jun-2016	158	-30.00	-177.80	044.0	239.0	09.4	6.1	SKS	-85.0	0.9	FAIR
AS077-ATH	GSN	30-May-2015	150	30.80	143.00	006.0	307.0	05.6	6.2	PKS	-85.0	0.7	FAIR
AS077-ATH	GSN	30-May-2015	150	27.80	140.50	664.0	304.2	04.9	7.8	PKS	-81.8	1.1	FAIR
CZSB	BR	13-Jul-2016	195	-28.00	-176.40	010.0	240.1	08.8	5.9	SKS	-57.9	1.0	FAIR
CZSB	BR	14-Apr-2016	105	-14.50	166.40	016.0	249.2	06.3	6.4	SKS	-64.8	0.6	GOOD
TBTG	BR	24-Apr-2015	114	-42.10	173.00	048.0	223.7	07.6	6.1	SKS	-88.3	1.4	GOOD
TBTG	BR	07-Aug-2015	219	-02.10	028.90	011.0	092.8	08.8	5.8	SKS	-58.8	0.7	FAIR
TBTG	BR	09-Aug-2015	221	-27.50	-176.20	010.0	240.7	08.2	5.8	SKS	-63.3	0.7	GOOD
TBTG	BR	07-Sep-2015	250	-32.80	-178.20	010.0	234.9	08.2	5.9	SKS	-89.1	0.8	GOOD
TBTG	BR	07-Sep-2015	250	-32.80	-177.90	017.0	235.0	08.2	6.3	SKS	-89.0	1.1	GOOD
TBTG	BR	01-Sep-2016	245	-37.40	179.10	019.0	229.9	08.0	7.0	SKS	-82.1	0.8	GOOD

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	BAZ	Anc	Mag	Phase	ϕ	δt	AutoQuality
TBTG	BR	14-Nov-2016	319	-42.60	173.30	009.0	223.2	07.6	6.5	SKS	-88.8	1.7	FAIR
TBTG	BR	08-May-2017	128	51.70	-178.60	013.0	322.6	07.9	6.2	SKS	-81.4	0.7	FAIR
TBTG	BR	15-Jun-2017	166	-30.50	-178.10	034.0	237.3	08.1	6.0	SKS	-68.7	0.7	FAIR
TBTG	BR	29-Jun-2017	180	-31.10	179.90	405.0	236.2	07.8	6.0	SKS	-67.8	0.9	GOOD
TBTG	BR	11-Jul-2017	192	-49.50	164.00	010.0	213.7	07.3	6.6	SKS	-83.7	1.1	GOOD
TBTG	BR	08-Oct-2017	281	52.40	176.80	119.0	324.0	07.5	6.5	SKS	-60.0	0.8	FAIR
TBTG	BR	22-Nov-2016	327	-40.60	177.00	009.0	226.2	07.9	5.9	SKS	-81.8	1.2	FAIR
ZUM	EC	10-Jul-2016	192	-15.00	-172.90	008.0	254.7	12.8	5.8	SKKS	30.7	1.3	GOOD
ZUM	EC	08-Sep-2016	252	-54.60	158.70	010.0	210.3	08.0	6.1	SKS	56.3	1.6	FAIR
ZUM	EC	04-Nov-2017	308	-15.30	-173.20	010.0	254.4	09.8	6.8	SKS	36.4	0.7	FAIR
ZUM	EC	31-Aug-2016	244	-03.70	152.80	476.0	261.6	05.2	6.8	SKS	47.6	1.5	FAIR
ZUM	EC	06-Apr-2016	097	-14.10	166.60	024.0	252.7	11.9	6.7	SKKS	42.7	1.0	FAIR
ZUM	EC	17-Oct-2016	291	-06.00	148.90	042.0	257.7	07.3	6.8	PKS	43.7	1.0	FAIR
ARNL	EC	26-Oct-2016	300	43.00	013.10	010.0	047.2	09.4	6.1	SKS	73.2	1.3	GOOD
ARNL	EC	30-Oct-2016	304	42.90	013.10	008.0	047.3	09.4	6.6	SKS	77.3	1.1	FAIR
ARNL	EC	01-Dec-2017	335	30.70	057.30	009.0	051.0	07.4	6.1	PKS	75.0	1.5	FAIR
ARNL	EC	05-Sep-2016	249	-37.10	178.70	027.0	232.0	09.1	5.9	SKS	86.0	1.3	GOOD
ARNL	EC	26-Jun-2016	178	39.50	073.30	013.0	030.3	05.2	6.4	PKS	66.3	1.3	FAIR
BOSC	EC	07-Nov-2017	311	-04.20	143.50	111.0	260.2	05.1	6.5	PKS	50.2	0.7	FAIR
BOSC	EC	25-Nov-2016	330	39.30	074.00	017.0	031.0	05.4	6.6	PKS	65.0	1.2	FAIR
MCRA	EC	08-Oct-2017	281	-61.70	154.60	010.0	203.2	08.3	6.2	SKS	63.2	1.3	FAIR
MCRA	EC	20-Mar-2016	080	54.30	162.80	030.0	326.7	07.3	6.4	SKS	70.7	2.2	GOOD
MCRA	EC	08-Oct-2017	281	52.40	176.80	119.0	322.7	08.3	6.5	SKS	70.7	1.1	GOOD
MCRA	EC	01-Dec-2017	335	30.70	057.30	009.0	051.6	06.1	6.1	PKS	65.6	1.0	GOOD
IQT	PE	26-Sep-2012	270	51.60	-178.30	016.0	322.1	12.4	6.4	SKKS	-71.9	1.1	FAIR
IQT	PE	24-May-2013	144	54.90	153.20	598.0	332.1	11.6	8.3	SKKS	-79.9	1.0	GOOD
IQT	PE	21-Jul-2013	202	-41.70	174.30	017.0	225.3	08.0	6.5	SKS	-75.3	1.5	FAIR
IQT	PE	30-Aug-2013	242	51.50	-175.20	029.0	321.8	08.5	7.0	SKS	-72.2	1.1	GOOD

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	BAZ	Anc	Mag	Phase	ϕ	δt	AutoQuality
IQT	PE	04-May-2014	124	-24.60	179.10	527.0	243.4	12.3	6.6	SKKS	-88.6	1.2	GOOD
IQT	PE	21-Jul-2014	202	-19.80	-178.40	615.0	248.7	08.0	6.9	SKS	-87.3	1.1	FAIR
IQT	PE	30-Mar-2015	089	-15.40	-172.90	015.0	253.8	08.8	6.4	SKS	-56.2	1.1	GOOD
IQT	PE	24-Apr-2015	114	-42.10	173.00	048.0	224.7	07.9	6.1	SKS	-86.7	1.1	GOOD
IQT	PE	29-May-2015	149	56.60	-156.40	073.0	326.9	10.3	6.7	SKS	-71.1	1.2	FAIR
IQT	PE	27-Jul-2015	208	52.40	-169.40	029.0	322.3	09.1	6.9	SKS	-71.7	1.1	GOOD
IQT	PE	29-Jul-2015	210	59.90	-153.20	119.0	330.4	10.5	6.3	SKS	-79.6	1.0	GOOD
IQT	PE	27-May-2016	148	-20.80	-178.60	567.0	247.6	08.0	6.4	SKS	-82.4	0.9	FAIR
IQT	PE	28-May-2016	149	-22.00	-178.20	406.0	246.5	08.1	6.9	SKS	-77.5	0.9	FAIR
IQT	PE	07-Dec-2012	342	37.90	143.90	031.0	320.1	06.1	7.3	PKS	-83.9	0.8	GOOD
IQT	PE	30-May-2015	150	27.80	140.50	664.0	310.3	04.6	7.8	PKS	-75.7	0.7	FAIR
IQT	PE	24-Feb-2017	055	-23.30	-178.80	414.0	245.1	08.1	6.9	SKS	-74.9	1.0	GOOD
IQT	PE	26-Sep-2017	269	-23.60	-176.80	096.0	245.1	08.4	6.4	SKS	-66.9	0.7	GOOD
IQT	PE	26-Sep-2012	270	51.60	-178.30	016.0	322.1	08.2	6.4	SKS	-77.9	1.1	FAIR
IQT	PE	19-Apr-2013	109	46.20	150.80	110.0	325.0	05.7	7.2	SKS	-67.0	0.8	GOOD
IQT	PE	26-Apr-2013	116	-28.70	-178.90	351.0	239.7	08.2	6.1	SKS	-80.3	0.6	FAIR
IQT	PE	23-May-2013	143	-23.00	-177.20	174.0	245.6	08.3	7.4	SKS	-78.4	0.7	FAIR
IQT	PE	06-Oct-2017	279	37.50	144.00	009.0	319.6	06.0	6.2	PKS	-68.4	1.0	GOOD
IQT	PE	01-Sep-2016	245	-37.40	179.10	019.0	230.7	12.5	7.0	SKKS	-87.3	0.7	GOOD
CBT	PE	25-Oct-2013	298	37.20	144.70	035.0	312.7	06.0	7.1	PKS	-84.7	1.3	GOOD
CBT	PE	29-May-2015	149	56.60	-156.40	073.0	327.4	10.0	6.7	SKS	-80.6	1.0	GOOD
CBT	PE	12-Nov-2013	316	54.70	162.30	043.0	326.4	06.7	6.4	SKS	-87.6	0.9	FAIR
BVTA	PE	24-Feb-2017	055	-23.30	-178.80	414.0	245.2	08.7	6.9	SKS	-52.8	0.5	FAIR
BVTA	PE	24-Sep-2016	268	-18.20	-175.00	202.0	250.8	09.2	6.4	SKS	-51.2	0.7	FAIR
HUAC	PE	07-Nov-2014	311	-06.00	148.20	053.0	251.7	07.4	6.6	PKS	-60.3	1.1	FAIR
HUAC	PE	17-Oct-2016	291	-06.00	148.90	042.0	252.0	07.3	6.8	PKS	-64.0	1.0	GOOD
HUAC	PE	21-Nov-2016	326	37.40	141.40	009.0	313.6	05.3	6.9	PKS	-80.4	1.1	GOOD
HUAC	PE	07-Nov-2017	311	-04.20	143.50	111.0	251.6	05.3	6.5	PKS	-70.4	0.9	GOOD

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	BAZ	Anc	Mag	Phase	ϕ	δt	AutoQuality
HUAC	PE	04-May-2014	124	-24.60	179.10	527.0	243.1	08.8	6.6	SKS	-80.9	1.0	FAIR
HUAC	PE	23-Jun-2014	174	-29.90	-177.60	027.0	238.7	09.7	6.7	SKS	-61.3	0.8	FAIR
HUAC	PE	21-Jul-2014	202	-19.80	-178.40	615.0	248.4	08.9	6.9	SKS	-57.6	1.1	GOOD
HUAC	PE	01-Nov-2014	305	-19.70	-177.80	434.0	248.6	09.1	7.1	SKS	-57.4	1.0	GOOD
HUAC	PE	29-May-2015	149	56.60	-156.40	073.0	327.2	09.6	6.7	SKS	-76.8	0.9	GOOD
HUAC	PE	29-Jul-2015	210	59.90	-153.20	119.0	330.9	09.7	6.3	SKS	-81.1	1.3	GOOD
HUAC	PE	07-Sep-2015	250	-32.80	-178.20	010.0	235.8	09.7	5.9	SKS	-78.2	1.1	GOOD
HUAC	PE	07-Sep-2015	250	-32.80	-177.90	017.0	235.9	09.8	6.3	SKS	-76.1	1.2	GOOD
HUAC	PE	06-Jun-2016	158	-30.00	-177.80	044.0	238.6	09.7	6.1	SKS	-73.4	1.2	GOOD
HUAC	PE	13-Jul-2016	195	-28.00	-176.40	012.0	240.8	09.8	6.3	SKS	-81.2	1.1	GOOD
HUAC	PE	24-Sep-2016	268	-19.80	-178.20	596.0	248.4	09.0	6.9	SKS	-53.6	0.9	FAIR
HUAC	PE	24-Feb-2017	055	-23.30	-178.80	414.0	244.9	09.1	6.9	SKS	-55.1	1.2	GOOD
HUAC	PE	26-Sep-2017	269	-23.60	-176.80	096.0	245.0	09.5	6.4	SKS	-59.0	1.4	GOOD
HUAC	PE	04-Nov-2017	308	-15.30	-173.20	010.0	253.9	09.8	6.8	SKS	-60.1	1.0	GOOD
HUAC	PE	12-Nov-2017	316	34.90	046.00	019.0	055.2	05.6	7.3	SKS	-64.8	1.2	FAIR
HUAC	PE	30-Mar-2015	089	-15.40	-172.90	015.0	253.9	09.8	6.4	SKS	-78.1	1.1	FAIR
HUAC	PE	08-Sep-2015	251	-33.00	-178.50	010.0	235.5	09.7	5.8	SKS	-70.5	0.8	FAIR
HUAC	PE	24-Jan-2016	024	59.60	-153.40	129.0	330.6	09.7	7.1	SKS	-83.4	0.8	GOOD
HUAC	PE	30-Jan-2016	030	54.00	158.50	177.0	326.2	06.2	7.2	SKS	-83.8	1.3	FAIR
HUAC	PE	01-Feb-2016	032	-30.80	-180.00	391.0	237.4	09.3	6.2	SKS	-66.6	1.0	GOOD
HUAC	PE	27-May-2016	148	-20.80	-178.60	567.0	247.3	09.0	6.4	SKS	-76.7	0.8	FAIR
HUAC	PE	28-May-2016	149	-22.00	-178.20	406.0	246.3	09.1	6.9	SKS	-63.7	1.0	GOOD
HUAC	PE	10-Jul-2016	192	-15.10	-173.20	008.0	254.1	09.8	6.0	SKS	-55.9	0.8	FAIR
HUAC	PE	18-Oct-2017	291	-20.60	-173.80	010.0	248.6	09.9	6.1	SKS	-65.4	1.0	GOOD
STPO	PE	23-Jun-2014	174	-30.00	-177.70	020.0	237.9	09.3	6.9	SKS	-76.1	0.7	FAIR
STPO	PE	24-Jun-2014	175	52.20	176.70	004.0	321.8	07.2	6.3	SKS	-74.2	1.4	GOOD
STPO	PE	01-Nov-2014	305	-19.70	-177.80	434.0	247.9	08.7	7.1	SKS	-80.1	1.2	FAIR
STPO	PE	28-Jan-2015	028	-21.00	-178.30	484.0	246.5	08.6	6.2	SKS	-57.5	0.8	FAIR

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	BAZ	Anc	Mag	Phase	ϕ	δt	AutoQuality
STPO	PE	24-Apr-2015	114	-42.10	173.00	048.0	224.0	08.8	6.1	SKS	-72.0	1.7	GOOD
STPO	PE	29-May-2015	149	56.60	-156.40	073.0	326.8	09.3	6.7	SKS	-71.2	1.0	GOOD
STPO	PE	07-Sep-2015	250	-32.80	-177.90	017.0	235.2	09.4	6.3	SKS	-76.8	0.7	GOOD
STPO	PE	01-Oct-2014	274	-06.10	149.50	042.0	250.7	05.9	6.0	PKS	-75.3	0.9	FAIR
STPO	PE	07-Jul-2015	188	43.90	148.00	049.0	319.8	07.4	6.3	PKS	-72.2	0.7	FAIR
STPO	PE	07-Nov-2014	311	-06.00	148.20	053.0	250.1	05.7	6.6	PKS	-71.9	1.1	FAIR
STPO	PE	26-Oct-2015	299	36.50	070.40	231.0	045.4	04.8	7.5	PKS	-78.6	1.1	GOOD
STPO	PE	30-Mar-2015	089	-15.40	-173.00	010.0	253.2	09.4	6.0	SKS	-62.8	1.1	GOOD
STPO	PE	30-Mar-2015	089	-15.40	-172.90	015.0	253.2	09.4	6.4	SKS	-48.8	0.7	FAIR
STPO	PE	20-May-2015	140	-19.30	-175.50	203.0	248.8	09.1	6.0	SKS	-73.2	1.1	FAIR
STPO	PE	30-May-2015	150	-15.70	-173.40	010.0	252.8	09.3	6.0	SKS	-61.2	0.8	GOOD
STPO	PE	07-Sep-2015	250	-32.80	-177.90	017.0	235.2	09.4	6.3	SKS	-76.8	0.7	GOOD
STPO	PE	30-Jun-2015	181	-05.50	151.50	043.0	252.4	07.4	6.0	PKS	-61.6	0.8	GOOD
CHO	PE	17-Jul-2017	198	54.60	168.60	009.0	325.6	07.7	6.3	SKS	81.6	2.1	GOOD
CHO	PE	01-Jan-2016	001	-50.60	139.40	010.0	206.9	06.7	6.3	SKS	66.9	2.1	GOOD
PCH	PE	12-Dec-2017	346	30.70	057.30	012.0	053.0	05.9	6.0	PKS	71.0	0.9	FAIR
PCH	PE	08-Oct-2017	281	-61.70	154.60	010.0	203.0	08.5	6.2	SKS	77.0	1.5	FAIR
PCH	PE	06-Jun-2016	158	-30.00	-177.80	044.0	239.2	09.5	6.1	SKS	72.8	0.5	GOOD
PCH	PE	26-Jun-2016	178	39.50	073.30	013.0	032.0	05.0	6.4	PKS	88.0	1.0	FAIR
PCH	PE	29-Jul-2016	211	18.50	145.50	196.0	290.1	05.6	7.7	PKS	76.1	0.8	FAIR
PCH	PE	17-Sep-2014	260	13.80	144.40	130.0	283.6	05.4	6.7	PKS	57.6	0.5	GOOD
SNIG	PE	30-Dec-2014	364	-20.30	-178.60	599.0	248.7	08.8	6.0	SKS	36.7	0.6	FAIR
SNIG	PE	07-Apr-2015	097	-15.20	-173.20	030.0	254.5	09.7	6.3	SKS	28.5	0.5	GOOD
SNIG	PE	20-May-2015	140	-10.90	164.20	011.0	255.4	06.6	6.8	SKS	37.4	0.9	FAIR
SNIG	PE	24-May-2015	144	-19.40	-176.00	010.0	250.0	09.4	6.2	SKS	26.0	0.8	GOOD
SNIG	PE	18-Oct-2015	291	-16.20	-173.30	012.0	253.5	09.7	6.0	SKS	23.5	0.8	FAIR
SNIG	PE	26-Oct-2016	300	-15.40	-174.90	010.0	254.1	09.5	6.1	SKS	40.1	0.6	FAIR
SNIG	PE	18-Apr-2017	108	-18.10	-178.40	628.0	251.0	08.8	6.0	SKS	33.0	1.0	GOOD

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	BAZ	Anc	Mag	Phase	ϕ	δt	AutoQuality
SNIG	PE	25-Jun-2017	176	-19.60	-176.20	010.0	249.8	09.3	6.0	SKS	19.8	0.8	GOOD
SNIG	PE	19-Aug-2017	231	-18.00	-178.80	544.0	251.1	08.7	6.4	SKS	35.1	0.5	FAIR
SNIG	PE	08-Oct-2017	281	-61.70	154.60	010.0	202.9	08.3	6.2	SKS	50.9	1.6	GOOD
SNIG	PE	20-May-2015	140	-19.30	-175.50	203.0	250.1	09.4	6.0	SKS	36.1	0.5	FAIR
SNIG	PE	17-Apr-2015	107	-15.90	-178.60	010.0	253.2	08.9	6.5	SKS	27.2	0.6	GOOD
SNIG	PE	18-Feb-2009	049	-27.40	-176.30	025.0	242.0	09.5	7.0	SKS	30.0	0.6	FAIR
CHCH	PE	07-Jul-2013	188	-06.00	149.70	056.0	256.4	07.4	6.6	PKS	-61.6	0.5	GOOD
CHCH	PE	07-Dec-2012	342	-38.40	176.10	163.0	229.6	08.8	6.3	SKS	-74.4	0.5	FAIR
CHCH	PE	04-May-2014	124	-25.80	178.20	634.0	242.4	08.4	6.3	SKS	-69.6	0.5	GOOD
CHCH	PE	01-Oct-2013	274	53.20	152.80	573.0	328.5	06.2	6.7	SKS	-81.5	0.5	FAIR
CHCH	PE	12-Mar-2016	072	51.60	-173.90	019.0	321.3	08.8	6.3	SKS	-80.7	1.7	FAIR
CHCH	PE	13-Jul-2016	195	-28.00	-176.40	012.0	241.1	09.4	6.3	SKS	-58.9	0.6	FAIR
CHCH	PE	02-Jan-2017	002	-23.30	179.20	552.0	245.2	08.5	6.3	SKS	-72.8	1.3	FAIR
CHCH	PE	18-Oct-2017	291	-20.60	-173.80	010.0	248.9	09.6	6.1	SKS	-81.1	0.5	FAIR
YRM	PE	26-Apr-2013	116	-28.70	-178.90	351.0	239.8	08.7	6.1	SKS	-74.2	1.0	GOOD
YRM	PE	15-Jun-2013	166	-33.90	179.40	195.0	234.4	08.7	6.0	SKS	-63.6	0.9	GOOD
YRM	PE	12-Aug-2013	224	-30.60	-179.70	341.0	237.8	08.7	6.1	SKS	-80.2	0.8	GOOD
YRM	PE	23-Jun-2014	174	51.80	178.70	109.0	322.1	08.0	7.9	SKS	-85.9	1.2	FAIR
YRM	PE	21-Jul-2014	202	-19.80	-178.40	615.0	248.8	08.5	6.9	SKS	-87.2	0.9	FAIR
YRM	PE	29-Jul-2015	210	59.90	-153.20	119.0	330.7	10.4	6.3	SKS	-81.3	0.6	FAIR
YRM	PE	27-May-2016	148	-20.80	-178.60	567.0	247.7	08.5	6.4	SKS	-80.3	1.2	FAIR
YRM	PE	20-Sep-2017	263	38.00	144.70	011.0	316.9	07.4	6.1	PKS	-81.1	0.9	GOOD
YRM	PE	26-Sep-2012	270	51.60	-178.30	016.0	321.6	08.2	6.4	SKS	-62.4	0.9	FAIR
YRM	PE	01-Nov-2014	305	-19.70	-177.80	434.0	249.0	08.6	7.1	SKS	-87.0	1.0	FAIR
YRM	PE	29-May-2015	149	56.60	-156.40	073.0	327.1	10.3	6.7	SKS	-84.9	1.1	FAIR
YRM	PE	27-Jul-2015	208	52.40	-169.40	029.0	322.1	09.1	6.9	SKS	-69.9	1.0	FAIR
YRM	PE	28-May-2016	149	-22.00	-178.20	406.0	246.6	08.6	6.9	SKS	-73.4	1.0	FAIR
YRM	PE	06-Oct-2017	279	37.50	144.00	009.0	316.7	06.1	6.2	PKS	-81.3	0.8	FAIR

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	BAZ	Anc	Mag	Phase	ϕ	δt	AutoQuality
YRM	PE	26-Apr-2009	116	-30.30	-178.60	132.0	238.3	08.9	6.1	SKS	-77.7	1.1	GOOD
YRM	PE	19-Mar-2009	078	-23.00	-174.70	031.0	246.1	09.3	7.6	SKS	-65.9	0.8	FAIR
TAR	PE	05-Apr-2017	095	35.80	060.40	013.0	047.2	07.3	6.1	PKS	-80.8	0.6	GOOD
TAR	PE	20-Sep-2017	263	38.00	144.70	011.0	316.5	07.4	6.1	PKS	-81.5	0.6	GOOD
TAR	PE	24-Feb-2017	055	-23.30	-178.80	414.0	245.2	08.6	6.9	SKS	-76.8	0.8	FAIR
TAR	PE	29-Jun-2017	180	-31.10	179.90	405.0	237.2	08.7	6.0	SKS	-78.8	0.6	FAIR
TAR	PE	24-May-2013	144	52.20	151.40	624.0	328.5	05.9	6.7	SKS	-83.5	0.8	GOOD
PUC	PE	14-Aug-2012	227	49.80	145.10	583.0	328.9	11.0	7.7	SKKS	-81.1	1.5	GOOD
PUC	PE	04-Sep-2013	247	51.60	-174.80	020.0	321.1	08.2	6.5	SKS	-78.9	0.8	GOOD
PUC	PE	12-Nov-2013	316	54.70	162.30	043.0	327.5	06.5	6.4	SKS	-60.5	0.9	FAIR
PUC	PE	29-Jul-2015	210	59.90	-153.20	119.0	330.5	09.9	6.3	SKS	-75.5	0.6	GOOD
PUC	PE	07-Dec-2012	342	37.90	143.90	031.0	316.4	05.6	7.3	PKS	-78.4	0.6	GOOD
PUC	PE	11-Jul-2014	192	37.00	142.50	020.0	316.2	05.4	6.5	PKS	-82.2	1.0	GOOD
PUC	PE	26-Feb-2014	057	53.60	-171.80	265.0	323.1	08.4	6.1	SKS	-84.9	0.9	FAIR
PUC	PE	06-Oct-2017	279	37.50	144.00	009.0	315.9	05.6	6.2	PKS	-84.1	0.8	FAIR
TICA	PE	15-Jun-2017	166	-30.50	-178.10	034.0	238.3	09.4	6.0	SKS	-69.7	0.8	GOOD
TICA	PE	17-Jul-2017	198	54.60	168.60	009.0	325.6	07.2	6.3	SKS	-74.4	1.6	GOOD
TICA	PE	25-Dec-2015	359	36.50	071.10	206.0	039.9	04.8	6.3	PKS	-65.9	1.0	FAIR
TICA	PE	24-Jun-2014	175	52.20	176.70	004.0	322.1	07.8	6.3	SKS	-85.9	0.8	GOOD
TICA	PE	19-Jul-2014	200	-15.80	-174.50	227.0	253.4	12.8	6.2	SKKS	-72.6	0.7	FAIR
TICA	PE	29-May-2015	149	56.60	-156.40	073.0	327.3	10.1	6.7	SKS	-84.7	1.3	GOOD
TICA	PE	17-Nov-2015	321	38.70	020.60	011.0	052.0	08.3	6.5	SKS	-76.0	1.2	FAIR
QRHC	PE	15-Jun-2017	166	-30.50	-178.10	034.0	238.5	09.5	6.0	SKS	-67.5	1.3	FAIR
QRHC	PE	08-Oct-2017	281	-61.70	154.60	010.0	202.6	08.7	6.2	SKS	-72.6	1.1	GOOD
QRHC	PE	20-Sep-2017	263	38.00	144.70	011.0	314.3	07.3	6.1	PKS	-84.3	1.1	GOOD
QRHC	PE	30-Dec-2014	364	-20.30	-178.60	599.0	248.4	08.9	6.0	SKS	-77.6	1.3	FAIR
QRHC	PE	16-Apr-2015	106	35.20	026.80	020.0	055.6	07.5	6.0	SKS	-86.4	0.8	GOOD
QRHC	PE	28-Apr-2015	118	-20.90	-178.60	581.0	247.8	09.0	6.1	SKS	-76.2	0.9	FAIR

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	BAZ	Anc	Mag	Phase	ϕ	δt	AutoQuality
QRHC	PE	20-May-2015	140	-19.30	-175.50	203.0	249.9	09.5	6.0	SKS	-70.1	0.7	GOOD
QRHC	PE	23-Oct-2015	296	-45.80	037.20	010.0	140.2	08.3	6.0	SKS	-77.8	1.1	FAIR
QRHC	PE	26-Oct-2015	299	36.50	070.40	231.0	039.9	04.7	7.5	PKS	-85.9	0.5	FAIR
QRHC	PE	11-Nov-2016	316	38.50	141.60	042.0	316.4	05.9	6.1	PKS	-79.6	1.2	GOOD
QRHC	PE	01-Feb-2016	032	-30.80	-180.00	391.0	237.9	09.2	6.2	SKS	-60.1	0.7	FAIR
QRHC	PE	21-Jun-2015	172	-20.40	-178.30	563.0	248.3	09.0	6.0	SKS	-70.7	0.6	FAIR
QRHC	PE	25-Jun-2015	176	-32.10	-178.30	010.0	236.9	09.6	6.0	SKS	-63.1	1.2	FAIR
QRHC	PE	07-Sep-2015	250	-32.80	-177.90	017.0	236.2	09.7	6.3	SKS	-78.8	1.2	FAIR
QRHC	PE	25-Dec-2015	359	36.50	071.10	206.0	039.3	04.7	6.3	PKS	-72.7	0.9	FAIR
HMY	PE	17-Oct-2016	291	-06.00	148.90	042.0	253.0	07.3	6.8	PKS	-49.0	1.0	FAIR
HMY	PE	29-May-2015	149	56.60	-156.40	073.0	327.3	09.8	6.7	SKS	-58.7	1.1	FAIR
HMY	PE	24-Jan-2016	024	59.60	-153.40	129.0	330.7	12.8	7.1	SKKS	-63.3	1.3	FAIR
HMY	PE	13-Jul-2016	195	-28.00	-176.40	012.0	241.0	09.8	6.3	SKS	-71.0	1.1	FAIR
HMY	PE	20-Sep-2017	263	38.00	144.70	011.0	313.3	05.9	6.1	PKS	-67.3	1.1	FAIR
HMY	PE	24-Sep-2016	268	-19.80	-178.20	596.0	248.6	09.0	6.9	SKS	-68.4	0.8	FAIR
HMY	PE	27-May-2016	148	-20.80	-178.60	567.0	247.6	09.0	6.4	SKS	-69.4	0.9	FAIR
HMY	PE	01-Nov-2014	305	-19.70	-177.80	434.0	248.8	09.1	7.1	SKS	-69.2	1.1	FAIR
HMY	PE	26-Sep-2017	269	-23.60	-176.80	096.0	245.2	09.5	6.4	SKS	-80.8	1.0	FAIR
YLS	PE	02-Jan-2017	002	-23.30	179.20	552.0	244.8	08.7	6.3	SKS	-71.2	0.9	GOOD
YLS	PE	19-Aug-2017	231	-18.00	-178.80	544.0	250.4	08.8	6.4	SKS	-55.6	1.0	GOOD
YLS	PE	21-Dec-2012	356	-14.30	167.30	201.0	250.7	12.0	6.7	SKKS	-59.3	1.1	GOOD
YLS	PE	12-Aug-2013	224	-30.60	-179.70	341.0	237.8	09.2	6.1	SKS	-58.2	1.0	FAIR
YLS	PE	24-Jun-2014	175	52.20	176.70	004.0	322.0	07.6	6.3	SKS	-66.0	1.5	GOOD
YLS	PE	20-May-2015	140	-19.30	-175.50	203.0	249.7	09.4	6.0	SKS	-58.3	0.7	FAIR
YLS	PE	30-May-2015	150	-15.70	-173.40	010.0	253.6	09.7	6.0	SKS	-52.4	1.2	FAIR
YLS	PE	21-Jun-2015	172	-20.40	-178.30	563.0	248.1	08.9	6.0	SKS	-83.9	0.9	FAIR
YLS	PE	24-Sep-2016	268	-19.80	-178.20	596.0	248.7	08.9	6.9	SKS	-69.3	0.7	FAIR
YLS	PE	07-Dec-2012	342	37.90	143.90	031.0	314.5	06.0	7.3	PKS	-73.5	0.7	FAIR

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	BAZ	Anc	Mag	Phase	ϕ	δt	AutoQuality
YLS	PE	30-May-2015	150	30.80	143.00	006.0	305.8	05.4	6.2	PKS	-82.2	1.2	GOOD
YLS	PE	26-Feb-2014	057	53.60	-171.80	265.0	323.1	08.6	6.1	SKS	-56.9	0.7	FAIR
YLS	PE	25-Jun-2015	176	-32.10	-178.30	010.0	236.7	09.5	6.0	SKS	-57.3	1.3	FAIR
YLS	PE	29-Jul-2015	210	59.90	-153.20	119.0	331.0	10.1	6.3	SKS	-87.0	1.0	FAIR
YLS	PE	27-May-2016	148	-20.80	-178.60	567.0	247.6	08.9	6.4	SKS	-80.4	0.7	FAIR
YLS	PE	14-May-2013	134	18.70	145.30	602.0	288.0	05.0	6.8	PKS	-88.0	1.1	FAIR
YLS	PE	20-Sep-2017	263	38.00	144.70	011.0	314.2	06.1	6.1	PKS	-87.8	0.8	FAIR
YANA	PE	21-Jul-2014	202	-19.80	-178.40	615.0	248.1	08.7	6.9	SKS	-59.9	0.9	GOOD
YANA	PE	01-Nov-2014	305	-19.70	-177.80	434.0	248.3	08.8	7.1	SKS	-55.7	1.0	FAIR
YANA	PE	29-Mar-2015	088	-04.70	152.60	041.0	254.9	05.0	7.5	SKS	-55.1	1.2	FAIR
YANA	PE	30-Mar-2015	089	-15.40	-172.90	015.0	253.6	09.6	6.4	SKS	-72.4	1.1	FAIR
YANA	PE	07-Apr-2015	097	-15.20	-173.20	030.0	253.7	09.5	6.3	SKS	-56.3	1.0	GOOD
YANA	PE	28-Apr-2015	118	-20.90	-178.60	581.0	247.0	08.7	6.1	SKS	-77.0	0.9	FAIR
YANA	PE	24-May-2015	144	-19.40	-176.00	010.0	249.0	09.3	6.2	SKS	-75.0	1.1	GOOD
YANA	PE	12-Jun-2015	163	-15.70	-173.00	048.0	253.3	09.6	6.0	SKS	-64.7	1.2	GOOD
YANA	PE	21-Jun-2015	172	-20.40	-178.30	563.0	247.5	08.8	6.0	SKS	-66.5	0.9	FAIR
YANA	PE	06-Aug-2015	218	-26.50	-178.30	269.0	241.6	09.1	6.0	SKS	-60.4	0.7	FAIR
YANA	PE	07-Sep-2015	250	-32.80	-177.90	017.0	235.6	09.5	6.3	SKS	-76.4	1.1	GOOD
YANA	PE	01-Feb-2016	032	-30.80	-180.00	391.0	237.1	09.0	6.2	SKS	-70.9	1.2	FAIR
YANA	PE	03-Apr-2016	094	-14.30	166.90	026.0	249.4	06.8	6.9	SKS	-72.6	1.1	FAIR
YANA	PE	27-May-2016	148	-20.80	-178.60	567.0	247.0	08.7	6.4	SKS	-59.0	0.8	GOOD
YANA	PE	13-Jul-2016	195	-28.00	-176.40	012.0	240.5	09.5	6.3	SKS	-75.5	0.7	GOOD
YANA	PE	07-Nov-2014	311	-06.00	148.20	053.0	251.4	05.9	6.6	PKS	-76.6	0.9	FAIR
YANA	PE	17-Oct-2016	291	-06.00	148.90	042.0	251.7	06.0	6.8	PKS	-68.3	0.9	FAIR
YANA	PE	07-Nov-2017	311	-04.20	143.50	111.0	251.3	05.1	6.5	PKS	-66.7	0.9	GOOD
YANA	PE	24-Feb-2017	055	-23.30	-178.80	414.0	244.6	12.6	6.9	SKKS	-69.4	0.9	GOOD
YANA	PE	26-Sep-2017	269	-23.60	-176.80	096.0	244.8	09.3	6.4	SKS	-71.2	0.8	GOOD
YANA	PE	18-Oct-2017	291	-20.60	-173.80	010.0	248.3	09.6	6.1	SKS	-77.7	1.1	FAIR

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	BAZ	Anc	Mag	Phase	ϕ	δt	AutoQuality
YANA	PE	04-Nov-2017	308	-15.30	-173.20	010.0	253.6	09.5	6.8	SKS	-50.4	1.3	FAIR
YANA	PE	12-Apr-2014	102	-11.30	162.10	023.0	251.0	06.2	7.6	SKS	-62.0	0.8	FAIR
YANA	PE	04-May-2014	124	-24.60	179.10	527.0	242.8	08.6	6.6	SKS	-81.2	0.8	FAIR
YANA	PE	23-Jun-2014	174	-29.90	-177.60	027.0	238.4	09.4	6.7	SKS	-57.6	1.0	FAIR
YANA	PE	23-Jun-2014	174	-30.00	-177.70	020.0	238.3	09.4	6.9	SKS	-83.7	0.8	FAIR
YANA	PE	25-Sep-2014	268	61.90	-151.80	109.0	332.9	09.7	6.2	SKS	-61.1	1.0	FAIR
YANA	PE	29-May-2015	149	56.60	-156.40	073.0	327.1	09.6	6.7	SKS	-50.9	1.0	FAIR
YANA	PE	09-Nov-2015	313	51.60	-173.10	015.0	320.9	08.2	6.5	SKS	-71.1	0.7	FAIR
YANA	PE	24-Sep-2016	268	-18.20	-175.00	202.0	250.4	09.3	6.4	SKS	-75.6	1.0	FAIR
YANA	PE	03-Jan-2017	003	-19.40	176.10	012.0	247.1	08.2	6.9	SKS	-84.9	1.0	FAIR
MNZN	PE	24-Feb-2017	055	-23.30	-178.80	414.0	244.8	08.8	6.9	SKS	-79.2	0.6	FAIR
MNZN	PE	26-Sep-2017	269	-23.60	-176.80	096.0	244.9	09.2	6.4	SKS	-81.1	0.7	FAIR
MNZN	PE	30-Dec-2014	364	-20.30	-178.60	599.0	247.8	08.7	6.0	SKS	-74.2	0.8	FAIR
MNZN	PE	28-Apr-2015	118	-20.90	-178.60	581.0	247.2	08.7	6.1	SKS	-60.8	0.6	FAIR
MNZN	PE	20-May-2015	140	-10.90	164.20	011.0	252.8	06.4	6.8	SKS	-67.2	1.1	GOOD
MNZN	PE	29-Jul-2015	210	59.90	-153.20	119.0	330.7	09.9	6.3	SKS	-61.3	0.7	GOOD
MNZN	PE	24-Sep-2016	268	-18.20	-175.00	202.0	250.6	09.3	6.4	SKS	-59.4	0.8	FAIR
MNZN	PE	20-Feb-2015	051	39.80	143.60	010.0	317.5	05.9	6.2	PKS	-85.5	1.1	GOOD
MNZN	PE	07-Nov-2017	311	-04.20	143.50	111.0	252.9	05.0	6.5	PKS	-85.1	1.2	FAIR
MNZN	PE	01-Dec-2017	335	-06.10	147.70	034.0	252.3	05.8	6.0	PKS	-75.7	0.9	FAIR
MNZN	PE	18-Oct-2017	291	-20.60	-173.80	010.0	248.4	09.6	6.1	SKS	-83.6	0.8	FAIR
MNZN	PE	17-Oct-2016	291	-06.00	148.90	042.0	253.0	06.0	6.8	PKS	-62.0	0.9	FAIR
MNZN	PE	12-Jun-2015	163	-15.70	-173.00	048.0	253.4	09.5	6.0	SKS	-80.6	1.1	FAIR
PBER	PE	27-May-2016	148	-20.80	-178.60	567.0	246.8	08.6	6.4	SKS	-83.2	0.8	FAIR
PBER	PE	13-Jul-2016	195	-28.00	-176.40	012.0	240.3	09.3	6.3	SKS	-63.7	1.0	GOOD
PBER	PE	01-Dec-2017	335	30.70	057.30	009.0	057.9	07.4	6.1	PKS	-68.1	0.6	GOOD
PBER	PE	31-Aug-2016	244	-03.70	152.80	476.0	256.1	06.1	6.8	PKS	-81.9	0.9	FAIR
PBER	PE	17-Oct-2016	291	-06.00	148.90	042.0	251.5	05.8	6.8	PKS	-82.5	1.1	FAIR

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	BAZ	Anc	Mag	Phase	ϕ	δt	AutoQuality
HCO	PE	18-Oct-2017	291	-20.60	-173.80	010.0	248.4	09.6	6.1	SKS	-49.6	0.6	FAIR
HCO	PE	21-Jul-2014	202	-19.80	-178.40	615.0	248.2	08.7	6.9	SKS	-67.8	0.7	GOOD
HCO	PE	01-Nov-2014	305	-19.70	-177.80	434.0	248.5	08.8	7.1	SKS	-51.5	0.5	FAIR
HCO	PE	26-Sep-2017	269	-23.60	-176.80	096.0	244.8	09.2	6.4	SKS	-45.2	0.9	FAIR
HCO	PE	04-May-2014	124	-24.60	179.10	527.0	242.9	08.6	6.6	SKS	-41.1	1.2	FAIR
OXAP	PE	20-Oct-2012	294	-13.60	166.60	036.0	249.9	11.8	6.2	SKKS	-48.1	1.6	FAIR
OXAP	PE	26-Apr-2013	116	-28.70	-178.90	351.0	239.2	09.0	6.1	SKS	-68.8	0.7	GOOD
OXAP	PE	13-Jul-2016	195	-28.00	-176.40	012.0	240.4	09.4	6.3	SKS	-59.6	0.8	FAIR
OXAP	PE	23-May-2013	143	-23.00	-177.20	174.0	245.1	09.1	7.4	SKS	-74.9	0.8	FAIR
OXAP	PE	24-Jan-2016	024	59.60	-153.40	129.0	330.3	09.6	7.1	SKS	-68.7	0.9	FAIR
OXAP	PE	01-Feb-2016	032	-30.80	-180.00	391.0	236.9	08.9	6.2	SKS	-61.1	1.0	FAIR
OXAP	PE	27-May-2016	148	-20.80	-178.60	567.0	246.9	08.6	6.4	SKS	-51.1	0.9	FAIR
OXAP	PE	24-Feb-2017	055	-23.30	-178.80	414.0	244.4	08.8	6.9	SKS	-49.6	1.0	FAIR
PTM	PE	18-Oct-2017	291	-20.60	-173.80	010.0	246.5	08.7	6.1	SKS	-73.5	0.8	FAIR
PTM	PE	08-Oct-2017	281	52.40	176.80	119.0	322.2	06.6	6.5	SKS	-59.8	0.8	FAIR
PTM	PE	10-Apr-2016	101	36.50	071.10	212.0	049.1	05.1	6.6	PKS	-64.9	1.3	GOOD
PGO	PE	09-Aug-2015	221	-27.50	-176.20	010.0	241.5	09.2	5.8	SKS	-62.5	0.8	FAIR
PGO	PE	27-Jul-2015	208	52.40	-169.40	029.0	322.1	09.0	6.9	SKS	-75.9	0.9	FAIR
PGO	PE	13-Jul-2016	195	-28.00	-176.40	012.0	240.9	09.2	6.3	SKS	-73.1	1.0	GOOD
PGO	PE	28-May-2016	149	-22.00	-178.20	406.0	246.6	08.7	6.9	SKS	-67.4	0.9	GOOD
PBL	PE	30-Mar-2015	089	-15.40	-173.00	010.0	254.0	09.5	6.0	SKS	-74.0	0.8	FAIR
PBL	PE	06-Apr-2016	097	-14.10	166.60	024.0	251.8	06.7	6.7	SKS	-62.2	0.8	GOOD
NCJ	PE	07-Apr-2015	097	-15.20	-173.20	030.0	254.3	12.8	6.3	SKKS	-67.7	0.9	GOOD
NCJ	PE	30-Mar-2015	089	-15.40	-173.00	010.0	254.0	09.5	6.0	SKS	-68.0	1.3	FAIR
NCJ	PE	28-May-2016	149	-22.00	-178.20	406.0	246.8	08.8	6.9	SKS	-63.2	0.9	GOOD
MYB	PE	06-Mar-2015	065	-41.30	080.60	010.0	158.6	11.0	6.0	SKKS	-65.4	0.9	GOOD
MYB	PE	21-Jun-2015	172	-20.40	-178.30	563.0	248.3	08.6	6.0	SKS	-53.7	0.7	GOOD
LAM	PE	30-Mar-2015	089	-15.40	-172.90	015.0	253.9	09.4	6.4	SKS	-66.1	1.1	FAIR

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	BAZ	Anc	Mag	Phase	ϕ	δt	AutoQuality
LAM	PE	29-Jul-2015	210	59.90	-153.20	119.0	330.8	10.4	6.3	SKS	-81.2	1.1	GOOD
NRJ	PE	06-Apr-2016	097	-14.10	166.60	024.0	252.0	06.8	6.7	SKS	-62.0	1.0	FAIR
PCM	PE	12-Aug-2009	224	32.80	140.40	053.0	310.1	05.5	6.6	PKS	-82.1	1.0	GOOD
MTP	PE	18-Feb-2009	049	-27.40	-176.30	025.0	242.2	12.8	7.0	SKKS	76.2	2.2	FAIR
MTP	PE	15-Jul-2009	196	-45.80	166.60	012.0	221.2	12.4	7.8	SKKS	69.2	2.6	GOOD
LCN	PE	05-Aug-2009	217	-45.60	166.40	010.0	221.3	08.2	6.1	SKS	69.3	2.7	GOOD
CLL	PE	05-Aug-2009	217	-45.60	166.40	010.0	220.6	08.2	6.1	SKS	88.6	0.9	FAIR
CLB	PE	06-Mar-2009	065	80.30	-001.90	009.0	009.5	12.8	6.5	SKKS	61.5	1.8	GOOD
CLB	PE	19-Mar-2009	078	-23.00	-174.70	031.0	246.8	12.8	7.6	SKKS	57.8	1.6	FAIR
BAG	PE	18-Feb-2009	049	-27.40	-176.30	025.0	241.9	12.8	7.0	SKKS	29.9	1.2	FAIR
BAG	PE	19-Mar-2009	078	-23.00	-174.70	031.0	246.4	12.8	7.6	SKKS	42.4	1.9	FAIR

Null measurements:

Table S2: Summary all individual null splitting measurements.

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	Baz	Anc	Mag	Phase	AutoQuality
AS077-ATH	GSN	14-Aug-2012	227	49.80	145.10	583	327.6	05.5	7.7	SKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	26-Apr-2013	116	-28.70	-178.90	351	240.1	09.1	6.1	SKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	11-May-2013	131	-18.00	-175.10	213	251.3	09.4	6.4	SKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	23-May-2013	143	-20.60	-175.80	150	248.6	09.4	6.3	SKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	23-May-2013	143	-23.00	-177.20	174	246.0	09.3	7.4	SKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	12-Apr-2014	102	-11.30	162.10	023	253.4	06.4	7.6	SKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	23-Jan-2015	023	-17.00	168.50	220	249.0	07.2	6.8	SKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	16-Apr-2015	106	35.20	026.80	020	055.3	07.6	6.0	SKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	20-May-2015	140	-19.30	-175.50	203	249.9	09.4	6.0	SKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	29-May-2015	149	56.60	-156.40	073	327.4	10.3	6.7	SKS	FAIR
AS077-ATH	GSN	30-May-2015	150	-15.70	-173.40	010	253.8	09.7	6.0	SKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	27-May-2016	148	-20.80	-178.60	567	247.9	08.8	6.4	SKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	12-Aug-2016	225	-22.50	173.10	016	244.6	08.0	7.2	SKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	01-Sep-2016	245	-37.40	179.10	019	231.2	12.7	7.0	SKKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	05-Sep-2016	249	54.40	168.50	008	325.5	07.3	6.1	SKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	03-Aug-2014	215	00.80	146.20	013	264.0	05.5	6.9	PKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	25-Dec-2015	359	36.50	071.10	206	039.0	04.8	6.3	PKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	17-Oct-2016	291	-06.00	148.90	042	255.6	07.4	6.8	PKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	07-Nov-2017	311	-04.20	143.50	111	256.0	05.2	6.5	PKS	GOOD
AS077-ATH	GSN	08-Oct-2017	281	-19.00	-175.60	010	250.2	12.8	6.1	SKKS	GOOD
CZSB	BR	21-Jul-2014	202	-19.80	-178.40	615	247.8	08.1	6.9	SKS	GOOD
CZSB	BR	21-Jul-2014	202	-19.80	-178.40	615	247.8	12.3	6.9	SKKS	GOOD
CZSB	BR	04-Sep-2014	247	-21.40	-173.30	035	247.2	12.7	6.0	SKKS	GOOD
CZSB	BR	25-Sep-2014	268	61.90	-151.80	109	332.5	09.9	6.2	SKS	FAIR

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	Baz	Anc	Mag	Phase	AutoQuality
CZSB	BR	01-Nov-2014	305	-19.70	-177.80	434	248.0	08.2	7.1	SKS	GOOD
CZSB	BR	30-Dec-2014	364	-20.30	-178.60	599	247.2	08.1	6.0	SKS	GOOD
CZSB	BR	28-Jan-2015	028	-21.00	-178.30	484	246.6	08.2	6.2	SKS	FAIR
CZSB	BR	30-Mar-2015	089	-15.40	-173.00	010	253.2	08.9	6.0	SKS	GOOD
CZSB	BR	24-Apr-2015	114	-42.10	173.00	048	223.8	08.2	6.1	SKS	GOOD
CZSB	BR	24-Apr-2015	114	-42.10	173.00	048	223.8	12.4	6.1	SKKS	GOOD
CZSB	BR	20-May-2015	140	-19.30	-175.50	203	248.9	08.6	6.0	SKS	GOOD
CZSB	BR	29-May-2015	149	56.60	-156.40	073	326.8	09.7	6.7	SKS	GOOD
CZSB	BR	30-May-2015	150	-15.70	-173.40	010	252.8	12.6	6.0	SKKS	GOOD
CZSB	BR	16-Jun-2015	167	-20.40	-179.00	656	247.1	08.0	5.9	SKS	GOOD
CZSB	BR	20-Jun-2015	171	-23.50	-177.10	151	244.4	08.5	5.9	SKS	GOOD
CZSB	BR	25-Jun-2015	176	-32.10	-178.30	010	235.7	08.7	6.0	SKS	GOOD
CZSB	BR	06-Jul-2015	187	-20.70	-174.50	044	247.7	12.6	5.8	SKKS	GOOD
CZSB	BR	27-Jul-2015	208	52.40	-169.40	029	322.0	08.5	6.9	SKS	GOOD
CZSB	BR	29-Jul-2015	210	59.90	-153.20	119	330.3	09.8	6.3	SKS	GOOD
CZSB	BR	09-Aug-2015	221	-27.50	-176.20	010	240.7	08.8	5.8	SKS	GOOD
CZSB	BR	07-Sep-2015	250	-32.80	-178.20	010	235.0	08.8	5.9	SKS	GOOD
CZSB	BR	07-Sep-2015	250	-32.80	-177.90	017	235.1	08.8	6.3	SKS	GOOD
CZSB	BR	08-Sep-2015	251	-33.00	-178.50	010	234.7	08.8	5.8	SKS	GOOD
CZSB	BR	01-Feb-2016	032	-30.80	-180.00	391	236.6	08.4	6.2	SKS	GOOD
CZSB	BR	27-May-2016	148	-20.80	-178.60	567	246.7	08.1	6.4	SKS	GOOD
CZSB	BR	28-May-2016	149	-22.00	-178.20	406	245.7	08.3	6.9	SKS	GOOD
CZSB	BR	06-Jun-2016	158	-30.00	-177.80	044	237.8	08.7	6.1	SKS	GOOD
CZSB	BR	10-Jul-2016	192	-15.00	-172.90	008	253.6	08.9	5.8	SKS	GOOD
CZSB	BR	13-Jul-2016	195	-28.00	-176.40	012	240.1	08.8	6.3	SKS	GOOD
CZSB	BR	08-Sep-2016	252	-54.60	158.70	010	207.9	07.9	6.1	SKS	GOOD
CZSB	BR	22-Nov-2016	327	-40.60	177.00	009	226.3	08.6	5.9	SKS	GOOD

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	Baz	Anc	Mag	Phase	AutoQuality
CZSB	BR	24-Feb-2017	055	-23.30	-178.80	414	244.3	08.2	6.9	SKS	GOOD
CZSB	BR	17-Jun-2017	168	-24.10	179.60	511	243.1	08.0	6.1	SKS	GOOD
CZSB	BR	28-Jun-2017	179	-30.30	-177.70	019	237.6	08.8	6.0	SKS	GOOD
CZSB	BR	19-Aug-2017	231	-18.00	-178.80	544	249.5	08.0	6.4	SKS	GOOD
CZSB	BR	26-Sep-2017	269	-23.60	-176.80	096	244.4	08.6	6.4	SKS	GOOD
CZSB	BR	08-Oct-2017	281	52.40	176.80	119	322.9	07.4	6.5	SKS	GOOD
CZSB	BR	18-Oct-2017	291	-20.60	-173.80	010	247.9	08.9	6.1	SKS	GOOD
CZSB	BR	07-Nov-2014	311	-06.00	148.20	053	252.6	05.2	6.6	PKS	GOOD
CZSB	BR	22-Nov-2014	326	36.60	137.90	009	320.7	04.8	6.2	PKS	GOOD
CZSB	BR	07-Dec-2014	341	-06.50	154.50	023	254.4	07.3	6.6	PKS	GOOD
CZSB	BR	07-May-2015	127	-07.20	154.60	010	253.6	07.3	7.1	PKS	GOOD
CZSB	BR	26-Oct-2015	299	36.50	070.40	231	043.8	05.4	7.5	PKS	GOOD
CZSB	BR	08-Feb-2016	039	-06.60	154.70	029	254.4	07.3	6.4	PKS	GOOD
CZSB	BR	21-Nov-2016	326	37.40	141.40	009	319.1	05.2	6.9	PKS	GOOD
CZSB	BR	10-Dec-2016	345	-05.70	154.50	143	255.5	07.4	6.0	PKS	GOOD
CZSB	BR	20-Sep-2017	263	38.00	144.70	011	317.7	05.6	6.1	PKS	GOOD
CZSB	BR	06-Oct-2017	279	37.50	144.00	009	317.5	05.5	6.2	PKS	GOOD
TBTG	BR	01-Nov-2014	305	-19.70	-177.80	434	248.3	07.7	7.1	SKS	GOOD
TBTG	BR	30-Dec-2014	364	-20.30	-178.60	599	247.5	07.6	6.0	SKS	GOOD
TBTG	BR	23-Jan-2015	023	-17.00	168.50	220	248.0	06.1	6.8	SKS	GOOD
TBTG	BR	28-Jan-2015	028	-21.00	-178.30	484	246.9	07.6	6.2	SKS	GOOD
TBTG	BR	30-Mar-2015	089	-15.40	-172.90	010	253.3	08.4	5.8	SKS	GOOD
TBTG	BR	30-Mar-2015	089	-15.40	-172.90	015	253.4	08.4	6.4	SKS	GOOD
TBTG	BR	30-Mar-2015	089	-15.40	-173.00	010	253.3	08.4	6.0	SKS	GOOD
TBTG	BR	07-Apr-2015	097	-15.20	-173.20	030	253.6	08.3	6.3	SKS	GOOD
TBTG	BR	28-Apr-2015	118	-20.90	-178.60	581	246.9	07.6	6.1	SKS	FAIR
TBTG	BR	20-May-2015	140	-10.90	164.20	011	253.9	05.6	6.8	SKS	GOOD
TBTG	BR	20-May-2015	140	-19.30	-175.50	203	249.0	08.0	6.0	SKS	GOOD

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	Baz	Anc	Mag	Phase	AutoQuality
TBTG	BR	22-May-2015	142	-11.10	163.70	011	253.5	05.5	6.9	SKS	GOOD
TBTG	BR	24-May-2015	144	-19.40	-176.00	010	248.9	08.0	6.2	SKS	GOOD
TBTG	BR	29-May-2015	149	56.60	-156.40	073	326.6	09.9	6.7	SKS	GOOD
TBTG	BR	12-Jun-2015	163	-15.70	-173.00	048	253.1	08.4	6.0	SKS	GOOD
TBTG	BR	20-Jun-2015	171	-23.50	-177.10	151	244.5	07.9	5.9	SKS	GOOD
TBTG	BR	17-Jul-2015	198	-18.10	-178.20	536	249.8	07.6	5.8	SKS	FAIR
TBTG	BR	18-Jul-2015	199	-10.40	165.10	011	254.7	05.7	7.0	SKS	GOOD
TBTG	BR	27-Jul-2015	208	52.40	-169.40	029	322.4	08.7	6.9	SKS	GOOD
TBTG	BR	29-Jul-2015	210	59.90	-153.20	119	330.1	10.1	6.3	SKS	GOOD
TBTG	BR	15-Aug-2015	227	-10.90	163.80	008	253.7	05.5	6.4	SKS	GOOD
TBTG	BR	07-Sep-2015	250	-24.20	179.10	535	243.0	07.4	6.0	SKS	GOOD
TBTG	BR	18-Oct-2015	291	-16.20	-173.30	012	252.5	08.3	6.0	SKS	GOOD
TBTG	BR	13-Jan-2016	013	-15.20	-174.90	263	253.3	08.0	5.9	SKS	FAIR
TBTG	BR	06-Apr-2016	097	-14.20	166.70	035	250.7	05.9	5.8	SKS	GOOD
TBTG	BR	24-Sep-2016	268	-18.20	-175.00	202	250.3	08.1	6.4	SKS	GOOD
TBTG	BR	03-Dec-2016	338	52.30	174.20	028	324.4	07.3	5.9	SKS	GOOD
TBTG	BR	24-Feb-2017	055	-08.40	030.00	030	099.3	08.7	5.9	SKS	GOOD
TBTG	BR	19-Aug-2017	231	-18.00	-178.80	544	249.9	07.5	6.4	SKS	GOOD
TBTG	BR	20-Sep-2017	263	-18.80	169.10	197	246.3	06.2	6.4	SKS	GOOD
TBTG	BR	26-Sep-2017	269	-23.60	-176.80	096	244.5	08.0	6.4	SKS	GOOD
TBTG	BR	26-Sep-2017	269	-23.60	-176.80	096	244.5	12.3	6.4	SKKS	GOOD
TBTG	BR	18-Oct-2017	291	-20.60	-173.80	010	248.0	08.4	6.1	SKS	GOOD
TBTG	BR	04-Nov-2017	308	-15.30	-173.20	010	253.4	08.3	6.8	SKS	GOOD
TBTG	BR	04-Dec-2017	338	-32.70	-178.80	038	234.9	08.1	5.8	SKS	GOOD
TBTG	BR	07-Dec-2014	341	-06.50	154.50	023	256.6	05.6	6.6	PKS	GOOD
TBTG	BR	31-Mar-2015	090	-04.90	152.50	039	258.3	05.3	6.0	PKS	FAIR
TBTG	BR	30-Apr-2015	120	-05.40	151.80	031	257.4	05.2	6.7	PKS	GOOD
TBTG	BR	30-May-2015	150	30.80	143.00	006	314.5	04.9	6.2	PKS	GOOD

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	Baz	Anc	Mag	Phase	AutoQuality
TBTG	BR	08-Jun-2015	159	41.60	142.00	042	327.2	05.9	6.1	PKS	GOOD
TBTG	BR	10-Aug-2015	222	-09.30	158.10	022	254.0	07.3	6.6	PKS	GOOD
TBTG	BR	18-Nov-2015	322	-08.90	158.40	013	254.7	07.2	6.8	PKS	GOOD
TBTG	BR	08-Feb-2016	039	-06.60	154.70	029	256.6	05.7	6.4	PKS	FAIR
TBTG	BR	31-Aug-2016	244	-03.70	152.80	476	260.1	05.1	6.8	PKS	GOOD
TBTG	BR	22-Jan-2017	022	-06.20	155.20	135	257.2	05.7	7.9	PKS	GOOD
TBTG	BR	04-Mar-2017	063	-07.30	155.70	017	255.9	05.9	6.1	PKS	GOOD
TBTG	BR	13-Jul-2017	194	-04.80	153.20	034	258.7	05.4	6.4	PKS	GOOD
TBTG	BR	06-Oct-2017	279	37.50	144.00	009	321.6	05.6	6.2	PKS	GOOD
ZUM	EC	19-Mar-2016	079	51.50	-174.10	017	321.4	09.1	6.0	SKS	FAIR
ZUM	EC	15-Jun-2017	166	-30.50	-178.10	034	238.7	09.3	6.0	SKS	GOOD
ZUM	EC	29-Jun-2017	180	-31.10	179.90	405	237.8	08.9	6.0	SKS	GOOD
ZUM	EC	30-Oct-2016	304	42.90	013.10	008	047.3	09.4	6.6	SKS	FAIR
ZUM	EC	31-Oct-2017	304	-21.70	169.10	024	245.3	07.4	6.7	SKS	GOOD
ZUM	EC	01-Dec-2017	335	30.70	057.30	009	052.4	07.4	6.1	PKS	GOOD
ZUM	EC	10-Apr-2016	101	36.50	071.10	212	036.8	05.0	6.6	PKS	GOOD
ZUM	EC	05-Sep-2016	249	54.40	168.50	008	325.8	12.2	6.1	SKKS	FAIR
ARNL	EC	10-Jul-2016	192	-15.00	-172.90	008	254.8	12.8	5.8	SKKS	GOOD
ARNL	EC	14-Jan-2017	014	-18.60	176.20	004	250.1	08.3	5.9	SKS	GOOD
ARNL	EC	05-Sep-2016	249	54.40	168.50	008	325.8	07.8	6.1	SKS	FAIR
ARNL	EC	24-Sep-2016	268	-18.20	-175.00	202	251.5	09.5	6.4	SKS	GOOD
ARNL	EC	24-Sep-2016	268	-19.80	-178.20	596	249.6	08.9	6.9	SKS	GOOD
ARNL	EC	17-Oct-2016	291	-06.00	148.90	042	259.1	07.2	6.8	PKS	GOOD
BOSC	EC	23-Oct-2017	296	-52.30	016.80	010	142.5	10.1	5.8	SKS	GOOD
BOSC	EC	13-Jul-2016	195	-28.00	-176.40	010	241.5	09.3	5.9	SKS	FAIR
BOSC	EC	03-Dec-2016	338	52.30	174.20	028	323.1	08.1	5.9	SKS	GOOD
BOSC	EC	10-Jul-2016	192	-15.10	-173.20	008	254.6	12.8	6.0	SKKS	GOOD
BOSC	EC	05-Sep-2016	249	54.40	168.50	008	326.2	07.7	6.1	SKS	GOOD

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	Baz	Anc	Mag	Phase	AutoQuality
BOSC	EC	18-Oct-2017	291	-20.60	-173.80	010	249.1	09.5	6.1	SKS	GOOD
BOSC	EC	08-Oct-2017	281	-61.70	154.60	010	202.9	08.0	6.2	SKS	GOOD
BOSC	EC	13-Jul-2016	195	-28.00	-176.40	012	241.5	12.7	6.3	SKKS	GOOD
BOSC	EC	08-Oct-2017	281	52.40	176.80	119	323.0	08.3	6.5	SKS	GOOD
BOSC	EC	30-Oct-2016	304	42.90	013.10	008	047.2	09.6	6.6	SKS	GOOD
BOSC	EC	31-Oct-2017	304	-21.70	169.10	024	245.7	07.2	6.7	SKS	GOOD
BOSC	EC	06-Apr-2016	097	-14.10	166.60	024	253.2	06.8	6.7	SKS	GOOD
BOSC	EC	17-Oct-2016	291	-06.00	148.90	042	259.1	06.1	6.8	PKS	GOOD
BOSC	EC	01-Dec-2017	335	30.70	057.30	009	051.5	07.2	6.1	PKS	GOOD
MCRA	EC	23-Oct-2017	296	-52.30	016.80	010	142.6	10.1	5.8	SKS	GOOD
MCRA	EC	22-Nov-2016	327	-40.60	177.00	009	228.2	09.1	5.9	SKS	GOOD
MCRA	EC	03-Dec-2016	338	52.30	174.20	028	322.8	08.1	5.9	SKS	GOOD
MCRA	EC	18-Oct-2017	291	-20.60	-173.80	010	249.2	09.9	6.1	SKS	GOOD
MCRA	EC	24-Sep-2016	268	-18.20	-175.00	202	251.5	09.5	6.4	SKS	GOOD
MCRA	EC	19-Aug-2017	231	-18.00	-178.80	544	251.3	08.8	6.4	SKS	GOOD
MCRA	EC	20-Jul-2017	201	36.90	027.40	007	052.7	07.6	6.6	SKS	GOOD
MCRA	EC	02-Jun-2017	153	54.00	170.90	005	325.0	07.9	6.8	SKS	GOOD
MCRA	EC	24-Feb-2017	055	-23.30	-178.80	414	246.0	09.0	6.9	SKS	GOOD
MCRA	EC	07-Nov-2017	311	-04.20	143.50	111	259.3	05.4	6.5	PKS	GOOD
IQT	PE	17-Sep-2014	260	13.80	144.40	130	287.4	04.6	6.7	PKS	GOOD
BVTA	PE	10-Apr-2016	101	36.50	071.10	212	040.3	05.0	6.6	PKS	GOOD
BVTA	PE	01-Jul-2009	182	34.20	025.50	019	056.5	08.0	6.4	SKS	GOOD
BVTA	PE	09-Dec-2008	344	-31.20	-176.90	018	237.6	09.3	6.8	SKS	GOOD
HUAC	PE	01-Jan-2016	001	-50.60	139.40	010	204.1	07.2	6.3	SKS	GOOD
CHO	PE	28-Jun-2017	179	-30.30	-177.70	019	239.2	09.7	6.0	SKS	GOOD
CHO	PE	29-Jun-2017	180	-31.10	179.90	405	238.1	09.2	6.0	SKS	GOOD
CHO	PE	26-Sep-2017	269	-23.60	-176.80	096	245.9	09.6	6.4	SKS	GOOD
CHO	PE	08-Oct-2017	281	-61.70	154.60	010	203.4	08.4	6.2	SKS	FAIR

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	Baz	Anc	Mag	Phase	AutoQuality
CHO	PE	09-Jan-2012	009	-10.60	165.20	028	256.3	06.9	6.4	SKS	GOOD
CHO	PE	24-Jan-2012	024	-25.00	178.50	580	244.0	08.8	6.3	SKS	GOOD
CHO	PE	10-Feb-2013	041	-10.90	165.50	011	256.0	07.0	6.0	SKS	GOOD
CHO	PE	01-Feb-2016	032	-30.80	-180.00	391	238.4	09.2	6.2	SKS	GOOD
CHO	PE	27-May-2016	148	-20.80	-178.60	567	248.5	09.1	6.4	SKS	GOOD
CHO	PE	28-May-2016	149	-22.00	-178.20	406	247.4	09.3	6.9	SKS	GOOD
CHO	PE	24-Aug-2016	237	42.70	013.20	004	047.5	09.1	6.2	SKS	GOOD
CHO	PE	24-Sep-2016	268	-18.20	-175.00	202	251.5	09.8	6.4	SKS	GOOD
PCH	PE	05-Apr-2017	095	35.80	060.40	013	045.2	05.9	6.1	PKS	GOOD
PCH	PE	07-Nov-2017	311	-04.20	143.50	111	257.6	05.4	6.5	PKS	GOOD
PCH	PE	24-Feb-2017	055	-23.30	-178.80	414	245.8	12.7	6.9	SKKS	GOOD
PCH	PE	27-Mar-2017	086	52.80	172.30	020	323.3	07.8	6.2	SKS	GOOD
PCH	PE	18-Apr-2017	108	-18.10	-178.40	628	251.0	08.9	6.0	SKS	GOOD
PCH	PE	08-May-2017	128	51.70	-178.60	013	321.6	08.5	6.2	SKS	GOOD
PCH	PE	26-Sep-2017	269	-23.60	-176.80	096	245.7	09.5	6.4	SKS	GOOD
PCH	PE	18-Oct-2017	291	-20.60	-173.80	010	249.1	09.9	6.1	SKS	GOOD
PCH	PE	28-May-2016	149	-22.00	-178.20	406	247.1	09.1	6.9	SKS	FAIR
PCH	PE	13-Jul-2016	195	-28.00	-176.40	012	241.4	09.7	6.3	SKS	GOOD
PCH	PE	05-Sep-2016	249	54.40	168.50	008	325.5	07.5	6.1	SKS	GOOD
PCH	PE	24-Sep-2016	268	-19.80	-178.20	596	249.3	09.0	6.9	SKS	GOOD
PCH	PE	04-May-2014	124	-24.60	179.10	527	244.1	08.8	6.6	SKS	GOOD
SNIG	PE	27-Jul-2015	208	-02.60	138.50	048	259.2	04.6	7.0	PKS	GOOD
SNIG	PE	26-Oct-2015	299	36.50	070.40	231	037.6	05.0	7.5	PKS	GOOD
SNIG	PE	30-May-2015	150	-15.70	-173.40	010	253.9	09.7	6.0	SKS	GOOD
SNIG	PE	25-Jun-2015	176	-32.10	-178.30	010	237.1	09.3	6.0	SKS	GOOD
SNIG	PE	17-Nov-2015	321	38.70	020.60	011	051.6	08.5	6.5	SKS	GOOD
SNIG	PE	01-Feb-2016	032	-30.80	-180.00	391	238.2	09.0	6.2	SKS	GOOD
SNIG	PE	20-Mar-2016	080	54.30	162.80	030	326.7	07.2	6.4	SKS	GOOD

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	Baz	Anc	Mag	Phase	AutoQuality
SNIG	PE	13-Jul-2016	195	-28.00	-176.40	012	241.4	09.5	6.3	SKS	GOOD
SNIG	PE	05-Sep-2016	249	54.40	168.50	008	325.8	07.5	6.1	SKS	GOOD
SNIG	PE	05-Apr-2017	095	35.80	060.40	013	045.0	06.1	6.1	PKS	GOOD
SNIG	PE	29-Jan-2017	029	-30.10	-177.50	018	239.2	09.4	5.9	SKS	GOOD
SNIG	PE	27-Mar-2017	086	52.80	172.30	020	323.5	07.8	6.2	SKS	GOOD
SNIG	PE	08-May-2017	128	51.70	-178.60	013	321.7	08.6	6.2	SKS	GOOD
SNIG	PE	24-May-2009	144	-31.50	-177.70	004	237.8	09.4	6.0	SKS	GOOD
SNIG	PE	16-May-2009	136	-31.60	-178.80	043	237.5	09.3	6.5	SKS	GOOD
CHCH	PE	17-Sep-2014	260	13.80	144.40	130	283.6	05.1	6.7	PKS	GOOD
CHCH	PE	25-Oct-2013	298	37.20	144.70	035	314.9	07.3	7.1	PKS	GOOD
CHCH	PE	14-Aug-2012	227	49.80	145.10	583	328.2	11.2	7.7	SKKS	GOOD
CHCH	PE	26-Sep-2012	270	51.60	-178.30	016	321.5	08.4	6.4	SKS	GOOD
CHCH	PE	20-Oct-2012	294	-13.60	166.60	036	252.4	11.9	6.2	SKKS	GOOD
CHCH	PE	23-May-2013	143	-23.00	-177.20	174	246.0	09.1	7.4	SKS	GOOD
CHCH	PE	15-Jun-2013	166	-33.90	179.40	195	234.7	09.0	6.0	SKS	GOOD
CHCH	PE	21-Jul-2013	202	-41.70	174.30	017	226.0	08.7	6.5	SKS	GOOD
CHCH	PE	16-Aug-2013	228	-41.70	174.20	008	225.9	08.7	6.5	SKS	GOOD
CHCH	PE	11-Oct-2013	284	-30.70	-178.50	151	238.2	09.2	6.2	SKS	GOOD
CHCH	PE	26-Feb-2014	057	53.60	-171.80	265	323.4	08.9	6.1	SKS	GOOD
CHCH	PE	12-Apr-2014	102	-11.30	162.10	023	253.8	06.3	7.6	SKS	GOOD
CHCH	PE	10-Apr-2016	101	36.50	071.10	212	038.7	04.9	6.6	PKS	GOOD
CHCH	PE	29-Jul-2016	211	18.50	145.50	196	290.3	05.3	7.7	PKS	GOOD
CHCH	PE	21-Nov-2016	326	37.40	141.40	009	316.9	05.9	6.9	PKS	GOOD
CHCH	PE	03-Apr-2016	094	-14.30	166.90	026	251.6	06.9	6.9	SKS	GOOD
CHCH	PE	27-May-2016	148	-20.80	-178.60	567	247.9	08.7	6.4	SKS	GOOD
CHCH	PE	31-Aug-2016	244	-03.70	152.80	476	260.3	05.1	6.8	SKS	GOOD
CHCH	PE	24-Feb-2017	055	-23.30	-178.80	414	245.5	08.8	6.9	SKS	GOOD
CHCH	PE	17-Jul-2017	198	54.60	168.60	009	325.9	07.4	6.3	SKS	GOOD

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	Baz	Anc	Mag	Phase	AutoQuality
CHCH	PE	26-Sep-2017	269	-23.60	-176.80	096	245.5	09.2	6.4	SKS	GOOD
YRM	PE	24-Jun-2012	176	57.60	163.20	010	330.4	07.1	6.0	SKS	GOOD
YRM	PE	31-Aug-2013	243	51.20	-174.90	018	321.1	08.5	6.0	SKS	GOOD
YRM	PE	31-Aug-2016	244	-03.70	152.80	476	260.1	07.4	6.8	PKS	GOOD
YRM	PE	07-Nov-2017	311	-04.20	143.50	111	256.5	04.9	6.5	PKS	GOOD
TAR	PE	07-Nov-2017	311	-04.20	143.50	111	255.9	04.9	6.5	PKS	GOOD
TAR	PE	25-Dec-2015	359	36.50	071.10	206	040.0	05.0	6.3	PKS	GOOD
PUC	PE	26-Sep-2017	269	-23.60	-176.80	096	244.7	08.9	6.4	SKS	GOOD
PUC	PE	18-Oct-2017	291	-20.60	-173.80	010	248.2	09.3	6.1	SKS	GOOD
PUC	PE	11-May-2013	131	-18.00	-175.10	213	250.6	08.9	6.4	SKS	GOOD
PUC	PE	12-Aug-2013	224	-30.60	-179.70	341	237.2	08.7	6.1	SKS	GOOD
PUC	PE	04-May-2014	124	-24.60	179.10	527	242.8	08.3	6.6	SKS	GOOD
PUC	PE	21-Jul-2014	202	-19.80	-178.40	615	248.1	08.4	6.9	SKS	GOOD
PUC	PE	01-Nov-2014	305	-19.70	-177.80	434	248.3	08.5	7.1	SKS	GOOD
PUC	PE	28-Jan-2015	028	-21.00	-178.30	484	247.0	08.5	6.2	SKS	GOOD
PUC	PE	07-Sep-2015	250	-32.80	-177.90	017	235.4	09.1	6.3	SKS	GOOD
PUC	PE	25-Dec-2015	359	36.50	071.10	206	042.6	05.0	6.3	PKS	GOOD
PUC	PE	31-Aug-2016	244	-03.70	152.80	476	257.6	06.0	6.8	PKS	GOOD
PUC	PE	17-Oct-2016	291	-06.00	148.90	042	253.1	05.6	6.8	PKS	GOOD
TICA	PE	29-Jun-2017	180	-31.10	179.90	405	237.3	09.0	6.0	SKS	GOOD
TICA	PE	24-May-2015	144	-19.40	-176.00	010	249.6	09.4	6.2	SKS	GOOD
TICA	PE	07-Sep-2015	250	-32.80	-177.90	017	236.1	09.5	6.3	SKS	GOOD
TICA	PE	09-Dec-2015	343	-16.70	175.20	010	250.6	08.0	6.1	SKS	GOOD
TICA	PE	01-Jan-2016	001	-50.60	139.40	010	204.8	06.8	6.3	SKS	GOOD
TICA	PE	01-Feb-2016	032	-30.80	-180.00	391	237.7	09.1	6.2	SKS	GOOD
QRHC	PE	30-May-2015	150	-15.70	-173.40	010	253.8	09.8	6.0	SKS	GOOD
QRHC	PE	12-Mar-2016	072	51.60	-173.90	019	321.1	08.6	6.3	SKS	GOOD
QRHC	PE	31-Aug-2016	244	-03.70	152.80	476	259.1	05.2	6.8	SKS	GOOD

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	Baz	Anc	Mag	Phase	AutoQuality
QRHC	PE	26-Oct-2016	300	-15.40	-174.90	010	253.8	09.6	6.1	SKS	FAIR
HMY	PE	29-Jul-2016	211	18.50	145.50	196	286.4	05.2	7.7	PKS	FAIR
HMY	PE	17-Sep-2014	260	13.80	144.40	130	279.4	05.0	6.7	PKS	GOOD
YLS	PE	03-Jan-2017	003	-19.40	176.10	012	247.9	08.3	6.9	SKS	GOOD
YLS	PE	24-Jun-2012	176	57.60	163.20	010	329.4	06.9	6.0	SKS	GOOD
YLS	PE	16-Aug-2013	228	-41.70	174.20	008	225.7	09.0	6.5	SKS	FAIR
YLS	PE	23-Jun-2014	174	-29.90	-177.50	010	238.9	09.5	6.5	SKS	GOOD
YANA	PE	24-Jun-2014	175	52.20	176.70	004	321.8	07.3	6.3	SKS	GOOD
YANA	PE	01-Jan-2016	001	-50.60	139.40	010	203.4	07.0	6.3	SKS	GOOD
YANA	PE	29-Jul-2016	211	18.50	145.50	196	286.1	04.9	7.7	PKS	GOOD
YANA	PE	21-Nov-2016	326	37.40	141.40	009	314.8	05.2	6.9	PKS	GOOD
MNZN	PE	31-Oct-2017	304	-21.70	169.10	024	243.2	07.4	6.7	SKS	GOOD
MNZN	PE	05-Apr-2017	095	35.80	060.40	013	049.1	05.9	6.1	PKS	GOOD
MNZN	PE	12-Dec-2017	346	30.70	057.30	012	056.7	06.1	6.0	PKS	GOOD
MNZN	PE	20-May-2015	140	-19.30	-175.50	203	249.4	09.2	6.0	SKS	GOOD
MNZN	PE	29-May-2015	149	56.60	-156.40	073	327.1	09.8	6.7	SKS	GOOD
MNZN	PE	07-Sep-2015	250	-32.80	-177.90	017	235.7	09.4	6.3	SKS	GOOD
MNZN	PE	01-Jan-2016	001	-50.60	139.40	010	203.7	11.9	6.3	SKKS	GOOD
MNZN	PE	28-Apr-2016	119	-16.00	167.40	024	248.4	06.9	7.0	SKS	GOOD
MNZN	PE	08-Sep-2016	252	-54.60	158.70	010	209.0	08.4	6.1	SKS	GOOD
MNZN	PE	08-Dec-2016	343	-10.70	161.30	040	252.1	06.1	7.8	SKS	GOOD
MNZN	PE	29-Jul-2016	211	18.50	145.50	196	287.6	05.0	7.7	PKS	GOOD
MNZN	PE	21-Nov-2016	326	37.40	141.40	009	315.7	05.4	6.9	PKS	GOOD
PBER	PE	08-May-2017	128	51.70	-178.60	013	321.1	07.6	6.2	SKS	GOOD
HCO	PE	24-Jun-2011	175	52.00	-171.80	052	321.4	08.4	7.3	SKS	GOOD
HCO	PE	23-Jun-2014	174	-29.90	-177.60	027	238.5	09.4	6.7	SKS	GOOD
HCO	PE	26-Oct-2015	299	36.50	070.40	231	043.2	04.8	7.5	PKS	GOOD
OXAP	PE	15-Apr-2016	106	32.80	130.80	010	316.7	03.9	7.0	PKS	GOOD

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	Baz	Anc	Mag	Phase	AutoQuality
PTM	PE	20-Mar-2016	080	54.30	162.80	030	327.2	05.8	6.4	SKS	GOOD
PTM	PE	03-Apr-2016	094	-14.30	166.90	026	245.9	06.2	6.9	SKS	GOOD
PTM	PE	24-Feb-2017	055	-23.30	-178.80	414	242.4	08.1	6.9	SKS	GOOD
PTM	PE	26-Sep-2017	269	-23.60	-176.80	096	242.7	08.4	6.4	SKS	FAIR
PTM	PE	08-Feb-2016	039	-06.60	154.70	029	248.7	06.0	6.4	PKS	GOOD
PTM	PE	17-Oct-2016	291	-06.00	148.90	042	246.0	05.1	6.8	PKS	GOOD
PTM	PE	21-Nov-2016	326	37.40	141.40	009	317.7	04.4	6.9	PKS	GOOD
PTM	PE	22-Jan-2017	022	-06.20	155.20	135	249.4	06.0	7.9	PKS	GOOD
PTM	PE	20-Sep-2017	263	38.00	144.70	011	316.2	04.7	6.1	PKS	GOOD
SMR	PE	31-Aug-2016	244	-03.70	152.80	476	260.1	05.0	6.8	SKS	GOOD
SMR	PE	25-Jul-2016	207	-03.00	148.00	014	259.8	05.7	6.4	PKS	GOOD
PCZ	PE	30-Mar-2015	089	-15.50	-173.00	011	253.9	12.8	6.5	SKKS	GOOD
PCZ	PE	27-Jul-2015	208	52.40	-169.40	029	322.1	09.1	6.9	SKS	GOOD
PBL	PE	30-Mar-2015	089	-15.50	-173.00	011	253.9	12.8	6.5	SKKS	GOOD
PBL	PE	27-Jul-2015	208	52.40	-169.40	029	322.1	09.1	6.9	SKS	GOOD
NRJ	PE	20-Mar-2016	080	54.30	162.80	030	326.9	12.0	6.4	SKKS	GOOD
NCJ	PE	28-Apr-2016	119	-16.00	167.40	024	249.9	06.9	7.0	SKS	GOOD
MOY	PE	29-May-2015	149	56.60	-156.40	073	327.2	10.3	6.7	SKS	GOOD
MOY	PE	12-Jun-2015	163	-15.70	-173.00	048	253.7	09.5	6.0	SKS	GOOD
MOY	PE	25-Jun-2015	176	-32.10	-178.30	010	236.7	09.1	6.0	SKS	GOOD
MOY	PE	06-Aug-2015	218	-26.50	-178.30	269	242.3	08.9	6.0	SKS	GOOD
MOY	PE	09-Aug-2015	221	-27.50	-176.20	010	241.6	09.3	5.8	SKS	GOOD
MOY	PE	15-Aug-2015	227	-10.90	163.80	008	254.5	06.3	6.4	SKS	GOOD
MOY	PE	24-Aug-2015	236	-30.70	-178.70	228	238.0	09.0	6.0	SKS	FAIR
MOY	PE	07-Sep-2015	250	-32.80	-177.90	017	236.0	09.2	6.3	SKS	GOOD
MOY	PE	20-Feb-2015	051	39.80	143.60	010	319.0	07.2	6.2	PKS	GOOD
MOY	PE	21-Feb-2015	052	39.80	143.50	007	319.1	07.3	6.0	PKS	GOOD
MOY	PE	09-Dec-2008	344	-31.20	-176.90	018	237.8	09.3	6.8	SKS	GOOD

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	Baz	Anc	Mag	Phase	AutoQuality
MOY	PE	18-Feb-2009	049	-27.40	-176.30	025	241.6	09.3	7.0	SKS	GOOD
MOY	PE	19-Mar-2009	078	-23.00	-174.70	031	246.2	12.8	7.6	SKKS	GOOD
LAM	PE	29-Jul-2016	211	18.50	145.50	196	290.5	05.1	7.7	PKS	GOOD
PCM	PE	18-Jan-2009	018	-30.20	-178.00	033	238.9	09.6	6.4	SKS	FAIR
PCM	PE	18-Feb-2009	049	-27.40	-176.30	025	241.9	09.8	7.0	SKS	GOOD
PCM	PE	04-Jun-2009	155	-45.80	035.10	016	139.8	08.4	6.0	SKS	GOOD
MTP	PE	18-Jan-2009	018	-30.20	-178.00	033	238.9	09.6	6.4	SKS	FAIR
MTP	PE	18-Feb-2009	049	-27.40	-176.30	025	241.9	09.8	7.0	SKS	GOOD
MTP	PE	04-Jun-2009	155	-45.80	035.10	016	139.8	08.4	6.0	SKS	GOOD
LCN	PE	09-Dec-2008	344	-31.20	-176.90	018	238.3	09.7	6.8	SKS	GOOD
LCN	PE	15-Jan-2009	015	46.90	155.20	036	320.9	11.7	7.4	SKKS	GOOD
LCN	PE	18-Feb-2009	049	-27.40	-176.30	025	242.2	09.7	7.0	SKS	GOOD
LCN	PE	19-Mar-2009	078	-23.00	-174.70	031	246.7	12.8	7.6	SKKS	GOOD
FIC	PE	18-Jan-2009	018	-30.20	-178.00	033	239.1	09.5	6.4	SKS	GOOD
FIC	PE	15-Jan-2009	015	-22.40	170.60	027	244.9	07.8	6.7	SKS	GOOD
FIC	PE	09-Dec-2008	344	-31.20	-176.90	018	238.2	09.7	6.8	SKS	GOOD
FIC	PE	18-Feb-2009	049	-27.40	-176.30	025	242.1	12.8	7.0	SKKS	GOOD
FIC	PE	15-Jan-2009	015	46.90	155.20	036	320.7	06.3	7.4	SKS	GOOD
FIC	PE	19-Mar-2009	078	-23.00	-174.70	031	246.6	09.9	7.6	SKS	GOOD
CLL	PE	18-Feb-2009	049	-27.40	-176.30	025	241.9	09.6	7.0	SKS	GOOD
CLL	PE	19-Mar-2009	078	-23.00	-174.70	031	246.4	09.7	7.6	SKS	GOOD
CLL	PE	15-Jul-2009	196	-45.80	166.60	012	220.5	12.4	7.8	SKKS	GOOD
CLB	PE	09-Dec-2008	344	-31.20	-176.90	018	238.4	09.7	6.8	SKS	FAIR
CLB	PE	18-Feb-2009	049	-27.40	-176.30	025	242.3	09.8	7.0	SKS	GOOD
CHL	PE	30-Aug-2009	242	-15.20	-172.60	011	254.6	12.9	6.6	SKKS	GOOD
CHL	PE	18-Feb-2009	049	-27.40	-176.30	025	242.1	09.7	7.0	SKS	GOOD
CHL	PE	15-Jan-2009	015	46.90	155.20	036	320.9	06.4	7.4	SKS	GOOD
BAG	PE	09-Dec-2008	344	-31.20	-176.90	018	238.0	09.5	6.8	SKS	GOOD

STA	Net	Date	Day	EvLa	EvLo	Dep	Baz	Anc	Mag	Phase	AutoQuality
BAG	PE	18-Jan-2009	018	-30.20	-178.00	033	238.9	09.3	6.4	SKS	GOOD
BAG	PE	15-Jul-2009	196	-45.80	166.60	012	220.5	08.2	7.8	SKS	GOOD

Apêndice B
Supplementary information of SWS manuscript

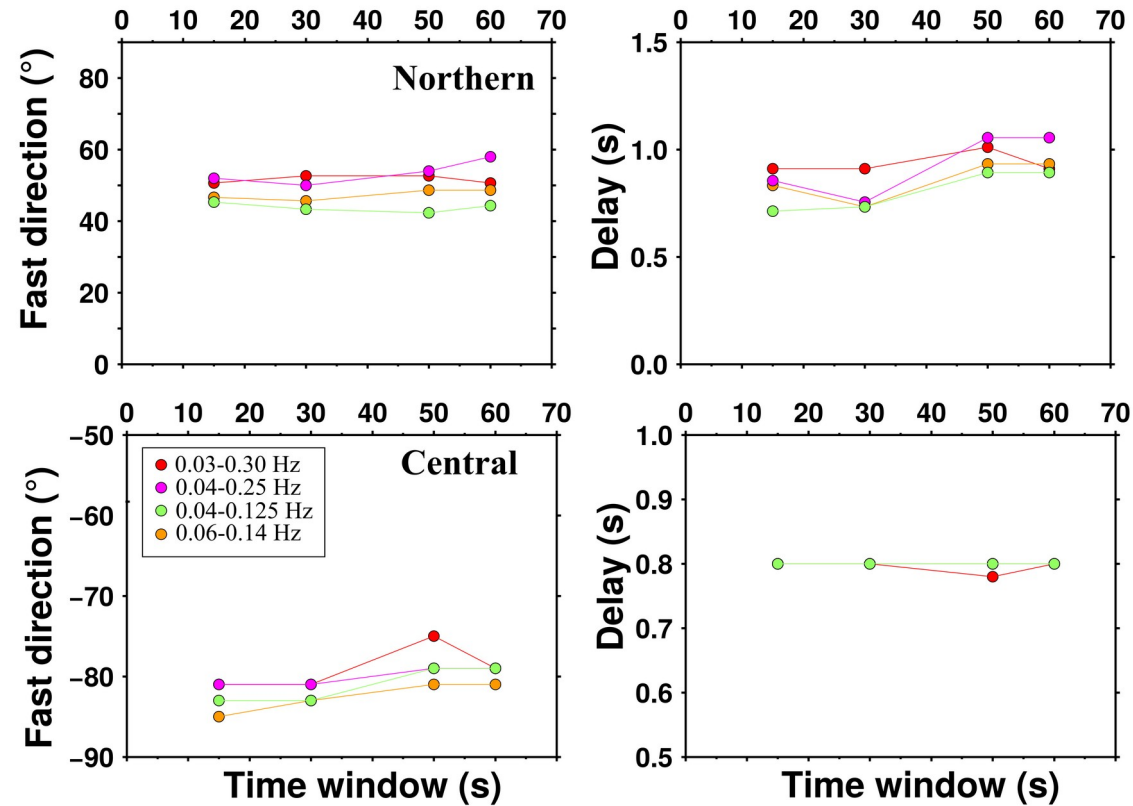


Figure B1: Shear wave splitting parameters estimated with different time windows and range of filters for two stations; one in Northern and one in Central Peru. Results are generally consistent across frequencies and time windows, and show clear stability within our chosen frequency band (0.04-0.125 Hz).

Apêndice C

Mapas de velocidade de fase e testes de resolução Checkerboard

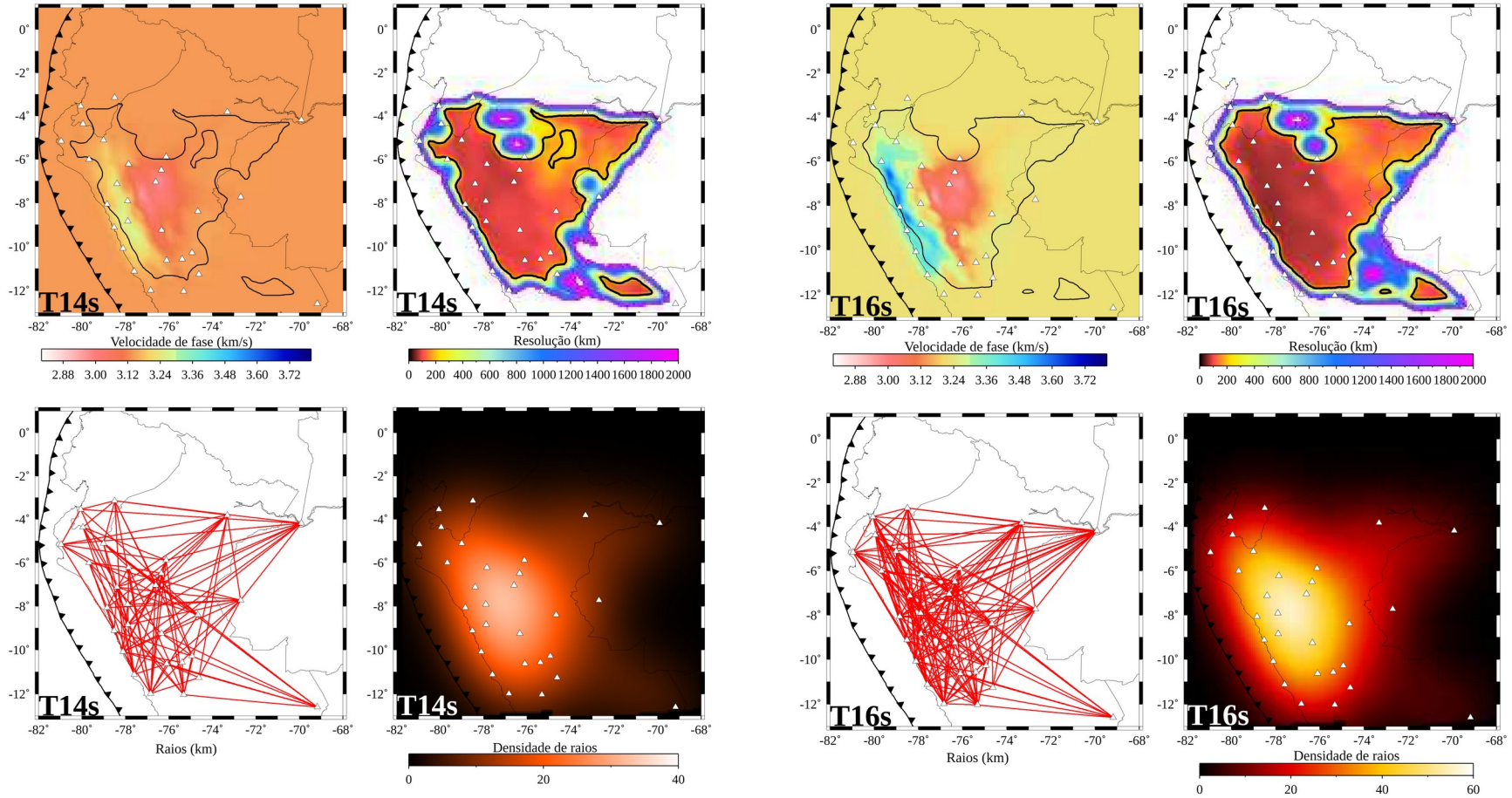


Figura C1: Mapa de velocidades de fase para os períodos de 14 e 16 segundos.

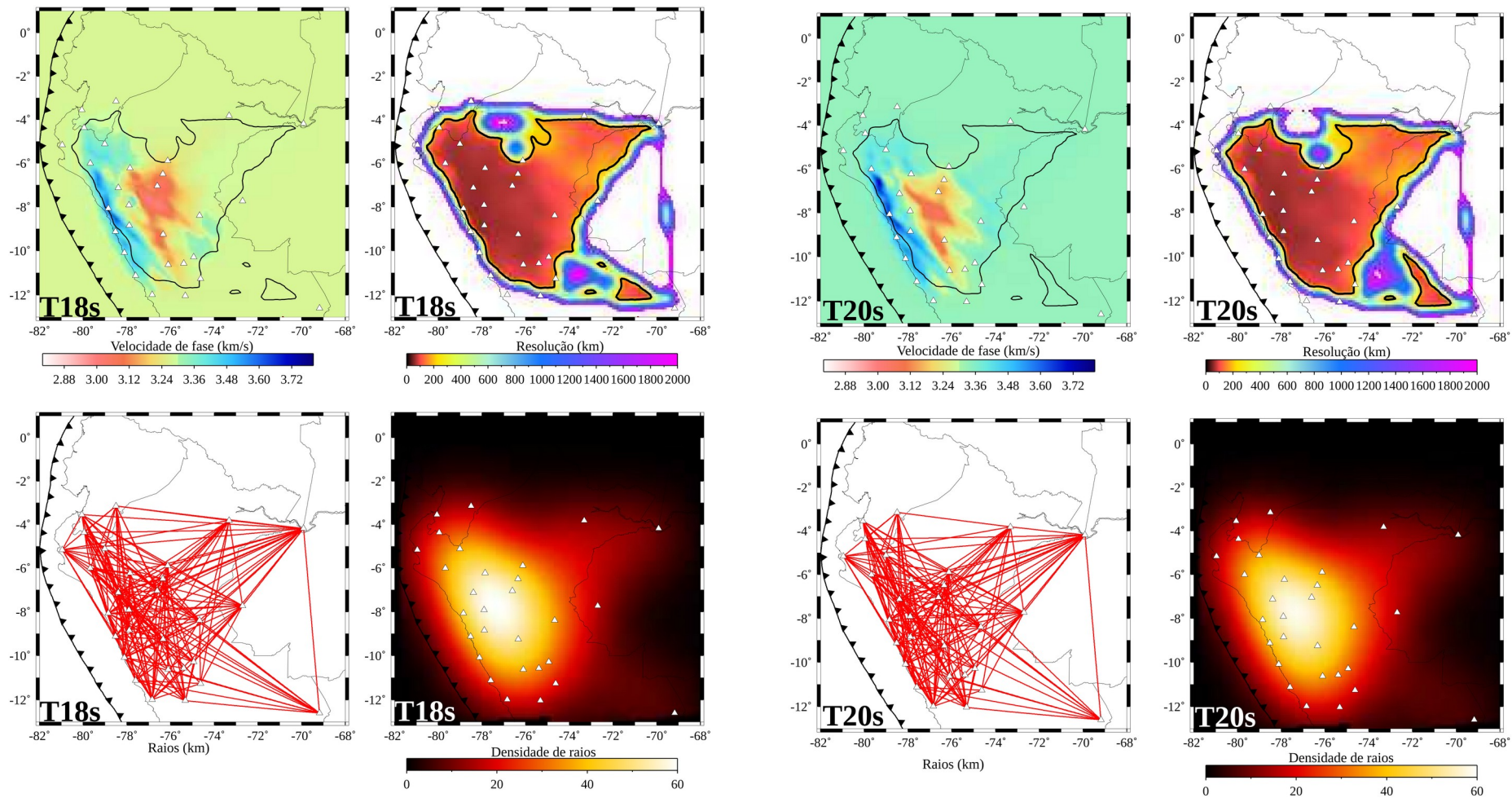


Figura C2: Mapa de velocidades de fase para os períodos de 18 e 20 segundos.

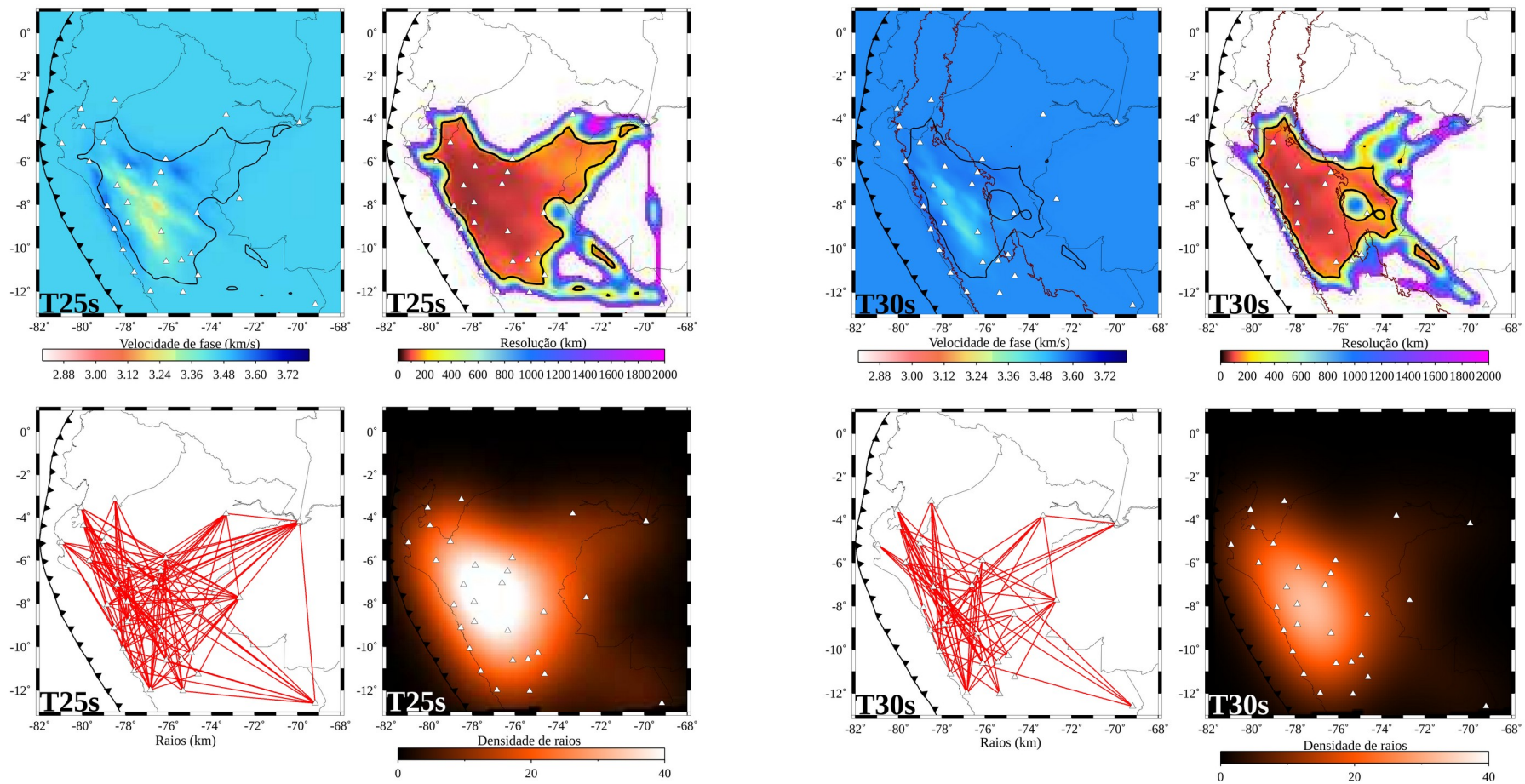


Figura C3: Mapa de velocidades de fase para os períodos de 25 e 30 segundos.

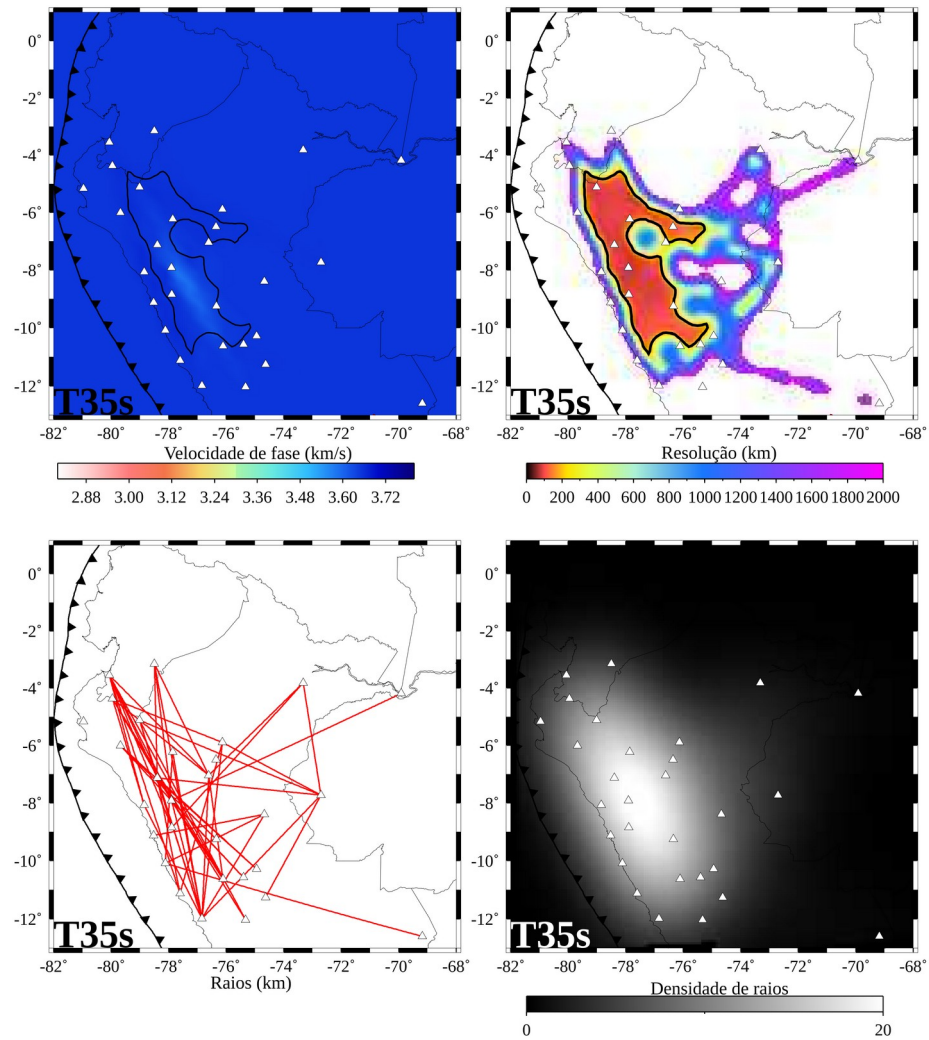


Figura C4: Mapa de velocidades de fase para o período de 35 segundos.

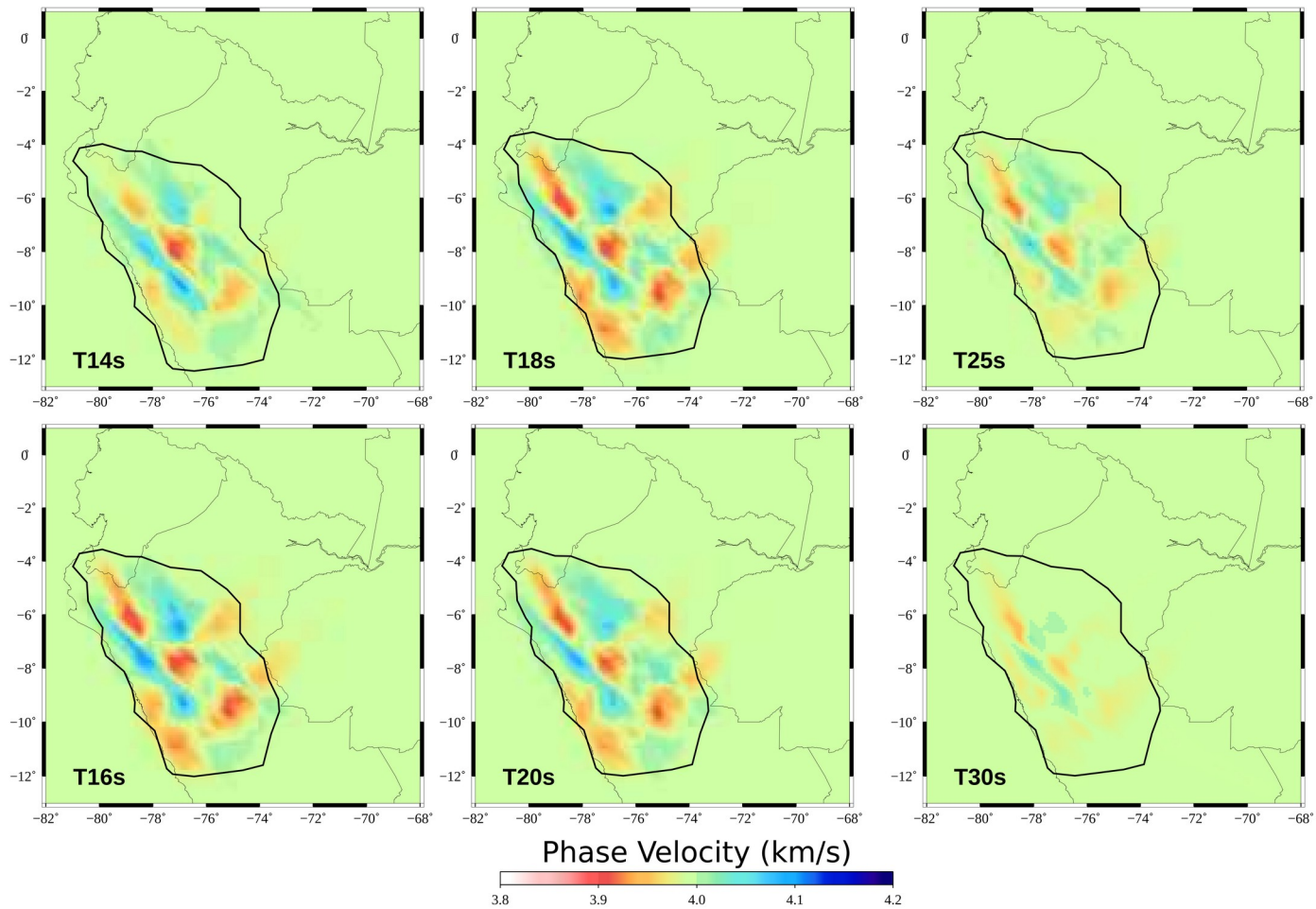


Figura C5: Teste de resolução dos dados Checkerboard com um tamanho de grade de 1.75° , para as tomografias de 14, 16, 18, 20, 25 e 30 segundos.

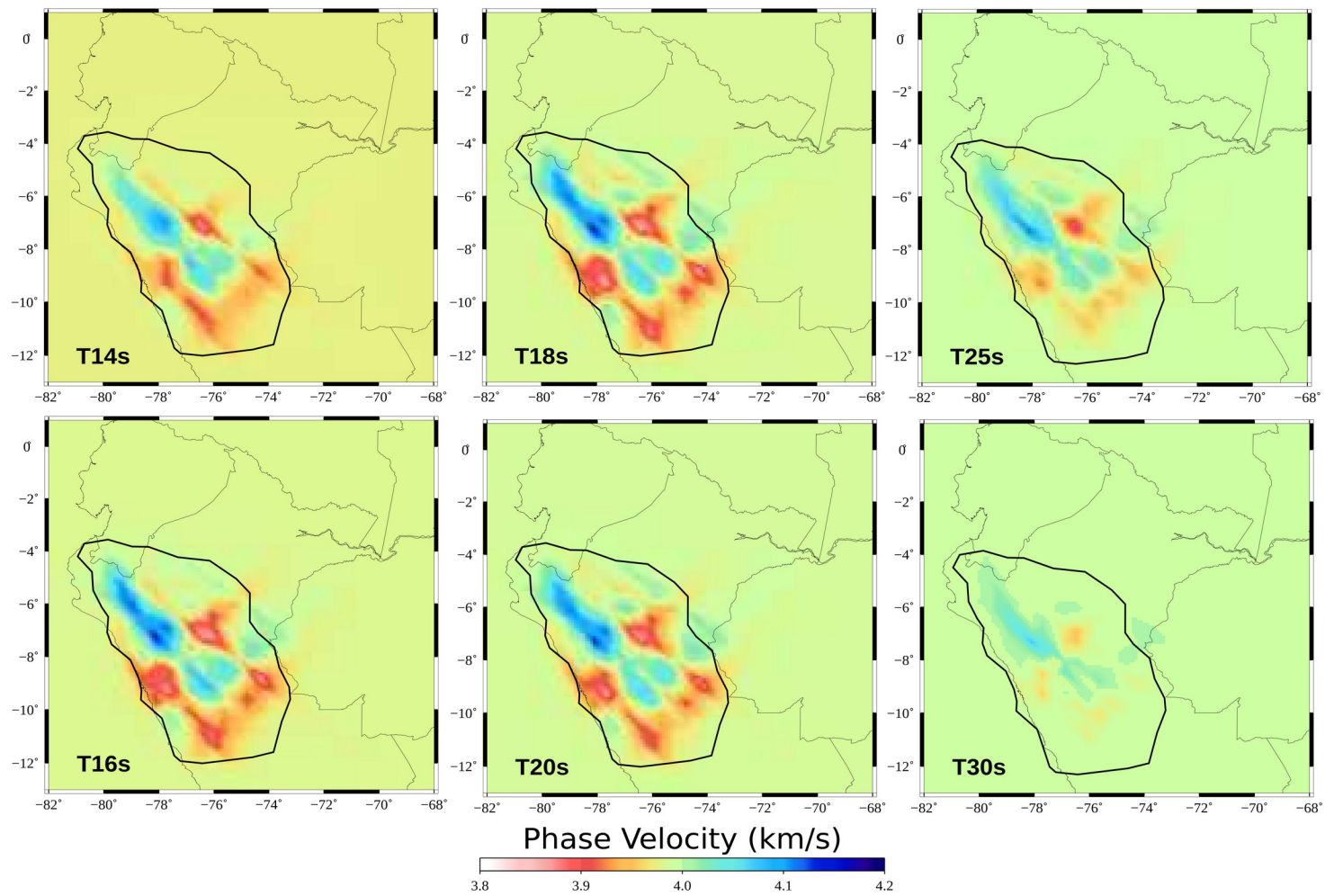


Figura C6: Teste de resolução dos dados Checkerboard com um tamanho de grade de 2.5°, para as tomografias de 14, 16, 18, 20, 25 e 30 segundos.

Supplementary information of ANT manuscript

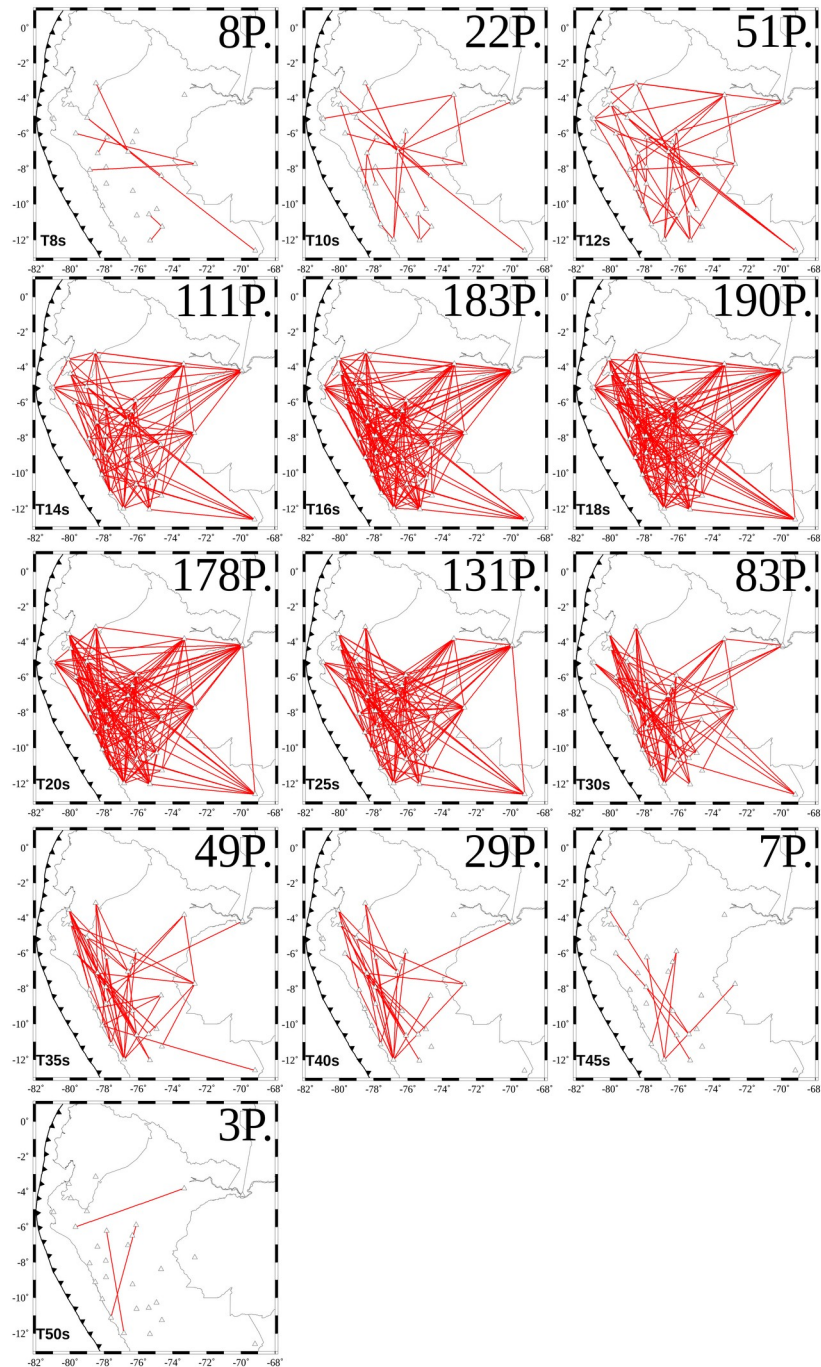


Figure C7: Inter-station raypaths for all station pairs (over 1045) that yielded phase velocity measurements that passed quality controls. The number of paths is indicated in the top right corner of each panel.

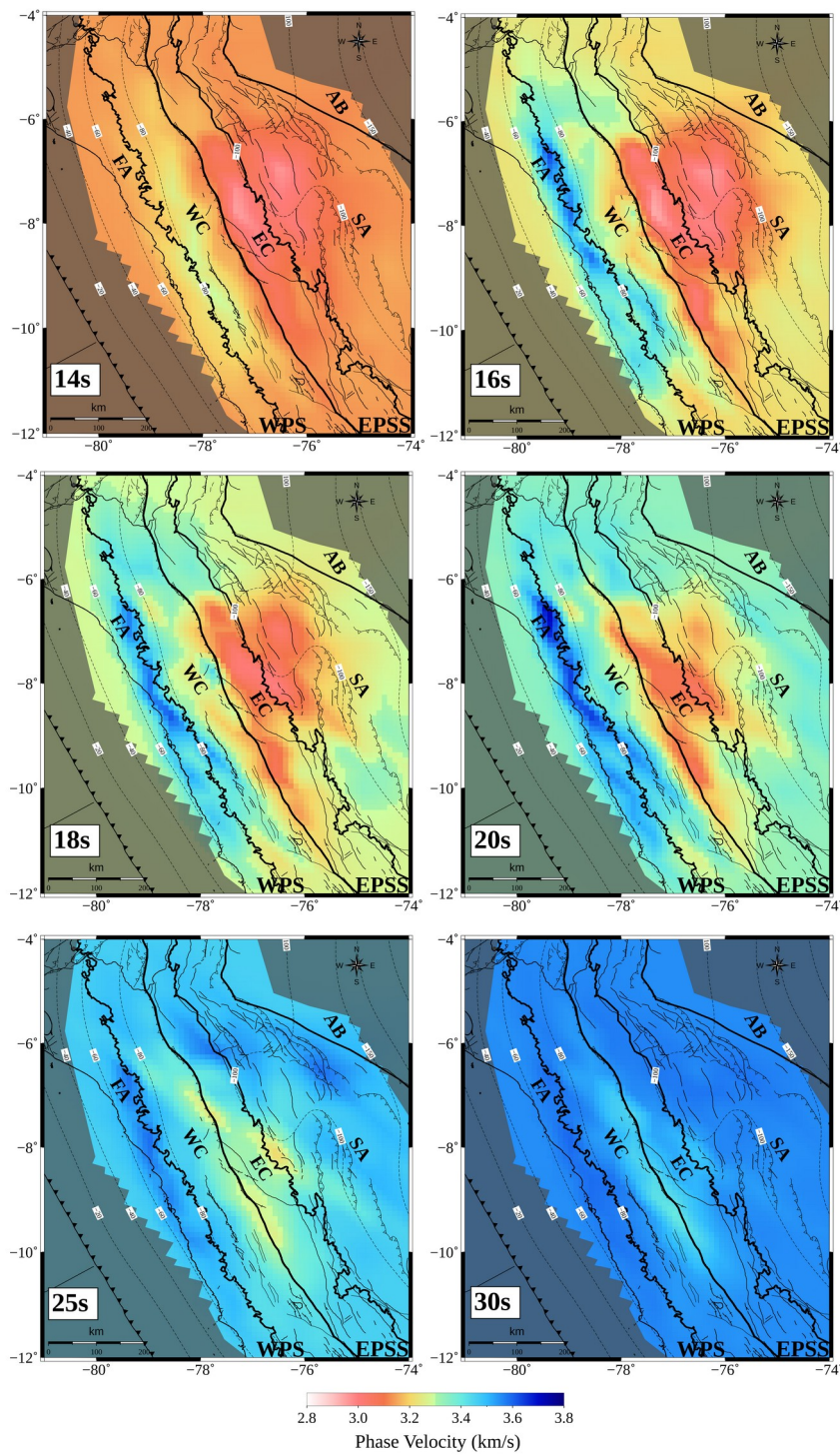


Figure C8: Phase velocity maps at 14s, 16s, 18s, 20s, 25, and 30s periods. Regions outside the area of resolution are obscured.

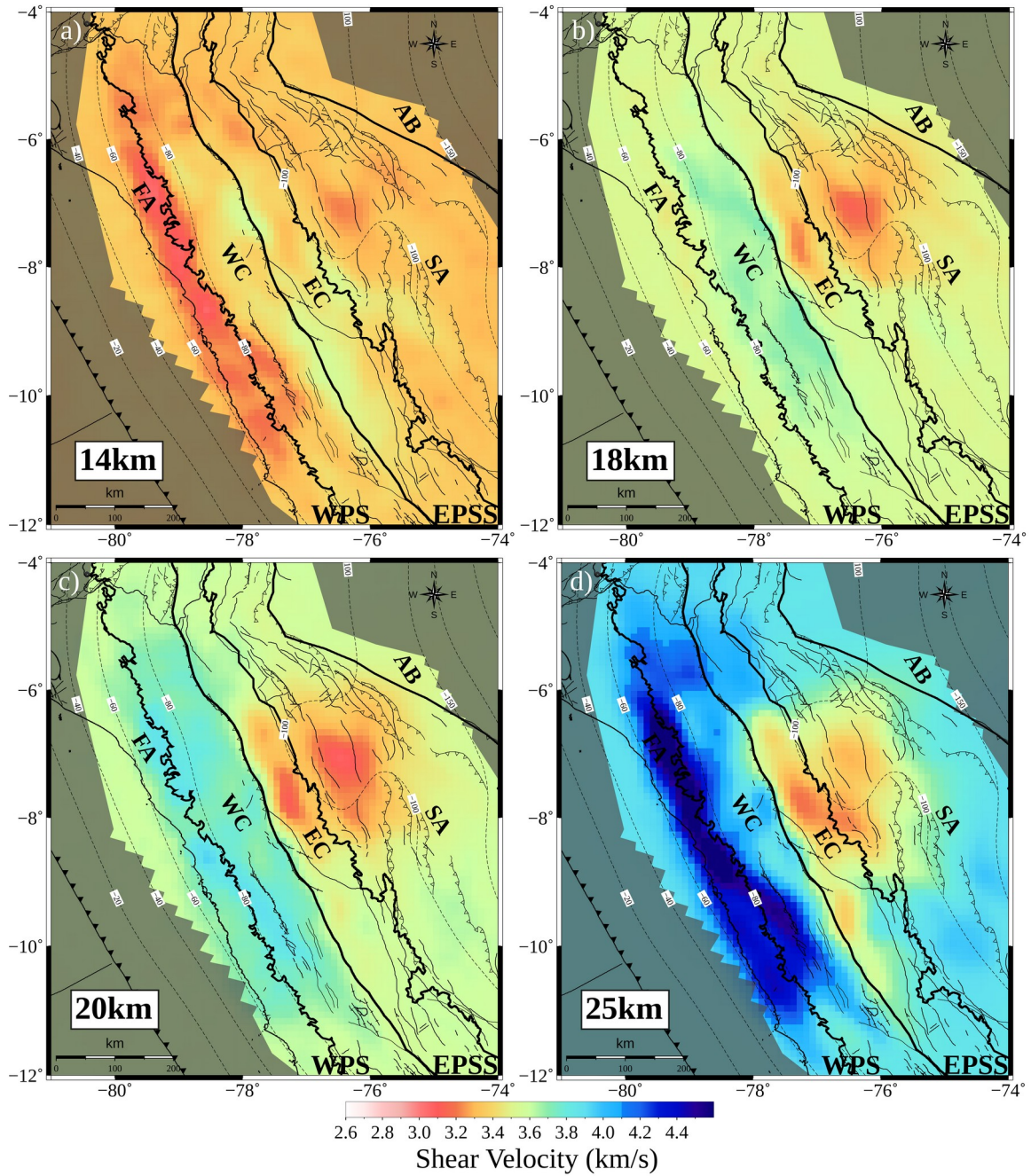


Figure C9: Shear velocity maps at 14km (a), 18km (b), 20km (c), and 25km (d) depth derived from uniform mantle velocity (4.5 km s^{-1} in the upper 55km and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities below 55km) starting model. Slab contours from Slab 2 (Hayes et al., 2018) are shown.

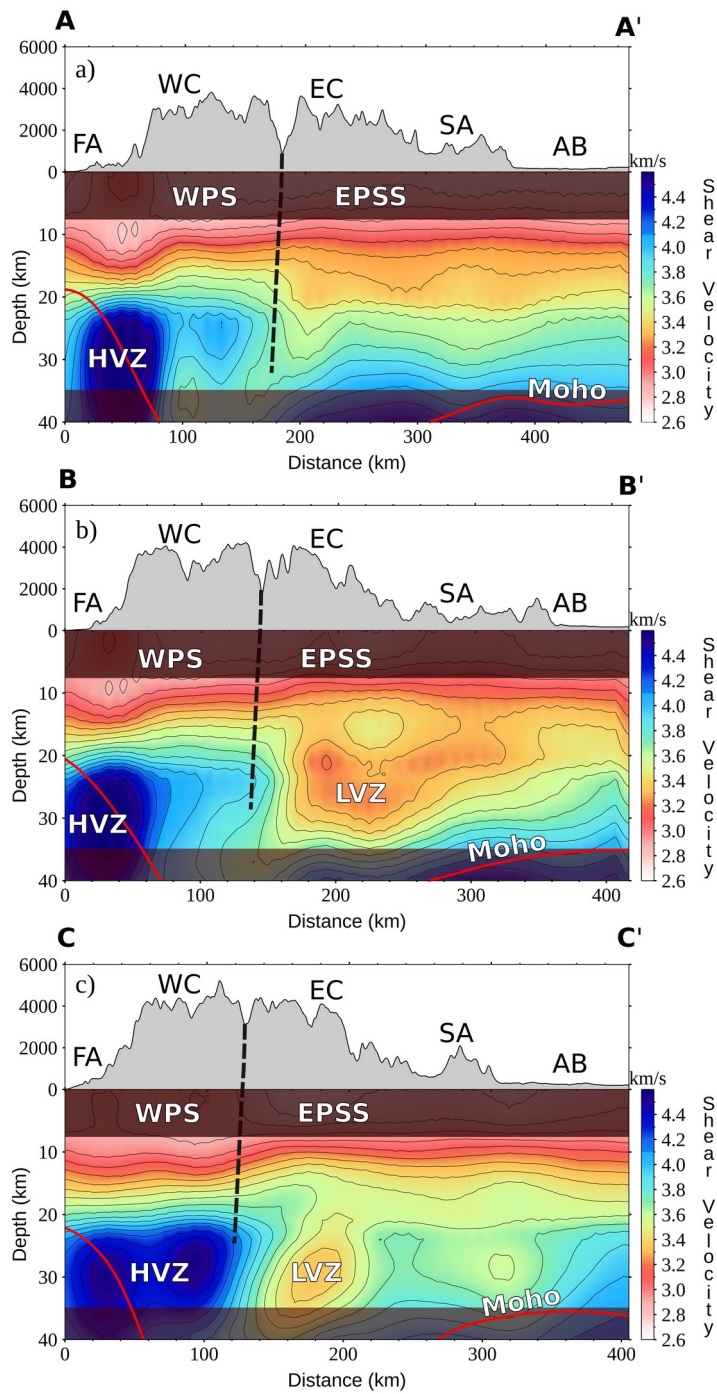


Figure C10: Cross-section A-A', B-B' and C-C' perpendicular to the to the Andean margin (see Figure 2) through our uniform mantle velocity (4.5 km s^{-1} in the upper 55km and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities below 55km) starting model. The upper ~ 10 km and lower ~ 35 km are obscured to reflect the lack of depth sensitivity of our results in the upper and lower most crust.

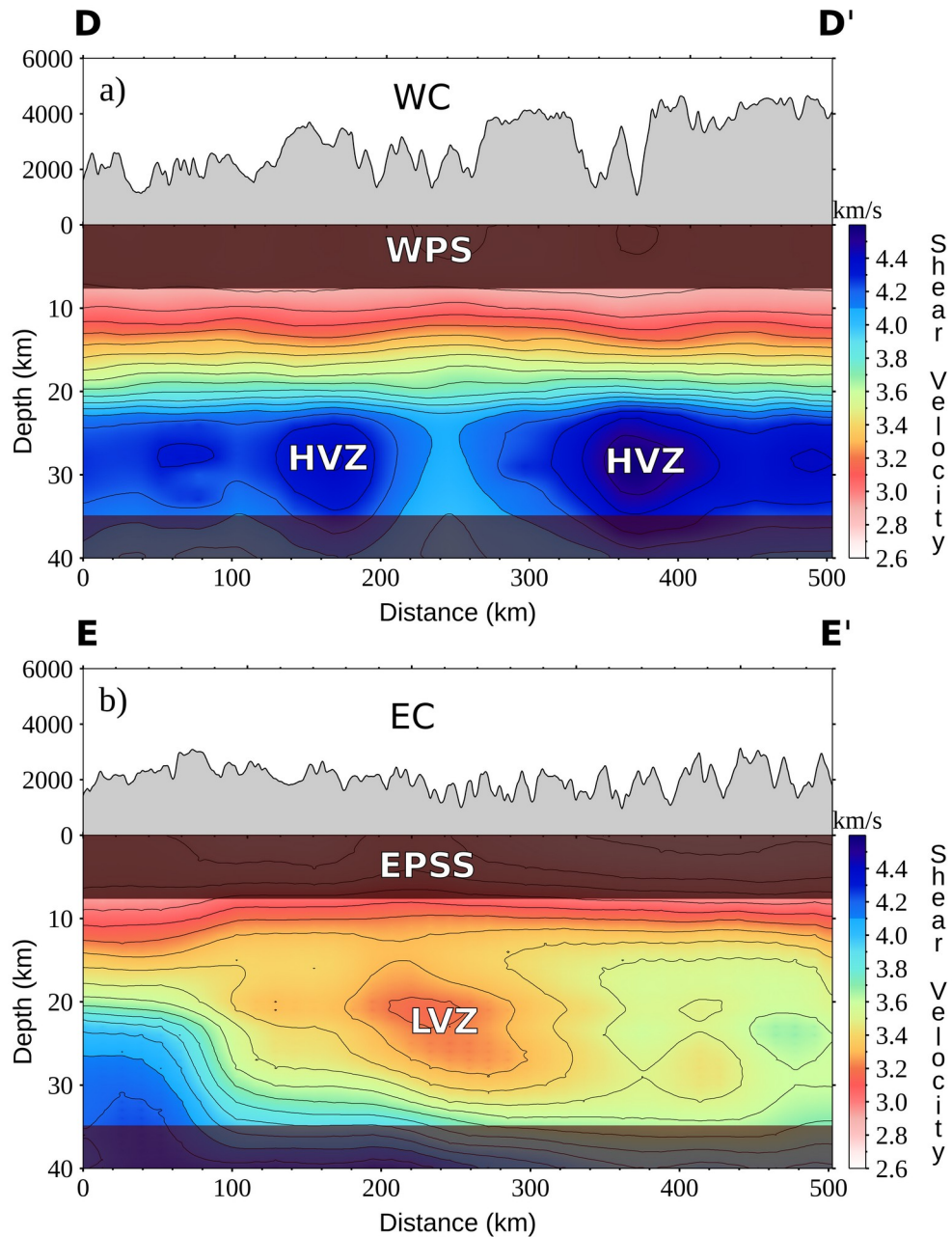


Figure C11: Cross-sections D-D' and E-E' parallel to the Western (a) and Eastern Cordillera (b) regions (see Figure 4.2) our uniform mantle velocity (4.5 km s^{-1} in the upper 55km and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities below 55km) starting model. The upper ~ 10 km and lower ~ 35 km are obscured to reflect the lack of depth sensitivity of our results in the upper and lower most crust.

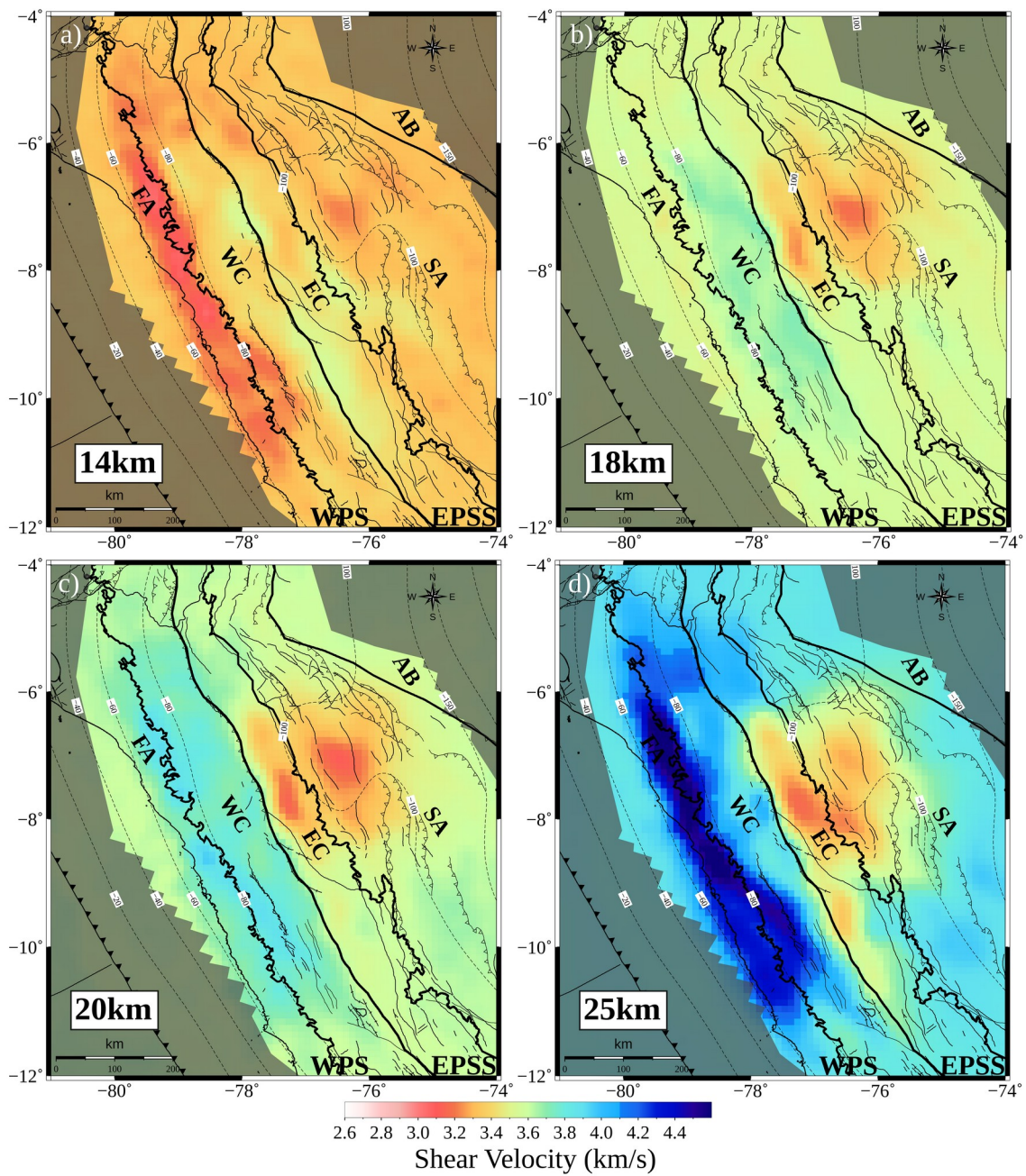


Figure C12: Shear velocity maps at 14km, 18km, 20km, and 25km depth derived from uniform thick crustal model, with crustal velocities (3.6 km s^{-1} in the upper 55 km, and mantle velocities (4.5 km s^{-1}) below 55 km, and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities at deeper depths) starting model. Slab contours from Slab2 (Hayes et al., 2018) are shown.

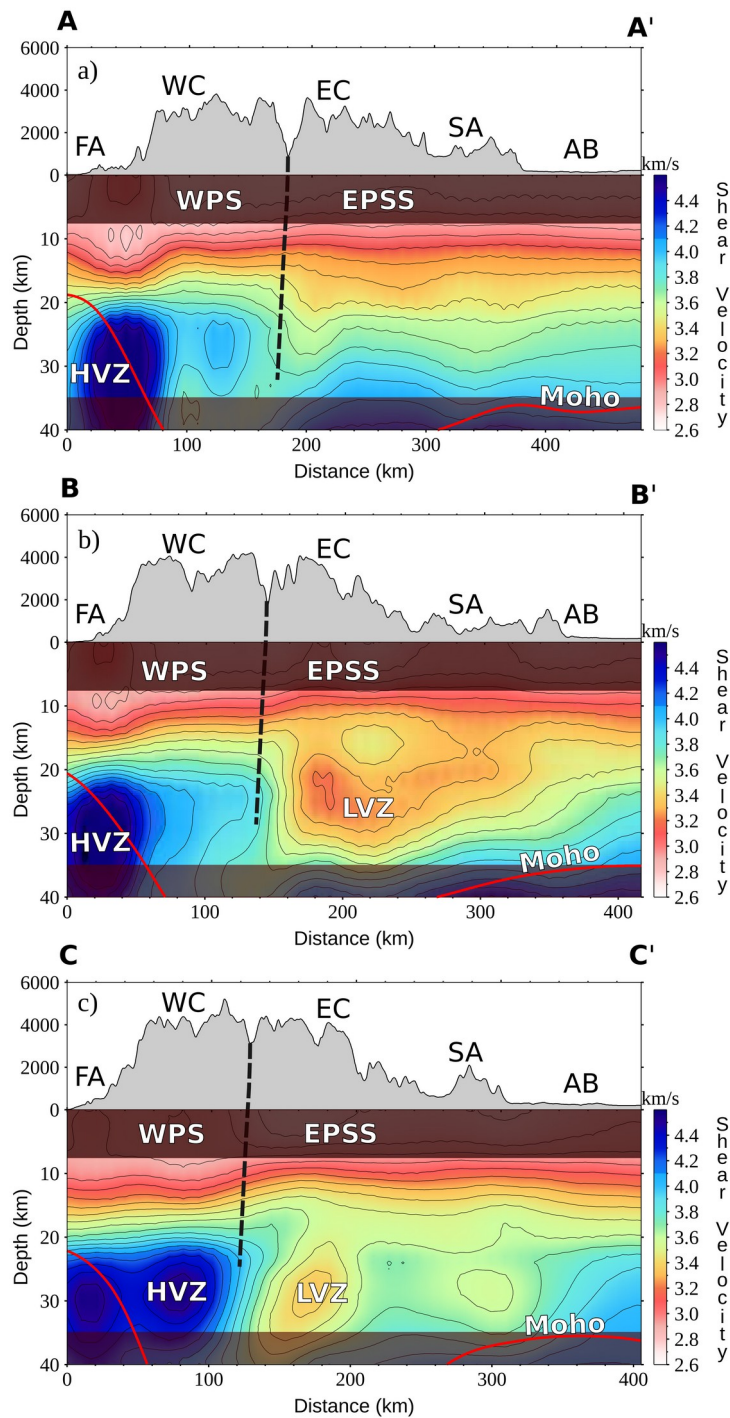


Figure C13: Cross-section A-A', B-B' and C-C' perpendicular to the Andean margin (see Figure 4.2) through our uniform thick crustal model, with crustal velocities (3.6 km s^{-1} in the upper 55 km, and mantle velocities (4.5 km s^{-1}) below 55 km, and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities at deeper depths) starting model. The upper ~ 10 km and lower ~ 35 km are obscured to reflect the lack of depth sensitivity of our results in the upper and lower most crust.

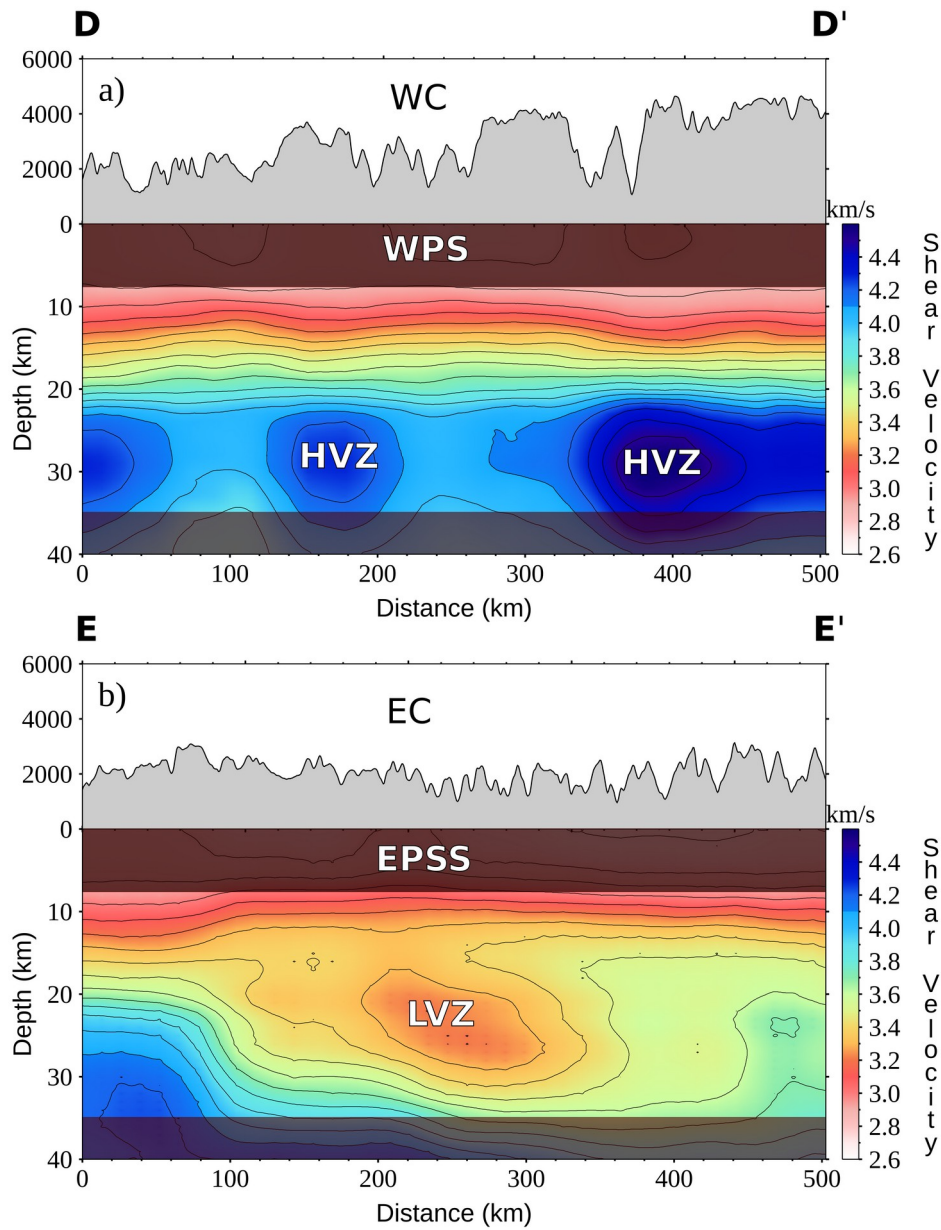


Figure C14: Cross-sections D-D' and E-E' parallel to the Western (a) and Eastern Cordillera (b) regions (see Figure 4.2) our uniform thick crustal model, with crustal velocities (3.6 km s^{-1} in the upper 55 km, and mantle velocities (4.5 km s^{-1}) below 55 km, and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities at deeper depths) starting model. The upper ~ 10 km and lower ~ 35 km are obscured to reflect the lack of depth sensitivity of our results in the upper and lower most crust.

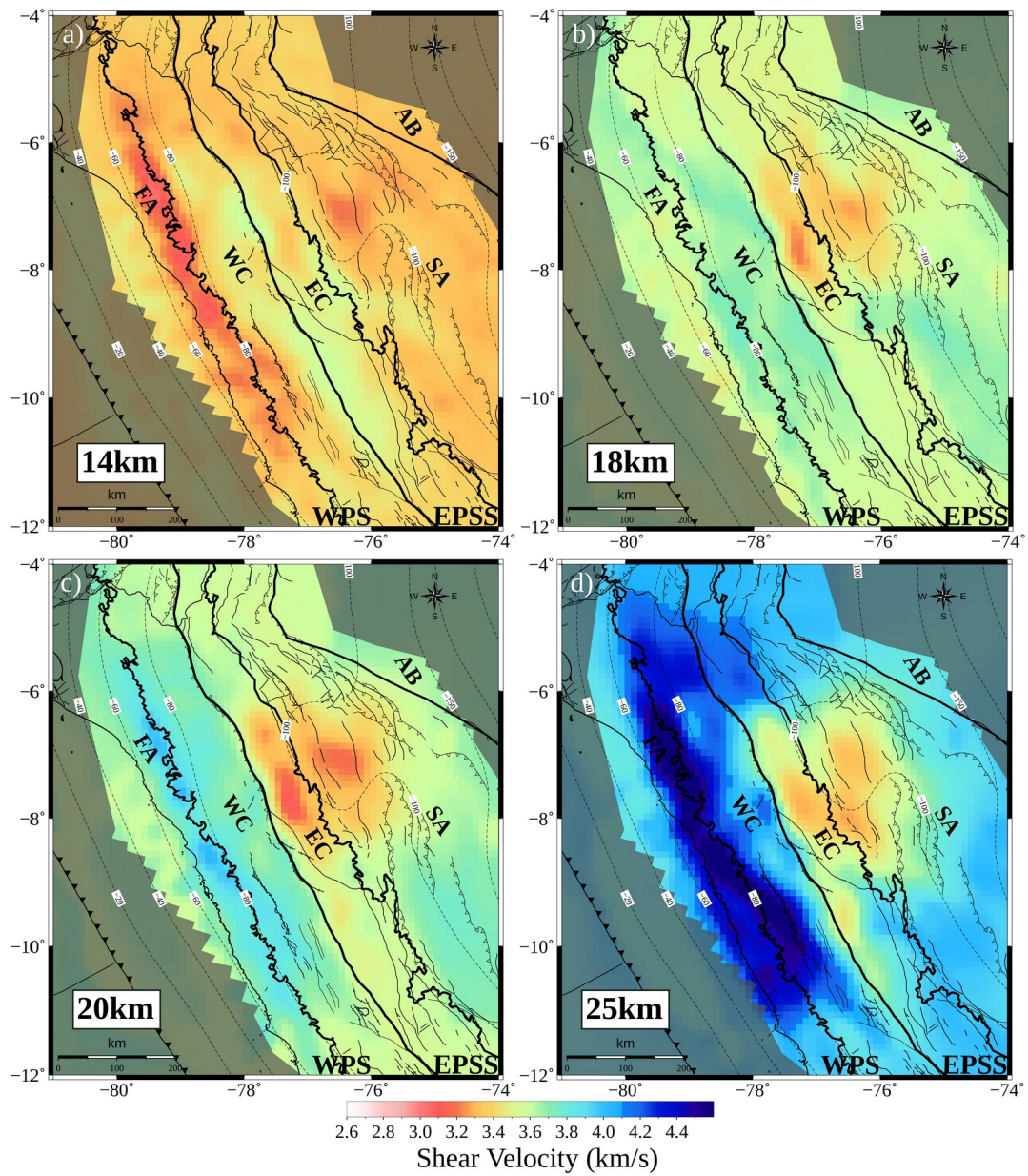


Figure C15: Shear velocity maps at 14km (a), 18km (b), 20km (c), and 25km (d) depth derived from the shallow crustal model (3.6 km s^{-1} velocities in the upper 26km, mantle velocities (4.5 km s^{-1}) to 55km, and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities at deeper depths) starting model. Slab contours from Slab 2 (Hayes et al., 2018) are shown.

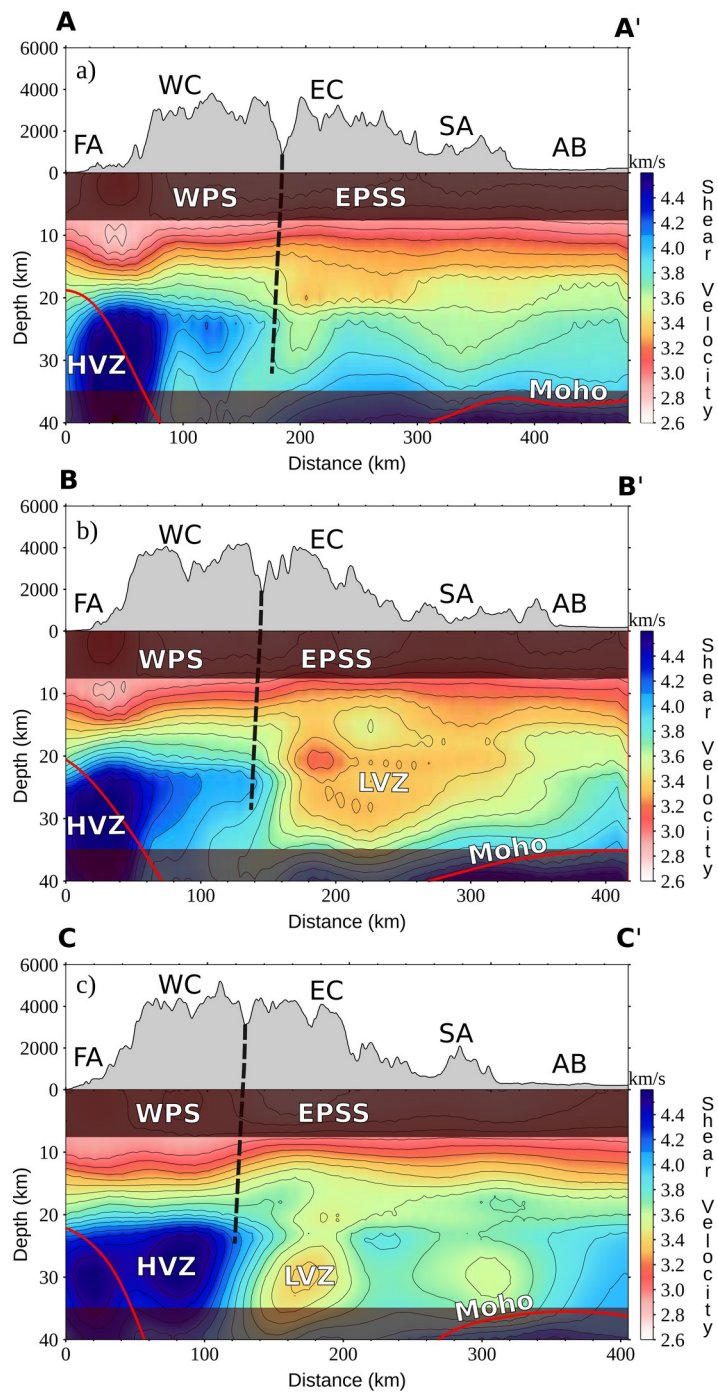


Figure C16: Cross-section A-A', B-B' and C-C' perpendicular to the Andean margin (see Figure 4.2) through our shallow crustal model (3.6 km s^{-1} velocities in the upper 26km, mantle velocities (4.5 km s^{-1}) to 55km, and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities at deeper depths) starting model. The upper ~ 10 km and lower ~ 35 km are obscured to reflect the lack of depth sensitivity of our results in the upper and lower most crust.

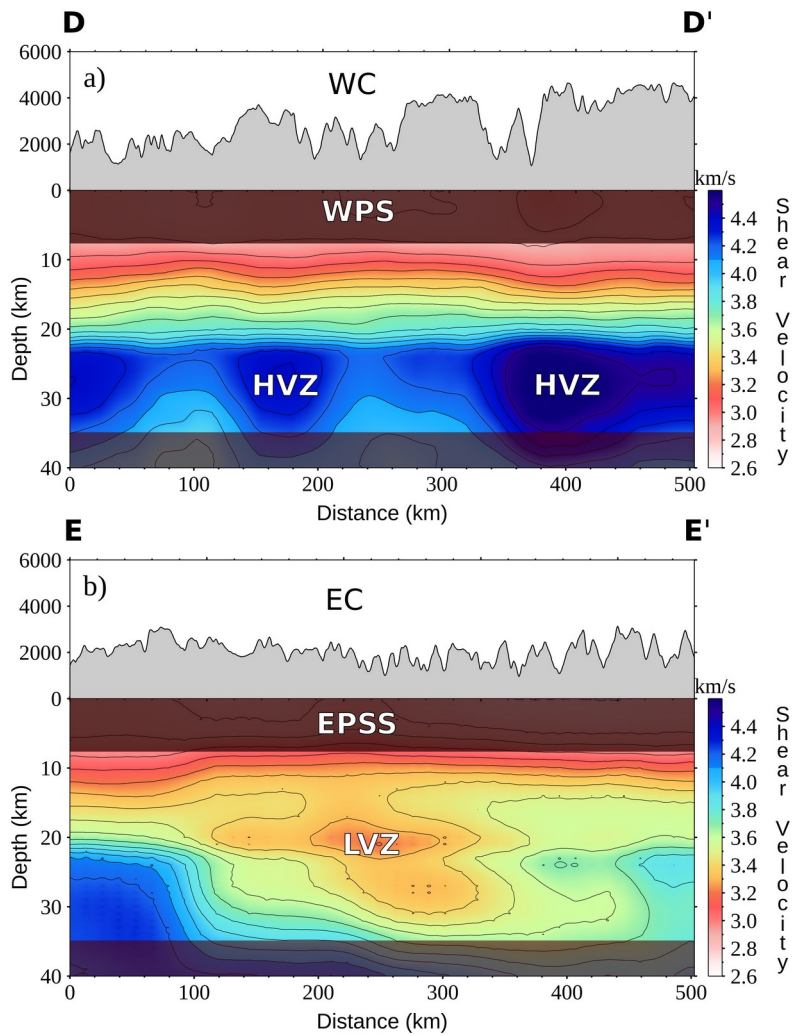


Figure C17: Cross-sections D-D' and E-E' parallel to the Western (a) and Eastern Cordillera (b) regions (see Figure 4.2) our shallow crustal model (3.6 km s^{-1} velocities in the upper 26km, mantle velocities (4.5 km s^{-1}) to 55km, and AK135 (Kennett et al., 1995) velocities at deeper depths) starting model. The upper ~ 10 km and lower ~ 35 km are obscured to reflect the lack of depth sensitivity of our results in the upper and lower most crust.