

Primjena združenih metoda refrakcijske i refleksijske seizmičke tomografije u području subdukcijske zone Kolumbija-Ekvador

Terzić, Domagoj

Master's thesis / Diplomski rad

2018

Degree Grantor / Ustanova koja je dodijelila akademski / stručni stupanj: **University of Zagreb, Faculty of Science / Sveučilište u Zagrebu, Prirodoslovno-matematički fakultet**

Permanent link / Trajna poveznica: <https://um.nsk.hr/um:nbn:hr:217:445660>

Rights / Prava: [In copyright](#)/[Zaštićeno autorskim pravom.](#)

Download date / Datum preuzimanja: **2024-12-19**



Repository / Repozitorij:

[Repository of the Faculty of Science - University of Zagreb](#)



SVEUČILIŠTE U ZAGREBU
PRIRODOSLOVNO-MATEMATIČKI FAKULTET
GEOFIZIČKI ODSJEK

Domagoj Terzić

PRIMJENA ZDRUŽENIH METODA
REFRAKCIJSKE I REFLEKSIJSKE SEIZMIČKE
TOMOGRFIJE U PODRUČJU SUBDUKCIJSKE
ZONE KOLUMBIJA-EKVADOR

Diplomski rad

Zagreb, 2018.

SVEUČILIŠTE U ZAGREBU
PRIRODOSLOVNO-MATEMATIČKI FAKULTET
GEOFIZIČKI ODSJEK

SMJER: Seizmologija i fizika čvrste Zemlje

Domagoj Terzić

Diplomski rad

**Primjena združenih metoda
refrakcijske i refleksijske seizmičke
tomografije u području subdukcijske
zone Kolumbija-Ekvador**

Voditelj diplomskog rada: izv. prof. dr. sc. Snježana Markušić

Ocjena diplomskog rada: _____

Povjerenstvo: 1. _____

2. _____

3. _____

Datum polaganja: _____

Zagreb, 2018.

Želio bih se zahvaliti mentorici izv. prof. dr. sc. Snježani Markušić za svu pomoć i podršku prije i tijekom stručne prakse u Barceloni. Zahvaljujem se dr. sc. Valentiju Sallaresu na velikoj pomoći, savjetima i vodstvu tijekom mojeg boravka na *Centro Mediterráneo de Investigaciones Marinas y Ambientales*. Zahvaljujem se dr. sc. Adriji Melendezu na savjetima oko korištenja programa TOMO3D i svim zanimljivim raspravama. Zahvaljujem se Slavenu Begoviću koji mi je pomogao pri dolasku i prilagodbi u Barceloni te ostatku Barcelona CSI grupe. Zahvaljuem se nastavnom osoblju Geofizičkog odsjeka na prenesenom znanju. Zahvaljujem se i svim prijateljima i kolegama koji su mi studentske dane učinili zabavnijim i zanimljivijim. Zahvaljujem se mojim roditeljima, sestrama, baki i ostatku familije na svojoj podršci tijekom mog studiranja.

Sažetak

Esmeraldas projekt je 3D seizmičko istraživanje iz 2005. godine u području subdukcijske zone blizu granice Kolumbije i Ekvadora koje obuhvaća veći dio područja loma potresa iz 1958. te dijelove većih potresa u zadnjih 120 godina. Geometrija istraživanja postavljena je tako da se uz nailaske refraktiranih valova mogu odrediti nailasci za one reflektirane valove čiji je upadni kut približan ili veći graničnom kutu. Podatke istraživanja prvo su iskoristili García-Cano i sur. [2014] za određivanje 3D modela brzina P-valova koristeći vremena putovanja refraktiranih valova. Meléndez [2014] je iskoristio podatke od García-Cano i sur. [2014] da testira svoj tomografski program TOMO3D. U ovom radu refrakcijski podaci prethodnih radova korigirani su, te je koristeći TOMO3D program dobiven 3D model brzina P-valova s boljim statističkim rezultatima od prethodnih radova. Zatim su dodana refleksijska vremena putovanja kako bi se testirala združena inverzija programa TOMO3D i odredila geometrija diskontinuiteta na vrhu subducirane litosfere. Dobiveno je poboljšanje modela brzina, dok određena geometrija diskontinuiteta nije zadovoljavajuća. Ipak, položaj diskontinuiteta dovoljno je dobar da se analiziraju brzine iznad njega te da se na taj način provjeri valjanost pretpostavke konstantnog modula smicanja pri određivanju seizmičkog momenta potresa u subdukcijskim zonama. Otkriveno je da postoje znatne lateralne varijacije brzine, što može značiti i velike varijacije modula smicanja.

Ključne riječi: subdukcijske zone, združena refrakcijska i refleksijska tomografija, modul smicanja

Application of joint refraction and reflection travel time seismic tomography in the area of Colombia-Ecuador subduction zone

Abstract

Esmeraldas project is a 3D refraction and wide-angle reflection seismic experiment from 2005 which was conducted in the subduction zone at the border between Ecuador and Colombia. Area of the experiment covers large part of the 1958 earthquake rupture zone and parts of the other large earthquakes in the last 120 years. García-Cano et al. [2014] obtained 3D P-wave velocity model using refraction data from the experiment. Meléndez [2014] used their data to test his tomography code TOMO3D. In this paper refraction data from previous studies were corrected and using TOMO3D 3D P-wave velocity model was obtained with better statistical results than the previous works. Next step was to include the reflection data to test the TOMO3D joint tomography and to obtain reflector geometry. The velocity model was improved, but the final reflector geometry wasn't satisfactory. The position of the reflector was still good enough to analyze velocities above it and to check the validity of taking constant rigidity value in the process of earthquake seismic moment calculations. Lateral velocity variations do exist and they are big enough that we can talk about possibility of significant lateral variations of rigidity.

Keywords: subduction zones, joint refraction and reflection tomography, rigidity

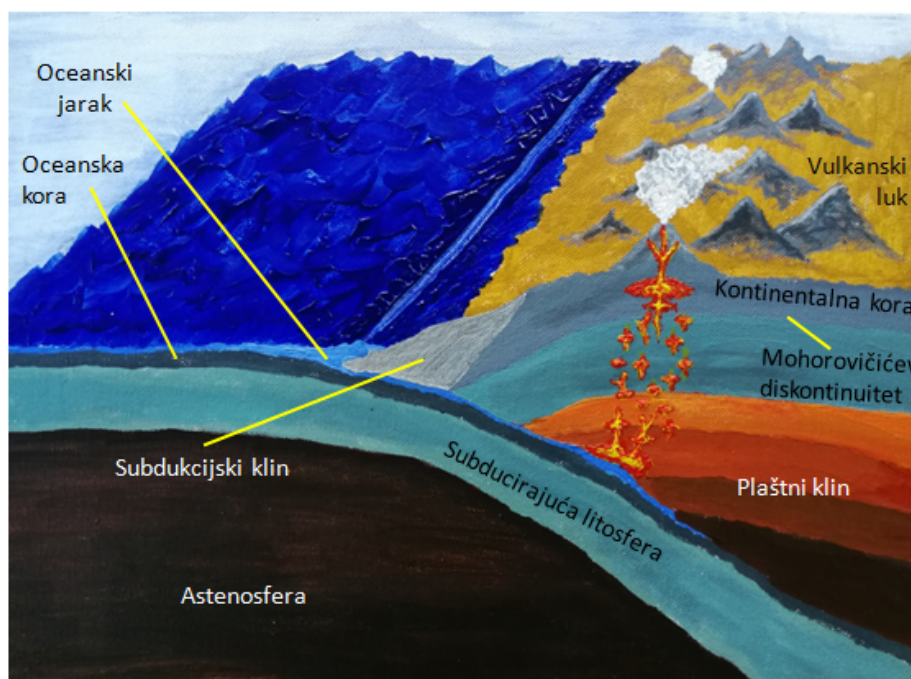
Sadržaj

1	Uvod	1
1.1	Motivacija i cilj istraživanja	3
2	Teorijska podloga	6
2.1	Kontinentalni rub Ekvadora i južne Kolumbije	6
2.2	Područje istraživanja	9
2.3	Tomografija vremena prijeđenog puta	10
2.3.1	Teoretske osnove	10
2.3.2	TOMO3D	11
3	Metoda i rezultati	18
3.1	Akvizicija	18
3.2	Obrada podataka i odabir nailazaka	19
3.3	Inverzija refrakcijskih podataka	20
3.4	Združena inverzija refrakcijskih i refleksijskih podataka	26
4	Zaključak	32
5	Literatura	34

1 Uvod

Subdukcijske zone područja su gdje dvije tektonske ploče konvergiraju jedna prema drugoj. Postoje tri tipa konvergentnih granica: konvergencija dviju oceanskih ploča, konvergencija dviju kontinentalnih ploča te konvergencija oceanske i kontinentalne ploče. Ovaj rad bavi se konvergencijom kontinentalne i oceanske ploče gdje se tanja, oceanska ploča zbog veće gustoće podvlači pod deblju, kontinentalnu ploču (slika 1.1). Subducirana litosfera nekada se može pratiti i dublje od 660 km, gdje počinje donji plašt te možda i do granice jezgre i plašta što ukazuje na iznimnu veličinu te pojave [Stern, 2002]. Subdukcijske zone karakteriziraju snažne vulkanske erupcije i pojava najvećih potresa na Zemlji, čija magnituda može biti i veća od 9.0.

Uz oceansku i kontinentalnu ploču najbitniji dijelovi subdukcijske zone su oceanski jarak, subdukcijski klin, plaštni klin i vulkanski luk. Oceanski jarak je uska i izduljena depresija, paralelna kontinentu, na oceanskom dnu kod mjesta na kojem se oceanska ploča počinje podvlačiti ispod kontinentalne. Trokutasti dio plašta koji se nalazi iznad subducirajuće ploče i ispod kontinentalne ploče naziva se plaštni klin. S povećanjem dubine povećava se i tlak te se voda iz subducirane oceanske ploče potiskuje u plaštni klin. Ondje voda zasićuje stijene plašta snižavajući im točku tališta. Stijene plašta se otapaju i formira se magma koja se potom podiže prema gore stvarajući lanac vulkana paralelan oceanskom jarku, koji se naziva vulkanski luk. Subdukcijski klin može biti akrecijski i erozijski. Akrecijski dijelimo na vanjski, koji je deformiraniji i bliže oceanskom jarku, i unutarnji, koji je manje deformiran i nalazi se dalje od oceanskog jarka [Wang i Hu, 2006].



Slika 1.1: Shematski prikaz subdukcijske zone. Autor slike: Lidija Terzić, na temelju prikaza subdukcijske zone USGS-a (<https://www.usgs.gov/media/images/subduction-fault-zone-diagram>) i Rowlanda (http://volcano.oregonstate.edu/oldroot/education/vwlessons/volcano_types/subd1.htm).

Područje istraživanja je dio subdukcijske zone u blizini granice Ekvadora i Kolumbije gdje je 2005. godine izvedeno 3D refrakcijsko i refleksijsko seizmičko istraživanje pod nazivom Esmeraldas. Područje istraživanja prekriva veći dio područja loma potresa iz 1958. ($M_W = 7.7$) te dijelove područja loma ostalih velikih potresa koji su se dogodili od 1906. naovamo. Podaci su snimani i na kopnu i na okeanskom dnu. García-Cano [2009] i García-Cano i sur. [2014] iskoristili su vremena prvih nailazaka kako bi dobili 3D model seizmičkih brzina u tome području primjenom 3D refrakcijskog tomografskog programa FAST [Zelt i Barton, 1998]. Meléndez [2014] je razvio novi program za združenu refrakcijsku i refleksijsku tomografiju TOMO3D te ga je testirao koristeći vremena prvih nailazaka od García-Cano i sur. [2014]. Koristio je samo podatke zapisane na seizmometrima na okeanskom dnu (OBS - *Ocean Bottom Seismometer*) te je njegov model obuhvaćao manju površinu. Uspio je dobiti sličan model brzina uz bolje statističke rezultate. Zbog nešto lošijih statističkih rezultata iz rada García-Cano i sur. [2014] i uočenih praznina (mjesto za koje nisu očitana vremena putovanja) bilo je potrebno korigirati i dopuniti podatke vremena prvih nailazaka za seizmometre na okeanskom dnu. S odabranim vremenima nailazaka napravljena je inverzija te su dobiveni još bolji statistički rezultati uz zadovoljavajući model

brzina. Nakon toga odabrana su vremena putovanja za refleksije od granice dviju ploča i iskorištena su kako bi se testirala mogućnost programa TOMO3D za združenu refrakcijsku i refleksijsku tomografiju te određivanje geometrije diskontinuiteta na vrhu subducirane litosfere.

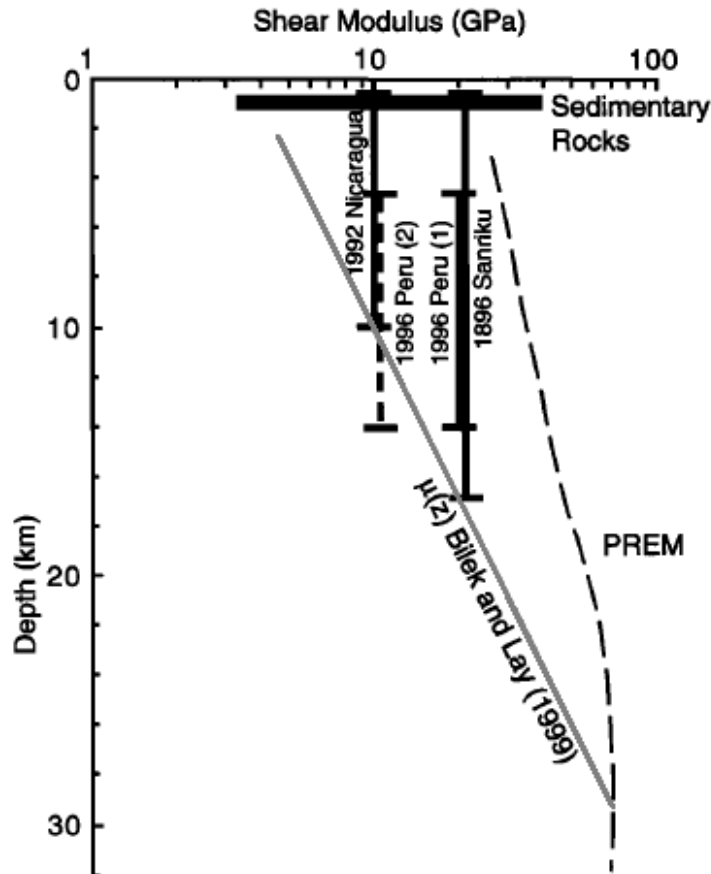
1.1 Motivacija i cilj istraživanja

Skalarni seizmički moment M_0 mjera je koja se koristi za izražavanje veličine potresa i oslobođene energije. Izražava se formulom:

$$M_0 = \mu \bar{D} A \quad (1.1)$$

gdje μ predstavlja modul smicanja ili krutost (engl. *shear modulus* ili *rigidity*), \bar{D} prosječni pomak po rasjednoj plohi, a A površinu rasjedanja. M_0 je mjera nepovratne neelastične deformacije u području rasjedanja. Umnožak $\bar{D} A$ u izrazu (1.1) opisuje neelastično naprezanje i naziva se geometrijski moment (drugi naziv je engl. *potency*). Ben-Zion [2001] kaže da je geometrijski moment bolja fizikalna mjera veličine potresa jer ne uključuje modul smicanja koji se pri računanju seizmičkog momenta mora pretpostaviti. Još navodi kako je problem što različiti autori pretpostavljaju različite module smicanja pri čemu korištene vrijednosti modula smicanja nisu uvijek formalno zapisane.

Unatoč problemima s određivanjem, modul smicanja i dalje ostaje važan parametar jer utječe na trajanje loma i brzinu seizmičkih valova. Kod subdukcijskih zona pri kvantifikaciji potresa uobičajeno je bilo pretpostaviti prosječnu vrijednost modula smicanja za područje oko izvora bez prostornih varijacija (slika 1.2). Istražujući vezu između trajanja potresa i dubine izvora za šest subdukcijskih zona u cirkumpacifičkoj regiji Bilek i Lay [1999] odredili su da se uz pretpostavku konstantnog opadanja naprezanja (engl. *stress drop*) modul smicanja povećava s dubinom idući od 5 do 50 km s povećanjem od ~ 5 puta između dubina 5 i 20 km.



Slika 1.2: Krutost kao funkcija dubine. Puna siva linija predstavlja modul smicanja kao funkciju dubine dobivene analizom potresa u Srednjoj Americi [Bilek i Lay, 1999]. Isprekidana linija predstavlja vrijednosti modula smicanja iz Preliminarnog referentnog modela Zemlje (PREM). Vrijednost modula smicanja za sedimente obično je u rasponu između 3–30 GPa (horizontalna linija). Četiri vertikalne linije pokazuju vrijednosti modula smicanja korištene u radovima o potresima koji su izazivali tsunamije. S lijeva na desno prva je za potres u Nikaragvi 1992. [Satake, 1995], druga [Satake i Tanioka, 1999] i treća [Heinrich i sur. 1998] za potres u Peruu 1996. te četvrta za potres u Sanriku 1896. [Tanioka i Satake, 1996]. Preuzeto iz Geist i Bilek [2001].

Cilj ovoga rada je vidjeti postoje li i kolike su lateralne varijacije brzine P-valova u području subdukcijske zone gdje nastaju potresi (seizmogena zona) što bi moglo ukazivati i na postojanje lateralnih varijacija modula smicanja. Budući da brzinu P-valova osim modula smicanja određuju još gustoća i Laméova konstanta λ ne možemo sa sigurnošću reći da veličina varijacije brzine P-valova odražava veličinu promjene modula smicanja.

Prvi zadatak je koristeći samo vremena prvih nailazaka poboljšati 3D model seizmičkih brzina za ovo područje u odnosu na prethodne radove. Zatim kombinirajući vremena nailazaka refrakcija i refleksija dodatno poboljšati model brzina te odrediti

geometriju diskontinuiteta na vrhu subducirane litosfere. Nakon toga vidjeti postoje li lateralne promjene brzine P-valova u području seizmogene zone.

2 Teorijska podloga

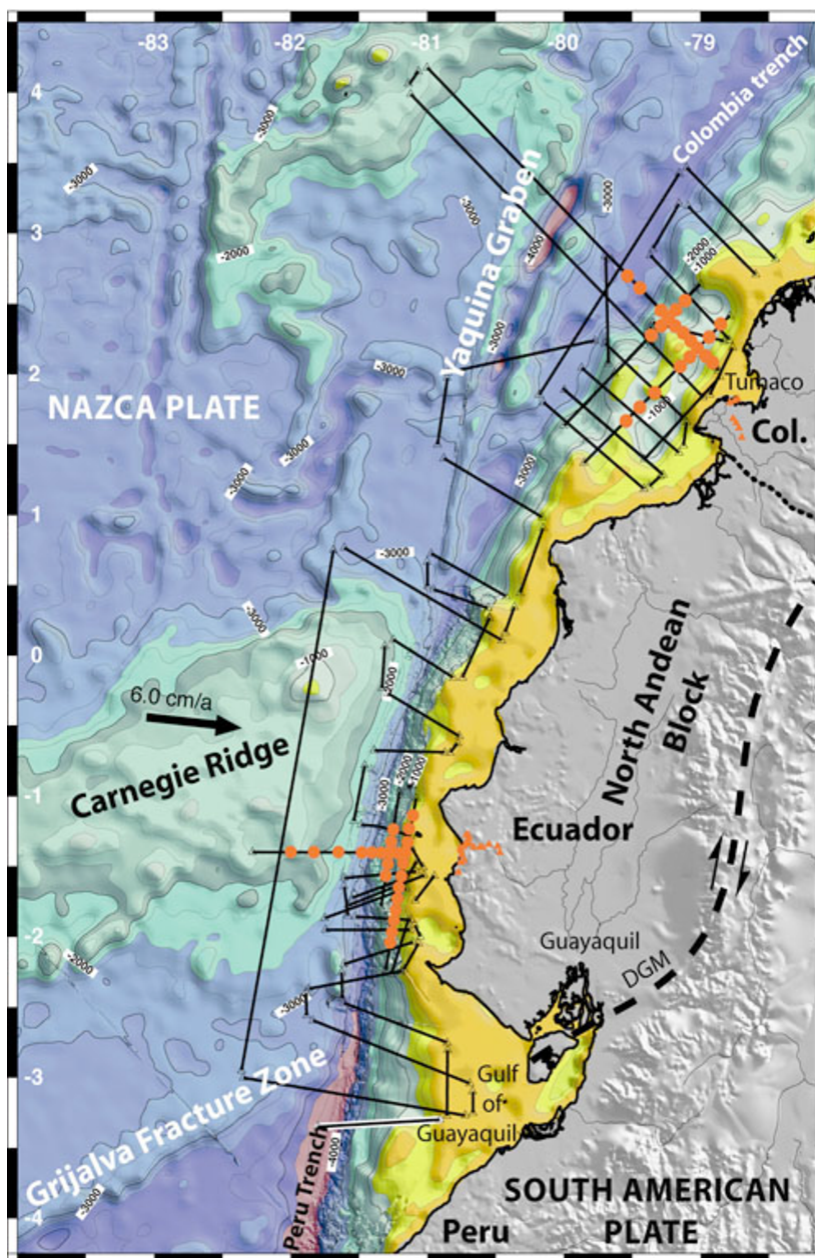
2.1 Kontinentalni rub Ekvadora i južne Kolumbije

Oceanska Nazca ploča podvlači se pod kontinentalnu Južnoameričku ploču. Na području kontinentalnog ruba Ekvadora Nazca ploča se prema GPS podacima pomiče 56 mm/god s azimutom od 83° [Nocquet i sur., 2009]. Brza dijagonalna konvergencija Nazca ploče uzrokuje stvaranje napetosti na granicama ploča i inducira skraćivanje kontinentalne ploče te pomicanje bloka Sjevernih Anda prema sjever-sjeveroistoku u odnosu na Južnoameričku ploču (~ 8.7 mm/god, azimut 35°) [Nocquet i sur., 2009]. Kontinentalni rub Ekvadora i južne Kolumbije (slika 2.1) može se podijeliti na tri tektonski i morfološki različita segmenta: sjeverni ($3^\circ - 1^\circ$ N), centralni (1° N – 2.5° S) i južni ($2.5^\circ - 3.5^\circ$ S) [Collot i sur., 2002].

Sjeverni segment pokazuje 90 km široko i 600 m duboko morfološko ulegnuće (engl. *re-entrant*) koje je ograničeno prema kopnu tonućim (spuštajućim) obalnim područjem. Unutar ovoga segmenta kroz velike rijeke sedimenti s Anda dolaze do oceanskog jarka [Collot i sur., 2002].

Unutar centralnog segmenta subdukcija Nazca ploče usporena je zbog subdukcije Carnegie hrpta (širina 300 km, visina 3 km), čiji je nastanak otpočeo prije 20 milijuna godina interakcijom galapagoške vruće točke i širenja oceanskog dna između Cocos i Nazca ploče [Hall i Wood, 1985; Sallarés i Charvis, 2003]. Subdukciju Carnegie hrpta dokazuju oplićivanje oceanskog jarka i aktivno uzdizanje obale (najveće uzdizanje događa se u smjeru od Carnegie hrpta prema kopnu) [Hall i Wood, 1985].

Južni segment karakterizira niska obala i brzo spuštajuće oceansko dno koje je znatno frakturirano zbog prisutnosti fluida i niskog seizmičkog spajanja (engl. *coupling*) [Collot i sur., 2002; Hall i Wood, 1985; Gailler i sur., 2007].



Slika 2.1: Kontinentalni rub Ekvadora i južne Kolumbije. Slika je preuzeta iz Collot i sur. [2004]. U tekstu i na slici 2.2 naveden je drukčiji podatak o brzini i smjeru kretanja Nazca ploče nego na ovoj slici jer dolazi iz kasnijeg rada od Nocquet i sur. [2009].

Od 1906. do danas u ovom području dogodilo se pet velikih potresa [Kanamori i McNally, 1982; Kelleher, 1972; Mendoza i Dewey, 1984, Ye i sur., 2016]. Prvi u nizu je subdukcijski potres iz 1906. koji je ujedno i sedmi najveći zabilježeni potres. Generirao je tsunami čija posljedica su bile velike štete na obali Kolumbije i Ekvadora. Veličina područja loma iznosila je otprilike 500 – 600 km [Kelleher, 1972] i prema radu Kanamoriya iz 1977. iznos magnituda je $M_S = 8.6$ i $M_W = 8.8$, no Ye i sur. [2016] procijenili su da je momentna magnituda manja, $M_W = 8.6$. Sljedeća tri ve-

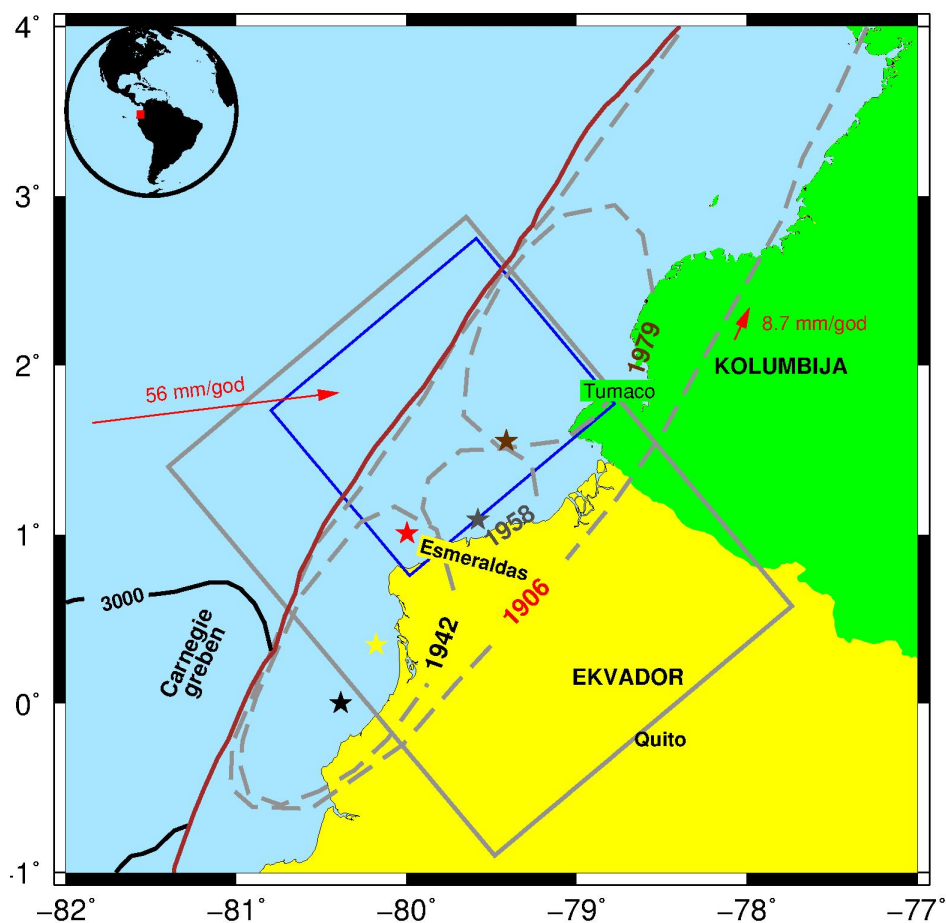
lika potresa dogodila su se 1942. ($M_W = 7.8$), 1958. ($M_W = 7.7$) i 1979. ($M_W = 8.2$) za koje se lom širio kronološki od juga prema sjeveru približno se preklapajući s lomom potresa iz 1906. godine (slike 2.1, 2.2) tako da je kraj područja loma jednog potresa približno bio početak područja loma sljedećeg potresa [Kanamori i McNally, 1982]. Kao moguće objašnjenje za to, i za podatak da je suma ukupnog seizmičkog momenta potresa iz 1942., 1958. i 1979. samo mali djelić iznosa seizmičkog momenta potresa iz 1906. [White i sur., 2003], predstavljen je model asperitija (engl. *asperity*) [Kanamori i McNally, 1982]. Asperitiji su dijelovi rasjeda velike čvrstoće s visokim iznosom naprezanja u odnosu na prosječni iznos naprezanja cijele rasjedne ravnine, a između njih nalaze se slabe aseizmične zone koje djeluju kao barijere za širenje loma [Lay i Kanamori, 1981; Kanamori i McNally, 1982]. Prema tome potres iz 1906. zbog svoje velike energije uzrokovao je slom tri asperitija, dok su ostala tri potresa iz 20. stoljeća uzrokovali slom jednog asperitija. Prema seizmičkim refleksijskim podacima Collot i sur. [2004] pretpostavljaju da se barijere podudaraju s rasjedima s pomakom po pružanju. Posljednji veliki potres dogodio se u travnju 2016. ($M_w = 7.8$) i pretpostavlja se da se područje loma toga potresa podudara s područjem loma potresa iz 1942. [Ye i sur., 2016; Nocquet i sur., 2016].

Smatra se da u slučaju velikog potresa dolazi do otpuštanja svog elastičkog napreznja akumuliranog od prethodnog događaja te da nakon toga slijedi period smanjenog seizmičkog hazarda, no povijesni zapisi za nekoliko subdukcijskih zona upućuju na to da se akumulirano napreznje ne otpušta odjednom, nego kroz superciklus od nekoliko velikih potresa te je takav superciklus predložen za ovo područje [Nocquet i sur., 2016]. U prilog toj pretpostavci idu podaci da koseizmički pomaci potresa iz 1942. i 2016. pokazuju otpuštanje momentnog deficita akumuliranog u više od 110 godina, tj. u periodu duljem od vremena proteklog od potresa iz 1906. godine. To bi se moglo objasniti tako da područje loma potresa iz 1906. nije obuhvaćalo područja gdje su se dogodili potresi iz 1942. i 2016. Ipak, potres iz 2016. pokazuje veći koseizmički pomak od očekivanog s obzirom na akumulirani momentni deficit od potresa 1942. Isto vrijedi za potrese iz 1958. i 1979. (u odnosu na očekivani akumulirani momentni deficit od 1906.) za koje se sigurnije može reći da im se područja loma poklapaju s potresom iz 1906. Navedeno upućuje da potres iz 1906. nije otpustio svo nakupljeno elastično napreznje te da se to otpuštanje odvija kroz niz potresa. Nadalje, prema povijesnim zapisima i paleoseizmološkom istraživanju moguće je da

se potres sličan onom iz 1906. dogodio prije ~600 godina nakon čega je uslijedio niz većih potresa s povratnim periodom od 40-70 godina te potom slijedi mirniji period do 20. stoljeća [Nocquet i sur., 2016; Migeon i sur. 2017]. Dakle, kod subdukcijskih zona veliki potres magnitude 8.5 ili veće ne mora značiti da slijedi razdoblje smanjene seizmičke aktivnosti, nego suprotno, da razdoblje intenzivnije seizmičke aktivnosti počinje [Nocquet i sur., 2016]. Prema radu Chlieh i sur. [2014] povratni periodi potresa iz 20. stoljeća su: 1906. – 575 ± 100 god; 1942. – 140 ± 30 god; 1958. – 90 ± 20 ; 1979. – 153 ± 80 god.

2.2 Područje istraživanja

Područje istraživanja nalazi se u sjevernom i malim dijelom u centralnom segmentu kontinentalnog ruba Ekvadora i južne Kolumbije (slika 2.2) i prekriva veći dio područja loma potresa iz 1958. Debljina oceanskog sedimentnog pokrova je ~2 km i doseže 3 km kod oceanskog jarka gdje se akumuliraju dubokomorski turbiditi [Collot i sur., 2008]. Ispod vanjskog subdukcijskog klina nalazi se subdukcijski kanal niske brzine P-valova (3.5–4.0 km/s) debljine 1.3 km [Collot i sur., 2008; Agudelo i sur., 2009], što upućuje na subducirane sedimente [García-Cano i sur., 2014]. Područje loma potresa iz 1958. bilo je manje od područja loma potresa iz 1942. i 1979. godine i za razliku od ta dva potresa ne doseže do oceanskog jarka, nego završava oko 40 km dalje [Beck i Ruff, 1984; García-Cano i sur., 2014]. Razlog ranijeg završetka područja loma potresa 1958. u odnosu na oceanski jarak mogao bi biti postojanje ogranka rasjeda [Collot i sur., 2004; Collot i sur., 2008] na mjestu gdje završava područje loma potresa. Taj ogranak rasjeda razdvaja unutrašnji subdukcijski klin visoke brzine P-valova (5.0–6.6 km/s) od vanjskog subdukcijskog klina niže brzine (3.5–5.0 km/s) [Collot i sur., 2004; Collot i sur., 2008; García-Cano i sur., 2014].



Slika 2.2: Kontinentalni rub sjevernog Ekvadora i južne Kolumbije. Sive isprekidane linije prikazuju područja loma potresa iz 1906., 1942., 1958. i 1979. Boja godine potresa odgovara boji zvijezde koja označava epicentar toga potresa, dok je žuta zvijezda epicentar potresa iz 2016 [Beck i Ruff, 1984; Mendoza i Dewey, 1984; Nocquet i sur., 2016]. Crvene strelice prikazuju kretanja Nazca ploče i bloka Sjevernih Anda [Nocquet i sur., 2009]. Pravokutnici predstavljaju horizontalne dimenzije tomografskih modela iz rada García-Cano i sur. [2014] (sivi pravokutnik) te iz ovog rada (plavi pravokutnik). Smeđa linija predstavlja oceanski jarak.

2.3 Tomografija vremena prijednog puta

2.3.1 Teoretske osnove

Seizmička tomografija naziv je za skup tehnika koje se koriste za mapiranje strukture unutrašnjosti Zemlje. Riječ tomografija dolazi od grčke riječi *tomo* koja znači režanj. Seizmička tomografija vremena prijednog puta koristi se za rekonstrukciju modela brzina valova u Zemljinoj kori. S obzirom na vrstu seizmičkih valova dijeli se na tomografiju refrakcije, refleksije i difrakcije, a s obzirom na izvor energije na pasivnu (potresi) i aktivnu (esplodije). Prvi su je koristili Aki i Lee [1976] za po-

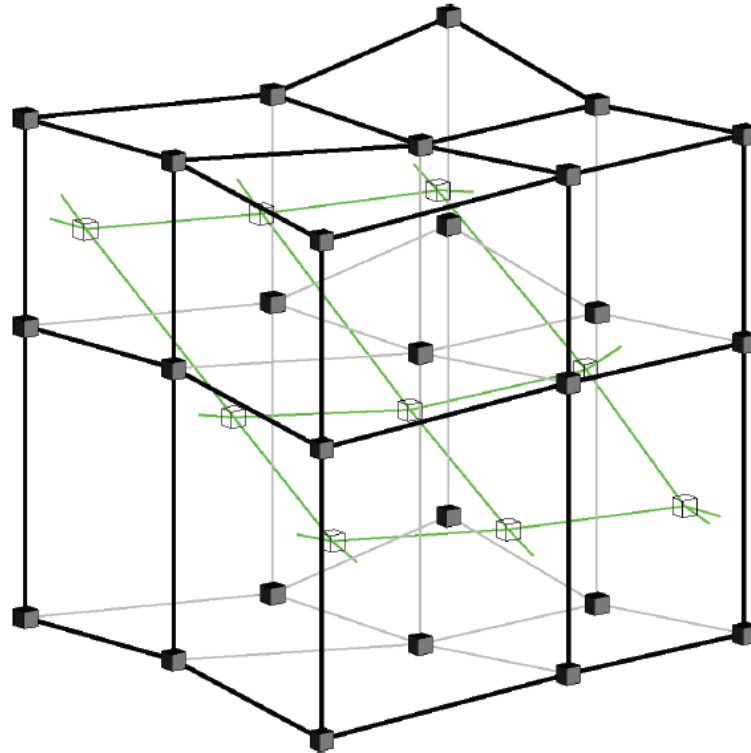
datke lokalnih potresa kako bi odredili anomalije brzina ispod površine. Metoda se zasniva na rješavanju inverznog problema $d = Gm$, gdje d predstavlja podatke, m parametre koji opisuju numerički model, a G je operator koji predstavlja teorijsku vezu između d i m . Osnova tehnike je teorija zrake koja predstavlja visoko frekventnu aproksimaciju putovanja seizmičkog vala [Červený, 2001]. Ulazni podaci su vremena putovanja određenih faza seizmičkih valova koje se očitavaju (eng. *picking*) sa seizmograma te početni model brzina. Tehnika se sastoji od rješavanja direktnog i inverznog problema. Direktni problem sastoji se od simuliranja širenja seizmičkih valova te izračuna sintetičkih vremena putovanja valova. Cilj rješavanja inverznog problema je kroz iterativno poboljšavanje početnog modela doći do konačnog modela za koji je odstupanje između sintetičkih i stvarnih podataka zadovoljavajuće malo.

2.3.2 TOMO3D

TOMO3D je program za trodimenzionalnu tomografiju vremena prijeđenog puta, te je korišten u ovom radu. Program je izradio Meléndez [2014] koristeći iste principe koji su korišteni za izradu programa za dvodimenzionalnu tomografiju vremena prijeđenog puta TOMO2D [Korenaga i sur., 2000]. Program je namijenjen za seizmičke podatke aktivnih izvora te koristi vremena nailazaka i refrakcijskih i refleksijskih faza seizmičkih valova za određivanje modela brzina P-valova i geometrije diskontinuiteta u unutrašnjosti Zemlje.

3D model brzina definiran je prostornim koordinatama čvorova modela. Mreža čvorova je nepravilna, tj. razmaci između čvorova nisu konstantni, nego se postavljaju ovisno o željenoj rezoluciji u nekom dijelu modela. Potrebno je da razmaci čvorova budu manji od najmanje prostorne promjene brzine koju se želi moći vidjeti u modelu. Mogu se radi preciznosti dodati čvorovi koji odgovaraju mjestima izvora i/ili prijemnika. Svakom čvoru pridodana je brzina P-valova u toj točki u prostoru. Pozitivni smjer z-osi usmjeren je prema unutrašnjosti Zemlje. Koordinatni sustav se postavlja tako da je $z = 0$ za onu točku koja odgovara dnu mora ili površini kopna te je zbog toga u model potrebno uvrstiti batimetriju ili topografiju za svaki čvor modela. Prema tome u model nisu uključeni ni vodeni ni zračni sloj. Jednu ćeliju modela definira svakih osam točaka koji čine četverostranu krnju prizmu unutar koje nema čvorova i vrijednost brzine unutar ćelije je kontinuirana te se računa trilinear-

nom interpolacijom vrijednosti brzina čvorova koji sačinjavaju ćeliju. Diskontinuitet se postavlja tako da su njegovi čvorovi neovisni o čvorovima modela brzina. Ćeliju diskontinuiteta čine svaka četiri čvora koji čine četverokut unutar kojeg nema čvorova i dubina unutar ćelije je kontinuirana te se računa bilinearnom interpolacijom vrijednosti dubina čvorova koji sačinjavaju ćeliju. Primjer izgleda dijela modela brzine i modela diskontinuiteta dan je na slici 2.3.



Slika 2.3: Prikaz 3D modela brzina s varijabilnim razmacima čvorova i vertikalnim pomacima koji odgovaraju topografiji i/ili batimetriji (crne linije i ispunjene kockice) s 2D modelom dubina diskontinuiteta koji također ima varijabilne razmake čvorova (zelene linije i prazne kockice). Čvorovi brzina i čvorovi dubina međusobno su neovisni. Preuzeto iz Meléndez [2014].

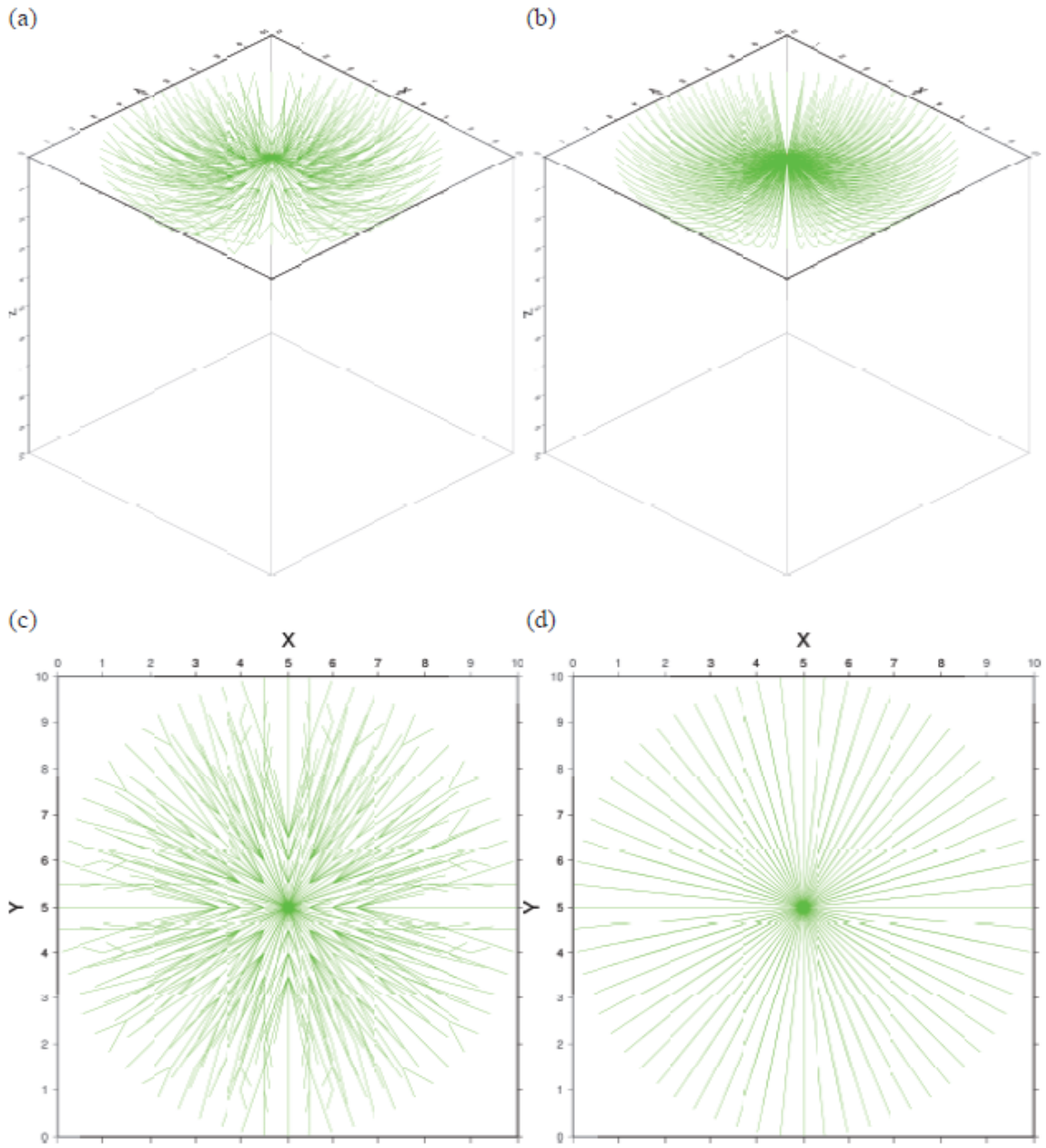
Direktni problem rješava se kombinacijom dviju tehnika trasiranja zraka: metoda grafova i metoda savijanja (slika 2.3). Taj hibridni pristup rješavanja direktnog problema zasniva se na Fermatovom principu prema kojem zraka putuje između dvije točke putem koji daje najkraće vrijeme putovanja.

Metoda grafova dolazi iz teorije mreža [npr. Dijkstra, 1959] i funkcionira tako da unutar mreže pronalazi najkraći put od izvorišnog čvora do svih drugih čvorova. Izračunati putevi su poligonalni tj. sastoje se od više ravnih linija od kojih svaka spaja

dva čvora u mreži. Moguće veze jednog čvora ograničene su na odabrano susjedstvo koje unaprijed definiramo (engl. *forward star*). Nedostatak metode grafova je što precjenjuje vremena putovanja, no u ovome programu ona se koristi kao početna pretpostavka za metodu savijanja te je takav hibridni pristup zadovoljavajući i što se tiče vremena računanja i preciznosti.

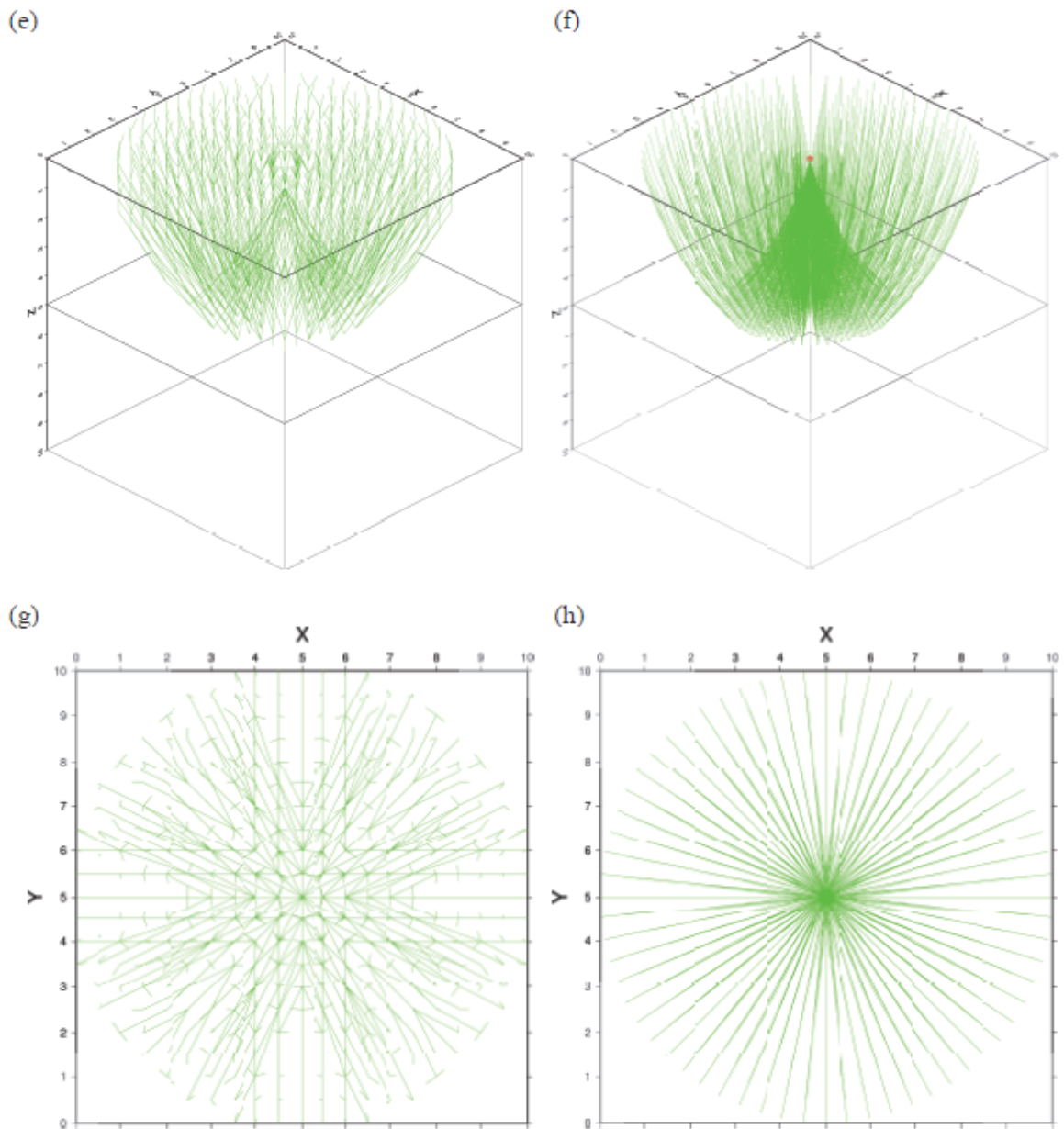
Metoda savijanja primjenjuje se na poligonalne puteve dobivene metodom grafova kako bi se došlo do kontinuiranih putanja zraka. Čvorovi poligonalnih putanja zraka koriste se kao potporišne točke za prikaz zraka beta-splajnovima. Beta-splajn je krivulja segmentirana na bazi četiri uzastopne potporišne točke. Tako se poligonalni put podijeli u niz beta-splajnova, gdje uzastopni beta-splajnovi dijele tri uzastopne potporišne točke maksimizirajući preklapanje. Interpolirane zrake ne moraju prolaziti potporišnim točkama, ali je moguće "natjerati" ih da prolaze određenim točkama, što se čini za točke koje moraju biti dio krivulje (izvor i prijemnik). Zatim se računa vrijeme putovanja za interpolirane zrake koje se minimizira koristeći metodu konjugiranih gradijenata te se tako dolazi do konačne sintetičke zrake i njenog vremena putovanja.

Do sada navedeni opis metoda grafova i savijanja vrijedi za prve nailaske, a za izračunavanje putanja zraka kasnijih nailazaka, koji odgovaraju reflektiranim valovima, metode je potrebno podesiti. Kod metode grafova, određivanje putanje prema dolje je isto kao i za prve nailaske osim što se uzimaju samo one putanje koje su došle do čvorova na i iznad diskontinuiteta. Prije započinjanja metode savijanja čvorovi koji su odmah iznad diskontinuiteta se modificiraju kako bi im dubina odgovarala dubini diskontinuiteta. Za putanje prema gore vremena putovanja za putanje do diskontinuiteta su zadržana te se metoda grafova pokreće još jednom [Moser, 1991]. Unutar metode savijanja forsira se da krivulja prolazi kroz točku na diskontinuitetu. Na kraju su dobivene poligonalne putanje s najkraćim vremenima putovanja koje ispunjavaju uvjet da imaju jednu zajedničku točku s diskontinuitetom.



Slika 2.4: Testiranje hibridnog pristupa trasiranja zraka programa TOMO3D.

Nastavak slike 2.4



Slika 2.4: Korišten je jednostavan model brzina s 1D linearnim gradijentom brzine s dubinom i horizontalni diskontinuitet. Prikazane su poligonalne putanje kreirane metodom grafova koje se koriste kao početna pretpostvka za metodu savijanja i trajektorije zraka koje su rezultat metode savijanja. Za refrakcije poligonalne putanje prikazane su na (a) i (c), a odgovarajuće trajektorije zraka nakon metode savijanja na (b) i (d). Poligonalne putanje za refleksije prikazane su na (e) i (g), a trajektorije zraka nakon metode savijanja na (f) i (h). Preuzeto iz Meléndez [2014].

Kod inverznog problema reziduali vremena putovanja (razlike između stvarnih i teorijskih podataka) za refrakcije (δt_i^0) i refleksije (δt_j^1) pretvaraju se u perturbacije parametara sporosti (u) ili brzine ($v = 1/u$) i dubine sljedeći integralne jednadžbe za

refraktirane (Γ_i^0) i reflektirane (Γ_j^1) putanje zraka:

$$\delta t_i^0 = \int_{\Gamma_i^0} \delta u d\Gamma \quad (2.1)$$

$$\delta t_j^1 = \int_{\Gamma_j^1} \delta u d\Gamma + \left[\frac{\partial t}{\partial z} \right]_{(x,y)_j} \quad (2.2) \quad \left[\frac{\partial t}{\partial z} \right]_{(x,y)_j} = \frac{2 \cdot \cos \theta \cdot \cos \beta}{v(x, y)_j} \quad (2.3)$$

gdje $(x, y)_j$ označava koordinate točke na diskontinuitetu od koje se zraka reflektira, v je brzina u toj točki, θ je upadni kut, a β je lokalni nagib diskontinuiteta. Jednadžbe (2.1) i (2.2) mogu se ujediniti na sljedeći način:

$$\begin{bmatrix} \delta t^0 \\ \delta t^1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{G}^{u0} & \mathbf{0} \\ \mathbf{G}^{u1} & w\mathbf{G}^z \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \delta \mathbf{u} \\ \frac{1}{w}\delta \mathbf{z} \end{bmatrix} \quad (2.4)$$

gdje δt^0 i δt^1 predstavljaju vektore reziduala vremena putovanja za refrakcije i refleksije, \mathbf{G}^{u0} , \mathbf{G}^{u1} i \mathbf{G}^z su Frechetove derivativne matrice za brzinu i dubinu [Meléndez, 2014], a $\delta \mathbf{u}$ i $\delta \mathbf{z}$ su vektori perturbacija parametara sporosti i dubine. Matrice se dobivaju uzimajući u obzir jednadžbe (2.1) i (2.2). Težinski parametar za Frechetovu derivativnu matricu dubine postavlja se da je $w = 1$. U slučaju kada je matrica s Frechetovim derivativnim matricama u (2.4) zbog nedovoljne gustoće refleksijskih podataka singularna, mijenjanjem parametra w možemo istražiti odnos utjecaja refleksijskih podataka na dubinu i na brzinu [Korenaga i sur., 2000; Korenaga, 2011].

Broj dostupnih mjerenja obično je manji od broja parametara modela što onemogućuje inverziju (2.4) zbog singularnosti Frechetovih derivativnih matrica. Zbog toga se uvode matrice za izgladivanje, tri za brzinu (\mathbf{L}^{uX} , \mathbf{L}^{uY} , \mathbf{L}^{uZ}) i dvije za dubinu (\mathbf{L}^{zX} , \mathbf{L}^{zY}). Zbog toga što je početni model općenito znatno različit od pravoga, ovaj sustav linearnih jednadžbi rješava se iterativno. To može dovesti do prevelikih perturbacija modela i nestabilnosti inverzije. Ukoliko je perturbacija brzine i/ili dubine veća od granice koju definiramo tada se u sustav linearnih jednadžbi dodaju i matrice

prigušenja (D^u i D^z). Konačni oblik sustava je sljedeći:

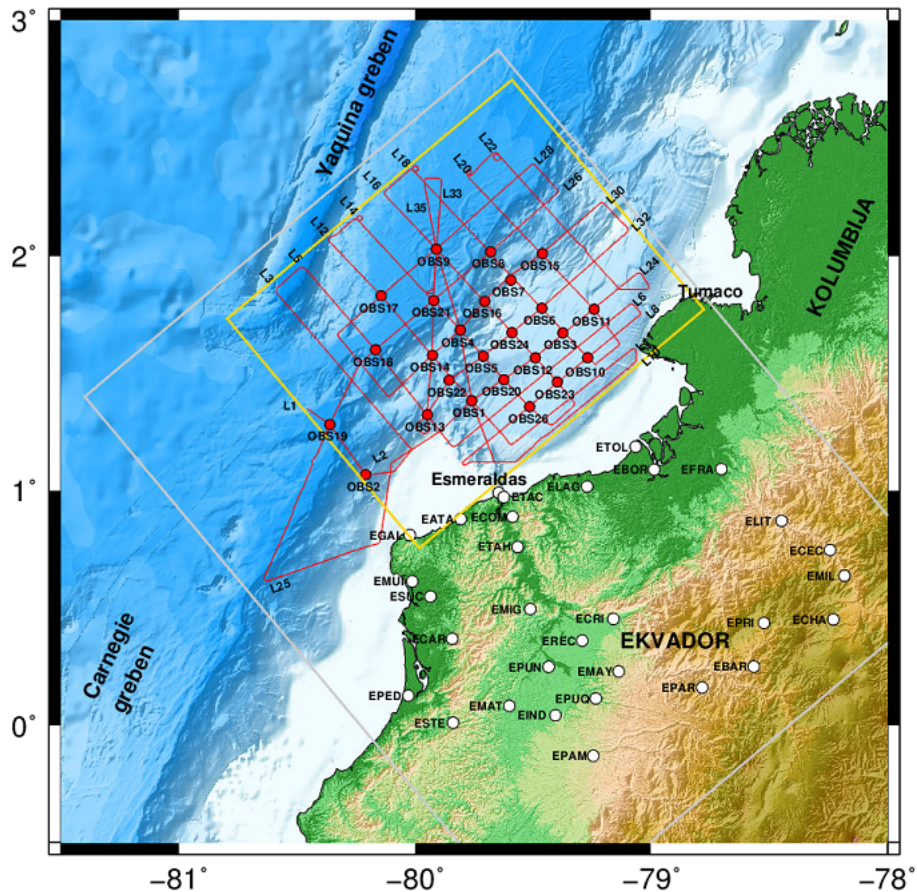
$$\begin{bmatrix} \delta t^0 \\ \delta t^1 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{G}^{u0} & 0 \\ \mathbf{G}^{u1} & w\mathbf{G}^z \\ \lambda_u \mathbf{L}^{uX} & 0 \\ \lambda_u \mathbf{L}^{uY} & 0 \\ \lambda_u \mathbf{L}^{uZ} & 0 \\ 0 & w\lambda_z \mathbf{L}^{zX} \\ 0 & w\lambda_z \mathbf{L}^{zY} \\ \alpha_u \mathbf{D}^u & 0 \\ 0 & w\alpha_z \mathbf{D}^z \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \delta \mathbf{u} \\ \frac{1}{w} \delta \mathbf{z} \end{bmatrix} \quad (2.5)$$

gdje koeficijenti λ_u i λ_z predstavljaju relativnu važnost izgladivanja u odnosu na Frechetove derivativne matrice te se određuju empirijski. Matrice izgladivanja kreiraju se od korelacijskih duljina koje sami definiramo. Program pronalazi težine α_u i α_z za koje će perturbacije modela biti manje od definiranih granica. Kako bi se izbjegli utjecaji određenih veličina iz seta vremena putovanja ili parametara početnog modela na konačni model svi članovi sustava jednadžbi (2.5) se normaliziraju [Korenaga, 2000]. Sustav jednadžbi invertira se koristeći algoritam metode najmanjih kvadrata iz rada Paige i Saunders [1982]. Vrlo korisna karakteristika ovog programa je paralelizacija tj. raspodjela zadataka na dostupne računalne resurse kako bi se uštedjelo vrijeme i ubrzalo testiranje. Ovdje je primjenjena za direktni problem na koji odlazi većina vremena tijekom jedne iteracije.

3 Metoda i rezultati

3.1 Akvizicija

Esmeraldas projekt je 3D seizmičko istraživanje iz 2005. godine na području subdukcijske zone kod Ekvadora i Kolumbije [García-Cano i sur., 2014]. Projekt je ime dobio po najbližem ekvadorskom gradu Esmeraldasu, a izveden je u suradnji instituta iz Francuske, Španjolske, Kolumbije i Ekvadora. Mreža seizmičkih profila pokriva površinu od oko 33600 km² kontinentalnog ruba od subducirajuće ploče do kontinentalnog šelfa (slika 3.1). Sastoji se od 10 linija paralelnih u odnosu na oceanski jarak, 10 linija okomitih na oceanski jarak i dvije linije koje dijagonalno sijeku oceanski jarak. Prosječna duljina profila je oko 200 km, a prosječni razmak između profila oko 15 km. Ukupna duljina seizmičkih profila je oko 2900 km. Zbog takve geometrije istraživanja (veliki razmaci između izvora i prijemnika) reflektirani valovi su oni čiji su upadni kutovi približni ili veći od graničnog kuta. Kao izvor korišteno je osam zračnih puški (volumen od 16 litara) koje su bile uronjene na dubinu od 30 metara. Za ispaljivanja korištena su dva kompresora od 1075 m³/h [García-Cano, 2009]. Napravljeno je oko 18500 hitaca, otprilike svakih 150 m. Podaci su snimani i na kopnu i na oceanskom dnu na području između 0° i 2° sjeverne geografske širine te 80.4° i 78° zapadne geografske dužine. Na oceansko dno postavljeno je 26 seizmometara (OBS), a na kopno 31 seizmograf. U ovom radu korišteni su samo podaci prikupljeni s OBS-ovima. Na oceansko dno, na mjesta križanja seizmičkih profila postavljani su četverokomponentni seizmometri, sedam tipa UTIG-IRD [Nakamura i sur., 1987] i 19 tipa Hippocampus [Charvis i Hello, 2005; Hello i sur., 2006]. Tri komponente seizmometara mjere pomak tla (jedna vertikalna i dvije međusobno okomite horizontalne), a četvrta komponenta je hidrofona koji mjeri varijacije tlaka u vodenom stupcu. Snimano je 100 uzoraka po sekundi. Podaci sa seizmometara OBS1, OBS3, OBS25 nisu bili korišteni zbog problema pri snimanju podataka [García-Cano, 2009; García-Cano i sur., 2014]. Podaci su prikupljeni u ekspediciji s brodom RV L'Atalante vođenoj od strane IRD-Geosciences Azur.



Slika 3.1: Prikaz područja istraživanja i geometrije akvizicije. Crvene linije prikazuju linije ispaljivanja, crveni kružići lokacije OBS-ova, a lokacije kopnenih stanica bijeli kružići. Žuti pravokutnik predstavlja područje modela ovog rada, a sivi područje modela iz rada García-Cano i sur. [2014].

3.2 Obrada podataka i odabir nailazaka

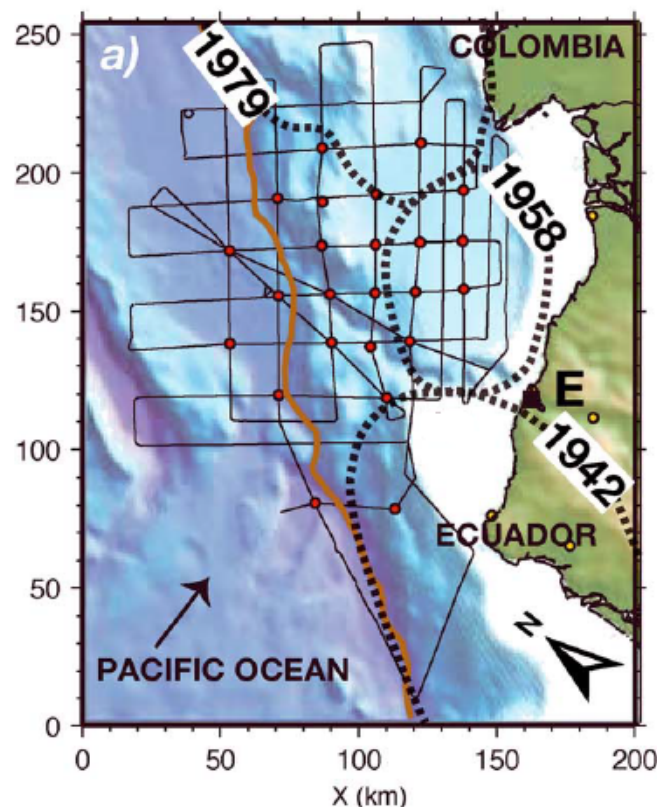
Za obradu podataka korišten je visoko propusni filter minimalne faze frekvencije 3 Hz te automatska regulacija pojačanja s prozorom od 0.4 s. Za očitavanje nailazaka korištena je redukcija brzine od 7 km/s. Od svih zapisa seizmometara na oceanskom dnu bilo je oko 400 seizmičkih profila na kojima su se mogli očitati nailasci. Cilj je bio pregledati očitane prve nailaske iz rada García-Cano i sur. [2014], korigirati ih te dopuniti gdje je bilo potrebno. Kasnije su očitane faze seizmičkih valova koje odgovaraju valovima reflektiranim od granice ploča.

U većini ovakvih istraživanja imamo akvizicije gdje se seizmometri nalaze na liniji ispaljivanja. U ovom slučaju na određenom OBS-u snimljeni su seizmogrami za linije koje prolaze iznad toga OBS-a, ali još više seizmograma za linije koje ne prolaze iznad danog OBS-a. Za očitavanje prvih nailazaka to ne predstavlja problem, no

kod očitavanja refleksija stvar je kompliciranija i potrebna je velika pažnja i iskustvo. Pozitivna stvar ovakve akvizicije je što se iznad OBS-a sijeku dvije ili više linija ispaljivanja te bi se za točku ispaljivanja u sjecištu trebalo za svaku liniju očitati isto vrijeme nailaska. Zbog toga se te točke mogu koristiti kako bi se osigurala konzistentnost pri očitavanju i kako bi se umanjio prethodno navedeni problem za očitavanje refleksija.

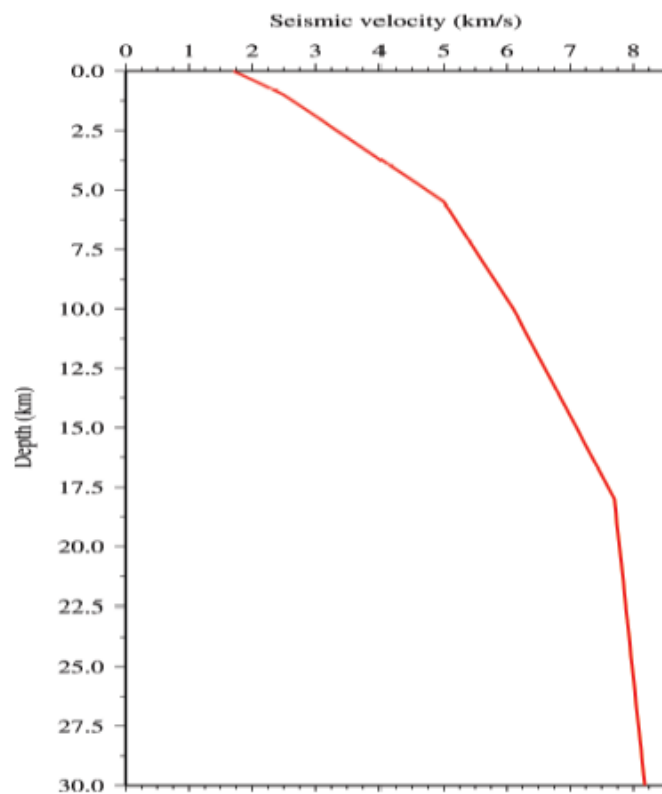
3.3 Inverzija refrakcijskih podataka

U radovima García-Cano i sur. [2009, 2014] za inverziju korišten je lokalni koordinatni sistem koji je kreiran rotacijom za 50° u smjeru kazaljke na satu s ishodištem u 1.4° N i 81.4° W (slika 3.2). Ovaj koordinatni sustav prikladan je zbog toga što je njegova y-os paralelna dijelu linija ispaljivanja i gotovo paralelna oceanskom jarku te tako olakšava grafički prikaz presjeka subdukcijske zone.



Slika 3.2: Dio lokalnog koordinatnog sustava. Tanke linije su linije ispaljivanja, crveni kružići su OBS-ovi. Debeli smeđi liniji prikazuju oceanski jarak. Isprekidanim linijama označena su područja loma potresa iz 1942., 1958. i 1979. Crni kvadrat (E) označava grad Esmeraldas. Crna strelica pokazuje smjer konvergencije oceanske ploče. Preuzeto iz García-Cano i sur. [2014].

U radu García-Cano i sur. [2014] korištena je tomografska mreža dimenzija $332 \text{ km} \times 254 \text{ km}$. Meléndez je u svom radu [2014] koristio reduciranu tomografsku mrežu koja je uključivala sve OBS-ove i mjesta ispaljivanja osim onih jugozapadno od OBS-ova 2 i 19 te je ista mreža korištena i u ovom radu. Unutar lokalnog koordinatnog sustava mreža zauzima prostor po x-osi od 15 do 156 km, a po y-osi od 75 do 250 km. Dubina mreže je 30 km od oceanskog dna odnosno od kopnene površine. Horizontalni razmak čvorova je 1.25 km osim na onim mjestima gdje su dodane koordinate OBS-ova. Vertikalni razmak čvorova povećava se s dubinom od 0.15 km pri vrhu modela do 1 km pri dnu modela. Početni model brzina definiran je koristeći 1D model brzine korišten u prethodnim radovima [García-Cano, 2009; Meléndez, 2014] koji se sastoji od četiri konstantna gradijenta brzine s Mohorovičićevim diskontinuitetom na $\sim 18 \text{ km}$ (slika 3.3). U model su uvršteni batimetrija i topografija područja.



Slika 3.3: 1D model brzine korišten za stvaranje početnog modela. García-Cano [2009] predlaže ovaj model kao aproksimaciju raspodjele brzina kod kontinentalnog ruba. Najdublja promjena dubine predstavlja dubinu Mohorovičićevog sloja. Preuzeto iz Meléndez [2014].

Koordinate OBS-ova i koordinate ispaljivanja za koje su očitani nailasci transformirane su u koordinate lokalnog koordinatnog sustava. Broj očitanih vremena naila-

zaka za refraktirane valove iznosio je oko 220 000. Parametri inverzije navedeni su u tablici 3.1.

Tablica 3.1: Korišteni parametri inverzije. Korelacijske duljine određuju se za vrh i dno modela te se interpoliraju za ostale čvorove. Povećanjem dubine smanjuje se razlučivost, pa zbog toga korelacijske duljine rastu od vrha do dna modela.

Parametri inverzije	Vrijednosti
Forward star za metodu grafova (x,y,z) (broj čvorova)	(4,4,4)
λ_u	100
Ograničenje perturbacije brzine (%)	10
Korelacijske duljine za brzinu vrha modela (x,y,z) (km)	(2.5,2.5,0.5)
Korelacijske duljine za brzinu dna modela (x,y,z) (km)	(6,6,4)

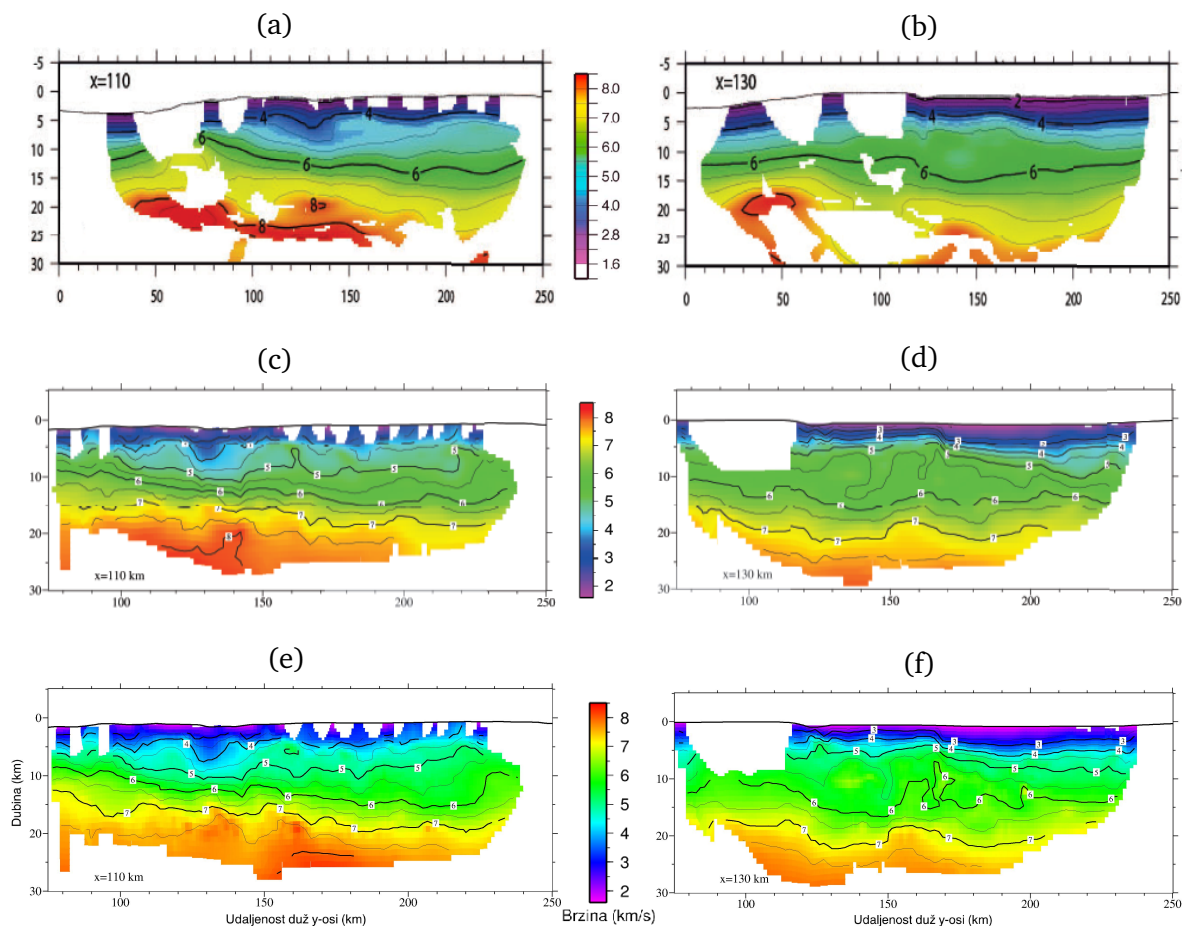
Usporedba ovog i prethodna dva rada prikazana je u tablici 3.2. García-Cano i sur. [2014] koristili su podatke i s OBS-ova i s kopnenih stanica (~ 197000 očitanih vremena nailazaka). Za inverziju su koristili program FAST [Zelt i Barton, 1998]. Nakon 20 iteracija korijen srednje kvadratne pogreške iznosio je 217 ms za sve podatke (193 ms za podatke OBS-ova), a χ^2 bio je 10.2. Velike vrijednosti statističkih podataka ukazuju ili na to da se dobiveni model ne podudara s očitanim podacima ili da su izabrane nepouzdanosti za očitavanje prvih nailazaka premale. Meléndez [2014] je koristio set podataka kreiran uzimajući svako deseto očitavanje iz seta podataka s OBS-ova od García-Cano i sur. [2014], te je pomoću tih podataka testirao program TOMO3D. Nakon 20 iteracija korijen srednje kvadratne pogreške iznosio je 120 ms, a χ^2 2.8. S ponovno očitanim prvim nailascima i koristeći TOMO3D, već nakon 10 iteracija dobio sam bolje statističke rezultate. Korijen srednje kvadratne pogreške iznosi 108 ms, a χ^2 1.2 (nakon prve iteracije korijen srednje kvadratne pogreške bio je 991 ms, a χ^2 98.1).

Tablica 3.2: Usporedba ovog i prethodna dva rada na ovom području.

Rad	García-Cano i sur. [2014]	Meléndez [2014]	Ovaj rad
Korišteni podaci	OBS-ovi i kopnene stanice	OBS-ovi	OBS-ovi
Vremena nailazaka	~ 197000	Podaci s OBS-ova od García-Cano reducirani na desetinu	~ 220000
Korišteni program	FAST	TOMO3D	TOMO3D
Broj iteracija	20	20	10
Korijen srednje kvadratne pogreške	217 ms (OBS-ovi 193 ms)	120 ms	108 ms
χ^2	10.2	2.8	1.2

Na slikama 3.4, 3.5 i 3.6 dani su 2D presjeci konačnog modela brzina te odgovarajući 2D presjeci iz prethodnih radova. Dijelovi koji nisu pokriveni zrakama su bijeli. Kao

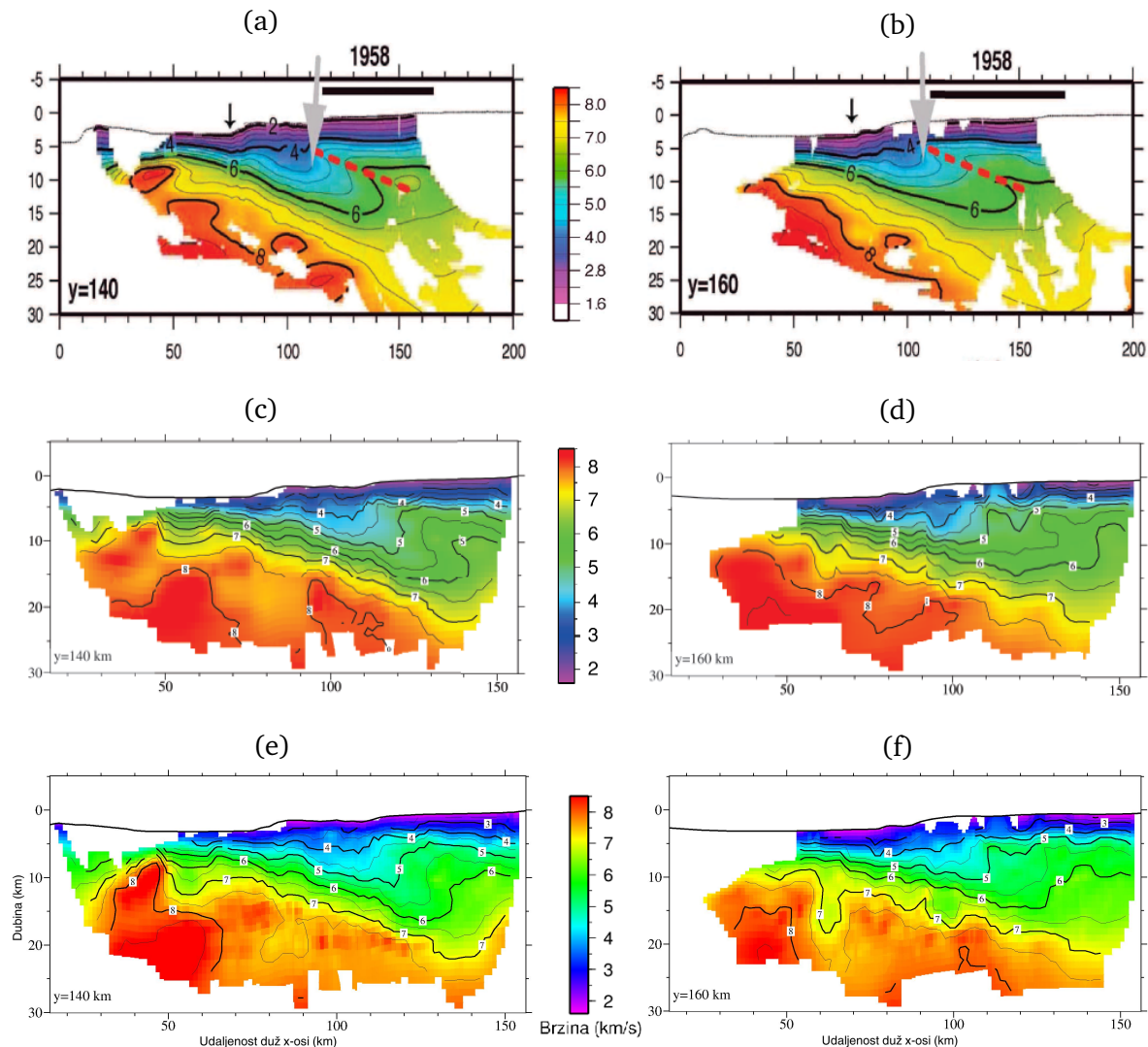
glavna obilježja García-Cano i sur. [2014] opisuju nizak vertikalni gradijent brzine u vanjskom dijelu subdukcijskog klina (slike 3.4a,b, 3.5a,b i 3.6a) i zonu niske brzine u kontinentalnoj ploči odmah iznad granice ploča (slike 3.5a,b). Te strukture su vidljive i u radu Meléndez [2014] i u rezultatima ovog rada iako im se veličina i oblik razlikuju. Vanjski subdukcijski klin može se vidjeti na slici 3.5 od oceanskog jarka ($x \approx 75$ km) do $x = 120$ km i karakterizira ga brzina u rasponu 3.5–5.0 km/s. Širok je oko 40 kilometara i proteže se 90-ak kilometara paralelno oceanskom jarku. Zona niske brzine vidljiva je na slici 3.5 od 120 km do 150 km po x-osi (brzine od 4.5–6 km/s). Debljina sedimenata i kod oceanske kore i kod kontinentalne kore se slaže u sva tri rada. Subduciranje oceanske ploče može se vidjeti kroz povećanje dubine izolinija brzina od 7.5–8.0 km/s prema jugoistoku (pozitivan smjer x-osi).



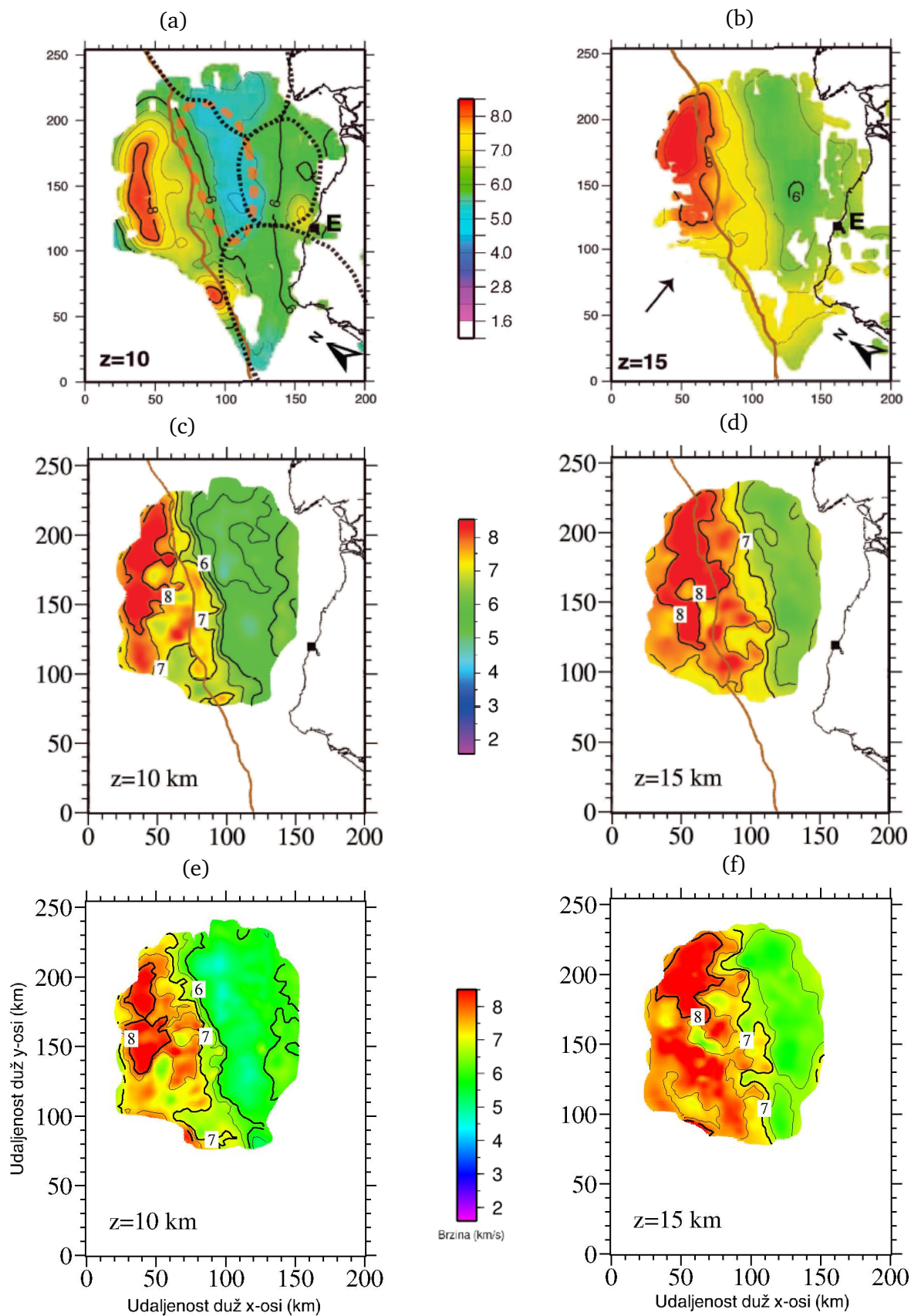
Slika 3.4: Vertikalni presjeci za $x=110$ km (a,c,e) i $x=130$ km (b,d,f). Prvi red prikazuje rezultate iz García-Cano i sur. [2014], drugi iz Meléndez [2014] i treći za ovaj rad. U sredini svakog reda prikazane su skale boja za dani rad.

Na slici 3.4 može se vidjeti kako su brzine modelirane za veće dubine u području

između oceanskog jarka i obale nešto manje od brzina objavljenih u prethodna dva rada. Pozitivna anomalija brzine, vidljiva na slici 3.5 između 30 i 60 km po x-osi u rezultatima ovog rada je izraženija nego u ostala dva rada te se ta anomalija može vidjeti i na horizontalnim presjecima (slika 3.6). Pretpostavlja se da pokazuje uzdizanje Mohorovičićevog diskontinuiteta i prisutnost tanke oceanske kore [García-Cano i sur., 2014]. Na površini taj dio odgovara istočnom dijelu Yaquina grebena.



Slika 3.5: Vertikalni presjeci za $y=140$ km (a,c,e) i $x=160$ km (b,d,f). Prvi red prikazuje rezultate iz García-Cano i sur. [2014], drugi iz Meléndez [2014] i treći za ovaj rad. U sredini svakog reda prikazane su skale boja za dani rad. Mala crna strelica prikazuje mjesto oceanskog jarka, a velika siva unutrašnji završetak niskog vertikalnog gradijenta unutar subdukcijskog klina. Debela crna linija označava područje loma potresa iz 1958., a isprekidana crvena linija vrh zone niske brzine.



Slika 3.6: Horizontalni presjeci za $z=10$ km (a,c,e) i $z=15$ km (b,d,f). Prvi red prikazuje rezultate iz García-Cano i sur. [2014], drugi iz Meléndez [2014] i treći za ovaj rad. Dubina (z) je u odnosu na morsku razinu. Isprekidane crne linije prikazuju

područja loma potresa iz 1942., 1958. i 1979. Narančasta isprekidana linija označava niski vertikalni gradijent brzine. Smeđa linija označava oceanski jarak. Crni kvadrat (E) označava grad Esmeraldas. Crna strelica pokazuje smjer konvergencije oceanske ploče.

3.4 Združena inverzija refrakcijskih i refleksijskih podataka

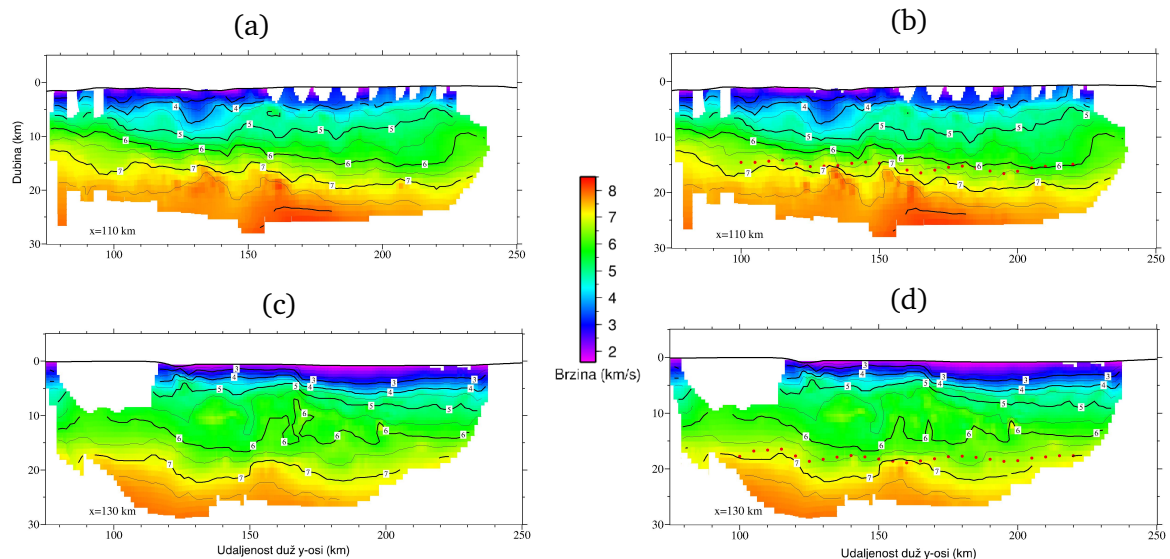
Konačan model brzina dobiven inverzijom refrakcijskih podataka korišten je kao početni model za združenu inverziju. Parametri inverzije navedeni su u tablici 3.3. Na temelju nekoliko vertikalnih presjeka koji su okomiti na oceanski jarak interpolirane su točke početnog modela diskontinuiteta na vrhu subduirane litosfere. Horizontalni razmak točaka modela je 5 km. Diskontinuitet je definiran između 80 i 130 km po x-osi i 100 i 220 km po y-osi. Najplića točka modela je oko 5 km duboka. U nekoliko testova pokušano je proširenje modela diskontinuiteta do samog oceanskog jarka što je zbog toga što oceanski jarak nije paralelan s y-osi zahtjevalo postavljanje batimetrije na određene točke modela. Rezultat tih testova bio je pomicanje točaka batimetrije u dubinu zajedno s ostatkom modela. Mogući razlozi za to su nepravilno očitane refleksije koje se reflektiraju u dijelu modela gdje je za dubine točaka postavljena batimetrija ili korištene korelacijske duljine koje povezuju varijacije susjednih čvorova modela diskontinuiteta. Moguće rješenje bilo bi definiranje novog lokalnog koordinatnog sustava, čija bi jedna os bila što paralelnija liniji oceanskog jarka, te bi tako model mogao uključiti i pliće dijelove.

Tablica 3.3: Korišteni parametri združene inverzije.

Parametri inverzije	Vrijednosti
Forward star za metodu grafova (x,y,z) (broj čvorova)	(4,4,4)
λ_u	50
λ_z	10
Ograničenje perturbacije brzine (%)	10
Ograničenje perturbacije dubine (%)	10
Korelacijske duljine za brzinu vrha modela (x,y,z) (km)	(2.5,2.5,0.5)
Korelacijske duljine za brzinu dna modela (x,y,z) (km)	(6,6,4)
Korelacijske duljine za diskontinuitet (x,y) (km)	(6,6)

Broj očitanih refleksija iznosio je ~ 20000 . Nakon 13 iteracija korijen srednje kvadratne pogreške iznosio je 97 ms za refrakcije i 244 ms za refleksije, a χ^2 0.93 za refrakcije i 5.93 za refleksije (nakon prve iteracije korijen srednje kvadratne pogreške iznosio je 106 ms za refrakcije i 443 ms za refleksije, a χ^2 1.12 za refrakcije i 19.60 za refleksije). Daljnjim iteracijama nije postignuta znatna konvergencija.

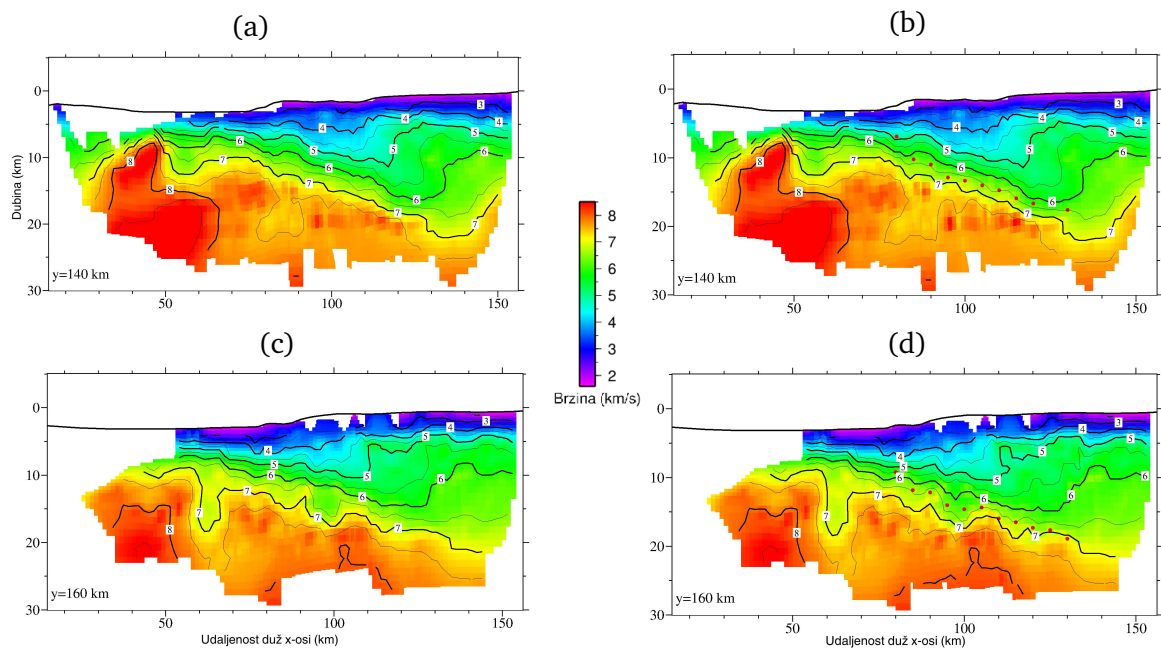
Uspredbe modela brzina između dvije inverzije prikazane su na slikama 3.7, 3.8 i 3.9. Može se vidjeti kako dodavanje refleksija u tim dijelovima nije uzrokovalo znatno promjene. Može se istaknuti promjena konture brzine od 5.5 km/s unutar zone niske brzine na slikama 3.8c,d. Na slici 3.7c kontura brzine od 6 km/s između 160 i 180 km po y-osi ima neuobičajen oblik, no dodavanjem refleksija taj oblik je ispravljen (slika 3.7d).



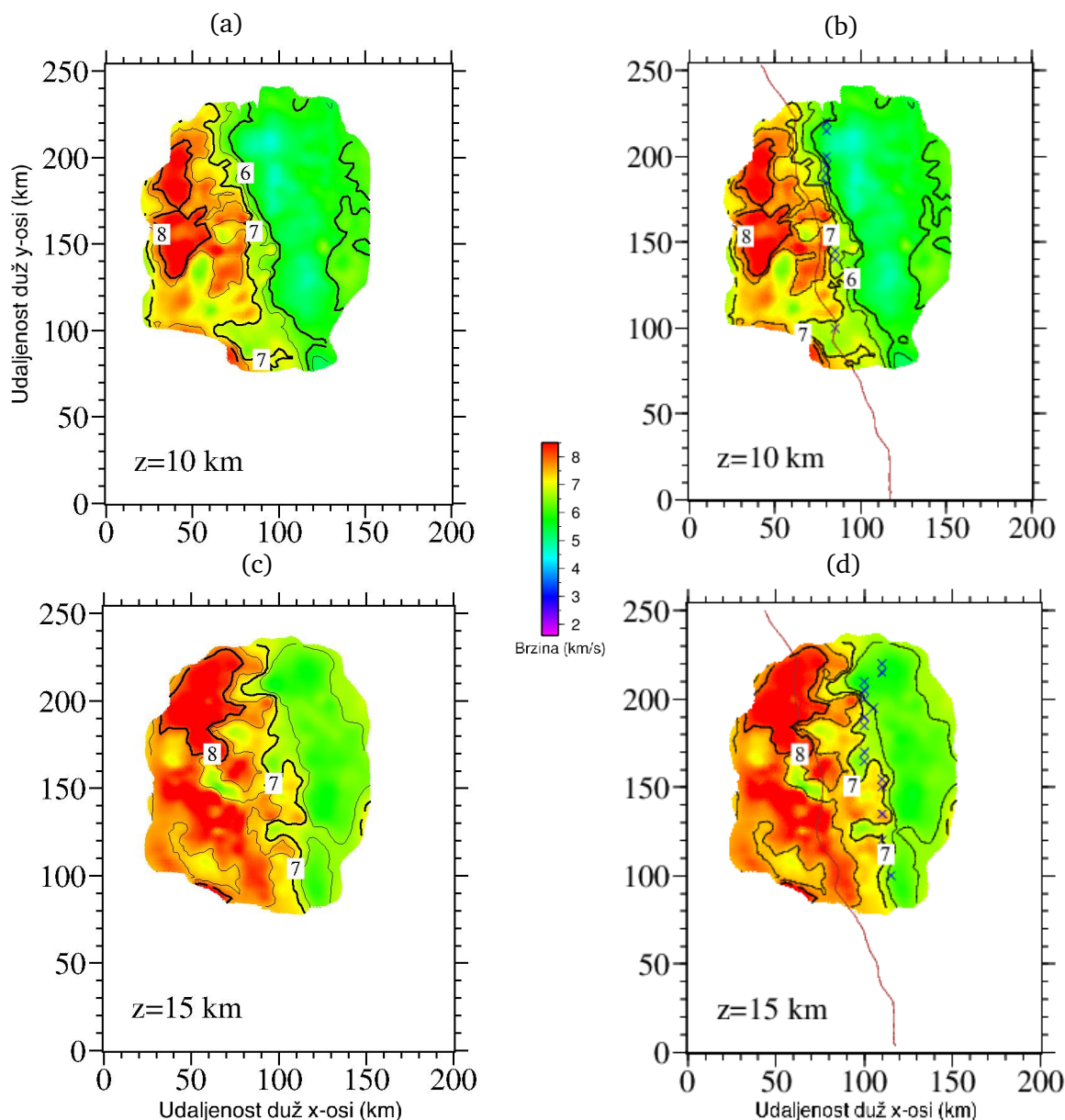
Slika 3.7: Usporedba rezultata inverzije s refrakcijskim podacima (a,c) i združene inverzije (b,d) za $x=110,130$ km. Crvenim točkama označen je položaj konačnog modela diskontinuiteta.

Geometrije početnog i konačnog modela diskontinuiteta prikazane su na slici 3.10. Konačni model diskontinuiteta pomaknut je ~ 1.5 km u dubinu. Lokalne varijacije pomaka po dubini su jako male, u rasponu od oko 50 m. Iz odrađenih testova zaključeno je da konačni model diskontinuiteta uvelike ovisi o početnom modelu. Također je uočeno da se inverzijom najviše utječe na dubinu modela, ali na način da sve točke modela imaju sličan vertikalni pomak uz neznatne lokalne varijacije dubine. Isto tako promjene nagiba bile su jako male.

Znajući kako imam samo kontrolu nad dubinom, i uz prethodno navedeni problem s uvrštavanjem batimetrije, za model diskontinuiteta je odabran onaj dio subdukcijske zone gdje je nagib manji, te je nagib početnog modela diskontinuiteta određen praćenjem kontura brzine u vertikalnim presjecima kako bi dobili što bolji početni model.



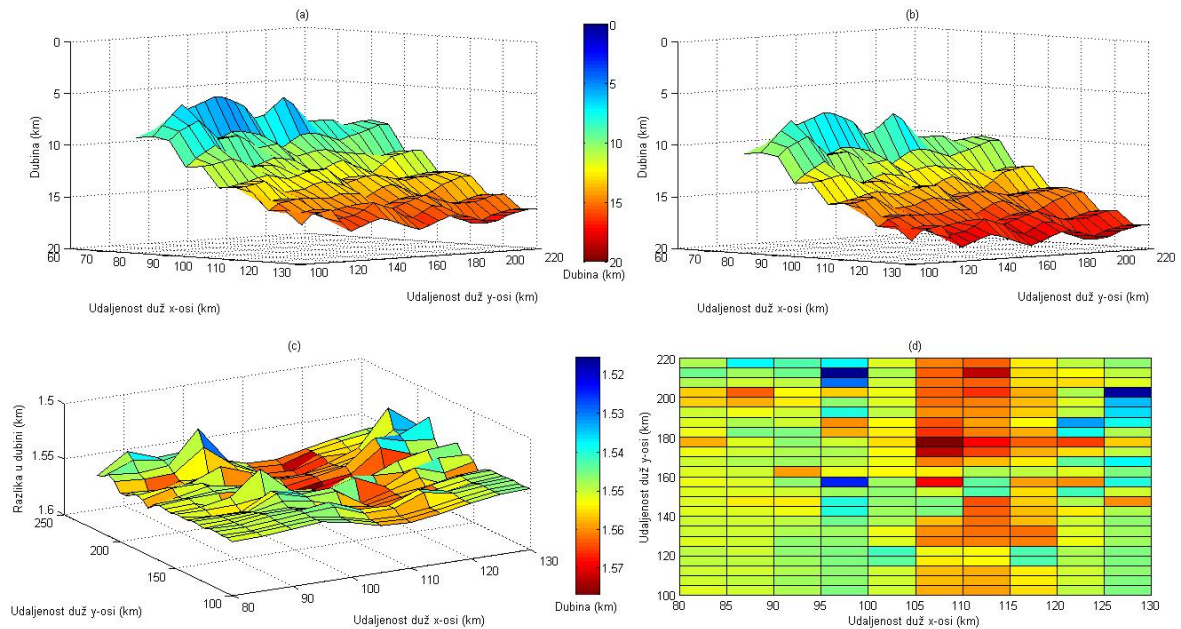
Slika 3.8: Usporedba rezultata inverzije s refrakcijskim podacima (a,c) i združene inverzije (b,d) za $y=140,160$ km. Crvenim točkama označen je položaj konačnog modela diskontinuiteta.



Slika 3.9: Usporedba rezultata inverzije s refrakcijskim podacima (a,c) i združene inverzije (b,d) za $z=10,15$ km. Smeđom linijom označen je položaj oceanskog jarka. Plavi križići predstavljaju horizontalne položaje točaka konačnog modela diskontinuiteta koje su najbliže dubini prikazanih horizontalnih presjeka.

Potrebno bi bilo izvršiti još testova koristeći razne parametre da se razjasni zašto se točke modela diskontinuiteta kolektivno spuštaju ili podižu. Naime, varijacija dubine jedne točke modela diskontinuiteta ovisna je o varijaciji susjednih točaka i to ovisi o korištenim korelacijskim duljinama za diskontinuitet, no testovi s različitim korelacijskim duljinama nisu dali bolje rezultate. Sam set očitanih refleksija možda nije dovoljno dobar, jer kao što sam već naveo, očitavanje refleksija u ovakvom sustavu akvizicije zahtjevnije je te zahtjeva puno više vremena i iskustva. S druge strane moguće je da set očitanih refleksija nije dovoljno velik ili gust na određenim područjima da

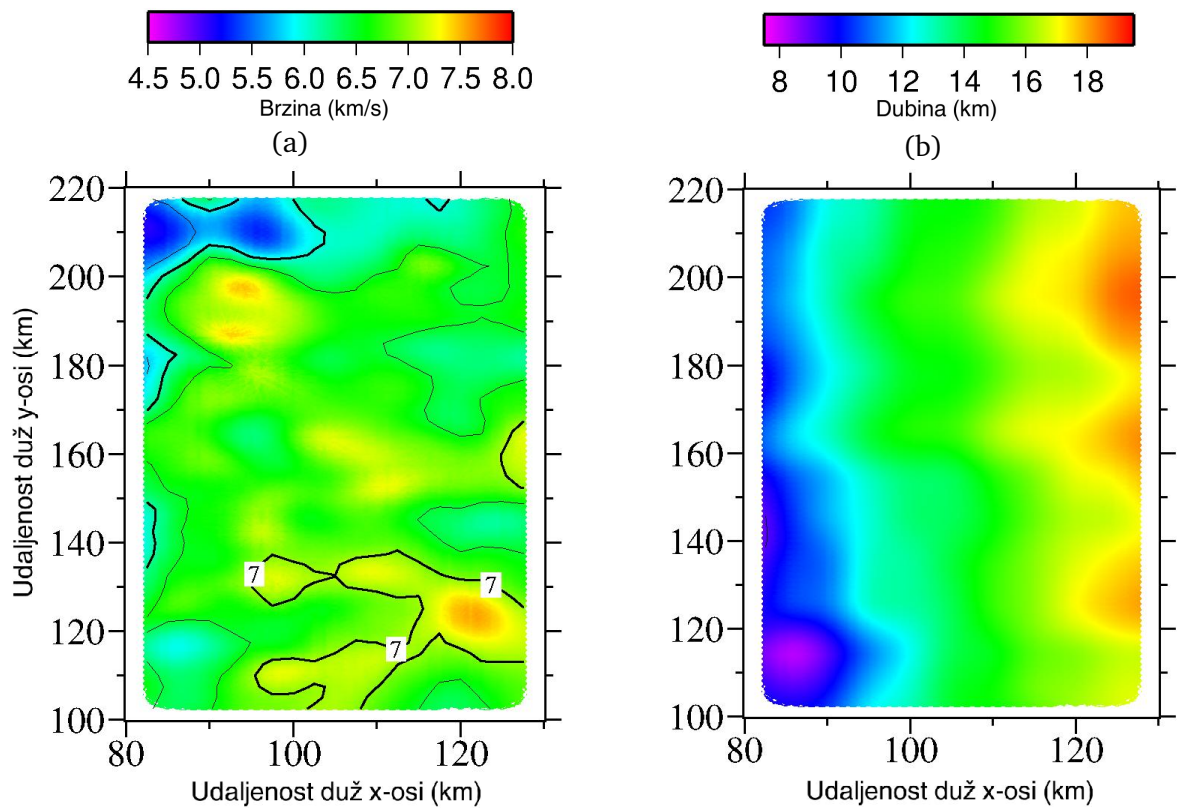
bi se dobile točnije lokalne varijacije. Također bi se moglo pokušati dati veću težinu refleksijama u inverziji kako bi to dovelo do većih promjena modela diskontinuiteta uz gubitke u točnosti modela brzina. Postoji opcija da se model brzina fiksira te da se onda iterativno nadograđuje samo model diskontinuiteta.



Slika 3.10: a) Početni model diskontinuiteta. b) Konačni model diskontinuiteta. c) Razlika između konačnog i početnog modela diskontinuitet. d) Razlika između početnog i konačnog modela diskontinuiteta u xy ravnini.

Ipak, može se reći kako je dodavanje refleksija dovelo do poboljšanja modela brzina. Na slici 3.7b,d vidi se kako točke diskontinuiteta slijede liniju na kojoj bi i očekivali da će biti granica ploča. Zbog toga, iako dobiveni diskontinuitet ne modelira dobro realni diskontinuitet, otprilike točna dubina i nagib diskontinuiteta dovoljni su za analiziranje brzina iznad granice ploča.

Slika 3.11a prikazuje brzine u području iznad diskontinuiteta. Vidljivo je da lateralne varijacije brzine postoje, negdje u rasponu od 5.5–7.5 km/s što može značiti varijacije modula smicanja od otprilike 30 do 60 GPa [Schön, 2011]. Prema tome pretpostavka konstantnog modula smicanja o kojoj sam govorio u uvodu nije dobra za pouzdano određivanje seizmičkog momenta. Empirijskim relacijama mogle bi se izračunati vrijednosti modula smicanja iz brzina P-valova, no sama točnost tih vrijednosti ostala bi upitna. S druge strane ostaje ideja Ben-Ziona [2001] da se koristi geometrijski moment umjesto seizmičkog momenta.



Slika 3.11: a) Prosjek brzina u području iznad modela diskontinuiteta (do dubine od 10 km uzimaju se brzine 1 km iznad diskontinuiteta, a dublje 2 km iznad diskontinuiteta. b) Dubine modela diskontinuiteta.

4 Zaključak

Područje istraživanja obuhvaća veći dio područja loma potresa iz 1958. i dijelove ostalih velikih potresa (1906., 1942., 1979. i 2016.). 2005. godine izvedeno je 3D seizmičko istraživanje po imenu Esmeraldas. García-Cano i sur. [2014] očitali su vremena nailazaka refraktiranih valova i iskoristili ih za određivanje 3D modela brzina P-valova koristeći program FAST. Njihove podatke Meléndez [2014] je reducirao na desetinu i odredio model brzina koristeći program TOMO3D.

Pod pretpostavkom da se model brzina i statistički podaci mogu poboljšati, podaci od García-Cano i sur. [2014] su korigirani i dopunjeni. Potom je izvedena inverzija koristeći TOMO3D i dobiven je zadovoljavajući model brzina P-valova. Glavne karakteristike modela brzina navedene u prethodnim radovima bile su niski vertikalni gradijent brzine u vanjskom dijelu subdukcijskog klina i zona niske brzine u kontinentalnoj ploči odmah iznad granice ploča te su obje karakteristike vidljive i u rezultatima ovog rada. Statistički rezultati su također zadovoljavajući, bolji su od onih iz prethodnih radova, iako su postignuti u dvostruko manjem broju iteracija.

Dobiveni model brzina korišten je kao početni model brzina za združenu inverziju refrakcijskih i refleksijskih vremena putovanja, što je ujedno bio i jedan od prvih testova združene inverzije programa TOMO3D na realnim podacima. Početni model diskontinuiteta na vrhu subducirane litosfere postavljen je na temelju vertikalnih presjeka modela brzina okomito na oceanski jarak. Model brzina dobiven združenom inverzijom malo je poboljšao rezultate inverzije s refrakcijskim podacima. Statistički rezultati za refrakcijske podatke su iznimno dobri, dok bi za refleksijske podatke trebali biti nešto bolji da bi bili zadovoljavajući. Uzrok tomu može biti ovisnost varijacije dubine jednog čvora o varijacijama susjednih čvorova, na što sam neuspješno pokušao utjecati promjenom korelacijskih duljina, ili loše očitana vremena nailazaka refleksija zbog same zahtjevnosti geometrije akvizicije i lošijih podataka na određenim profilima. Zbog toga što početni model diskontinuiteta uvelike utječe na konačni model, početni model stvoren je tako da je po nagibu što bliže realnom diskontinuitetu. Dobiveni konačni model diskontinuiteta ne daje velike lokalne varijacije, tj. sve točke modela dijele sličan pomak po dubini tako da ne možemo otkriti postojanje nekih lokalnih struktura.

Promatrajući brzine iznad diskontinuiteta može se vidjeti kako lateralne varijacije br-

zine postoje i nisu zanemarive. Najveća vidljiva varijacija je oko 2 km/s i gledajući brzine P-valova u određenim stijenama i njihove module smicanja, to može značiti varijacije modula smicanja od oko 30 GPa što ukazuje da je pretpostavka konstantnog modula smicanja za računanje seizmičkog momenta loša pretpostavka. Zbog toga je do trenutka kada imamo procijenjene vrijednosti modula smicanja unutar određenog područja možda bolje koristiti geometrijski moment koji ne uključuje vrijednost modula smicanja, kao što je predložio Ben-Zion [2001].

Više je načina za daljnje unaprijeđenje rezultata na ovom području. Potrebno je izvođenje novih testova s različitim parametrima ili korištenje različitih razmaka točaka modela diskontinuiteta kako bi se riješio problem s lokalnim varijacijama. Također bi se mogla pokušati združena inverzija s početnim modelom koji je definiran pomoću 1D modela brzine definiran na slici 3.3. Mogla bi se testirati promjena odnosa vremena nailazaka refrakcija i refleksija. Potrebno je provjeriti i korigirati refleksijske podatke. Budući da su u istraživanje uključene i kopnene stanice, podaci s njih bi se mogli koristiti za bolje otkrivanje dubljih dijelova diskontinuiteta. Uz to bi trebalo iskoristiti i podatke lokalnih potresa.

5 Literatura

- Aki, K., Lee, W.H.K., 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, 1. A homogeneous initial model. *J. geophys. Res.*, 81, 4381–4399.
- Beck, S.L., Ruff, L.J., 1984. The rupture process of the Great 1979 Colombia Earthquake: Evidence for the asperity model. *J. Geophys. Res.*, 89(B11), 9281–9291.
- Ben-Zion, Y., 2001. On Quantification of the Earthquake Source. *Seismological Research Letters*. 72. 151-152.
- Bilek, S. L., Lay, T., 1999. Rigidity variations with depth along interplate megathrust faults in subduction zones. *Nature*, vol. 400, str. 443–446.
- Charvis, P., Hello, Y., 2005. The new “Hippocampe” OBS and the French OBS Pool: International Workshop on Marine Technology and air guns. Vilanova I La Geltrú-Spain, 10-11.
- Chlieh, M., Mothes, P.A., Nocquet, J.M., Jarrin, P., Charvis, P., Cisneros, D., Font, Y., Collot, J.Y., Villegas-Lanza, J.C., Rolandone, F., Vallée, M., Regnier, M., Segovia, M., Martin, X., Yepes, H., 2014. Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth and Planetary Science Letters*, 400, 292-301.
- Collot, J.Y., Charvis, P., Gutscher, M.A., Operto, S., the Sisteur scientific party, 2002. Exploring the Ecuador-Colombia active margin and inter-plate seismogenic zone, *Eos Trans. AGU*, 83(17), 185, 189–190.
- Collot, J.Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Grandorge, D., Gutscher, M.A., Spence, G., 2004. Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidences from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador—southwest Colombia margin, *J. Geophys. Res.*, 109, B11103.
- Collot, J. Y., Agudelo, W., Ribodetti, A., Marcaillou, B., 2008. Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional north Ecuador–south Colombia oceanic margin, *J. Geophys. Res.*, 113, B12102.

- Červený, V., 2001. *Seismic Ray Theory*, 1st edn, Cambridge Univ. Press.
- Dijkstra, E.W., 1959. A note on two problems in connection with graphs. *Numer. Math.*, 1, 269–271.
- Gailler, A., Charvis P., Flueh E., 2007. Segmentation of the Nazca and South American plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 260(3-4), 444–464.
- García Cano, L.C., 2009. *Imagerie sismique 3D de la zone de subduction à la frontière Colombie-Équateur*. Doktorski rad. Nica : Université Nice Sophia Antipolis.
- García Cano, L.C., Galve, A., Charvis, P., Marcaillou, B., 2014. Three-dimensional velocity structure of the outer fore arc of the Colombia-Ecuador subduction zone and implications for the 1958 megathrust earthquake rupture zone. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 1041–1060.
- Geist, E.L., Bilek, S.L. Effect of depth-dependent shear modulus on tsunami generation along subduction zones. *Geophysical research letters*, vol. 28, 7 (2001), str. 1315-1318.
- Hall, M.L., Wood, C.A., 1985. Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology* (1985) 13 (3): 203-207.
- Heinrich, P., Schindele, F., Guibourg, S., Ihmlé, P.F. Modeling of the February 1996 Peruvian tsunami, *Geophysical Research Letters*, vol. 25, 14 (1998), str. 2687-2690.
- Hello, Y., Yates, B.A., Anglade, A., Gailler, A., Charvis, P., 2006. Hippocampe: A new versatile ocean bottom seismometer: EGU General Assembly 2006, Vienna – Austria.
- Kanamori, H., McNally, K.C., 1982. Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador - Colombia Coast. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72(4), 1241–1253.
- Kelleher, J.A., 1972. Rupture zones of large South-American earthquakes and some predictions. *J. Geophys. Res.*, 77(11), 2087–2103.

- Korenaga, J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Kelemen, P.B., Detrick, R.S., Larsen, H.C., Hopper, J.R., Dahl-Jensen, T., 2000. Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography, *J. geophys. Res.*, 105, 21 591–21 614.
- Korenaga, J., 2011. Velocity–depth ambiguity and the seismic structure of large igneous provinces: a case study from the Ontong Java Plateau. *Geophys. J. Int.*, 185, 1022–1036.
- Lay, T., Kanamori, H., 1981. An Asperity Model of Large Earthquake Sequences. *Earthquake prediction: an international review.* 579-592.
- MeléndeZ, A., 2014. Development of a New Parallel Code for 3-D Joint Refraction and Reflection Travel-Time Tomography of Wide-Angle Seismic Data – Synthetic and Real Data Applications to the Study of Subduction Zones. *Doktorski rad.* Barcelona : Institut de Ciéncies del Mar (CSIC), Universitat de Barcelona.
- Mendoza, C., Dewey, J.W., 1984. Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958, and 1979 - Implications for barrier models of earthquake rupture. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74(2), 577–593.
- Migeon, S., Garibaldi, C., Ratzov, G., Schmidt, S., Collot, J.Y., Zaragosi, S., Texier, L., 2017. Earthquake-triggered deposits in the subduction trench of the north Ecuador/south Colombia margin and their implication for paleoseismology. *Marine Geology*, 384, 47-62.
- Moser, T.J., 1991. Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, 56, 59–67.
- Nakamura, Y., Donoho, P.L., Roper, P.H., McPherson, P., 1987. Large-offset seismic surveying ocean-bottom seismographs and air guns: Instrumentation and field technique. *Geophysics*, 52(12), 1601–1611.
- Nocquet, J.M., Mothes P., Alvarado A., 2009. Geodesia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador : Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador desde la costa continental hasta las islas Galapagos, edited by Collot, Sallarés, Pazmiño. Guayaquil, Ecuador : CNDM-INOCAR-IRD, str. 83–94.

- Nocquet, J.M., Jarrin, P., Vallée, M., Mothes, P., Grandin, R., Rolandone, F., Delouis, B., Yepes, H., Font, Y., Fuentes, D., Regnier, M., Laurendeau, A., Cisneros, D., Hernandez, S., Sladen, A., Singaicho, J., Mora, H., Gomez, J., Montes, L., Charvis, P., 2016. Supercycle at the Ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 Pedernales earthquake. *Nature Geoscience*.
- Paige, C.C., Saunders, M.A., 1982. LSQR: an algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Trans. Math. Softw.*, 8, 43–71.
- Rowland, S. K. Formation of Magma at Subduction Zone, n.d., <https://tinyurl.com/ybbo5h7w>, 4.7.2018.
- Sallarés, V., Charvis P., 2003. Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 214(3-4), 545–559.
- Satake, K. Linear and nonlinear computations of the 1992 Nicaragua earthquake tsunami, *Pure and Applied Geophysics*, vol. 144, 3-4 (1995), str. 455-470.
- Satake, K., Tanioka, Y. Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones, *Pure and Applied Geophysics*, vol. 154, 3-4 (1999) str. 467-483.
- Schön, S.J., 2011. Chapter 6 - Elastic Properties : *Handbook of Petroleum Exploration and Production*. Elsevier, 8, 149-243.
- Stern, R. J., 2002. Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40, 4, 3-1–3-38.
- Subduction Fault Zone Diagram, 18.7.2016., USGS, <https://www.usgs.gov/media/images/subduction-fault-zone-diagram>, 4.7.2018.
- Tanioka, Y., Satake, K. Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, *Geophysical Research Letters*, vol. 23, 8 (1996) str. 1549-1552.
- Wang, K., Y. Hu Accretionary prisms in subduction earthquake cycles: The theory of dynamic Coulomb wedge., *Journal of Geophysical Research*, Vol. 111 (2006) B06410.

- Wessel, P., Smith, W.H.F., Scharroo, R., Luis, J.F., Wobbe, F., 2013. Generic Mapping Tools: Improved version released, EOS Trans. AGU, 94, 409-410.
- White, S.M., Trenkamp, R., Kellogg, J.N., 2003. Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador-Colombia subduction zone. Earth Planet. Sci. Lett., 216(3), 231–242.
- Ye, L., Kanamori, H. Avouac, J.P., Li, L., Cheung, K.F., Lay, T., 2016. The 16 April 2016, Mw 7.8 (Ms 7.5) Ecuador earthquake: a quasi-repeat of the 1942 Ms 7.5 earthquake and partial re-rupture of the 1906 Ms 8.6 Colombia-Ecuador earthquake. Earth Planet. Sci. Lett., 454, 248–258.
- Zelt, C.A., Barton, P.J. Three-dimensional seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin. Journal of Geophysical Research, Vol. 103, B4 (1998), str. 7187-7210.