

UNIVERSIDAD DE CHILE FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

MODELACIÓN DE OBSERVACIONES DE GEODESIA MARINA EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN E INVERSIÓN DEL TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO MEDIANTE OBSERVACIONES DE DESPLAZAMIENTO ESTÁTICO

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

JOSÉ ANTONIO MIERES MADRID

PROFESOR GUÍA: JAVIER RUIZ PAREDES

PROFESOR CO-GUÍA: FRANCISCO ORTEGA CULACIATI

MIEMBROS DE LA COMISIÓN: EDUARDO CONTRERAS REYES SERGIO BARRIENTOS PARRA

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por CONICYT y su Departamento de Relaciones Internacionales a través del proyecto USA2012-001; de manera adicional por CONICYT a través de la Beca de Magíster Nacional, Año 2015.

> SANTIAGO DE CHILE ENERO DE 2019

ii

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA POR: JOSÉ ANTONIO MIERES MADRID AÑO: 2019 PROF. GUÍA: SR. JAVIER RUIZ PAREDES

MODELACIÓN DE OBSERVACIONES DE GEODESIA MARINA EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN E INVERSIÓN DEL TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO MEDIANTE OBSERVACIONES DE DESPLAZAMIENTO ESTÁTICO

Este trabajo presenta el procesamiento, análisis y modelamiento de los primeros datos de Geodesia Marina medidos en el margen chileno. El objetivo principal fue desarrollar metodologías de procesamiento y análisis de registros de sensores de presión absoluta del fondo marino (APG), para obtener el campo de desplazamiento vertical del fondo oceánico. Por medio de dichas observaciones se infieren transientes, los cuales se modelan con el fin de estudiar las distintas fases del ciclo sísmico en las zonas de subducción de Chile y Japón. Por medio de tales observaciones se busca entender mejor el comportamiento mecánico del contacto interplaca durante el ciclo sísmico.

Con el fin de procesar los registros de APGs se desarrollaron metodologías para estimar correcciones instrumentales y de marea, además de implementar un algoritmo para convertir la presión del fondo oceánico a desplazamiento vertical del mismo. Por otro lado, para obtener series de tiempo menos ruidosas se estimó el modo común de error por medio de un análisis de componentes principales. Esto permite no sólo estimar robustamente los parámetros asociados a los transientes sino que también la detección de señales más débiles.

Se analizaron dos conjuntos de datos adquiridos durante la fase postsísmica del terremoto de Maule del 2010, $M_w = 8.8$. Los sensores se ubicaron en la región del prisma acrecionario, en la zona norte de ruptura del terremoto. Los períodos de observación, entre 2010-2011 y 2012-2013, permitieron observar transientes sísmicos y asísmicos atribuibles a procesos de deformación tectónicos. Estas observaciones evidencian la heterogeneidad del comportamiento mecánico del contacto interplaca, lo que se atribuye a diferencias en el régimen de fricción.

Se analizaron registros de APG proporcionadas por investigadores japoneses de la Universidad de Tohoku, medidos en la zona norte de la ruptura del megaterremoto de Tohoku-Oki del 2011, $M_w = 9.0$. Se estudió el mayor precursor de este, el terremoto de Sanriku-Oki del 2011, $M_w = 7.3$, gatillado dos días previo a este. Las metodologías de análisis y procesamiento antes descritas permitieron una estimación precisa y robusta de los desplazamientos cosísmico y postsísmico asociadas al precursor. Con tales estimaciones se obtuvo un modelo del proceso de ruptura que incorpora datos de GPS, strong motion y telesísmico, posibilitando analizar el rol del precursor en la nucleación del terremoto de Tohoku.

Finalmente, se diseñó una metodología para invertir el tensor de momento sísmico completo y deviatórico, utilizando observaciones cosísmicas del desplazamiento estático. Se analizaron datos de los terremotos de Tocopilla del 2007, $M_w = 7.7$; de Sanriku-Oki del 2011, $M_w = 7.3$ y de Iquique del 2014, $M_w = 8.1$. Se muestra que a partir de cierta magnitud la aproximación de fuente puntual no es válida y que datos de Geodesia Marina permiten constreñir mejor las soluciones.

iv

"Ahora que quizás, en un año de calma, piense: la poesía me sirvió para esto: no pude ser feliz, ello me fue negado, pero escribí. [...] Estuve enfermo, sin lugar a dudas y no sólo de insomnio, también de ideas fijas que me hicieron leer con obscena atención a unos cuantos psicólogos, pero escribí y el crimen fue menor, lo paqué verso a verso hasta escribirlo, [...] Porque escribí no estuve en casa del verdugo ni me dejé llevar por el amor a Dios ni acepté que los hombres fueran dioses ni me hice desear como escribiente ni la pobreza me pareció atroz ni el poder una cosa deseable ni me lavé ni me ensucié las manos ni fueron vírgenes mis mejores amigas ni tuve como amigo a un fariseo ni a pesar de la cólera quise desbaratar a mi enemigo. Pero escribí y me muero por mi cuenta, porque escribí porque escribí estoy vivo."

Enrique Lihn, Porque escribí.

A Gustavo Alejandro Mieres Urquieta, gracias a quién dejé de soñar en lo que no hice. A ti querido tío, con amor y porque nunca es tarde, dedico este trabajo de tesis.

vi

Agradecimientos

Agradezco a la Comisión Nacional de Ciencia y Tecnología (CONICYT), la cual a través de su Departamento de Relaciones internacionales y del proyecto USA2012-001, financió mi estadía en la *Scripps Institution of Oceanography*. Adicionalmente, CONICYT financió parcialmente mis estudios de postgrado a través de la Beca de Magíster Nacional, año 2015.

Agradezco a mi familia por su cariño y apoyo incondicional. A mi madre Marianela por su afecto a veces insoportable pero no por ello menos gratificante; por su templanza, afabilidad y buen humor; por heredarme su amor a la literatura, gracias a lo que he podido escribir este trabajo con mayor facilidad. A mi padre Aquiles por su humildad y tenacidad; por no titubear en apoyarme y jamás guardarse un gesto de afecto en los momentos duros. A mis hermanos Camilo, Javiera y Pedro por apañarme, aguantarme y hacer todo más llevadero. A mi tío Felipe por todo el apoyo, especialmente en el último tiempo. A todos ustedes, no saben cuánto los amo.

A la primeidad: Jacobo, Víctor, Humberto. Les agradezco toda la compañía y buenos momentos durante estos años en Santiago y a los Mieres Madrid (los verdaderos) pues han sido como una segunda familia. Los quiero un montón. A mis amigos, los *boogiewonders* por tantas batallas, penas y alegrías juntos. Los mencionaría a todos, pero claro que no lo merecen. Bruno, Simono, Leca, Germán, Ñato, Charly, Astu, Palomo, Cata, Catalinda, Chopi, Savi, Pizi, Ariel, Phillippe, les quiero. A mis amigos beauchefianos incondicionales, Miyagui y Cara, los quiero cabros. A les amigues del DGF, gracias por hacerme sentir tan querido. Seba Obando, Alejandro Sebastián Carrasco, Nikki, Seba Arriola, Esteban el *backstreet boy* chileno, Jose Hernández, Stefano, Efraín Rivera, Dani Calle, Dani Montecinos, Vale Reyes, Vale Becerra, Valeria Cortés, Renzo, Chris Siegel, Jojeda, Daniel Cabrera, Gustavo, Miguel, Tati, Paz vegana y todos!

Agradezco a Eduardo Contreras por todas la oportunidades y experiencias como alumno, partiendo por este trabajo; por compartir sus anécdotas doctorales y académicas. A la bancada de académicos jóvenes, entre quienes sumo a Eduardo, Daniel Díaz y Andrei Macksymowicz, gracias por la buena onda, la simpatía y las risas!

Agradezco a mis profesores guías Javier Ruiz y Pancho Ortega por el conocimiento y ayuda pero sobre todo por su comprensión, paciencia y motivación. Han sido un soporte mucho más que académico, sin ustedes, este trabajo no tendría ni pies ni cabeza. Calidad humana pura. También agradezco a C. Dave Chadwell quién con humildad, paciencia y desinterés me proporcionó los conocimientos necesarios para partir con este trabajo. Agradezco a Anne Tréhu a quien tengo especial cariño por permitirme colaborar con ella y proporcionarme una excelente estadía en su hogar durante mi visita a Corvallis.

Finalmente, agradezco a Beatriz, quien llegó en el mejor momento. Te agradezco por compartir tu cariño, apañarme y darme ánimos en la recta final; por compartir las puteadas, las alegrías y las beícosas, por darme un pedazo de tu tiempo. "Lo bueno se hace importante y mejor cuando es compartido". Te amo Beatriz ... pero de verdad.

Tabla de Contenido

	Intr	oducci	lón	1
1	Intr 1.1 1.2 1.3	oducci Antece Objeti Estruc	ón edentes	1 1 3 3
2	Mai	rco con	nceptual	5
	2.1	Introd	ucción	5
	2.2	El cicl	o sísmico	5
		2.2.1	Fase intersísmica	6
		2.2.2	Fase cosísmica	7
		2.2.3	Fase Postsísmica	7
3	Geo	desia 1	Marina: métodos e instrumentación	11
	3.1	Introd	ucción	11
	3.2	Motiva	ación y desarrollo	11
	3.3	Técnic	as de observación	12
		3.3.1	Acoustic ranging	13
		3.3.2	Otras técnicas	16
	3.4	Sensor	es de presión APG	17
		3.4.1	Funcionamiento de un APG	17
		3.4.2	Características instrumentales	19
		3.4.3	Fuentes de ruido en sensores APG	20
4	Met	odolog	gía de procesamiento y análisis de observaciones APG	22
	4.1	Introd	ucción	22
	4.2	Ecuaci	ión hidrostática	22
	4.3	Model	amiento de Mareas oceánicas	25
		4.3.1	Teoría de mareas	25
		4.3.2	Correción de los registros APG por mareas oceánicas	28
	4.4	Efecto	de Barómetro Invertido	30
	4.5	Superf	icie instántanea del oceáno	31
		4.5.1	Análisis de Componentes Principales (PCA)	31
	4.6	Estruc	tura de densidad en el océano	35
		4.6.1	Ecuación de estado	35
		4.6.2	Sondajes de conductividad, temperatura y profundidad	35

5	Chi	le-PEPPER: observaciones de Geodesia marina, entre los 34-35 °S,
	en l	a zona de ruptura del terremoto de Maule 2010, Mw=8.8 38
	5.1	Introducción
	5.2	Antecedentes y objetivos
		5.2.1 Antecedentes y marco tectónico
		5.2.2 Objetivos
		5.2.3 Experimento v datos
	5.3	Procesamiento de datos
		5.3.1 Decimación $\dots \dots \dots$
		5.3.2 Respuesta v deriva instrumental
		5.3.3 Estimación del modo común de error
	5.4	Resultados, análisis y discusión 48
	0.1	5.4.1 Análisis de la Densidad de Potencia Espectral (PSD) de observaciones
		de APG
		5.4.2 Señal espuria de período largo 50
		5.4.3 Análisis de transientes de desplazamiento
	5.5	Conclusiones 54
	0.0	
6	CEI	RS: observaciones de Geodesia marina, entre los 34.5°-35.5 °S, en la
	zona	a de ruptura del terremoto de Maule 2010, Mw=8.8 56
	6.1	Introducción
	6.2	Antecedentes del experimento y objetivos
		$6.2.1$ Objetivos $\ldots \ldots 57$
		6.2.2 Experimento v datos
	6.3	Procesamiento
		6.3.1 Remuestreo de datos
		6.3.2 Algoritmo iterativo para la estimación de parámetros
		6.3.3 Resultados de la inversión de especies armónicas de marea y deriva
		instrumental $\ldots \ldots \ldots$
		6.3.4 Conversión de presión a profundidad del fondo oceánico
	6.4	Análisis del campo de desplazamiento vertical
	-	6.4.1 Transientes de deformación
	6.5	Modelamiento elástico
		6.5.1 Modelamiento directo
		6.5.2 Inversión bayesiana de las coordenadas del centroide
	6.6	Discusión v conclusiones 77
	0.0	
7	San	riku-Oki: Observaciones de Geodesia marina en el mayor precursor
	\mathbf{del}	Mega-terremoto de Tohoku-oki, 11 de marzo del 2011, Mw=9.0 79
	7.1	Introducción
	7.2	Antecedentes sismotectónicos y objetivos
		7.2.1 Antecedentes sismotectónicos
		7.2.2 Objetivos
	7.3	Procesamiento de los datos APG
	7.4	Resultados
	7.5	Discusión y conclusiones

8	Mo	lelamiento del tensor de momento sísmico mediante observaciones de	
	geo	lesia marina y terrestre	92
	8.1	Introducción	92
	8.2	Solución del problema directo	93
		8.2.1 Teoremas de Elasto-estática	93
		8.2.2 Funciones de Green en un semi-espacio elástico, isótropo y homogéneo	94
		8.2.3 Cálculo de los desplazamientos estáticos	96
		8.2.4 Comparación con Okada 1992	98
	8.3	Problema inverso	99
		8.3.1 Tensor de momento completo	100
		8.3.2 Tensor de momento deviatórico	101
		8.3.3 Algoritmo de <i>qrid search</i>	102
	8.4	Pruebas numéricas con datos sintéticos	102
		8.4.1 Inversión del tensor de momento sísmico completo en una red densa v	
		equiespaciada de estaciones	102
		8.4.2 Inversión del tensor de momento sísmico completo y posición del cen-	
		troide en una red densa y equiespaciada de estaciones.	105
		8.4.3 Inversión del tensor de momento sísmico (completo y deviatórico) y	
		de la posición del centroide en una red artifical de estaciones en un	
		ambiente de subducción	107
		8.4.4 Inversión del tensor de momento sísmico y el centroide a partir de datos	
		sintéticos generados usando una falla finita	115
	8.5	Casos de estudio: Inversión del tensor de momento sísmico usando datos reales	3 119
		8.5.1 Parámetros de la inversión	119
		8.5.2 Tocopilla 2007, $M_w = 7.7$	120
		8.5.3 Sanriku-oki 2011, $\mathbf{M}_{\mathbf{w}} = 7.3$	125
		8.5.4 Iquique 2014, $M_w = 8.1$	127
	8.6	Conclusiones	131
	C		101
	Con		131
		8.6.1 Perspectivas para el establecimiento de una red sismogeodesica marina	100
	נוים	de caracter permanente	133
	BIDE		133
\mathbf{A}	Ane	xos procesamiento y resultados de registros de presión	145
	A.1	Anexos Capítulo 5: Observaciones de APGs del proyecto Chile-PEPPER, te-	
		rremoto de Maule del 2010, $M_w = 8.8$	145
		A.1.1 Figuras	145
	A.2	Anexos Capítulo 6: Observaciones de APGs del proyecto CERS, terremoto de	
		Maule del 2010, $Mw = 8.8$	148
		A.2.1 Tablas	148
		A.2.2 Figuras	152
	A.3	Anexos Capítulo 7: Observaciones del terremoto de Sanriku-Oki 2011, $M_w =$	
		7.3, Japón	160
		A.3.1 Figuras	160
		A.3.2 Tablas	160

В	Mét	odos i	nversos: mínimos cuadrados	161
	B.1	Introd	ucción	161
	B.2	Proble	ema inverso lineal	161
		B.2.1	Mínimos cuadrados simples	162
		B.2.2	Mínimos cuadrados con pesos	162
		B.2.3	Información a priori	163
	B.3	Proble	ema inverso no lineal	164
	B.4	Enfoq	ue Bayesiano del problema inverso	164
		B.4.1	Distribución a posteriori de los parámetros del modelo	165
\mathbf{C}	El t	ensor	de momento sísmico	167
	C.1	Teoría	de elasticidad infinitesimal lineal	167
		C.1.1	Ecuación de Movimiento	167
		C.1.2	Ley de Hooke generalizada	168
	C.2	Teorer	na de Representación	168
		C.2.1	Teorema de representación de fuentes sísmicas	169
	C.3	Deriva	ción del tensor de momento sísmico	169
		C.3.1	Descripción por medio de dislocaciones	169
		C.3.2	Descripción por medio de una distribución de fuerzas	170
	C.4	Descor	mposición del tensor de momento	172
		C.4.1	Fuentes Doble-cupla	172
		C.4.2	Descomposición de una fuente puntual general	172
		C.4.3	Descomposición de la parte deviatórica del tensor de momento	172
		C.4.4	Comparacion con Okada	173
	C.5	Tests 1	numéricos	175
		C.5.1	Inversión con centroide fijo en una red densa y equiespaciada de estacione	es175
		C.5.2	Inversión del tensor de momento sísmico completo y posición del cen-	
			troide en una red densa y equiespaciada de estaciones	176
		C.5.3	Inversión del tensor de momento sísmico (completo y deviatórico) y de	
			la posición del centroide en una red artificial de estaciones	176
		C.5.4	Inversión del tensor de momento sísmico y el centroide a partir de fatos	
			sintéticos generados con una falla finita rectangular y slip uniforme.	179
	C.6	Casos	de estudio: inversión del tensor de momento usando datos reales \ldots	182
		C.6.1	Tocopilla 2007, $\mathbf{M}_{\mathbf{w}} = 7.7$	183
		C.6.2	Sanriku-oki 2011, $\mathbf{M}_{\mathbf{w}} = 7.3$	185
		C.6.3	Iquique 2014, $\mathbf{M}_{\mathbf{w}} = 8.1$	187

Índice de Tablas

3.1	Características Digiquartz®especificadas por el fabricante. La exacti-	
	tud, precisión y resolución del sensor se indican en función del rango completo	
	de medición	19

4.1	Especies armónicas de las mareas parciales . En la primera y segunda columna se indica el constituyente de marea y su notación. En las columnas siguientes se indican los números de Doodson, Amplitud de marea y Período asociados a una especie determinada. Modificado de (Stewart, 2008) y (Balmforth et al., 2004)	28
4.2	Frecuencias astronómicas fundamentales . En la primera columna se in- dica el período de las frecuencias astronómicas fundamentales y a continuación una descripción con el elemento celeste al que se le asocia su origen	28
5.1	Ubicación y características instrumentales APGs Chile-PEPPER. En las columnas se indican las coordenadas de los instrumentos, fechas de inicio y término y tasa de muestreo de cada estación.	43
8.1	Parámetros para cálculo desplazamientos estáticos.	96
8.2	Resultados inversión del tensor de momento sísmico en grilla equies- paciada. Se muestran tres casos usando varianzas distintas, indicándose en la primera columna aquella utilizada en las componentes horizontales. En las otras columnas se muestran M_o el momento sísmico escalar, el mecanismo focal (<i>strike,dip</i> y <i>rake</i>), porcentaje de las componentes ISO, DC y CLVD (<i>Com- pensated Linear Vector Dipole</i>), y el mecanismo obtenido. Para este último se grafica la parte deviatórica del tensor.	105
8.3	Resumen de los resultados de la inversión asumiendo un tensor de momento sísmico completo. Se usan distintas configuraciones de redes de APGs y GPSs, las que se indican en las columnas. Los parámetros que se muestran en las filas de la tabla son el momento sísmico escalar (M_o) , la geometría de la fuente (<i>strike</i> , <i>dip</i> y <i>rake</i>) y los porcentajes de las componentes de la descomposición del tensor: ISO, DC y CLVD	114
8.4	Resumen de los resultados de la inversión asumiendo un tensor de momento sísmico deviatórico. Leyenda idéntica a la de la tabla 8.3	114
8.5	Resumen de la inversión del tensor completo y deviatórico usando datos sintéticos generados con una fuente finita con un momento escalar de $M_o = 10^{20}$ Nm ($M_w = 7.3$). Los parámetros que se muestran en las filas de la tabla son el momento sísmico escalar (M_o), la geometría de la fuente (<i>strike</i> , <i>dip</i> y <i>rake</i>) y los porcentajes de las componentes de la descomposición del tensor: ISO, DC y CLVD. En las columnas se indican el tensor que representa mejor a la fuente finita, la solución de mínimos cuadrados asumiendo tensor completo y la que se obtiene al asumir un tensor deviatórico.	117
8.6	Resumen de la inversión del tensor completo y deviatórico usando datos sintéticos generados con una fuente finita con un momento escalar de $M_o = 10^{21}$ Nm ($M_w = 8.0$). La leyenda es idéntica a la de la tabla 8.5	117

8.7	Resumen de la inversión del tensor completo y deviatórico para el	
	terremoto de Tocopilla del 2007, $M_w = 7.7$. Los parámetros que se mues- tron on los filos de la tabla son el momento sígmico escalar $(M_{\rm e})$ la gramatica	
	tran en las mas de la tabla son el momento sismico escalar (M_o) , la geometria de la fuente (atrika, din y raka) y los percentajos de las componentes de la	
	descomposición del tensor: ISO DC y CLVD En las columnas se indican el	
	tensor publicado por el gCMT para este sismo la solución de mínimos cua	
	drados asumiendo tensor completo y la que se obtiene al asumir un tensor	
	deviatórico	124
88	Resumen de la inversión del tensor completo y deviatórico para el	121
0.0	terremoto de Sanriku-oki del 2011. $M_{\rm rr} = 7.3$. Los parámetros que se	
	muestran en las filas de la tabla son el momento sísmico escalar (M_{α}) . la	
	geometría de la fuente (<i>strike</i> , <i>dip</i> y <i>rake</i>) y los porcentajes de las componentes	
	de la descomposición del tensor: ISO, DC y CLVD. En las columnas se indican	
	el tensor publicado por el gCMT para este sismo, la solución de mínimos	
	cuadrados asumiendo tensor completo y la que se obtiene al suponer un tensor	
	deviatórico.	124
8.9	Resumen de la inversión del tensor completo y deviatórico para el	
	terremoto de Iquique del 2014, $M_w = 8.1$. Los parámetros que se muestran	
	en las filas de la tabla son el momento sísmico escalar (M_o) , la geometría	
	de la fuente (<i>strike</i> , <i>dip</i> y <i>rake</i>) y los porcentajes de las componentes de la	
	descomposición del tensor: ISO, DC y CLVD. En las columnas se indican	
	el tensor publicado por el gUMT para este sismo, la solucion de minimos	
	deviatórico	120
		130
A.1	Coordenadas de las estaciones del Proyecto CERS: Código, ubicación	
	(latitud, longitud) y profundidad de los sitios de la red de Geodesia marina	
	(sensores APGs) en el experimento CERS	148
A.2	Constituent estimation. Constituent names and their respective periods (1 st 2 nd columns)	
	at station bpr001(T_1). Estimated Amplitudes and phase lags are shown in the 3 rd and 5 th	
1.0	columns and the corresponding 95% confidence intervals displayed in columns 4 and 6	149
A.3	Constituent estimation. Constituent names and their respective periods $(1^{st} \text{ and } 2^{ind})$	
	columns) at station vsm001(T_2). Estimated Amplitudes and phase lags are shown in the	
	3^{10} and 5^{10} columns and the corresponding 95% confidence intervals displayed in columns	150
A 4	4 and 0	190
A.4	Estimated values for instrumenta drift model parameters $(A_1, A_2, A_3 \neq A_4)$. For each site $0.5 \% (2, \sigma)$ confidence intervals are shown	151
15	For each site $95.70(2-6)$ confidence intervals are shown	101
A.9	28 th March 2010 soismic ovent. Source characteristics according to different	
	agencies are shown	151
A 6	Magnitude location and focal mechanism if available for the Constitucion	101
11.0	14 th February 2011 seismic event. Source characteristics according to different	
	agencies are shown	151
A.7	Maximum Likelihood (MAP) solutions and confidence intervals (95%) deter-	-~+
	mined from the marginal a posteriori distributions are shown. This confidence	
	intervals enclose a 95% of the area of the distribution and thus is likely that	
	the true model lies inside the intervals	151

A.8	Estimaciones del desplazamiento cosísmico (Δu_{co}) y afterslip ($\Delta u_{afterslip}$) Sanriku-	
	oki 2011, $M_w = 7.3$. En la segunda y tercera columna se muestran los desplazamientos	
	cosísmicos estimados y sus respectivos intervalos de confianza, del mismo modo, en las co-	
	lum nnas 3 y 4 se indica la estimación de afters lip en cada estación	160
C.1	Características de la grilla 2D de cálculo de los desplazamientos. Se	
	muestra el largo, l_x , y ancho l_y , así como el número de puntos de la grilla n_x	
	y n_y , en la dirección x e y respectivamente	175
C.2	Niveles de ruido para cada uno de los tres casos estudiados	176
C.3	Características de la grilla de cálculo de los desplazamientos. Test	
	para la inversión del tensor de momento utilizando un algoritmo de tipo grid	
	search. Se muestra el largo, l_x , y ancho l_y , así como el número de puntos de la	
	grilla n_x y n_y , en la dirección x e y respectivamente	176
C.4	Parámetros de fuente pruebas numéricas con datos sintéticos. Tabla	
	con los parámetros de fuente (latitud, longitud y profundidad de fuente) de los	
	mecanismos escogidos (strike, dip y rake) para generar datos sintéticos para	
	un sismo interplaca, outer-rise e intraplaca de magnitudes, M8.0, M7.3 y M6.7,	
	respectivamente.	176
C.5	Modelo de velocidad 1-D Husen et al. (1999)	182

Índice de Ilustraciones

15

16

3.4	Esquema de un sensor APG. Dentro de una cámara al vacío, recubierta por una	
	carcasa metálica, se encuentra el manómetro de Bourdon. Este último consiste en un	
	tubo metálico con forma de J, donde el sensor de presión se encuentra en el extremo	
	de la parte curva del tubo. A su lado se ubica un sensor de temperatura que se utiliza	
	para la corrección de los registros. La presión del agua se ejerce sobre el extremo	
	exterior del tubo en una espiral, la cual en su interior contiene aceite para evitar la	
	corrosión de las componentes internas del sensor. Modificado de Paroscientific (2011)	17
3.5	Esquema cristal de cuarzo. Se muestra el montaje del oscilador de cuarzo. En	
0.0	su superficio se disponen electrodes para forzar el cristal a su modo fundamental de	
	su superincie se disponen electrodos para forzar el cristar a su modo fundamentar de	
	vibración. Los paneles de excitación sintónizan la frecuencia del circuito con la de la	10
9.0	placa plezoelectrica. Modificado de Paroscientific (2011)	10
3.0	Densidad de potencia espectral de registros OBPs obtenidos me-	
	diante APGs. La curva azul y verde corresponde a la densidad de potencia	
	espectral o PSD (<i>Power Spectral Density</i>) de sensores adecuados para operar	
	a 2000 m y 4000 m de profundidad respectivamente. Modificado de Webb and	
	Nooner (2016)	21
11		
4.1	Presion oceanica. Con las nechas rojas se ilustra los movimientos de la supernicie oceani-	
	ca instantanea $\eta(\mathbf{x}, t)$ debido a los renomenos que la modifican. Estos son principalmente:	
	mareas oceanicas, carga atmosferica y forzamiento de viento o de inestabilidades gravitacio-	
	nales. El datum vertical se denota con z_o y corresponde al MSL. Con línea punteada azul se	
	muestra la profundidad del fondo marino z_s . En línea punteada roja se muestra un ejemplo	
	de la estructura vertical de la densidad potencial $\rho(z,t)$ que varía en profundidad y en el	~ (
	tiempo. Modificado de Phillips (2006) \ldots	24
4.2	Potencial gravitatorio de mareas. En la figura se muestra la tierra sujeta al potencial	
	gravitacional de un cuerpo celeste. Este último causa deformación del océano por medio	
	de gradientes en la fuerza centrífuga y gravitatoria. Las flechas indican las aceleraciones	
	centrífuga, de gravedad y residuales de marea de acuerdo a la leyenda en la figura. Modificado	
	de Lowrie (2007) y Stewart (2008) $\ldots \ldots \ldots$	25
4.3	Espectro de amplitud de presión en las bandas de frecuencia (a) semidiurna y	
	(b) diurna. Registros obtenidos por APGs en la zona de ruptura del terremoto de Maule	
	2010. Con línea segmentada negra se indica la especie armónica con el mayor contenido de	
	energía en el registro, mientras que con la línea segmentada verde se indican el resto de las	
	especies en la banda correspondiente. Para cada armónico se indica al costado izquierdo de la	
	línea segmentada la nomenclatura pertinente, por ejemplo, M_2, S_2, K_2, K_1 (ver nomenclatura	
	en la tabla 4.1). \ldots	27
4.4	Registro de OBP Japón. En el panel de arriba se muestra una serie de tiempo de presión	
	antes de realizar la corrección por marea. En zoom se muestra una ventana de 50 días para	
	destacar su modulación de amplitud. En el panel de abajo se muestra la misma serie de	
	tiempo una vez restada la contribución de mareas oceánicas, las que han sido estimadas por	
	medio de BAVTAP-C (Tamura et al. 1001) en donde se observa claramente la señal de	
	desplazamiente vertieel producide por un terromoto	20
15	Descomposición en unlong singulares (SVD) none el coso de mais a Estructure de	29
4.0	Descomposición en valores singulares $(S \vee D)$ para el caso de $m > n$. Estructura de	
	las matrices que componen la descomposición de valores singulares. En el lado derecho los	9 A
1.0	segmentos pintados en bianco corresponden a los segmentos de la matriz que son nulos .	34
4.0	Analisis de Componentes Principales. Descomposición de modos ortogonales de la	n /
	matriz de observaciones.	34

4.7Sondaje CTD. Los datos corresponden a sondajes realizados el en verano del 2017, durante la expedición AT37-09 en el R/V Atlantis, en un experimento de Geodesia Marina situado alrededor de los 21.0°S. En cada panel se indica la variable de estado (Temperatura, salinidad, conductividad y anomalía de densidad) medida a la presión indicada (profundidad) en la columna de agua. Cada línea sólida de color representa un sondaje en una ubicación distinta del área de estudio. El instrumental sufrió algunos problemas durante el experimento, 36 5.1Terremoto del Maule 2010 M_w =8.8. Mapa de la zona de ruptura de Maule 2010, en la que se enmarca el área de estudio (rectángulo con línea negra segmentada). En ambos paneles (a) y (b), se muestra la distribución de slip obtenida por Yue et al. (2014) y en línea azul se muestra el límite oriental del prisma de acreción (Contreras-Reyes et al., 2010). En el panel de la izquierda se muestran los tensores de momento del GCMT durante el primer mes posterior al terremoto, con elipses blancas y negra en línea punteada sismos de tipo Outer rise e intraplaca sobre la litósfera continental. En el panel de la derecha se indica la 405.2Mapa APGs. Ubicación de los sitios de medición en el proyecto Chile-PEPPER. Los cuadrados rojos simbolizan los sitios equipados con DPGs (Differential Pressure Gauge) mientras que los blancos corresponden a las estaciones equipadas con APGs (Absolute Pressure 42Gauge). Se utilizó la batimetría publicada por Weinrebe and Hasert (2015) 5.3Respuesta instrumental APGs. En el panel de arriba y con línea roja se indica la ganancia mientras que en el panel de abajo y en línea azul se indica el espectro de fase (sin desenvolver o *unwrapped*). Demarcado con rectángulos transparentes de color gris se 45muestra la banda de frecuencias atenuada por el filtro *antialiasing* que se aplicó a los datos. 5.4Series de tiempo sin marea y ajuste de señal de período largo. En los paneles de la izquierda se muestran los registros de las estaciones APG que operaron sin defectos instrumentales evidentes: CP01, CP04 y CP10. Para cada señal se ha removido la contribución de mareas por medio del modelo TPX08. Con línea segmentada negra se adjunta el ajuste de una señal de período largo modelada mediante b-splines cúbicos. En los paneles de la 46 5.5**Registros de presión finales.** En los datos que se exhiben en colores se muestran las series de tiempo una vez removida la deriva instrumental. Además en cada panel y con línea negra se muestran los datos descontando una estimación del modo común de error (Primera 47PSDs registros de presión. En escala de color se muestra la PSD calculada mediante el 5.6método de Welch para cada uno de los días escogidos (día juliano y año respectivo indicados en formato ddd-yy). Mientras que los registros en las estaciones CP01, CP04 y CP10 son 49bastante coherentes se observa un mal desempeño instrumental de los sitios CP02 y CP03. 5.7Estimación de desplazamientos equivalentes de la deriva de período largo. En flechas rojas se indica el desplazamiento vertical de las estaciones, inferido por medio de los registros de presión. Los números sobre cada flecha indican el orden en que se observa el 50Transiente de desplazamiento APGs Chile-PEPPER. Evento A. A las 23:05 UTC 5.8del 10 de mayo del 2012 se observa un transiente del tipo escalón, es decir, instantáneo para la tasa de muestreo del registro. En cada panel se muestra el desplazamiento vertical de los instrumentos. En línea negra segmentada se muestra el ajuste de mínimos cuadrados para 52cada sensor, con desplazamientos estimados en -1.06 cm, 0.66 cm y 0.32 cm.

5.9	Transiente de desplazamiento APGs Chile-PEPPER. Evento B. A las 19:40 UTC del 17 de junio del 2012 se observa un desplazamiento gradual con duración de \approx 4.00h. En los paneles se muestran las series registradas por cada instrumento y en línea negra segmentada se indica el ajuste de mínimos cuadrados respectivo. Los desplazamientos estimados son -1.65 cm, -1.67 cm y 2.95 cm, siguiendo los paneles de arriba a bajo	52
5.10	Transiente de desplazamiento APGs Chile-PEPPER. Evento C. El 06 de enero del 2013 aparece un transiente complejo en las series de tiempo del desplazamiento. En él parece distinguirse la superposición de dos fenómenos, los que no logran modelarse de forma adecuada. La señal completa tiene una duración de aproximadamente dos semanas	53
6.1	Mapa del centro-sur de Chile y área de estudio del proyecto CERS. El mapa de color muestra la batimetría de alta resolución compilada por Weinrebe and Hasert (2015). En diamantes blancos se indica la ubicación de los sensores APG y con una estrella roja la del epicentro del terremoto del 27 de febrero del 2010, $M_w = 8.8$ (CSN). Se gráfica además la sismicidad obtenida del catálogo del CSN ($M_w \ge 4.0$) en el período 2010/03/01-2011/03/31, los puntos negros representan la sismicidad previa a la instalación de los APGs y los puntos blancos la que ocurrió durante el transcurso del experimento. En puntos azules se indica la sismicidad ($M_w < 4.0$) que fue detectada por la red del CSN	58
6.2	Series de tiempo residuales para los sensores (a) BPR001 (T1) y (b) VSM01 (T2). En el panel superior se muestra la serie de tiempo de presión una vez removida las mareas, con línea segmentada negra se grafica la serie predicha con los parámetros estimados para el modelo de deriva. En el panel del medio e inferior se muestran la serie de tiempo removiendo sólo la deriva instrumental y restando el resto de transientes respectivamente. Notar que la escala vertical está en unidades de presión.	63
6.3	Series de tiempo de elevación del fondo oceánico. Panel superior: Elevación del fondo oceánico en los sitios de medición BPR001 y VSM00, los que se indican en rojo y azul respectivamente. Panel inferior: Diferencia en la elevación del sitio BPR001 (T_1) con respecto a VSM001 (T_2) .	64
6.4	Desplazamiento vertical del fondo marino. a) En el panel superior se muestran el desplazamiento vertical en los sensores BPR001 (T_1) y VSM001 (T_2) , con línea sólida roja y azul respectivamente. Las líneas punteadas en cada serie de tiempo muestran la tendencia de los registros. En el panel inferior, con línea negra, se muestra la elevación relativa de T_1 respecto a T_2 en el período señalado. La línea punteada roja muestra los datos predichos mediante una estimación de mínimos cuadrados según el modelo descrito en el texto principal b) Las leyendas las mismas que en a) salvo que en el panel inferior de la presente, se indican con letras B, C D y E los transientes de deformación descritos en el texto principal. Las circunferencias de color azul señalan episodios subsidencia y las de color rojo de alzamiento.	68
6.5	Sismicidad del catálogo del CSN durante la operación de la red temporal de APGs. En cada subfigura (a)-(e) se muestra la sismicidad correspondiente al período indicado, el cual se halla asociado a cada uno de los transientes de deformación descritos en el cuerpo principal. En puntos grises se han graficado los sismos con $M < 4.0$ mientras que la sismicidad $M \ge 4.0$ se ha graficado con la escala de color indicada bajo cada panel. Los diamantes blancos son las estaciones APG y la escala de color en las barras sirve para identificar la evolución temporal de la sismicidad	70
6.5	Cont	71

- 6.6 Funciones de distribución marginales para el sismo de Cobquecura, $M_w = 6.0$, 28 de marzo del 2010. En cada panel se indica la fdp 2D a posteriori, para cada combinación de coordenadas en pares ((lon, lat), (lat, z), (lon, z)). La escala de colores muestra la verosimilitud escalada a su valor máximo. El círculo amarillo corresponde a la estación T1; las estrellas roja, celeste y amarilla corresponden a los hipocentros del GCMT, CSN y NEIC respectivamente, siendo estas últimas dos puestas en transparencia pues están levemente fuera del mapa a profundidad de 21.5 y 20.0 km respectivamente. El diamante azul corresponde al modelo \mathbf{m}_{MAP} . La línea segmentada negra corresponde a la fosa y las líneas de contorno grises a la profundidad de la interfaz de subducción de acuerdo al SLAB1.0 756.7Marginales 1D sismo de Cobquecura, $M_w = 6.0$, 28 de marzo del 2010. Se muestran las distribuciones marginales de las coordenadas del centroide (lon, lat y z_s) de modo tal que en la abscisa se grafica una medida normalizada de $\mathcal{L}(\mathbf{m})$. La constante de normalización 756.8 Funciones de distribución marginales sismo de Constitución, $M_w = 6.3$, 14 de febrero del 2011. La leyenda de esta figura es idéntica a la de la figura 6.6. 76

- 7.5 Sanriku-oki: predicción series de tiempo de desplazamiento. Se muestran las series de tiempo originales (en color) y las predicciones obtenidas (línea sólida negra) en cada estación, al re-estimar los parámetros mediante sustracción de un ruido de modo común o CME (*Common Mode Error noise*) descrito en la sección de procesamiento. Las unidades de desplazamiento están en cm y el tiempo se muestra en días desde el 01/01/2011. . . .
- 7.6 Sanriku-oki: mapa de desplazamiento vertical del cosísmico y *afterslip*. a) Las flechas rojas corresponden a los desplazamientos cosísmicos estimados en las estaciones APG, las cuales se señalizan con pentágonos amarillos. La batimetría se muestra con líneas negras las curvas de nivel intercaladas cada 1000 m. El frente indicado con triángulos corresponde a la fosa de Japón. b) Idéntico a a) salvo que las flechas representan el total de desplazamiento *postsísmico* de cada estación, acumulado entre el 9 y 11 de marzo del 2011.
- 7.8 Distribución de *slip* cosísmico para el terremoto de Sanriku-oki obtenido por Ruiz et al. (2018). Se muestra la distribución espacial de los desplazamientos cosísmicos en escala de colores (cm) obtenidos mediante un método de inversión cinemático que incorpora datos sismológicos y geodésicos, incluyendo las estimaciones de APG presentadas en este capítulo. Los círculos blancos corresponden a la sismicidad, con profundidad \leq 60 km, localizada por la JMA(M_{JMA} \geq 1.5) en el período transcurrido entre el precursor y mainshock. Las curvas de nivel en azul corresponden al modelo de *slip* de Minson et al. (2014) para el terremoto de Tohoku-oki. Los contornos en gris representan la interfaz de subducción de acuerdo al modelo de SLAB1.0 (Hayes et al., 2012) y las curvas de nivel se intercalan cada 10 km. La línea punteada corresponde a la fosa de Japón. Las estrellas azul y roja corresponden a los epicentros del mainshock y precursor respectivamente.
- 8.1 Sistema coordenado utilizado para el cálculo de los desplazamientos estáticos. Sistema de coordenadas de Okada (1992), modificado del artículo del mismo autor. Se indica el sistema coordenado de mano derecha que se ha usado, donde x_i son las coordenadas del punto de observación y (ξ_1, ξ_2, ξ_3) son las coordenadas de la aplicación de una fuerza puntual e impulsiva de magnitud F. La fuerza ubicada $(\xi_1, \xi_2, -\xi_3)$ corresponde a una fuerza imagen. 95

89

88

- 8.8 **Distribución de estaciones utilizada para la red artificial**. En diamantes rojos se indican las estaciones de GPS terrestres que pueden tener 2 o 3 componentes y en círculos morados se indican las estaciones de APG. Las líneas sólidas negras corresponden a las curvas de nivel de la batimetría cuya profundidad se haya en el rango de los 1000-6000 m. El mecanismo focal mostrado en la figura corresponde al sismo que se usó para la generación de datos sintéticos, el que corresponde a un sismo interplaca. El centroide del sismo se indica en el extremo de la línea negra que está más lejano al mecanismo focal. 108
- 8.10 Inversión del tensor de momento sísmico usando observaciones de sensores APGs. Soluciones del mecanismo focal en profundidad. En los paneles de la izquierda se grafica el misfit y mecanismo focal asociados a la solución que minimiza localmente el error dad una profundidad. En los panel de la derecha se grafica con diamantes azules y línea segmentada la magnitud versus profundidad, asociadas a la solución antes descrita. Los paneles de arriba y abajo son los resultados de la inversión del tensor completo y deviatórico respectivamente. En los cuatro paneles los símbolos de color amarillo, diamante y mecanismo focal, muestran el mecanismo focal del tensor a estimar. La profundidad de la fuente se fijó en 25 km.
- 8.11 Inversión del tensor de momento sísmico usando observaciones de sensores APGs y GPS3d. Solución del tensor de momento sísmico (a) completo y (b) deviatórico. El mapa de colores representa el misfit graficado en una grilla que muestra en escala de colores cálidos el logaritmo del misfit a la profundidad en la que se obtiene la solución que minimiza globalmente el error. Las flechas azules y rojas corresponden a las residuales entre los datos predichos y los sintéticos en las componentes vertical y horizontal respectivamente. Con cuadrados se indican las estaciones dónde se generaron las observaciones sintéticas. En rojo y amarillo se indican: la solución obtenida y el mecanismo con el que se generaron los datos sintéticos. La ubicación del centroide se señala con las línes negras que salen de los mecanismos.

- 8.12 Inversión del tensor de momento sísmico usando observaciones de sensores APGs y GPS3d. Soluciones del mecanismo focal en profundidad. En los paneles de la izquierda se grafica el *misfit* y mecanismo focal asociados a la solución que minimiza localmente el error dada una profundidad. En los panel de la derecha se grafica con diamantes azules y línea segmentada la magnitud versus profundidad, asociadas a la solución antes descrita. Los paneles de arriba y abajo son los resultados de la inversión del tensor completo y deviatórico respectivamente. En los cuatro paneles los símbolos de color amarillo, diamante y mecanismo focal, muestran el mecanismo focal del tensor a estimar. La profundidad de la fuente se fijó en 25 km.

- 8.15 Inversión del tensor de momento sísmico para el Terremoto de Tocopilla del 2007, $M_w = 7.7$. Soluciones del mecanismo focal en profundidad.. En los paneles de la izquierda se grafica el *misfit* y mecanismo focal asociados a la solución que minimiza localmente el error a una profundidad dada. En los paneles de la derecha se grafica con diamantes azules y línea segmentada, la magnitud versus profundidad asociadas a la solución antes descrita. Los paneles de arriba y abajo son los resultados de la inversión del tensor completo y deviatórico respectivamente. En los cuatro paneles los símbolos de color amarillo (diamante y mecanismo focal) muestran la solución del tensor de momento reportada por el gCMT, así como también la línea segmentada amarilla, que indica la profundidad publicada por este mismo catálogo. . . .

8.17 Inversión del tensor de momento sísmico para el Terremoto de Sanrikuoki del 2011, $M_w = 7.3$. Soluciones del mecanismo focal en profundidad. En los paneles de la izquierda se grafica el *misfit* y mecanismo focal asociados a la solución que minimiza localmente el error a una profundidad dada. En los paneles de la derecha se grafica con diamantes azules y línea segmentada, la magnitud versus profundidad asociadas a la solución antes descrita. Los paneles de arriba y abajo son los resultados de la inversión del tensor completo y deviatórico respectivamente. En los cuatro paneles los símbolos de color amarillo (diamante y mecanismo focal) muestran la solución del tensor de momento reportada por el gCMT, así como también la línea segmentada amarilla, que indica la profundidad publicada por este mismo catálogo. . . . 1268.18 Inversión del tensor de momento deviatórico para el Terremoto de Iquique del 2014, $M_w = 8.1$. El mapa de color muestra el valor del *misfit* para la grilla del centroide a la profundidad en que se alcanza el mínimo global. Los triángulos invertidos de color rojo indican las estaciones GPS utilizadas en la inversión y las flechas negras y azules los residuales en las componentes horizontal y vertical respectivamente. Los mecanismos en rojo y amarillo son: la mejor solución de mínimos cuadrados y la del gCMT respectivamente. La 1288.19 Inversión del tensor de momento sísmico para el Terremoto de Iquique del 2014, $M_w = 8.1$. Soluciones del mecanismo focal en profundidad. En los paneles de la izquierda se grafica el *misfit* y mecanismo focal asociados a la solución que minimiza localmente el error a una profundidad dada. En los paneles de la derecha se grafica con diamantes azules y línea segmentada, la magnitud versus profundidad asociadas a la solución antes descrita. Los paneles de arriba y abajo son los resultados de la inversión del tensor completo y deviatórico respectivamente. En los cuatro paneles los símbolos de

A.1	Series de tiempo decimadas APGs. Se muestran las trazas con los datos obtenidos en cada APG luego de la decimación. Las unidades de presión se encuentran en mH_2O y el tiempo es en días desde el 10 de mayo del 2012 (comienzo del experimento). El código de la estacióne está indicado en la parte superior de cada figura.	146
A.2	Modos temporales de la descomposición SVD de registros de APGs. En cada panel se adjuntan los modos espaciales de la descomposición SVD de los datos de presión. El orden de los modos 1 ^{ero} , 2 ^{do} y 3 ^{ero} es descendente dependiendo del valor propio asociado a cada modo (varianza).	147
A.3	Modos espaciales y espectro de valores singulares de la descomposición SVD de registros de APGs. En el panel superior de la izquierda se muestra el espectro de valores singulares de las tres componentes principales. En los siguientes paneles se grafican mapas con los modos espaciales asociados a cada componente principal.	147
A.4	Ejemplos de registros de APG en la zona de subducción de Cascadia . Se muestran las series de tiempo medidas en dos sitios, indicados en la parte superior de cada figura, durante los años 1 v 3 de la iniciativa (izquierda v derecha respectivamente).	148

color amarillo (diamante y mecanismo focal) muestran la solución del tensor de momento reportada por el gCMT, así como también la línea segmentada amarilla, que indica la profundidad publicada por este mismo catálogo. . . .

A.5	Raw data de registros APGs . Las estaciones $bpr001(T_1)$ y $vsm001(T_2)$ se muestran en rojo (panel inferior) y azul claro (panel superior) respectivamente. Amplitud de la señal en [hPa] y duración del registro desde la fecha de instalación en 2010 hasta la fecha de recuperación en 2011.	152
A.6	Predicción de marea mediante registros de presión . Los constituyentes de marea han sido estimados por minimización de norma L_1 con el software de MATLAB UTide . Panel de arriba : Predicción en estación $bpr001(T_1)$. Panel de abaio : Predicción de vsm $001(T_2)$.	152
A.7	. Detided pressure time series are shown along with initial models (segmented black line) used for instrumental drift estimation. Top: Station $bpr001(T_1)$ detided pressure records. Bottom: Station $vsm(T_2)$ detided pressure records.	153
A.8	Espectro de amplitud de Fourier de registros de APG. Las estaciones $bpr001(T_1)$ y vsm001(T_2) se muestran en rojo y azul claro respectivamente. En el panel de arriba se observan los peaks de los armónicos diurnos y semi-diurnos mientras que en el panel de abajo se muestran los constituyentes de marea de período corto (> 1h)	154
A.9	Fourier spectrum amplitude for pressure records. The amplitude at each frequency is shown in red and light blue at sites $bpr001(T_1)$ and $vsm001(T_2)$ respectively. Sumperimposed in solid black line is shown the fourier spectra of detided records (Fig. A.7), power at diurnal and semidiurnal periods is noticeably reduced	155
A.10	Salinity profile as function of pressure at CTD sites M2 and T2 \ldots .	156
A.11	Temperature profile as function of pressure at CTD sites M2 and T2 \ldots .	156
A.12	Surface vertical static displacements. Vertical displacements along a E-W profile crossing the source centroid, which have been computed for different source mechanisms and medium elastic properties (a) dip, (b) Young's modulus E, (c) Poisson ratio ν and (d) source depth. The source has been modelled as a dislocation ith uniform slip embedded in an elastic, isotropic, homogeneous halfspace.	157
A.13	Coseismic surface displacements following the 28^{th} March 2010, $M_w = 6.0$ Cob- quecura event. Surface vertical static displacements are shown together with the trench axis (black dash-dotted line) and plate interface iso-depths contours (gray dashed line). Filled stars represent the epicenter as reported by different agencies, GCMT(red), NEIC(yellow), CSN(cyan) and the filled yellow circle shows bpr001 location. Surface displacement contours are indicated with solid black lines and the colorbar indicates the amplitude of vertical dis-	159
A.14	placements	199
	solid black lines and the colorbar indicates the amplitude of vertical displacements. \ldots	159
A.15	Espectro de valores singulares para la descomposición SVD (<i>Singular Value De-</i> <i>composition</i>), Sanriku-oki 2011. Se muestran los valores singulares de la descomposición SVD, normalizados por el máximo de ellos.	160
C.1	Pares de fuerzas que representan las componentes del tensor de momento sísmico M_{pq}	171

C.2	Desplazamientos estáticos en falla de tipo <i>dip-slip</i> vertical. En ambos paneles las flechas grises indican los desplazamientos horizontales y la escala de color para los verticales, todos en unidades de cm. En el panel a) se muestran los desplazamientos calculados mediante las rutinas del Cap. 8 y en b) los residuales entre estos desplazamientos y la rutina DC3D0.	173
C.3	Desplazamientos estáticos en falla de tipo dip-slip oblicuo (45°).En ambos paneles las flechas grises indican los desplazamientos horizontales y la escala de color para los verticales, todos en unidades de cm. En el panel a) se muestran los desplazamientos calculados mediante las rutinas del Cap. 8 y en b) los residuales entre estos desplazamientos y la rutina DC3D0.	174
C.4	Desplazamientos estáticos generados por una fuente explosiva . En ambos paneles las flechas grises indican los desplazmientos horizontales y la escala de color los verticales, todos en unidades de cm. En el panel a) se muestran los desplazamientos calculados mediante las rutinas del cap. 8 y en b) los residuales entre estos desplazamientos y la rutina DC3D0	174
C.5	Desplazamientos estáticos <i>tensile-crack</i> . En ambos paneles las flechas grises indican los desplazmientos horizontales y la escala de color los verticales, todos en unidades de cm. En el panel a) se muestran los desplazamientos calculados mediante las rutinas del cap. 8 y en b) los residuales entre estos desplazamientos y la rutina DC3D0	175
C.6	Inversión del tensor de momento sísmico y mapas de misfit sólo con APGs. La escala de colores muestra el logartimo en base 10 del misfit asociado a la solución de mínimos en cada punto de la grilla. La estrella roja y el diamante blanco son la solución de mínimo error y el centroide verdadero respectivamente.	177
C.7	Inversión del tensor de momento sísmico con APGs y GPSs de tres componentes. Mapas de misfit. La escala de colores muestra el logarítmo en base 10 del misfit asociado a la solución de mínimos en cada punto de la grilla. La estrella roja y el diamante blanco son la solución de mínimo error y el centroide verdadero respectivamente. (a) Tensor completo y (b) Tensor deviatórico	178
C.8	Fuente finita escenario Tocopilla, terremoto hipotético $M_w = 8.0$. Campo de despla- zamiento y residuales predichos con la con la solución de mínimo misfit. En los paneles (a) y (b) se muestra el campo de desplazamiento predicho por las soluciones de tensor completo y deviatórico respectivamente, en cambio en los paneles (c) y (d) se muestran los residuales obtenidos en el mismo orden	179
C.9	Fuente finita escenario Tocopilla. Mapa de Misfit para tensor de momento sís- mico deviatórico. La escala de colores muestra el logartimo en base 10 del misfit asociado a la solución de mínimos cuadrados en cada punto de la grilla. La estrella roja y el diamante blanco son la solución de mínimo error y el centroide verdadero respectivamente. Terremoto hipotético (a) $M_w = 7.0$ y (b) $M_w = 8.0.$	180
C.10	Fuente finita escenario Tocopilla, terremoto hipotético $M_w = 8.0$. Solución de Mecanismos en profundidad. En los paneles de la izquierda se muestra el mecanismo que se obtiene en el mínimo local de misfit para una profundidad dada, en el panel de la derecha se indica la magnitud obtenida para cada una de estas soluciones. Los símbolos rojos (mecanismos y diamantes) son los mínimos locales y los símbolos amarillos representan la solución verdadera. En los paneles de arriba se muestra la solución obtenida con el tensor de momento sísmico completo, mientra que abajo se muestra la solución con fuente puramente deviatórica.	181

C.11 Terremoto de Tocopilla. Mapas de misfit en 2D, obtenidos a la profundidad, longitud y	
latitud del centroide óptimo, en los paneles (a) , (b) y (c) respectivamente. La escala de colores	
muestra el logarítmo en base 10 del misfit asociado a la solución de mínimos cuadrados en	
cada punto de la grilla. La estrella roja y el diamante blanco son la solución de mínimo error	
y el centroide verdadero respectivamente	183
C.12 Terremoto de Tocopilla. Campo de desplazamiento y residuales predichos con la solución	
de mínimo misfit. En los paneles (a) y (b) se muestra el campo de desplazamiento predicho	
por las soluciones de tensor completo y deviatórico respectivamente, en cambio en los paneles	
(c) y (d) se muestran los residuales obtenidos en el mismo orden	184
C.13 Terremoto de Sanriku-oki. La escala de colores muestra el logartimo en base 10 del misfit	
asociado a la solución de mínimos en cada punto de la grilla. La estrella roja y el diamante	
blanco son la solución de mínimo error y el centro ide verdadero respectivamente $\ .\ .\ .$	185
C.14 Terremoto de Sanriku-oki. Campo de desplazamiento y residuales predichos con la so-	
lución de mínimo misfit. En los paneles (a) y (b) se muestra el campo de desplazamiento	
predicho por las soluciones de tensor completo y deviatórico respectivamente, en cambio en	
los paneles (c) y (d) se muestran los residuales obtenidos en el mismo orden. \ldots	186
C.15 Terremoto de Iquique. La escala de colores muestra el logartimo en base 10 del misfit	
asociado a la solución de mínimos en cada punto de la grilla. La estrella roja y el diamante	
blanco son la solución de mínimo error y el centro ide verdadero respectivamente $\ .\ .\ .$	187
C.16 Terremoto de Iquique. Campo de desplazamiento y residuales predichos con la solución	
de mínimo misfit. En los paneles (a) y (b) se muestra el campo de desplazamiento obtenidos	
con tensor completo y deviatórico respectivamente mientras que en los paneles (c) y (d) se	
muestran los residuales en el mismo orden.	188

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes

El advenimiento de la geodesia espacial y el consecuente -y súbito - desarrollo de las técnicas de medición ligadas a ella (GPS, InSAR, VLBI, etc.) han permitido constatar una verdadera revolución en el estudio de la deformación de la corteza terrestre. Las nuevas tecnologías han posibilitado avances no sólo en la compresión de la tectónica activa y la sismología, sino que en campos tan diversos como por ejemplo: la volcanología, glaciología, remociones en masa, minería y recursos naturales (Bürgmann and Chadwell, 2014; Bürgmann and Thatcher, 2013). Por medio de fundamentalmente mejoras en la precisión y resolución espacio-temporal de mediciones, se ha logrado documentar un nuevo espectro de transientes de deformación asísmicos, tales como slow-slip events, episodic non-volcanic tremors, low y very-low frequency earthquakes (Ide et al., 2007). Una mejor comprensión de estos fenómenos es esencial para un mayor y más completo entendimiento sobre el ciclo sísmico y la dinámica de terremotos.

De especial interés para la sismología y la tectónica activa resulta el estudio del ciclo sísmico y la deformación asociada a estos procesos en los márgenes activo. Las zonas de subducción, el tipo más común de borde convergente, se constituyen como sistemas de alta complejidad mecánica y estructural (Kopp, 2013; Stern, 2002), que exhiben heterogeneidad en sus propiedades físicas tanto temporal como espacialmente (Hu et al., 2004; Maksymowicz et al., 2015; Moreno et al., 2011; Métois et al., 2013). Lo anterior permite dilucidar y entender en parte la gran cantidad de fenómenos tectónicos -sísmicos y asísmicos- que en ellas se observan y el porqué concitan tanto interés científico (Ide et al., 2007; Kanamori, 2004). En vista de la complejidad que reviste caracterizar una zona de subducción se han hecho grandes esfuerzos para entender cómo se comportan mecánicamente las distintas porciones del contacto de placas (e.g. Béjar-Pizarro et al., 2013; Gagnon et al., 2005); dependiendo de sus propiedades es posible inferir este comportamiento de una determinada región durante el ciclo sísmico (e.g. Segall, 2010, cáp. 12).

Hoy en día, debido al desarrollo y reducción en los costos de las tecnologías satelitales, y sobre todo de los receptores GPS, existen redes geodésicas con cobertura densa y extensa que permiten monitorear zonas de deformación activa en tiempo cuasi real. Un ejemplo

excepcional es el de GEONET en Japón (Sagiya, 2004) que cuenta con alrededor de 1300 sitios. En Chile en cambio, hay instaladas 130 estaciones permanentes de GNSS (Global Navigation Satellite Systems), con el fin de monitorear la actividad sísmica (Barrientos and Team, 2018). No obstante, los esfuerzos en instrumentación son aún insuficientes en zonas de subducción, pues un gran porcentaje de la deformación ocurre en regiones submarinas. Las redes con cobertura puramente terrestre se encuentran, por lo general, a una gran distancia de las zonas más someras del contacto interplaca por lo que captan muy débilmente las señales de deformación originadas por los procesos físicos que allí actúan. La ausencia de observaciones en el fondo marino no nos permite resolver detalladamente el estado de acoplamiento en la fosa a un nivel de detalle que sea útil (ej. Suwa et al., 2006); por la misma razón la reología de este segmento permanece también pobremente estudiada. Más aún, en la mayoría de las zonas de subducción, la transición en el régimen de fricción desde la fosa hacia el límite superior de la zona acoplada sólo puede resolverse si se poseen datos de deformación marina (Gagnon et al., 2005). Todos estos son aspectos fundamentales, por ejemplo, para la cuantificación del peligro sísmico, razón por la cual su comprensión es fundamental, sobre todo para terremotos tsunamigénicos, revistiendo suma relevancia si se considera que nuestro país se encuentra en uno de los bordes convergentes sísmicamente más activos del planeta. Por lo tanto, para una mayor comprensión sobre el ciclo sísmico y las zonas de subducción es imprescindible establecer observatorios capaces de documentar la deformación del suelo oceánico.

Bajo este contexto se desenvuelve la Geodesia Marina, ciencia orientada al desarrollo de tecnologías y metodologías que permitan cuantificar la deformación del fondo marino basándose principalmente en sistemas mecánicos y de transmisión-recepción de señales acústicas. La evolución de esta rama de la geodesia ha sido lenta en comparación con los métodos terrestres y satelitales, lo que se explica esencialmente por las dificultades técnicas y altos costos asociados al despliegue de sensores y redes en el lecho marino (Bürgmann and Chadwell, 2014). A pesar de esto se han logrado avances significativos en la última década. Entre ellos el megaterremoto de Tohoku-Oki del 11 de marzo del 2011, Mw 9.1, es un ejemplo destacado. Investigadores japoneses usando observaciones de Geodesia Marina, lograron determinar que la ruptura de este terremoto alcanzó la fosa, encontrando desplazamientos estáticos en la superficie -ligados al evento principal- tan grandes como 25-31 m (Ito et al., 2011; Kido et al., 2011). Ningún modelo de acoplamiento inter-sísmico anterior al terremoto incluyó datos de las estaciones de Geodesia Marina que se encontraban operando en la zona de la ruptura, esto sin duda, hubiese permitido estimar mejor el peligro sísmico y la amenaza de tsunami en esta región, facilitando así la respuesta de los organismos de emergencia (Fujimoto, 2014).

El objetivo de este trabajo de tesis es analizar registros de deformación submarina de distintas fases del ciclo sísmico en las zonas de subducción de Chile y Japón para contribuir al entendimiento del ciclo sísmico y caracterización de heterogeneidades del contacto sismogénico. Con este fin se desarrollan herramientas y metodologías para su procesamiento, las cuales se utilizan para inferir transientes de deformación vertical que se identifican con origen tectónico. En particular, se examinan series de tiempo posteriores al megaterremoto de Maule del 27 de Febrero de 2010, $M_w = 8.8$, para estudiar la respuesta postsísmica del prisma de acreción en la zona norte de su ruptura. Estos datos fueron adquiridos por dos esfuerzos internacionales: la respuesta rápida de la *Scripps Institution of Oceanography* (SIO) y el proyecto Chile-PEPPER financiado por la *National Science Fundation* (NSF) estadounidense; ambos con participación de investigadores del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, constituyéndose los primeros esfuerzos para estudiar la respuesta del prisma de acreción en la fase postsísmica con observaciones de Geodesia Marina en el margen chileno. Adicionalmente se reprocesaron datos ya publicados de la zona noreste de la isla de Honshu, Japón, medidos previos a la ruptura del megaterremoto de Tohoku-oki (Ohta et al., 2012).

De manera anexa, se incluye como parte de este trabajo el desarrollo de una metodología para estimar el tensor de momento sísmico mediante observaciones de desplazamiento estático para determinar la sensibilidad de las soluciones a mediciones de Geodesia Marina. El tensor de momento sísmico corresponde a la descripción de primer orden de una fuente sísmica, asumiendo que esta se haya concentrada en un punto. Considerando lo anterior se utiliza la metodología desarrollada con el fin obtener modelos de fuente de los terremotos de Tocopilla, del 14 de noviembre del 2007, $M_w = 7.7$; Sanriku-Oki, del 9 de marzo de 2011, $M_w = 7.3$; y el terremoto de Iquique, del 1.^{er} de abril del 2014, $M_w = 8.1$. En específico, para el terremoto de Sanriku-Oki se utilizan estimaciones obtenidas por medio de tanto estaciones GPS como de Geodesia Marina.

1.2. Objetivos

Objetivos Principales:

- Desarrollar e implementar metodologías que permitan procesar registros continuos de presión oceánica, a partir de los cuales, se puedan obtener series de tiempo del desplazamiento vertical del lecho marino con el fin de determinar, analizar e interpretar transientes de deformación en las zonas de estudio.
- A través del procesamiento de registros de APGs, instalados en las zonas de ruptura de los terremotos de Maule (Mw 8.8, 2010) y Tohoku-Oki (Mw 9.0, 2011), se busca inferir señales transientes de origen tectónico. El objetivo es obtener y modelar el campo de desplazamiento vertical, de modo que se puedan relacionar los parámetros de estos modelos con procesos asociados al sistema de subducción.
- Desarrollar una metodología que permita invertir el tensor de momento sísmico completo y deviatórico usando datos de deformación estática para determinar la sensibilidad de las soluciones a mediciones de Geodesia Marina.

1.3. Estructura de la tesis

1. Introducción

2. Marco conceptual

Se describe el marco en que se desarrolla la Geodesia Marina en función del estudio de la tectónica activa. Se explica su aplicación al análisis del ciclo sísmico y mediante una revisión del estado del arte se contextualiza el problema de investigación de esta tesis.

3. Geodesia Marina: métodos e instrumentación

Se describen los métodos utilizados por la Geodesia Marina para medir la deformación o desplazamiento, en distintos contextos. Se explica la instrumentación y el proceso de

adquisición de datos de los sensores de presión absoluta (APG). Registros obtenidos por este tipo de instrumentos son los que se analizan en el presente trabajo de tesis.

4. Metodología de procesamiento y análisis APG

Se describe la metodología utilizada para la reducción de los datos de presión absoluta y su posterior conversión a desplazamiento vertical.

5. Chile-PEPPER: observaciones de Geodesia marina, entre los 34-35°S, en la zona de ruptura del terremoto de Maule 2010, Mw=8.8.

Se describe el experimento de Geodesia Marina llevado a cabo en la zona de ruptura del terremoto de Maule 2010 en el marco del proyecto Chile-PEPPER. Los datos fueron recolectados posteriores al terremoto (2012-2013) por una red temporal de APGs ubicados en el talud continental del margen chileno, en torno a los 34.5°S.

6. CERS: observaciones de Geodesia marina, entre los 34.5-35.5°S, en la zona de ruptura del terremoto de Maule 2010, Mw=8.8.

Se describe el experimento de Geodesia Marina llevado a cabo en la zona de ruptura del terremoto de Maule como parte del proyecto de respuesta rápida CERS (2010-2011). Los instrumentos utilizados corresponden a APGs ubicado en el margen chileno entre los 34.0-35.5°S.

7. Sanriku-Oki: observaciones de Geodesia marina del mayor sismo precursor del megaterremoto de Tohoku-Oki, el sismo de Sanriku-Oki del 11 de marzo del 2011, Mw=9.0.

Se analizan datos de una red de APGs, obtenidos en la zona de subducción de Japón. Los registros permiten observar los desplazamientos estáticos y *afterslip* del mayor precursor al megaterremoto de Tohoku-oki del 2011, $M_w = 9.0$; el sismo de Sanriku-Oki de 2011, $M_w = 7.3$

8. Inversión del tensor de momento sísmico mediante el uso de observaciones de desplazamiento estático.

Se describe el desarrollo de una metodología para la inversión del tensor de momento sísmico mediante observaciones de desplazamiento estático. La metodología se aplica a datos registrados en tres terremotos de tipo interplaca.

9. Conclusiones generales

Conclusiones generales de este trabajo.

Capítulo 2

Marco conceptual

2.1. Introducción

El trabajo desarrollado en esta tesis se enmarca dentro del estudio del ciclo sísmico en zonas de subducción, motivo por el cual se analiza la deformación en sus distintas fases. Existen pocas observaciones en la región adyacente a la fosa hecho que resulta en un impedimento para las zonas de subducción que en su mayoría se encuentran sumergidas bajo el mar. Para estudiar estas regiones se utilizan las herramientas proporcionadas por la Geodesia Marina, ciencia de punta que ha alcanzado un progreso significativo en la última década impulsado principalmente por sus aportes a la comprensión del megaterremoto de Tohoku-Oki, sumado al creciente interés de la industria petrolera por contar con sus métodos (Bürgmann and Chadwell, 2014). La adquisición de más y mejores datos en las regiones submarinas de distintas zonas de subducción promete expandir el conocimiento de la comunidad científica sobre el ciclo sísmico.

La Geodesia Marina ha transitado lentamente desde esfuerzos *proof-of-concept* hacia el establecimiento de observatorios permanentes junto con metodologías perfeccionadas y estandarizadas. Por esta razón resulta ajena a la mayoría de los grupos de investigación no especializados. Resulta conveniente entonces, para contextualizar el problema, establecer conceptos relacionados con el ciclo sísmico y exponer los problemas en que la Geodesia Marina ha sido parte crucial de la investigación activa en este campo.

2.2. El ciclo sísmico

Terremotos de gran o mediana magnitud ocurren con frecuencia en los márgenes activos, pero sin duda los más espectaculares y complejos se producen en las zonas de subducción. Ejemplos recientes lo constituyen los megaterremotos de Sumatra-Andaman 2004, $M_w = 9.3$; Maule 2010 $M_w = 8.8$ y Tohoku-Oki 2011, $M_w = 9.0$ (Iinuma et al., 2012; Lay et al., 2010; Stein and Okal, 2005). Entender qué controla su distribución espacio-temporal es una pregunta fundamental en sismología y sismotectónica.

El ciclo sísmico se constituye como un modelo conceptual para explicar la evolución

espacio-temporal de la deformación durante el período comprendido entre dos terremotos que ocurren en una misma zona sismogénica. Sus orígenes se remontan a las observaciones de G. K. Gilbert en la provincia del *Basin and Range*, oeste de Estados Unidos, y de H. F. Reid sobre el terremoto de San Francisco de 1906. Destacan entre ellas sus análisis relativo a la mecánica del fallamiento e ideas sobre la acumulación y liberación de la deformación en fallas (Reid, 1910; Segall, 2010). Por medio del estudio de una determinada zona de subducción en una fase concreta del ciclo sísmico, las observaciones de Geodesia espacial han contribuido enormemente a construir una imagen más completa, aunque también más compleja, sobre el ciclo sísmico y los procesos que se le asocian.

En lo siguiente se define las etapas principales del ciclo sísmico y se dan ejemplos de observaciones de Geodesia Marina en cada una de estas.

2.2.1. Fase intersísmica

La fase intersísmica corresponde al período de tiempo entre dos terremotos que ocurren en una misma zona sismogénica. Tal como indica Hetland and Simons (2010a) usualmente se entiende por deformación intersísmica a aquella que es secular y estacionaria, ocurriendo en una etapa más bien tardía del ciclo sísmico, la que resulta del bloqueo de la interfaz de subducción. Con esta definición de período intersísmico transientes asísmicos, en el lapso comprendido entre dos terremotos, también se consideran parte de esta etapa.

Durante el período intersísmico algunas porciones del contacto se encuentran total o parcialmente bloqueadas y otras pueden deslizar de manera libre. Usualmente se postula que este comportamiento esta controlado por el régimen de fricción, el que a su vez depende de manera compleja de las condiciones de presión y temperatura, contenido de fluidos (presión de poros), etc. (Oleskevich et al., 1999; Scholz, 1998; Segall, 2010). Es una interrogante fundamental saber si, existe correlación entre el acoplamiento intersísmico con una subsecuente ruptura cosísmica y qué factores controlan la evolución temporal del acoplamiento (p.ej. Moreno et al., 2010).

Típicamente el acoplamiento intersísmico se modela utilizando el modelo de *back-slip* (Savage, 1983) donde se estima la tasa de déficit de *slip* en la falla. Durante los años previos al terremoto de Tohoku-oki las observaciones de deformación a escala regional parecían ser explicadas netamente por el bloqueo de la interfaz, con tasas de back-slip tan altas como 10 cm/yr (Suwa et al., 2006). Mediante observaciones de GPS, entre los años 1996-2000, Loveless and Meade (2011) determinaron el acoplamiento intersísmico en la zona de ruptura de Tohoku. Los resultados que obtuvieron basados puramente en datos GPS (sin incorporar otro tipo de información a priori) son inconsistentes con los modelos de deslizamiento cosísmico en la región próxima a la fuente: el acoplamiento estimado era bajo y sin embargo el mayor deslizamiento se concentró en esta zona. Los autores señalaron que la resolución en la fosa era insuficiente por lo que realmente no podía resolverse el acoplamiento en ella. Se propusieron dos explicaciones plausibles, pero difíciles de diferenciar, de por qué la ruptura alcanzó esta región: Ide et al. (2011) señala un dynamic overshoot mientras que Loveless and Meade (2011) propusieron que la zona puede haber estado acoplada y la ruptura haya liberando la energía de deformación allí acumulada. Sato et al. (2013) utilizando datos de Geodesia Marina demostró que las velocidades intersísmicas previas al terremoto sugerían

que la fosa estaba fuertemente acoplada. Es más, sus resultados revelan cambios en el patrón de acoplamiento durante el período intersísmico. Modelos como el propuesto por Byrne et al. (1988), o versiones similares pero actualizadas como Lay et al. (2012) y Scholz and Campos (2012) por ejemplo, deben ser refinados o desechados para explicar porque esta zona, típicamente considerada incapaz de soportar comportamiento del tipo *stick-slip*, logra acumular deformación.

2.2.2. Fase cosísmica

La fase cosísmica es la etapa en donde se liberan parte o la totalidad de los esfuerzos acumulados durante el período intersísmico. Corresponde a la ruptura en sí y para efectos de largo plazo, esta etapa puede verse como un desplazamiento instántaneo. A modo de simplificar se asumirá que la liberación de esfuerzos está acompañada de deformación puramente elástica. Aunque los instrumentos modernos (p.ej. cGPS) pueden registrar de manera continua la historia de desplazamiento de la superficie, durante un terremoto, en este trabajo no se pretende resolver el problema de detallar el proceso de ruptura; en general y a menos que se indique lo contrario, se mantendrá la discusión en torno a modelos de dislocación estática.

El terremoto de Tohoku-oki del 2011 es el más documentado por medio de técnicas de Geodesia Marina. Debido a la distancia que existe entre la costa del noroeste de Japón y el segmento norte de la fosa de Japón resulta crítico contar con mediciones de este tipo. Previo al terremoto, en la prefectura de Miyagui al NE de Japón, se observaba una sismicidad de magnitud intermedia M_w 7.4-7.5 con período de recurrencia entre terremotos de aproximadamente 40 años. El último gran terremoto documentado en la zona, con el que se contaba con estimaciones, había ocurrido en 1793 con magnitud alrededor de M8.1 (Fujimoto, 2014; Miura et al., 2005). El terremoto de Tohoku-oki del 2011 rompió un segmento de contacto entre placas, de alrededor de 500 km de longitud, con un déficit de *slip* que se estima había estado acumulándose por 500-1000 años (Simons et al., 2011). Los primeros modelos de deslizamiento cosísmico (p.ej. Ide et al., 2011; Simons et al., 2011) mostraban inconsistencias entre ellos, debido fundamentalmente a la poca resolución en los segmentos más someros del contacto: en algunos la ruptura alcanzaba la fosa y en otros el *slip* se concentraba en una aspereza a aproximadamente 100 km de la fosa. La excitación de un tsunami inusualmente grande avalaba la primera hipótesis. Mediante observaciones de Geodesia Marina, con el método de GPS-A (GPS Acoustics), Sato et al. (2011) y Kido et al. (2011) reportaron desplazamientos horizontales tan grandes como 24 y 31 m respectivamente, siendo los mayores desplazamientos cosísmicos jamás medidos. Algunas de estas mediciones se han usado para refinar los modelos estáticos y cinemáticos, mostrando que el máximo deslizamiento se concentró en la fosa y alcanzó valores de al menos 60 m en el contacto (Bletery et al., 2014; Iinuma et al., 2012).

2.2.3. Fase Postsísmica

Al período de tiempo que sigue luego de un gran terremoto se le denomina fase postsísmica. La deformación en esta etapa del ciclo es el resultado de la relajación de esfuerzos en aquellas zonas que son cargadas durante el proceso de ruptura. Resulta difícil indicar claramente el término de la fase postsísmica e inicio del intersísmico de un ciclo sísmico subsiguiente, en principio puede decirse que ocurre cuando la deformación asociada al bloqueo friccional en la interfaz domina sobre los procesos de relajación de esfuerzos postsísmicos.

En general se mencionan tres mecanismos que contribuyen a esta fase: *afterslip* que se produce en la interfaz de la falla, relajación viscoelástica del manto y respuesta poroelástica. Algunas de las diferencias entre ellos son que el primer proceso se haya confinado a una superficie de falla mientras que los dos últimos se localizan en un volumen: el manto en el caso de la relajación viscoelástica y un medio poroso en la relajación poroelástica; además las escalas de tiempo que dominan en cada uno de estos procesos difieren, pudiendo variar desde días hasta décadas (Segall, 2010, cap. 6). La fase postsísmica contiene valiosa información sobre la reología friccional de la falla y de la región fuera de la falla (Hetland and Simons, 2010a), razón por la cual es tan interesante estudiarla.

A pesar de las diferencias que pueden atribuirse a cada uno de los fenómenos que contribuyen a la deformación postsísmica, dado que esta resulta de la superposición de ellos y que pueden interactuar de forma compleja entre sí, es un desafío determinar que rol juega cada uno por separado (Wang et al., 2012). Esta tarea se complica por la falta de cobertura espacial y temporal en la mayoría de las observaciones. En consecuencia, la deformación postsísmica puede explicarse de manera no única y es común que para un mismo terremoto se encuentren mecanismos totalmente diferentes para describirla (Barrientos and Ward, 1990; Bedford et al., 2013; Ding and Lin, 2014; Lin et al., 2013). Interrogantes que conciernen a esta fase del ciclo sísmico son, por ejemplo, conocer cuál es su contribución relativa a la partición de deformación elástica e inelástica de estructuras secundarias al *mega-trhust* (Lin et al., 2013); cuán significativo es en el balance del déficit de *slip* y si se relaciona con la magnitud del terremoto; además de qué rol puede tener en el desencadenamiento de terremotos en otros segmentos del margen y estructuras corticales cercanas (Ding and Lin, 2014),etc.

El afterslip corresponde a un *slip* asísmico controlado por las propiedades friccionales de una superficie de falla. Es un mecanismo para relajar el *esfuerzo* transferido por las regiones del contacto que han deslizado durante la fase cosísmica y se propone que este ocurre en zonas donde domina reología del tipo *rate-strengthening* que soportan deslizamiento estable. En algunos terremotos se ha logrado de manera exitosa explicar la deformación postsísmica en su fase más temprana (hasta aproximadamente 2 años) sólo utilizando modelos de afterslip (Freed, 2007; Hsu et al., 2006), observándose que ocurre mayoritariamente en regiones del contacto complementarias a la ruptura cosísmica (Lin et al., 2013). Para el caso de Maule 2010, usando datos de GNSS (Global Navigation Satellite System) y abarcando hasta 2 años después de la ruptura, Bedford et al. (2013) obtiene un modelo de la evolución temporal del postsísmico que utiliza puramente pulsos de afterslip en la interfaz. Al comparar con el modelo cosísmico obtenido en el mismo trabajo, se observa que las zonas de mayor *afterslip* se traslapan a las de alto deslizamiento durante el terremoto y otras altamente acopladas en el intersísmico. Su interpretación es que los pulsos de *afterslip* y de réplicas podrían estar relacionados con efectos de fluidos y difusión de presión de poros en la interfaz. Los fenómenos de poroelasticidad son difíciles de observar y se concentran principalmente en el prisma acrecionario, por lo que mediciones de Geodesia Marina son las que brindan el mayor potencial para verificar esta hipótesis. Como es de esperar, en otros modelos para este mismo terremoto (Lin et al., 2013) se encuentra que el afterslip ocurre en zonas complementarias a la ruptura. En el trabajo de Lin et al. (2013), la autora remarca que su modelo no tiene resolución cerca de la fosa, resaltando la importancia de la Geodesia marina para resolver
mejor estos procesos. Es una discusión abierta el determinar si una misma zona de la falla puede acumular esfuerzos durante el período intersísmico y al mismo tiempo experimentar *afterslip*, basándose en argumentos relativos a la reología del contacto (Hetland and Simons, 2010b; Johnson et al., 2012).

La relajación viscoelástica resulta de la respuesta del manto ante la transferencia de esfuerzos que significa la ruptura cosísmica. El manto que se comporta como un fluido no newtoniano, tiene viscosidad que en zonas de subducción es del orden de 10^{19} Pa · s (Turcotte and Schubert, 2014), razón por la cual es el de mayor escala temporal de entre los tres procesos que contribuyen a la deformación postsísmica. Este proceso cuenta con una fase transiente y una estacionaria, esta última es de relevancia para una correcta estimación de las velocidades intersísmicas (Wang et al., 2012). Aunque la descripción de la reología exacta del manto (reología off-fault) es aún un desafío, los mayores progresos en esta línea se han logrado mediante observaciones de geodesia satelital en las últimas dos o tres décadas. El terremoto de Valdivia de 1960 representa un buen ejemplo de esto. Observaciones recientes muestran que en algunos sitios en el continente a distancia de 200-400 km desde la fosa. las velocidades van en sentido opuesto a las que se observan en el intersísmico en los sitios costeros. Hu et al. (2004) utiliza una reología del tipo sólido de Maxwell para explicar las observaciones. Por otra parte, Ding and Lin (2014) con datos en distintos períodos de tiempo que abarcan desde 1960-2010, nota que las observaciones de las fases más tempranas de la deformación pueden explicarse igual de bien si esta es debidamente puramente a afterslip o relajación viscoelástica. La autora recalca que observaciones cercanas a la fosa entre 0-70 km, que necesariamente deben ser de Geodesia Marina, servirían para diferenciar los mecanismos. Hacer esta diferenciación es fundamental para entender su comportamiento mecánico en subsecuentes ciclos sísmicos.

El último proceso, quizás el menos estudiado y al que se le atribuye el menor efecto, corresponde a la respuesta poroelástica. Luego de la ruptura de un terremoto los cambios en el campo de esfuerzos resultan en gradientes de presión, los que a su vez provocan migración de fluidos en las zonas con relativamente mayor permeabilidad y presión de poros. Estos flujos al moverse a través de la corteza perturban el campo de desplazamiento (cap. 10 Segall, 2010). Dado que los efectos poroelásticos se vinculan a viscosidad de fluidos, permeabilidad y propiedades elásticas del medio (Hu et al., 2014), un buen candidato para estudiar sus efectos son los prismas acrecionarios o erosivos en los márgenes convergentes. Sin embargo, existen pocos trabajos que documenten procesos asociados a la migración de fluidos en zonas de subducción. Por ejemplo, Hu et al. (2014) atribuye parte del postsísmico temprano del terremoto de Tohoku a efectos poroelásticos, señalando que estos son observables sólo en la región más cercana a la ruptura. Hughes et al. (2010) investiga el rol de efectos poroelásticos asociados al terremoto de Sumatra-Andaman en el desencadenamiento del posterior terremoto de Nias $M_w = 8.7, 2005$. Los autores sugieren que una migración de fluidos, provenientes de la corteza oceánica de la placa subductante, podría haber causado un incremento en la presión de poros. De acuerdo con el criterio de esfuerzos de Coulomb un incremento en la presión de poros disminuye el esfuerzo crítico requerido para iniciar el fallamiento, aumentando el potencial sísmico de la zona de ruptura de Nias (Hughes et al., 2010; Turcotte and Schubert, 2014). En consecuencia, resulta lógico preguntarse si parte de estos efectos son medibles en la zona de ruptura del terremoto de Maule del 2010. En este sector del margen chileno se manifiesta un prisma acrecionario amplio, de entre 30-40 km de ancho (Moscoso et al., 2011). Instrumentos de Geodesia Marina y flujómetros de fondo marino fueron instalados en mayo de 2012 durante la expedición del R/V Melville, en una región de alta dislocación al norte de la zona de ruptura del terremoto de Maule. Los datos registrados por dichos instrumentos se utilizan en este trabajo, en parte con el objetivo de determinar si efectos poroelásticos son observables durante el postsísmico en sitios ubicados en el prisma de acreción y de ser así, tratar de inferir propiedades reológicas y/o litológicas que puedan ser contrastadas con otras observaciones.

Capítulo 3

Geodesia Marina: métodos e instrumentación

3.1. Introducción

En este apartado se profundiza sobre conceptos relacionados con la Geodesia Marina y sus métodos, profundizando en las técnicas de observación utilizadas en este trabajo. En la primera parte se contextualiza el estado actual de esta rama de la Geodesia, en función de explicar el desarrollo que ha tenido a lo largo de los años; posteriormente se muestran las metodologías y dispositivos más utilizados para medir la deformación del fondo oceánico, poniendo énfasis en su estado de avance o maduración junto con las ventajas y desventajas que cada una representa. Luego se revisan ejemplos en los que se han aplicado estas técnicas, a modo de exhibir sus logros y las áreas de las Ciencias de la Tierra en que esta disciplina tiene el potencial de lograr avances.

3.2. Motivación y desarrollo

Alrededor de un 70 % de la superficie terrestre está cubierta por agua. No es de sorprender entonces que la mayoría de los sistemas de deformación activa se encuentren en regiones subacuáticas. Entre ellos podemos nombrar: centros de expansión oceánicos, sistemas de fallas transformantes, estructuras volcánicas asociadas a *hotspots*. A fines de los años 60, esta observación sumada a la revolución que supuso la teoría de la tectónica de placas proporcionaron un motivo para el desarrollo teórico de sistemas capaces de medir la deformación del fondo marino (Spiess, 1980). Al conjunto de técnicas cuyo objetivo es medir la deformación subacuática se le denomina Geodesia Marina. Se incluyen mediciones de posicionamiento absoluto, posicionamiento relativo, cambios en la distancia horizontal entre estaciones, deformación, inclinación y gravedad.

En las últimas dos décadas los avances de la geodesia satelital han sido vertiginosos, permitiendo capturar transientes de deformación con precisión espacial y temporal sin precedentes (Bürgmann and Thatcher, 2013). En contraste la Geodesia Marina ha tenido un desarrollo lento y limitado, restringiéndose en su mayoría a experimentos para verificar conceptos de diseño (proof-of-concept). El motivo de este progreso paulatino se explica en gran parte por los altos costos y dificultades técnicas, tanto para diseñar como para llevar a cabo sus actividades. El desarrollo de esta ciencia se debe fundamentalmente a los avances conseguidos durante fines de los 90s por los grupos de Geodesia Marina de: Scripps Institution of Oceanography (SIO), Universidad de Tohoku y Japanese Meteorological Agency (JMA). Precisamente estos adelantos fueron cruciales para el monitoreo del terremoto de Tohoku-oki, permitiendo obtener valiosa información sobre su proceso de ruptura y deformación posterior, razón por la que se erige como un punto de inflexión para la Geodesia Marina (Bürgmann and Chadwell, 2014; Fujimoto, 2014). Últimamente, debido a la necesidad de la industria del petróleo para desarrollar métodos de monitoreo en sus faenas de extracción, se ha producido un abaratamiento de costos con un aumento en la oferta de instrumentos (conversación interna Darren Murphy, Sonardyne Ltd.). Lo anterior ha permitido la irrupción de nuevos grupos como por ejemplo, el del instituto GEOMAR (Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel). Este último está llevando a cabo un ambicioso experimento de Geodesia Marina que monitoreará el antearco marino del segmento sur de la ruptura del terremoto de Iquique 2014, por alrededor de 3.5 años (Kopp et al., 2016).

3.3. Técnicas de observación

Como se ha expuesto, el desarrollo de instrumentos y actividades asociadas a la Geodesia exige sortear ciertas dificultades. Los métodos que utiliza la Geodesia espacial y terrestre dependen en su mayoría de la propagación de señales electromagnéticas, no obstante su uso resulta impracticable en Geodesia marina debido a que el océano es un medio esencialmente opaco para ellas. Por este motivo los instrumentos diseñados con el propósito de realizar mediciones de Geodesia Marina dependen principalmente del uso de pulsos acústico y/o de transductores y sistemas mecánicos (Bürgmann and Chadwell, 2014).

Una dificultad desde el punto de vista del diseño de estos sistemas se relaciona con el gradiente de presión en el océano. Este alcanza $\sim 10 \text{m/s}^2 \cdot 1000 \text{ kg/m}^2$ por metro y en consecuencia las carcasas de los instrumentos deben construirse con materiales capaces de soportar presiones de hasta 60 MPa equivalente a 600 atm (presión aproximada a los 6000 m de profundidad). Normalmente estas se fabrican con vidrio, aluminio, acero inoxidable y aleaciones de titanio (Fujimoto, 2014). Un segundo efecto del gradiente de presión se relaciona con la refracción de los rayos acústicos a profundidades mayores a 1000 m, lo que dicta distintas configuraciones instrumentales para los métodos acústicos, dependiendo de la escala espacial a la que se desee medir la deformación y la profundidad a la que se ubican los instrumentos en el fondo oceánico.

La autonomía de los instrumentos es limitada, es decir, existe un *trade-off* entre el consumo del sensor y la resolución de los datos. Las baterías de litio (*lithium-ion*) han aumentado considerablemente la autonomía de los dispositivos pero continúa siendo un impedimento. El almacenamiento y transmisión de las mediciones es también un problema a considerar. La estrategia más habitual consiste en almacenar los datos en la memoria del dispositivo, existiendo por tanto el riesgo de una pérdida total de la información si los instrumentos no logran ser recuperados. Más aún, si existen fallas en su funcionamiento es difícil poder detectarlas a tiempo para corregirlas. Atisba como una solución a este problema el desarrollo de modernos módems acústicos cuyo principio telemétrico consiste en transmisión de información mediante señales acústicas. Vehículos autónomos equipados con estos módems pueden posteriormente transmitir las mediciones vía constelaciones de satélites, como por ejemplo la red de transmisión de datos IRIDIUM. Para el establecimiento de observatorios permanentes la telemetría y suministro de energía puede alcanzarse por medio de cables de fibra óptica, sin embargo este sistema no es sólo caro sino que requiere personal técnico altamente capacitado para su instalación y mantenimiento. Finalmente, uno de los más relevantes obstáculos consiste en conseguir tiempo de observación en una embarcación científica o R/V (*Research vessel*). En promedio los costos de su utilización ascienden a los 30000 USD/día (equivale aproximadamente a 18 millones de pesos chilenos) a lo que debe sumarse el hecho de que el instrumental de por sí es mucho más costoso que el de los instrumentos terrestres (Bürgmann and Chadwell, 2014).

Habiendo expuesto las principales dificultades para el desarrollo de la Geodesia Marina, en la sección a continuación se describen los sistemas y metodologías más utilizados. Se presentan algunos ejemplos por medio de una breve revisión de resultados importantes obtenidos en algunos estudios.

3.3.1. Acoustic ranging

Esta familia de métodos emplea la propagación de pulsos acústicos para medir cambios de posición horizontal. El principio consiste en medir de forma precisa el tiempo de viaje de un pulso acústico entre dos *acoustic transponders* (PXPs) instalados en el fondo marino. Dado que la velocidad de propagación de una onda acústica en el agua es aproximadamente c = 1500 m/s se requiere de una frecuencia de muestreo del orden de una muestra cada 10 μ s para poder resolver distancias centimétricas. La frecuencia de la señal emitida por los PXPs debe ser entonces de 100 kHz, sin embargo estas se atenúan rápidamente en el océano. Para resolver este problema se emplea un algoritmo de *pulse compression* similar al que se utiliza en GPS, de modo que al usar códigos con frecuencia en torno a los 10 kHz se pueden lograr distancias de transmisión de hasta 10 km y mantener la resolución (Bürgmann and Chadwell, 2014).

Debido a que se necesita conocer el tiempo de viaje de las señales se requiere saber las condiciones de propagación en el medio, es decir, las corrientes internas y la estructura de velocidad de este. Las corrientes retrasan o adelantan la llegada de la señal, para cancelar su efecto se mide el tiempo de viaje de ida y vuelta o TOF (*Time of Flight*) del pulso a un PXP. En cuanto a la velocidad de propagación de la onda acústica, esta es una función de estado de la salinidad, presión y temperatura, siendo más sensible a esta última variable. Una variación de 0.003 °C, a 2000 m de profundidad, se traduce en una reducción aparente de la distancia de 1 cm (Fujimoto, 2014).

Direct-path ranging

La configuración mas sencilla es la *Direct-path ranging* (ver Fig.3.1a). En ella se estiman los cambios en la distancia de una línea base por medio de mediciones del TOF entre dos PXPs. Debido al gradiente de presión, que curva los rayos acústicos, dos instrumentos separados por 1 km requieren ubicarse a unos 3 m de altura -sobre una superficie plana- para asegurar la correcta recepción de la señal, la que se ve modificada y atenuada por su interacción con el fondo marino (Fig. 3.1a). Para distancias mayores el método resulta inviable pues

trípodes más altos son impracticables, tanto desde el punto de vista del despliegue como de su estabilidad. Este método es por consiguiente apropiado sólo para medir deformación local (Bürgmann and Chadwell, 2014).



Figura 3.1: Esquema de las técnicas de medición acústicas. a) Direct-path ranging. Medición de distancia horizontal relativa por medio de PXPs en configuración directa. b) Indirect-path ranging. Medición de distancia horizontal por medio de PXPs en configuración indirecta. c) GPS Acoustics (GPS-A). Posicionamiento horizontal absoluto por medio de la técnica de GPS-A. Este método requiere de posicionamiento cinemático en un vehículo marino, junto con un arreglo de PXPs sobre el lecho marino. Modificado de Bürgmann and Chadwell (2014)

Este método se ha usado en el estudio de los dorsales oceánicas y fallas transformantes. Se cree que la mayor parte del deslizamiento en estas últimas se acomoda por medio de *creep*, sin embargo existe evidencia de que algunos segmentos se hayan bloqueados y fallan de manera cuasiperiódica en terremotos de magnitud semejante (McGuire and Collins, 2013). Un experimento llevado a cabo en el *East Pacific Rise* por McGuire and Collins (2013), a la altura del Ecuador, sugiere que un segmento de falla transformante se haya casi totalmente bloqueado por lo que exhibiría un comportamiento mayormente tipo *stick-slip*.

Indirect-path ranging

La configuración de *indirect-path* se diseña para poder medir líneas de base más largas sin preocuparse de la refracción acústica. Para ello se agrega un interrogador equipado con un sensor de presión que flota a cierta altura del suelo oceánico (ver Fig. 3.1b). Con tres o más PXPs se miden los TOFs a este, de modo que con las cuatro observaciones se puede determinar su posición. El interrogador se traslada a través del arreglo y con esta información se estiman las distancias entre los PXPs (Bürgmann and Chadwell, 2014). Un principio similar es el que se ha utilizado en un experimento situado en el antearco marino del margen chileno a los 21°S en la zona de ruptura del terremoto de Iquique del 2014. El esfuerzo está siendo llevado a cabo por Jeff McGuire, investigador de la institución oceanográfica WHOI (*Woods Hole Oceanographic Institution*), en un período de tiempo de 2-3 años desde Febrero del 2017. En el diseño del experimento una boya equipada con un PXP flotando a decenas de metros sobre el suelo marino, es utilizada para medir la deformación de una línea base de 15-20 km en el talud continental. En esta zona Contreras-Reyes et al. (2012) observa un cambio de pendiente del talud asociado a una discontinuidad litológica, sugiriendo la posibilidad de que tal alteración en la morfología podría ser la expresión en superficie de una *splay-fault*. Por tanto, un objetivo del experimento es averiguar si existe deformación que pueda relacionarse con estructuras de ese tipo (Jeff McGuire comunicación interna).

GPS-A (GPS Acoustics)

El método de GPS-A (*GPS Acoustics*) permite el posicionamiento absoluto, en el marco de referencia GPS, de monolitos en el fondo marino (ver Fig. 3.1c). Por este motivo es el único método geodésico marino capaz de medir velocidades o tasas de deformación a escala tectónica. Su funcionamiento consiste en posicionar mediante KGPS (*Kinematic GPS*) un vehículo ubicado sobre la superficie del mar. Este último se equipa con tres antenas GPS para determinar no sólo su posición sino que también su orientación espacial. Luego, un arreglo de 3 o más PXPs se posiciona en el fondo marino de modo que los instrumentos están circunscritos a una circunferencia de radio igual a la profundidad promedio del agua. Las líneas de base entre los PXPs se consideran fijas y se miden los TOFs entre estos últimos y el vehículo en superficie el que se equipa con un módem acústico. Finalmente, por medio del posicionamiento absoluto de este último es posible determinar la posición del arreglo (ver Fig. 3.1 c) (Bürgmann and Chadwell, 2014; Fujimoto, 2014). Un ejemplo interesante de la aplicación de este método es el experimento llevado a cabo por Gagnon et al. (2005) en la fosa chileno-peruana en los 12°S. Sus resultados son consistentes con un interfaz acoplada entre 2-40 km de profundidad a lo largo del contacto interplaca.



Figura 3.2: Esquema de las técnicas para medir cambios en el desplazamiento, deformación, inclinación y gravedad. a) Sensores de presión son sensibles a desplazamientos verticales. *Tiltmeters* y strainmeters tienen problemas de estabilidad por lo que el desarrollo de pozos bien acoplados al lecho marino atisban como una solución. Los gravímetros permiten el monitoreo de la redistribución de masa bajo el fondo. b) Técnicas que utilizan sondajes batimétricos por medio de *multibeam* o sísmica activa. Es también posible el uso de vehículos submarinos tales como AUVs (*Autonomous Underwater Vehicle*) o ROVs (*Remotely Operated Vehicle*). Modificado de Bürgmann and Chadwell (2014)

3.3.2. Otras técnicas

Existen otras técnicas de Geodesia Marina menos empleadas, ya sea por falta de desarrollo instrumental o por ser menos versátiles en su implementación. Entre los sensores que se usan se pueden nombrar, inclinómetros, gravímetros y strainmeters. (ver Fig. 3.2a). Otra técnica útil, aunque con menos resolución, consiste en el uso de sondajes batimétricos obtenidos mediante sonar *multibeam* o sísmica activa. La metodología consiste en tomar imágenes batimétricas en distintos instantes de tiempo, las que por un análisis de correlación permiten detectar desplazamientos del orden de metros en el lecho marino. Maksymowicz et al. (2017) estima cambios en la batimetría antes y después del terremoto de Maule 2010, $M_w = 8.8$ usando perfiles batimétricos obtenidos por *multibeam* y determina que las observaciones son consistentes con una dislocación cuvo límite superior está a lo menos a una distancia de 6 km desde el frente de deformación. Moscoso et al. (2011), en cambio, propone que el límite superior de este mismo llega unos 40 km desde la fosa, basándose en la tasa de sismicidad y en su observación de un prisma acrecionario de 40 km de ancho. La literatura normalmente indica que en esta zona los sedimentos son poco competentes y domina un régimen de fricción de tipo velocity-weakening (p.ej Byrne et al., 1988; Scholz, 1998). Más observaciones de Geodesia Marina son necesarias para constreñir mejor el tipo de reología friccional que domina en la región del prisma acrecionario.

Para finalizar esta sección se presenta en la figura 3.3 un esquema que reúne los métodos usados habitualmente por la Geodesia Marina. En este último se indica el rango de aplicabilidad de cada una de las técnicas dependiendo de la escala temporal y espacial en la que se quiera observar los procesos de deformación.



Figura 3.3: Esquema de la resolución espacial y temporal para los métodos de Geodesia Marina. a) Métodos basados en sistemas acústicos. b) Métodos basados en otros transductores como: sensores de presión absoluta (APG), inclinómetros, gravímetros. Modificado de Bürgmann and Chadwell (2014)

3.4. Sensores de presión APG

Las técnicas analizadas en la sección anterior se enfocan principalmente en medir desplazamientos horizontales. Actualmente, para la medición de desplazamientos verticales se utilizan sensores de presión absoluta o **APG** por su acrónimo en inglés (*Absolute Pressure Gauge*). Las mediciones de este tipo de sensores, denominadas **OBP** (*Oceanic Bottom Pressure records*), las que se utilizan en este trabajo, razón por la cual es necesario indagar sobre su funcionamiento.

Los sensores APG poseen una buena estabilidad y precisión, sumado a un excelente rango de aplicabilidad en diversas escalas espaciales (ver Fig. 3.3b). Su uso data desde principio de los 80s, motivo por el cuál su funcionamiento en condiciones in-situ es bien entendido. Por estos motivos, los APGs se constituyen como el método más simple y con mejor resolución y exactitud, para monitorear la deformación vertical del lecho oceánico (Polster et al., 2009).

3.4.1. Funcionamiento de un APG



Figura 3.4: Esquema de un sensor APG. Dentro de una cámara al vacío, recubierta por una carcasa metálica, se encuentra el manómetro de Bourdon. Este último consiste en un tubo metálico con forma de J, donde el sensor de presión se encuentra en el extremo de la parte curva del tubo. A su lado se ubica un sensor de temperatura que se utiliza para la corrección de los registros. La presión del agua se ejerce sobre el extremo exterior del tubo en una espiral, la cual en su interior contiene aceite para evitar la corrosión de las componentes internas del sensor. Modificado de Paroscientific (2011)

Los sensores de presión de uso más extenso son los *Parosientific Digiquartz*[®] Broadband Pressure Sensors, por ende cuando se hable de APGs se subentenderá que se trata de este modelo en específico. La parte mecánica del transductor consiste en un **manómetro de Bourdon**, es decir, un tubo de metal con forma de J de muy pequeño diámetro interno. Este manómetro posee dos extremos: el ubicado en el eje más largo del tubo está expuesto a presión ambiente mientras que el extremo del eje más corto se encuentra acoplado mecánicamente a un sensor de cuarzo. Junto a éste se encuentra un cristal que funciona bajo el mismo principio y se utiliza para medir la temperatura. Casi la totalidad del manómetro y el resto de los elementos que componen el dispositivo se ubican al interior del montaje en una cámara sellada al vacío (ver Fig. 3.4).

El método de medición de la presión del fondo oceánico (*Bottom pressure record* u *Oceanic Bottom Pressure* abreviados BPR y OBP respectivamente) consiste en determinar variaciones de frecuencia del transductor de cuarzo. Cuando aumenta la presión en el cabo exterior del manómetro este tiende a desenrollarse, esto a su vez incrementa la tensión axial sobre el sensor de cuarzo. Este cristal es de un material piezoeléctrico, es decir, se deforma ante la presencia de tensiones eléctricas y viceversa. Al aumentar la tensión axial se modifica la frecuencia de resonancia del cristal (la que también depende, entre otros, de la temperatura ambiente) y la de las variaciones de voltaje. Sobre la superficie de la placa de cuarzo se disponen electrodos y estos varían su voltaje para forzar al cristal a vibrar en su modo flexural fundamental (Paros, 1973). El modo en que el circuito interno se ajusta a la frecuencia de resonancia del cristal es llevado a cabo por unos paneles de excitación eléctrica. Finalmente lo que se mide es la frecuencia con que oscila el voltaje del circuito la que depende de la presión y temperatura. En la figura 3.5 se adjunta un esquema detallado del montaje del cristal.



Figura 3.5: Esquema cristal de cuarzo. Se muestra el montaje del oscilador de cuarzo. En su superficie se disponen electrodos para forzar el cristal a su modo fundamental de vibración. Los paneles de excitación sintonizan la frecuencia del circuito con la de la placa piezoeléctrica. Modificado de Paroscientific (2011)

Como se ha expuesto, las mediciones de frecuencia dependen de la temperatura razón por la que se incluye un sensor para medir sus variaciones. Este transductor es también un piezoeléctrico de cuarzo y opera bajo el mismo principio. La fórmula de conversión frecuencia presión es como sigue:

$$P = C \cdot \left(1 - \left(\frac{T_o}{\tau}\right)^2\right) \left(1 - D \cdot \left(1 - \left(\frac{T_o}{\tau}\right)^2\right)\right)$$
(3.4.1.1)

Donde P : es la presión

 $U = U_o - u_o$ U_o es el período de la temperatura y u_o una constante a calibrar $C = c_o + c_1 U + c_2 U^2$ $D = d_o + d_1 U$ $T_o = t_o + t_1 U + t_2 U^2 + t_3 U^3 + t_4 U^4$

Los coeficiente anteriores deben ser calibrados con algún estándar de presión antes de desplegar los sensores en el fondo oceánico.

Otro de los elementos a considerar del sensor es la cámara que contiene una espiral rellenada con aceite (Fig. 3.4). La función de esta es prevenir que el agua u otros contaminantes entren en contacto con las piezas internas del transductor. El llenado de este elemento con aceite es extremadamente delicado pues la presencia de burbujas puede afectar seriamente las mediciones. Adicionalmente, si el sensor se coloca en una orientación distinta a la vertical, u otra en la que se haya calibrado, se induce un sesgo sobre las mediciones que es directamente proporcional al ángulo de inclinación (1° \approx 1 hPa, Phillips (2006)). Tomando en cuenta todos estos efectos, los errores en las mediciones pueden alcanzar un 0.03 % del rango de medición del instrumento (Paroscientific, 2000), es decir, para un APG con un rango de medición de 70 MPa esto se traduce en 210 mH₂O.

3.4.2. Características instrumentales

Las especificaciones de fábrica del instrumento en condiciones controladas en laboratorio, son según se indican en la tabla 3.1. Para un instrumento con rango de 70 MPa la exactitud, precisión y resolución son respectivamente 70 cmH₂O, 70 cmH₂O y 0.07 mmH₂O. En general se ha observado que los instrumentos se comportan mejor que lo especificado por el fabricante, alcanzando resolución efectivas equivalentes a las decenas de mmH₂O (Polster et al., 2009).

Digiquartz	Exactitud	Precisión	Resolución
% Rango completo	0.01	0.01	10^{-8}

Tabla 3.1: Características Digiquartz®especificadas por el fabricante. La exactitud, precisión y resolución del sensor se indican en función del rango completo de medición.

Las condiciones *in situ* del instrumento son distintas a las de laboratorio, en consecuencia la resolución en el fondo marino es peor que 10ppb (*parts per billion*). Las fuentes de ruido en el oceáno se relacionan con fluctuaciones aleatorias de presión y ruido interno de la electrónica del transductor. De acuerdo con un análisis realizado por Polster et al. (2009) con 86 registros de presión de APGs, ubicados mayormente en el Pacífico, la resolución *in situ* de los instrumentos está en torno a los 1-10 mmH₂O (1 mmH₂O = 10 Pa). La magnitud de estos valores parece depender del tipo monumento utilizado para la instalación de los APGs asociado a la estabilidad e inclinación de los instrumentos durante el transcurso de las mediciones. Adicionalmente se debe considerar que los sensores de presión presentan deriva instrumental. La deriva está bien documentada y según Watts and Kontoyiannis (1990) puede modelarse de la siguiente forma:

$$d(t) = a_1 \exp(-a_2 t) + a_3 t + a_4 \tag{3.4.2.1}$$

donde el tiempo se mide a partir del momento de instalación del instrumento y las constantes a_i son parámetros a determinar en el proceso de calibración del sensor. El primer término del lado derecho de la ec. (3.4.2.1) se relaciona con el período de adaptación del sensor a las condiciones de presión y temperatura en el fondo oceánico. En este período de aclimatación se considera también el asentamiento del monumento del instrumento en los sedimentos pelágicos. Este argumento explica porque es razonable considerar que el término puede modelarse como una exponencial con una tasa de decaimiento $1/a_2$. Por otro lado, el factor lineal de la deriva suele atribuirse al desgaste de las componentes electrónicas y mecánicas del transductor. Para el mismo set de datos descrito en el párrafo anterior, Polster et al. (2009) obtuvo una tasa de deriva promedio de -0.88 ± 0.73 kPa/a, equivalente a 8.8 cmH₂)/a. Mas aún, Watts and Kontoyiannis (1990) reportan que la tasa de deriva no es predecible para un sensor particular en experimentos subsiguientes. Esto resulta ser un inconveniente para estudios de geodesia aplicada a la tectónica pues una variedad de fenómenos presentan tasas de desplazamiento similares, incluyéndose dentro de ellos la deformación intersísmica debido al acoplamiento de la interfaz de subducción.

3.4.3. Fuentes de ruido en sensores APG

Existen diversas fuentes de ruido no provenientes del proceso operacional del instrumento, a ellas en su conjunto se les denominará ruido ambiente. Es conveniente describir sus características pues no sólo es útil para comprender las señales que es posible detectar por un APG, sino que en última instancia sirven para evaluar el desempeño del instrumento. El contenido de frecuencia del ruido oceánico abarca un rango amplio del espectro medible por el instrumento, fuentes asociadas a diversos procesos físicos.

Para analizar el ruido ambiente en la figura 3.6, se muestra la densidad de potencia espectral o PSD (*Power Spectral Density*) de dos APGs. En la banda de frecuencia entre los 0.002-0.02 Hz el espectro está dominado por las ondas infragravitatorias, las que corresponden a ondas superficiales oceánicas cuya frecuencia es baja en comparación con las ondas gravitacionales generadas por forzamiento del viento. Debido a que el océano actúa como filtro pasa bajo para las ondas superficiales, el espectro decae rápidamente produciéndose una banda silenciosa o noise notch entre los 0.2-0.1 Hz, donde domina el ruido de la electrónica del instrumento (sin considerar las fases sísmicas que pudiesen observarse en aquella banda). Entre los 0.1-0.5 Hz el espectro de ruido concentra una alta cantidad de energía debido a los microsismos (Webb, 1998). Su origen se explica por un fenómeno de superposición de ondas oceánicas viajando en sentido contrario. Según el trabajo de Longuet-Higgins (1950) la interacción entre ellas es capaz de acoplar energía en forma de ondas elásticas, produciendo un peak en un período de \approx 7s. Alrededor de los 0.5 Hz el espectro comienza a decaer desde el peak de los microsismos hasta los 2.0 Hz, parte del espectro en esta banda está dominado por ruido de la electrónica del instrumento. Finalmente, cerca de los 10 Hz el ruido aumenta entre 10 a 20 db debido al método de conteo que utilizan los APGs para digitalizar las mediciones (Webb and Nooner, 2016). De acuerdo con la figura 3.6 el ruido de conteo es dependiente del rango dinámico del sensor, es decir, de la profundidad para la que están diseñados.



Figura 3.6: Densidad de potencia espectral de registros OBPs obtenidos mediante **APGs.** La curva azul y verde corresponde a la densidad de potencia espectral o PSD (*Power Spectral Density*) de sensores adecuados para operar a 2000 m y 4000 m de profundidad respectivamente. Modificado de Webb and Nooner (2016).

Capítulo 4

Metodología de procesamiento y análisis de observaciones APG

4.1. Introducción

En este capítulo se describe la metodología usada para obtener series de tiempo del desplazamiento vertical a partir de registros de presión del fondo oceánico. Esta descripción incluye aspectos más bien teóricos, mientras que la implementación metodológica y detalles del procesamiento se incluyen en el apartado respectivo a cada conjuntos de datos analizado. La razón de esto es pragmática y responde al hecho de que las observaciones analizadas en esta tesis poseen características muy dispares entre sí y son propias a cada experimento realizado, por lo que resulta inconveniente establecer un tratamiento estandarizado.

El ambiente en que se realizan las mediciones de presión es complejo. En él se desarrollan procesos oceánicos y tectónicos muy diversos, la mayoría de los cuales modifican el campo de presión. La evolución temporal de la presión depende entre otros, de la distribución de densidad en el medio oceánico, forzamientos de carácter atmosférico, mareas oceánicas, deformación del fondo marino con procesos de origen tectónico. La tarea de obtener series de tiempo de desplazamiento vertical es por tanto díficil, más aún, el análisis de los datos se complica si se desea diferenciar transientes con origen tectónico de los de otro tipo de fuentes.

4.2. Ecuación hidrostática

El principio fundamental para la conversión de presión a desplazamiento vertical reside en la ecuación hidrostática. Esta ecuación es una aproximación de las ecuaciones de Navier-Stokes bajo los siguientes supuestos (ver p.ej. Stewart, 2008):

• Aproximación de Boussinesq: Se asume que las desviaciones de densidad son pequeñas, supuesto que es válido cuando las velocidades del fluido y de las ondas que se propagan en él son subsónicas ($v \ll c$), donde v es la velocidad en cuestión y c = 340m/ses la velocidad del sonido. A ello se suma la restricción de que la escala espacial satisfaga $L \ll c^2/g$, donde L es una longitud característica y g la aceleración de gravedad. La aproximación de Boussinesq es equivalente a asumir incompresibilidad del medio oceánico; ello es en efecto una buena aproximación pues el coeficiente de compresibilidad adiabático del agua es $\beta|_{T=0^{\circ}} = 4.65 \cdot 10^{-10}$.Pa⁻¹

- Fluido no-viscoso: Se considera que el fluido no experimenta fuerzas de fricción internas, es decir, la viscosidad es despreciable.
- Aproximación geostrófica: En esta aproximación se asume que las aceleraciones verticales en el fluido son despreciables con respecto a la aceleración de gravedad. Este es un balance estático en que la fuerza de gravedad es contrarrestada solamente por las fuerzas de gradiente de presión.

La ecuación de movimiento para un fluido (Stewart, 2008):

$$\frac{D\mathbf{v}}{Dt} + (\mathbf{v} \cdot \nabla)\mathbf{v} = -\frac{1}{\rho} \sum_{\text{Presión}} -2\Omega \times \mathbf{v} + \underbrace{\mathbf{g}}_{\text{Aceleración de gravedad}} + \underbrace{\mathbf{F}}_{\text{Fuerzas de fricción}}$$
(4.2.0.1)

La aproximación de Boussinesq implica $\nabla \cdot \mathbf{v} = 0$. Si además la fuerza de Coriolis, fuerzas de fricción y términos inerciales se desprecian, se puede obtener a partir de 4.2.0.1 la ecuación hidrostática:

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial z} = g(\varphi, z) \tag{4.2.0.2}$$

En esta expresión las variables z y φ son la profundidad y latitud respectivamente y $g(\varphi, z)$ es la componente normal del campo gravitatorio. Para medir el desplazamiento vertical se debe definir un datum en esa dirección; una buena elección es el nivel medio del mar o MSL (*Mean Seafloor Level*), que acá se denotará z_o . Sea $\eta(\mathbf{x}, t)$ la superficie instántanea del mar y z_s la profundidad del lecho marino. Además, si se define $\alpha = \rho^{-1}$ como el volumen específico del agua. Integrando 4.2.0.2 se obtiene la forma integral de la ecuación hidrostática:

$$\int_{\eta}^{z_s} g(\varphi, z) \mathrm{d}z = \int_{P_{\eta}}^{P_b} \alpha \mathrm{d}P$$
(4.2.0.3)

En la fórmula anterior P_b y P_η son la presión del fondo marino y atmosférica respectivamente. La superficie instantánea del mar η , que se mide con respecto al MSL, es distinta del datum y depende de diversos factores. Dentro de ellos, en la figura 4.1 se esquematizan mareas oceánicas (*Tide*), carga atmosférica o efecto de Barómetro Invertido (*Inverse Barometer Effect*, IB) y la altura local de la superficie oceánica S.S.H (*Sea Surface Height*). Todos ellos, además de las variaciones en la distribución de densidad contribuyen a P_b (Phillips, 2006). Si P_η se corrige de modo que lleva desde η hacia el MSL, es posible escribir:

$$\int_{0}^{z_s} g(\varphi, z) \mathrm{d}z = \int_{P_o}^{P_b} \alpha \mathrm{d}P \tag{4.2.0.4}$$

En la ecuación 4.2.0.3 $g = g(\varphi, z)$, la aceleración de gravedad, manteniendo la latitud constante, puede aproximarse a primer orden como $g = g_o(\varphi) + \gamma z$, donde γ es el gradiente vertical de g (gravedad normal). Utilizando este desarrollo sobre 4.2.0.4 se obtiene:

$$\left(g_o(\varphi) + \frac{1}{2}\gamma z_s\right)z_s = \int_{P_o}^{P_b} \alpha \mathrm{d}P \qquad (4.2.0.5)$$

Si se procede a reemplazar z_s por P_b en el lado izquierdo de la ecuación (error de exactitud de 5 cm a 10000 m de profundidad) se obtiene (Saunders and Fofonoff, 1976):

$$z_s = \frac{1}{g_o(\varphi) + \frac{1}{2}\gamma' P_b} \int_{P_o}^{P_b} \alpha \mathrm{d}P \qquad (4.2.0.6)$$

El valor de $\gamma' = 2.184 \cdot 10^{-6} \frac{m/s^2}{dBar}$ (Fofonoff and Millard Jr, 1983). Para calcular $g_o(\varphi)$ se utiliza la fórmula de Clairaut con los parámetros del elipsoide de referencia GSR1967:

$$g_o(\varphi) = 9.780318 \left(1.0 + 5.2788 \cdot 10^{-3} \sin^2(\varphi) + 2.36 \cdot 10^{-5} \sin^4(\varphi) \right)$$
(4.2.0.7)

La elección de esta fórmula radica en mantener consistencia con las rutinas que se utilizan para realizar la transformación de presión a desplazamiento vertical. Estas últimas son las fórmulas de la UNESCO para las propiedades del agua marina (Fofonoff and Millard Jr, 1983).



Figura 4.1: **Presión oceánica.** Con las flechas rojas se ilustra los movimientos de la superficie oceánica instantánea $\eta(\mathbf{x}, t)$ debido a los fenómenos que la modifican. Estos son principalmente: mareas oceánicas, carga atmosférica y forzamiento de viento o de inestabilidades gravitacionales. El datum vertical se denota con z_o y corresponde al MSL. Con línea punteada azul se muestra la profundidad del fondo marino z_s . En línea punteada roja se muestra un ejemplo de la estructura vertical de la densidad potencial $\rho(z, t)$ que varía en profundidad y en el tiempo. Modificado de Phillips (2006)

4.3. Modelamiento de Mareas oceánicas

El fenómeno de mareas es conocido hace siglos, así como también del mecanismo principal que las genera. Las primeras explicaciones satisfactorias provienen del trabajo de Newton, Euler, Bernoulli, Laplace, entre otros. Sin embargo, la generación de mareas en el océano es un problema complejo y altamente acoplado, por lo que está lejos de estar resuelto. Algunas de las interacciones incluyen: acoplamiento de mareas y corteza oceánica, disipación de energía debido a la batimetría, interacción con cuencas y montes submarinos, la rotación terrestre y efectos gravitatorios de cuerpos celestes cercanos. De hecho, los primeros mapas globales de mareas oceánicas fueron publicados apenas en 1994 (Stewart, 2008). Por este motivo, en esta sección se realiza un tratado sucinto, funcional a lo que se desarrolla en este trabajo.

4.3.1. Teoría de mareas

El mecanismo de generación de mareas se debe al potencial gravitatorio que ejercen los cuerpos celestes -fundamentalmente la luna y el sol- sobre el océano.



Figura 4.2: Potencial gravitatorio de mareas. En la figura se muestra la tierra sujeta al potencial gravitacional de un cuerpo celeste. Este último causa deformación del océano por medio de gradientes en la fuerza centrífuga y gravitatoria. Las flechas indican las aceleraciones centrífuga, de gravedad y residuales de marea de acuerdo a la leyenda en la figura. Modificado de Lowrie (2007) y Stewart (2008)

Para ilustrar se toma como ejemplo el sistema Tierra-Luna (Figura 4.2). Ambos cuerpos orbitan en torno al centro de masa del sistema, que se encuentra dentro del planeta tierra, a unos 4600 km de su centro (Lowrie, 2007). El centro de masa terrestre orbita con una trayectoria aproximadamente circular en torno al centro de masa del sistema Tierra-Luna, y por lo tanto, cualquier punto en la superficie terrestre debe describir una trayectoria similar (dado que consideramos el planeta rígido). Todos los puntos en la superficie terrestre están sujetos a una aceleración centrífuga que se debe al movimiento orbital que describen. En el origen terrestre, esta fuerza se opone a la gravitatoria, cancelándose. Sin embargo, la gravedad es distinta en el extremo B de la figura 4.2 que se encuentra más cercano a la luna, que en el punto A que está mas lejos, por tanto existe un desbalance de fuerzas, tal que en A dominan las fuerzas centrífugas y en B las gravitacionales. La capa de agua que cubre la tierra se deforma consecuentemente, formando protuberancias tal y como se indica en la figura 4.2.

Las fuerzas centrífugas usualmente no se consideran en la descripción del potencial de marea y sólo se toman en cuenta los gradientes gravitatorios. Considérese el punto P en la figura 4.2, el potencial que genera el cuerpo celeste de masa m sobre esa posición es:

$$V(P) = -\frac{Gm}{r_1}$$
(4.3.1.1)

Donde G es la constante de gravitación universal. De la figura se deduce que $r_1^2 = r^2 + R^2 + 2rR\cos(\varphi)$, por lo que se puede escribir:

$$V(p) = -\frac{Gm}{R} \left(1 + -2\left(\frac{r}{R}\right)\cos(\varphi) + \left(\frac{r}{R}\right)^2 \right)^{1/2}$$

$$(4.3.1.2)$$

Puede mostrarse que el término en paréntesis admite una representación con polinomios de Legendre (Arfken and Weber, 2001), que reteniendo el término de primer orden queda (Stewart, 2008) :

$$V(P) = -\frac{Gm}{R} \left(\frac{r}{R}\right)^2 P_2(\cos(\varphi)) \tag{4.3.1.3}$$

Donde la función $P_2(x)$ es el polinomio de Legendre de orden 2. La rotación terrestre no se ha considerado hasta el momento, luego cuando en la ec. 4.3.1.3 se agrega su efecto, el potencial puede separarse en tres frecuencias básicas : de período largo o bimensual, diurna y semidiurna. Los períodos lunares de estas son 14d, 24h y 12 h respectivamente. Sean θ, λ latitud y longitud respectivamente, mediante una descomposición de Fourier el potencial puede representarse como (Balmforth et al., 2004):

$$V(\lambda,\theta) = V_o(\lambda,\theta) + V_1(\lambda,\theta) + V_2(\lambda,\theta)$$
(4.3.1.4)

donde:

$$V_s(\lambda, \theta) = D \cdot G_s(\theta) \sum_j C_j \cos(\sigma_j + s\lambda + \theta_j)$$
(4.3.1.5)

 $G_s(\theta)$ son funciones de la latitud y D es la constante de Doodson. Cada una de las componentes del potencial se denomina marea parcial o constituyente de marea y su frecuencia σ_j es una combinación lineal de la velocidad de rotación terrestre ω_o y cinco frecuencias fundamentales de origen astronómico ω_k con $k = \{1, \ldots, 5\}$, las que se indican en la tabla 4.2 (Balmforth et al., 2004). Por otro lado, C_j es la amplitud de la componente, dónde el índice j indica el orden del término correspondiente a la descomposición de Fourier del potencial. La frecuencia de una marea parcial dada satisface:

$$\sigma_j = s\omega_o + \sum_{k=1}^5 m_k^j \omega_k \tag{4.3.1.6}$$

Los términos de la forma $m_k^j = 0, \pm 1, \pm 2, \ldots, \pm 5$ se denominan números de Doodson y caracterizan un armónico particular. En la tabla 4.1 se muestran las especies armónicas de mayor amplitud, tanto para la banda de período largo como para las bandas diurna y semidiurna. Se indica también la nomenclatura y números de Doodson para cada especie.



(b) Banda diurna

Figura 4.3: Espectro de amplitud de presión en las bandas de frecuencia (a) semidiurna y (b) diurna. Registros obtenidos por APGs en la zona de ruptura del terremoto de Maule 2010. Con línea segmentada negra se indica la especie armónica con el mayor contenido de energía en el registro, mientras que con la línea segmentada verde se indican el resto de las especies en la banda correspondiente. Para cada armónico se indica al costado izquierdo de la línea segmentada la nomenclatura pertinente, por ejemplo, M_2, S_2, K_2, K_1 (ver nomenclatura en la tabla 4.1).

En la figura 4.3 se grafica el espectro de amplitud de dos registros de presión ubicados en el antearco marino de la zona de ruptura del terremoto de Maule 2010, entre los $34.5 - 35.5^{\circ}$.

Especie	Notación	s	n_1	n_2	n_3	n_4	n_5	Amplitud	Período
armonica								U	(m ^r)
Lunar principal	M_2	2	2	0	0	0	0	0.9081	12.4206
Solar principal	S_2	2	2	2	-2	0	0	0.4229	12.0000
Lunar elíptica	N_2	2	2	-1	0	1	0	0.1739	12.6584
Lunisolar	K_2	2	2	2	0	0	0	0.0786	11.9673
Lunisolar	K_1	1	1	1	0	0	0	0.3623	23.9344
Lunar principal	O_1	1	1	-1	0	0	0	0.3769	25.8194
Solar principal	P_1	1	1	1	-2	0	0	0.1755	24.0659
Lunar elíptica (O_1)	Q_1	1	1	-2	0	1	0	0.0722	26.8684
Solar constante	S_o	0	0	0	0	0	0	0.2341	0
Lunar constante	M_o	0	0	0	0	0	0	0.2341	0
Bimensual (declinational M_o)	M_f	0	0	2	0	0	0	0.1564	327.85
Mensual (elíptica M_o)	M_m	0	0	1	0	-1	0	0.0825	661.31
Semi-anual (declinational S_o)	S_{sa}	0	0	0	2	0	0	0.0729	4383.05

Tabla 4.1: Especies armónicas de las mareas parciales. En la primera y segunda columna se indica el constituyente de marea y su notación. En las columnas siguientes se indican los números de Doodson, Amplitud de marea y Período asociados a una especie determinada. Modificado de (Stewart, 2008) y (Balmforth et al., 2004)

Período	Descripción		
$2\pi/\omega_o = 23.93333$ d	Día sideral		
$2\pi/\omega_1 = 27.321582 \text{ d}$	Período de la declinación lunar		
$2\pi/\omega_2 = 365.242199 \text{ d}$	Período de la declinación solar		
$2\pi/\omega_3 = 8.847$ a	Período de rotación del perigeo lunar		
$2\pi/\omega_4 = 18.613$ a	Período de rotación nodal de la luna		
$2\pi/\omega_5 = 20940$ a	Período de rotación del perigeo solar		

Tabla 4.2: Frecuencias astronómicas fundamentales. En la primera columna se indica el período de las frecuencias astronómicas fundamentales y a continuación una descripción con el elemento celeste al que se le asocia su origen.

Se muestran las bandas diurna y semidiurna de marea, indicándose con trazo segmentado las líneas espectrales de los armónicos identificados en el espectro. Una característica que se advierte del gráfico es que la coherencia espectral entre las dos señales es alta en las frecuencias asociadas a los constituyentes de marea. Por otro lado, se observa que las líneas espectrales no son exactamente líneas sino que la energía se distribuye de manera continua, en un rango de frecuencias en torno a la fundamental, fenómeno que se conoce como *spectral leakage*.

4.3.2. Correción de los registros APG por mareas oceánicas

Las mareas oceánicas suelen contener la mayor cantidad de energía en un registro de presión, con variaciones que pueden alcanzar amplitudes equivalentes a 1 m de desplazamiento del fondo marino. Por este motivo algunos transientes de deformación del fondo marino pueden pasar inadvertidos si es que no se remueve la contribución de mareas. En la figura 4.4

se muestra como ejemplo el registro de un APG, ubicado en el antearco marino de la zona de subducción de Japón, antes y después de realizar la corrección por mareas. Se advierte que primeramente la señal está dominada por la especie armónica bimensual que exhibe una modulación de amplitud. Este fenómeno se denomina mareas de sicigia y cuadratura (*spring and neap tides* en inglés) y se relaciona con la interacción de las fuerzas de marea del sol y la luna dependiendo de la configuración orbital de ambos. Durante la sicigia las fuerzas de mareas de cuadratura, estas se cancelan porque la luna y el sol están en ángulo recto vistos desde la tierra (Fig. 4.4). Luego de la corrección además de la señal tipo *spike* se percibe un transiente que con el debido análisis puede asociarse a los desplazamientos producidos por un terremoto, donde puede aislarse el desplazamiento remanente.



Figura 4.4: Registro de OBP Japón. En el panel de arriba se muestra una serie de tiempo de presión antes de realizar la corrección por marea. En zoom se muestra una ventana de 50 días para destacar su modulación de amplitud. En el panel de abajo se muestra la misma serie de tiempo una vez restada la contribución de mareas oceánicas, las que han sido estimadas por medio de BAYTAP-G (Tamura et al., 1991), en donde se observa claramente la señal de desplazamiento vertical producida por un terremoto.

Existen diversas formas de remover los constituyentes de marea de una serie de tiempo. Los enfoques más comunes consisten en utilizar modelos globales de marea o estimar las especies armónicas planteando un problema inverso (análisis armónico) (Fujimoto, 2014). Otra forma de remover las mareas consiste en tener un registro independiente de marea, localizado cerca de los registros que se quieren corregir ya sea en una ubicación donde se sospecha no hay deformación tectónica o por medio de un instrumento no sensible a ellas (Phillips, 2006). En este trabajo se utilizaron los primeros dos enfoques, con distintas metodologías para cada uno, dependiendo de las características del conjunto de datos utilizado. A continuación se especifican los distintos procedimientos:

• Modelo global TPXO

Consiste en un modelo global de mareas calibrado por observaciones de altimetría de satélite de la misión TOPEX/Poseidon. En ella se estiman los parámetros de las especies armónicas a escala global en un océano barotrópico, utilizando la versión linealizada de

las ecuaciones dinámicas de marea de Laplace, en la aproximación de aguas someras. El cálculo de los coeficientes y fase de los constituyentes de marea requiere un modelo de batimetría, del cual dependen los resultados (Egbert and Erofeeva, 2002).

• BAYTAP-G

Proceso de inversión que utiliza un método Bayesiano basado en el ABIC (*Akaike's Bayesian Information Criterion*). El modelo es del tipo que se muestra en la ec. 4.3.1.5 en que los datos se asumen como una combinación lineal de armónicos de frecuencia conocida y se resuelve el problema de minimización en el sentido de mínimos cuadrados. Este método permite ajustar transientes Heaviside o de deriva lineal al mismo tiempo que los constituyentes, permitiendo mejorar la estimación (Tamura et al., 1991).

• UTide

Conjunto de rutinas en MATLAB para análisis armónico basado en algunas herramientas estándar, que han sido utilizadas de manera rutinaria por las comunidades oceanográficas (Codiga, 2011). Se plantea un problema inverso con las observaciones que se poseen y se obtienen estimaciones de amplitud y fase de los constituyentes de marea. El problema de inversión se resuelve con un criterio de minimización de la norma l_1 mediante el algoritmo IRLS (*Iterative Re-weighted Least-squares*) (Scales et al., 1988). Para seleccionar la cantidad de constituyentes incluidos en el modelo se utiliza el *Noise-modified Rayleigh Criterion* (Munk and Hasselmann, 1964). Este último es un criterio que permite elegir los coeficientes a incluir en el problema inverso en función del SNR de los datos. El software también permite seleccionar las especies incluidas de forma manual.

4.4. Efecto de Barómetro Invertido

El efecto de barómetro invertido consiste en los cambios del nivel del mar debido a la carga atmosférica que ejercen las variaciones de presión atmosférica sobre el océano. Para ilustrar esto conviene pensar en el efecto Barómetro, principio que se utiliza en los barómetros de mercurio. Este aparato consiste en un tubo invertido, cerrado en el extremo superior y abierto en el inferior, que reposa sobre una superficie plana, la cual entra en contacto con la atmósfera y actúa como recipiente para el mercurio. La presión del fluido debe compensarse con la presión atmosférica de modo que parte de él se mueve desde el tubo hacia el recipiente plano, formándose en la parte superior del tubo un vacío conocido como vacío de Torricelli. El peso de la columna de mercurio en el tubo se debe igualar a la presión atmosférica, luego si la presión ambiente disminuye lo hace también la columna de mercurio. En el océano este efecto actúa de modo contrario, exactamente como lo que experimenta la interfaz mercurioaire en el recipiente plano del ejemplo anterior. Esto es, si la presión a nivel de superficie aumenta, en el equilibrio, la columna de agua que siente el efecto tenderá a aplastarse para compensar este incremento. El comportamiento del océano como un barómetro invertido no es intuitivo, los forzamientos de presión atmosféricos existen en una gran espectro de períodos y/o números de onda, causa por la cual no es trivial que la respuesta sea fundamentalmente estática. Sin embargo, la literatura y evidencia observacional señalan que esta aproximación es válida, cumpliéndose que (Wunsch and Stammer, 1997):

$$\eta(t) = -\frac{P_o}{\rho_w g} \tag{4.4.0.1}$$

Donde $\eta(t)$ es la superficie instantánea del océano debido al efecto Barómetro Invertido, P_o es la presión atmosférica al nivel del mar, ρ_w es la densidad del agua y g la aceleración de gravedad. De aquí se deduce que para un registro de presión, la respuesta estática está compensada pues un aumento de presión de 1 hPa produce una disminución de aproximadamente 1 cm de altura de columna de agua. Con este fundamento resulta razonable ignorar su efecto. Existen desviaciones de este comportamiento y tal como señala Ponte and Gaspar (1999) la aproximación se vuelve inadecuada cuando se considera una respuesta a forzamientos de período corto (< 10 d) o de escala espacial muy grande (1000 km). En efecto, si el cambio de presión ocurre de manera muy rápida el océano tarda en reaccionar a este forzamiento. De acuerdo con Ponte and Gaspar (1999) las desviaciones del efecto de Barómetro Invertido son del orden de 0.8 – 1.0 cm en latitudes medias para tales períodos. La corrección de este efecto puede realizarse con registros de la presión atmosférica a nivel de la superficie oceánica (Phillips, 2006), sin embargo, este proceso no se realiza en los datos analizados en este trabajo por falta de mediciones *in situ*.

4.5. Superficie instántanea del oceáno

Existen otros forzamientos de tipo atmosférico que pueden afectar el nivel de la superficie instantánea del océano o S.S.H (*Sea Surface Height*). A grandes rasgos son dos las fuentes principales que contribuyen a este efecto, el forzamiento del viento que transfiere *momentum* desde la atmósfera hacia la hidrósfera y procesos de inestabilidad gravitacional que resultan de variaciones en la distribución de densidad del océano. Ambos ponen en marcha corrientes oceánicas que no sólo perturban la superficie del mar sino que también cambian la estructura de densidad vertical en una determinada columna de agua.

Debido a la complejidad de estos fenómenos resulta difícil removerlos de un registro de OBP. Hino et al. (2014) utiliza un Análisis de Componentes Principales o PCA (*Principal Component Analysis*) con objeto de remover señales de longitud de onda larga y que por ende se asocian a una señal común a todos los registros de sensores cercanos, o por lo menos a una distancia entre ellos que es mucho menos que la longitud espacial a la que se expresan estos fenómenos. Para el PCA es necesario contar con varios registros, es decir, una red de instrumentos APG. Mediante este método puede reducirse la variabilidad de los datos y eliminar algunos de los forzamientos antes mencionados. En la sección a continuación se describe la metodología del PCA.

4.5.1. Análisis de Componentes Principales (PCA)

El PCA también llamado descomposición de funciones ortogonales empíricas es un proceso mediante el cual un conjunto de datos puede descomponerse en modos ortogonales o componentes principales linealmente independientes. Desde un punto de vista estadístico las transformaciones que permiten llevar a cabo la descomposición son equivalentes a una descripción en la cual las observaciones no están correlacionadas y las direcciones que las definen se ordenan en función de su varianza. En específico, la primera componente principal es la que maximiza la varianza y la segunda es la que maximiza la varianza dentro de todas las posibles direcciones restantes, y así sucesivamente.

Este proceso se utiliza de forma rutinaria para estimar los modos comunes de error o CME

(Common Mode Error) del ruido presente en una red de instrumentos. Se utiliza de manera rutinaria en registros de redes GPS para reducir la varianza de las mediciones (Dong et al., 2006).

Diagonalización matriz de covarianza

Sea $\vec{\mathbf{x}} \in \mathbb{R}^m$ una variable aleatoria. Supongamos que $\vec{\mathbf{x}}$ es un registro temporal de alguna cantidad física, es decir, $x_j = x(t_j)$, con j = 1, ..., m. Considérese además que existen *n* mediciones independientes $\mathbf{x}(t)^n$, eventualmente de cantidades distintas, idénticamente distribuidas (iid). Se define $\mathbf{X} \in \mathcal{M}_{nm}(\mathbb{R})$ como:

. .

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} \vec{x}^{1}(t_{1}) & \vec{x}^{1}(t_{2}) & \dots & \vec{x}^{1}(t_{m}) \\ \vec{x}^{2}(t_{1}) & \vec{x}^{2}(t_{2}) & \dots & \vec{x}^{2}(t_{m}) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \vec{x}^{n}(t_{1}) & \vec{x}^{n}(t_{2}) & \dots & \vec{x}^{n}(t_{m}) \end{pmatrix}$$
(4.5.1.1)

Se supone que puede definirse una matriz de covarianza $\Sigma \in \mathcal{M}_{nn}$, es decir, $\sigma_{ij} = cov(\vec{\mathbf{x}}^i, \vec{\mathbf{x}}^j)$. Dado que usualmente se desconoce el valor efectivo de esta, debemos definir algún estimador para ella. Sea entonces la matriz de covarianza muestral S, se debe:

$$\mathbf{S} = \frac{1}{m-1} \mathbf{X} \mathbf{X}^{\mathsf{T}} \tag{4.5.1.2}$$

De acuerdo a la definición esta es una matriz cuadrada y simétrica. Se subentiende de esta definición que la esperanza de las variables aleatorias es nula. El objetivo del PCA es encontrar una transformación en que los datos no estén correlacionados, dicho de otro modo, una base en que la covarianza muestral sea diagonal. Si tal transformación existe, entonces:

$$\mathbf{AX} = \mathbf{Y} \tag{4.5.1.3}$$

En el nuevo sistema:

$$\mathbf{S}_{y} = \frac{1}{m-1} \mathbf{Y} \mathbf{Y}^{\mathsf{T}} = \frac{1}{m-1} \mathbf{A} \mathbf{X} \mathbf{X}^{\mathsf{T}} \mathbf{A}^{\mathsf{T}} = \mathbf{A} \mathbf{S} \mathbf{A}^{\mathsf{T}}$$
(4.5.1.4)

Ahora bien, dado que \mathbf{S} es una matriz cuadrada, en virtud del teorema espectral se puede escribir:

$$\mathbf{S} = \mathbf{P}^{\mathsf{T}} \mathbf{D} \mathbf{P} \tag{4.5.1.5}$$

P es una matriz ortogonal, i.e $\mathbf{PP}^{\mathsf{T}} = \mathbf{I}$, de la forma :

$$\mathbf{P}^{\mathsf{T}} = \begin{pmatrix} \vec{\mathbf{v}}_1 | & \vec{\mathbf{v}}_2 | & \dots & | \vec{\mathbf{v}}_n \end{pmatrix}$$
(4.5.1.6)

Donde $\{\vec{\mathbf{v}}_1, \vec{\mathbf{v}}_2, \dots, \vec{\mathbf{v}}_n\}$ son los vectores propios de la matriz **S**. Por otro lado, la matriz diagonal de la descomposición es de la forma $D_{ij} = \lambda_i \delta_{ij}$, con λ_i el valor propio de **S** asociado a la dirección \mathbf{v}_i . Si en 4.5.1.4 se elige $\mathbf{A} = \mathbf{P}$, entonces :

$$\mathbf{S}_y = \frac{1}{m-1}\mathbf{D} \tag{4.5.1.7}$$

Entonces \mathbf{P} es la transformación que permite mapear las observaciones a otras no correlacionadas. Supondremos que en P los vectores propios están ordenados de forma tal que sus valores propios satisfacen $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_i \geq \cdots \geq \lambda_n$.

Descomposición de valores singulares

Sea $\mathbf{X}\mathbf{X}^{\mathsf{T}} \in \mathcal{M}_{nn}(\mathbb{R})$ una matriz simétrica. Sus valores propios $\mathbf{v}_i \in \mathbb{R}^n$ (que supondremos están normalizados) satisfacen :

$$(\mathbf{X}\mathbf{X}^{\mathsf{T}})\vec{\mathbf{v}}_i = \lambda_i \vec{\mathbf{v}}_i \tag{4.5.1.8}$$

Precisamos que la matriz $\mathbf{X}\mathbf{X}^{\mathsf{T}}$ tiene rango $r(\mathbf{S}) = r$, con $r \leq n$, luego n - r valores propios son nulos. En aquel caso la matriz $\mathbf{V} = (\vec{\mathbf{v}}_1 | \vec{\mathbf{v}}_2 | \dots | \vec{\mathbf{v}}_r | \dots | \mathbf{0})$ puede llenarse con vectores nulos pues no aportan a la descomposición. Sea $\sigma_i = \sqrt{\lambda_i}$, definamos $\vec{\mathbf{u}}_i \in \mathbb{R}^m$:

$$\vec{\mathbf{u}}_i = \frac{1}{\sigma_i} \mathbf{X}^{\mathsf{T}} \vec{\mathbf{v}}_i \tag{4.5.1.9}$$

Veamos que los vectores $\vec{\mathbf{u}}_i$ constituyen una base ortonormal:

$$\vec{\mathbf{u}}_i \cdot \vec{\mathbf{u}}_j = \frac{1}{\sigma_i \sigma_j} (\vec{\mathbf{v}}_i^{\mathsf{T}} \mathbf{X}) (\mathbf{X}^{\mathsf{T}} \vec{\mathbf{v}}_j) = \frac{1}{\sigma_i \sigma_j} \vec{\mathbf{v}}_i^{\mathsf{T}} \lambda_j \vec{\mathbf{v}}_j = \frac{1}{\sigma_i \sigma_j} \lambda_j \delta_{ij} = \delta_{ij}$$
(4.5.1.10)

$$\|\vec{\mathbf{u}}_i\|^2 = \frac{1}{\lambda_i} (\mathbf{X}^{\mathsf{T}} \vec{\mathbf{v}}_i)^{\mathsf{T}} (\mathbf{X}^{\mathsf{T}} \vec{\mathbf{v}}_i) = \frac{1}{\lambda_i} (\vec{\mathbf{v}}_i^{\mathsf{T}} \mathbf{X}) (\mathbf{X}^{\mathsf{T}} \vec{\mathbf{v}}_i) = \frac{1}{\lambda_i} \vec{\mathbf{v}}_i^{\mathsf{T}} \lambda_i \vec{\mathbf{v}}_i = 1$$
(4.5.1.11)

De acuerdo a la definición 4.5.1.9, es posible escribir:

$$\mathbf{X} = \mathbf{U}\Sigma\mathbf{V}^{\mathsf{T}} \tag{4.5.1.12}$$

Puede probarse en general que para cualquier $\mathbf{X} \in \mathcal{M}_{mn}(\mathbb{R})$ si el producto $\mathbf{X}\mathbf{X}^{\mathsf{T}}$ es una matriz simétrica y semidefinida positiva puede hallarse una descomposición de valores singulares o SVD (*Singular Value Decomposition*) según se indica en la ec. 4.5.1.12. Las matrices de la descomposición se detallan en la figura 4.6 y las matrices $\mathbf{U}, \boldsymbol{\Sigma}, \mathbb{V}$, vienen dadas por:

$$\mathbf{U} = \begin{pmatrix} \vec{\mathbf{u}}_1 | & \vec{\mathbf{u}}_2 | & \dots & | \vec{\mathbf{u}}_m \end{pmatrix}$$
(4.5.1.13a)

$$\Sigma = \begin{pmatrix} \sigma_1 & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \sigma_2 & \dots & \mathbf{0} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \dots & \sigma_n \end{pmatrix}$$
(4.5.1.13b)

$$\mathbf{V} = \begin{pmatrix} \vec{\mathbf{v}}_1 | & \vec{\mathbf{v}}_2 | & \dots & | \vec{\mathbf{v}}_n \end{pmatrix}$$
(4.5.1.13c)



Figura 4.5: Descomposición en valores singulares (SVD) para el caso de m > n. Estructura de las matrices que componen la descomposición de valores singulares. En el lado derecho los segmentos pintados en blanco corresponden a los segmentos de la matriz que son nulos

Finalmente la ecuación 4.5.1.12 dice que cualquier matriz puede escribirse como una rotación (**U**), un escalamiento (Σ) y otra rotación (\mathbf{V}^{\intercal}). Los vectores base de **U** y **V** generan el espacio fila y columna de **X** respectivamente.

Modo común de error

Mediante la representación SVD un set de datos puede descomponerse en sus componentes principales. Lo interesante de esta factorización es que se obtiene un set de datos no correlacionados ordenados por la varianza en cada dirección (dada por los vectores propios $\hat{\mathbf{v}}_i$). Si se tiene una red de instrumentos la descomposición permite estimar, modos o variaciones temporales que son ortogonales y están dados por \mathbf{V}^{\intercal} . Los vectores propios contenidos en \mathbf{U} permiten obtener la respuesta espacial de cada uno de esos modos. Los valores propios contenidos en la matriz Σ proporcionan la varianza asociada a cada componente principal y representan su peso en la representación (Dong et al., 2006). La descomposición puede escribirse como una suma de modos, tal como se indica en la figura 4.6.



Figura 4.6: Análisis de Componentes Principales. Descomposición de modos ortogonales de la matriz de observaciones.

De este modo se pueden estimar las componentes principales, lo que permite reducir la varianza de los registros. Por medio de este proceso es posible encontrar transientes débiles que no se hayan detectado antes de removerlas. Esto permite además reestimar los parámetros de los transientes que modelan la serie de tiempo.

4.6. Estructura de densidad en el océano

4.6.1. Ecuación de estado

La densidad y volumen específico del océano son funciones de estado de la salinidad, temperatura y presión. Para resolver la integral de la ecuación 4.2.0.6 es necesario una ecuación de estado para el agua de mar. Un supuesto común consiste en aproximar el volumen específico α como la suma de dos términos, el volumen específico en un océano estándar y una anomalía de volumen específico o geopotencial δ . La expresión resulta:

$$\alpha(S, T, P) = \underbrace{\alpha(35_{\text{psu}}, 0^{\circ}, P)}_{\text{Oceáno estándar}} + \underbrace{\delta(S, T, P)}_{\text{anomalía geopotencial}}$$
(4.6.1.1)

Integrando,

$$\int_{0}^{P} \alpha dP = \int_{0}^{P} \alpha (35_{psu}, 0^{\circ}, P) dP + \int_{0}^{P} \delta(S, T, P) dP$$
(4.6.1.2)

La ecuación de estado para el volumen específico de un oceáno estándar es (Saunders, 1981):

$$\alpha(35_{\rm psu}, 0^{\circ}, P) = \alpha(35_{\rm psu}, 0^{\circ}, 0) \left[1 - \frac{P}{K + AP + BP^2}\right]$$
(4.6.1.3)

En donde $\alpha(35, 0, 0)$, K, A, B son constantes determinadas de manera empírica y cuyos valores estan detallados en, por ejemplo, Fofonoff and Millard Jr (1983). La ecuación para la anomalía geopotencial es mucho más compleja y requiere el cálculo de otras variables de estado que aquí no se detallan. El cálculo preciso se encuentra en Algorithms for computation of fundamental properties of seawater de la UNESCO (Fofonoff and Millard Jr, 1983). Una implementación en Fortran de estas rutinas se utilizó para hacer la conversión de presión a desplazamiento.

4.6.2. Sondajes de conductividad, temperatura y profundidad

El primer término de la derecha en la ecuación 4.6.1.1 al integrarse en la ec. 4.2.0.6 puede resolverse algebraicamente, procedimiento que no es posible para el segundo de ellos. Se adopta como estrategia, integrar la anomalía δ mediante el método de cuadratura del punto medio. Para lo anterior es necesario contar con registros de las variables de estado, es decir, salinidad, presión y temperatura.



Figura 4.7: Sondaje CTD. Los datos corresponden a sondajes realizados el en verano del 2017, durante la expedición AT37-09 en el R/V Atlantis, en un experimento de Geodesia Marina situado alrededor de los 21.0°S. En cada panel se indica la variable de estado (Temperatura, salinidad, conductividad y anomalía de densidad) medida a la presión indicada (profundidad) en la columna de agua. Cada línea sólida de color representa un sondaje en una ubicación distinta del área de estudio. El instrumental sufrió algunos problemas durante el experimento, lo que puede observarse como pequeños saltos en el perfil.

Las variables anteriores se miden a través de sondajes en el océano que se denominan CTD pues miden la conductividad, temperatura y presión (*Conductivity Pressure Depth*) de la columna de agua. Las sondas CTD forman parte del instrumental de un R/V, por tanto la realización de este tipo de mediciones requiere adjudicarse tiempo de observación en una embarcación. Esto es una limitación importante, lo que hace casi imposible contar con registros cuasi-continuos que permitan examinar la distribución de densidad vertical.

En la figura 4.7 se muestra un ejemplo de un sondaje CTD. Este fue recolectado en Febrero del 2017 durante la expedición AT37-09 de la R/V estadounidense Atlantis. Esta última forma parte del instituto oceanográfico WHOI (*Woods Hole Oceanographic Institution*) y estaba llevando a cabo un experimento de Geodesia Marina en el margen chileno aproximadamente a los 21°S. En los paneles se muestran la temperatura, salinidad, conductividad y anomalía de densidad respectivamente. Esta última consiste en sustraer la densidad del agua a presión

ambiente y 0°C (1000 Kgm/m³) y el efecto del gradiente de presión con la profundidad. Las mediciones mostradas en la figura fueron tomadas en distintas ubicaciones en torno al área de estudio, aún así la distribución vertical no cambia mucho excepto en los primeros 200 m de columna de agua. Esta primera capa se conoce como capa de mezcla y es dónde, por medio de turbulencia o flujos de calor, ocurren redistribuciones de masa, calor, salinidad, entre otros. En este estrato la estructura varía de manera complicada y en escalas de tiempo muy cortas (<1d). Ahora bien, la estratificación de estas variables y en particular de la densidad es más estable a mayores profundidades. Incluso las variaciones estacionales tienen un efecto que parece no ser muy significativo para el cálculo de la anomalía geopotencial. Phillips (2006) en un experimento llevado a cabo en uno de los flancos del volcán Kilauea, durante el transcurso de 4 años, encuentra variaciones en la anomalía geopotencial menores a 1 cm.

Capítulo 5

Chile-PEPPER: observaciones de Geodesia marina, entre los 34-35 °S, en la zona de ruptura del terremoto de Maule 2010, Mw=8.8

5.1. Introducción

En este capítulo se analizan registros de APGs instalados en la zona norte de la ruptura del megaterremoto de Maule 2010 durante su fase postsísmica, los cuales abarcan desde mayo del 2012 a marzo del 2013. Esta iniciativa se enmarcó dentro del proyecto Chile-PEPPER (*Project Evaluating Prism Post-Earthquake Response*) patrocinado por la NSF (*National Science Foundation*) estadounidense y llevada a cabo por investigadores de la *Oregon State University* (OSU), *Scripps Institution of Oceanography* (SIO) y del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile. El objetivo del experimento consistió en obtener series de tiempo de desplazamiento vertical para estudiar la respuesta postsísmica del prisma acrecionario.

Los sensores se desplegaron en una minired temporal ubicada en el talud continental del margen, en la región de mayor deslizamiento del sismo principal ubicada entre las latitudes 34-35°S. Luego de analizar los datos se concluye que una parte limitada de la información puede utilizarse, ya sea para obtener información sobre la reología y mecánica del prisma acrecionario o para modelamiento geodésico de los transientes que en él se observan. De las cinco estaciones de la red APG dos presentan serios defectos instrumentales por lo que sólo los registros restantes son útiles para la obtención de registros de desplazamiento.

Luego de procesar los datos se encuentran tres transientes relevantes que podrían asociarse a deformación tectónica, sin embargo, dada la falta de evidencia adicional para confirmar esta hipótesis su análisis se acota a una descripción fenomenológica.

5.2. Antecedentes y objetivos

5.2.1. Antecedentes y marco tectónico

El megaterremoto de Maule del 27 de Febrero del 2010 $M_w = 8.8$, rompió un segmento del margen de aproximadamente 500 km de largo, en una zona previamente identificada como una laguna sísmica: la brecha de Darwin o del terremoto de 1835, $M_w = 8.5$ (Campos et al., 2002; Ruegg et al., 2009). De acuerdo a estudios de fuente sísmica el área focal del sismo principal limita hacia el norte con las zonas de ruptura de los terremotos de 1906 $M_w = 8.4$ y de 1985 $M_w = 7.8$, mientras que hacia el sur colinda con la del megaterremoto de Valdivia de 1960 $M_w = 9.5$. El parche de deslizamiento de mayor extensión, localizado al norte del epicentro, se solapa con la zona de ruptura del terremoto de Constitución 1929 $M_w = 8.0$ (Yue et al., 2014).

Para el contexto sismotectónico del terremoto de Maule usualmente se define un segmento del margen que queda delimitado por dos rasgos morfotectónicos: el Bloque de Mocha hacia el sur $(37.5 - 40^{\circ}S)$ y el *ridge* de Juan Fernández hacia el norte $(33^{\circ}S)$. Este último estructura el margen de modo que en su sección septentrional la fosa es pobre en sedimentos y en la meridional está espesamente sedimentada. Por otro lado, mecánica y termalmente la corteza oceánica del segmento de Maule se distingue por ser relativamente vieja (30-35 Ma) (Contreras-Reyes et al., 2013, ej.). El segmento de Maule es un margen convergente de naturaleza acrecionaria, permitiendo mediante acreción de sedimentos la formación de una unidad litológica y estructuralmente diferenciada denominada prisma de acreción (Contreras-Reyes et al., 2010). La parte frontal del prisma, cerca del frente de deformación, se llama prisma de acreción frontal o FAP (Frontal Acretionary Prism) y en el segmento de Maule se caracteriza por ser relativamente ancho (20-40 km). Otra particularidad del FAP es que está surcado por fallas secundarias o *splay faults*, configurándose como una zona de debilidad que cuenta con un alto contenido de fluidos (ej. Folguera et al., 2018; Moore and Vrolijk, 1992). Debido a que buena parte de los sedimentos se acrecionan se observa que el canal de subducción tiene poco espesor <1km. En el segmento de Maule el límite del FAP se correlaciona con un contraste de velocidad que se atribuye a una discontinuidad litológica denominada back-stop (indicado en la Figura 5.1 con línea azul). El *back-stop* corresponde a un agregado de roca competente con relación a los sedimentos que constituyen el FAP; su composición puede ser basamento de roca ígnea o unidades sedimentarias bien litificadas. Asimismo, mediante perfiles de refracción se observa que el back-stop coincide con un cambio morfológico en el antearco marino, específicamente, un cambio abrupto de la pendiente del talud continental, quiebre que configura la transición entre talud superior e inferior (Contreras-Reves et al., 2017).

Paralelamente, por medio de la teoría de Coulomb aplicada a prismas, Maksymowicz et al. (2015) describe este segmento mediante los parámetros derivados de esta: fricción basal, ángulo de subducción y ángulo o pendiente del talud. De este modo, el autor encuentra que el área de ruptura del terremoto se correlaciona bien con un segmento definido en término de estas variables, constituyendo una unidad diferente a las porciones vecinas del margen.

Contreras-Reyes et al. (2010) propone que el FAP ejerce un control sismotectónico de primer orden sobre la propagación de las rupturas en el segmento de Maule, lo que se atribuye a que debido a su naturaleza litológica, típicamente se espera que esta zona tenga un comportamiento friccional del tipo velocity-strengthtening (ej. Byrne et al., 1988). Moscoso et al. (2011) basado en la distribución espacial de la sismicidad posterior al terremoto, sostiene que el back-stop define el límite superior de la zona sismogénica; mas aún, afirma que el comportamiento del FAP es puramente asísmico. Sin embargo, las observaciones del megaterremoto de Tohoku-oki 2011, $M_w = 9.0$, han proporcionado evidencia para cuestionar estas hipótesis. El margen de tipo erosivo de la fosa Japonesa se pensaba asísmico antes de la ocurrencia del terremoto; observaciones de la fase intersísmica, analizadas posteriores a ella, mostraron que la zona sí estaba acumulando deformación y por tanto soportaba un comportamiento del tipo stick-slip.



Figura 5.1: Terremoto del Maule 2010 $M_w = 8.8$. Mapa de la zona de ruptura de Maule 2010, en la que se enmarca el área de estudio (rectángulo con línea negra segmentada). En ambos paneles (a) y (b), se muestra la distribución de slip obtenida por Yue et al. (2014) y en línea azul se muestra el límite oriental del prisma de acreción (Contreras-Reyes et al., 2010). En el panel de la izquierda se muestran los tensores de momento del GCMT durante el primer mes posterior al terremoto, con elipses blancas y negra en línea punteada sismos de tipo *Outer rise* e intraplaca sobre la litósfera continental. En el panel de la derecha se indica la sismicidad. Modificado de Lange et al. (2012) y Yue et al. (2014).

Con respecto al proceso de ruptura del terremoto, existen algunos rasgos comunes a la mayoría de los modelos publicados. En primer lugar se ha descrito una propagación bilateral que se extiende a lo largo del rumbo entre los $34 - 38^{\circ}$ S mientras que la profundidad máxima de la ruptura se ha fijado en torno a los 50 km. Los modelos tanto geodésicos como sismológicos coinciden en que existen dos asperezas, una cerca de Constitución y la otra próxima a la Península de Arauco, siendo la primera de ellas la que concentró la mayor cantidad de mo-

mento sísmico. La distribución de deslizamiento en la dirección del dip es un tema de debate, específicamente, la cuestión sobre si la ruptura se propagó hasta la fosa. Yue et al. (2014) motivado por las discrepancias de los modelos de deslizamiento en la región más cercana al frente de deformación, justamente donde se ubica el FAP, mediante un análisis conjunto de datos InSAR, GPS, ondas internas y superficiales telesísmicas y observaciones de tsunami obtiene un modelo de fuente; este evidencia dos asperezas con desplazamientos > 12m, que se ubican contiguas al frente de deformación (ver Figura 5.1). Maksymowicz et al. (2017) encuentra por medio del análisis de *tracks* de batimetría, un desplazamiento consistente con una dislocación que llega cerca de la fosa. Tanto los resultados de Yue et al. (2014) como los de Maksymowicz et al. (2017) plantean la cuestión de analizar el comportamiento del FAP durante el ciclo sísmico, interrogante sobre la cual los datos de geodesia marina pueden proporcionar una mayor comprensión.

En la figura 5.1 se muestra además del modelo de *slip* de Yue et al. (2014) la distribución y los mecanismos focales de las réplicas. Los tensores con cuadrante compresivo en rojo son réplicas durante el primer mes y las en azul luego de 4 años después del terremoto. Se observan además de los mecanismos interplaca, con planos de falla similares al sismo principal, dos tipos de *clusters*: fallamiento normal en los extremos de la zona de ruptura asociado a fallas en el *Outer rise* y fallamiento normal en la placa continental en la zona de mayor *slip* del terremoto. Este último *cluster* ha sido vinculado a estructuras extensionales que se observan en la corteza continental, cobrando relevancia por encontrarse en el área de estudio (Farías et al., 2011).

5.2.2. Objetivos

Basado en estos antecedentes el grupo liderado por la académica de Oregon State University, Anne Tréhu, diseñó un experimento con la finalidad de estudiar la respuesta postsísmica del prisma de acreción en la zona norte de la ruptura de Maule. La resolución de los modelos cosísmicos y postsísmicos es pobre en esta zona, por tanto, observaciones de Geodesia Marina podrían mejorar el entendimiento no sólo de la respuesta postsísmica sino que también servirían para acotar el comportamiento del FAP en subsecuentes ciclos sísmicos. Los objetivos propuestos por el experimento son:

Objetivos principales

• Estudiar la respuesta del prisma de acreción durante la fase postsísmica del terremoto de Maule 2010, $M_w = 8.8$.

Objetivos específicos

- Estudiar el comportamiento asísmico del FAP durante la fase postsísmica. Esto es, determinar si es posible observar efectos poroelásticos, de *afterslip* u otros, en el área de estudio.
- Estudiar el comportamiento sísmico del FAP y evaluar si las observaciones de Geodesia Marina permiten modelar los eventos detectados.
- Precisar si las observaciones de Geodesia Marina permiten examinar el potencial tsunamigénico del FAP.

5.2.3. Experimento y datos

La embarcación estadounidense R/V Melville se encargó de la instalación de los instrumentos y sensores en el fondo del mar, en el período comprendido desde el 4 al 18 de mayo del 2012 (Expedición MV1206). Distintos tipos de datos fueron adquiridos durante la expedición, entre ellos, sísmica de reflexión multicanal, magnetometría, gravimetría y batimetría multihaz. Adicionalmente a estos datos y como objetivo principal del proyecto se estableció, de modo temporal, un observatorio sismogeodésico en el fondo oceánico. Este estaba compuesto por 10 paquetes repartidos en dos series instrumentales, cada una con sismómetros y sensores de presión de distintas características. Todos los paquetes contaban con OBSs de banda ancha (BB-OBS) y flujómetros CAT (*Chemical and Aqueous Transport*) (Tréhu, 2012) En la figura 5.2 se muestra la ubicación de las estaciones desplegadas durante el experimento; sólo aquellos sitios señalados con cuadrado blanco estaban equipadas con APGs mientras que el resto, en cuadrados rojos, contaban con DPGs (Differential Pressure Gauge). Los sensores de presión diferenciales se han utilizado con éxito para observar ondas de Rayleigh y ondas internas de período largo, teniendo una buena respuesta entre los 0.1 mHz-1.0 Hz. Sin embargo, este tipo de instrumentos son difíciles de calibrar, además su ganancia y respuesta a períodos largos varía con la temperatura y profundidad, razón por la que no suelen utilizarse en Geodesia Marina (Webb and Nooner, 2016). En el análisis que aquí se presenta se incluyen solamente los datos adquiridos por los APGs.



Figura 5.2: Mapa APGs. Ubicación de los sitios de medición en el proyecto Chile-PEPPER. Los cuadrados rojos simbolizan los sitios equipados con DPGs (*Differential Pressure Gauge*) mientras que los blancos corresponden a las estaciones equipadas con APGs (*Absolute Pressure Gauge*). Se utilizó la batimetría publicada por Weinrebe and Hasert (2015)

Todos los instrumentos mencionados pertenecen a la Ocean Bottom Seismograph Instrument Pool (OBSIP), institución administrada por la NSF. OBSIP consta de tres grupos operados por Lamont-Doherty Earth Observatory (LDEO), la Scripps Institution of Oceanography (SIO) y Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI). Los instrumentos utilizados en este experimento fueron preparados en Lamont, quienes proporcionaron sus modelos SL-OBS (Standard Lamont OBS) y los CI-OBS (Cascadia Initiative OBS), inicialmente diseñados para la Cascadia Initiative (proyecto NSF llevado a cabo por un consorcio de universidades estadounidenses con el fin de estudiar aquella zona de subducción). Los paquetes CI-OBS estaban equipados con APGs, la configuración instrumental y las características de cada estación se indican en la tabla 5.1.

La expedición para recuperar los instrumentos se llevó a cavo entre los días 15-21 de Marzo del 2013 en la R/V estadounidense *Point Sur*. Nueve de los diez instrumentos fueron extraídos del fondo marino, sin embargo un análisis previo arrojó varios defectos en el funcionamiento de los BB-OBSs y APGs. Con respecto a los sensores de presión, al contrastar sus relojes con otros más precisos de instrumentos GPS, se observaron derivas < 1.0 s. Adicionalmente se documentó la omisión de un segundo, siendo los datos corregidos por los dos efectos antes mencionados. Todos los instrumentos registraron datos aunque se advirtió un deterioro progresivo en distintas bandas de frecuencia. Esto implica que sólo los sismos regionales y locales más grandes pueden ser detectados por la red APG. En este examen previo se encontró, por un análisis meramente visual, una pérdida progresiva de sensibilidad a los períodos largos en dos instrumentos, limitando severamente el cumplimiento de los objetivos principales del experimento. Este comportamiento fue atribuido, según los ingenieros encargados en LDEO, a corrosión de la tubería de los sensores (Tréhu, 2013).

Una investigación posterior de los instrumentos llevado a cabo por Anne Trehu en la *Oregon State University* constató, por medio de comparación con los registros de los OBSs, que los problemas de los relojes en los APGs eran más severos que lo previamente determinado. En las estaciones CP02, CP03 y CP04, algunas fases sísmicas observadas en los OBSs fueron sistemáticamente adelantándose en los APGs, llegando a 2 minutos al final del experimento. En LDEO atribuyeron el problema a omisión de muestras, por lo que los registros debieron recorregirse. En adición a esto, en los sensores de las estaciones CP02 y CP03 se observan artefactos, discontinuidades de distinta polaridad con períodos del orden de 1 s.

Estación	Latitud	Longitud	Profundidad	Fecha de Inicio	Fecha de termino	Tasa de muestreo
	Decimal $^{\circ}$	Decimal °	[m]	yyyy-jul	yyyy-jul	Hz
CP01	-34.701800	-72.932320	2395	2012-131	2013-075	125
CP02	-34.586220	-73.293140	3924	2012-131	2013-077	125
CP03	-34.632700	-73.160940	3272	2012-131	2013-077	125
CP04	-34.671090	-73.037900	2673	2012-131	2013-076	125
CP10	-34.714600	-73.137620	2967	2012-131	2013-077	125

Tabla 5.1: Ubicación y características instrumentales APGs Chile-PEPPER. En las columnas se indican las coordenadas de los instrumentos, fechas de inicio y término y tasa de muestreo de cada estación.

5.3. Procesamiento de datos

5.3.1. Decimación

Para cada instrumento se tenían registros diarios con una tasa de muestreo de 125 Hz en formato *mini-seed*. Dado que como objetivo no se necesitaba analizar los períodos más cortos de las series de tiempo y como el volumen de datos era muy grande (10 millones de muestras por día y 300 días de registro) se decidió remuestrar las series de tiempo a una tasa más baja, en un proceso que se conoce como decimación. Para procesar los registros se utilizó *ObsPy*, un módulo de *python* diseñado para el procesamiento de trazas sismológicas. A continuación se detallan los pasos seguidos para la decimación de los registros de APGs:

Decimación

1. Concatenación

Los registros diarios se concatenan en trazas mensuales.

2. Taper

Se remueve la media y tendencia lineal de los registros. Se aplica un *taper* con una ventana tipo coseno del 0.1% (tomando en cuenta los dos extremos de la serie de tiempo).

3. Filtro antialiasing

Se aplica un filtro *antialiasing*. En este caso consiste en uno de tipo Buterworth de orden 4 y zero-lag, esto es orden 2 por cada paso. La frecuencia de esquina se escogió en $f_c = 0.5$ Hz.

4. Submuestreo

Se realiza una reducción de la tasa de muestreo en un factor entero. Este proceso es sencillo y consiste en tomar la primera muestra y aquellas cuyo índice sea múltiplo del factor **M** escogido para el remuestreo. El proceso se lleva a cabo en tres pasos con un factor de disminución de 5 por vez.

5. Concatenación

Se concatenan los registros mensuales en registros anuales.

5.3.2. Respuesta y deriva instrumental

El centro encargado de los instrumentos en LDEO proporcionó respuestas instrumentales para cada APG, las que resultaron ser idénticas en fase y ganancia. Se adjunta la respuesta de ellas en la figura 5.3. La ganancia es constante hasta 1.0Hz y la fase lo es hasta 0.5Hz, produciéndose un desfase de $\frac{10\cdot 2\pi}{360} = \frac{pi}{18}$ desde los 0.5 - 1.0 Hz. Por este motivo, y dado que se ha aplicado un filtro pasa bajo para una frecuencia esquina de 0.5Hz, los registros se corrigen sólo por la ganancia para la conversión de unidades desde *counts* hacia *Pa*.

Las series de tiempo resultantes se detallan en la figura A.1. A primera vista se ve que la amplitud de mareas es del orden de 100hPa $(1.0\text{mH}_2\text{O})$ que es un valor razonable si se compara con observaciones satelitales de altimetría. Sin embargo, se identifican serios defectos


Figura 5.3: **Respuesta instrumental APGs**. En el panel de arriba y con línea roja se indica la ganancia mientras que en el panel de abajo y en línea azul se indica el espectro de fase (sin desenvolver o *unwrapped*). Demarcado con rectángulos transparentes de color gris se muestra la banda de frecuencias atenuada por el filtro *antialiasing* que se aplicó a los datos.

instrumentales en las estaciones CP02 y CP03 a lo que se suma la presencia de una señal de período largo que no se ajusta con el tipo de deriva que suele observarse en APGs; esta usualmente exhibe una variación rápida durante los primeros meses, luego al equilibrarse a las condiciones ambientes esta es de tasa constante. El transiente de baja frecuencia podría atribuirse a algún proceso de origen tectónico, sin embargo existen buenas razones para creer que se trata de un desperfecto en los instrumentos, una discusión detallada se presenta más adelante.

Posteriormente, para la corrección de mareas se utilizaron series de tiempo calculadas para cada sitio, obtenidas mediante el modelo de mareas TPX08 (Egbert and Erofeeva, 2002). Los constituyentes utilizados en cada predicción corresponden a ocho primarios $(M_2, S_2, N_2, K_2, K_1, O_1, P_1, Q_1)$, dos de período largo (M_f, M_m) y tres no-lineales (M_4, MS_4, MN_4) . Estas series corresponden a la altura de marea, razón por lo que para sustraerlas se convirtieron a presión mediante $\Delta P = \rho_o \Delta H$ con $\rho_o = 1027 kg/m^3$. Los registros corregidos se muestran en los paneles de la izquierda de la figura 5.4. Aquí sólo se muestran los resultados para los instrumentos CP01, CP04 y CP10, pues debido a los serios problemas que presentan las estaciones CP02 y CP03 se desecharon los datos que registraron.

Dado que la señal de período largo presenta características distintas en cada sensor y cambios de curvatura difíciles de modelar, se escogió ajustarla mediante b-*splines* cúbicos con minimización de norma l_2 . Los nodos se escogieron de manera arbitraria siempre y cuando permitiesen una solución con error rms pequeño (centimétrico) y no se produjera un sobreajuste con las señales de período más corto que el que se quería modelar. En la figura 5.4 se adjuntan los registros OBP corregidos por marea junto con la predicción de la señal de período largo mediante el ajuste de b-*splines*. Los residuales tienen una desviación estándar de 2.92 cm, 2.92 cm y 3.35 cm en las estaciones CP01, CP04 y CP10 respectivamente.



Figura 5.4: Series de tiempo sin marea y ajuste de señal de período largo. En los paneles de la izquierda se muestran los registros de las estaciones APG que operaron sin defectos instrumentales evidentes: CP01, CP04 y CP10. Para cada señal se ha removido la contribución de mareas por medio del modelo TPX08. Con línea segmentada negra se adjunta el ajuste de una señal de período largo modelada mediante b-splines cúbicos. En los paneles de la derecha se hallan los registros una vez sustraído el período largo.

5.3.3. Estimación del modo común de error

Removida la contribución de las mareas y la señal espuria de período largo se procede a calcular las componentes principales de la serie. Con ello se pretende reducir la varianza de los registros y detectar transientes potencialmente ocultos bajo un modo común de error. Los modos temporales, espaciales y valores singulares de las componentes principales se muestran en las figuras A.2 y A.3. Al remover la primera PC (Principal Component) se reconoce al inicio del registro, una señal que podría relacionarse con la componente exponencial del modelo de deriva de Watts and Kontoyiannis (1990); adicionalmente se identifican algunos transientes que se observan de manera coherente en los 3 registros, prueba de ello es que se distinguen en el segundo modo temporal de las PCs (ver fig. A.2).

A los datos se les removió sólo la primera componente principal y con ellos se estimó la deriva instrumental con el modelo 3.4.2.1. Para el ajuste del modelo no lineal se minimizó la norma l_2 del error de predicción, utilizando el algoritmo de Levenberg-Marquardt implementado en MATLAB. Luego de la sustracción de la deriva instrumental, se reestima el primer modo y se remueve a los datos originales. La desviación estándar de los registros se reduce a $\sigma_{cp01} = 0.55$ hPa, $\sigma_{cp04} = 0.61$ hPa y $\sigma_{cp10} = 0.87$ hPa. En la figura 5.5 se muestran las series de tiempo obtenidas, las cuales serán analizadas en las secciones subsiguientes.

En la figura A.3 se ve que el primer modo es de longitud de onda larga, de modo que en todas las estaciones tiene similar amplitud y dirección. Dado este hecho, se considera que el primer modo puede interpretarse como una fuente común de error o CME, a todos los instrumentos. Este último podría atribuirse a armónicos de marea mal removidos debido a que en el modelo de mareas no se considera que la fase de éstos puede cambiar en el tiempo (por interacciones con la batimetría por ejemplo), procesos oceánicos de longitud de onda suficientemente larga, etc.



Figura 5.5: Registros de presión finales. En los datos que se exhiben en colores se muestran las series de tiempo una vez removida la deriva instrumental. Además en cada panel y con línea negra se muestran los datos descontando una estimación del modo común de error (Primera componente principal).

5.4. Resultados, análisis y discusión

5.4.1. Análisis de la Densidad de Potencia Espectral (PSD) de observaciones de APG

Las estaciones CP02 y CP03 presentan severos fallos instrumentales. Examinando visualmente puede verse que ambos registros se deterioran en los períodos largos a medida que avanza el experimento. Además CP03 presenta una ventana de tiempo, entre el 18 de mayo y 18 de junio aproximadamente, en que las observaciones se estropean casi completamente, mostrando un comportamiento físicamente inverosímil. En consecuencia, fue necesario caracterizar el desempeño de todos los instrumentos de modo cuantitativo, lo que se hizo a través de un análisis de densidad de potencia espectral (*Power Spectral Density* o PSD). La PSD es la transformada de Fourier de la función de correlación, es decir, nos indica como se distribuye la energía en las distintas frecuencias presentes en un registro (Bendat and Piersol, 2011). Para implementar su cálculo se utilizó el método de Welch, es decir, ella se calcula en distintas ventanas que se solapan en un porcentaje dado y luego todas ellas se promedian.

Para el procesamiento, y dado que se incluyeron en el análisis frecuencias < 1Hz, se removió la respuesta instrumental de los registros originales (tasa de muestreo de 125 Hz). Este proceso se realizó mediante la deconvolución espectral implementada en *Obspy*, para lo que fue necesario especificar los polos y ceros de la respuesta instrumental, la que fue proporcionada por IRIS. Con respecto al cálculo de la PSD, se aplicó el método de Welch a trazas de 24h. Cada curva se construye a partir de promediar segmentos de 4.0 h con un traslape del 25 % entre secciones contiguas. Los resultados se presentan en la figura 5.6.

En las estaciones CP01, CP04 y CP10 se observa que la autocorrelación espectral es estable durante el experimento. La banda de los microsismos y de ondas infragravitatorias tiene una cantidad de energía dentro de los ordenes de magnitud que se observan normalmente en registros de aguas profundas (ver capítulo 3.4.3). En períodos largos la variabilidad de la PSD es mínima manteniéndose en el rango de $\pm 0.2dB$. En estos 3 registros el ruido en la banda *notch* disminuye unos 20 dB en 1 dec, específicamente aquella que va desde los 100-10 s. En los días julianos 342 y 7 de los años 2012 y 2013 respectivamente, se observa en esta banda una gran cantidad de energía no coherente con el resto del registro. Debido a que la curva es similar en las 3 estaciones y a que en aquellos días se observan sismos, se atribuye a su contribución. En las estaciones CP02 y CP03 la situación es más complicada. Existe un deterioro progresivo de la sensibilidad de los instrumentos en la banda que va de los microsismos hasta las ondas infragravitatorias, lo que se ve como un aplanamiento de la PSD. Además en períodos del orden de horas, la autocorrelación exhibe una dispersión que no se observa en los otros registros.



Figura 5.6: **PSDs registros de presión**. En escala de color se muestra la PSD calculada mediante el método de Welch para cada uno de los días escogidos (día juliano y año respectivo indicados en formato ddd-yy). Mientras que los registros en las estaciones CP01, CP04 y CP10 son bastante coherentes se observa un mal desempeño instrumental de los sitios CP02 y CP03.

5.4.2. Señal espuria de período largo

Se calculó el desplazamiento equivalente asociado a la señal de período largo de los registros. Para ello se utilizó la modelo de b-*spline* cúbicas y se estimó de manera aproximada como la diferencia entre la primera y última muestra de la curva ajustada. Por simplicidad del cálculo, la transformación a desplazamiento del fondo marino se realizó cambiando las unidades de presión de hPa a mH₂O. Dado que se pretende modelar variaciones pequeñas de la presión debido a deformación del fondo marino, los resultados no son significativamente diferentes de cuando se utiliza la ecuación hidrostática para tal efecto. Recordar que un descenso en las curvas de presión es equivalente a un alzamiento del lecho marino. Los resultados se presentan en la figura 5.7. En ella se indican con flecha roja los desplazamientos en metros en cada sitio y además con números se señala el orden, relativo al comienzo del experimento, en que se observa el comienzo de la deriva.



Figura 5.7: Estimación de desplazamientos equivalentes de la deriva de período largo. En flechas rojas se indica el desplazamiento vertical de las estaciones, inferido por medio de los registros de presión. Los números sobre cada flecha indican el orden en que se observa el comienzo del transiente de período largo en cada estación.

La discusión sobre si el patrón de alzamiento descrito es consistente con algún proceso tectónico, geológico, oceánico o instrumental se ve complicada por diversos factores. Si bien la distribución de desplazamiento podría ser compatible con *afterslip* u otro proceso postsísmico en la región de ruptura, debido a su magnitud e irregularidad en el comienzo del transiente en cada estación hace sospechar de que se trata de algún artefacto por mal funcionamiento de los instrumentos. Se examinó una serie de registros de APG, de la misma serie de instrumentos CI-OBS, que fueron instalados en la zona de subducción de Cascadia. Luego de decimar y concatenar los registros se observa que algunos instrumentos presentan el mismo tipo de señal de período largo aquí descrita, además de la pérdida de sensibilidad en distintas bandas de frecuencia, como se ha descrito en la sección anterior. Por estas razones se considera este transiente como una señal espuria que se atribuye a defectos instrumentales de origen desconocido.

5.4.3. Análisis de transientes de desplazamiento

Para la conversión de los registros de presión a desplazamiento vertical se utilizaron las rutinas para las propiedades del agua marina de la UNESCO (ver sección 4.6). Dado que en este trabajo no se procesaron sondajes CTD para el área de estudio durante el período de operaciones de la red, se utilizó la parte de la conversión que corresponde a un océano estándar. Al obtener los registros de desplazamiento y analizarlos se encontraron tres transientes que sobresalen del ruido ambiente y que de aquí en adelante se denominan como eventos A, B y C. Estas señales se discuten a continuación.

Evento A

Durante los primeros dos días del experimento se observa un transiente cuasi instantáneo, el que ocurre en una escala de tiempo de segundos (Figura 5.8). Al analizar la señal en los registros originales, con una tasa de muestreo de 125.0Hz, se observa que en uno de ellos (CP01) se puede advertir una forma de onda por sobre el ruido ambiente. Esta presenta características similares al campo cercano que se observa en cGPSs durante la fase cosísmica, esto es, una discontinuidad en el desplazamiento acompañada de fases sísmica de más alta frecuencia. El origen del transiente puede situarse el 10 de mayo del 2012, alrededor de las 23:05 UTC. El tiempo de arribo es cuasi-simultáneo en las tres estaciones, razón por la cual, se considera extremadamente improbable de que se trate de un fallo instrumental. Sin embargo, al analizar el catálogo de sismicidad local del Centro Sismológico Nacional (CSN) no se observa ningún sismo al que pueda asociarse este offset y tampoco se detectan cambios en la sismicidad, dada la pequeña amplitud de los desplazamientos este evento podría adjudicarse a un evento sísmico de magnitud menor a la magnitud de completitud del catálogo de sismicidad del CSN que podría localizarse entre las estaciones CP01 y CP04 debido al cambio de signos de los desplazamientos verticales (asumiendo un mecanismo inverso de este). Los desplazamientos se estimaron en $\Delta u_{01} = -1.06 \pm 0.01$ cm, $\Delta u_{04} = 0.66 \pm 0.01$ cm, $\Delta u_{10} = 0.32 \pm 0.01$ cm.

Evento B

El 17 de junio del 2012 en torno a las 19:40 h se observa un nuevo transiente. Durante él los sitios se desplazam en distintos sentidos de manera paulatina, ocurriendo la mayor parte del desplazamiento en un lapso de 4 horas. La señal es coherente en los tres sensores, empezando aproximadamente a la misma hora en cada uno (Figura 5.10). Se estimaron los desplazamientos mediante mínimos cuadrados, asumiendo que ellos son instantáneos. Los valores estimados son: $\Delta u_{01} = -1.65 \pm 0.003$, $\Delta u_{04} = -1.67 \pm 0.01$, $\Delta u_{10} = 2.95 \pm 0.003$. De acuerdo con el catálogo del CSN no existe actividad sísmica en el período analizado. Luego dada la duración del transiente es posible plantear un transiente de dislocación asísmica como fuente de dichos desplazamientos. Mas aún, se puede especular que si este fuese asociado al proceso de relajación postsísmica del terremoto de Maule, y que el mecanismo de dislocación sea inverso, basado en la dirección y amplitud de los desplazamientos, es posible que la fuente de estos se deba a *afterslip* que ocurre entre las estaciones CP04 y CP10.



Figura 5.8: Transiente de desplazamiento APGs Chile-PEPPER. Evento A. A las 23:05 UTC del 10 de mayo del 2012 se observa un transiente del tipo escalón, es decir, instantáneo para la tasa de muestreo del registro. En cada panel se muestra el desplazamiento vertical de los instrumentos. En línea negra segmentada se muestra el ajuste de mínimos cuadrados para cada sensor, con desplazamientos estimados en -1.06 cm, 0.66 cm y 0.32 cm.



Figura 5.9: Transiente de desplazamiento APGs Chile-PEPPER. Evento B. A las 19:40 UTC del 17 de junio del 2012 se observa un desplazamiento gradual con duración de \approx 4.00h. En los paneles se muestran las series registradas por cada instrumento y en línea negra segmentada se indica el ajuste de mínimos cuadrados respectivo. Los desplazamientos estimados son -1.65 cm, -1.67 cm y 2.95 cm, siguiendo los paneles de arriba a bajo.

Evento C

En enero del 2013 los registros evidencian un patrón de alzamiento complejo. Primero hay un desplazamiento abrupto que se caracteriza por exhibir una tasa distinta para cada sensor; en el sitio CP04 este ocurre en ≈ 2.5 h mientras que en los otros dos este ocurre en casi 1 día. Seguido a ello las estaciones se desplazan con una tasa cambiante, primero paulatinamente hasta hacerse cada vez más aguda, comportamiento que dura por unos 5 días. Subsiguiente a ello hay un cambio de curvatura en la señal, primero se observa un desplazamiento a tasa rápida la que disminuye de manera progresiva, retomándose la tendencia de las series luego de aproximadamente dos semanas de comenzado el transiente. El desplazamiento se ha modelado como dos desplazamientos instantáneos, cada uno de ellos seguido de desplazamiento con un comportamiento logarítmico. Al mirar las series predichas y sus residuales se hace patente que el modelo utilizado no logra explicar fehacientemente la complejidad observada en los datos, razón por la se exime cualquier conclusión que pueda extraerse mediante los parámetros que se han estimado.



Figura 5.10: Transiente de desplazamiento APGs Chile-PEPPER. Evento C. El 06 de enero del 2013 aparece un transiente complejo en las series de tiempo del desplazamiento. En él parece distinguirse la superposición de dos fenómenos, los que no logran modelarse de forma adecuada. La señal completa tiene una duración de aproximadamente dos semanas.

5.5. Conclusiones

Se procesaron registros APG de una red temporal instalada en la región norte de la ruptura del terremoto de Maule, la cual operó desde mayo del 2012 a marzo del 2013. Al analizar los datos se encontraron diversos fallos en los instrumentos, lo que ha limitado severamente el cumplimiento de los objetivos iniciales del proyecto Chile-PEPPER. Mediante un análisis de densidad de potencia espectral se encontró que tres de las cinco estaciones presentaban alguna utilidad para obtener información geodésica. Mediante un análisis de componentes principales se logró reducir la razón señal ruido (SNR) lo que permitió identificar tres transientes que podrían atribuirse a fenómenos de origen tectónico.

Al principio del experimento en mayo del 2012 se detecta un desplazamiento aparente en los tres sensores, siendo este instantáneo, y alcanzando valores del orden de cm. En el catálogo de sismicidad del CSN no se encuentra ningún sismo al que pueda asociarse esta señal y tampoco variaciones en la actividad sísmica, sin embargo, existe la posibilidad de que su origen se deba a un sismo con magnitud menor a la completitud del catálogo del CSN. Si bien podría deberse a fallamiento en alguna estructura muy somera y cercana a las estaciones con desplazamiento muy localizado, existen pocos antecedentes para atribuir este *offset* a un proceso tectónico.

A mediados de junio del 2012 se detecta un transiente de deformación asísmico, que a diferencia del descrito anteriormente ocurre en una escala de tiempo del orden de horas (≈ 12 h). Este desplazamiento se observa del orden de cm en todas las estaciones y exhibe un patrón espacial que podría ser consistente con fallamiento a poca profundidad de estructuras tipo *splay faults*. Esto resulta admisible si se considera que los instrumentos en los que se observa el desplazamiento se hayan situados sobre el FAP, el cual se configura como una unidad atestada de zonas de debilidad y fractura por su naturaleza sedimentaria.

A principios de enero del 2013, por un período de dos semanas, se detecta un transiente asísmico complejo con numerosos cambios de sentido en el campo de desplazamiento. Se observan dos desplazamientos instantáneos los cuales parecen ser seguidos de un transiente de naturaleza logarítmica. Como ha sido apuntado por varios autores (ej. Hsu et al., 2006) este tipo de evolución temporal puede atribuirse a *afterslip* debido a las características friccionales de las zonas de falla en la región del FAP. Se espera observar este tipo de comportamiento en regiones que se encuentran en un régimen estable o condicionalmente estable, lo que parece razonable para la zona de estudio (Scholz, 1998). El contacto del FAP con la corteza oceánica debiera tener presencia de sedimentos junto con un contenido alto de fluidos, facilitando este tipo de comportamiento.

Para cerrar, se indica que se encuentran transientes que pueden explicarse de manera plausible por fenómenos de origen tectónico aunque no puede descartarse la posibilidad de señales de origen oceánico. Se descarta la posibilidad de que los transientes observados se deban a fallos instrumentales dado que se encuentra que los sensores se comportan bien en la escala temporal en que estos se desarrollan; adicionalmente, la coherencia de las señales entre los distintos sensores refuerza esta hipótesis. Los desplazamientos detectados pueden deberse a dos causas distintas. Por un lado se observa un episodio que podría atribuirse a fallamiento cosísmico tanto en la interfaz de subducción como en alguna estructura somera y secundaria al contacto interplaca (fallamiento en una *splay fault*). Finalmente se observa

dos eventos que podrían atribuirse a: (a) un fenómeno de tipo *slow slip* o terremoto lento y (b) un último que parece estar controlado por propiedades friccionales del contacto. En conclusión, no puede establecerse si el origen de estos fenómenos proviene de la interfaz de subducción o de alguna estructura secundaria a ella, debido principalmente a la cantidad y distribución de las observaciones disponibles.

Capítulo 6

CERS: observaciones de Geodesia marina, entre los 34.5° - 35.5° S, en la zona de ruptura del terremoto de Maule 2010, Mw=8.8

6.1. Introducción

En el presente capítulo se presentan resultados del primer experimento de Geodesia marina llevado a cabo en el margen chileno. Del mismo modo que las mediciones del capítulo anterior, la campaña se situó en el área de ruptura del megaterremoto de Maule del 2010, $M_w = 8.8$, desarrollándose como parte del proyecto de respuesta rápida *Chilean Earthquake Rapid Survey* (CERS) (https://www.nsf.gov/awardsearch/showAward?AWD_ID=1035121). Este último fue financiado por la *NSF* (*National Science Foundation*) norteamericana y se llevó a cabo desde marzo del 2010 a marzo del 2011, participando en él investigadores de la *Scripps Institution of Oceanography* (SIO) y del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile.

Para estudiar la respuesta postsísmica asociada al sismo principal se estableció un arreglo temporal compuesto de cuatro sensores APG, los cuales se instalaron en la región de máximo deslizamiento cosísmico distribuyéndose entre los 34.5°-35.5 °S. De ellos, sólo dos sensores se recuperaron con éxito, siendo los datos registrados por estos usados para obtener series de tiempo de desplazamiento vertical del fondo oceánico. Dentro de los resultados se obtuvieron señales que pueden atribuirse a transientes de deformación lenta, así como también otras asociadas a la deformación estática de dos réplicas cuyo epicentro se hallaba cercano al área de estudio.

En el caso de los transientes de deformación el análisis se limita a una descripción fenomenológica, incluyendo en la discusión la sismicidad observada durante este período. No es posible discriminar si los desplazamientos observados, que ocurren en escalas de tiempo de semanas, corresponden a señales de origen tectónico u oceánico, aunque la primera explicación es plausible. Estos pueden interpretarse como procesos de liberación de esfuerzos explicados en términos del comportamiento friccional de la región circundante al prisma acrecionario.

En aquellos dos sismos en que se pudo estimar la deformación estática se utiliza una metodología simple de modelamiento directo. Mediante las fórmulas de Okada (Okada, 1992) se busca una solución de la ubicación espacial del centroide, mediante la estimación de la distribución de probabilidad que caracteriza sus parámetros. A su vez, la definición de tal distribución permite tener una imagen que constriñe el centroide a una región bien definida, posibilitando contrastar con las locaciones hipocentrales reportadas por las distintas agencias sismológicas analizadas.

6.2. Antecedentes del experimento y objetivos

El experimento de Geodesia marina se llevó a cabo en el antearco marino del margen chileno, en la zona de ruptura del terremoto de Maule del 27 de febrero del 2010, Mw=8.8. Los antecedentes y el marco sismotectónico de este último se hallan descritos en la sección 5.2.1. En la figura 6.1 se muestra un mapa del área de estudio y la ubicación de los sensores durante el experimento; la sismicidad mostrada es la que ocurrió durante el período 2010/03/01-2011/03/31. Además se muestran los mecanismos focales de eventos que pudieron identificarse y modelarse por medio de las observaciones de APGs.

6.2.1. Objetivos

El objetivo de la respuesta rápida consistió en capturar la deformación inmediatamente posterior al terremoto, específicamente en aquella región en que los primeros modelos de *slip* del sismo principal indicaban el mayor deslizamiento cosísmico (ver p.ej. Moreno et al., 2011). Para tales efectos se instalaron cuatro APGs en distintas ubicaciones del antearco marino.

Objetivo general

• Estudiar la respuesta postsísmica de la región más cercana a la fosa, inmediatamente posterior al terremoto de Maule, en las región del talud superior como en la parte del talud directamente sobre el prisma de acreción.

Objetivos específicos

- Obtener series de tiempo del desplazamiento vertical para inferir transientes sísmicos y asísmicos.
- Utilizar las series de tiempo del desplazamiento vertical para obtener estimaciones del desplazamiento cosísmico de las réplicas de mayor magnitud ocurridas en la región de estudio. Mediante modelamiento elástico de una dislocación se busca obtener algunas restricciones o nueva información sobre estas.
- Mostrar que las observaciones de los APGs pueden utilizarse para modelar la fuente de terremotos y eventualmente procesos postsísmicos.



6.2.2. Experimento y datos

Figura 6.1: Mapa del centro-sur de Chile y área de estudio del proyecto CERS. El mapa de color muestra la batimetría de alta resolución compilada por Weinrebe and Hasert (2015). En diamantes blancos se indica la ubicación de los sensores APG y con una estrella roja la del epicentro del terremoto del 27 de febrero del 2010, $M_w = 8.8$ (CSN). Se gráfica además la sismicidad obtenida del catálogo del CSN ($M_w \ge 4.0$) en el período 2010/03/01-2011/03/31, los puntos negros representan la sismicidad previa a la instalación de los APGs y los puntos blancos la que ocurrió durante el transcurso del experimento. En puntos azules se indica la sismicidad ($M_w < 4.0$) que fue detectada por la red del CSN.

La embarcación estadounidense R/V Melville, parte de la flota de SIO (*Scripps Institution of Oceanography*), se encontraba en aguas chilenas al momento en que ocurrió el megaterremoto de Maule. Este hecho permitió a las autoridades científicas estadounidenses organizar una respuesta rápida dándose inicio, a mediados de marzo del 2010, al proyecto CERS (*Chi*- *lean Earthquake Rupture Survey*). El Melville inició así una expedición que posibilitó la toma de datos y la instalación de una red de Geodesia Marina por primera vez en el margen chileno, además se adquirieron datos de batimetría multihaz, sondajes CTD, entre otros.

Tres de los instrumentos APG se instalaron en un perfil cuasi-perpendicular a la fosa en torno a los 34.5° S (figura 6.1). Dos de ellos, M1 y M2, se ubicaron en la región inmediatamente adyacente a la fosa a profundidades >3000 m, tanto en el *outer rise* como en el prisma acrecionario; un tercer instrumento, T2, se desplegó en el talud del antearco continental. En adición se estableció un cuarto sitio, T1, contiguo al frente de deformación, alrededor de los 35.5° . El observatorio marino se mantuvo operativo durante un año, de modo que la recuperación de los instrumentos se llevó a cabo en marzo del 2011, nuevamente en el R/V Melville. Debido a problemas en el mecanismo de liberación sólo dos de los instrumentos, T1 y T2, pudieron ser recuperados limitando severamente los resultados del experimento. La ubicación de los sensores, coordenadas y ajuste instrumental, se muestran en la figura 6.1 y en la tabla A.1.

6.3. Procesamiento

El procesamiento de las series de tiempo presentadas en este capítulo es un tanto diferente al usado en los otros dos estudios que componen el cuerpo principal de esta te|sis. En la estimación de parámetros de marea y deriva instrumental se utiliza un método iterativo, el que logra aumentar el SNR (*Signal to Noise Ratio*), permitiendo la identificación de señales que de otro modo permanecen ocultas bajo el umbral del ruido. A continuación se describen los pasos seguidos para obtener el desplazamiento vertical del fondo oceánico.

6.3.1. Remuestreo de datos

Al analizar los datos crudos se encontró que el sistema de adquisición presentó defectos. Inicialmente se había programado que el instrumento adquiriese muestras cada 307 segundos, sin embargo, debido a algún desperfecto atribuible al reloj o a la programación del digitalizador, el muestreo no se realizó de modo uniforme. En ambos instrumentos, de manera sistemática, se toman 5 muestras cada 307 s y la sexta a 308 s de distancia con respecto a la anterior. A ello se suma que cuando se programaron los data loggers no se sincronizaron los relojes, es decir, las muestras de cada instrumento nunca se realizan en un mismo instante. Ello no permite manipular directamente de manera simultánea los dos conjuntos de datos, por ejemplo para realizar un análisis por componentes principales, fijar un sitio de referencia, etc. Por estos motivos, más bien prácticos, se remuestrearon los datos mediante una interpolación con *splines* cúbicas, manteniendo el muestreo no-uniforme pero con ambos sensores sincronizados al tiempo del sensor que comenzó a medir más tardíamente: el sensor BPR001 (T_1) tres días después del sensor VSM001 (T_2) . Para todos los procesos que exigen un muestreo uniforme, en este caso cálculo de espectros de Fourier y estimación de armónicos de marea, se utilizaron series de tiempo muestreadas cada 1200 segundos. Estas series de tiempo se generaron a través interpolación con *splines* cúbicos aplicando un filtro anti-alias previo a aquel paso.

6.3.2. Algoritmo iterativo para la estimación de parámetros

En este procedimiento se utilizó un algoritmo iterativo para remover la contribución de mareas oceánicas y deriva de los instrumentos. Para la estimación de los constituyentes de marea se realizó una inversión por medio del software de MATLAB UTide (Codiga, 2011), el cual emplea los datos de presión *in situ*. Los parámetros del modelo se obtienen mediante el algoritmo *IRLS (Iterative Re-Weighted Least Squares)*, es decir, vía minimización de la norma l_1 del error de predicción (Scales et al., 1988). En el caso de la deriva instrumental se estimaron los parámetros mediante mínimos cuadrados, resolviéndose el problema de optimización por medio del algoritmo de Levenberg-Marquardt implementado en MATLAB.

Para la inversión de mareas se realiza una inversión preliminar; si se denota $\mathbf{d}^{obs}(t)$, a los datos crudos (*raw data*) y $\mathbf{d}^{\mathbf{o}}_{tide}(t)$ a las predicciones de marea de la inversión antes mencionada, se obtiene un vector residual que se denominará *detided data*:

$$\mathbf{d}_{\text{detided}}^{\mathbf{o}}(t) = \mathbf{d}^{obs}(t) - \mathbf{d}_{tide}^{\mathbf{o}}(t)$$
(6.3.2.1)

Luego del paso anterior se ajusta un modelo de deriva instrumental usando los datos corregidos por mareas. Para la construcción de la matriz de diseño o *kernel* del problema \mathbf{G} (ver apéndice B) se añaden los transientes que se identifican luego de la corrección de marea y que no pueden explicarse por medio del modelo de deriva instrumental de Watts and Kontoyiannis (1990). Adicionalmente como criterio, debe existir una justificación de su inclusión en el modelo basada en algún proceso físico plausible de afectar las mediciones. Se obtiene:

$$\tilde{\mathbf{d}}_{obs}^{\mathbf{o}}(t) = \mathbf{d}^{obs}(t) - \mathbf{d}_{drift}^{\mathbf{o}}(t)$$
(6.3.2.2)

Donde $\tilde{\mathbf{d}}_{obs}^{\mathbf{o}}(t)$ son los datos originales con la deriva instrumental removida y $\mathbf{d}_{drift}^{\mathbf{o}}(t)$ es la deriva instrumental. Con este nuevo set de datos se re-estiman los constituyentes de marea y así sucesivamente. Los pasos del algoritmo son los siguientes:

- 1. Se realiza una estimación preliminar de los constituyentes de marea con las series de tiempo submuestreadas ($\Delta t = 1200$ s). Luego, con los parámetros estimados se obtienen predicciones de marea, las que se remueven a los datos originales (Ec. 6.3.2.1).
- 2. Se inspeccionan los datos y se identifican señales que no se hayan modelado en el paso previo.(Ej: discontinuidades).
- 3. Se estiman parámetros de deriva y otras señales identificadas en el paso anterior; para ello se utilizan los datos con mareas removidas. Se remueven las predicciones a los datos originales (Ec. 6.3.2.2).
- 4. Se re-estiman los armónicos de marea, la predicción obtenida se remueve a los datos originales o *raw data*, los que nuevamente se utilizan para estimar parámetros de deriva u otros transientes que vayan apareciendo. Se continua el proceso de manera manual hasta que no se identifiquen nuevos transientes.
- 5. Se agrega al modelo $\mathbf{G}(\mathbf{m})$, tanto la deriva como los otros transientes identificados. Se estiman los parámetros de la serie de tiempo a la que se le ha removido la marea. De

manera iterativa se estiman los parámetros de marea y deriva hasta que se satisfaga un criterio de convergencia.

El modelo escogido para los datos removidas las mareas es como sigue:

$$\mathbf{G}(\mathbf{m}_{est}, t) = \mathbf{d}_{drift}(\mathbf{m}_{drift}, t) + \sum_{i=1}^{n_1} \Delta u_i H(t - t_{o,i}) + \sum_{k=1}^{n_2} s_k t B(t_{a,k}, t_{b,k})$$
(6.3.2.3)

Dónde:

- \mathbf{m}_{est} : parámetros a estimar para la corrección de series de tiempo de presión.
- \mathbf{m}_{drift} : parámetros de la deriva instrumental.
- Δu_i : *i*-ésima discontinuidad de desplazamiento identificada, la que podría asociarse, por ejemplo, a un evento sísmico.
- $t_{o,i}$: Tiempo de la discontinuidad *i*-ésima, fijado de manera arbitraria.
- n_1 : Número de eventos cosísmicos.
- s_k : Tasa de desplazamiento de un transiente lineal.
- $t_{a,k}$: Comienzo del transiente lineal.
- $t_{b,k}$: Termino del transiente lineal.
- n_2 : Número de transientes lineales.
- $H(t t_o)$: función de escalón.
- $B(t_a, t_b)$: Función cajón o indicatriz. Su valor es unitario en el intervalo $t \in [t_a, t_b]$ y nulo fuera de él.

El criterio para detener el algoritmo consiste en que se cumplan tres requisitos simultáneamente, los que implican una condición sobre los cambios relativos en la estimación de parámetros a través de sucesivas iteraciones (e.g. Aster et al., 2011). La medición de estos cambios se cuantifica mediante alguna norma l_p y un valor de tolerancia ε especificado de manera arbitraria. Las condiciones adoptadas fueron:

1. Convergencia de la norma l_2 del error de predicción:

$$\frac{||\mathbf{e}^{j+1} - \mathbf{e}^j||_2}{1 + ||\mathbf{e}^{j+1}||_2} < \varepsilon_1$$

2. Convergencia de los parámetros de marea con norma l_{∞}

$$\frac{||\mathbf{m}_{tide}^{j+1} - \mathbf{m}_{tide}^{j}||_{\infty}}{1 + ||\mathbf{m}_{tide}^{j+1}||_{\infty}} < \varepsilon_2$$

3. Convergencia de parámetros de deriva y otros transientes con norma l_∞

$$\frac{||\mathbf{m}_{\text{est}}^{j+1} - \mathbf{m}_{\text{est}}^{j}||_{\infty}}{1 + ||\mathbf{m}_{\text{est}}^{j+1}||_{\infty}} < \varepsilon_3$$

La elección de norma l_{∞} se justifica pues se quiere que el parámetro con el máximo cambio respecto al anterior este bajo el umbral especificado. Recordar que $||x||_{\infty} = max_i|x_i|$. Cuando se satisfacen las tres condiciones se detienen las iteraciones, supongamos que en la iteración k-ésima, y así se obtiene un conjunto final de parámetros que se utilizan para corregir los datos:

$$\mathbf{d}_{corrected}(t) = \mathbf{d}^{obs}(t) - \mathbf{d}^{pred}(\mathbf{m}_{est}^k, t) - \mathbf{d}_{tide}(\mathbf{m}_{tide}^k, t)$$
(6.3.2.4)

6.3.3. Resultados de la inversión de especies armónicas de marea y deriva instrumental

El primer paso de la inversión consiste en seleccionar los constituyentes de marea que se incluyen en el análisis, o dicho de otro modo, especificar el *kernel* pertinente $\mathbf{G}_{tides}(\mathbf{m}_{tides})$. Para lo anterior se realiza una inversión preliminar. En el software *UTide* es posible determinar de manera automática, mediante un árbol de decisión basado en el criterio de Rayleigh, los coeficientes estadísticamente significativos para el modelo. De acuerdo a este criterio 59 armónicos, entre ellos primarios, de largo período y no-lineales, son significativos. De estos 59 sólo se eligieron aquellos cuya contribución de energía al espectro fuese mayor al > 0.01 %. Las especies seleccionadas fueron:

- Diurnas: $K_1, O_1, P_1, Q_1, NO_1, J_1, OO_1$
- Semi-Diurnas: M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , MU_2 , ν_2 , $2''N_2$, L_2 , ϵ_2
- Quincenales: M_f
- Semi-anuales: S_{sa}

El forzamiento de marea es evidente en los registros tal como puede verse en la figura A.5. Si se calcula la desviación estándar, la cantidad 2σ provee una estimación cruda de la amplitud de marea, obteniéndose una cifra en torno a los 75 hPa (0.75 mH₂O), número que está dentro de los valores razonables dadas las condiciones del experimento. Analizando el espectro de Fourier de ambas series de tiempo, se aprecia una alta correlación espectral de ambos registros en los períodos que van desde 1h hasta 6 meses (ver Figura A.8). En la figura A.6 se muestra la estimación de mareas en la primera iteración del proceso, mientras que el espectro de los registros una vez removidos los armónicos se muestra en la figura A.9. El máximo de la amplitud espectral se reduce aproximadamente 20dB para los períodos diurnos y semidiurnos. Los constituyentes de más alta frecuencia, no-lineales, no se incluyeron en la inversión (periodos < 12h) debido al criterio impuesto para su selección. De todos modos la inclusión de ellos no proporcionaba mejores resultados en términos del error de ajuste e inclusive, era incapaz de remover efectivamente aquellos armónicos.

Los registros con mareas removidas permiten identificar nuevos transientes tal como se muestra en la figura A.7. Entre ellos se identifican saltos instantáneos, transientes lineales y otros de tipo impulsivos. Los primeros dos se agregan al modelo de deriva como se indica en la ec. 6.3.2.3. En la figura A.7 se muestra con línea punteada negra el modelo de partida para el algoritmo de Levenberg-Marquardt. En el algoritmo iterativo se impone $\varepsilon = 10^{-6}$ para los tres criterios de convergencia. Los resultados obtenidos luego de sucesivas iteraciones se muestran las tablas A.2, A.3 para los parámetros de marea y A.4 para el modelo de deriva.

El RMS de las series corregidas es $\hat{\sigma}_{bpr001} = 2.07$ hPa y $\hat{\sigma}_{vsm001} = 1.88$ hPa en las estaciones

BPR001 (T_1) y VSM001 (T_2) respectivamente, por lo que grosso modo se puede pensar en una resolución equivalente de 2 cm de elevación. Se usó ese valor para añadir ruido gaussiano y generar sintéticos de presión con los parámetros estimados. La distribución de los sintéticos se usó para estimar los intervalos de confianza de los parámetros, utilizando una técnica de propagación de error de tipo Monte-Carlo (ver p. ej. Aster et al., 2011). Ellos se indican en la tabla A.4.



Figura 6.2: Series de tiempo residuales para los sensores (a) BPR001 (T1) y (b) VSM01 (T2). En el panel superior se muestra la serie de tiempo de presión una vez removida las mareas, con línea segmentada negra se grafica la serie predicha con los parámetros estimados para el modelo de deriva. En el panel del medio e inferior se muestran la serie de tiempo removiendo sólo la deriva instrumental y restando el resto de transientes respectivamente. Notar que la escala vertical está en unidades de presión.

Los valores estimados para la tasa de deriva a largo-plazo (componente lineal del modelo), están dentro del rango normal de valores de acuerdo al análisis de Polster et al. (2009), lo que de algún modo es indicativo del correcto funcionamiento de los instrumentos en períodos largos (ver tabla A.4). Desafortunadamente, como ya se ha expuesto, es imposible discriminar que porcentaje de esta variación secular proviene de la deformación tectónica. Los resultados finales de las series de tiempo corregidas se muestran en las figuras 6.2a y 6.2b, para las estaciones T1 y T2 respectivamente.

6.3.4. Conversión de presión a profundidad del fondo oceánico

Posterior al proceso antes descrito, los registros se convirtieron a profundidad mediante las rutinas para las propiedades del agua marina de la UNESCO según se indica en la sección 4.6. Para ello se usaron dos sondajes CTD tomados en los sitios T_2 y M_2 , el día 16 de Marzo del 2011 durante la expedición MV1103 del R/V Melville. Los perfiles se adjuntan en el apéndice en las figuras A.11 y A.10.

6.4. Análisis del campo de desplazamiento vertical

En la figura 6.3 se presentan los resultados de las series de tiempo corregidas y convertidas a desplazamiento vertical del fondo oceánico así como la diferencia en elevación de ambos sitios en función del tiempo. El análisis que sigue a continuación, utilizando estas observaciones, se divide en dos partes. En la primera se describen los transientes de deformación que a juicio e interpretación del autor pueden explicarse debido a procesos tectónicos, en la segunda en tanto, se utilizan observaciones del cosísmico de dos sismos cercanos a la estación BPR001 para constreñir la ubicación de sus respectivos centroides.



Figura 6.3: Series de tiempo de elevación del fondo oceánico. Panel superior: Elevación del fondo oceánico en los sitios de medición BPR001 y VSM00, los que se indican en rojo y azul respectivamente. Panel inferior: Diferencia en la elevación del sitio BPR001 (T_1) con respecto a VSM001 (T_2) .

6.4.1. Transientes de deformación

Para el análisis realizado en esta sección se utiliza un catálogo de sismicidad de réplicas en el área de estudio. Se revisaron los catálogos del NEIC (*National Earthquake Information Center*), CSN (Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile) y el publicado por Hayes et al. (2013). Se encontró que todos los catálogos son completos para magnitudes $M \geq 4.0$, lo que podría ser un impedimento para el análisis que requiere el estudio de transientes lentos por la falta de sismos de menor magnitud. Finalmente se escogió el catálogo del CSN pues es levemente más completo que el catálogo global del NEIC y el de Hayes et al. (2013). En la figura 6.5 se muestra la sismicidad, con una escala de colores para la evolución temporal, registrada en el catalogo escogido para los distintos transientes de deformación detectados.

Para poder detectar los transientes de deformación se fijó como referencia arbitraria a la estación VSM001, es decir, se sustraen ambas señales. Esta elección tiene como fin reducir la varianza de los registros de elevación del fondo oceánico, para detectar transientes obscurecidos por el ruido. Es por esta razón que en la interpretación de los eventos descritos se debe considerar que el movimiento descrito es relativo entre las estaciones. A continuación se describen los eventos de deformación detectados.

Evento A

El sensor BPR001 (sitio T_1) se instaló el 20 de marzo del 2010 a las 20:30 UTC, ≈ 30 km al este de la fosa. Debido a que sólo había transcurrido un mes desde el sismo principal, la sismicidad tanto previa como durante los días en que se llevó a cabo la instalación de APGs, fue alta. Por ejemplo, el 19 de marzo a las 08:54 UTC ocurrió un sismo de magnitud $M_w = 5.9$, su epicentro se ubicó a unos 14 km del lugar dónde se establecería el sitio T_1 , a una profundidad de 14 km. Seguido de la instalación de este último y del sismo del 19 de marzo, la estación parece descender a una tasa $\approx 2 \text{ cm/d}$ en un lapso de 3 días, patrón que se ve terminado por un cambio abrupto en el sentido del desplazamiento. Luego el sitio se eleva 7 cm aproximadamente en el lapso de una semana (Fig. 6.3a). Dos sismos de magnitud $M_w = 5.4$ y $M_w = 5.1$ ocurrieron el 25 de marzo al sur de la estación, cuasisimultáneos con el suceso antes descrito (unas 20 h después). Es posible pensar en una relación causal del transiente observado y la sismicidad: posterior al sismo del 19 de marzo el sitio cercano a la fosa desciende por 3 días, proceso que se ve terminado por una alteración en el desplazamiento que es coincidente con dos sismos $M_w \approx 5$. Articular una explicación con aquella información resulta complejo pues no hay más evidencia que la mencionada, es razonable por tanto considerar una explicación adicional. Ella dice relación con las incertezas en la modelación de la deriva del instrumento, en específico, la subsidencia del sitio T_1 y posterior inversión del desplazamiento podría deberse a una fase de adaptación del sensor a las condiciones ambiente en el fondo del mar, con una escala de tiempo distinta y más rápida que aquella que da cuenta el término exponencial del modelo de Watts and Kontoyiannis (1990). Una vez que el sensor se equilibra desaparece el transiente que se interpreta como subsidencia y comienza a notarse la señal de alzamiento.

El sensor VSM001 (sitio T_2) se instaló en el talud continental 50 km al oeste del frente de deformación, empezando sus operaciones el 24 de marzo a las 11:15 UTC, momento a partir del cual comienza el registro de elevación relativa (ver panel inferior de la figura 6.4a). Lo primero que se observa es que el sitio T_1 se eleva con respecto a T_2 a una tasa de 7.0 ± 0.04 mm/d durante un intervalo que dura cerca de 4.5 d, contabilizando un total de 3.2 ± 0.2 cm de desplazamiento. El análisis de los registros individuales (ver panel superior de la figura 6.4a) muestra que el sensor BPR001 (cerca de la fosa) tuvo un cambio repentino al final del 24 de marzo, sugiriendo que el alzamiento presente en el registro relativo puede atribuirse enteramente a este último sitio.

El pulso de deformación antes descrito fue terminado abruptamente por la ocurrencia de una réplica $M_w = 6.0$, el 28 de marzo a las 21:38 UTC cerca de Constitución. El epicentro de este sismo se localizó 20 km ENE del sitio T_1 , a una profundidad de 27 km de acuerdo al catálogo analizado. Inmediatamente después, a las 21:43, ocurrió un sismo $M_w = 5.8$ con epicentro 20 km al este del primero. Las soluciones reportadas por el GCMT muestran que ambos mecanismos focales son consistentes con sismos interplaca y además son similares entre sí, rompiendo porciones adyacentes de la interfaz sismogénica (definición de doblete). En los registros de elevación se observa un desplazamiento abrupto de -3.4 ± 0.1 cm en el sitio adyacente a la fosa, lo que se le atribuye al campo estático originado por ambos. A causa de la baja tasa de muestreo de los APGs es díficil separar el porcentaje de la deformación permanente que puede atribuirse a cada uno.

En las semanas posteriores al sismo del 28 de marzo la elevación disminuye, a priori a una tasa constante, por alrededor de 30 días. Para modelar esta deformación postsísmica se asume un modelo lineal y uno de tipo logarítmico, de la forma $a \cdot ln(1 + \frac{t}{\tau})$. En ambos casos se incluye en la modelación dos armónicos con períodos de 12.01 hrs y 23.09 hrs para dar cuenta de las frecuencias de marea residuales de la serie de tiempo. En el primer caso se obtiene una tasa de desplazamiento de $0.8 \pm 0.03 \text{ mm/d}$ ($\approx 19 \text{cm/yr}$), mientras que en el segundo se tiene que en el óptimo los parámetros son $\tau = 7.0 \text{d y } a = -0.04 \pm 0.001 \text{ cm}$. En el transcurso de este evento la sismicidad $M_w \geq 4$ alrededor de ambos sitios es escasa, siendo el sismo más relevante un $M_w = 6.1$ ocurrido el 5 de mayo, a profundidad de $\approx 28 \text{ km y con}$ epicentro al SE de la estación T_1 . La mayor parte de la sismicidad observada y reportada por el CSN es de magnitud $M \leq 4.0$ y no se perciben patrones espaciales tipo *clustering* u otros. La actividad sísmica en torno a T_2 es llamativamente baja a lo largo de todo el experimento.

Evento B

A mediados de noviembre del 2010 se detecta un transiente en los registros: el sitio T_1 , adyacente a la fosa, comienza a elevarse relativo al sitio T_2 , interrumpido a intervalos cuasiregulares de un mes por tres descensos abruptos (en la escala de tiempo del registro), los cuales son del orden de cm (ver figura 6.4b). Este transiente completo, que se observa desde noviembre del 2010 hasta el fin de los registros en marzo del 2011, se etiqueta con la letra B. Se observa que los primeros dos descensos ocurren a una tasa de deformación lenta en comparación con el último de ellos; mientras que los primeros dos ocurren en el lapso de una semana, el tercero es instantáneo. Estos eventos se etiquetan como C, D y E de acuerdo a su orden cronológico tal como se muestra en la Fig. 6.4b (panel inferior).

El transiente de elevación B, que comienza a mediados de noviembre, se modeló de dos formas: con un comportamiento logarítmico $a \cdot ln(1 + \frac{t}{\tau})$ y como un transiente lineal. Es importante mencionar que en ambos casos se incluyó en el modelo dos armónicos, con períodos de 12.01 h y 23.09 h, los cuales dan cuenta de frecuencias de marea residuales.

En el caso del modelo logarítmico, a modo de linealizar el problema, sólo se estimó la constante *a* mientras que el valor de τ se determinó mediante un algoritmo de *grid search*. Con un criterio de mínimos cuadrados se obtienen valores óptimos para $\tau = 37$ d y $a = 3.7 \pm 0.05$ cm, mientras que si se asume un transiente lineal la tasa de desplazamiento obtenida es de 17.5 ± 0.4 cm/a. Sin tomar en cuenta los descensos, se acumulan 6.8 ± 0.2 cm de alzamiento durante el período completo de medición.

Al analizar la sismicidad en torno al sitio T_1 y T_2 durante el período se encuentra que el sitio T_2 prácticamente no presenta actividad sísmica significativa ($M_w \ge 4.0$), en tanto, el sitio T_1 muestra mayor actividad. No se identifica ningún patrón en la evolución espacio-temporal de la sismicidad de manera persistente durante la duración completa del transiente.



Figura 6.4: Desplazamiento vertical del fondo marino. a) En el panel superior se muestran el desplazamiento vertical en los sensores BPR001 (T₁) y inferior, con línea negra, se muestra la elevación relativa de T_1 respecto a T_2 en el período señalado. La línea punteada roja muestra los datos predichos VSM001 (T_2), con línea sólida roja y azul respectivamente. Las líneas punteadas en cada serie de tiempo muestran la tendencia de los registros. En el panel mediante una estimación de mínimos cuadrados según el modelo descrito en el texto principal b) Las leyendas las mismas que en a) salvo que en el panel inferior de la presente, se indican con letras B, C D y E los transientes de deformación descritos en el texto principal. Las circunferencias de color azul señalan episodios subsidencia y las de color rojo de alzamiento.

Eventos C y D

Durante el período de alzamiento en la serie de tiempo de elevación relativa (B en la figura 6.4b), ocurren dos episodios en que se invierte el sentido del desplazamiento vertical, es decir, la estación T_1 desciende respecto a T_2 (ver figura 6.4b). Estas alteraciones ocurren de manera rápida y tienen una duración alrededor de una semana, período después del cual se retoma el sentido original del desplazamiento.

El primer pulso de subsidencia aparente empieza cerca del 12 de diciembre del 2010 con una duración de 5 días. La tasa del desplazamiento vertical se estima en -0.4 ± 0.01 cm/d, lo que significa que hay un descenso aparente de 2.0 ± 0.1 cm. Ni el análisis de los registros individuales ni la sismicidad permiten concluir de manera precisa el sentido absoluto del desplazamiento. Los sismos que se observan, casi todos con magnitudes $M \leq 4.0$, son más numerosos en la región circundante al sitio del talud, T2, aunque a una distancia considerable de él. Dado que el catálogo es incompleto no se pueden sacar mayores conclusiones.

El segundo pulso, etiquetado D, es más rápido, a una tasa que se estima en -0.9 ± 0.02 cm/d, alcanzando durante su transcurso un descenso total de 2.7 ± 0.1 cm. Su inicio se sitúa el 10 de enero del 2011, persistiendo por alrededor de 4 días, período en el que se observa un incremento de actividad sísmica en el sitio contiguo al frente de deformación. Tres sismos interplaca con magnitud $M_w \geq 5.0$ ocurrieron en esta zona, frente a la costa entre Cobquecura y Cauquenes, durante el período: Un sismo $M_l = 5.6$ el 7 de enero, un $M_w = 6.0$ y $M_l = 5.2$ el 10 y 11 de enero respectivamente. Los sismos del 7 y 10 de enero tienen mecanismos similares, orientación del rumbo subparalela al margen y *rake* casi perpendicular a este, junto con un ángulo de *dip* en torno a los 20°.

Evento E

Un sismo interplaca magnitud $M \ge 6.0$ (CSN $M_w = 6.3$, NEIC $M_w = 6.7$, GCMT $M_w = 6.6$) ocurrió el 14 de febrero del 2011, a las 03:40 (UTC), frente a Constitución. El epicentro del terremoto se reportó alrededor de 13 km hacia el este del sitio T_1 , razón por la cual es posible capturar la deformación permanente asociada a este. En la estación T_2 en cambio, sólo es posible detectar una forma de onda impulsiva atribuible a alguna conversión de una fase sísmica. Durante los 15 días posteriores al terremoto la elevación relativa del fondo oceánico parece incrementar a una tasa de 0.06 cm/d, mayor que la observada anterior a él (0.04 cm/d) por lo que es aceptable plantear que un porcentaje de ella corresponde al postsísmico. Alrededor de un mes después, el 12 de marzo a las 03:40 (UTC), se advierte en el registro el arribo de un tren de ondas. La señal alcanza amplitudes máximas de entre 20-30 cm y corresponde al tsunami transpacífico del megaterremoto de Tohoku-oki, $M_w = 9.0$ del 11 de marzo de 2011.



(a) **Evento A.** Sismicidad durante el periódo 24/03/2010-12/05/2010.







(b) **Evento B.** Sismicidad durante el período 01/11/2010-20/03/2010.



(d) **Evento D.** Sismicidad durante el período 03/01/2011-18/01/2011.

Figura 6.5: Sismicidad del catálogo del CSN durante la operación de la red temporal de APGs. En cada subfigura (a)-(e) se muestra la sismicidad correspondiente al período indicado, el cual se halla asociado a cada uno de los transientes de deformación descritos en el cuerpo principal. En puntos grises se han graficado los sismos con M < 4.0 mientras que la sismicidad $M \ge 4.0$ se ha graficado con la escala de color indicada bajo cada panel. Los diamantes blancos son las estaciones APG y la escala de color en las barras sirve para identificar la evolución temporal de 70 sismicidad.



(e) **Evento E.** Sismicidad durante el período 07/02/2011-22/02/2011.

Figura 6.5: Cont.

6.5. Modelamiento elástico

El objetivo de esta sección es usar y mostrar que las mediciones de geodesia marina pueden utilizarse como restricciones sobre la ruptura sísmica y parámetros de la fuente. Para ello, se calculan los desplazamientos estáticos en superficie con un modelo simple de fuente, el que asume una dislocación puntual en un semiespacio isótropo, elástico y homogéneo. Para lo anterior se utiliza un *wrapper* en MATLAB de las rutinas provistas por Okada (1992). Se ha preferido abordar el problema de esta forma por su simplicidad y porque además el desplazamiento vertical de una falla inversa de bajo ángulo, no es muy sensible a estratificación (ver p.ej. Savage, 1998; Segall, 2010), razón por la que la utilización de un modelo de capas planas no se justifica.

6.5.1. Modelamiento directo

En esta sección se modela el campo estático de los sismos del 29 de marzo del 2010 en Cobquecura y del 14 de febrero del 2011 en Constitución. Se emplean los hipocentros y magnitud reportados por tres agencias sismológicas, GCMT, NEIC y CSN. Para la geometría de la fuente se usaron los tensores de momento reportados por el GCMT (ver tablas A.5 y A.6).

En cuanto a la selección de los parámetros del modelo se realizó un análisis de sensibilidad de la deformación vertical al $dip(\delta)$, módulo de Young (E), razón de Poisson (ν) y profundidad

de la fuente (z_s) , cuyos resultados se muestran en la Fig. A.12. Hicks et al. (2014) mediante una tomografía sísmica pasiva, determina que el contacto sismogénico en el área de ruptura de Maule exhibe gran variabilidad de velocidad V_p y de la razón V_p/V_s . La variación en estas propiedades se observa tanto a lo largo del *dip* como del rumbo, de modo que al hacer la conversión al módulo de Poisson, se obtienen valores en el rango 0.25-0.35. Si se promedia a lo largo del rumbo, la mayor variabilidad en la dirección del *dip* se concentra en los primeros 20 km, desde los 0.28-0.35, mientras que hasta los 45 km de profundidad el valor es mas bien constante manteniéndose en torno a 0.29.

Se analizó la dependencia del campo estático a variaciones del modulo de Poisson, resultados que se muestran en la figura A.12c. En el rango 0.25-0.35 se encuentra que, para distancias del orden de la profundidad de la fuente, los cambios son mínimos. En cambio, las diferencias son máximas en los puntos de máximo y mínimo desplazamiento. Para una fuente con $\delta = 15^{\circ}$, profundidad de 12 km y momento sísmico de $M_o = 10.0^{18}$ Nm ($M_w \approx 6.0$) las diferencias estan en torno a los 0.25 cm, siendo los desplazamientos máximos del orden de 3.5 cm.

También se examinó la dependencia sobre el módulo de Young, resultados que se muestran en la figura A.12b. El análisis indica que el campo de desplazamiento se ve alterado cuantiosamente, llegando a casi triplicarse la diferencia en los extremos de la función de desplazamiento. En la figura A.12b se analiza el rango valores admisibles en la litósfera de acuerdo a Turcotte and Schubert (2014). Moreno et al. (2012) modela el desplazamiento cosísmico del terremoto de Maule usando un valor de E = 100 GPa en la litósfera continental, valor que si se contrasta con los resultados de Hicks et al. (2014), parece razonable y consistente. Por este motivo se fija el valor E = 100 GPa, pero se debe tener en cuenta que es una fuente no despreciable de incertidumbre en la modelación.

Sismo de Cobquecura, del 28 de marzo del 2010, $M_w = 6.0$.

El 28 de marzo a las 21:38 UTC ocurrió un sismo de magnitud $M_w = 6.0, 102$ km al NO de Cobquecura. La solución del tensor de momento sísmico publicada por el GCMT es consistente con un sismo de tipo interplaca con ángulos de *strike*, *dip* y *rake* de 28°, 16° y 112° respectivamente (ver figura 6.1). El desplazamiento estático es medido en el sensor BPR001, sitio T_1 , que se hallaba cerca del epicentro, obteniéndose un descenso de 3.4 ± 0.1 cm.

Se calculó el campo de deformación en la zona en torno al epicentro, asumiendo las 3 localizaciones hipocentrales reportadas por gCMT, NEIC y CSN, utilizando la geometría provista por la solución de fuente puntual (Figura A.13). Los resultados revelan que las soluciones son inconsistentes con la observación de subsidencia ya que todas las soluciones predicen elevación en el sitio T1, hecho que puede explicarse solamente por un error en la ubicación hipocentral si es que se asume que el sentido del fallamiento inverso es correcto. Adicionalmente, examinando los órdenes de magnitud del desplazamiento en cada caso, se deduce que la profundidad hipocentral de NEIC y CSN son inverosímiles: los valores de desplazamiento son un orden de magnitud menor al que se espera observar.

Sismo de Constitución, del 14 de febrero del 2010, $M_w = 6.3$.

El 14 de febrero a las 03:40 UTC un sismo de magnitud $M_w = 6.3$ azotó el margen chileno unos 100 km al SE de Constitución; su mecanismo, de tipo interplaca, fue reportado por el GCMT con ángulos de *strike*, *dip* y *rake* de 7°, 9° y 74° respectivamente (ver figura 6.1). El desplazamiento estático pudo ser medido sólo en el sitio T_1 , cerca del epicentro. De acuerdo a los resultados se obtiene un descenso de 4.6 ± 0.1 cm en aquella estación.

Se calculó el campo de deformación en la zona epicentral asumiendo cada una de las 3 localizaciones hipocentrales (gCMT, NEIC y CSN), utilizando la geometría provista por la solución de fuente puntual (Figura A.14). Los resultados revelan que en principio la ubicación que mejor encaja con las observaciones es la publicada por el CSN ya que esta última predice un descenso de 0.8 cm y la del NEIC -3 cm en la estación T1.

6.5.2. Inversión bayesiana de las coordenadas del centroide

En esta sección se utilizan las observaciones de Geodesia Marina obtenidas en el campo cercano de los sismos de Cobquecura y Constitución. Para constreñir la ubicación de sus centroides se utiliza modelamiento directo, mediante las fórmulas de Okada, y un algoritmo de grid search sobre un volumen que define las coordenadas espaciales de este último. Dado que sólo se tienen dos observaciones por evento, los parámetros focales dip (δ), rake (Φ_{rake}) y strike (Φ_s) se han fijado utilizando las soluciones del GCMT. De acuerdo a la discusión de la sección anterior los parámetros elásticos se fijaron en E = 100GPa y $\nu = 0.29$.

La estrategia de modelamiento es simple: se define una grilla 3D, en coordenadas cartesianas, en que para cada punto de la grilla (E_s, N_s, Z_s) se calcula el campo de desplazamiento estático observado en las estaciones APG. Estas predicciones se comparan con las observaciones, de modo que a cada una se le puede asignar una medida de verosimilitud, tal como se ha definido en la sección B.4, ecuación B.4.1.5. Implícitamente se emplea como información *a priori* sobre los parámetros del centroide, la siguiente función distribución de probabilidad (fdp):

$$\rho_M(\mathbf{m}) = \begin{cases} k' & \text{if } \mathbf{m} \in \mathcal{V}_o \\ 0 & \text{En caso contrario} \end{cases}$$
(6.5.2.1)

En donde k' es una constante que asegura que $\int_{\mathcal{V}_o} \rho_M(\mathbf{m}) = 1$, \mathcal{V}_o es el conjunto universo de la fdp y **m** son los parámetros del modelo. Bajo este supuesto y de acuerdo a B.4.1.6 la distribución *a posteriori* de los parámetros (denotada $\sigma_M(\mathbf{m})$) a estimar satisface $\sigma_M(\mathbf{m}) \propto$ $e^{-\frac{1}{2}E(\mathbf{m})}$, donde $E(\mathbf{m})$ es el error de ajuste del modelo **m** o *misfit*. Dado que la cantidad de parámetros es pequeña el algoritmo de *grid search* es suficiente para caracterizar el espacio solución dado por σ_M (Tarantola, 2005).

Resultados

En las figuras 6.6 y 6.8 se muestran los resultados obtenidos para cada uno de los sismos analizados, Cobquecura y Constitución respectivamente. Los mapas de color corresponden a las distribuciones marginales 2D para cada una de las tres combinaciones posibles entre pares de coordenadas; los colores indican el valor de la razón entre $\mathcal{L}(\mathbf{d}|\mathbf{m}_{o})$, es decir, la verosimilitud del modelo que se obtiene en tal punto de la grilla, y la verosimilitud del máximo global de $\mathcal{L}(\mathbf{m})$ la que se denotará \mathbf{m}_{MAP} (MAP, *Maximum a Posteriori*). En consecuencia, la escala de 0.0-1.0, es una medida que compara que tan verosímil es un modelo respecto al más creíble encontrado en la inversión. Las zonas más oscuras del mapa corresponden a la región donde con mayor probabilidad se esperaría encontrar el centroide verdadero de cada sismo y la posición marcada con el diamante azul corresponde a \mathbf{m}_{MAP} . Adicionalmente se calcularon las fdp (función densidad de probabilidad) marginales 1D de cada parámetro. Por ejemplo para obtener $\sigma_M(lon)$ se ha de integrar dos veces $\sigma_M(\mathbf{m})$ con respecto a la latitud y profundidad. En rigor lo que se presentan no son fdps pues no integran 1.0 sobre el espacio de parámetros, más bien se han normalizado al valor máximo de la verosimilitud de modo que deben interpretarse comparativamente como los mapas de color de las distribuciones 2D (ver figuras 6.7 y 6.9).

Para el sismo de Cobquecura (Fig. 6.6) las distribuciones a posteriori 2D permiten definir una región plausible para su localización. Diremos que esta zona está confinada a los puntos que satisfacen $\mathcal{L}(m_1, m_2|m_3) \geq 0.5$, de lo que se deduce de la figura 6.6 que se esperaría que la ubicación verdadera se encuentre en una zona bien definida al oeste de la estación T_1 . En particular \mathbf{m}_{MAP} se encuentra a una profundidad de 10 km (ver tabla A.7) en la interfaz de subducción de acuerdo al modelo de SLAB1.0 (Hayes et al., 2012). Los resultados sugieren que las ubicaciones hipocentrales reportadas por las agencias analizadas están sesgadas pues sobrestiman la profundidad hipocentral; además, sus respectivos epicentros se hayan desplazados unos 20 km hacia el este de la region de alta probabilidad. El análisis de las fdpsmarginales 1D (latitud, longitud y profundidad) revela que las distribuciones no son simétricas, particularmente notorio en el caso de $\sigma_M(z)$, fdp a posteriori de la profundidad, de modo que sólo las marginales de longitud y latitud podrían aproximarse por una fdp normal.

El sismo de Constitución permite la obtención de resultados similares, es decir, la región de mayor verosimilitud tiene forma similar a la del sismo de Cobquecura, sin embargo, la extensión es mayor que en tal caso (ver figura 6.8). Nuevamente se obtiene que tanto la solución \mathbf{m}_{MAP} como la región plausible de la marginal $\sigma_M(\text{lon,lat})$ están al oeste de la estación T_1 , en una zona en que se hayan los epicentros del NEIC y CSN. Del mismo modo ocurre con las marginales en profundidad $\sigma_M(\text{lat},z)$ y $\sigma_M(\text{lon},z)$, las proyecciones de los hipocentros del NEIC y CSN se localizan justo en la zona de mayor probabilidad, cercanas además a la solución MAP. Si bien la región de mayor probabilidad se haya bajo la interfaz de subducción, el offset se encuentra exagerado por la escala de la figura, por lo que dada las simplificaciones físicas que se han hecho este error puede atribuirse fácilmente a incertezas en la modelación o incertezas en el modelo de *slab*. Aunque este no fuera el caso, no es descartable que el sismo se produzca en una estructura secundaria, como por ejemplo, fallas en la corteza oceánica subductante. En virtud de la teoría de fallamiento de Coulomb no resultaría inconcebible explicar un ángulo de *dip* como el que se observa (Turcotte and Schubert, 2014). Por otro lado, este caso remarca la importancia de resolver problemas inversos con el formalismo Bayesiano, como puede verse en la figura 6.9 las distribuciones marginales 1D son variadas. Si bien $\sigma_M(\text{lon})$ y $\sigma_M(z)$ son unimodales, aunque esta última es asimétrica, $\sigma_M(\text{lat})$ es bimodal. Ello implica que una solución de mínimos cuadrados, al asumir implícitamente distribuciones normales para observaciones y parámetros estimados, carece de sentido pues no caracteriza bien el espacio solución.



Figura 6.6: Funciones de distribución marginales para el sismo de Cobquecura, $M_w = 6.0$, 28 de marzo del 2010. En cada panel se indica la *fdp* 2D *a posteriori*, para cada combinación de coordenadas en pares ((*lon*, *lat*), (*lat*, *z*), (*lon*, *z*)). La escala de colores muestra la verosimilitud escalada a su valor máximo. El círculo amarillo corresponde a la estación T1; las estrellas roja, celeste y amarilla corresponden a los hipocentros del GCMT, CSN y NEIC respectivamente, siendo estas últimas dos puestas en transparencia pues están levemente fuera del mapa a profundidad de 21.5 y 20.0 km respectivamente. El diamante azul corresponde al modelo \mathbf{m}_{MAP} . La línea segmentada negra corresponde a la fosa y las líneas de contorno grises a la profundidad de la interfaz de subducción de acuerdo al SLAB1.0 (Hayes et al., 2012).



Figura 6.7: Marginales 1D sismo de Cobquecura, $M_w = 6.0$, 28 de marzo del 2010. Se muestran las distribuciones marginales de las coordenadas del centroide (lon, lat y z_s) de modo tal que en la abscisa se grafica una medida normalizada de $\mathcal{L}(\mathbf{m})$. La constante de normalización corresponde a la verosimilitud de la moda de la fdp.



Figura 6.8: Funciones de distribución marginales sismo de Constitución, $M_w = 6.3$, 14 de febrero del 2011. La leyenda de esta figura es idéntica a la de la figura 6.6.



Figura 6.9: Marginales 1D sismo de Constitución, $M_w = 6.0$, 14 de febrero del 2011. Se muestran las distribuciones marginales de las coordenadas del centroide (lon, lat y z_s) de modo tal que en la abscisa se grafica una medida normalizada de $\mathcal{L}(\mathbf{m})$. La constante de normalización corresponde a la verosimilitud de la moda de la fdp.

6.6. Discusión y conclusiones

Se obtuvieron registros del desplazamiento vertical para dos de las estaciones de la red temporal de Geodesia Marina de CERS. Dentro de los registros se observan varios transientes se presumen de origen tectónico.

Al principio del experimento, entre el 24 y 28 de marzo del 2010, la estación T_1 experimentó un alzamiento gradual, contabilizando $\approx 3.2~{\rm cm}$ de desplazamiento. Consecutivamente ocurrió un sismo en Cobquecura, terminando con el pulso de alzamiento y provocando un descenso de ≈ 3.4 cm en el sitio. Los desplazamientos son llamativamente similares sugiriendo una relación causal entre ambos fenómenos descritos. Si el desplazamiento gradual en T_1 se adjudica a un pulso de *afterslip* en la interfaz del *megathrust*, el centroide del pulso podría situarse al este o justo bajo de la estación T_1 , a profundidades $z \gtrsim 12.0$ km. De ese modo es plausible que ocurra una transferencia de esfuerzos a una región que sí tiene un comportamiento friccional de tipo stick-slip, que sería de acuerdo a los resultados obtenidos al oeste de T_1 , prácticamente bajo la estación. Lo anterior parece contraintuitivo pero merece considerar la posibilidad de que la interfaz pueda comportarse de manera estable e inestable con factores distintos a los que se aluden comúnmente para explicar su segmentación en profundidad (Byrne et al., 1988; Scholz, 1998). Otra explicación a considerar se relaciona con la deformación poroelástica originada por migración de fluidos: la región del prisma ha sido descrita como compuesta de material poroso con alto contenido de fluidos, por ello, un incremente en la presión de poros podría llevar a una zona próxima a fallar a la ruptura.

Posterior al sismo del 28 de marzo se observa una deformación paulatina, de modo que el sitio cerca de la fosa desciende respecto al del talud por $\approx 30d$. Este transiente podría tratarse de *afterslip* producto del sismo de Cobquecura, de ser así, el pulso debiera ubicarse al oeste de la estación en la región del prisma acrecionario frontal, esto en principio resulta factible dada la reología que se espera en tal lugar (Contreras-Reyes et al., 2010).

El pulso de deformación que se observa desde noviembre hasta el final del experimento sugiere alzamiento del sitio en el FAP o subsidencia del sitio que se encuentra sobre la cuenca de antearco, en el quiebre del talud. No se ve correlación entre el momento acumulado en torno a cada sitio y los transientes de desplazamiento, así como tampoco con el número acumulado de eventos. De tratarse de una señal de origen tectónico deben considerarse dos explicaciones. En el primer caso, el sensor se encuentra en el prisma acrecionario frontal. Para observar alzamiento en este sitio se debiera activar un pulso de *creep* pendiente abajo. Si se asume que el desplazamiento ocurre en un área complementaria a la ruptura, esto es plausible. En el segundo caso el sensor se encuentra en una zona, frente a las costas de Pichilemu, pobre en sismicidad durante el experimento, a diferencia de su vecindad que se observa muy activa sísmicamente (figura 6.1). Por otra parte, Lin et al. (2013) presenta un modelo del afterslip de Maule en base a datos de GPS e InSAR. Si se analizan las series de tiempo en la costa frente a la estación (PMQE y LEMU), se ve que la componente vertical desciende durante el postsísmico, lo mismo que evidencian las observaciones InSAR. Aunque esto no necesariamente debe ser cierto para el sensor VSM001, es al menos indicativo de un parche de *afterslip* somero (entre 20 y 40 km de profundidad) que bien podría distribuirse de manera que también cause subsidencia en tal sitio. Adicionalmente se podría pensar de un movimiento lento en alguna estructura secundaria del margen. La secuencia de sismos intraplaca de marzo del 2011 en Pichilemu, reveló la existencia de una falla normal en la litósfera continental, la que emerge de la interfaz de contacto(*splay fault*) (Ruiz et al., 2014a). Adicionalmente Lieser et al. (2014) describe una *splay fault* de tipo inverso en la región del prisma de acreción, la autora sugiere la posibilidad de que el *slip* de Maule se haya propagado hacia esta falla secundaria en lugar de la principal. Estos ejemplos remarcan la complejidad estructural del margen, en especial la región del prisma que puede entenderse como una faja plegada y corrida con diversas fallas. En ambos casos no se entiende por qué se activa el pulso de deformación y que determina que se haya gatillado en el momento en que lo hizo.

Respecto a los descensos que ocurren en diciembre del 2010 y enero del 2011, sólo se encuentra una correlación con la sismicidad en el segundo de ellos. De todos modos la observación de que estos descensos graduales, junto con el deslizamiento abrupto del terremoto del 14 de febrero del 2011, ocurren a intervalos de tiempo cuasiregulares y con desplazamientos semejantes, es cuando menos singular. Dado que el segundo descenso parece ocurrir cerca de T_1 y el tercero con certeza lo hace, se podría pensar en que corresponde en efecto a un patrón regular que es controlado por la mecánica y reología de esa zona. En este caso, y dado que se observa que cada descenso ocurre seguido de un período de acumulación de desplazamiento similar, se puede plantear de que todos los fenómenos observados corresponden a alguna característica de la interfaz en la zona del prisma frontal.

Finalmente, se demuestra que los sensores APG son una herramienta útil para la Geodesia Marina, permitiendo la obtención y caracterización del campo de desplazamiento vertical del fondo oceánico. Más aún, las observaciones de APG pueden usarse para obtener información que sirva para la modelación de sismos u otros fenómenos de origen tectónico. Con un modelamiento elástico simple y el uso de un método de inversión Bayesiano se logra actualizar el estado de información sobre dos sismos interplaca, por medio de la caracterización de las distribuciones de probabilidad asociadas a los parámetros del modelo. Es decir, se ha logrado establecer nuevas restricciones para la localización de ambos sismos.

Capítulo 7

Sanriku-Oki: Observaciones de Geodesia marina en el mayor precursor del Mega-terremoto de Tohoku-oki, 11 de marzo del 2011, Mw=9.0

7.1. Introducción

El 11 de marzo de 2011 un sismo de magnitud $M_w = 9.0$ azotó la zona de subducción conformada por las placas de Okhotsk y del Pacífico, rompiendo un segmento de placa ubicado frente a la costa de la región de Tohoku, al noroeste de la isla de Honshu, Japón. Su epicentro se localizó frente a la prefectura de Miyagui, región caracterizada por experimentar periódicamente, cada aproximadamente 40 años, terremotos de magnitud intermedia ($M_w7.0-7.5$) (Ej. Fujimoto, 2014). Este terremoto dadas su características puede calificarse como inesperado, no sólo se concentró una gran cantidad de *slip* en una zona con poca evidencia de eventos similares sino que también, gran parte de él se concentró en la región inmediatamente adyacente a la fosa, tradicionalmente caracterizada como una zona de régimen estable de dislocación.

El megaterremoto de Tohoku-Oki estuvo precedido por una intensa actividad sísmica. El 9 de marzo del 2011, 51 horas antes de él, un sismo de tipo interplaca y $M_w = 7.3$ ocurrió al Noreste de su epicentro. Este último, denominado como el terremoto de Sanriku-Oki del 2011, fue posteriormente identificado como el mayor precursor del megaterremoto de Tohoku-Oki. El sismo presentó una serie de réplicas que migraron progresivamente hacia el epicentro del sismo principal, sugiriendo una relación causal entre ambos. Diversos estudios han tratado de caracterizar la fase de nucleación del terremoto en distintas escalas temporales, desde los años a días previos a él (p. ej. Hino et al., 2014; Ito et al., 2011; Kato et al., 2012; Ohta et al., 2012).

Durante la fase intersísmica se encontraba en funcionamiento una red de sensores APG en la zona de ruptura de ambos terremotos. Esta tenía como objetivo tratar de mejorar la resolución de los mapas de acoplamiento, distribución de terremotos lentos y sismicidad, en la región del antearco marino de la fosa de Japón. Los datos de la red de Geodesia Marina, operada por la Universidad de Tohoku entre los años 2010-2011, fueron recuperados con éxito luego del terremoto y proporcionan un excelente conjunto de datos para estudiar los procesos de ruptura de Sanriku-Oki y Tohoku-Oki.

En este capítulo se utilizan los datos de APG disponibles para el terremoto de Sanriku-Oki (Ohta et al., 2012) con el objetivo de caracterizar su proceso de ruptura y su relación con la nucleación del terremoto de Tohoku-Oki. Se analizan y procesan los registros de presión, obteniéndose series de tiempo del desplazamiento vertical oceánico, las cuales a su vez se emplean para estimar los desplazamientos cosísmicos del precursor. Mediante un análisis de Componentes Principales se obtienen estimaciones más robustas de estos últimos. Adicionalmente, se modelaron las series de tiempo del desplazamiento postsísmico del terremoto, posibilitando constreñir el comportamiento friccional de la región de ruptura y permitiendo delinear cualitativamente el área de mayor *afterslip*. Mediante estos resultados se caracteriza el rol del precursor en la nucleación del sismo principal.

7.2. Antecedentes sismotectónicos y objetivos

7.2.1. Antecedentes sismotectónicos

El 11 de marzo del 2011 un megaterremoto $M_w = 9.0$ ocurrió frente a la costa Japonesa en la región de Tohoku, prefectura de Miyagui. Este último rompió un segmento de cerca de 500× 240 km² de la zona de subducción de Kuril-Kamchatka, donde la placa del Pacífico subducta bajo la placa de Okhotsk a una tasa de 8.5 cm/yr. Con respecto al proceso de ruptura, su duración se ha estimado en unos 150 s con una velocidad de ruptura *sub-shear* ($V_r =$ 2.0-3.0km/s) (Minson et al., 2014). Los primeros modelos de *slip* cosísmico (Ide et al., 2011; Simons et al., 2011, p.ej.) mostraban inconsistencias entre ellos, debido fundamentalmente a la poca resolución en los segmentos más someros del contacto: en algunos la ruptura alcanzaba la fosa y en otros se concentraba en una aspereza a 100 km de ella. Finalmente observaciones de Geodesia Marina permitieron determinar que la región de mayor deslizamiento se concentró en un parche de 150 × 200km² (Bletery et al., 2014; Minson et al., 2014) y se extendió hasta la fosa (Fujiwara et al., 2011; Kido et al., 2011)

El terremoto de Tohoku-Oki corresponde a un evento raro, el déficit de *slip* habría estado acumulándose por 500-1000 años (Simons et al., 2011). Previo al terremoto, en la prefectura de Miyagui, se observaba una sismicidad de magnitud intermedia M7.4-7.5 con período de recurrencia entre terremotos de en promedio 40 años. El último gran terremoto para el que existían estimaciones correspondía al ocurrido en 1793, cuya magnitud se sitúa en torno a M8.1. Por otro lado, se conocía por medio de registros escritos y depósitos de tsunami la existencia de un sismo de gran magnitud conocido como el terremoto de Jogan de 869 (Fujimoto, 2014; Miura et al., 2005). En base a estos antecedentes, la *Headquarters for Earthquake Research Promotion* de Japón comunicó el año 2003 la ocurrencia potencial de un sismo de M7.5, con probabilidad de 50 % dentro de los 7 años posteriores a su anuncio. Por este motivo, el grupo de Geodesia de la Universidad de Tohoku decidió instalar instrumentos de Geodesia Marina en la plataforma y talud del antearco japonés, con el fin de mejorar la resolución de los mapas de acoplamiento sísmico principalmente. La Figura 7.1 muestra el área de estudio,
así como la sismicidad localizada por la JMA (Japan Meteorological Agency) desde inicios del 2010 al 2010/03/11. Los mecanismos focales estimados para el terremoto de Tohoku-Oki $M_w = 9.0$ y su mayor precursor, $M_w = 7.3$, son igualmente mostrados. Los instrumentos APG están ubicados cerca del epicentro del precursor.

El terremoto de Tohoku-Oki estuvo precedido por una intensa actividad sísmica que empezó a mediados de febrero del 2011, destacándose entre ellos como el mayor precursor el sismo de Sanriku-Oki $M_w = 7.3$ (de aquí en adelante se hará referencia a este como "el precursor"). Este ocurrió el 9 de marzo del 2011, 51 h previo al sismo principal, apenas unos 45 km al noreste de su epicentro. El sismo de tipo interplaca, fue localizado en (38.328°N,143.279°W) a una profundidad de 10 km (Japan Meteorological Agency, JMA). El mecanismo focal reportado por el NIED sugiere fallamiento inverso con bajo ángulo en un plano nodal orientado N186°, manteando 23° hacia el oeste (http://www.fnet.bosai.go.jp/). Existen unos pocos modelos de fuente finita, tanto estáticos como cinemáticos, del terremoto de Sanriku-Oki. Shao et al. (2011) obtiene un modelo de fuente cinemático invirtiendo datos GPS, strong motion y telesímicos; sus resultados sugieren la ruptura de una aspereza elíptica, con un deslizamiento promedio de 1 m, al norte del epicentro de Tohoku. De acuerdo a sus resultados hay un incremento de los esfuerzos de Coulomb, pero es demasiado pequeño para jugar un rol importante en el desencadenamiento de este último. Miyazaki et al. (2011) encuentra la distribución de *slip* y *afterslip* asociados al precursor; sus resultados sugieren la ruptura de una aspereza elíptica, a diferencia de Shao et al. (2011) su modelo se distribuye pendiente abajo en la interfaz y el eje semimayor de la ellipse va en la dirección del strike. En tanto, Ohta et al. (2012) obtiene un modelo de *slip* y *afterslip* del terremoto de Sanriku-Oki a través de datos APG y GPS. Sus resultados muestran la ruptura de un parche elíptico que se extiende, en su porción más somera, hacia el sur de manera irregular. La distribución de afterslip se traslapa con la ruptura cosísmica y su límite sur se detiene cerca de la ruptura de Tohoku-Oki. Kato et al. (2012) analiza un catálogo de sismicidad precursora, incluyendo el terremoto de Sanriku-Oki, mediante una técnica de correlación de formas de onda. La primera de ellas comenzó a mediados de febrero, migró a una velocidad inicial de $\approx 2 \text{ km/d}$ y se detuvo ocho días después de iniciada en una zona cercana al epicentro del precursor. Al detenerse, esta secuencia había alcanzado una tasa de propagación de $\approx 5 \text{ km/d}$. La segunda secuencia comenzó posterior a Sanriku-Oki y se propagó a una velocidad de $\approx 10 \text{ km/d}$, una vez alcanzado el epicentro de Tohoku se desencadenó su ruptura. Ohta et al. (2012) señala que este sismo lento podría explicarse puramente por el afterslip de Sanriku. Existe entonces evidencia de que algún proceso postsísmico de Sanriku hava jugado un rol importante en la nucleación de este último.

El área donde ambos, Tohoku-Oki y su precursor ocurrieron, estaba densamente cubierta por instrumentación de distinto tipo, permitiendo a la comunidad científica estudiar el período antes, durante y después de un megaterremoto en un espectro ancho de frecuencias y con resolución espacio-temporal nunca antes vista. En particular, la red de sensores APG ubicados cerca de los 38.5°N (Fig. 7.1) registraron la fase precursora del terremoto de Tohoku-Oki, $M_w = 9.0$ y estos registros serán analizados y presentados en las secciones siguientes.

7.2.2. Objetivos

• Analizar y procesar los registros APG disponibles para el terremoto de Sanriku-Oki

para obtener series de tiempo del desplazamiento vertical del fondo marino. Examinar los transientes observados en los datos.

- Modelar el sismo de Sanriku-Oki, evento precursor al terremoto de Tohoku-Oki que ocurrió en la zona norte de la ruptura de este último.
- En base al modelo de fuente propuesto e información complementaria de la zona de estudio, se propone un mecanismo posible de la nucleación del mega terremoto de Tohoku-Oki.



Figura 7.1: Mapa de la zona de estudio y contexto sismotectónico Sanriku-Oki 2011, $M_w = 7.3$. Figura tomada de Ruiz et al. (2018). Distribución de la sismicidad ocurrida entre el 2010/01/01 a 2011/01/11 con profundidades menores a 100 km. Los círculos de color denotan la sismicidad localizada por la JMA (MJMA \geq 1.5), siendo la escala de colores codificada por la profundidad hipocentral. Las estrellas rojas corresponden a los epicentros de los terremotos de Sanriku-Oki, del 9 de marzo del 2011, Mw 7.3 y Tohoku-Oki del 11 de marzo del 2011, según la JMA. Los mecanismos focales corresponden a los tensores de momento determinados por el NEIC usando la fase W. Los contornos amarillos corresponden a la distribución de deslizamiento determinada por Minson et al. (2014) y se muestran a intervalos de 10 m. Los contornos segmentados en megro representan la interfaz de subducción de acuerdo al modelo de SLAB1.0 (Hayes et al., 2012) y las curvas de nivel se intercalan cada 10 km. Los diamantes grises corresponden a las estaciones APG.

7.3. Procesamiento de los datos APG

Los registros de presión fueron facilitados por investigadores de la Universidad de Tohoku, junto con los que se proporcionaron registros de temperatura, (asociados al sensor contenido en los APG *Digiquartz*[®]) correcciones de marea y correcciones de un oceáno barotrópico con forzamiento sinóptico (Inazu et al., 2012). Todos estos datos tenían una tasa de muestreo de 1 s. Para la estimación de mareas se utilizó BAYTAP-G, un software de análisis armónico que emplea métodos Bayesianos, permitiendo la inclusión de irregularidades tales como discontinuidades y deriva lineal, etc (Tamura et al., 1991). A pesar de que se suministró una corrección para la deriva instrumental se decidió realizar una estimación propia mediante mínimos cuadrados y utilizando el algoritmo de Levenberg-Marquardt implementado en MATLAB[®]. Luego de sustraer cada una de estas contribuciones, las series de tiempo se cortaron en una ventana de tiempo de aproximadamente dos semanas anterior a Sanriku-oki y hasta el instante previo de Tohoku-oki. Los registros de presión se convirtieron a desplazamiento vertical mediante la corrección de oceáno estándar según las fórmulas sugeridas para las propiedades del agua marina (Fofonoff and Millard Jr, 1983).

En la figura 7.2 se muestran los registros de desplazamiento vertical para el terremoto de Sanriku-oki, en una ventana de tiempo que va desde el 19 de febrero del 2011 hasta minutos antes del terremoto de Tohoku. En las estaciones P02, P06 y P09 es evidente el desplazamiento cosísmico del terremoto de Sanriku, que se ve como una discontinuidad, alcanzando amplitudes del orden de decenas de cm. En la estación GJT3 y P03 se advierte un desplazamiento gradual atribuible al *afterslip* del precursor.

En todas las estaciones se utilizó el mismo modelo para estimar desplazamientos co y postsísmicos, este es:

$$G(\mathbf{m}) = u_{mean} + v \cdot t + \Delta u_o \cdot H(t - t_o) + a_o \cdot \ln(1 + t/\tau) \cdot H(t - t_o) + \Delta u_1 H(t - t_1) \quad (7.3.0.1)$$

El modelo corresponde a una tendencia lineal sumada a un comportamiento logarítmico, tomando en cuenta además los sismos de magnitud suficiente para aparecer en los registros. Los parámetros Δu_o y Δu_1 corresponden a los desplazamientos cosísmicos de Sanriku-oki y una de sus réplicas, cuyo epicentro se ubicó a unos 30 km al SW del de este último. Esta réplica corresponde en realidad a un doblete con dos sismos de magnitud $M_w = 6.0$ y $M_w = 6.5$ que ocurrieron a las 21:23 y 21:22 (UTC) del 9 de marzo. Dado que la tasa de muestreo es de 1 min y que los epicentros de cada uno están muy cerca y prácticamente en medio del arreglo, es díficil separar la contribución de cada uno. A pesar de ello en cada sensor sólo se observa un salto, por lo que se justifica el modelo propuesto. La tasa de decaimiento de la ley logarítmica para el postsísmico se ha fijado en 0.2 d basado en las mediciones de un extensómetro en la isla de Kinka y mediciones de GPS en el sitio NATR en la costa de la prefectura de Miyagi. De acuerdo a la discusión presentada por Ohta et al. (2012) esta tasa se ajusta bien a las observaciones de APG.



Figura 7.2: Terremoto, $M_w = 7.3$, de Sanriku-oki 2011: series de tiempo de desplazamiento vertical. Se muestra el registro procesado, desde el 19 de febrero hasta los minutos previos al megaterremoto de Tohoku-oki. En algunos sitios puede advertirse el desplazamiento cosísmico del terremoto de Sanriku-oki, alcanzando valores del orden de 10 cm. En el resto de las estaciones el cosísmico se percibe como un arribo impulsivo.

Al estimar parámetros, antes de realizar la descomposición SVD, se obtienen residuales promedio de 1.5 cm. Con estos últimos se estimaron las PCs y se obtuvo un espectro de valores singulares como el que se muestra en la figura A.15. El criterio usado para decidir qué modos remover fue el de obtener residuales del orden subcentimétrico lo que se logró al substraer las primeras tres PCs (residuales promedio de 0.29 cm). La norma de los 3 primeros valores singulares corresponde a un 98 % de la norma del vector que contiene a todos ellos; esto quiere decir que la desviación estándar de los registros se ha reducido en un 98 % al restar los modos correspondientes. Los modos temporales y espaciales que se han removido se indican en las figuras 7.4 y 7.3 respectivamente.



Figura 7.3: Descomposición SVD APGs: modos espaciales. Se indican los 3 primeros modos espaciales de la descomposición SVD:(a) Primero modo (b) Segundo modo (c) Tercer modo. Estos últimos se han usado para obtener residuales más pequeños y re-estimar el cosísmico y postsísmico del terremoto de Sanriku-oki del 2011, $M_w = 7.3$.

Removiendo el CME de las series de tiempo se logró identificar dos nuevos transientes que se atribuyen al campo cercano de dos sismos: A las 18:15 y 18:40 (UTC) del 9 de marzo, con magnitudes correspondientes de $M_w = 5.8$ y $M_w = 6.0$. Sus desplazamientos son milimétricos y el análisis de las matrices de correlación, al utilizar un modelo que los incluye, revela que tanto estas dos réplicas como la de las 21:23 h no tienen prácticamente efecto en la correcta estimación de los parámetros cosísmicos y postsísmicos de Sanriku. Por esta razón no se incluyen en el *kernel* del problema inverso. Del mismo modo no se intenta mejorar la estimación de la réplica de las 21:23 mientras Sanriku y su postsísmico estén bien estimados. Es interesante notar que en ambientes de subducción es usualmente díficil capturar la deformación estática de sismos de la magnitud indicada. Más aún, muy rara vez se logran capturar desplazamientos de orden milimétrico en la componente vertical, lo que especialmente valioso si se considera que mediante ésta se puede tener una mucho mejor locación del epicentro (o de la distribución de slip en la dirección del *dip* si se modela una fuente finita) de acuerdo a lo visto en el capítulo 6.

Volviendo al análisis de componentes principales para estimar el CME, luego de una iteración la diferencia entre parámetros es apenas 3 órdenes mayor que la precisión de punto flotante del computador usado para el procesamiento. En consecuencia se da por terminada la estimación.



Figura 7.4: Descomposición SVD APGs: modos temporales. Se grafican las 3 primeras componentes principales de la descomposición SVD que explican un $\approx 98\%$ de la varianza de las series de tiempo residuales. Estas son las que se han usado para obtener residuales más pequeños y re-estimar el cosísmico y postsísmico de Sanriku.

7.4. Resultados

En la figura 7.5 se muestran en color las series de tiempo originales y en negro las predicciones luego del análisis de componentes principales. En tanto, en las figuras 7.6a y 7.6b se grafica la distribución del desplazamiento vertical cosísmico y *afterslip* obtenidos por medio del procesamiento antes descrito.



Figura 7.5: Sanriku-oki: predicción series de tiempo de desplazamiento. Se muestran las series de tiempo originales (en color) y las predicciones obtenidas (línea sólida negra) en cada estación, al re-estimar los parámetros mediante sustracción de un ruido de modo común o CME (*Common Mode Error noise*) descrito en la sección de procesamiento. Las unidades de desplazamiento están en cm y el tiempo se muestra en días desde el 01/01/2011.

Las predicciones obtenidas mediante mínimos cuadrados, luego de remover el CME, logran explicar adecuadamente los datos; los parámetros estimados son robustos tanto para el desplazamiento cosísmico como postsísmico, obteniéndose valores plausibles y consistentes entre ellos. El patrón cosísmico inferido de la figura 7.5 y representado en la figura 7.6a es consistente con fallamiento inverso en el contacto interplaca, en cambio, el desplazamiento postsísmico exhibe un patrón diferente al cosísmico. En la figura 7.6b se muestran los desplazamientos verticales durante el postsísmico, los que son consistentes con *afterslip* que podría describirse como una dislocación a mayor profundidad que la observada en el cosísmico, si se asume que ella ocurre en la interfaz.

En cuanto al patrón de desplazamiento estático vertical del cosísmico se obtienen resultados similares a los de otros autores. En relación a los resultados de Ohta et al. (2012) en esta tesis se suman dos nuevas observaciones. Los datos de la estación P03 no estaban disponibles a la fecha de la publicación, registros que ayudan a mejorar la cobertura en la dirección del *strike*. En el trabajo de Ohta et al. (2012) se utiliza el registro P08 como una estimación del CME dado que esta parecía ser representativa de las señales oceánicas remanentes en las series, y además tiene desplazamiento estático muy pequeño. Al remover el CME de los datos, obtenido por medio del análisis de componentes principales, no sólo se puede estimar el salto cosísmico en P08 sino que también se obtienen estimaciones más robustas, especialmente para determinar la dirección de los desplazamientos verticales en el postsísmico. Para comparar los resultados aquí obtenidos con otros publicados, en la figura 7.7 se muestran las estimaciones cosísmicas y postsísmicas, junto con los modelos respectivos de acuerdo con Ohta et al. (2012). De modo cualitativo el sentido del desplazamiento estático vertical de los resultados presentados en esta tesis es coherente con los estimados por Ohta et al. (2012). La buena cobertura a lo largo del *dip* permite situar el parche de deslizamiento entre las estaciones P08 y P09, es decir, entre los 20 y 30 km de profundidad en el plano de falla (Fig. 7.7). Con relación a la distribución de *afterslip*, la estimación del CME por medio del análisis de PCs provoca mayores discrepancias. Las estimaciones predicen alzamiento para todas las estaciones durante el postsísmico (Fig. 7.6b) a diferencia de lo publicado por Ohta et al. (2012). Para verificar si cualitativamente el sentido del desplazamiento cosísmico es correcto, se reprocesaron los datos por medio de un algoritmo de *grid search* para estimar la tasa de decaimiento postsísmica τ . Se obtuvo el mismo sentido del desplazamiento vertical descritos en este trabajo y graficados en la figura 7.6b.



Figura 7.6: Sanriku-oki: mapa de desplazamiento vertical del cosísmico y *afterslip*. a) Las flechas rojas corresponden a los desplazamientos cosísmicos estimados en las estaciones APG, las cuales se señalizan con pentágonos amarillos. La batimetría se muestra con líneas negras las curvas de nivel intercaladas cada 1000 m. El frente indicado con triángulos corresponde a la fosa de Japón. b) Idéntico a a) salvo que las flechas representan el total de desplazamiento *postsísmico* de cada estación, acumulado entre el 9 y 11 de marzo del 2011.

Los desplazamientos verticales cosísmicos estimados en las estaciones APGs fueron usados por Ruiz et al. (2018) para caracterizar el proceso de ruptura de Sanriku-oki. Para ello, los autores utilizan un modelo cinemático de fuente finita que asume que, tanto la distribución espacial de deslizamiento como su evolución temporal, pueden caracterizarse por medio de funciones bases, en específico, una representación vía B-splines lineales. El método de inversión utiliza distintos tipos de datos en forma conjunta, obteniendose resultados más robustos que estudios anteriores (Miyazaki et al., 2011; Ohta et al., 2012; Shao et al., 2011), así se modela el campo estático en estaciones GPSs (Ohta et al., 2012) y APGs (este trabajo) y se hace un modelamiento de forma de onda en registros telesísmicos de ondas internas y de movimiento fuerte. Tal como se espera, los test de resolución por medio de un *checkerboard* muestran que los datos APG proveen mayor resolución a lo largo del dip, los datos sismológicos permiten resolver en detalles los rasgos más pequeños. El modelo final de deslizamiento cosísmico obtenido por (Ruiz et al., 2018) se muestra en la figura 7.8. El máximo de dislocación del modelo es de 3.5 m casi el doble de los 1.8 m estimados por Ohta et al. (2012). El parche de mayor deslizamiento se concentra entre 12 y 28 km, además en su totalidad el deslizamiento se engloba en un área de 80x30 km², cubriendo una extensión mayor que el modelo de Ohta et al. (2012) y más similar a lo obtenido por Shao et al. (2011).



Figura 7.7: Modelo de deslizamiento cosísmico y postsísmico, para el terremoto de Sanriku-Oki, de acuerdo con Ohta et al. (2012). (a) Distribución de desplazamiento cosísmico para el precursor observado por instrumentos GPS y APG. Los contornos rojos indican intervalos de 0.5 m para el deslizamiento en el plano de falla. Los contornos en gris muestran la interfaz de subducción en intervalos de 10 km. Los vectores en blanco y negro representan los desplazamientos observados y calculados respectivamente, mientras que los círculos negros simbolizan las réplicas de Sanriku-oki. Las estrellas roja y azul corresponden a los epicentros del precursor $M_w = 7.3$ y Tohoku-oki respectivamente. (b) Similar a (a) pero con la distribución de *afterslip* con curvas de nivel a intervalos de 0.1 m. (c) Comparación de ambos modelos de la distribución de *afterslip* y deslizamiento cosísmico. La sismicidad está representada por círculos escalados a la magnitud y la escala de colores es el tiempo entre el sismo de Sanriku-oki y Tohoku-oki.

7.5. Discusión y conclusiones

La distribución de *slip* obtenida por Ruiz et al. (2018), que incluye los datos APG procesados en este capítulo, se concentra entre los 10 y 30 km de profundidad de la interfaz sismogénica y exhibe una forma irregular concentrada en tres parches con deslizamiento mayor a 2.0 m. El área de ruptura del terremoto de Sanriku-oki del 9 de marzo de 2011, $M_w = 7.3$, ha sido descrita por Shao et al. (2011) como una región que presenta una anomalía positiva de la razón V_p/V_s . Esta desviación puede explicarse si tal zona tiene un alto contenido de fluidos, lo que a su vez reduciría los esfuerzos normales efectivos sobre el contacto interplaca. Lo anterior implica una zona relativamente más fácil de romper, rodeada de asperezas en que la reología detiene la ruptura y actúa como una barrera. Esto explica en parte la ocurrencia de sismos M7 con una periodicidad regular en la región descrita. Por otro lado, el modelo de Ruiz et al. (2018) tiene mayor desplazamiento cerca del epicentro del sismo principal comparado con lo obtenido por Ohta et al. (2012), por esta razón sería interesante recalcular el incremento de esfuerzos de Coulomb.



Figura 7.8: Distribución de *slip* cosísmico para el terremoto de Sanriku-oki obtenido por Ruiz et al. (2018). Se muestra la distribución espacial de los desplazamientos cosísmicos en escala de colores (cm) obtenidos mediante un método de inversión cinemático que incorpora datos sismológicos y geodésicos, incluyendo las estimaciones de APG presentadas en este capítulo. Los círculos blancos corresponden a la sismicidad, con profundidad ≤ 60 km, localizada por la JMA($M_{JMA} \geq 1.5$) en el período transcurrido entre el precursor y mainshock. Las curvas de nivel en azul corresponden al modelo de *slip* de Minson et al. (2014) para el terremoto de Tohoku-oki. Los contornos en gris representan la interfaz de subducción de acuerdo al modelo de SLAB1.0 (Hayes et al., 2012) y las curvas de nivel se intercalan cada 10 km. La línea punteada corresponde a la fosa de Japón. Las estrellas azul y roja corresponden a los epicentros del mainshock y precursor respectivamente.

Aunque no modelada, la distribución de *afterslip* parece ubicarse en una zona más profunda en la interfaz que lo obtenido por Ohta et al. (2012); sus resultados podrían estar sesgados debido a la elección de la estación de referencia. Lo anterior proporciona razones para encontrar un nuevo modelo, de modo de determinar si el desplazamiento se concentra en áreas complementarias al cosísmico y si tiene relación con el deslizamiento lento descrito por Kato et al. (2012). Para concluir, los resultados de Ruiz et al. (2018) son similares a lo descrito por otros autores, sin embargo su resolución es mayor al ocupar datos tanto de Geodesia espacial como de Geodesia Marina, además de los datos sismológicos (telesísmicos y movimiento fuerte). A futuro es necesario estimar el postsísmico del precursor en estaciones terrestres, a modo de tener un modelo de *slip* que permita mayor resolución en la dirección paralela a la fosa. En general los datos de Geodesia Marina proporcionan una mejor resolución de la fuente, particularmente en Japón, y en este caso en la dirección perpendicular a la fosa. Lo anterior es especialmente importante para actualizar la información que se tiene sobre la relación entre cosísmico y postsísmico, y a su vez su conexión con la reología del contacto interplaca. No se ha conseguido nueva evidencia sobre el proceso de nucleación del megaterremoto de Tohoku-oki y el rol de Sanriku-oki en este último, sin embargo los resultados aquí presentados y los de Ruiz et al. (2018) permiten armar una imagen que engloba y reafirma lo obtenido por otros autores.

Capítulo 8

Modelamiento del tensor de momento sísmico mediante observaciones de geodesia marina y terrestre

8.1. Introducción

En este capítulo se propone una metodología de inversión del tensor de momento sísmico mediante la utilización de observaciones de desplazamiento estático. El método empleado es general en el sentido que permite la incorporación tanto de mediciones de Geodesia espacial (GPS, InSAR) como de observaciones de Geodesia Marina, asociadas a distintos procesos que causan deformación estática y que puedan representarse mediante un tensor de momento sísmico. El foco está puesto en observaciones terrestres obtenidas por medio de GPSs y marinas a través de APGs. La discusión se centra en aquellas fuentes sísmicas de origen tectónico que se representan a través de una dislocación de cizalle.

Para desarrollar la metodología se revisan tanto las teorías de elasticidad lineal como de dislocaciones con el propósito de dar solución al llamado *problema directo*. Es decir, se obtienen los desplazamientos de la superficie libre de un semiespacio elástico, isótropo y homogéneo, producto de una dislocación arbitraria introducida en el medio. La relación de equivalencia entre esta última y la fuente sísmica que se pretende modelar se hace precisamente a través del tensor de momento sísmico. Con el objetivo de validar y comprobar la metodología aquí propuesta, los desplazamientos calculados se comparan con los que se obtienen utilizando la formulación de Okada (1992).

Posteriormente se plantea el *problema inverso* y se estiman los parámetros del tensor de momento sísmico mediante un criterio de ajuste de mínimos cuadrados simples combinado con un algoritmo de tipo *grid search* para la posición del centroide. Se realizan pruebas numéricas con datos sintéticos para examinar la aplicabilidad y robustez del método propuesto.

Finalmente, se estima el mecanismo y centroide de 3 sismos interplaca de magnitud moderada a fuerte para los que se poseen observaciones del campo de desplazamiento estático: el terremoto de Tocopilla del 14 de noviembre del 2007, $M_w = 7.7$; el terremoto de SanrikuOki del 9 de marzo del 2011, $M_w = 7.3$; y el terremoto de Iquique del 1 de abril del 2014, $M_w = 8.1$. Se discuten los resultados comparándolos con los obtenidos por medio de otros métodos. De manera complementaria se analiza la utilidad de las observaciones de deformación del fondo marino para la obtención de mejores estimaciones.

8.2. Solución del problema directo

En esta sección se discuten los aspectos teóricos para la solución del *problema directo*. Este consiste en calcular el campo de desplazamiento estático producto de una fuente sísmica, en un punto de observación dado, en la superficie libre del medio. Se utilizan como supuestos para el problema que los desplazamientos ocurren en un medio elástico, isótropo y homogéneo, además se asume que la fuente es puntual. La pertinencia de estas hipótesis se discute al final del capítulo.

Finalmente se anticipa que el marco teórico utilizado para resolver el *problema directo* está dado por la *teoría de dislocaciones*.

8.2.1. Teoremas de Elasto-estática

La versión estática del Teorema de Representación de fuentes sísmicas (Aki and Richards, 2002; Segall, 2010) o fórmula de Volterra proporciona una manera relativamente simple de calcular el campo de desplazamiento. El teorema se encuncia a continuación:

Teorema 8.1 Fórmula de Volterra. Sea un medio elástico cuya relación esfuerzo-deformación está descrita por C_{ijpq} , el Tensor de Rigidez; y supongamos que a través de una superficie de dislocación Σ se introduce una discontinuidad en el campo de desplazamiento del sólido, representada por Δu_i . Si se conoce la respuesta del medio al verse sometida a una fuerza puntual (Función de Green), entonces los desplazamientos estáticos a los que se ve sujeto el medio $u_k(\mathbf{x})$ producto de la dislocación están dados por la siguiente relación:

$$u_k(\mathbf{x}) = \iint_{\Sigma} C_{ijpq} \Delta u_i(\boldsymbol{\xi}) n_j \frac{\partial}{\partial \xi_q} g_k^p(\mathbf{x}, \boldsymbol{\xi}) \mathrm{d}\Sigma(\boldsymbol{\xi})$$
(8.2.1.1)

En esta notación $g_k^p(\mathbf{x}, \boldsymbol{\xi})$ corresponde al desplazamiento que se obtiene en la dirección késima en el punto con coordenada \mathbf{x} , al aplicar una fuerza puntual que está ubicada en $\boldsymbol{\xi}$ m sobre la superficie Σ con normal $\hat{\mathbf{n}}$, y orientada en la dirección p-ésima. Se recuerda que en la notación indicial los índices repetidos indican suma sobre éstos.

Definición 8.2 Se define la densidad superficial del Tensor de Momento Sísmico como :

$$m_{pq} = C_{ijpq} \Delta u_i(\boldsymbol{\xi}) n_j \tag{8.2.1.2}$$

Usando la definición anterior y la Fórmula de Volterra (eq. 8.2.1.1), esta puede escribirse de forma más compacta:

$$u_k(\mathbf{x}) = \iint_{\Sigma} m_{pq} \frac{\partial}{\partial \xi_q} g_k^p(\mathbf{x}, \boldsymbol{\xi}) \mathrm{d}\Sigma(\boldsymbol{\xi})$$
(8.2.1.3a)

$$u_k(\mathbf{x}) = \iint_{\Sigma} m_{pq} \cdot g_{k,q}^p \mathrm{d}\Sigma(\boldsymbol{\xi})$$
(8.2.1.3b)

Notar que en la ecuación anterior se ha utilizado un cambio de notación para el operador derivada parcial, se ha reemplazado $\frac{\partial}{\partial x_i}$ por \cdot, i . Adicionalmente la definición 8.2 permite introducir el **Tensor de Momento Sísmico**.

Definición 8.3 Se define el Tensor de Momento Sísmico estático como:

$$M_{pq} = \iint_{\Sigma} m_{pq} \mathrm{d}\Sigma(\boldsymbol{\xi}) \tag{8.2.1.4}$$

En la aproximación de fuente puntual se satisface que (ver Aki and Richards, 2002, cap. 3):

$$u_k(\mathbf{x}) = M_{pq} \cdot g_{k,q}^p(\mathbf{x}, \boldsymbol{\xi}_o) \tag{8.2.1.5}$$

Es decir, los desplazamientos en la superficie libre son una combinación lineal del tensor de momento sísmico y las funciones de Green del problema. En la expresión anterior, ξ_o corresponde al centroide espacial de la fuente sísmica.

8.2.2. Funciones de Green en un semi-espacio elástico, isótropo y homogéneo

Como se ha indicado para resolver el problema directo además de especificar la fuente (a través del *Tensor de Momento Sísmico*), es necesario precisar las funciones de green para el medio en cuestión. En un medio elástico, isótropo y homogéneo, el *Tensor de rigidez* satisface:

$$c_{ijpq} = \lambda \delta_{ij} \delta_{pq} + \mu (\delta_{ip} \delta_{jq} + \delta_{iq} \delta_{jp}) \tag{8.2.2.1}$$

Donde δ_{ij} corresponde a la delta de Kroenecker y, λ y μ son los parámetros elásticos de Lamé. Haciendo uso de la ec. 8.2.1.5 se deduce que:

$$u_{k} = M_{11}g_{k,1}^{1} + M_{12}g_{k,2}^{1} + M_{13}g_{k,3}^{1}$$

$$M_{21}g_{k,1}^{2} + M_{22}g_{k,2}^{2} + M_{23}g_{k,3}^{2}$$

$$M_{31}g_{k,1}^{3} + M_{32}g_{k,2}^{3} + M_{33}g_{k,3}^{3}$$

$$(8.2.2.2)$$

Como M_{pq} es un tensor simétrico sólo tiene 6 componentes independientes (Malvern, 1969). Lo anterior permite el siguiente desarrollo:

$$u_{k} = M_{11}g_{k,1}^{1} + M_{12}(g_{k,2}^{1} + g_{k,1}^{2}) + M_{13}(g_{k,3}^{1} + g_{k,1}^{3}) + M_{22}g_{k,2}^{2} + M_{23}(g_{k,3}^{2} + g_{k,2}^{3}) + M_{33}g_{k,3}^{3}$$

$$(8.2.2.3)$$

Para el caso de un semiespacio (elástico, isótropo y homogéneo) estas funciones son bien conocidas y han sido estudiadas (ver por ej. Mindlin, 1936; Okada, 1992). En la formulación de Okada (1992) se utiliza un sistema cartesiano ortogonal de mano derecha, orientado con el rumbo del plano de falla y cuyo eje vertical coincide con el zenit (ver Fig. 8.1); el origen del sistema coordenado se ubica en la proyección del centroide en superficie. La expresión para las funciones de Green según Okada (1992) está dada por:



Figura 8.1: Sistema coordenado utilizado para el cálculo de los desplazamientos estáticos. Sistema de coordenadas de Okada (1992), modificado del artículo del mismo autor. Se indica el sistema coordenado de mano derecha que se ha usado, donde x_i son las coordenadas del punto de observación y (ξ_1, ξ_2, ξ_3) son las coordenadas de la aplicación de una fuerza puntual e impulsiva de magnitud F. La fuerza ubicada $(\xi_1, \xi_2, -\xi_3)$ corresponde a una fuerza imagen.

$$\partial_k g_i^j(x_1, x_2, x_3) = \partial_k g_{iA}^j(x_1, x_2, -x_3) - \partial_k g_{iA}^j(x_1, x_2, x_3) + \partial_k g_{iB}^j(x_1, x_2, x_3) + x_3 \partial_k g_{iC}^j(x_1, x_2, x_3)$$

$$(8.2.2.4)$$

En esta fórmula cada subíndice (A,B,C) representa un tensor distinto. El primer término de la izquierda corresponde al tensor de Somigliana (función de Green para un medio infinito);

el segundo término corresponde a una fuente imagen en $(\xi_1, \xi_2, -\xi_3)$, que cancela los desplazamientos del primer término en la superficie libre; el tercer término, cuyo subíndice es B, es el único término que sobrevive para $x_3 = 0$ y por tanto se relaciona con la deformación en superficie; el último término de subíndice C, es un término que varía con la profundidad y da cuenta de la deformación interna del medio. Como se mencionó anteriormente en la superficie libre del semiespacio (i.e, $x_3 = 0$) la función de Green se reduce a:

$$\partial_k g_i^j(x_1, x_2, x_3 = 0) = \partial_k g_{iB}^j(x_1, x_2, x_3 = 0)$$
(8.2.2.5)

Para escribir la expresión de la función de Green del semi-espacio se definen las siguientes variables:

$$\begin{aligned} \vec{r} &= (x_1, x_2, x_3 - \xi_3) \\ r^2 &= ||\vec{r}||^2 \\ \hat{r} &= \vec{r}/||\vec{r}|| \\ \gamma &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} \\ \kappa &= (1 + r_3) \\ I_1 &= 3r_i r_p r_q - r_i \delta_{pq} - r_p \delta_{iq} + r_q \delta_{ip} \\ I_2 &= \frac{(r_q + \delta_{q3})\delta_{ip}}{\kappa^2} \\ I_3 &= \frac{-[\delta_{iq}\delta_{p3} - \delta_{pq}\delta_{i3}(1 - \delta_{p3})]}{\kappa} \\ I_4 &= \frac{[r_i \delta_{p3} - r_p \delta_{i3}(1 - \delta_{p3})][\delta_{q3} + r_q(2 + r_3)]}{\kappa^2} \\ I_5 &= (1 - \delta_{i3})(1 - \delta_{p3}) \left(\frac{r_i \delta_{pq} + r_p \delta_{iq}}{\kappa^2} - r_i r_p \frac{(2\delta_{q3} + r_q(3 + r_3))}{\kappa^3}\right) \end{aligned}$$

Donde \vec{r} es el vector que va desde el origen hacia el punto de observación, desplazado en $-\xi_2$ que es la profundidad de la fuente; r es la norma de \vec{r} y r_i la componente i-ésima del vector así definido. De este modo se puede escribir:

$$\partial_q g_{iB}^p(x_1, x_2, x_3) = \frac{1}{4\pi\mu} \frac{1}{r^2} \Big(I_1 + \gamma (I_2 + I_3 + I_4 + I_5) \Big)$$
(8.2.2.6)

8.2.3. Cálculo de los desplazamientos estáticos

Haciendo uso de las ecuaciones 8.2.2.3 y 8.2.2.6 es posible calcular los desplazamientos en la superficie libre producto de una dislocación arbitraria, para ello, se escribieron rutinas en MATLAB que permitiesen realizar estos cálculos.

En las rutinas se adoptó como convención un sistema de coordenadas ortogonal y de mano de derecha en que la tríada es NWU (por sus siglas en inglés North, West y Up). A modo de ejemplo en la figura 8.2 se grafican los desplazamientos resultantes de cada componente del tensor de momento sísmico, es decir, para (a-f) M_{xx} , M_{yy} , M_{zz} , M_{xy} , M_{xz} , M_{yz} . Los parámetros elásticos y profundidad de la fuente utilizados para el calculo se muestran en la tabla 8.1.

M_o (Nm)	E (GPa)	ν	Profundidad (km)
$1 \cdot e^{20}$	140	0.25	30

Tabla 8.1: Parámetros para cálculo desplazamientos estáticos.



Figura 8.2: Campo de desplazamiento estático calculado en la superficie libre para cada una de las componentes del tensor de momento sísmico M_{ij} . Las unidades de desplazamiento se muestran en cm y las distancia se han normalizado a la profundidad de la fuente. En cada recuadro (a-f) la escala de colores indica la magnitud de desplazamiento vertical y el campo de vectores indicada por flechas grises los desplamientos horizontales. Las flechas rojas (5 cm) indican la escala de magnitud del desplazamiento horizontal.

En los resultados las unidades de distancia se hayan normalizadas por la profundidad de la fuente y los desplazamientos estáticos cosísmicos (horizontales y verticales) se muestran en unidades de cm. Las coordenadas del centroide de la fuente se ha puesto en el origen del sistema de coordenadas. De los resultados obtenidos se destacan los siguientes aspectos:

- Cada componente del tensor es equivalente a una representación por medios de pares de fuerzas, se observa que los desplazamientos son consistentes con los pares correspondientes a cada componente. Por ejemplo: la componente M_{xx} del tensor corresponde a dos fuerzas, cada una orientada en las direcciones x y - x respectivamente, de modo que el brazo de este par ocurre en la dirección x (ver dipolos en la Fig. C.1). El desplazamiento de las flechas horizontales es en la dirección del par de fuerzas aplicado, y el patrón de alzamiento es coincidente con este. En la zona donde hay subsidencia las flechas horizontales convergen y lo contrario donde hay alzamiento.
- Para el caso de la componente M_{xy} , que de hecho representa una dislocación de cizalle de tipo *strike-slip* vertical, el patrón de radiación es equivalente al de las componentes radial y tangencial de la onda P y S respectivamente, en el campo lejano (ej. Lay and Wallace, 1995).

8.2.4. Comparación con Okada 1992

Para verificar la metodología de cálculo propuesta se compararon los desplazamientos que se obtienen tanto con las rutinas aquí desarrolladas como con las calculadas por medio de la rutina DC3D0 (http://www.bosai.go.jp/study/application/dc3d/DC3Dhtml_E.html), la versión para fuente puntual de las fórmulas de okada (Okada, 1992). Este programa recibe los parámetros geométricos de la fuente junto con la Potencia sísmica (M_o/μ) distribuida en cuatro tipos de fuentes: strike slip, dip-slip, explosión y tensile crack (ver el manual Okada, 2012). Para transformar las componentes del tensor de momento sísmico a los parámetros de una fuente de cizalle, se usó la herramienta de Python MoPaD (Moment tensor Plotting and Decomposition) (Krieger and Heimann, 2012).

Finalmente para realizar la comparación se utilizaron algunas fuentes canónicas. En el caso de las dislocaciones de cizalle la fuente es del tipo double-couple (DC), cualquier fuente de este tipo con strike NS puede escribirse como la combinación lineal de tres fallas fundamentales : strike-slip vertical, dip-slip vertical, dip-slip oblicua (45°) (Langston, 1981). Por esta razón, contrastar cada una de ellas permite verificar el resultado para todas las fuentes DC. Aquí se adjuntan los resultados para la falla de strike-slip vertical. De modo adicional se compararon los resultados para fuentes explosivas y tensile crack, estos se encuentran en el apéndice C (ver sección C.4.4) junto con el resto de las fallas canónicas DC.

Los resultados mostrados en la figura 8.3 corresponden a una fuente de tipo *strike-slip*, mientras que en la sección C.4.4 se muestran los resultados para otro tipo de fuentes. Ambas implementaciones muestran resultados similares; la diferencia entre los desplazamientos se explica por la precisión que se asigna a los parámetros de fuente (*dip*, *strike*, *rake*, profundidad, etc) en las rutinas de Okada (1992) ($\epsilon = 1e - 7$). El programa *DC3D0* es un conjunto de subrutinas de Fortran en que los parámetros son puntos flotantes con cuatro dígitos de precisión, de modo que cuando se copian los valores desde la rutina de MATLAB a la de Okada hay cierta información que se pierde ($\Delta M, \Delta x_i$), lo que explica los errores sistemáticos en las diferencias obtenidas.



Figura 8.3: Comparación del campo de desplazamiento calculado en este trabajo con Okada (1992). (a) Campo de desplazamiento estático en superficie, calculado con las rutinas desarroladas en este trabajo para una falla strike-slip vertical. La escala de colores muestra el desplazamiento en unidades de cm, en tanto que las flechas indican el desplazamiento horizontal cuya escala se indica por medio de la flecha roja. En los paneles (b),(c) y (d) se muestran los residuales obtenidos al hacer la diferencia entre lo calculado en este estudio y las subrutinas en fortran de Okada (1992). En escala de colores se indican las diferencias entre los desplazamientos en cm, las que son del orden de magnitud de la precisión de la máquina ($\sim 10^{-7}$).

8.3. Problema inverso

Ahora que se ha resuelto el problema directo es posible parametrizar y plantear el problema inverso. El caso que aquí se plantea consiste en, dadas unas observaciones de desplazamiento estático, inferir el tensor de momento sísmico y el centroide de la fuente que dio origen a esos desplazamientos. Para estimar las componentes del tensor de momento sísmico se utiliza una estimación de mínimos cuadrados simples, en donde se asume conocida la posición del centroide, para evitar que el problema sea no-lineal. De esta forma la ubicación del centroide se determina por medio de un algoritmo de tipo grid search, por lo que para cada posible solución del centroide que se busca se realiza una inversión del tensor de momento sísmico. Se consideran dos implementaciones para la inversión: tensor de momento completo y tensor de momento deviatórico.

8.3.1. Tensor de momento completo

La inversión del tensor de momento sísmico completo corresponde a una fuente general y puede por tanto modelar distintos procesos tectónicos y no tectónicos. Entre ellas: explosiones nucleares, intrusiones volcánicas, propagación de cambios de fase, deslizamiento en fallas, etc (Aki and Richards, 2002). Sea el vector $\vec{u}_i = (u_{1i}, u_{2i}, u_{3i})$ el campo de desplazamiento observado en el receptor *i*-ésimo debido a una fuente ubicada en \mathbf{xi}_o y con un tensor de momento sísmico asociado (Fig. 8.4). Si se quiere calcular los desplazamientos en ese receptor se deben conocer las funciones de Green. Estas dependen tanto de las coordenadas del receptor como del centroide, razón por la cual si se quiere estimar este último, el problema es no-lineal. Sin embargo, si la posición del centroide se especifica de antemano, el problema puede parametrizarse como un sistema lineal. Se asume que este es el caso, por lo que de acuerdo a la ec. 8.2.2.3 se tiene que para el receptor i-ésimo las tres componentes del desplazamiento estático son:

$$\begin{pmatrix} u_{1i} \\ u_{2i} \\ u_{3i} \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} \partial_1 g_1^1 & \partial_2 g_1^2 & \partial_3 g_1^3 & (\partial_2 g_1^1 + \partial_1 g_1^2) & (\partial_3 g_1^1 + \partial_1 g_1^3) & (\partial_3 g_1^2 + \partial_2 g_1^3) \\ \partial_1 g_2^1 & \partial_2 g_2^2 & \partial_3 g_2^3 & (\partial_2 g_2^1 + \partial_1 g_2^2) & (\partial_3 g_2^1 + \partial_1 g_2^3) & (\partial_3 g_2^2 + \partial_2 g_2^3) \\ \partial_1 g_3^1 & \partial_2 g_3^2 & \partial_3 g_3^3 & (\partial_2 g_3^1 + \partial_1 g_3^2) & (\partial_3 g_3^1 + \partial_1 g_3^3) & (\partial_3 g_3^2 + \partial_2 g_3^3) \end{bmatrix} \begin{pmatrix} M_{11} \\ M_{22} \\ M_{33} \\ M_{12} \\ M_{13} \\ M_{23} \end{pmatrix}$$

$$(8.3.1.1)$$

En las derivadas parciales de las funciones de Green $\partial_p g_k^q$, se ha omitido la dependencia del punto de observación y del centroide para simplificar la notación. Supongamos que se tienen N_{est} estaciones con observaciones en alguna -o en todas- las componentes (E,N,Z). El problema inverso puede plantearse de manera matricial utilizando 8.3.1.1. Se tiene entonces un sistema lineal del tipo :

$$\mathbf{G}\,\mathbf{m} = \mathbf{d} \tag{8.3.1.2}$$

Donde el vector **d** corresponde al vector de observaciones de desplazamiento en cada una de las estaciones en la superficie. **G** es el *kernel* del problema y sus componentes son las derivadas de las funciones de Green. Los parámetros del modelo son las componentes del tensor de momento, de modo que $\mathbf{m} = (M_{11}, M_{22}, M_{33}, M_{12}, M_{13}, M_{23})^t$. Para simplificar, si cada estación tiene 3 observaciones, las 3 componentes del vector de desplazamiento observado, se tiene de manera explícita:

$$\mathbf{d}_{obs} = \left[u_{e1}, u_{n1}, u_{z1}, \cdots, u_{ei}, u_{ni}, u_{zi}, \cdots, u_{eN_{est}}, u_{nN_{est}}, u_{zN_{est}}\right]^{\mathsf{L}}$$

 $\mathbf{G} \in \mathcal{M}_{3N_{\mathrm{est}} \times 6}$ de modo que:

$$\mathbf{G} = \begin{bmatrix} \mathbf{G_1}, \mathbf{G_2}, \mathbf{G_3}, \mathbf{G_4}, \mathbf{G_5}, \mathbf{G_6} \end{bmatrix}$$

Cada submatriz $\mathbf{G}_{\mathbf{j}}$ corresponde a un vector columna de $3 \cdot \mathbf{N}_{est}$ componentes, identificado con la j-ésima componente de \mathbf{m} (i.e., $j = \{1, \dots, 6\}$). De este modo G_{jk}^i corresponde al



Figura 8.4: Esquema de la fuente y estaciones para medir los desplazamientos en la superficie libre. Configuración de estaciones ubicadas en \vec{x}_i y fuente sísmica ubicada en ξ_o con tensor de momento M_{ij} , usados para el problema inverso

desplazamiento en la dirección k, en la estación *i*-ésima componente del tensor de momento sísmico.

Si se considera el caso en que se tiene una observación u_{ν} medida en una arbitraria y unitaria $\hat{\nu}$. Se tiene que el vector $\hat{\nu}, \vec{u}$ y u_v se relacionan según:

$$\hat{\nu} = \nu_1 \hat{\mathbf{e}}_1 + \nu_2 \hat{\mathbf{e}}_2 + \nu_3 \hat{\mathbf{e}}_3$$
$$\vec{u} = u_1 \hat{\mathbf{e}}_1 + u_2 \hat{\mathbf{e}}_2 + u_3 \hat{\mathbf{e}}_3$$
$$u_\nu = (\vec{u} \cdot \hat{\nu})$$
$$\Rightarrow u_\nu = \mathbf{G} \mathbf{m} \cdot \hat{\nu}$$
$$\Rightarrow u_\nu = G_{j1} m_j \nu_1 + G_{j2} m_j \nu_2 + G_{j3} m_j \nu_3$$

Luego, puede escribirse:

$$u_{\nu} = \left[\hat{\nu}\mathbf{G_{1}}^{\mathsf{T}}, \hat{\nu}\mathbf{G_{2}}^{\mathsf{T}}, \hat{\nu}\mathbf{G_{3}}^{\mathsf{T}}, \hat{\nu}\mathbf{G_{4}}^{\mathsf{T}}, \hat{\nu}\mathbf{G_{5}}^{\mathsf{T}}, \hat{\nu}\mathbf{G_{6}}^{\mathsf{T}}\right] \begin{pmatrix} m_{1} \\ m_{2} \\ m_{3} \\ m_{4} \\ m_{5} \\ m_{6} \end{pmatrix}$$
(8.3.1.3)

Esta relación es útil si, por ejemplo, se quieren utilizar observaciones InSAR en la que se observa en la dirección de visualización del satélite (LOS) o para observaciones de geodesia marina con APGs, en las que sólo se observa el desplazamiento vertical del fondo marino. Planteado el sistema lineal 8.3.1.1 la solución de mínimos cuadrados es directa y se encuentra detallada en el apéndice B (Ecuación B.2.2.2).

8.3.2. Tensor de momento deviatórico

En algunos casos debido a que la distribución espacial de estaciones o la cantidad de componentes disponibles por instrumento es insuficiente, el problema inverso se vuelve inestable (mal condicionamiento de la matriz $\mathbf{G}^{\mathsf{T}}\mathbf{G}$). Esto implica que el sistema lineal B.2.2.1b o no tiene solución vía mínimos cuadrados o numéricamente es díficil encontrar una por el mal condicionamiento de la matriz que se necesita invertir. Para evitar este tipo de problemas es usual utilizar información *a priori*, en el caso que aquí presentamos se impone que el tensor de momento sísmico tiene traza nula. Esta es una buena aproximación para terremotos en fallas que se representan, por ejemplo, por una doble-cupla (DC) y una componente CLVD (Jost and Herrmann, 1989). El sistema con información *a priori* puede escribirse:

Mín.
$$||\mathbf{Gm} - \mathbf{d}||_2^2$$

s.a. $tr(\mathbf{M}) = 0$ (8.3.2.1)

En este caso la información $a \ priori$ se impone como una restricción estricta (ver B.2.3.1), de modo que el problema queda planteado como :

Mín.
$$||\mathbf{Gm} - \mathbf{d}||_2^2$$

s.a. $[1, 1, 1, 0, 0, 0] \mathbf{m} = 0$ (8.3.2.2)

La solución a este problema está dada en el apéndice B (ver ec. B.2.3.4).

8.3.3. Algoritmo de grid search

Como se ha mencionado, para linealizar el problema inverso es preciso indicar la ubicación del centroide. Si se considera la ubicación del centroide como un parámetro adicional a estimar en el método inverso, dado que su dependencia es no lineal con respecto a las funciones de Green, lo es también el problema que se debe plantear para invertir tales parámetros. Para abordar este problema no lineal, en la metodología aquí propuesta se adopta un esquema de tipo grid Search que consiste en explorar la ubicación del centroide en una discretización de un volumen acotado ($\Omega \in \mathbb{R}^3$). El volumen se discretiza en una grilla regular de modo que para todo punto $\vec{\xi} = (x_i, y_j, z_k)$ (dónde los índices $i, j, k = \{\{1, \ldots, n_x\}, \{1, \ldots, n_y\}, \{1, \ldots, n_z\}\}\}$) se resuelve el problema inverso mediante mínimos cuadrados. Un esquema de la discretización de la grilla se le asocia una medida de bondad de ajuste dada por el misfit (B.2.2.3c) y se escoge como solución al problema el punto de mínimo global de esta medida, en caso de que exista. Este algoritmo es simple de implementar y resulta adecuado dado que la cantidad de parámetros a estimar es pequeña.

8.4. Pruebas numéricas con datos sintéticos

Con tal de analizar el rango de validez, las limitaciones y la estabilidad del método de inversión aquí propuesto se realizan una serie de pruebas numéricas con datos sintéticos. En esta sección se incluyen sólo los resultados más importantes, el resto puede consultarse en el Apéndice C Sección C.5.

8.4.1. Inversión del tensor de momento sísmico completo en una red densa y equiespaciada de estaciones

El objetivo de esta sección es examinar el desempeño de la metodología en condiciones ideales. Por esto se entiende principalmente tres cosas. Primero, las observaciones se encuentran distribuidas en la superficie de manera uniforme, con cobertura en cada cuadrante alrededor de la fuente y con un espaciamiento pequeño en comparación con las longitudes de onda más largas del campo de desplazamiento. Segundo, el centroide es conocido y se



Figura 8.5: Esquema explicativo del algoritmo de *grid search*. Se define un paralelepípedo con caras paralelas al sistema ortogonal con el origen ubicado en la superficie (z=0). El volumen se discretiza en una grilla regular y se encuentra una solución de mínimos cuadrados en cada punto de esta.

encuentra justo en el centro de la grilla de observaciones. Por último, para cada punto de observación se tienen datos generados sintéticamente para las tres componentes (N,E,Z).

Para probar el método de inversión se escoge una fuente a modelar, que en el caso aquí presentado corresponde a una dislocación de cizalle. Luego, se resuelve el problema directo y a los desplazamientos calculados se les añade ruido obteniéndose observaciones sintéticas. Se asume que el ruido se distribuye como una gaussiana con media nula y con matriz de covarianza \mathbf{C}_d , es decir, $\eta \sim \mathcal{N}(\mathbf{0}, \mathbf{C}_d^{-1})$. Se procede a invertir el tensor de momento sísmico usando las observaciones sintéticas y la solución obtenida se compara con el tensor de momento verdadero. En este caso en que se tiene una cantidad suficiente de observaciones no es necesario utilizar la restricción de traza nula para obtener soluciones robustas.

A continuación se ilustra un ejemplo en el que se utilizó una fuente de cizalle cuyo plano de dislocación es de tipo strike slip sinestral y cuyos parámetros elásticos son E=140 GPa y $\nu = 0.25$. La grilla utilizada es de 100 × 100 km², con 60 × 60 estaciones equiespaciadas (ver tabla C.1). Con el fin de emular las observaciones reales se utilizaron varianzas distintas para cada componente de desplazamiento, en concreto, se utilizó la misma desviación estándar para las componente horizontales y 5 veces mayor en la componente vertical. Se consideraron tres casos con distintos niveles de ruido, utilizándose la misma semilla para el generador de números aleatorios. Las varianzas para las componentes horizontales fueron de $\sigma_H^1 = 0.1$ cm, $\sigma_H^2 = 1$ cm y $\sigma_H^3 = 10$ cm (ver tabla C.2). Se presentan los resultados obtenidos en la tabla 8.2, destacando los parámetros focales, momento sísmico escalar y los porcentajes de las componentes ISO, DC y CLVD (*Compensated Linear Vector Dipole*).



(b) Residuales caso 3.

Figura 8.6: Resultados del método de inversión del tensor de momento sísmico utilizando datos sintéticos. (a) Campo de desplazamiento predicho por la solución de mínimos cuadrados si se asume el centroide fijo y niveles de ruido del caso 3 $\sigma_H = 10$ cm. (b) Errores asociados a la predicción del modelo en el caso 3.

Caso	$M_o(M_w)$	strike (°)	dip (°)	rake (°)	%Iso	%DC	% CLVD	Mecanismo
$\sigma_H = 0.1 \text{ cm}$	$1\mathrm{e}{+20}~\mathrm{Nm}$ (7.3)	180	90	0	0	99	1	
$\sigma_H = 1 \text{ cm}$	$1\mathrm{e}{+20}~\mathrm{Nm}$ (7.3)	180	90	0	0	99	1	
$\sigma_H = 10 \text{ cm}$	$1e{+}20 \text{ Nm}$ (7.3)	180	90	0	0	97	3	

Tabla 8.2: Resultados inversión del tensor de momento sísmico en grilla equiespaciada. Se muestran tres casos usando varianzas distintas, indicándose en la primera columna aquella utilizada en las componentes horizontales. En las otras columnas se muestran M_o el momento sísmico escalar, el mecanismo focal (*strike,dip* y *rake*), porcentaje de las componentes ISO, DC y CLVD (*Compensated Linear Vector Dipole*), y el mecanismo obtenido. Para este último se grafica la parte deviatórica del tensor.

Los resultados de la tabla 8.2 muestran que los parámetros del modelo obtenido coinciden con los del tensor verdadero, además los residuales son del orden del ruido añadido. A modo de ejemplo en la figura 8.6 se muestran los desplazamientos y los residuales respectivos para el caso 2 que es representativo del orden del ruido que se espera en observaciones de Geodesia satelital, específicamente $\sigma_H = 1 \text{ cm y } \sigma_V = 5 \text{ cm para las componentes horizontales y$ verticales respectivamente. Se observa una degradación del porcentaje DC al incrementar lavarianza, aunque es una variación leve en el caso que aquí se presenta; en todos los casosel momento sísmico escalar se estima correctamente. Por otro lado, los residuales entre losdatos sintéticos y los predichos por el modelo estimado, presentan un patrón aleatorio tantoen la vertical como en la horizontal lo que sugiere que el modelo obtenido explica los datosy es además plausible.

8.4.2. Inversión del tensor de momento sísmico completo y posición del centroide en una red densa y equiespaciada de estaciones.

En esta sección se invierte el tensor de momento sísmico completo y la posición del centroide para lo cual se utiliza el algoritmo de *Grid Search*. Se pretende investiga cuál es el grado de precisión en la determinación del centroide y además como influye en los resultados de la inversión el que su posición no sea conocida.

En esta prueba el volumen definido para el algoritmo de grid search se ha discretizado en una grilla regular y equiespaciada: las dimensiones de este son 100km × 100km × 25km y se tienen un total de 21 × 21 × 11 puntos de observación(ver configuración en la tabla C.3). En cada punto de observación en superficie se generan datos sintéticos en las 3 componentes, los que se han generado de modo idéntico al de la sección anterior y con varianzas de $\sigma_H = 0.1$ cm y $\sigma_Z = 0.5$ cm, en las componentes horizontal y vertical respectivamente. La fuente sísmica que se utiliza es de tipo *strike-slip* sinestral con orientación vertical del plano de falla, los parámetros elásticos del medio son E = 140 GPa y $\nu = 0.25$.



Figura 8.7: **Mapas de** *misfit* **para la estimación de mínimos cuadrados**. En todos los paneles la estrella roja muestra la ubicación del centroide, el diamante blanco simboliza el punto de mínimo global de *misfit*. La escala de colores se gradúa de acuerdo al *misfit* obtenido en cada punto de la grilla.(a) Vista en planta, latitud, longitud y z=cte, a la profundidad en que se alcanza el mínimo global de *misfit*. (b) Corte en profundidad versus latitud en la longitud en que se alcanza el mínimo global de *misfit* (y=cte). (c) Corte en profundidad versus longitud en la latitud en que se alcanza el mínimo global de *misfit* (y=cte). (d) Variación del *misfit* en profundidad extraída de la latitud y longitud del óptimo, en donde cada mecanismo focal (rojo) representa el la solución obtenida en el mínimo local. En la curva con diamantes azules se grafica el momento sísmico M_o^{est} de la estimación, mientras que el momento sísmico del modelo verdadero M_o^{true} se grafica con un diamante amarillo.

Los resultados del test se muestran en la figura 8.7. Los paneles (a)-(c) muestran 3 mapas de color por medio de los cuales se muestra el nivel de ajuste de la solución de mínimos cuadrados obtenida en cada punto; como el rango de variación del *misfit* (χ^2) abarca varios órdenes de magnitud la escala de colores muestra el logaritmo de este. En los paneles (a), (b) y (c) los mapas son el corte en planta, latitud-profundidad y profundidad-longitud respectivamente, y que pasan por la posición del centroide que mejor ajusta los datos. Con respecto a los resultados se pueden hacer las siguientes observaciones:

- El mapa de error $\chi^2(\mathbf{m}; \vec{\xi})$ es suave y tiene un mínimo global bien definido, el que se encuentra en una region acotada que incluye al centroide verdadero. La suavidad se explica porque las funciones de Green del problema también lo son, por lo tanto al moverse en una vecindad pequeña en torno a un punto el *kernel* no varía mucho. Luego si $\mathbf{G}^{\mathsf{T}}\mathbf{G}$ es una matriz bien condicionada, como en este caso, los parámetros del modelo no varían mucho. Esto se ve de forma clara en la figura 8.7a por medio de los mecanismos que varían de forma suave y simétrica a medida que uno se aleja de la posición verdadera del centroide.
- El mapa de error tiene simetría axial, con un eje de simetría que pasa por la proyección del centroide en superficie. Lo anterior se debe a la simetría de las funciones de Green que se verifica, por ejemplo, en medios estratificados en capas horizontales o medios homogéneos.
- El mínimo global del *misfit* coincide con la posición verdadera del centroide con una precisión que depende de que tan fina es la malla 3D dónde se realiza la búsqueda de este.
- En la figura 8.7d, se muestra el mínimo local que se obtiene en cada profundidad. En todos ellos el mecanismo focal obtenido es casi idéntico al verdadero y tal como se espera, el momento sísmico (diamantes azules) varía con la profundidad aumentando a mayor profundidad y viceversa. En particular, cuando se alcanza la profundidad más cercana a la verdadera (~ 12 km), se obtiene el mínimo *misfit* que estima correctamente el momento sísmico.

8.4.3. Inversión del tensor de momento sísmico (completo y deviatórico) y de la posición del centroide en una red artifical de estaciones en un ambiente de subducción

En esta sección se prueba la metodología propuesta utilizando observaciones geodésicas en una red artificial mediante el mismo procedimiento de las secciones anteriores pero en el contexto de un ambiente de subducción. Se entiende por red artificial a un arreglo de estaciones equiespaciadas que respetan criterios geográficos básicos. Esencialmente, no pueden usarse el mismo tipo de instrumentos en una porción de corteza sumergida bajo el agua que en aquellas que no lo están. Se consideran dos tipos de redes GPS (terrestre) : 2D y 3D, denotadas como GPS2d y GPS3d respectivamente. La primera tiene observaciones sólo en las componentes horizontales mientras que la última posee adicionalmente observaciones en la componente vertical. Para redes marinas se consideran sólo arreglos de APGs, instrumentos que poseen observaciones únicamente en la componente vertical.

Para la configuración de la red artificial se utiliza como caso de estudio parte de la zona de la brecha sísmica del Norte Grande de Chile ($18^{\circ}-24^{\circ}$ S), en un área que abarca desde los $19^{\circ}-21^{\circ}$ S. Las estaciones de APG están restringidas a la franja de longitud entre los 70.5-71.1°W, pues en ese segmento la batimetría cumple con las condiciones necesarias para el funcionamiento correcto de estos sensores (1000-6000 m de profundidad). Para las estaciones de GPS no se impone otra restricción salvo que las estaciones deben estar en zonas no

sumergidas. En la figura 8.8 se exhibe la disposición de estaciones en la red artificial en la zona norte de Chile.



Figura 8.8: Distribución de estaciones utilizada para la red artificial. En diamantes rojos se indican las estaciones de GPS terrestres que pueden tener 2 o 3 componentes y en círculos morados se indican las estaciones de APG. Las líneas sólidas negras corresponden a las curvas de nivel de la batimetría cuya profundidad se haya en el rango de los 1000-6000 m. El mecanismo focal mostrado en la figura corresponde al sismo que se usó para la generación de datos sintéticos, el que corresponde a un sismo interplaca. El centroide del sismo se indica en el extremo de la línea negra que está más lejano al mecanismo focal.

Para la generación de los desplazamientos sintéticos se usaron varianzas de $\sigma_H = 0.1$ cm y $\sigma_v = 0.5$ cm en los instrumentos terrestres para sus componentes horizontales y verticales

respectivamente, y $\sigma_v = 1.0$ cm en los APG. Por otro lado, los parámetros elásticos que se utilizaron son E = 140GPa y $\nu = 0.25$. El tipo de mecanismos usados para las simulaciones, corresponden a una representación de algunos de los sismos que uno esperaría típicamente en el margen chileno: sismos interplaca de mecanismo inverso, sismos intraplaca de tipo *Outer Rise* y sismos intraplaca en fallas de despegue (*splay fault*) en el antearco. Para realizar la inversión se consideraron distintas combinaciones de las redes disponibles , sólo APG, sólo GPS2d, sólo GPS3d, APG más GPS2d, etc. Debido a que la estaciones están mas espaciadas fue necesario usar la implementación del tensor de momento completo y del tensor de momento deviatórico. Este ejercicio permite comparar la diferencia en los resultados para fuentes de origen tectónico.

En este apartado se muestran detalladamente los resultados obtenidos para un ejemplo de sismo interplaca de mecanismo inverso, el que está basado en el terremoto del 1^{ero} de abril del 2014 en Iquique, $M_w = 8.1$ (Hayes et al., 2014; Lay et al., 2014; Ruiz et al., 2014b). En la tabla C.4 se muestran los parámetros de la fuente utilizada para generar los deslazamientos sintéticos. Se presentan los resultados obtenidos en dos casos extremos: cuando sólo se tienen observaciones de APG y cuando se tienen observaciones de APG y GPS3d. El resto de los resultados se encuentran en la sección C.5 del apéndice respectivo.

Resultados y discusión

En las figuras 8.9a y 8.9b se grafican por medio de flechas los residuales obtenidos para la solución que minimiza el *misfit* y en escala de colores se muestra el mapa de error asociado a la profundidad de tal solución. En los paneles de izquierda y derecha se muestran los resultados cuando sólo se utilizan observaciones de APG y se invierte el tensor completo y deviatórico. Además, se grafican los mecanismos focales del tensor verdadero y de la solución de mínimos cuadrados en amarillo y rojo respectivamente. En la 8.10 se muestra como varía el mecanismo y momento sísmico del mínimo local versus profundidad, al asumir tanto un tensor completo como uno deviatórico .En las figuras 8.11 y 8.12 se muestran los mismos resultados en el caso en que se emplean observaciones APG y GPS3d. Finalmente, en las tablas 8.3 y 8.4 se resumen todos los resultados con distintas combinaciones de observaciones disponibles, para un tensor completo y deviatórico respectivamente.

De acuerdo a la figura 8.9, si sólo se tienen observaciones submarinas las soluciones de mecanismo completo y deviatórico son similares pero poco parecidas al tensor con con el que se han generado las observaciones sintéticas. En ambos casos el mecanismo es mayormente de tipo *strike slip* con un ángulo de *dip* casi vertical. Cuando se invierte el tensor completo el mayor porcentaje de la solución es deviatórico (PORCENTAJE) y una pequeña parte se explica con una componente isotrópica (ver la tabla 8.3). Si se impone la restricción de tensor deviatórico apenas un 58% se explica por una DC y un 32% por el CLVD. Por otro lado, el momento sísmico es sobrestimado (figura 8.10 paneles a la derecha) y el centroide se halla desplazado en aproximadamente la misma cantidad en ambos casos. Este se ubica $\approx 10km$ hacia el NNW del centroide verdadero. La figura 8.9 evidencia que la región dónde la solución es plausible ($E(\mathbf{m}) <= 100$) es de $\approx 30 \times 30km^2$. En cuanto a la profundidad del centroide, en los dos casos está subestimada en $\approx 3km$, aunque cabe notar que la grilla de profundidad es gruesa.







Figura 8.10: Inversión del tensor de momento sísmico usando observaciones de sensores APGs. Soluciones del mecanismo focal en profundidad. En los paneles de la izquierda se grafica el *misfit* y mecanismo focal asociados a la solución que minimiza localmente el error dad una profundidad. En los panel de la derecha se grafica con diamantes azules y línea segmentada la magnitud versus profundidad, asociadas a la solución antes descrita. Los paneles de arriba y abajo son los resultados de la inversión del tensor completo y deviatórico respectivamente. En los cuatro paneles los símbolos de color amarillo, diamante y mecanismo focal, muestran el mecanismo focal del tensor a estimar. La profundidad de la fuente se fijó en 25 km.



tensor de momento sísmico (a) completo y (b) deviatórico. El mapa de colores representa el misfit graficado en una grilla que muestra en escala de colores cálidos el logaritmo del misfit a la profundidad en la que se obtiene la solución que minimiza globalmente el error. Las flechas azules y rojas corresponden a las residuales entre los datos predichos y los sintéticos en las componentes vertical y horizontal respectivamente. Con cuadrados se indican las estaciones dónde se generaron las observaciones sintéticas. En rojo y amarillo se indican: la solución obtenida y el mecanismo con el que se generaron los datos sintéticos. La ubicación del centroide se señala con Figura 8.11: Inversión del tensor de momento sísmico usando observaciones de sensores APGs y GPS3d. Solución del las línes negras que salen de los mecanismos.



Figura 8.12: Inversión del tensor de momento sísmico usando observaciones de sensores APGs y GPS3d. Soluciones del mecanismo focal en profundidad. En los paneles de la izquierda se grafica el *misfit* y mecanismo focal asociados a la solución que minimiza localmente el error dada una profundidad. En los panel de la derecha se grafica con diamantes azules y línea segmentada la magnitud versus profundidad, asociadas a la solución antes descrita. Los paneles de arriba y abajo son los resultados de la inversión del tensor completo y deviatórico respectivamente. En los cuatro paneles los símbolos de color amarillo, diamante y mecanismo focal, muestran el mecanismo focal del tensor a estimar. La profundidad de la fuente se fijó en 25 km.

erdadero AF	Ð	GPS 2d	GPS3d	GPS 2d+APG	GPS 3d+APG
1.7	$70\cdot 10^{21}$	$1.21 \cdot 10^{21}$	$1.69\cdot 10^{21}$	$1.00\cdot 10^{21}$	$1.00\cdot 10^{21}$
175	5.0	347.0	346.0	346.0	347.0
77.	0.	17.0	19.0	16.0	16.0
49.	0.	91.0	91.0	92.0	90.0
14.	0.	10.0	24.0	0.0	0.0
59.	0.	80.0	58.0	99.0	99.0
27.	0.	10.0	18.0	1.0	1.0

Tabla 8.3: Resumen de los resultados de la inversión asumiendo un tensor de momento sísmico completo. Se usan distintas configuraciones de redes de APGs y GPSs, las que se indican en las columnas. Los parámetros que se muestran en las filas de la tabla son el momento sísmico escalar (M_o) , la geometría de la fuente (strike, dip y rake) y los porcentajes de las componentes de la descomposición del tensor: ISO, DC y CLVD.

	Tensor verdadero	APG	GPS 2d	GPS3d	GPS 2d+APG	GPS 3d+APG
Mecanismo						
Mo (Nm)	$1 \cdot 10^{21}$	$1.25\cdot 10^{21}$	$1.00\cdot 10^{21}$	$1.00\cdot 10^{21}$	$1.00\cdot 10^{21}$	$0.99\cdot 10^{21}$
strike $(^{\circ})$	347.0	166.0	348.0.0	347.0	347.0	347.0
$\operatorname{Dip}(\circ)$	16	77.0	16.0	16.0	16.0	16.0
Rake $(^{\circ})$	06	56.0	92.0	91.0	91.0	90.0
% ISO	0	0	0	0	0.0	0.0
% DC	100	19.0	98.0	0.06	99.0	0.00
% CLVD	0	81.0	2.0	1.0	1.0	1.0

Tabla 8.4: Resumen de los resultados de la inversión asumiendo un tensor de momento sísmico deviatórico. Leyenda idéntica a la de la tabla 8.3

Dado que el campo de desplazamientos no está constreñido por la componente horizontal y que el SNR (Signal to Noise Ratio) es alto en la mayoría de las estaciones, salvo en aquellas que están cerca de la fuente, la solución se aleja del mecanismo verdadero a pesar de que explica los datos. Un resultado que es interesante notar es que en el caso de tensor completo, cuando se utilizan sólo redes terrestres (GPS2d y GPS3d) una parte importante de la solución es CLVD e ISO. Cuando se agrega la componente vertical a los GPSs, es decir en el caso GPS3d, el porcentaje ISO y CLVD aumentan. Esto se explica debido a que el patrón de desplazamiento en la vertical está poco constreñido, y las componentes CLVD e ISO logran explicarlas mejor. Si se analiza el caso más favorable, con observaciones submarinas y terrestres, la solución mejora notablemente. Tanto la geometría del plano de falla, ubicación del centroide, como el momento escalar de la solución coinciden con el mecanismo real impuesto (figuras 8.11 y 8.12). El mapa de error muestra que el área de plausibilidad de la solución se reduce a un área mas pequeña ($\approx 10 \times 10 km^2$). Si se examinan la tablas 8.3 y 8.4 es posible observar que los parámetros focales y el momento escalar predichos concuerdan con el tensor verdadero. En el caso en que se utiliza la restricción de traza nula, esto es cierto inclusive cuando no hav observaciones marinas.

8.4.4. Inversión del tensor de momento sísmico y el centroide a partir de datos sintéticos generados usando una falla finita

En esta sección se indaga cuál es el nivel de exactitud de las soluciones cuando el campo de desplazamiento se modela utilizando supuestos un poco más realistas. La metodología que se utiliza consiste en modelar el plano de ruptura como una falla finita, rectangular y con deslizamiento uniforme. Los desplazamientos se calculan mediante las fórmulas de Okada (1992) usando la rutina DC3D (Okada, 2012), y los sintéticos se generan añadiéndoles ruido gaussiano. Finalmente se comparan el tensor que mejor representa los parámetros de la falla finita (*strike*, *dip* y *rake*) o tensor verdadero, y los resultados obtenidos mediante la inversión.

Con los fines antes mencionados se utiliza como base el contexto del terremoto de Tocopilla del 2007, $M_w = 7.7$, de modo que la geometría del plano de falla y la ubicación del centroide sean consistentes con la solución reportada por el global CMT (Ekström et al., 2012). Las observaciones sintéticas se calculan en una red de estaciones GPS, la cual se encontraba en funcionamiento al momento del sismo. Para el modelamiento directo, además del mecanismo, es necesario especificar el momento sísmico y las dimensiones de la ruptura, las cuales se estiman mediante relaciones empíricas. En particular, se usan aquellas propuestas por Blaser et al. (2010). Estas se basan en un ajuste de mínimos cuadrados ortogonales para un catálogo de terremotos situados en distintos contextos tectónicos, entre los que se incluyen sismos de subducción. Las relaciones son de la forma:

$$\log_{10}(L) = a_1 + b_1 \times M_w \tag{8.4.4.1a}$$

$$\log_{10}(W) = a_2 + b_2 \times M_w \tag{8.4.4.1b}$$

Donde L y W son largo y ancho respectivamente. En ambientes de subducción las constantes de la relación propuesta son: $a_1 = -2.37$ y $b_1 = 0.57$, mientras que para el ancho se sugiere $a_2 = -1.86$ y $b_2 = 0.46$. El slip sobre el plano de falla se estima de manera directa con el momento sísmico y las dimensiones establecidas, por medio de la relación $M_o = \mu \cdot A \cdot \overline{\Delta u}$, donde A es el área de ruptura y $\overline{\Delta u}$ el deslizamiento promedio.

Para estudiar el efecto de la finitud de la fuente, en la estimación del tensor de momento asumiendo fuentes puntuales, se consideran dos casos con distinta magnitud. En el primero el momento escalar es $M_o = 10^{20}$ Nm ($M_w \approx 7.3$) y las dimensiones del plano de falla $\approx 60 \times 30$ km², mientras que en el segundo $M_o = 10^{21}$ Nm ($M_w \approx 8.0$) y la superficie es de $\approx 155x65$ km². La elección de estos casos puede parecer contradictoria dado que el terremoto de Tocopilla tiene un momento escalar de aproximadamente $4 \cdot 10^{20}$ Nm, sin embargo, esta consideración se hizo para ver cómo funciona la metodología a distintos órdenes de magnitud. Para la generación de datos sintéticos se utilizaron desviaciones estándar de $\sigma_H = 0.5$ cm y $\sigma_z = 1.0$ cm, en las componentes horizontales y vertical respectivamente.

Resultados y discusión

En esta discusión sólo se incluye el análisis relacionado con los resultados obtenidos por la inversión con la restricción de traza nula. En la figura 8.13 se muestran los resultados cuando se invierten el tensor de momento sísmico completo y deviatórico. En algunos casos la solución por medio del tensor de momento completo logra reproducir de manera aceptable la geometría de la fuente, sin embargo, otros valores como el nivel de ajuste (*misfit*) el momento escalar, el porcentaje DC y CLVD, son en general peores que los que se obtienen por medio del tensor deviatórico. En las tablas 8.5 y 8.6 se resumen todos los resultados, es decir, los resultados asumiendo tensor completo y deviatórico para los escenarios con magnitudes $M_w = 7.3$ y $M_w = 8.0$.

En el primer caso cuando la fuente tiene un momento de $M_o = 10^{20}$ Nm ($M_w = 7.3$), tanto la estimación de las componentes del tensor como de los parámetros del centroide es razonable. La geometría del plano de falla que es consistente con el manteo del margen, se asemeja a la fuente modelada: el *strike* está rotado unos 7° en sentido positivo, la componente de *dip-slip* apunta en la dirección correcta (fallamiento inverso) -aunque el vector de deslizamiento (*rake*) sobreestima la componente de *strike-slip-* y el *dip* está más inclinado en 5°. En cuánto a la ubicación del centroide, se encuentra que la posición que mejor se ajusta a las observaciones está levemente desplazada hacia el SO con respecto a la ubicación real (≈ 10 km). Por otro lado, el momento sísmico escalar está sobrestimado en alrededor del 10 % y sólo un 78 % del tensor se explica por medio de una DC.

En el segundo caso, sismo hipotético $M_w = 8.0$, las dimensiones de la fuente se hacen importantes y la estimación ya no es tan razonable (ver Tabla 8.6). El plano de falla que mantea hacia el Oeste tiene una inclinación de 49°, muy por sobre los 20° de la falla original. Sin embargo, el vector de slip y el strike tienen valores similares a los esperados: la orientación de la falla está rotada 6° en sentido negativo y el fallamiento es esencialmente inverso con la componente de *strike-slip* apuntando en el sentido contrario al esperado. La ubicación del centroide desplaza ≈ 40 km hacia el SW de su ubicación real. El momento escalar M_o se duplica en relación a lo que se esperaría encontrar ($M_w = 8.0$ v/s $M_w = 8.2$) y el porcentaje de DC es apenas de un 67 %.
	Tensor verdadero	Tensor completo (lsq)	Tensor deviatórico (lsq)
Mo (Nm)	$1 \cdot 10^{20}$	$1.650 \cdot 10^{20}$	$1.098 \cdot 10^{20}$
strike (°)	355	351.0	2.0
Dip (°)	20	22.0	25.0
Rake (°)	95	95.0	108.0
Profundidad (km)	40	45.0	45.0
Centroide (lon,lat)	(-70.62, -22.64)	(-70.74, -22.68)	(-70.74, -22.68)
% ISO	0	21	0
% DC	100	54.0	78.0
% CLVD	0	25.0	22.0
RMS (cm)		1.30	1.31

Tabla 8.5: Resumen de la inversión del tensor completo y deviatórico usando datos sintéticos generados con una fuente finita con un momento escalar de $M_o = 10^{20}$ Nm ($M_w = 7.3$). Los parámetros que se muestran en las filas de la tabla son el momento sísmico escalar (M_o), la geometría de la fuente (*strike*, *dip* y *rake*) y los porcentajes de las componentes de la descomposición del tensor: ISO, DC y CLVD. En las columnas se indican el tensor que representa mejor a la fuente finita, la solución de mínimos cuadrados asumiendo tensor completo y la que se obtiene al asumir un tensor deviatórico.

	Tensor verdadero	Tensor completo (lsq)	Tensor deviatórico (lsq)
Mo (Nm)	$1 \cdot 10^{21}$	$9.073 \cdot 10^{21}$	$2.196 \cdot 10^{21}$
strike (°)	355	109.0	349.0
Dip (°)	20	26.0	49.0
Rake (°)	95	-16.0	89.0
Profundidad (km)	40	45.0	40.0
Centroide (lon,lat)	(-70.62,-22.64)	(-71.00,-22.83)	(-71.01,-22.75)
% ISO	0	64.0	0
% DC	100	10.0	67.0
% CLVD	0	26.0	33.0
RMS (cm)		10.20	11.10

Tabla 8.6: Resumen de la inversión del tensor completo y deviatórico usando datos sintéticos generados con una fuente finita con un momento escalar de $M_o = 10^{21}$ Nm ($M_w = 8.0$). La leyenda es idéntica a la de la tabla 8.5.



Figura 8.13: Inversión del tensor de momento sísmico deviatórico usando datos sintéticos de una falla finita, basándose en el terremoto de Tocopilla del 2007, $M_w = 7.7$. En la figura se muestran para un sismo hipotético de magnitud (a) $M_w = 8.0$ base 10 del misfit, siendo los colores más oscuros los de menor error. En ambos mapas se indican los mecanismos del tensor verdadero y (b) $M_w = 7.3$, el mapa de misfit a la profundidad en que se minimiza el error de ajuste; la escala de colores muestra el logaritmo en (amarillo) y la mejor solución (rojo); las flechas indican los desplazamientos residuales entre los datos sintéticos y predicciones solución preferida.

118

Con respecto al ajuste se puede ver en la figura 8.13 que en los dos ejemplos, es decir, en los sismos hipotéticos $M_w = 7.3$ (Fig. 8.13a) y $M_w = 8.0$ (Fig. 8.13b), las residuales se distribuyen espacialmente de manera aleatoria. Para el caso con $M_o = 10^{20}$ Nm, lo residuales son del orden del ruido añadido a las observaciones sintéticas; en cambio, en el segundo caso, éstos son un orden de magnitud mayores, representando $\approx 10\%$ del campo de desplazamiento horizontal y $\approx 50\%$ del vertical (figura 8.13b). El mal ajuste en esta última componente está posiblemente relacionado con la mala estimación del ángulo de inclinación del plano de falla. Este parámetro es sensible a la razón entre máximo alzamiento y máxima subsidencia, sin embargo, las estaciones disponibles no permiten observar de manera clara el patrón alzamiento/subsidencia. El centroide, por otro lado, está mal constreñido por la misma razón, es decir, porque no hay cobertura de estaciones que permita observar los cambios de signo en los desplazamientos horizontales y vertical. A lo anterior hay que agregar que la densidad de estaciones terrestres es insuficiente. Se observa que hay un sesgo en la proyección en superficie del centroide, una explicación a esto tiene que ver con la aproximación de fuente puntual: la forma en que una fuente puntual puede explicar desplazamientos equivalentes a los de la fuente finita es alejándose del centroide, lo que también explica por que se sobrestima M_{o} .

En conclusión, la finitud de la fuente afecta considerablemente los resultados de la inversión, estos efectos no son tan importantes para sismos moderados ($M_w \approx 7.0$), pero sí para sismos moderados a grandes ($M_w \ge 7.9 - 8.0$). Lo anterior es esperable dado que el campo de desplazamiento estático, o radiación de campo cercano, es observable a distancias locales por lo que es muy sensible a la finitud de la fuente. En el ejemplo ilustrado se tiene además que la cobertura de estaciones no es la adecuada: las estaciones no tienen buena cobertura azimutal y la distancia entre ellas no es el óptimo.

8.5. Casos de estudio: Inversión del tensor de momento sísmico usando datos reales

En esta sección se invierten observaciones cosísmicas de algunos sismos de magnitud moderada y moderada-fuerte ocurridos en las zonas de subducción de Chile y Japón. Con datos del campo de desplazamiento estático se invierte el tensor de momento sísmico a través de la metodología descrita en esta capítulo y se comparan los resultados con aquellos obtenidos mediante otras metodologías, fundamentalmente por medio de radiación de ondas sísmicas de campo lejano (gCMT). Los terremotos que se estudian son: el de Tocopilla 2007, $M_w = 7.7$; Iquique 2014, $M_w = 8.1$ y el de Sanriku-oki 2011, $M_w = 7.3$. Este último es interesante pues se dispone de observaciones de Geodesia Marina en conjunto con observaciones GPS de la red terrestre GEONET. Esta última no sólo tiene una amplia cobertura, sino que además el espaciamiento entre las estaciones es pequeño.

8.5.1. Parámetros de la inversión

Estimación de los parámetros elásticos para el calculo de los desplazamientos estáticos

Para llevar a cabo la inversión se deben especificar las constantes elásticas del medio en cuestión. Esta elección debe estar bien justificada pues se está representando toda la complejidad de la litósfera continental y del contacto sismogénico a través de una cifra gruesa. El criterio que se escoge consiste en tratar de representar mayormente las propiedades del medio en la región más próxima a la ruptura. La razón de esto se basa en que la deformación interna del medio, y por lo tanto los desplazamientos en superficie, tiene como condición de borde los desplazamientos en la zona de ruptura misma.

Para la estimación de las constantes de Lamé se emplean modelos de velocidad 1D para ondas sísmicas, tanto V_p con V_s , en conjunto con una relación empírica para calcular la densidad en la corteza terrestre en función de V_p : (Ammon et al., 1990; Berteussen, 1977) :

$$\rho = 0.77 + 0.32 \cdot V_p \tag{8.5.1.1}$$

Al emplear estos modelos 1D, implícitamente se ha impuesto un modelo de corteza estratificada en capas horizontales. Por medio de los valores de V_p , V_s y ρ se estiman λ y μ en cada una de estas capas. Luego, se seleccionan sólo aquellas que son atravesadas por el área de ruptura y se escoge como estimador al promedio ponderado, por el espesor de cada capa, del parámetro elástico que se quiere calcular. Dicho de otro modo:

$$\overline{\mu} = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^{N} h_i \rho_i \cdot V_{si}^2$$
(8.5.1.2a)

$$\overline{\lambda} = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^{N} h_i \rho_i (V_{pi}^2 - 2 \cdot V_{si}^2)$$
(8.5.1.2b)

En donde $h_i, \rho_i, V_{pi}, V_{si}$ son el espesor, densidad y velocidad de onda P y S respectivamente, de la capa i-ésima. H corresponde al espesor total considerado en el promedio. Es importante recalcar que el patrón de desplazamiento estático depende de la constante $\gamma = \frac{\mu}{\lambda+\mu}$, que toma en cuenta la razónentre los parámetros elásticos, (Okada (1992) utiliza la constante $\alpha = \frac{\lambda+\mu}{\lambda+2\mu}$) y no de los valores intrínsecos de las constantes elásticas por sí solas. Por otro lado, el tamaño de los desplazamientos en superficie y por tanto la estimación de M_o , sí dependen del valor de $\overline{\mu}$.

Configuración de la Grilla para la inversión

Para definir la configuración de la grilla 3D en que se aplicó el algoritmo de grid search se usaron criterios simples. El origen de la grilla está exactamente al medio de esta, de modo tal que sus coordenadas (lon,lat) coinciden con las de la solución informada por el global CMT para cada sismo respectivamente. El largo y ancho se escogieron de manera arbitraria, al igual que la profundidad. Para esta última sin embargo, no se usaron profundidades menores a 10 km y mayores a 60 km, esto pues la zona sismogénica está usualmente contenida dentro de este rango de profundidades. La cantidad de puntos en que se discretizó la grilla fue $n_x = 101, n_y = 101, n_z = 11$, nuevamente esta elección es arbitraria pero dado que en general se obtienen mapas de error suaves, la elección de una grilla más fina no cambia drásticamente los resultados de la inversión.

8.5.2. Tocopilla 2007, $M_w = 7.7$

Para estimar los parámetros elásticos del área de ruptura del terremoto de Tocopilla se usó el modelo de velocidad de Husen et al. (1999) (ver tabla C.5). De acuerdo a los estudios sobre

este terremoto (ver por ej. Béjar-Pizarro et al., 2010; Delouis et al., 2009) el *slip* se concentró en la sección más profunda de la zona sismogénica, entre los 30-50 km de profundidad, de modo que se utiliza este intervalo para el cálculo de las constantes elásticas. Los valores que se obtienen para los parámetros de Lamé son $\overline{\mu} = 52$ GPa y $\overline{\lambda} = 54$ GPa, es decir, casi un sólido de Poisson.

Resultados y discusión

En las figuras 8.14 y 8.15 se muestran los resultados obtenidos mediante la inversión con restricción de traza nula. Si bien la solución de tensor completo explica mejor los datos dado que incluye una parte isotrópica, es físicamente menos plausible que la anterior. En específico, la parte DC de la solución no es compatible con fallamiento inverso. Las características de la solución del tensor de momento completo y deviatórico se resumen en la tabla 8.7.

La solución deviatórica obtenida guarda algunas similitudes con el mecanismo focal reportado por el gCMT y otros estudios (Ej. Béjar-Pizarro et al., 2010; Peyrat et al., 2010). De acuerdo a la tabla 8.7 el porcentaje de DC y CLVD entre ambas soluciones, junto con el momento sísmico escalar, son del mismo orden (M_o es $\approx 30\%$ menor). Con respecto a la geometría del plano de falla, el plano que es compatible con el margen tiene un *dip* de 25°, valor plausible para este sismo, y el sentido del desplazamiento es esencialmente inverso pero con una componente excesiva de *strike-slip*. Por otra parte, el *strike* de la solución es poco plausible, ya que la orientación del margen es casi NS y otros estudios encuentran valores consistentes con esta observación (Ej. Béjar-Pizarro et al., 2010; Peyrat et al., 2010).

En relación a la ubicación del centroide, sus coordenadas (lon,lat) están desplazadas \approx 40 km hacia el oeste de la solución del gCMT (Fig. 8.14), lo que está en buen acuerdo con los modelos de *slip* obtenidos por Peyrat et al. (2010) a través de registros telesísmicos y de campo cercano, y Béjar-Pizarro et al. (2010) por medio de observaciones GPS e InSAR. En este último estudio, la cantidad de momento sísmico estimado está más cercana a la solución aquí propuesta que a la del gCMT.

Se puede notar de la figura 8.15 que la solución no está bien constreñida en profundidad ya sea al considerar un tensor deviatórico o completo (ver también figura C.11). Esto se observa asimismo en el ejemplo de la sección anterior y parece ser efecto de la poca cobertura azimutal e inadecuado espaciamiento entre estaciones. El error decrece hasta profundidades poco realistas y que además no son consistentes con la profundidad del contacto interplaca en las coordenadas que se encuentran para el centroide. Asimismo, no se observa una clara dependencia de la magnitud de momento de la solución con la profundidad.

Con respecto a los residuales, el **RMS** es del orden de los desplazamientos lo que implica que el modelo obtenido no explica los datos. Existen varias razonesa las que se podrían atribuir estos resultados:

1. Los modelos de *slip* publicados por otros autores (Béjar-Pizarro et al., 2010; Peyrat et al., 2010, etc.) evidencian una ruptura donde la distribución de slip se concentra en dos parches elípticos bien definidos, separados por una zona de poco *slip* cosísmico. El modelo de fuente puntual, con el *slip* concentrado en un punto no es pertinente para este terremoto, ya que la finitud de la fuente tiene un efecto importante en los datos

observaods.

- 2. Si bien se poseen suficientes datos para resolver el problema inverso, la cantidad de estaciones cercanas a la fuente y la densidad de la red es insuficiente para constreñir de manera certera todos los parámetros del modelo.
- 3. Las observaciones cosísmicas cercanas a la costa evidencian mayor desplazamiento vertical en relación al medido en la componente horizontal. Este comportamiento es esperable tanto en fuente puntual como en una fuente finita y se observa en el límite superior del plano de falla, en este caso particular hacia el E. Este efecto es muy concentrado en la dirección del rumbo en la fuente puntual explicando por qué el ajuste es bueno en la estación mas cercana al centroide y muy malo en las estaciones costeras más alejadas.



Figura 8.14: Inversión del tensor de momento deviatórico para el Terremoto de Tocopilla del 2007, $M_w = 7.7$. El mapa de color muestra el valor del *misfit* para la grilla del centroide a la profundidad en que se alcanza el mínimo global. Los triángulos invertidos de color rojo indican las estaciones GPS utilizadas en la inversión y las flechas negras y azules los residuales en las componentes horizontal y vertical respectivamente. Los mecanismos en rojo y amarillo son: la mejor solución de mínimos cuadrados y la del gCMT respectivamente. La bara de colores corresponde al $\log_{10}(misfit)$.



Figura 8.15: Inversión del tensor de momento sísmico para el Terremoto de Tocopilla del 2007, $M_w = 7.7$. Soluciones del mecanismo focal en profundidad.. En los paneles de la izquierda se grafica el *misfit* y mecanismo focal asociados a la solución que minimiza localmente el error a una profundidad dada. En los paneles de la derecha se grafica con diamantes azules y línea segmentada, la magnitud versus profundidad asociadas a la solución antes descrita. Los paneles de arriba y abajo son los resultados de la inversión del tensor completo y deviatórico respectivamente. En los cuatro paneles los símbolos de color amarillo (diamante y mecanismo focal) muestran la solución del tensor de momento reportada por el gCMT, así como también la línea segmentada amarilla, que indica la profundidad publicada por este mismo catálogo.

	Tensor gCMT	Tensor completo	Tensor deviatórico
Mo (Nm)	$4.77 \cdot 10^{20}$	$6.04 \cdot 10^{20}$	$3.37 \cdot 10^{20}$
strike (°)	358	345.0	48.0
Dip (°)	20	88.0	25.0
Rake (°)	98	-83.0	153.0
Profundidad (km)	37.6	60.0	60.0
Centroide (lon,lat)	(-70.62, -22.64)	(-70.13,-22.70)	(-70.20,-22.70)
% ISO	0	45	0
% DC	90	51.0	85.0
% CLVD	10	4.0	15.0
RMS (cm)		8.28	8.81

Tabla 8.7: Resumen de la inversión del tensor completo y deviatórico para el terremoto de Tocopilla del 2007, $M_w = 7.7$. Los parámetros que se muestran en las filas de la tabla son el momento sísmico escalar (M_o) , la geometría de la fuente (*strike*, *dip* y *rake*) y los porcentajes de las componentes de la descomposición del tensor: ISO, DC y CLVD. En las columnas se indican el tensor publicado por el gCMT para este sismo, la solución de mínimos cuadrados asumiendo tensor completo y la que se obtiene al asumir un tensor deviatórico.

	Tensor gCMT	Tensor completo	Tensor deviatórico
Mecanismo			
Mo (Nm)	$1.23 \cdot 10^{20}$	$1.67 \cdot 10^{20}$	$1.24 \cdot 10^{20}$
strike (°)	189.0	314.0	195.0
Dip (°)	12.0	16.0	11.0
Rake (°)	78.0	159.0	94.0
Profundidad (km)	14.1	12.0	22.0
Centroide (lon,lat)			
% ISO	0	64.0	0
% DC	99.0	21.0	59.0
% CLVD	1.0	15.0	41.0
RMS (cm)		0.25	0.26

Tabla 8.8: Resumen de la inversión del tensor completo y deviatórico para el terremoto de Sanriku-oki del 2011, $M_w = 7.3$. Los parámetros que se muestran en las filas de la tabla son el momento sísmico escalar (M_o) , la geometría de la fuente (*strike*, *dip* y *rake*) y los porcentajes de las componentes de la descomposición del tensor: ISO, DC y CLVD. En las columnas se indican el tensor publicado por el gCMT para este sismo, la solución de mínimos cuadrados asumiendo tensor completo y la que se obtiene al suponer un tensor deviatórico.

8.5.3. Sanriku-oki 2011, $M_w = 7.3$

Un contexto sobre el terremoto de Sanriku-oki del 2011, $M_w = 7.3$, puede ser encontrado en el capítulo 7, sección 7.2.1.



(a) Inversión del Tensor de momento sísmico com- (b) Inversión del Tensor de momento sísmico depleto. viatórico.

Figura 8.16: Inversión del tensor de momento deviatórico para el Terremoto de Sanriku-oki del 2011, $M_w = 7.3$. El mapa de color muestra el valor del *misfit* para la grilla del centroide a la profundidad en que se alcanza el mínimo global. Los cuadrados de color negro indican las estaciones GPS y APG utilizadas en la inversión. La barra de colores corresponde al $\log_{10}(misfit)$.

Resultados y discusión

En las figuras 8.16 y 8.17 se muestran los resultados obtenidos mediante la inversión con restricción de traza nula. Por otro lado, en la tabla 8.8 se presenta un resumen de los resultados de la inversión tanto para el caso en que se asume una representación de tensor de momento completo como para el caso en que se asume deviatórico.



Figura 8.17: Inversión del tensor de momento sísmico para el Terremoto de Sanriku-oki del 2011, $M_w = 7.3$. Soluciones del mecanismo focal en profundidad. En los paneles de la izquierda se grafica el *misfit* y mecanismo focal asociados a la solución que minimiza localmente el error a una profundidad dada. En los paneles de la derecha se grafica con diamantes azules y línea segmentada, la magnitud versus profundidad asociadas a la solución antes descrita. Los paneles de arriba y abajo son los resultados de la inversión del tensor completo y deviatórico respectivamente. En los cuatro paneles los símbolos de color amarillo (diamante y mecanismo focal) muestran la solución del tensor de momento reportada por el gCMT, así como también la línea segmentada amarilla, que indica la profundidad publicada por este mismo catálogo.

La solución obtenida mediante la inversión del tensor de momento sísmico deviatórico es similar a la del gCMT. El ángulo de *dip* apenas difiere en un grado a la solución reportada por este organismo, mientras que la orientación del mecanismo focal (*strike*) difiere en 6°. La mayor diferencia en cuanto a los parámetros focales se encuentra en el ángulo de *rake*, que en la solución de la inversión es casi puramente de fallamiento inverso, a diferencia del gCMT que reporta una componente pequeña de *strike-slip*. El centroide de la solución está a unos 10 km hacia el noroeste con respecto a la solución del gCMT. Por otro lado, el momento sísmico escalar $M_o = 1.24 \times 10^{20}$ Nm, dentro de las incertezas, es igual a la estimación de este. La profundidad de la solución (figura 8.17) está muy mal constreñida a diferencia de lo que ocurre cuando se asume el tensor de momento sísmico completo. Sin embargo, el valor obtenido de 12 km es consistente y muy cercano con el valor reportado por el gCMT.

El RMS del modelo obtenido es del orden de los milímetros, es decir, del orden de los errores en la estimación del desplazamiento estático, por lo que el modelo logra explicar los datos correctamente.

8.5.4. Iquique 2014, $M_w = 8.1$

El terremoto de Iquique ocurrió el 1^{ero} de abril del 2014, y rompió parte de lo que se conoce como el gap sísmico del norte de Chile. Con una magnitud de $M_w = 8.1$, el desplazamiento cosísmico cubrió un área de alrededor de un tercio de todo el gap. La ruptura de este terremoto se concentró entre 25-50 km (Hayes et al., 2014) de profundidad, similar a lo que ocurrió con el terremoto de Tocopilla del 2007. Es por esto que se emplea el mismo modelo de velocidad usado para este último (ver tabla C.5), obteniéndose valores de $\mu = 50$ GPa y $\lambda = 53$ GPa.

Resultados y discusión

En las figuras 8.18 y 8.19 se muestran los resultados obtenidos mediante la inversión con restricción de traza nula. Por otro lado, en la tabla 8.9 se presenta un resumen de los resultados de la inversión tanto para el caso en que se asume una representación de tensor de momento completo como para el caso en que se asume deviatórico.



Figura 8.18: Inversión del tensor de momento deviatórico para el Terremoto de Iquique del 2014, $M_w = 8.1$. El mapa de color muestra el valor del *misfit* para la grilla del centroide a la profundidad en que se alcanza el mínimo global. Los triángulos invertidos de color rojo indican las estaciones GPS utilizadas en la inversión y las flechas negras y azules los residuales en las componentes horizontal y vertical respectivamente. Los mecanismos en rojo y amarillo son: la mejor solución de mínimos cuadrados y la del gCMT respectivamente. La barra de colores corresponde al $\log_{10}(misfit)$.



Figura 8.19: Inversión del tensor de momento sísmico para el Terremoto de Iquique del 2014, $M_w = 8.1$. Soluciones del mecanismo focal en profundidad. En los paneles de la izquierda se grafica el *misfit* y mecanismo focal asociados a la solución que minimiza localmente el error a una profundidad dada. En los paneles de la derecha se grafica con diamantes azules y línea segmentada, la magnitud versus profundidad asociadas a la solución antes descrita. Los paneles de arriba y abajo son los resultados de la inversión del tensor completo y deviatórico respectivamente. En los cuatro paneles los símbolos de color amarillo (diamante y mecanismo focal) muestran la solución del tensor de momento reportada por el gCMT, así como también la línea segmentada amarilla, que indica la profundidad publicada por este mismo catálogo.

	Tensor gCMT	Tensor completo	Tensor deviatórico
Mecanismo			
Mo (Nm)	$1.9 \cdot 10^{21}$	$1.80 \cdot 10^{21}$	$1.73 \cdot 10^{21}$
strike (°)	355	360.0	358.0
Dip (°)	15	32.0	32.0
Rake (°)	106	108.0	107.0
Profundidad (km)	21.6	34.0	34.0
Centroide (lon,lat)	(-70.81,-19.70)	(-70.88,-19.81)	(-70.88,-19.81)
% ISO	0	6	0
% DC	99	83.0	93.0
% CLVD	1	11.0	7.0
RMS (cm)		1.09	1.09

Tabla 8.9: Resumen de la inversión del tensor completo y deviatórico para el terremoto de Iquique del 2014, $M_w = 8.1$. Los parámetros que se muestran en las filas de la tabla son el momento sísmico escalar (M_o) , la geometría de la fuente (*strike*, *dip* y *rake*) y los porcentajes de las componentes de la descomposición del tensor: ISO, DC y CLVD. En las columnas se indican el tensor publicado por el gCMT para este sismo, la solución de mínimos cuadrados asumiendo tensor completo y la que se obtiene al asumir un tensor deviatórico.

La solución obtenida se asemeja en parte a la solución del gCMT. Los ángulos de *strike* y *rake* son coherentes entre estas dos soluciones, sin embargo, el ángulo de inclinación del plano de falla es poco más del doble de esta última. El centroide de la solución está corrido poco menos de 20 km hacia el suroeste con respecto a la solución del gCMT, más cerca de los 20° S, lo que concuerda muy bien con el modelo de *slip* de Duputel et al. (2015), obtenido por medio de una inversión conjunta. El momento sísmico obtenido por Duputel et al. (2015) es de 1.6×10^{21} Nm, valor más cercano a la estimación aquí obtenida que a del gCMT. Sin embargo, este resultado no es conclusivo dado que en otros estudios, en el catálogo del gCMT y en el trabajo presente se ocupan distintos valores de $\overline{\mu}$, por lo tanto existe un grado alto de incerteza como para comparar diferencias tan pequeñas entre las estimaciones. La profundidad de la solución (figura 8.19) está bien constreñida en este caso, no obstante tiene un sesgo importante con respecto a la solución del gCMT. Si se proyecta la posición del centroide a la interfaz sismogénica (modelo de SLAB1.0) se encuentra que la profundidad difiere por más de 10 km. Esto se explica fácilmente si se consideran las incertezas que se introducen al modelar la fuente finita como una fuente puntual.

El RMS del modelo obtenido es del orden de los errores en la estimación del desplazamiento estático, es decir, es capaz de explicar los datos correctamente. En conclusión, si bien al comparar la solución del tensor de momento deviatórico con la del gCMT existen algunas diferencias (manteo principalmente), globalmente ambas solluciones presentan características similares.

8.6. Conclusiones

Se desarrolla una metodología que permite realizar la inversión del tensor de momento sísmico y la posición del centroide, a través de observaciones de desplazamiento estático usando un algoritmo de tipo grid search y mínimos cuadrados. En la metodología se implementan, una inversión para el tensor de momento sísmico completo y otra para el tensor deviatórico. Se encuentra que, para sismos de origen tectónico la última metodología es la que obtiene mejores resultados, mientras que para otro tipo de fuentes, no se cuenta con observaciones que permitan analizar sus resultados.

Mediante los tests sintéticos realizados en fuente puramente deviatórica, se prueba que la metodología es útil para sismos de magnitud moderada (M7.0-7.5), sin embargo, para sismos de mayor magnitud los efectos de la fuente finita se hacen importantes. Si bien se explican adecuadamente los datos, salvo en los casos más patológicos, los modelos obtenidos son poco plausibles. De acuerdo a los resultados obtenidos analizando datos reales, todos sismos de magnitud $M_w \ge 7.0$, se observan sesgos significativos: en general hay una sobrestimación del porcentaje CLVD del tensor y errores en la geometría del plano de falla (componente DC). Además del efecto de la fuente finita, los errores en la geometría de la falla y profundidad de la fuente, pueden atribuirse en parte a la mala cobertura azimutal de las redes utilizadas y a que el espaciamiento entre estaciones es inadecuado.

Los mejores resultados en cuanto a la geometría de la fuente se obtienen en el terremoto de Sanriku-Oki 2011, las observaciones de geodesia marina juegan un rol fundamental para constreñir esos parámetros. En términos generales la mejor estimación es la del terremoto de Iquique 2014, $M_w = 8.1$, posiblemente debido a que la densidad de estaciones junto con su cercanía a la fuente es mejor que en los otros casos. Además en este terremoto, modelos de fuente finita muestran que casi todo el deslizamiento está concentrado en una sola aspereza, la que se aproxima adecuadamente como una fuente puntual para efecto de los supuestos de la metodología propuesta.

Al comparar las soluciones de los terremotos estudiados con sus respectivos modelos de fuente, se observa que en general la posición del centroide y el momento sísmico estimados, coinciden mejor con estos últimos si se los compara por ejemplo con las soluciones del gCMT. La metodología no funciona de manera apropiada, para sismos mayores a M7.5, porque los supuestos de fuente puntual para su uso no se satisfacen. Las observaciones de desplazamiento estático, al estar en el campo cercano, son muy sensibles a la finitud de la fuente y la distribución heterogénea del *slip*, por tanto, la aproximación de fuente puntual deja rápidamente de ser válida. A pesar de lo anterior, se podría concebir un método de inversión con sismogramas globales y regionales, por ejemplo, que incorpore el problema estático para constreñir variables como las coordenadas del centroide y el momento sísmico, que parecen estar mejor definidas por este método.

Conclusiones generales

En esta tesis se procesaron, analizaron y modelaron, observaciones del primer experimento de Geodesia Marina llevado a cabo en el margen chileno. Con el fin de observar los procesos de deformación en la zona más somera del contacto interplaca, en la región del prisma de acreción frontal, se desarrollaron metodologías para procesar y analizar observaciones de sensores de presión absoluta (APG) de manera robusta, permitiendo inferir el desplazamiento vertical del fondo oceánico. Asimismo se aplicaron las metodologías desarrolladas en este trabajo a datos de Geodesia Marina registrados por sensores APG en la zona de subducción de Japón, en la región del antearco submarino. Los resultados permiten analizar la respuesta mecánica de la interfaz de subducción en distintas fases del ciclo sísmico.

En la región de ruptura del megaterremoto de Maule 2010, $M_w = 8.8$, se estudió la respuesta postsísmica del prisma acrecionario por medio de datos obtenidos en dos experimentos distintos: el proyecto de respuesta rápida CERS, liderado por el Dr. C. David Chadwell de la institución oceanográfica Scripps, y el proyecto Chile-PEPPER, llevado a cabo por la Dra. Anne Tréhu de la Universidad Estatal de Oregon. El análisis y procesamiento de los registros de desplazamiento vertical, revela la presencia de transientes de origen tectónico que se han atribuido tanto a un comportamiento mecánico del tipo *stick-slip* (desplazamientos estáticos asociados al cosísmico de algunos sismos) como a *stable-slip* (deslizamiento lento o creep) en el contacto interplaca o estructuras secundarias a este. Para los datos del provecto Chile-PEPPER, llevado a cabo entre 2012-2013, se detectan tres transientes de distinta complejidad. En el conjunto de datos del proyecto CERS, llevado a cabo entre 2010-2011, se observan eventos de *creep* cuasi-periódicos con escalas de tiempo del orden de semanas. Ellos parecen ocurrir mientras una señal que es de período más largo domina en el registro. Esta última puede tratarse de un pulso de *afterslip* así como también de una migración de fluidos, sin embargo, no se puede descartar que se deba a procesos meteorológicos u oceanográficos de mesoescala. Para descartar esta alternativa resultaría interesante procesar datos de GPS, u otros instrumentos en tierra, con el fin de encontrar señales de deformación que puedan asociarse a los transientes detectados por los APGs.

Se analizaron datos APG de una red instalada en la zona norte de ruptura del terremoto de Tohoku-oki del 11 de marzo de 2011, $M_w = 9.0$, obtenidos antes de ocurrido este. Los datos procesados, analizados y modelados, fueron proporcionados por académicos de la Universidad de Tohoku y están asociados al mayor precursor del terremoto de Tohoku-oki, el sismo de Sanriku-oki 2011, $M_w = 7.3$. Mediante un análisis de componentes principales se estimó el modo común de error (CME), permitiendo obtener estimaciones más robustas de los desplazamientos cosísmico y postsísmico del terremoto. Lo anterior es relevante para obtener modelos más robustos y de mejor resolución para la distribución de deslizamiento cosísmico y *afterslip*, los cuales resultan fundamentales para entender el proceso de nucleación del megaterremoto de Tohoku-oki.

Tanto los registros del megaterremoto de Maule como los del terremoto Sanriku-oki, pruban la utilidad de los APGs para el modelamiento estático y cinemático de la fuente sísmica. Los resultados obtenidos al utilizar un modelo simple de dislocación elástica, en dos sismos asociados a la fase postsísmica del terremoto de Maule, muestran que los registros de APG imponen restricciones útiles sobre la fuente. Los resultados del terremoto de Sanriku-oki, muestran que las redes de Geodesia Marina no sólo servirían para tener mejores modelos de *slip*, sino que además ayudarían a mejorar el mapa de la distribución espacial de algunos terremotos en el margen chileno, particularmente los ubicados a mayor distancia de la línea de costa.

Por otro lado, en este trabajo se desarrolla una metodología de inversión del tensor de momento sísmico con el objetivo de resaltar la importancia de las observaciones de Geodesia Marina en la estimación de parámetros de la fuente sísmica. Se verifica que la aproximación de fuente puntual deja de ser válida rápidamente para eventos de gran magnitud (M > 7.5)debido a que se ignora la finitud espacial de la fuente. Sin embargo, se muestra que la incorporación de observaciones de Geodesia Marina es clave para constreñir de mejor manera los procesos tectónicos que ocurren en las regiones más cercanas a la fosa.

8.6.1. Perspectivas para el establecimiento de una red sismogeodésica marina de carácter permanente

A futuro los instrumentos APG se proyectan como una alternativa para observar además, la deformación secular intersísmica y postsísmica de largo plazo; de este modo, se podrían obtener mejores modelos de acoplamiento intersísmico y detectar transientes asísmicos muy débiles como para ser observados por instrumentos instalados en el continente. Para lo anterior existen esfuerzos por desarrollar sensores que se autocalibren, particularmenen el grupo de Geodesia Marina de la *Scripps Institution of Oceanography*, lo que reduciría la deriva instrumental a cifras del orden de 1 cm. Todas las razones ante expuestas resaltan la necesidad de contar con redes permanentes de Geodesia Marina, siendo fundamental además, comenzar el desarrollo de profesionales calificados para implementar redes de tipo GPS-A (*GPS Acoustics*), las que permiten el posicionamiento horizontal absoluto de los sitios establecidos. Es necesario medir de manera sistemática, con una red robusta y densa, la deformación del fondo marino para comprender mejor los procesos de deformación antes mencionados.

En términos del peligro tsunamigénico resulta importante el monitoreo de *splay faults*. Estas corresponden a fallas, generalmente de elevada pendiente, que despegan del contacto interplaca y que se encuentran mayormente en la región mar adentro desde el antearco. Debido a su pendiente son capaces de transferir desplazamiento desde la interfaz, resultando en un mayor desplazamiento vertical del fondo marino. Un monitoreo eficaz de estas estructuras requiere la instalación tanto de instrumentos de geodesia marina como de sismómetros del fondo marino (OBS).

Bibliografía

- Aki, K. and Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology*, volume 1. University Science Books.
- Ammon, C. J., Randall, G. E., and Zandt, G. (1990). On the nonuniqueness of receiver function inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B10):15303–15318.
- Arfken, G. B. and Weber, H.-J. (2001). Mathematical methods for physicists: answers to miscellaneous problems. Harcourt/Academic Press.
- Aster, R. C., Borchers, B., and Thurber, C. H. (2011). Parameter estimation and inverse problems, volume 90. Academic Press.
- Backus, G. and Mulcahy, M. (1976a). Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic sources—i. continuous displacements. *Geophysical Journal International*, 46(2):341–361.
- Backus, G. and Mulcahy, M. (1976b). Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic sources—ii. discontinuous displacements. *Geophysical Journal International*, 47(2):301–329.
- Balmforth, N. J., Llewellyn-Smith, S., Hendershott, M., and Garrett, C. (2004). 2004 program of study: Tides. Technical report.
- Barrientos, S. and Team, N. S. C. C. (2018). The seismic network of chile. Seismological Research Letters, 89(2A):467–474.
- Barrientos, S. E. and Ward, S. N. (1990). The 1960 chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103(3):589–598.
- Bedford, J., Moreno, M., Baez, J. C., Lange, D., Tilmann, F., Rosenau, M., Heidbach, O., Oncken, O., Bartsch, M., Rietbrock, A., et al. (2013). A high-resolution, time-variable afterslip model for the 2010 maule mw= 8.8, chile megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 383:26–36.
- Béjar-Pizarro, M., Carrizo, D., Socquet, A., Armijo, R., Barrientos, S., Bondoux, F., Bonvalot, S., Campos, J., Comte, D., De Chabalier, J., et al. (2010). Asperities and barriers on the seismogenic zone in north chile: state-of-the-art after the 2007 m w 7.7 tocopilla earthquake inferred by gps and insar data. *Geophysical Journal International*, 183(1):390–406.

- Béjar-Pizarro, M., Socquet, A., Armijo, R., Carrizo, D., Genrich, J., and Simons, M. (2013). Andean structural control on interseismic coupling in the north chile subduction zone. *Nature Geoscience*, 6(6):462–467.
- Bendat, J. S. and Piersol, A. G. (2011). Random data: analysis and measurement procedures, volume 729. John Wiley & Sons.
- Berteussen, K.-A. (1977). Moho depth determinations based on spectral-ratio analysis of norsar long-period p waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 15(1):13–27.
- Blaser, L., Krüger, F., Ohrnberger, M., and Scherbaum, F. (2010). Scaling relations of earthquake source parameter estimates with special focus on subduction environmentscaling relations of earthquake source parameter estimates with focus on subduction environment. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(6):2914.
- Bletery, Q., Sladen, A., Delouis, B., Vallée, M., Nocquet, J.-M., Rolland, L., and Jiang, J. (2014). A detailed source model for the mw9. 0 tohoku-oki earthquake reconciling geodesy, seismology, and tsunami records. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(10):7636–7653.
- Bürgmann, R. and Chadwell, D. (2014). Seafloor geodesy. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 42:509–534.
- Bürgmann, R. and Thatcher, W. (2013). Space geodesy: A revolution in crustal deformation measurements of tectonic processes. *Geological Society of America Special Papers*, 500:397– 430.
- Byrne, D. E., Davis, D. M., and Sykes, L. R. (1988). Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, 7(4):833–857.
- Campos, J., Hatzfeld, D., Madariaga, R., Lopez, G., Kausel, E., Zollo, A., Iannacone, G., Fromm, R., Barrientos, S., and Lyon-Caen, H. (2002). A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1-3):177–195.
- Codiga, D. L. (2011). Unified tidal analysis and prediction using the UTide Matlab functions. Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island Narragansett, RI.
- Contreras-Reyes, E., Flueh, E. R., and Grevemeyer, I. (2010). Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. *Tectonics*, 29(6).
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., and Carrizo, D. (2012). Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north chile. *Nature Geoscience*, 5(5):342.
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Maksymowicz, A., and Weinrebe, W. (2013). Sediment loading at the southern chilean trench and its tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, 66:134–145.

- Contreras-Reyes, E., Maksymowicz, A., Lange, D., Grevemeyer, I., Muñoz-Linford, P., and Moscoso, E. (2017). On the relationship between structure, morphology and large coseismic slip: A case study of the m w 8.8 maule, chile 2010 earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 478:27–39.
- Dahm, T. and Kruger, F. (2014). Moment tensor inversion and moment tensor interpretation. New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2), pages 1–37.
- Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D., and Monfret, T. (2009). The mw 7.7 tocopilla earthquake of 14 november 2007 at the southern edge of the northern chile seismic gap: Rupture in the deep part of the coupled plate interfacethe mw 7.7 tocopilla earthquake of 2007 at the southern edge of the northern chile seismic gap. Bulletin of the Seismological Society of America, 99(1):87.
- Ding, M. and Lin, J. (2014). Post-seismic viscoelastic deformation and stress transfer after the 1960 m 9.5 valdivia, chile earthquake: effects on the 2010 m 8.8 maule, chile earthquake. *Geophysical Journal International*, 197(2):697–704.
- Dong, D., Fang, P., Bock, Y., Webb, F., Prawirodirdjo, L., Kedar, S., and Jamason, P. (2006). Spatiotemporal filtering using principal component analysis and karhunen-loeve expansion approaches for regional gps network analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B3).
- Duputel, Z., Jiang, J., Jolivet, R., Simons, M., Rivera, L., Ampuero, J.-P., Riel, B., Owen, S. E., Moore, A. W., Samsonov, S. V., et al. (2015). The iquique earthquake sequence of april 2014: Bayesian modeling accounting for prediction uncertainty. *Geophysical Research Letters*, 42(19):7949–7957.
- Egbert, G. D. and Erofeeva, S. Y. (2002). Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(2):183–204.
- Ekström, G., Nettles, M., and Dziewoński, A. (2012). The global cmt project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200:1–9.
- Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., and Pardo, M. (2011). Crustal extensional faulting triggered by the 2010 chilean earthquake: The pichilemu seismic sequence. *Tectonics*, 30(6).
- Fofonoff, N. P. and Millard Jr, R. (1983). Algorithms for the computation of fundamental properties of seawater.
- Folguera, A., Contreras-Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., Iannelli, S. B., Oliveros, V., Dávila, F. M., Collo, G., Giambiagi, L., Maksymowicz, A., et al. (2018). *The Evolution of* the Chilean-Argentinean Andes. Springer.
- Freed, A. M. (2007). Afterslip (and only afterslip) following the 2004 parkfield, california, earthquake. *Geophysical Research Letters*, 34(6).

- Fujimoto, H. (2014). Seafloor geodetic approaches to subduction thrust earthquakes. Monographs on Environment, Earth and Planets, 2:23–63.
- Fujiwara, T., Kodaira, S., No, T., Kaiho, Y., Takahashi, N., and Kaneda, Y. (2011). The 2011 tohoku-oki earthquake: Displacement reaching the trench axis. *Science*, 334(6060):1240– 1240.
- Gagnon, K., Chadwell, C. D., and Norabuena, E. (2005). Measuring the onset of locking in the peru-chile trench with gps and acoustic measurements. *Nature*, 434(7030):205–208.
- Gilbert, F. (1970). Excitation of the normal modes of the earth by earthquake sources. *Geophysical Journal International*, 22(2):223–226.
- Hayes, G. P., Bergman, E., Johnson, K. L., Benz, H. M., Brown, L., and Meltzer, A. S. (2013). Seismotectonic framework of the 2010 february 27 m w 8.8 maule, chile earthquake sequence. *Geophysical Journal International*, 195(2):1034–1051.
- Hayes, G. P., Herman, M. W., Barnhart, W. D., Furlong, K. P., Riquelme, S., Benz, H. M., Bergman, E., Barrientos, S., Earle, P. S., and Samsonov, S. (2014). Continuing megathrust earthquake potential in chile after the 2014 iquique earthquake. *Nature*, 512(7514):295.
- Hayes, G. P., Wald, D. J., and Johnson, R. L. (2012). Slab1. 0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1).
- Hetland, E. and Simons, M. (2010a). Post-seismic and interseismic fault creep ii: transient creep and interseismic stress shadows on megathrusts. *Geophysical Journal International*, 181(1):99–112.
- Hetland, E. and Simons, M. (2010b). Post-seismic and interseismic fault creep ii: Transient creep and interseismic stress shadows on megathrusts. *Geophysical Journal International*, 181(1):99–112.
- Hicks, S. P., Rietbrock, A., Ryder, I. M., Lee, C.-S., and Miller, M. (2014). Anatomy of a megathrust: The 2010 m8. 8 maule, chile earthquake rupture zone imaged using seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 405:142–155.
- Hino, R., Inazu, D., Ohta, Y., Ito, Y., Suzuki, S., Iinuma, T., Osada, Y., Kido, M., Fujimoto, H., and Kaneda, Y. (2014). Was the 2011 tohoku-oki earthquake preceded by aseismic preslip? examination of seafloor vertical deformation data near the epicenter. *Marine Geophysical Research*, 35(3):181–190.
- Hsu, Y.-J., Simons, M., Avouac, J.-P., Galetzka, J., Sieh, K., Chlieh, M., Natawidjaja, D., Prawirodirdjo, L., and Bock, Y. (2006). Frictional afterslip following the 2005 nias-simeulue earthquake, sumatra. *Science*, 312(5782):1921–1926.
- Hu, Y., Bürgmann, R., Freymueller, J. T., Banerjee, P., and Wang, K. (2014). Contributions of poroelastic rebound and a weak volcanic arc to the postseismic deformation of the 2011 tohoku earthquake. *Earth, Planets and Space*, 66(1):106.

- Hu, Y., Wang, K., He, J., Klotz, J., and Khazaradze, G. (2004). Three-dimensional viscoelastic finite element model for postseismic deformation of the great 1960 chile earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B12).
- Hughes, K. L., Masterlark, T., and Mooney, W. D. (2010). Poroelastic stress-triggering of the 2005 m8. 7 nias earthquake by the 2004 m9. 2 sumatra–andaman earthquake. *Earth* and Planetary Science Letters, 293(3-4):289–299.
- Husen, S., Kissling, E., Flueh, E., and Asch, G. (1999). Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting nazca plate in northern chile using a combined on-/offshore network. *Geophysical Journal International*, 138(3):687–701.
- Ide, S., Baltay, A., and Beroza, G. C. (2011). Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 mw 9.0 tohoku-oki earthquake. *Science*, 332(6036):1426–1429.
- Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R., and Uchide, T. (2007). A scaling law for slow earthquakes. *Nature*, 447(7140):76–79.
- Iinuma, T., Hino, R., Kido, M., Inazu, D., Osada, Y., Ito, Y., Ohzono, M., Tsushima, H., Suzuki, S., Fujimoto, H., et al. (2012). Coseismic slip distribution of the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake (m9. 0) refined by means of seafloor geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B7).
- Inazu, D., Hino, R., and Fujimoto, H. (2012). A global barotropic ocean model driven by synoptic atmospheric disturbances for detecting seafloor vertical displacements from in situ ocean bottom pressure measurements. *Marine Geophysical Research*, 33(2):127–148.
- Ito, Y., Tsuji, T., Osada, Y., Kido, M., Inazu, D., Hayashi, Y., Tsushima, H., Hino, R., and Fujimoto, H. (2011). Frontal wedge deformation near the source region of the 2011 tohoku-oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(7).
- Johnson, K. M., Fukuda, J., and Segall, P. (2012). Challenging the rate-state asperity model: Afterslip following the 2011 m9 tohoku-oki, japan, earthquake. *Geophysical Research Letters*, 39(20).
- Jost, M. u. and Herrmann, R. (1989). A student's guide to and review of moment tensors. Seismological Research Letters, 60(2):37–57.
- Kanamori, H. (2004). The diversity of the physics of earthquakes. Proceedings of the Japan Academy, Series B, 80(7):297–316.
- Kato, A., Obara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S., and Hirata, N. (2012). Propagation of slow slip leading up to the 2011 mw 9.0 tohoku-oki earthquake. *Science*, page 1215141.
- Kido, M., Osada, Y., Fujimoto, H., Hino, R., and Ito, Y. (2011). Trench-normal variation in observed seafloor displacements associated with the 2011 tohoku-oki earthquake. *Geophy*sical Research Letters, 38(24).

- Kopp, H. (2013). Invited review paper: The control of subduction zone structural complexity and geometry on margin segmentation and seismicity. *Tectonophysics*, 589:1–16.
- Kopp, H., Lange, D., Hannemann, K., Petersen, F., and Contreras-Reyes, E. (2016). Installation of a seafloor geodetic network offshore northern chile (geosea). In EGU General Assembly Conference Abstracts, volume 18, page 5665.
- Krieger, L. and Heimann, S. (2012). Mopad—moment tensor plotting and decomposition: a tool for graphical and numerical analysis of seismic moment tensors. *Seismological Research Letters*, 83(3):589–595.
- Lange, D., Tilmann, F., Barrientos, S. E., Contreras-Reyes, E., Methe, P., Moreno, M., Heit, B., Agurto, H., Bernard, P., Vilotte, J.-P., et al. (2012). Aftershock seismicity of the 27 february 2010 mw 8.8 maule earthquake rupture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 317:413–425.
- Langston, C. A. (1981). Source inversion of seismic waveforms: the koyna, india, earthquakes of 13 september 1967. Bulletin of the Seismological Society of America, 71(1):1–24.
- Lay, T., Ammon, C., Kanamori, H., Koper, K., Sufri, O., and Hutko, A. (2010). Teleseismic inversion for rupture process of the 27 february 2010 chile (mw 8.8) earthquake. *Geophysical Research Letters*, 37(13).
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Koper, K. D., Hutko, A. R., Ye, L., Yue, H., and Rushing, T. M. (2012). Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4).
- Lay, T. and Wallace, T. C. (1995). Modern global seismology, volume 58. Academic press.
- Lay, T., Yue, H., Brodsky, E. E., and An, C. (2014). The 1 april 2014 iquique, chile, mw 8.1 earthquake rupture sequence. *Geophysical Research Letters*, 41(11):3818–3825. 2014GL060238.
- Lieser, K., Grevemeyer, I., Lange, D., Flueh, E., Tilmann, F., and Contreras-Reyes, E. (2014). Splay fault activity revealed by aftershocks of the 2010 mw 8.8 maule earthquake, central chile. *Geology*, 42(9):823–826.
- Lin, Y.-n. N., Sladen, A., Ortega-Culaciati, F., Simons, M., Avouac, J.-P., Fielding, E. J., Brooks, B. A., Bevis, M., Genrich, J., Rietbrock, A., et al. (2013). Coseismic and postseismic slip associated with the 2010 maule earthquake, chile: Characterizing the arauco peninsula barrier effect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6):3142–3159.
- Longuet-Higgins, M. S. (1950). A theory of the origin of microseisms. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 243(857):1–35.
- Loveless, J. P. and Meade, B. J. (2011). Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 mw= 9.0 tohoku-oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(17).

Lowrie, W. (2007). Fundamentals of geophysics. Cambridge university press.

- Maksymowicz, A., Chadwell, C., Ruiz, J., Tréhu, A., Contreras-Reyes, E., Weinrebe, W., Díaz-Naveas, J., Gibson, J., Lonsdale, P., and Tryon, M. (2017). Coseismic seafloor deformation in the trench region during the mw8. 8 maule megathrust earthquake. *Scientific reports*, 7:45918.
- Maksymowicz, A., Tréhu, A. M., Contreras-Reyes, E., and Ruiz, S. (2015). Density-depth model of the continental wedge at the maximum slip segment of the maule mw8. 8 megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 409:265–277.
- Malvern, L. E. (1969). Introduction to the Mechanics of a Continuous Medium. Prentice-hall.
- McGuire, J. J. and Collins, J. A. (2013). Millimeter-level precision in a seafloor geodesy experiment at the discovery transform fault, east pacific rise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(10):4392–4402.
- Menke, W. (2012). *Geophysical data analysis: discrete inverse theory: MATLAB edition*, volume 45. Academic press.
- Mindlin, R. D. (1936). Force at a point in the interior of a semi-infinite solid. *Journal of* Applied Physics, 7(5):195–202.
- Minson, S., Simons, M., Beck, J., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S., Moore, A., Inbal, A., and Sladen, A. (2014). Bayesian inversion for finite fault earthquake source models–ii: the 2011 great tohoku-oki, japan earthquake. *Geophysical Journal International*, 198(2):922–940.
- Miura, S., Takahashi, N., Nakanishi, A., Tsuru, T., Kodaira, S., and Kaneda, Y. (2005). Structural characteristics off miyagi forearc region, the japan trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study. *Tectonophysics*, 407(3-4):165– 188.
- Miyazaki, S., McGuire, J. J., and Segall, P. (2011). Seismic and aseismic fault slip before and during the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake. *Earth, planets and space*, 63(7):23.
- Moore, J. C. and Vrolijk, P. (1992). Fluids in accretionary prisms. *Reviews of Geophysics*, 30(2):113–135.
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Tassara, A., Chen, J., Bataille, K., Bevis, M., et al. (2012). Toward understanding tectonic control on the mw 8.8 2010 maule chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 321:152–165.
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Bolte, J., Klotz, J., Echtler, H., Baez, J., Bataille, K., Chen, J., Bevis, M., et al. (2011). Heterogeneous plate locking in the south–central chile subduction zone: Building up the next great earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 305(3):413–424.

Moreno, M., Rosenau, M., and Oncken, O. (2010). 2010 maule earthquake slip correlates

with pre-seismic locking of andean subduction zone. Nature, 467(7312):198.

- Moscoso, E., Grevemeyer, I., Contreras-Reyes, E., Flueh, E. R., Dzierma, Y., Rabbel, W., and Thorwart, M. (2011). Revealing the deep structure and rupture plane of the 2010 maule, chile earthquake (mw= 8.8) using wide angle seismic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1-2):147–155.
- Munk, W. and Hasselmann, K. (1964). Super-resolution of tides. *Studies on Oceanography*, pages 339–344.
- Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., Carrizo, D., Peyrat, S., Delorme, A., Maureira, E., Valderas-Bermejo, M.-C., and Ortega, I. (2013). Revisiting the north chile seismic gap segmentation using gps-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*, 194(3):1283–1294.
- Ohta, Y., Hino, R., Inazu, D., Ohzono, M., Ito, Y., Mishina, M., Iinuma, T., Nakajima, J., Osada, Y., Suzuki, K., et al. (2012). Geodetic constraints on afterslip characteristics following the march 9, 2011, sanriku-oki earthquake, japan. *Geophysical Research Letters*, 39(16).
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin* of the Seismological Society of America, 82(2):1018–1040.
- Okada, Y. (2012). Manual for subroutines DC3D0 and DC3D to calculate displacement, strain and tilt at depth due to a point/rectangular strike/dip/tensile source in a halfspace. NIED.
- Oleskevich, D., Hyndman, R., and Wang, K. (1999). The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of cascadia, south alaska, sw japan, and chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B7):14965–14991.
- Paros, J. M. (1973). Precision digital pressure. ISA TRANSACTIONS, 12(2):173–179.
- Paroscientific (2000). Accuracy, Performance, and handling of oil-filled Digiquartz® Pressure Instrumentation. Technical report, Paroscientific, Inc.
- Paroscientific (2011). Digiquartz® Pressure Instrumentation. Technical report, Paroscientific, Inc.
- Peyrat, S., Madariaga, R., Buforn, E., Campos, J., Asch, G., and Vilotte, J. (2010). Kinematic rupture process of the 2007 tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. *Geophysical Journal International*, 182(3):1411–1430.
- Phillips, K. A. (2006). Using seafloor geodesy to monitor volcanic collapse on the south flank of kilauea volcano, hawaii.
- Polster, A., Fabian, M., and Villinger, H. (2009). Effective resolution and drift of paroscientific pressure sensors derived from long-term seafloor measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(8).

- Ponte, R. M. and Gaspar, P. (1999). Regional analysis of the inverted barometer effect over the global ocean using topex/poseidon data and model results. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C7):15587–15601.
- Reid, H. (1910). The mechanics of the earthquake: The california earthquake of april 18, 1906, report, vol. 2, 192 pp. State Earthquake Invest. Comm., Carnegie Inst. of Wash., Washington, DC.
- Ruegg, J., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., De Chabalier, J., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., and Dimitrov, D. (2009). Interseismic strain accumulation measured by gps in the seismic gap between constitución and concepción in chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2):78–85.
- Ruiz, J. A., Hayes, G. P., Carrizo, D., Kanamori, H., Socquet, A., and Comte, D. (2014a). Seismological analyses of the 2010 march 11, pichilemu, chile m w 7.0 and m w 6.9 coastal intraplate earthquakes. *Geophysical Journal International*, 197(1):414–434.
- Ruiz, J. A., Mieres-Madrid, J., Ortega-Culaciati, F., Ohta, Y., Hino, R., and Contreras-Reyes, E. (2018). Rupture process of the mw 7.4 sanriku-oki earthquake from joint inversion of strong motion, teleseismic body waves, and onshore/offshore geodetic data. article in preparation.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., and Campos, J. (2014b). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 iquique mw 8.1 earthquake. *Science*, 345(6201):1165–1169.
- Sagiya, T. (2004). A decade of geonet: 1994-2003. Earth, planets and space, 56(8):xxix-xli.
- Sato, M., Fujita, M., Matsumoto, Y., Ishikawa, T., Saito, H., Mochizuki, M., and Asada, A. (2013). Interplate coupling off northeastern japan before the 2011 tohoku-oki earthquake, inferred from seafloor geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(7):3860–3869.
- Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M., and Asada, A. (2011). Displacement above the hypocenter of the 2011 tohoku-oki earthquake. *Science*, 332(6036):1395–1395.
- Saunders, P. M. (1981). Practical conversion of pressure to depth. Journal of Physical Oceanography, 11(4):573–574.
- Saunders, P. M. and Fofonoff, N. (1976). Conversion of pressure to depth in the ocean. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, volume 23, pages 109–111. Elsevier.
- Savage, J. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 88(B6):4984–4996.
- Savage, J. (1998). Displacement field for an edge dislocation in a layered half-space. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B2):2439–2446.

- Scales, J. A., Gersztenkorn, A., and Treitel, S. (1988). Fast ip solution of large, sparse, linear systems: Application to seismic travel time tomography. *Journal of Computational Physics*, 75(2):314–333.
- Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. Nature, 391(6662):37.
- Scholz, C. H. and Campos, J. (2012). The seismic coupling of subduction zones revisited. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B5).
- Segall, P. (2010). Earthquake and volcano deformation. Princeton University Press.
- Shao, G., Ji, C., and Zhao, D. (2011). Rupture process of the 9 march, 2011 mw 7.4 sanrikuoki, japan earthquake constrained by jointly inverting teleseismic waveforms, strong motion data and gps observations. *Geophysical Research Letters*, 38(7).
- Simons, M., Minson, S. E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S. E., Meng, L., Ampuero, J.-P., Wei, S., Chu, R., et al. (2011). The 2011 magnitude 9.0 tohoku-oki earthquake: Mosaicking the megathrust from seconds to centuries. *science*, 332(6036):1421–1425.
- Spiess, F. (1980). Acoustic techniques for marine geodesy. Marine Geodesy, 4(1):13–27.
- Stein, S. and Okal, E. A. (2005). Seismology: Speed and size of the sumatra earthquake. *Nature*, 434(7033):581.
- Stern, R. J. (2002). Subduction zones. *Reviews of geophysics*, 40(4).
- Stewart, R. H. (2008). Introduction to physical oceanography. Robert H. Stewart.
- Suwa, Y., Miura, S., Hasegawa, A., Sato, T., and Tachibana, K. (2006). Interplate coupling beneath ne japan inferred from three-dimensional displacement field. *Journal of Geophy*sical Research: Solid Earth, 111(B4).
- Tamura, Y., Sato, T., Ooe, M., and Ishiguro, M. (1991). A procedure for tidal analysis with a bayesian information criterion. *Geophysical Journal International*, 104(3):507–516.
- Tarantola, A. (2005). Inverse problem theory and methods for model parameter estimation. SIAM.
- Tarantola, A. and Valette, B. (1982). Inverse problems= quest for information. J. geophys, 50(3):150–170.
- Tréhu, A. (2012). Cruise report MV1206, RV Melville, Valparaíso, Chile. Technical report, Oregon State University.
- Tréhu, A. (2013). Cruise report PS1306, RV Point Sur, Valparaíso, Chile. Technical report, Oregon State University.
- Turcotte, D. and Schubert, G. (2014). *Geodynamics*. Cambridge University Press.
- Udias, A., Madariaga, R., Buforn, E., et al. (2014). Source Mechanisms of Earthquakes:

Theory and Practice. Cambridge University Press.

- Wang, K., Hu, Y., and He, J. (2012). Deformation cycles of subduction earthquakes in a viscoelastic earth. *Nature*, 484(7394):327.
- Watts, D. R. and Kontoyiannis, H. (1990). Deep-ocean bottom pressure measurement: Drift removal and performance. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 7(2):296–306.
- Webb, S. C. (1998). Broadband seismology and noise under the ocean. *Reviews of Geophysics*, 36(1):105–142.
- Webb, S. C. and Nooner, S. L. (2016). High-resolution seafloor absolute pressure gauge measurements using a better counting method. *Journal of Atmospheric and Oceanic Tech*nology, 33(9):1859–1874.
- Weinrebe, W. and Hasert, M. (2015). Processed Swath Bathymetry Grids (NetCDF GMT format) derived from Multibeam Sonar Data from the Pacific Ocean assembled as part of the SE Pacific Weinrebe Data Compilation.
- Wunsch, C. and Stammer, D. (1997). Atmospheric loading and the oceanic "inverted barometer" effect. *Reviews of Geophysics*, 35(1):79–107.
- Yue, H., Lay, T., Rivera, L., An, C., Vigny, C., Tong, X., and Báez Soto, J. C. (2014). Localized fault slip to the trench in the 2010 maule, chile mw= 8.8 earthquake from joint inversion of high-rate gps, teleseismic body waves, insar, campaign gps, and tsunami observations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119(10):7786–7804.

Apéndice A

Anexos procesamiento y resultados de registros de presión

A.1. Anexos Capítulo 5: Observaciones de APGs del proyecto Chile-PEPPER, terremoto de Maule del 2010, $M_w = 8.8$

A continuación se presentan los datos de APGs asociados al proyecto Chile-PEPPER, parte de su procesamiento, así como también los parámetros involucrados en este análisis.

A.1.1. Figuras



presión se encuentran en mH_2O y el tiempo es en días desde el 10 de mayo del 2012 (comienzo del experimento). El código de la estacióne está indicado en la parte superior de cada figura. Figura A.1: Series de tiempo decimadas APGs. Se muestran las trazas con los datos obtenidos en cada APG luego de la decimación. Las unidades de



Figura A.2: Modos temporales de la descomposición SVD de registros de APGs. En cada panel se adjuntan los modos espaciales de la descomposición SVD de los datos de presión. El orden de los modos 1^{ero}, 2^{do} y 3^{ero} es descendente dependiendo del valor propio asociado a cada modo (varianza).



Figura A.3: Modos espaciales y espectro de valores singulares de la descomposición SVD de registros de APGs. En el panel superior de la izquierda se muestra el espectro de valores singulares de las tres componentes principales. En los siguientes paneles se grafican mapas con los modos espaciales asociados a cada componente principal.



Figura A.4: Ejemplos de registros de APG en la zona de subducción de Cascadia. Se muestran las series de tiempo medidas en dos sitios, indicados en la parte superior de cada figura, durante los años 1 y 3 de la iniciativa (izquierda y derecha respectivamente).

A.2. Anexos Capítulo 6: Observaciones de APGs del proyecto CERS, terremoto de Maule del 2010, Mw = 8.8

A.2.1. Tablas

Sitio	Latitud (°)	Longitud (°)	Nominal depth (m)
bpr001 (T_1)	-35.44	-73.57	2550
vsm001 (T_2)	-34.46	-72.73	1475
M_1	-34.43	-73.46	5275
M_2	-34.54	-73.30	3950

Tabla A.1: Coordenadas de las estaciones del Proyecto CERS: Código, ubicación (latitud, longitud) y profundidad de los sitios de la red de Geodesia marina (sensores APGs) en el experimento CERS.

				-											-			
Confidence Intervals (95%)	0.096	0.262	0.219	0.324	0.433	0.702	0.916	2.050	1.773	2.443	3.317	3.615	4.791	12.498	12.923	4.176	6.590	8.746
Phase lag [days]	67.915	87.926	42.961	358.731	39.087	39.502	80.676	16.449	332.893	41.829	13.752	19.429	19.227	110.377	311.764	69.133	130.224	345.119
Confidence Intervals (95 %)	0.076	0.075	0.062	0.060	0.076	0.062	0.077	0.075	0.062	0.076	0.075	0.062	0.075	0.187	0.187	0.061	0.061	0.075
Amplitude[hPa]	44.385	16.407	16.251	10.919	9.715	4.920	4.599	2.095	1.954	1.765	1.287	0.972	0.891	0.862	0.851	0.830	0.532	0.482
Period [hr]	12.421	12.000	23.934	25.819	12.658	24.066	11.967	12.872	26.868	12.626	12.905	24.833	12.192	327.859	4382.906	23.098	22.306	13.127
Constituent	M_2	S_2	K_1	O_1	N_2	P_1	K_2	MU_2	Q_1	ν_2	2''N2	NO_1	L_2	M_f	S_{sa}	J_1	00_1	ϵ_2

les and	
mplitue	
nated A	
i). Estir	
r001(T	4 and 6
ation b _l	columns
ns) at st	wed in a
¹ colum	ls displa
$(1^{\rm st} 2^{\rm nd})$	interva
periods	nfidence
spective	95~%~co
their re	onding
nes and	corresp
ient nan	and the
Constitu	olumns
ation.	nd 5 th c
t estim	$_{ m 1e}~3^{ m rd}~{ m a}$
stituen	wn in tl
2: Cont	are sho
bla A.	ase lags
Ta	ph

Confidence	Intervals (95%)	0.083	0.230	0.208	0.316	0.391	0.709	0.817	1.768	1.761	2.054	3.005	3.573	9.470	3.936	4.833	11.791	6.201	7.875	
Phase lag [days]		65.977	86.856	42.676	357.996	36.310	39.343	79.193	13.960	332.129	38.877	8.416	20.134	105.127	68.771	15.909	311.295	127.870	344.254	
Confidence	Intervals (95%)	0.065	0.067	0.058	0.059	0.065	0.059	0.064	0.067	0.061	0.065	0.066	0.059	0.154	0.059	0.066	0.152	0.059	0.065	
Amplitude[hPa]		44.737	16.202	16.111	10.779	9.654	4.905	4.643	2.120	1.902	1.823	1.276	0.945	0.942	0.855	0.781	0.759	0.551	0.482	
Period [hr]		12.421	12.000	23.934	25.819	12.658	24.066	11.967	12.872	26.868	12.626	12.905	24.833	327.859	23.098	12.192	4382.906	22.306	13.127	
Constituent		M_2	S_2	K_1	O_1	N_2	P_1	K_2	MU_2	Q_1	$ \mathcal{V}_2 $	2''N2	NO_1	M_f	J_1	L_2	S_{sa}	OO_1	ϵ_2	

Tabla A.3: Constituent estimation. Constituent names and their respective periods (1^{st} and 2^{nd} columns) at station vsm001(T_2). Estimated Amplitudes and phase lags are shown in the 3^{rd} and 5^{th} columns and the corresponding 95% confidence intervals displayed in columns 4 and 6.

Instrumental Drift Parameters									
Site	A_1 [hPa]	$A_2 \left(rac{\mathrm{hPa}}{\mathrm{day}} / rac{\mathrm{hPa}}{\mathrm{year}} ight)$	$A_3 \left(rac{\mathrm{hPa}}{\mathrm{day}} / rac{\mathrm{hPa}}{\mathrm{year}} ight)$	A_4 [dbar]					
BPR001	-8.619	0.041 / 14.76	-0.029 / -10.512	2647.083					
2-σ	± 0.19	\pm 0.0013 / 0.49	$\pm \ 0.0002 \ / \ 0.09$	± 0.19					
VSM001	-9.004	$0.013 \ / \ 4.62$	$-0.046 \ / \ -16.437$	1510.096					
2-σ	± 0.20	$\pm \ 0.0005 \ / \ 0.17$	\pm 0.0007 / 0.24	± 0.23					

Tabla A.4: Estimated values for instrumenta drift model parameters $(A_1, A_2, A_3 \neq A_4)$. For each site 95%(2- σ) confidence intervals are shown.

Agency	M_w	Lon	Lat	Depth [km]	Fault Plane Solution (strike,dip,rake)			
					Preferred	Complementary		
GCMT	6.0	-73.440	-35.560	12.0	(28, 16, 112)	(185,75,84)		
NEIC	6.0	-73.385	-35.387	29.9	Х	Х		
CSN	6.0	-73.423	-35.364	27.8	Х	Х		

Tabla A.5: Magnitude, location and focal mechanism, if available, for the Cobquecura 28th March, 2010 seismic event. Source characteristics according to different agencies are shown

Agency	M_w	Lon	Lat	Depth [km]	Fault Plane (strike,dip,ra	Solution ake)
					Preferred	Auxiliary
GCMT	6.6	-73.610	-35.670	12.0	(25, 17, 105)	(189,74,86)
NEIC	6.7	-73.834	-35.380	21.0	Х	Х
CSN	6.3	-73.735	-35.460	21.5	Х	Х

Tabla A.6: Magnitude, location and focal mechanism, if available, for the Constitucion 14th February, 2011 seismic event. Source characteristics according to different agencies are shown

Event	MAP model			Confidence Intervals (95%)		
	Lon (x_s) °W	Lat (y_s) °S	Depth (z_s)			
Cobquecura	73.69	35.45	10.16	[-74.0, -73.4]	[-35.7, -35.2]	[7.5, 20.5]
Constitucion	73.58	35.38	22.79	[-73.8, -73.6]	[-35.5, -35.3]	[9.0, 27.4]

Tabla A.7: Maximum Likelihood (MAP) solutions and confidence intervals (95%) determined from the marginal a posteriori distributions are shown. This confidence intervals enclose a 95% of the area of the distribution and thus is likely that the true model lies inside the intervals.

A.2.2. Figuras



Figura A.5: *Raw data* de registros APGs. Las estaciones $bpr001(T_1)$ y vsm $001(T_2)$ se muestran en rojo (panel inferior) y azul claro (panel superior) respectivamente. Amplitud de la señal en [hPa] y duración del registro desde la fecha de instalación en 2010 hasta la fecha de recuperación en 2011.



Figura A.6: Predicción de marea mediante registros de presión. Los constituyentes de marea han sido estimados por minimización de norma L_1 con el software de MATLAB UTide. Panel de arriba: Predicción en estación bpr $001(T_1)$. Panel de abajo: Predicción de vsm $001(T_2)$.


Figura A.7: . Detided pressure time series are shown along with initial models (segmented black line) used for instrumental drift estimation. Top: Station $bpr001(T_1)$ detided pressure records. Bottom: Station $vsm(T_2)$ detided pressure records.



Figura A.8: Espectro de amplitud de Fourier de registros de APG. Las estaciones bpr $001(T_1)$ y vsm $001(T_2)$ se muestran en rojo y azul claro respectivamente. En el panel de arriba se observan los peaks de los armónicos diurnos y semi-diurnos mientras que en el panel de abajo se muestran los constituyentes de marea de período corto (> 1h).



Figura A.9: Fourier spectrum amplitude for pressure records. The amplitude at each frequency is shown in red and light blue at sites $bpr001(T_1)$ and $vsm001(T_2)$ respectively. Sumperimposed in solid black line is shown the fourier spectra of detided records (Fig. A.7), power at diurnal and semidiurnal periods is noticeably reduced.



Figura A.10: Salinity profile as function of pressure at CTD sites M2 and T2



Figura A.11: Temperature profile as function of pressure at CTD sites M2 and T2



Figura A.12: Surface vertical static displacements. Vertical displacements along a E-W profile crossing the source centroid, which have been computed for different source mechanisms and medium elastic properties (a) dip, (b) Young's modulus E, (c) Poisson ratio ν and (d) source depth. The source has been modelled as a dislocation ith uniform slip embeded in an elastic, isotropic, homogeneous halfspace.



Figura A.13: Coseismic surface displacements following the 28^{th} March 2010, $M_w = 6.0$ Cobquecura event. Surface vertical static displacements are shown together with the trench axis (black dash-dotted line) and plate interface iso-depths contours (gray dashed line). Filled stars represent the epicenter as reported by different agencies, GCMT(red), NEIC(yellow), CSN(cyan) and the filled yellow circle shows bpr001 location. Surface displacement contours are indicated with solid black lines and the colorbar indicates the amplitude of vertical displacements.



Figura A.14: Coseismic surface following the 14^{th} February 2011, $M_w = 6.3$ Constitucion event. Surface vertical displacements are shown together with the trench axis (black dash-dotted line) and plate interface iso-depth contours (gray dashed line). Filled stars represent the epicenter as reported by different agencies, CSN(red), NEIC(yellow), CSN(cyan) and the filled yellow circle shows bpr001 location. Surface displacement contours are indicated with solid black lines and the colorbar indicates the amplitude of vertical displacements. A.3. Anexos Capítulo 7: Observaciones del terremoto de Sanriku-Oki 2011, $M_w = 7.3$, Japón.

A.3.1. Figuras



Figura A.15: Espectro de valores singulares para la descomposición SVD (*Singular Value Decomposition*), Sanriku-oki 2011. Se muestran los valores singulares de la descomposición SVD, normalizados por el máximo de ellos.

	$\Delta u_{co} \ (\mathrm{cm})$	Conf. Interval (95%) (cm)	$\Delta u_{afterslip}$ (cm)	Conf. Interval (95%) (cm)
P02	-11.45	0.06	1.42	0.14
P03	-3.88	0.06	2.08	0.14
P06	-16.77	0.06	1.23	0.14
P07	-2.82	0.06	2.49	0.14
P08	-2.03	0.06	2.01	0.14
P09	7.66	0.06	4.61	0.14
GJT3	-0.92	0.06	3.44	0.14
TJT1	0.89	0.06	-0.57	0.14

A.3.2. Tablas

Tabla A.8: Estimaciones del desplazamiento cosísmico (Δu_{co}) y afterslip ($\Delta u_{afterslip}$) Sanrikuoki 2011, $M_w = 7.3$. En la segunda y tercera columna se muestran los desplazamientos cosísmicos estimados y sus respectivos intervalos de confianza, del mismo modo, en las columnas 3 y 4 se indica la estimación de afterslip en cada estación.

Apéndice B

Métodos inversos: mínimos cuadrados

B.1. Introducción

Con el fin de mantener un vocabulario claro y homogéneo, en las definiciones utilizadas en el cuerpo principal de este trabajo, se introducen algunos elementos y resultados básicos de la teoría de métodos inversos. Un tratamiento más general y detallado puede encontrarse en textos como: Aster et al. (2011); Menke (2012); Tarantola (2005). El modo en que se presenta la teoría está basado precisamente en las referencias antemencionadas.

B.2. Problema inverso lineal

Se dice que el problema inverso es lineal cuando puede plantearse como el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} \tag{B.2.0.1}$$

En donde **d** y **m** son el vector de observaciones (datos) y de parámetros del problema respectivamente. La matriz **G** corresponde a la matriz de diseño, kernel o función de Green del problema. La mayoría de las veces este sistema es sobredeterminado (m > n) y/o inconsistente, por lo que para estimar **m** se utiliza un criterio basado en el error de ajuste, el cual se define a continuación.

Definición B.1 *Error de ajuste.* Sea \mathbf{d}^{obs} las observaciones obtenidas luego de realizar un proceso de medición. Sea $\mathbf{d}^{pred} \in \mathcal{D}$ un set de observaciones predichas por un modelo cualquiera $\mathbf{m} \in \mathcal{M}$. El vector error de ajuste asociado al modelo \mathbf{m} se define como el vector:

$$\mathbf{e}(\mathbf{m}) = \mathbf{d}^{obs} - \mathbf{d}^{pred} \tag{B.2.0.2a}$$

$$\mathbf{e}(\mathbf{m}) = \mathbf{d}^{obs} - \mathbf{G}\mathbf{m} \tag{B.2.0.2b}$$

B.2.1. Mínimos cuadrados simples

Usando esta definición diremos que la solución de mínimos cuadrados simples \mathbf{m}_{lsq} es aquella que minimiza la norma \mathbb{L}_2 del vector error de ajuste. A este funcional, elevado al cuadrado, lo denominamos error o *misfit* y se denota por $E(\mathbf{m})$. La solución de mínimos cuadrados es equivalente a resolver el sistema de *ecuaciones normales*:

$$\mathbf{G}^{\mathsf{T}}\mathbf{G}\mathbf{m} = \mathbf{G}^{\mathsf{T}}\mathbf{d} \tag{B.2.1.1}$$

Cuya solución es:

$$\mathbf{m}_{lsq} = (\mathbf{G}^{\mathsf{T}}\mathbf{G})^{-1}\mathbf{G}^{\mathsf{T}}\mathbf{d}^{obs} \tag{B.2.1.2}$$

La solución de mínimos cuadrados simples existe siempre y cuando $(\mathbf{G}^{\dagger}\mathbf{G})$ sea invertible.

B.2.2. Mínimos cuadrados con pesos

Un problema importante que nos puede interesar resolver es el de mínimos cuadrados utilizando pesos distintos para cada una de las observaciones. Es común pesar las observaciones de acuerdo a su calidad y las posibles correlaciones que entre ellas existen. Esto se hace por medio de la matriz de covarianza de las observaciones C_d . En este caso se quiere resolver:

$$WGm = Wd$$
(B.2.2.1a)

$$\tilde{\mathbf{G}}\mathbf{m} = \tilde{\mathbf{d}}$$
 (B.2.2.1b)

Donde $\mathbf{W} \in \mathcal{M}_{mm}(\mathbb{R})$ es una matriz cuadrada que representa los pesos que se introducen en el problema. En este caso la solución de mínimos cuadrados a B.2.2.1a) está dada por:

$$\mathbf{m}_{lsq} = (\tilde{\mathbf{G}}^{\mathsf{T}} \tilde{\mathbf{G}})^{-1} \tilde{\mathbf{G}}^{\mathsf{T}} \tilde{\mathbf{d}}^{obs}$$
(B.2.2.2)

Si **W** es tal que $\mathbf{W}^{\intercal}\mathbf{W} = \mathbf{C}_{d}^{-1}$, la solución del problema de mínimos cuadrados es de máxima verosimilitud. Con esta elección se pesa las observaciones de acuerdo a como se distribuye su error, y se obtiene que el *misfit* queda definido como:

$$E(\mathbf{m}) = ||\mathbf{\hat{d}} - \mathbf{\hat{G}m}||_2^2 \tag{B.2.2.3a}$$

$$E(\mathbf{m}) = (\tilde{\mathbf{d}} - \tilde{G}\mathbf{m})^{\mathsf{T}} \cdot (\tilde{\mathbf{d}} - \tilde{G}\mathbf{m})$$
(B.2.2.3b)

$$E(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m})^{\mathsf{T}} \cdot \mathbf{C}_{\mathrm{d}}^{-1} \cdot (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m})$$
(B.2.2.3c)

Es importante destacar que al minimizar la norma \mathbb{L}_2 del *misfit* hemos hecho, implícitamente, una conjetura sobre la distribución de probabilidad que siguen las observaciones (ver por ej. Menke, 2012; Tarantola, 2005). Específicamente se ha impuesto que los datos se distribuyen normal, siendo \mathbf{d}^{obs} la media de la distribución, es decir :

$$\mathbf{d} \sim \mathcal{N}(\mathbf{d}^{obs}, \mathbf{C}_{\mathrm{d}}) \tag{B.2.2.4}$$

dónde C_d es la matriz de covarianza de las observaciones. Los parámetros estimados **m** se obtienen a partir de una combinación o transformación lineal de las observaciones,

$$\mathbf{m}_{lsq} = \underbrace{(\mathbf{G}^{\mathsf{T}} \mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1} \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^{\mathsf{T}} \mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1}}_{\mathbf{M}} \mathbf{d} = \mathbf{M} \mathbf{d}$$
(B.2.2.5)

luego, como **d** tiene errores que siguen una distribución normal multivariada con media nula, y matriz de covarianza C_d , se tienen que **m** también se distribuye como una normal multivariada cuyo valor esperado es \mathbf{m}_{lsq} y con matriz de covarianza :

$$\mathbf{C}_m = \mathbf{M}\mathbf{C}_{\mathrm{d}}\mathbf{M}^{\mathsf{T}} \tag{B.2.2.6a}$$

$$= (\mathbf{G}^{\mathsf{T}} \mathbf{C}_{\mathrm{d}}^{-1} \mathbf{G})^{-1}$$
(B.2.2.6b)

Para no sobrecargar la notación, a menos que se indique explícitamente, se dará por entendido que el problema a resolver es el de mínimos cuadrados con pesos. Por tanto, todas las tildes serán omitidas en lo que sigue. Además notaremos que $E(\mathbf{m})$ a veces también se denotará χ^2 porque es esta precisamente la distribución que sigue si es que las observaciones se distribuyen como una normal, tal como se ha asumido.

B.2.3. Información a priori

Cuando B.2.0.1 es un problema subdeterminado o mal condicionado, el problema de estimación de parámetros puede resolverse incluyendo información a priori. Diremos que el problema está mal condicionado si:

$$\operatorname{cond}(\mathbf{G}) = \frac{\lambda_{max}}{\lambda_{min}} \gg 1$$

 λ_{max} y λ_{min} son el máximo y mínimo de los valores propios de la matriz **G** respectivamente.

Una forma de incluir información a priori consiste en asumir que la solución es simple, simpleza que se determina en función de un operador de medida de "longitud" $L(\mathbf{m})$. Se puede mostrar que para problemas levemente indeterminados o mal condicionados, una manera aproximada de resolver B.2.0.1 consiste en minimizar el funcional:

$$\phi(\mathbf{m}) = E(\mathbf{m}) + \varepsilon^2 L(\mathbf{m})$$

El parámetro ε es una constante de amortiguamiento que debe ser escogida cuidadosamente. A este método se le denomina mínimos cuadrados con amortiguamiento.

Otra forma de incorporar información a priori consiste en imponer una restricción que se satisface de manera estricta. Algunas restricciones se pueden plantear como un sistema lineal, de modo que el problema a resolver queda planteado como:

$$\begin{array}{ll}
\operatorname{Min}_{\mathbf{m}} & ||\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}||_{2} \\
\text{s.a.} & \mathbf{H}\mathbf{m} = \mathbf{h}_{2}
\end{array}$$
(B.2.3.1)

Este es un problema de optimalidad con restricciones que puede resolverse de manera directa utilizando multiplicadores de Lagrange. De modo que B.2.3.1 es equivalente al problema:

$$\underset{\mathbf{m},\boldsymbol{\lambda}}{\min} \phi(\mathbf{m}) = E(\mathbf{m}) + \sum_{i=1}^{l} \lambda_i R_i$$
(B.2.3.2)

 R_i corresponden a las restricciones de la forma $R_i = 0$, de las cuáles existen l, y λ_i son los respectivos multiplicadores de Lagrange. De este modo, en el mínimo, se satisface:

$$\frac{\partial \phi(\mathbf{m})}{\partial m_q} = 0 \tag{B.2.3.3}$$

En notación tensorial:

$$\phi(\mathbf{m}) = (G_{ij}m_j - d_i)(G_{ik}m_k - d_i) + \lambda_i(H_{ij}m_j - h_i)$$

$$\Rightarrow \phi(\mathbf{m}) = G_{ij}G_{ik}m_jm_k - 2G_{ij}m_jd_i + d_i^2 + \lambda_i(H_{ij}m_j - h_i)$$

Utilizando el criterio de optimalidad B.2.3.3 se tiene:

$$\Rightarrow G_{ij}G_{ik}\delta_{jq}m_k + G_{ij}G_{ik}m_j\delta_{kq} - 2G_{ij}\delta_{jq}d_i + \lambda_i H_{ij}\delta_{jq} = 0$$

$$\Rightarrow 2G_{ij}G_{ik}m_j - 2G_{ij}d_i + \lambda_i H_{ij} = 0$$

Si se escoje $2\lambda^* = \lambda$, entonces lo anterior puede reescribirse:

$$\mathbf{G}^{\intercal}\mathbf{G} + \mathbf{H}^{\intercal}\boldsymbol{\lambda} = \mathbf{0}$$

De este modo si agregamos la restricción B.2.3.1 el sistema que se debe resolver es:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{G}^{\mathsf{T}}\mathbf{G} & \mathbf{H}^{\mathsf{T}} \\ \mathbf{H} & \mathbf{0} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{m} \\ \boldsymbol{\lambda}^* \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{G}^{\mathsf{T}}\mathbf{d} \\ \mathbf{h}_o \end{pmatrix}$$
(B.2.3.4)

B.3. Problema inverso no lineal

El problema inverso no lineal consiste en encontrar el modelo que minimice la función objetivo :

$$\phi(\mathbf{m}) = ||\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}||_2^2 \tag{B.3.0.1}$$

Donde $\mathbf{g}(\mathbf{m})$ es la predicción del modelo como una función no lineal de los parámetros del problema. La minimización de esta función objetivo puede resolverse, por ejemplo, de manera iterativa utilizando, por ejemplo, los métodos de Gauss-Newton, Levenberg-Marquardt, *Grid-Search*, o por metodologías Bayesianas de inversión. En este trabajo se utiliza el método de Levenberg-Marquardt debido a que es un algoritmo poco costoso en términos de tiempo de computo y robusto en convergencia para problemas no lineales pequeños (Aster et al., 2011).

B.4. Enfoque Bayesiano del problema inverso

El enfoque Bayesiano para el problema inverso consiste en hacer uso de la teoría de probabilidades para caracterizar la solución de este último. Esta teoría es elegante pues además de general -permite resolución de problemas no-lineales con el mismo formalismo- es también simple. Lo anterior en el sentido de que permite incorporar de manera natural la incerteza e información *a priori* sobre los parámetros observables y del modelo.

En la filosofía Bayesiana la solución del problema inverso no consiste en la estimación de un único set de parámetros o modelo **m**, el cual se ha seleccionado o preferido sobre otros en función de alguna medida de simpleza. En este caso, se asume que existe una familia de modelos posibles que pueden caracterizarse mediante una función de distribución de probabilidad. En consecuencia el objetivo final o solución bajo el punto de vista Bayesiano consiste en la estimación de tal distribución. La exposición de esta teoría precisa de la introducción y desarrollo de numerosos conceptos y vocabulario técnico, razón por la que esta sección se limita a presentar los resultados más importantes.

B.4.1. Distribución a posteriori de los parámetros del modelo

La solución del problema inverso se caracteriza en función de lo que se denomina la distribución *a posteriori* de los parámetros del modelo y que se denotará $\sigma(\mathbf{m})$. Para su obtención es necesario conocer las distribuciones *a priori* adecuadas para describir tanto al modelo físico como a parámetros y observaciones. Las distribuciones *a priori* especifican el estado de información que se posee previo a la inversión; para las observaciones y parámetros estas se denotarán $\rho_D(\mathbf{d})$ y $\rho_M(\mathbf{m})$ respectivamente. Dada la naturaleza de una función distribución de probabilidad (fdp) se empleará en lo sucesivo, ν para simbolizar constantes de normalización.

De acuerdo a Tarantola and Valette (1982) se pude escribir:

$$\sigma(\mathbf{m}) = \nu \cdot \rho_M(\mathbf{m}) \mathcal{L}(\mathbf{m}) \tag{B.4.1.1}$$

En la notación $\mathcal{L}(\mathbf{m})$ es una función de verosímilitud, es decir, una medida de que tan bien el modelo \mathbf{m} puede explicar las observaciones. Su forma más general:

$$\mathcal{L}(\mathbf{m}) = \int_{D} \mathrm{d}\mathbf{d} \frac{\rho_{D}(\mathbf{d})\theta(\mathbf{d}|\mathbf{m})}{\mu_{D}(\mathbf{d})}$$
(B.4.1.2)

Donde $\theta(\mathbf{d}|\mathbf{m})$ es la densidad de probabilidad que representa la correlación física entre modelo y observaciones y se usa para incorporar las incertezas del modelo físico. En el caso de una teoría perfecta $\theta(\mathbf{d}|\mathbf{m}) = \delta(\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d})$. Por último, $\mu_D(\mathbf{d})$ es la fdp que caracteriza la distribución homogénea sobre el espacio de observaciones, en general, cuando se hable de *fdps* se reserva la notación μ_A para la homogénea sobre el espacio vectorial A.

Un supuesto razonable consiste en suponer que los datos se distribuyen normal en torno a lo que efectivamente se ha observado, es decir, la fdp a priori de las observaciones satisface:

$$\rho_D(\mathbf{d}) = \nu \cdot \exp\left(-\frac{1}{2}(\mathbf{d} - \mathbf{d_{obs}})^{\mathsf{T}} \cdot \mathbf{C}_{\mathrm{d}}^{-1} \cdot (\mathbf{d} - \mathbf{d_{obs}})\right)$$
(B.4.1.3)

Por otro lado, si se utiliza el supuesto de que la teoría es imperfecta, de modo tal que las

observaciones se distribuyen normales en torno a sus predicciones, se puede escribir:

$$\theta(\mathbf{d}|\mathbf{m}) = \nu \cdot \exp\left(-\frac{1}{2}(\mathbf{d} - \mathbf{g}(\mathbf{m}))^{\mathsf{T}} \cdot \mathbf{C}_T^{-1} \cdot (\mathbf{d} - \mathbf{g}(\mathbf{m}))\right)$$
(B.4.1.4)

Si se escogen estas dos distribuciones (ecs. B.4.1.4 y B.4.1.3), y sus respectivos supuestos, se puede demostrar:

$$\mathcal{L}(\mathbf{m}|\mathbf{d}) = \nu \cdot \exp\left(-\frac{1}{2}(\mathbf{d}_{\mathbf{obs}} - \mathbf{g}(\mathbf{m}))^{\mathsf{T}} \cdot \mathbf{C}_{\chi}^{-1} \cdot (\mathbf{d}_{\mathbf{obs}} - \mathbf{g}(\mathbf{m}))\right)$$
(B.4.1.5)

Donde $C_{\chi} = C_{\rm d} + C_T$, es la matriz de covarianza que considera tanto incertezas en las observaciones como en la teoría física. Puede notarse, en este caso particular, que otra forma de escribir B.4.1.1 es:

$$\sigma(\mathbf{m}) = \nu \cdot \rho_M(\mathbf{m}) \exp(-\frac{1}{2}E(\mathbf{m}))$$
(B.4.1.6)

El modelo \mathbf{m}_{map} que maximiza la verosímilitud (*maximum a posteriori* o *maximum likely-hood*) es aquel que minimiza el *misfit*. Finalmente una forma útil de obtener información sobre parámetros individuales consiste en obtener *fdps* marginales. En un caso 2D por ejemplo:

$$\sigma(m_1) = \int_{m_2} \sigma(m_1, m_2) \mathrm{d}m_2$$
 (B.4.1.7)

Con cada distribución es posible además construir intervalos de confianza, más generalmente es posible estimar una matriz de covarianza *a posteriori*:

$$\mathbf{C}_{M} = \int_{M} (\mathbf{m} - \langle \mathbf{m} \rangle) (\mathbf{m} - \langle \mathbf{m} \rangle)^{\mathsf{T}} \sigma(\mathbf{m}) \mathrm{d}\mathbf{m}$$
(B.4.1.8)

En la notación $\langle \mathbf{m} \rangle$ es la media de la distribución *a posteriori* $\sigma(\mathbf{m})$.

Apéndice C

El tensor de momento sísmico

El tensor de momento sísmico, formulación ampliamente utilizada en la sismología, es un formalismo que permite representar cuantitativamente y de manera sencilla distintos tipos de fuentes sísmicas. Una fuente sísmica se dice *interna* (*indigenous source*) si es que la fuerza y momento neto asociadas a ella son nulos (Udias et al., 2014), un ejemplo común lo constituyen los terremotos en fallas corticales. En caso contrario, una fuente se dice *externa* y entre ellas se pueden mencionar explosiones nucleares u otras de tipo antropogénica.

El concepto del tensor de momento sísmico fue introducido por primera vez por Gilbert (1970) en el contexto del estudio de los modos normales terrestres y fue desarrollado más a fondo por Backus and Mulcahy (1976a), y Backus and Mulcahy (1976b), quienes demostraron que el tensor de momento sísmico, M_{ij} , puede entenderse como el momento de primer orden de una expansión multipolar de la fuente. Es también una representación de las *fuerzas*, que aplicadas en la región focal, producen desplazamientos idénticos a la fuente sísmica, motivo por el cual, se les denomina *fuerzas equivalentes*.

En este apéndice se explica el concepto del tensor de momento sísmico, apoyándose en mayor parte en referencias clásicas como Aki and Richards (2002) y Jost and Herrmann (1989).

C.1. Teoría de elasticidad infinitesimal lineal

C.1.1. Ecuación de Movimiento

Supongamos sobre un volumen de sólido (\mathcal{V}) delimitado por una superficie S, actúan fuerzas de cuerpo f_i . El balance de momentum sobre \mathcal{V} permite escribir la ecuación integral de movimiento para dicho sólido. Utilizando el Teorema de transporte de Reynolds y el Teorema de la Divergencia (Gauss) se obtiene para pequeñas deformaciones la ecuación de movimiento:

$$\rho \ddot{u}_i = f_i + \sigma_{ij,j} \tag{C.1.1.1}$$

donde u_i corresponde a la i-ésima componente del desplzamiento, ρ es la densidad del medio y σ_{ij} son las componentes del tensor de esfuerzos. La notación \cdot, j corresponde a la derivada parcial con respecto a la componente j-ésima. Se utiliza la notación de Einstein en la que índices repetidos indican una suma sobre tales componentes.

C.1.2. Ley de Hooke generalizada

Definición C.1 Tensor de Rigidez: Para describir la deformación en sólidos es necesaria una relación entre los esfuerzos, σ_{ij} , y deformaciones, ε_{pq} . Suele llamarse a estas relaciones las ecuaciones constitutivas, para el caso de un sólido elástico estas se conocen como la Ley de Hooke generalizada. La relación se hace a través de un tensor de 4^{to} orden llamado tensor de rigidez c_{ijpq} . Se satisface :

$$\sigma_{ij} = c_{ijpq} \varepsilon_{pq} \tag{C.1.2.1}$$

Debido a la simetría de σ_{ij} y ϵ_{ij} se obtiene que $c_{ijpq} = c_{jipq}$ y $c_{ijpq} = c_{ijqp}$. Argumentos termodinámicos (Aki and Richards, 2002) permiten concluir que $c_{ijpq} = c_{pqij}$.

C.2. Teorema de Representación

Definición C.2 La función o tensor de Green se define como la respuesta del sistema (sólido deformable) ante la aplicación de una fuerza puntual e impulsiva. La i-ésima componente del tensor se denota $G_{in}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\xi}, \tau)$, donde la aplicación de la fuerza $\mathbf{f} = \delta(\mathbf{x} - \boldsymbol{\xi})\delta(\mathbf{t} - \boldsymbol{\tau})$ es puntual en $\mathbf{x} = \boldsymbol{\xi}$, e impulsiva en el instante $t = \tau$. Esta fuerza es orientada en la dirección n-ésima de un sistema de coordenadas cartesiano n = (1, 2, 3). De manera más precisa:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} G_{in} = \sigma_{ij,j} + f_i$$

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} G_{in} = \frac{\partial}{\partial x_j} (c_{ijpq} \frac{\partial G_{pn}}{\partial x_q}) + \delta_{in} \delta(\mathbf{x} - \boldsymbol{\xi}) \delta(t - \tau)$$
(C.2.0.1)

La función de Green $G_{in}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\xi}, \tau)$ depende por tanto de las condiciones de borde sobre S y de las propiedades del medio (c_{ijpq}) .

Teorema C.3 Teorema de representación

Se quiere representar el campo de desplazamientos $\mathbf{u}(\mathbf{x},t)$ resultante de la aplicación de un sistema de fuerzas $f(\boldsymbol{\xi},t)$. Estas se aplican en el volumen \mathcal{V} , cuyo borde S satisface alguna condición de borde. Se puede escribir (Aki and Richards, 2002):

$$u_{n}(\mathbf{x},t) = \int_{-\infty}^{\infty} \mathrm{d}\tau \iiint_{\mathcal{V}} f_{i}(\boldsymbol{\xi},\tau) G_{ni}(\mathbf{x},t-\tau;\boldsymbol{\xi},0) \mathrm{d}\mathcal{V}(\boldsymbol{\xi}) + \int_{-\infty}^{\infty} \mathrm{d}\tau \iiint_{S} G_{ni}(\mathbf{x},t-\tau;\boldsymbol{\xi},0) \mathbf{T}_{i}(\mathbf{u},\hat{\mathbf{n}}) \mathrm{d}\mathcal{S}(\boldsymbol{\xi})$$
(C.2.0.2)
$$- \int_{-\infty}^{\infty} \mathrm{d}\tau \iiint_{S} u_{i}(\boldsymbol{\xi},\tau) c_{ijkl} n_{j} G_{nk,l}(\mathbf{x},t-\tau;\boldsymbol{\xi},0) \mathrm{d}\mathcal{S}(\boldsymbol{\xi})$$

Lo interesante del teorema es que dada la función de Green adecuada, se puede caracterizar en cada punto del volumen \mathcal{V} la evolución temporal del desplazamiento $\mathbf{u}(\boldsymbol{x}, t)$. En la ecuación anterior $\hat{\mathbf{n}}$ es la normal externa a la superficie \mathcal{S} y el vector \mathbf{T} corresponde a las tracciones que actúan sobre dicha superficie.

C.2.1. Teorema de representación de fuentes sísmicas

Esta es una versión particular del teorema de representación (eq. C.2.0.2). Supongamos que se quiere conocer los desplazamientos sobre S producto de una fuente sísmica al interior del medio (con volumen \mathcal{V}). La fuente sísmica está restringida a la *Región Focal* definida por el volumen V_o , en cuyo borde Σ hay una discontinuidad de esfuerzos o desplazamientos. El teorema de representación puede escribirsej en este caso (Udias et al., 2014):

$$u_{n}(\mathbf{x},t) = \int_{-\infty}^{\infty} \mathrm{d}\tau \iiint_{V_{o}} f_{i}G_{ni}\mathrm{d}\mathcal{V}(\boldsymbol{\eta}) + \int_{-\infty}^{\infty} \mathrm{d}\tau \iiint_{\Sigma} (G_{ni}\mathbf{T}_{i} - u_{i}c_{ijkl}n_{j}G_{nk,l})\mathrm{d}\Sigma(\boldsymbol{\xi}) + \int_{-\infty}^{\infty} \mathrm{d}\tau \iiint_{S} (G_{ni}\mathbf{T}_{i} - u_{i}c_{ijkl}\nu_{j}G_{nk,l})\mathrm{d}S(\boldsymbol{\xi})$$
(C.2.1.1)

Aquí $\hat{\mathbf{n}}$ es la normal a $\Sigma \neq \hat{\nu}$ la normal a S. Un conjunto importante de terremotos ocurren por deslizamiento sobre superficies que denominamos fallas, las que pueden modelarse colapsando la región focal a dos superficies adyacentes de forma que el volumen V_o que queda encerrado es despreciable. El desplazamiento entre ambos lados de Σ se impone como una discontinuidad de desplazamiento o *dislocación*. Esto se escribe :

$$\Delta \mathbf{u} = \mathbf{u}|_{\Sigma^+} - \mathbf{u}|_{\Sigma^-}$$

De este modo el teorema de representación puede escribirse finalmente como :

$$u_{n}(\mathbf{x},t) = \int_{-\infty}^{\infty} \mathrm{d}\tau \iiint_{V_{o}} f_{i}G_{ni}\mathrm{d}\mathcal{V}(\boldsymbol{\eta}) + \int_{-\infty}^{\infty} \mathrm{d}\tau \iiint_{\Sigma} \Delta u_{i}c_{ijkl}n_{j}G_{nk,l}\mathrm{d}\Sigma(\boldsymbol{\xi}) + \int_{-\infty}^{\infty} \mathrm{d}\tau \iint_{\Sigma} G_{ni}\Delta T_{i}\mathrm{d}\Sigma(\boldsymbol{\xi})$$
(C.2.1.2)

Para aplicaciones prácticas la fuente se representa -dependiendo de como quiera modelarsecon sólo un término de los tres que aparecen al lado derecho de la igualdad. El primer término corresponde a la representación de la fuente a través de fuerzas equivalentes, el segundo a la representación por medio de una *dislocación* elástica y el último vía discontinuidad del vector de tracciones \mathbf{T} .

C.3. Derivación del tensor de momento sísmico

C.3.1. Descripción por medio de dislocaciones

Adoptaremos en esta sección el supuesto de que la fuente sísmica puede representarse por medio de una dislocación $\Delta \mathbf{u}(\boldsymbol{\xi}, \tau)$. De acuerdo a C.2.1.2 :

$$u_n(\mathbf{x},t) = \int_{-\infty}^{\infty} \mathrm{d}\tau \iint_{\Sigma} \Delta u_i c_{ijpq} n_j G_{np,q} \mathrm{d}\Sigma(\boldsymbol{\xi})$$
(C.3.1.1)

En donde $\Delta \mathbf{u}S$ y $\Delta \mathbf{T}$, representan ñas discontinuidades en los desplazmientos y tracciones, respectivamente, actuando sobre la superficie de falla Σ . Se define el tensor de densidad de momento sísmico como:

$$m_{pq}(\boldsymbol{\xi},\tau) = \Delta u_i c_{ijpq} n_j \tag{C.3.1.2}$$

De este modo los desplazamientos calculados en $\hat{\mathbf{x}}$ quedan escritos como :

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \iint_{\Sigma} m_{pq} * G_{np,q} d\Sigma(\boldsymbol{\xi})$$
(C.3.1.3)

Donde el operador *, denota la convolución temporal entre dos funciones. Si se consideran longitudes de onda mucho mayores que las dimensiones de la fuente $\left(\frac{\omega R}{\alpha} \gg 1\right)$ y si la función de Green varía de forma suave, se puede escribir:

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \left(\iint_{\Sigma} m_{pq} \mathrm{d}\Sigma(\boldsymbol{\xi})\right) * G_{np,q}$$
(C.3.1.4)

De esta forma el tensor de momento sísmico queda definido como :

$$M_{pq} = \iint_{\Sigma} m_{pq} \mathrm{d}\Sigma(\boldsymbol{\xi}) \tag{C.3.1.5}$$

Por lo tanto los desplazamientos se pueden escribir como una combinación lineal de las funciones de Green y el tensor de momento sísmico:

$$u_n(\mathbf{x}, t) = M_{pq} * G_{np,q} \tag{C.3.1.6}$$

C.3.2. Descripción por medio de una distribución de fuerzas

Se adopta el supuesto de que la fuente puede representarse mediante una distribución de densidad de fuerzas de volumen f_k . Estas se dicen equivalentes pues son las fuerzas que producen desplazamientos "equivalentes" a los de la fuente. Sea V el volumen donde las fuerzas son distintas de cero o región focal, entonces :

$$u_n(\mathbf{x},t) = \int_{-\infty}^{\infty} \mathrm{d}\tau \int_V G_{nk} f_k \mathrm{d}V \qquad (C.3.2.1)$$

Si las funciones de Green son suaves $(G_{nk} \in \mathcal{C}^{\infty})$, entoces ellas admiten una expansión de Taylor (Jost and Herrmann, 1989) en torno al punto ξ , de modo que:

$$G_{nk}(\mathbf{x}, t-\tau, \mathbf{r}, 0) = \sum_{m=0}^{\infty} \frac{1}{m!} (r_{j1} - \xi_{j1}) \dots (r_{jm} - \xi_{jm}) \quad G_{nk, j_1 \dots j_m}(\mathbf{x}, t-\tau, \mathbf{r}, 0) \quad (C.3.2.2)$$

Usualmente el punto $\boldsymbol{\xi}$ se escoge como el centroide de la distribución de fuerzas. Se puede definir el tensor de momento sísmico de orden superior m (*expansión multipolar* del tensor) como :

$$M_{kj_1...j_m} = \int_V (r_{j1} - \xi_{j1}) \dots (r_{jm} - \xi_{jm}) \dots f_k \mathrm{d}V$$
 (C.3.2.3)

De esta forma si se utilizan las mismas condiciones de la ecuación C.3.1.6, el desplazamiento en un punto del medio puede escribirse como :

$$u_n(\mathbf{x},t) = \sum_{m=0}^{\infty} \frac{1}{m!} (r_{j1} - \xi_{j1}) \dots (r_{jm} - \xi_{jm}) \quad G_{nk,j_1\dots j_m} * M_{kj_1\dots j_m}$$
(C.3.2.4)

Si consideramos que la fuente conserva el momento lineal (válido para fuentes de origen interno) el primer término de la expansión C.3.2.4 se anula. Por otro lado, si se ocupa la aproximación de fuente puntual, se pueden ignorar los términos de orden superior (Jost and Herrmann, 1989; Udias et al., 2014) y el desplazamiento puede escribirse exactamente como en C.3.1.6. Si la suma de momentos angulares es nula, el tensor de momento sísmico es simétrico.

La interpretación de estos resultados es que el tensor de momento sísmico, tensor de orden 2 y segundo término de la expansión multipolar, representa una descripción de la fuente por medio de momentos o pares de fuerzas alrededor del centroide. Finalmente, si se asume que todas las componentes del tensor de momento tienen la misma evolución temporal s(t) (fuente sincrónica), entonces:

$$u_n(\mathbf{x},t) = M_{kj}[Gkn, j * s(t)] \tag{C.3.2.5}$$

A esta versión estática del tensor de momento sísmico es a la que tradicionalmente se



Figura C.1: Pares de fuerzas que representan las componentes del tensor de momento sísmico M_{pq}

denomina tensor de momento. Sus componentes son constantes y los desplazamientos, una combinación lineal de estos y las derivadas de las funciones de Green. Si recordamos la definición de la función de Green, sus derivadas pueden interpretarse como dipolos (una fuerza positiva y otra de signo opuesto) con brazo en las direcciones dadas por ellas. Esta interpretación es equivalente a la del parrafo anterior y se esquematiza en la figura C.1.

C.4. Descomposición del tensor de momento

C.4.1. Fuentes Doble-cupla

Se asume como supuesto que la fuente se puede describir como una dislocación $\Delta \mathbf{u}$ a través de una superficie de contacto Σ . Si el vector de slip $\hat{\mathbf{u}}$ es perpendicular a la normal de la superficie $\hat{\nu}$. Entonces :

$$M_{pq} = \mu A (u_p \nu_q + u_q \nu_p) \tag{C.4.1.1}$$

Con A el área de Σ y μ el módulo de rigidez del medio. Como M_{pq} es real y simétrico tiene valores propios reales y ortogonales. Puede mostrarse que los valores propios son proporcionales a (-1,0,1) por lo que una característica fundamental de las fuentes DC es que tanto su traza como uno de los valores propios se anula. Las direcciones principales **p**, **t** y **b** se denominan ejes de Presión, Tensión y nulo respectivamente. Ellos satisfacen:

$$\mathbf{p} = \frac{1}{\sqrt{2}} (\mathbf{v} + \mathbf{u})$$

$$\mathbf{t} = \frac{1}{\sqrt{2}} (\mathbf{v} - \mathbf{u})$$

$$\mathbf{b} = \mathbf{v} \times \mathbf{u}$$
 (C.4.1.2)

C.4.2. Descomposición de una fuente puntual general

Supongamos que la fuente no puede ser descrita por un mecanismo DC puro. Si $\mathbf{a_i}$ es el vector propio asociado al valor propio m_i , en el sistema definido por los vectores propios se puede escribir:

$$\mathbf{M} = \frac{1}{3} \begin{pmatrix} tr(\mathbf{M}) & 0 & 0\\ 0 & tr(\mathbf{M}) & 0\\ 0 & 0 & tr(\mathbf{M}) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} m_1^* & 0 & 0\\ 0 & m_2^* & 0\\ 0 & 0 & m_3^* \end{pmatrix}$$
(C.4.2.1)

En la ec. C.4.2.1 se ha separado el tensor en su parte isótropica y deviatórica de modo que los valores propios de esta última se definen como $m_i^* = m_i - tr(\mathbf{M})$. Para un tensor general el momento sísmico escalar M_o puede definirse como :

$$M_o = \left(\frac{\sum \sum M_{kj}^2}{2}\right)^{1/2} = \left(\frac{\sum m_i}{2}\right)^{1/2}$$
(C.4.2.2)

C.4.3. Descomposición de la parte deviatórica del tensor de momento

Existen diversas formas de descomponer la parte deviatórica del tensor, en fuentes sísmicas de origen tectónico una manera usual de hacerlo es por medio de una componente DC y una

CLVD (*Compensated Linear Vector Dipole*). Hagamos el supuesto de que $|m_3^*| \ge |m_2^*| \ge |m_1^*|$, la parte deviatórica se puede descomponer de la siguiente manera:

$$\mathbf{m}^{\text{dev}} = m_3^* (1 - 2F) \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} + m_3^* F \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{pmatrix}$$
(C.4.3.1)

La constante $F = -m_1^*/m_3^*$ es un estimador de la desviación de la fuente de una doble cupla. Se cumple que F = 0 para una doble cupla pura y F = 0.5 para una CLVD pura. La CLVD no puede atribuirse claramente a ninguna fuente de origen geológico, usualmente se la interpreta como radiación residual producto del ruido en los datos o simplificaciones del modelo usado para la estimación del tensor de momento (Dahm and Kruger, 2014).

C.4.4. Comparacion con Okada

Se adjuntan los residuales que se obtienen al comparar el desplazamiento calculado mediante la metodología propuesta en el capítulo 8 y la rutina DC3D0 (Okada, 1992). Las fuentes sísmicas que se utilizan se escogen de manera arbitraria y se detallan a continuación.

Fuente *dip-slip* vertical

Es una fuente de tipo DC puro que cuyos angulos de *strike*, *dip* y *rake* son $\Phi = 0^{\circ}$, $\delta = 90^{\circ}$, $\lambda = 90^{\circ}$ respectivamente. La única componente no nula del tensor es $M_{yz} = M_{zy} = -M_o$. La figura C.2 muestra el campo de desplazamiento estático calculado en superficie para una fuente de este tipo.



Figura C.2: **Desplazamientos estáticos en falla de tipo** *dip-slip* vertical. En ambos paneles las flechas grises indican los desplazamientos horizontales y la escala de color para los verticales, todos en unidades de cm. En el panel a) se muestran los desplazamientos calculados mediante las rutinas del Cap. 8 y en b) los residuales entre estos desplazamientos y la rutina DC3D0.

Fuente dip-slip oblicuo (45°)

Es una fuente de tipo DC puro que cuyos angulos de *strike*, *dip* y *rake* son $\Phi = 0^{\circ}$, $\delta = 45^{\circ}$, $\lambda = 90^{\circ}$ respectivamente. Las únicas componentes no nulas del tensor son $M_{zz} = -M_{yy} = M_o$.

La figura C.3 muestra el campo de desplazamiento estático calculado en la superficie libre para una fuente de tipo *dip-slip* oblicuo.



Figura C.3: **Desplazamientos estáticos en falla de tipo dip-slip oblicuo** (45°).En ambos paneles las flechas grises indican los desplazamientos horizontales y la escala de color para los verticales, todos en unidades de cm. En el panel a) se muestran los desplazamientos calculados mediante las rutinas del Cap. 8 y en b) los residuales entre estos desplazamientos y la rutina DC3D0.

Fuente de tipo explosiva

Una fuente puramente isotrópica, la cual se representa con 3 dipolos lineales de igual magnitud. El cambio de volumen asociado está dado por la relación $tr(\mathbf{M}) = \Delta V(\lambda + 2\mu)$ (Dahm and Kruger, 2014). No confundir el cambio de volumen de una explosión, con el cambio de volumen de la parte isotrópica de una dislocación. En la figura C.4 se muestra el campo de desplazamiento estático, en la superficie libre, calculado para una fuente puramente isotrópica.



Figura C.4: **Desplazamientos estáticos generados por una fuente explosiva**. En ambos paneles las flechas grises indican los desplazmientos horizontales y la escala de color los verticales, todos en unidades de cm. En el panel a) se muestran los desplazamientos calculados mediante las rutinas del cap. 8 y en b) los residuales entre estos desplazamientos y la rutina DC3D0

Fuente de tipo tensile-crack

Fuente en la que la radiación se produce por una dislocación de apertura, es decir, el sentido de la dislocaciónes es paralelo a la normal de la superficie de discontinuidad. Este se puede escribir como una combinación entre una fuente ISO y otra CLVD, según se indica a continuación (Dahm and Kruger, 2014):

$$\Sigma \Delta \mathbf{u} \begin{pmatrix} \lambda & 0 & 0\\ 0 & \lambda & 0\\ 0 & 0 & \lambda + 2\mu \end{pmatrix} = \Sigma \Delta \mathbf{u} (\lambda + \frac{2}{3}) \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0\\ 0 & 1 & 0\\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} + \Sigma \Delta \mathbf{u} \frac{2}{3} \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0\\ 0 & -1 & 0\\ 0 & 0 & 2 \end{pmatrix}$$
(C.4.4.1)

En este caso $M_o = \Sigma \Delta \mathbf{u} (\lambda + \frac{2}{3})$. La figura C.5 muestra el campo de desplazamiento estático calculado en la superficie libre para esta fuente.



Figura C.5: **Desplazamientos estáticos** *tensile-crack*. En ambos paneles las flechas grises indican los desplazmientos horizontales y la escala de color los verticales, todos en unidades de cm. En el panel a) se muestran los desplazamientos calculados mediante las rutinas del cap. 8 y en b) los residuales entre estos desplazamientos y la rutina DC3D0

C.5. Tests numéricos

C.5.1. Inversión con centroide fijo en una red densa y equiespaciada de estaciones

Grilla					
l_x [km]	l_y [km]	n_x	n_y		
100	100	60	60		

Tabla C.1: Características de la grilla 2D de cálculo de los desplazamientos. Se muestra el largo, l_x , y ancho l_y , así como el número de puntos de la grilla n_x y n_y , en la dirección x e y respectivamente.

ſ		$\sigma_E [{\rm cm}]$	σ_N [cm]	$\sigma_Z [{\rm cm}]$
	caso 1	0.1	0.1	0.5
	caso 2	1.0	1.0	5.0
	caso 3	10.0	10.0	50.0

Tabla C.2: Niveles de ruido para cada uno de los tres casos estudiados.

C.5.2. Inversión del tensor de momento sísmico completo y posición del centroide en una red densa y equiespaciada de estaciones.

Grilla						
l_x [km]	l_y [km]	l_z [km]	n_x	n_y	n_z	
100	100	25	21	21	11	

Tabla C.3: Características de la grilla de cálculo de los desplazamientos. Test para la inversión del tensor de momento utilizando un algoritmo de tipo grid search. Se muestra el largo, l_x , y ancho l_y , así como el número de puntos de la grilla n_x y n_y , en la dirección x e y respectivamente.

C.5.3. Inversión del tensor de momento sísmico (completo y deviatórico) y de la posición del centroide en una red artificial de estaciones

Parámetros de fuente							
Tipo	lon (° W)	lat (°S)	Profundidad [km]	strike (°)	dip $(^{\circ})$	rake (°)	M_w
Interplaca	70.81	19.70	24.7	12.7	15.9	90.0	8.0
Outer-rise	71.87	19.99	17.0	30	60.0	-90.0	7.3
Intraplaca	70.92	19.94	12.0	144.0	69.0	106.0	6.7

Tabla C.4: **Parámetros de fuente pruebas numéricas con datos sintéticos**. Tabla con los parámetros de fuente (latitud, longitud y profundidad de fuente) de los mecanismos escogidos (*strike*, *dip* y *rake*) para generar datos sintéticos para un sismo interplaca, outer-rise e intraplaca de magnitudes, M8.0, M7.3 y M6.7, respectivamente.

Inversión sólo con datos de APG

En la figura C.6 el mapa de color simboliza el error de ajuste que se obtiene en cada punto de la grilla. En las figuras C.6a y C.6b los paneles en el orden de arriba hacia abajo y de izquiera a derecha son los cortes de profundidad, longitud y latitud constante , en las coordenadas de la solución que minimiza el error.



(a) Mapa de error tensor de momento sísmico completo.



(b) Mapa de error tensor de momento sísmico deviatórico.

Figura C.6: Inversión del tensor de momento sísmico y mapas de misfit sólo con APGs. La escala de colores muestra el logartimo en base 10 del misfit asociado a la solución de mínimos en cada punto de la grilla. La estrella roja y el diamante blanco son la solución de mínimo error y el centroide verdadero respectivamente.

Inversión con datos de APG y GPS3d

En la figura C.7 se muestra el mismo tipo de mapa de la sección anterior, salvo que en la inversión se utilizan tanto datos de APG como de las 3 componentes del campo de desplazamiento obtenidos por instrumentos GPS.



(a) Mapa de error tensor de momento sísmico completo.



(b) Mapa de error tensor de momento sísmico deviatórico.

Figura C.7: Inversión del tensor de momento sísmico con APGs y GPSs de tres componentes. Mapas de misfit. La escala de colores muestra el logarítmo en base 10 del misfit asociado a la solución de mínimos en cada punto de la grilla. La estrella roja y el diamante blanco son la solución de mínimo error y el centroide verdadero respectivamente. (a) Tensor completo y (b) Tensor deviatórico. C.5.4. Inversión del tensor de momento sísmico y el centroide a partir de fatos sintéticos generados con una falla finita rectangular y slip uniforme.



Figura C.8: Fuente finita escenario Tocopilla, terremoto hipotético $M_w = 8.0$. Campo de desplazamiento y residuales predichos con la con la solución de mínimo misfit. En los paneles (a) y (b) se muestra el campo de desplazamiento predicho por las soluciones de tensor completo y deviatórico respectivamente, en cambio en los paneles (c) y (d) se muestran los residuales obtenidos en el mismo orden.



(a) Escenario fuente rectangular $M_w = 7.0$



(b) Escenario fuente rectangular $M_w = 8.0$

Figura C.9: Fuente finita escenario Tocopilla. Mapa de Misfit para tensor de momento sísmico deviatórico. La escala de colores muestra el logartimo en base 10 del misfit asociado a la solución de mínimos cuadrados en cada punto de la grilla. La estrella roja y el diamante blanco son la solución de mínimo error y el centroide verdadero respectivamente. Terremoto hipotético (a) $M_w = 7.0$ y (b) $M_w = 8.0$.



Figura C.10: Fuente finita escenario Tocopilla, terremoto hipotético $M_w = 8.0$. Solución de Mecanismos en profundidad. En los paneles de la izquierda se muestra el mecanismo que se obtiene en el mínimo local de misfit para una profundidad dada, en el panel de la derecha se indica la magnitud obtenida para cada una de estas soluciones. Los símbolos rojos (mecanismos y diamantes) son los mínimos locales y los símbolos amarillos representan la solución verdadera. En los paneles de arriba se muestra la solución obtenida con el tensor de momento sísmico completo, mientra que abajo se muestra la solución con fuente puramente deviatórica.

C.6. Casos de estudio: inversión del tensor de momento usando datos reales

En la tabla C.5 se muestra el modelo de velocidad de Husen et al. (1999) para la región del Norte Grande de Chile.

Profundidad (km)	$V_p({ m km/s})$	$V_s ({ m km/s})$	V_p/V_s
-0.50	5.21	2.99	1.74
2.50	5.37	3.09	1.74
4.50	5.55	3.19	1.74
6.50	5.72	3.29	1.74
8.50	5.89	3.39	1.74
10.50	5.98	3.44	1.74
15.00	6.80	3.75	1.81
20.00	6.81	3.88	1.76
25.00	6.95	3.94	1.76
30.00	6.98	4.05	1.72
35.00	7.11	4.11	1.73
40.00	7.41	4.18	1.77
45.00	7.69	4.30	1.79
50.00	8.05	4.39	1.83
60.00	8.48	4.73	1.79
70.00	8.48	4.78	1.77

Tabla C.5: Modelo de velocidad 1-D Husen et al. (1999)



Figura C.11: **Terremoto de Tocopilla**. Mapas de misfit en 2D, obtenidos a la profundidad, longitud y latitud del centroide óptimo, en los paneles (a),(b) y (c) respectivamente. La escala de colores muestra el logarítmo en base 10 del misfit asociado a la solución de mínimos cuadrados en cada punto de la grilla. La estrella roja y el diamante blanco son la solución de mínimo error y el centroide verdadero respectivamente



Figura C.12: **Terremoto de Tocopilla**. Campo de desplazamiento y residuales predichos con la solución de mínimo misfit. En los paneles (a) y (b) se muestra el campo de desplazamiento predicho por las soluciones de tensor completo y deviatórico respectivamente, en cambio en los paneles (c) y (d) se muestran los residuales obtenidos en el mismo orden.



Figura C.13: **Terremoto de Sanriku-oki**. La escala de colores muestra el logartimo en base 10 del misfit asociado a la solución de mínimos en cada punto de la grilla. La estrella roja y el diamante blanco son la solución de mínimo error y el centroide verdadero respectivamente



Figura C.14: **Terremoto de Sanriku-oki**. Campo de desplazamiento y residuales predichos con la solución de mínimo misfit. En los paneles (a) y (b) se muestra el campo de desplazamiento predicho por las soluciones de tensor completo y deviatórico respectivamente, en cambio en los paneles (c) y (d) se muestran los residuales obtenidos en el mismo orden.



Figura C.15: **Terremoto de Iquique**. La escala de colores muestra el logartimo en base 10 del misfit asociado a la solución de mínimos en cada punto de la grilla. La estrella roja y el diamante blanco son la solución de mínimo error y el centroide verdadero respectivamente



Figura C.16: **Terremoto de Iquique**. Campo de desplazamiento y residuales predichos con la solución de mínimo misfit. En los paneles (a) y (b) se muestra el campo de desplazamiento obtenidos con tensor completo y deviatórico respectivamente mientras que en los paneles (c) y (d) se muestran los residuales en el mismo orden.