

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



CARACTERIZACIÓN DE SISTEMAS DE FALLAS POLIGONALES EN UNIDADES CRETÁCICAS Y PALEÓGENAS DE LA CUENCA DE MAGALLANES Y SUS IMPLICANCIAS EN EL SISTEMA PETROLERO, REGIÓN DE MAGALLANES Y ANTÁRTICA CHILENA, CHILE

Memoria para optar al título de Geólogo

Manuel Edgardo Montecinos Molina

Concepción, Diciembre 2017



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



CARACTERIZACIÓN DE SISTEMAS DE FALLAS POLIGONALES EN UNIDADES CRETÁCICAS Y PALEÓGENAS DE LA CUENCA DE MAGALLANES Y SUS IMPLICANCIAS EN EL SISTEMA PETROLERO, REGIÓN DE MAGALLANES Y ANTÁRTICA CHILENA, CHILE

Memoria para optar al título de Geólogo

Manuel Edgardo Montecinos Molina

Profesionales Guías:Sr. Pablo Ernesto Mella Sepúlveda
Dr. Jesús Antonio Pinto RangelProfesor Patrocinante:Dr. Jorge Andrés Quezada Flory
Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda
Msc. Abraham Elías González Martínez

Concepción, Diciembre 2017



A mis Padres

ÍNDICE

Página

RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. OBJETIVOS	1
1.2. UBICACIÓN	2
1.3. METODOLOGÍA GENERAL	3
1.4. TRABAJOS ANTERIORES	4
1.5. AGRADECIMIENTOS	4
2. MARCO GEOLÓGICO	5
2.1. HISTORIA GEOLÓGICA	8
2.1.1. Megasecuencia de "S <mark>ynrift"</mark>	8
2.1.2. Megasecuencia de subsidencia térmica/post-rift (Jurásico Superior-	
Barremiano)	11
2.1.3. Estadio transic <mark>ional, inicio de la f</mark> ase compresiva (Aptiano-	
Cenomaniano)	16
2.1.4.1. Megasecuencia de antepaís 1 (Coniaciano - Maastrichtiano)	17
2.1.4.2. Megasecuencia de antepaís 2 (Paleoceno - Eoceno medio)	18
2.1.4.3. Megasecuencia de antepaís 3 (Eoceno superior - Mioceno inf.)	19
2.1.4.4. Megasecuencia de antepaís 4 (Mioceno inferior - Holoceno)	20
2.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	22
2.2.1. Dominio extensivo	25
2.2.2. Dominio compresivo	25
2.3. SISTEMAS PETROLEROS DE LA CUENCA DE MAGALLANES	25
2.3.1. Sistema petrolero Serie Tobífera, pre-cretácico	26
2.3.2. Sistema petrolero asociado al Jurásico Superior-Cretácico Inferior	28
2.3.3. Reservorio asociado a la Zona Glauconítica	29

3. SISTEMAS DE FALLAS POLIGONALES, DEFINICIONES,	
MODELOS Y METODOLOGÍA DE ANÁLISIS	30
3.1. SISTEMAS DE FALLAS POLIGONALES Y ANÁLOGOS	30
3.2. MODELOS GENÉTICOS DE SISTEMAS DE FALLAS POLIGONALES	31
3.2.1. Modelo de fracturamiento hidráulico	32
3.2.2. Modelo de contracción volumétrica	34
3.2.3. SFPs y surcos asociados a etapas tempranas de compactación	34
3.3. APLICACIONES Y CONCECUENCIAS DE LOS SISTEMAS DE	
FALLAS POLIGONALES EN LA INDUSTRIA	35
3.3.1. Integridad de la roca sello	35
3.3.2. Compartimentalización de reservorios	36
3.3.3. Estimulación <mark>Hidráulica</mark>	37
3.4. INFORMACIÓN, P <mark>ROGRAMAS Y METODO</mark> LOGÍA GENERAL	37
3.4.1. Antecedentes <mark>geológi</mark>cos y geofísicos	38
3.4.1.1. Cubos s <mark>ísmicos 3D</mark>	38
3.4.1.2. Horizontes sís <mark>micos en cada</mark> cubo 3 <mark>D</mark>	38
3.4.1.3. Método para la obtención de cubos sísmicos	39
3.4.1.4. Atributos sísmicos que resaltan los SFPs	39
3.4.2. Herramientas	42
3.4.3. Metodología general	42
3.4.3.1. Identificación de fallas y creación de bases de datos	43
3.4.3.2. Estimación de los saltos de falla y estadística descriptiva	46
3.5. CARACTERIZACIÓN DE LOS SFPs, CÁLCULOS Y ANÁLISIS	49
3.5.1. Calculo de azimut, largo de falla y análisis estadístico general	49
3.5.1.1. Fórmula de Vincenty, 1975 y corrección posterior	51
3.5.1.2. Estadística descriptiva de los azimuts y largos de fallas	53
3.5.2. Calculo de rechazo vertical y análisis estadístico descriptivo	53
3.5.2.1. Calculo de rechazo vertical (Rv)	53
3.5.2.2. Estadística descriptiva del rechazo vertical (Rv)	56

3.5.3. Interpretación de litologías y estimación de espesores de los SFPs de
la Cuenca de Magallanes
3.5.3.1. Litología de los SFPs en los bloques Arenal, Dorado-Riquelme e
Intracampos
3.5.3.2. Potencia de los volúmenes de roca afectados por SFPs
4. SISTEMAS DE FALLAS POLIGONALES EN EL CRETÁCICO
Y PALEÓGENO DE LA CUENCA DE MAGALLANES
4.1. DESCRIPCIÓN Y CARTOGRAFÍA
4.1.1. Selección y ubicación de horizontes
4.1.1.1. Horizonte TAS, techo Formación Springhill
4.1.1.2. Horizonte C1, techo Formación Margas
4.1.1.3. Horizonte I10, techo Unidad Lutitas Gris Verdosas
4.1.1.4. Horizonte G7, base Zona Glauconítica
4.1.1.5. Horizonte G5, Grupo Bahía Inútil
4.1.2. Selección y ub <mark>icación de perfiles 3D</mark> y po <mark>z</mark> os exploratorios
4.1.2.1. Perfiles y pozos del Bloque Dorado-Riquelme
4.1.2.2. Perfiles y pozo <mark>s del Bloque</mark> Arenal
4.1.2.3. Perfiles y pozos del bloque Intracampos
4.2. ESPESOR Y LITOLOGÍA DE LOS SFPs PALEÓGENO Y
CRETÁCICO DE LA CUENCA DE MAGALLANES
4.2.1. Perfil de correlación Dorado-Riquelme NS
4.2.2. Perfil de correlación Dorado-Riquelme OE
4.2.3. Perfil de correlación Arenal SO-NE
4.2.4. Perfil de correlación Arenal OE
4.2.5. Perfil de correlación Intracampos OE
4.2.6. Perfil de correlación Intracampos SO-NE
4.3. RESULTADOS ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA
4.3.1. Horizonte TAS en los Bloques Arenal, Dorado-Riquelme e
Intracampos
4.3.1.1. Marcador TAS en Dorado-Riquelme

4.3.1.2. Marcador TAS en Arenal	82
4.3.1.3. Marcador TAS en Intracampos	82
4.3.2. Horizonte C1 en los Bloques Arenal, Dorado-Riquelme e	
Intracampos	83
4.3.2.1. Marcador C1 en Dorado-Riquelme	84
4.3.2.2. Marcador C1 en Arenal	87
4.3.2.3. Marcador C1 en Intracampos	87
4.3.3. Horizonte I10 en los bloques Arenal, Dorado-Riquelme e	
Intracampos	88
4.3.3.1. Marcador I10 de Dorado-Riquelme	88
4.3.3.2. Marcador I10 en Arenal	91
4.3.3.3. Marcador I10 en Intracampos	91
4.3.4. Horizonte G7 <mark>e</mark> n los Bloques Arenal, Dor <mark>ado-Riquelme e</mark>	
Intracampos	92
4.3.4.1. Marcador G7 <mark>en Dorado-Riq</mark> uelme	92
4.3.4.2. Marcador G7 en Arenal	95
4.3.4.3. Marcador G7 <mark>en Intracampo</mark> s	95
4.3.5. Horizonte G5 <mark>en los Bloques Aren</mark> al, Do <mark>r</mark> ado-Riquelme e	
Intracampos	96
4.3.5.1. Marcador G5 en Dorado-Riquelme	96
4.3.5.2. Marcador G5 en Arenal	99
4.3.5.3. Marcador G5 en Intracampos	99
4.4. ANÁLISIS DE RESULTADOS	100
5. DISCUSIÓN SOBRE LOS EFECTOS DE LOS SFPs EN UNA	
CUENCA CON POTENCIAL PETROLÍFERO	106
5.1. IMPLICANCIA DE LOS SFPs EN LOS ELEMENTOS DE UN	
SISTEMA PETROLERO	106
5.1.1. Relaciones entre roca madre y SFP	106
5.1.2. Relaciones entre roca sello y SFP	107
5.1.3. Relaciones entre las vías de migración y SFP	108

5.1.4. Relaciones entre reservorio y SFP	109
5.1.5. Relaciones entre trampa y SFP	109
5.2. IMPLICANCIA DE LOS SFPS EN LA CUENCA DE MAGALLANES	110
6. CONCLUSIÓN Y RECOMENDACIONES	114
6.1. RECOMENDACIONES	117
7. REFERENCIAS	118

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura

1.	1.	Mapa de ubicación general	2
1.	2.	Mapas de ubicación del área de estudio	3
2.	1.	Mapa geológico g <mark>eneral del extremo Sur de Su</mark> damérica	5
2.	2.	Conjunto de megasecuen <mark>cias sedimenta</mark> rias en la Cuenca de Magallanes	6
2.	3.	Perfil A'-A'' en F <mark>igura 2.2</mark>	7
2.	4.	Cuadro cronoestratigráfico del extremo Sur de Sudamérica	9
2.	5.	Evolución tectónica: Jurásico Medio - Cretácico Inferior	10
2.	6.	Subcuencas Jurásicas de la Cuenca de Magallanes	12
2.	7.	Evolución tectónica: Cretácico Inferior – Neógeno	14
2.	8.	Esquema ideal de cuenca de antepaís	17
2.	9.	Perfiles sísmicos 3D de los dominios estructurales	23
2.	10.	Cuadro de eventos de los sistemas petroleros del área de estudio	26
2.	11.	Perfil de los diferentes sistemas petroleros, SFPs y plays en la Cuenca	27
2.	12.	Trampas asociadas a los reservorios en la Formación Springhill	28
3.	1.	Estructuras en superficie análogas a los SFPs	31
3.	2.	Modelo de fracturamiento hidráulico	33
3.	3.	Perdida integridad del sello en Cuenca de Qiongdongnan	36

3.	4.	Exploración sísmica en superficie	39
3.	5.	Atributo de similaridad	40
3.	6.	Atributo de descomposición espectral	41
3.	7.	Ejemplo de roseta de azimuts versus largo de falla	45
3.	8.	Estimación de saltos de falla a partir de información sísmica 3D	46
3.	9.	Perfil 3D conjugado (Amplitud vs descomposición espectral)	47
3.	10.	Sección sísmica para el cálculo del rechazo vertical	47
3.	11.	Perspectiva en planta, perfil e isométrica de un cono hexagonal	49
3.	12.	Método de interpretación secuencial	50
3.	13.	Método para el cálculo de azimut en un SFP	51
3.	14.	Metodología para la corrección de los azimuts	52
3.	15.	Diagrama de la trayectoria de una onda sísmica reflejada en profundidad	55
3.	16.	Componentes de una fall <mark>a en un perfil s</mark> ísmico vertical	55
4.	1.	Secciones horizontales y verticales de un volumen hipotético de roca	58
4.	2.	Volúmenes sísmic <mark>os o cubos: Arenal, D</mark> orado-Riquelme e Intracampos	59
4.	3.	Perfiles y pozos de los bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos	62
4.	4.	Perfil Dorado-Riquelme NS	64
4.	5.	Perfil Dorado-Riquelme OE	64
4.	6.	Perfil Arenal SO-NE	65
4.	7.	Perfil Arenal OE	66
4.	8.	Perfil Intracampos SO-NE	67
4.	9.	Perfil Intracampos OE	67
4.	10.	Resumen de espesores de los SFPs en la Cuenca de Magallanes	68
4.	11.	Leyenda de la litología en los perfiles de correlación	70
4.	12.	Perfil de correlaciones, Dorado-Riquelme NS	71
4.	13.	Perfil de correlaciones, Dorado Riquelme OE	72
4.	14.	Perfil de correlaciones, Arenal SO-NE	74

4.	15.	Perfil de correlaciones, Arenal OE	75
4.	16.	Perfil de correlaciones, Intracampos OE	76
4.	17.	Perfil de correlaciones, Intracampos OE	77
4.	18.	Horizonte TAS en los bloques Arenal, Dorado-Riquelme Intracampos	80
4.	19.	Gráficos y diagramas del horizonte TAS	81
4.	20.	Grábenes y hemigrabenes pre-cretácicos en el área de estudio	83
4.	21.	Horizonte C1 en los bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos	85
4.	22.	Gráficos y diagramas del horizonte C1	86
4.	23.	Horizonte I10 en los bloques Arenal, Dorado-Riquelme Intracampos	89
4.	24.	Gráficos y diagramas del horizonte I10	90
4.	25.	Horizonte G7 en l <mark>os bloques Arenal, Dorado-R</mark> iquelme e Intracampos	93
4.	26.	Gráficos y diagramas del horizonte G7	94
4.	27.	Horizonte G5 en los bloq <mark>ues Arenal, Dorado-R</mark> iquelme e Intracampos	97
4.	28.	Gráficos y diagramas del <mark>horizonte G5</mark>	98
4.	29.	Alzamiento y extensión d <mark>el <i>forebulge</i> d</mark> e la Cuenca de Magallanes	101
4.	30.	Morfología y tamaño comparativo de los polígonos	102
4.	31.	Esquema de compactación diferencial o <i>drape</i>	103
4.	32.	Compactación diferencial o <i>drape</i> y obliteración de los polígonos	103
4.	33.	Perfil sísmico con atributo de similaridad de la unidad Lutitas Arenosas	104
5.	1.	Relaciones entre roca madre y SFP	107
5.	2.	Relación entre roca sello y SFP	108
5.	3.	Relación entre vías de migración y SFP	108
5.	4.	Relaciones entre reservorio y SFP	109
5.	5.	Relaciones entre trampa y SFP	110
5.	6.	Migración del hidrocarburo en el <i>play</i> Shale Oil	111
5.	7.	Migración y mezcla de hidrocarburos desde los plays Shale Oil y Z.G	112
5.	8.	Acumulación y migración de hidrocarburo en inyectitas del play Cahuil	113

5. 9. Cuadro comparativo entre las Cuencas de Magallanes y Qiongdongnan 113

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla

3.	1.	Coordenadas UTM de los puntos inicial y final de falla	43
3.	2.	Transformación de coordenadas UTM a coordenadas geográficas	44
3.	3.	Azimut y largo de fallas	44
3.	4.	Estadística descriptiva de los azimuts de fallas de un horizonte	44
3.	5.	Histograma de azimuts de los lineamientos, fallas	45
3.	6.	Calculo de saltos desde los perfiles sísmicos	48
3.	7.	Estadística descriptiva de los saltos de fallas	48
4.	1.	Resultados de cada horizonte en Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos	78



RESUMEN

El presente trabajo corresponde a un estudio de sistemas de fallas poligonales, en la región de Magallanes, al Noreste de la ciudad de Punta Arenas y Norte de la isla Tierra del Fuego. Allí se encuentran los bloques operacionales: Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos, en los cuales se centró este estudio.

La adquisición 3D y registro de pozos realizados en la Cuenca de Magallanes, permitió identificar y caracterizar dos sistemas de fallas poligonales. El primero está ubicado en depósitos marinos del Cretácico Superior, entre las megasecuencias de subsidencia térmica y antepaís 1 y se le denominó sistema de fallas poligonales Cretácico. El segundo se encuentra en depósitos marinos del Eoceno, entre las megasecuencias de antepaís 2 y 3 y se le denominó sistema de fallas poligonales Paleógeno. El sistema de fallas poligonales Cretácico se localiza en rocas de las formaciones Margas y Lutitas Gris Verdosas, depositadas durante el estadio transicional o inicio de la fase compresiva (Aptiano - Cenomaniano). El sistema de fallas poligonales Paleógeno, se ubica en rocas de la Zona Glauconítica y el Grupo Bahía Inútil (Eoceno - Oligoceno).

Los sistemas de fallas poligonales están asociados a un solo nivel estratigráfico y se les atribuye un origen notectónico de compactación episódica de baja permeabilidad, principalmente arcillosos. Estas estructuras presentan una organización poligonal en planta, caracterizada por una distribucion aleatoria de rumbos de falla.

Se realizó un análisis estadístico del rumbo de falla de los sistemas de fallas poligonales de la Cuenca de Magallanes, con el fin de corroborar si la distribución es aleatoria y de origen no-tectónico. Además, se confeccionaron columnas y perfiles estratigráficos desde el registro eléctrico de pozos, complementado con sísmica 3D, para identificar y ubicar los niveles poco permeables en los que se emplazaron estas estructuras.

El carácter regional de los sistemas de fallas poligonales indica que estos sistemas pudieran controlar la dinámica de fluidos a escala de cuenca. Al constituir vías permeables, pueden servir como elementos modificadores o creadores de yacimientos en una cuenca sedimentaria.

La Cuenca de Magallanes contiene varios sistemas petroleros que pueden estar afectados por los sistemas de fallas poligonales Cretácico y Paleógeno. La presencia de estas estructuras en la cuenca, podría facilitar la migración del hidrocarburo desde niveles estratigráficos inferiores hacia estratos superiores, o incluso el entrampamiento y sello estratigráfico de algunos yacimientos.

El análisis de los sistemas de fallas poligonales de la Cuenca de Magallanes sirvió para la formulación de modelos conceptuales adecuados para la simulación de flujo de fluidos dentro de las zonas de fallas poligonales.

1. INTRODUCCIÓN

Los sistemas de fallas poligonales (SFP), corresponden a un rasgo estructural desarrollado principalmente en sucesiones sedimentarias de grano fino, cuya observación se documenta en la literatura científica recién a fines de los años 80, cuando Henriet y otros (1989), las reconocen con información sísmica 2D. Posteriormente Cartwright y otros (1994a) estudian este rasgo mediante sísmica 3D, observando su configuración espacial y reconociendo su geometría poligonal característica. A partir de este trabajo precursor, este rasgo fue observado en numerosas zonas con cobertura 3D, reconociéndolas en más de 100 cuencas sedimentarias antiguas (Cartwright, 2011) y en numerosos fondos oceánicos modernos (Gay y otros, 2004).

A partir del año 1995 en Argentina y 2004 en Chile, la exploración por hidrocarburos en la Cuenca de Magallanes ha implementado la adquisición 3D sobre una importante extensión territorial. La información que entrega esta herramienta, permitió que se pudieran observar estos rasgos en la Cuenca de Magallanes, en el sector oriental y central, que contiene varios niveles estratigráficos con estructuras similares a un SFP. Sería interesante definir qué factores controlan el desarrollo de los SFPs, qué relación tienen con la ocurrencia de hidrocarburos y su importancia en la exploración de estos mismos. Interrogantes que han motivado el estudio geológico preliminar de ellas, a través de la realización del presente trabajo. Para este efecto se han escogido 3 áreas distintas de la cuenca, donde la calidad de la información sísmica permite su clara observación.

1.1. OBJETIVOS

- Analizar la ocurrencia de fallas poligonales en depósitos marinos del Cretácico y Paleógeno de la Cuenca de Magallanes.
- Comparar las principales características de los sistemas que forman fallas poligonales en la Cuenca con los modelos genéticos propuestos por autores anteriores.
- Elaborar una historia geológica compatible con los modelos genéticos propuestos por autores anteriores.
- Determinar el control que ejercen las fallas poligonales en el sistema petrolífero de la Cuenca.

1.2. UBICACIÓN

El área de estudio se encuentra en el extremo meridional de Sudamérica, región de Magallanes, Chile (Figura 1.1).



Figura 1.1. Mapa de ubicación general y adquisición sísmica 3D.

La zona de trabajo, consiste en tres áreas delimitadas por la sísmica 3D, en tres bloques operacionales: Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos, que en conjunto abarcan un área aproximada de 17.100 km² (Figura 1.2).



Figura 1.2. Mapas de ubicación del área de estudio y los bloques: Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos al extremo Sur del continente, región de Magallanes, Chile.

Estos bloques ocupan parte del continente y de la Isla Tierra del Fuego, al Norte y Noreste de la ciudad de Punta Arenas y conciernen a zonas de exploración sísmica para la búsqueda de hidrocarburos. A continuación se proporciona una breve descripción de cada Bloque.

El bloque Arenal se encuentra al Noroeste de la Isla Tierra del Fuego. Lo delimitan el cruce Punta Delgada por el Norte y ocupa una superficie de 1.350 km².

El bloque Dorado-Riquelme se localiza en la Comuna de San Gregorio. Este se encuentra a 150 km al Noreste de Punta Arenas y abarca una superficie de 1.800 km².

El bloque Intracampos se sitúa al Noreste de la Isla Tierra del Fuego. Su borde oriental coincide con la frontera entre Chile y Argentina y cuenta con una superficie de 1.000 km².

1.3. METODOLOGÍA GENERAL

El trabajo está basado en la integración de sísmica 3D y registros de pozos en tres bloques operacionales (Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos) ubicados en el dominio chileno de la Cuenca de Magallanes. Además de organizar y tabular la información disponible y lograr un mejor entendimiento de la génesis de las fallas poligonales, sus rasgos más sobresalientes y los efectos que pudieran tener o haber tenido en la configuración espacial de yacimientos y migración de fluidos en la Cuenca.

1.4. TRABAJOS ANTERIORES

El primer trabajo que menciona estas estructuras fue hecho en Argentina, por Saccavino y otros (2005). Ellos describieron al Norte de la Cuenca, en la Formación Magallanes (Cretácico Superior – Paleoceno) la geometría de las trampas de un yacimiento petrolero como un "complejo patrón de fallas distensivas", aunque no le llamaron SFP. Posteriormente, Belotti y otros (2013) también describen al Norte de la Cuenca un SFP en la Formación Palermo Aike (Cretácico Inferior) y la detallan como un complejo sistema de fallas normales que forman una red poligonal. El último estudio fue realizado por Pinto y otros (2014), al Sur de Chile, que describe un SFP que se aloja entre las unidades Lutitas Gris Verdosas y Lutitas Arenosas (Cretácico Superior) y que también es descrito en el presente trabajo.

1.5. AGRADECIMIENTOS

A la Empresa Nacional del Petróleo, ENAP; que hizo posible esta Memoria y me dio las facilidades necesarias para su realización.

A mis tutores de ENAP, Pablo Mella y Jesús Pinto, quienes me ayudaron con todas las dudas y correcciones que surgieron durante mi trabajo.

A mi profesor patrocinante, Jorge Quezada, quien apoyó y corrigió mi Memoria de título desde Concepción.

A mis Padres, Luis Montecinos y Sara Molina, que me apoyaron durante toda mi vida estudiantil y académica.

A mis hermanos, Andrés Montecinos y Alonso Montecinos, que me acompañaron durante mi vida diaria en Concepción. Especialmente a Andrés, con el siempre compartí mis pasatiempos, gustos y siempre nos divertimos juntos desde que éramos niños.

A mi novia, Paloma Vergara, por su cariño y el tiempo compartido mientras realizaba esta memoria.

A mis amigos de la Universidad, Ricardo Riffo, Roberto Pincheira, Jose Miguel Lizama, Francisca Tapia y Samuel Pizarro. Con ellos compartí muchos recuerdos durante mi paso por la Universidad de Concepción. Muchas tardes de estudio, trabajos, terrenos y distracciones.

2. MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca de Magallanes, también denominada Cuenca Austral, está situada en el extremo Sur de Sudamérica, entre los 47° y 55° latitud Sur. La Cuenca comprende 200.000km² y tiene una forma elongada NNO-SSE. Alcanza un ancho máximo de 370 km y un largo de 700 km (Biddle y otros, 1986; Wilson, 1991). Hacia el Sur y Oeste el área está limitada por los Andes Patagónicos y hacia el Este por el Alto Río Chico – Dungeness, que representa una porción elevada del basamento metamórfico (Figura 2.1).



Figura 2.1. Mapa geológico general del extremo Sur de Sudamérica, unidades geológicas basadas en Fildani y otros (2008). BP = Batolito Patagónico; FPCM = faja plegada y corrida de Magallanes. Isopacas = relleno Cretácico y Terciario.

La Cuenca se extiende hacia el Este y Norte del frente orogénico, y por sobre un zócalo de rocas metamórficas paleozoicas. El relleno de la cuenca comprende desde una serie volcanoclástica jurásica, seguida de una potente sección marina del Jurásico Superior-Mioceno, que infrayace a unidades del Mioceno-Plioceno donde domina la sedimentación continental. En conjunto el relleno de la cuenca conforma una cuña sedimentaria cuya porción más profunda tiene cerca de 8.000 m de sedimentos (Figura 2.2), la que hacia el margen oriental cratónico se adelgaza progresivamente, no superando los 1.500 m en la zona atlántica.



Figura 2.2. Perfil A-A''. Conjunto de megasecuencias sedimentarias en la Cuenca de Magallanes. Cuadro rojo = ubicación de zona de estudio y marcadores en Figura 2.3. Modificado de Mella, 2016.

En el área de estudio (Figura 2.3), situada en la región Sur oriental de la cuenca, sólo afloran las secuencias más altas de la columna estratigráfica (Terciario Superior) de manera que su geología se basa en descripciones litológicas de miles de sondajes petroleros, perfiles geofísicos y a partir de información sísmica que cubre gran parte de la región oriental de la cuenca.



Figura 2.3. Perfil A'-A'' en Figura 2.2. Ubicación de zona de estudio y marcadores. Modificado de Mella, 2016.

Los SFPs reconocidos en la cuenca se distribuyen principalmente en áreas que conforman actualmente su zona central y oriental, y ocurren en unidades del Cretácico y Paleógeno donde las litologías predominantes corresponden a espesas secciones pelíticas de origen marino, cuya evolución sedimentaria y subsidencia, fue dominada por mecanismos tectónicos asociados a subsidencia termal y flexura cortical.

En la Cuenca de Magallanes se conocen dos sistemas petroleros, uno pre-cretácico, alojado en rocas del Jurásico y otro del Cretácico Inferior, contenido en pelitas de las unidades Lutita con ftanita y Estratos con Favrella.

En los siguientes subcapítulos se describirá la evolución del relleno sedimentario de la cuenca de acuerdo a las etapas o procesos tectónicos que se sucedieron en el extremo Sur de

Sudamérica, a fin de dar un contexto geológico general sobre las condiciones sedimentarias, paleoambientales y tectónicas asociadas al desarrollo de los SFP de la cuenca. La geodinámica de la evolución de la cuenca puede ser divida en cuatro etapas principales: (1) Syn-rift, (2) Post-rift subsidencia térmica (3) transicional y (4) etapas de antepaís. La **Figura 2.4** corresponde a un cuadro cronoestratigráfico para guiar al lector durante este capítulo.

2.1. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia de la Cuenca Austral o de Magallanes, incluye dos etapas. La primera se vincula a extensión, asociada a la ruptura inicial de Gondwana que afectó a todo el sector austral de la Patagonia entre el Jurásico medio y el Cretácico Inferior. La segunda es como cuenca de antepaís, producida por la carga tectónica registrada en el margen pacífico occidental de la placa sudamericana, una vez comenzada la apertura del océano Atlántico en el Aptiano (120 Ma) e iniciado el ciclo de orogenia de los Andes Australes. Esta etapa final, que se extiende hasta el Neógeno, alberga sucesivas cuencas de antepaís asociadas a carga tectónica (Mpodozis y otros, 2011).

2.1.1. Megasecuencia de "Synrift"

Durante el Jurásico Medio ocurre el quiebre extensional del Gondwana, que causa la expansión hacia el Oeste, por efecto de la anomalía térmica de Pangea (global) y Karroo (local). Esto habría fomentado la extensión y fusión de la corteza continental del continente sudamericano, dando origen a extensos plateaus riolíticos del Jurásico Medio en la Patagonia suroccidental, emplazados durante una etapa sin subducción activa (Figura 2.5.A). Esta serie volcánica incluye la "Serie Tobífera" (Thomas, 1949) de la región de Magallanes. Esta unidad se ubica sobre el basamento o bien está limitada al interior de hemigrabenes, rellenos tanto por material piroclástico como por sedimentos de origen marino, lacustre y fluvio-aluvial.

El desarrollo de la extensión causó la ruptura de la corteza continental y la generación de corteza oceánica. Esta quedó documentada por la ocurrencia en el sector chileno al Sur de los 51°S de afloramientos discretos de un complejo ofiolítico incompleto, que incluye al Complejo Sarmiento, en la zona de Última Esperanza, al Complejo Tortuga (Dalziel y otros, 1974; Suárez y



Figura 2.4. Cuadro cronoestratigráfico del extremo Sur de Sudamérica, según Mpodozis, 2011. Achurado = hiato.



Figura 2.5. Evolución tectónica: A) Jurásico Medio, B) Jurásico Superior, C) Cretácico Inferior (Basado en Galeazzi, 1994 y Mella, 2001).

Petigrew, 1976; Storey y otros, 1977; Bruhn, 1979; Dalziel y Palmer, 1979; Stern, 1980; Dalziel, 1981) las que, antes de la apertura del Mar de Weddell, se ubicaban al Sur de la plataforma continental de Tierra del Fuego (Barker, 2001).

Los primeros estudios (Dalziel y otros, 1974) asocian estas rocas al desarrollo de una cuenca de trasarco asociada a una zona de subducción pacífica. Dichos autores la denominaron "Cuenca Marginal Magallánica" o "Cuenca de Rocas Verdes" (CRV).

Otros estudios basados en análisis geoquímicos (Alabaster y Storey, 1990) proponen que la CRV representaría un rift intracontinental conectado con el centro de expansión oceánico jurásico del mar de Weddell. Éste se habría propagado hacia el Oeste desde la zona ubicada entre la Antártida Oriental y África del Sur.

Mientras se genera corteza oceánica en el eje de la cuenca, continúa la depositación de la Formación Tobífera en posiciones más marginales. El estilo estructural resultante de esta unidad es característico de depósitos de *"synrift"*, cuñas sedimentarias con inclinaciones homoclinales divergentes y antitéticas a las fallas que limitan los bloques. Los términos inferiores se encuentran confinados a los hemigrábenes, mientras los términos superiores terminan conectándolos, describiendo suaves pliegues generados por compactación diferencial (Mpodozis y otros, 2011).

En el subsuelo de la región de Magallanes se reconocen 7 subcuencas desarrolladas en este ciclo (Figura 2.6). Las subcuencas de Manantiales y Oriental poseen potentes secciones de sedimentos lacustres en su relleno, mientras que en la subcuenca de Dorado y el graben Fueguino Central se deduce una presencia importante de sedimentos a partir de sus rasgos sismoestratigráficos y por la deformación originada por compactación diferencial de su relleno. En el resto de las subcuencas domina la participación volcánica, material que también es abundante fuera del ámbito de los grábenes.

2.1.2. Megasecuencia de subsidencia térmica/post-rift (Jurásico Superior-Barremiano)

Luego del "*rifting*", la Cuenca evolucionó a una fase caracterizada por subsidencia térmica (Figura 2.5.B). Al disminuir el volcanismo y los efectos térmicos asociados a la fase de rifting inicial, durante el Jurásico superior a "Neocomiano", tuvo lugar en la cuenca una transgresión generalizada, relacionada con el efecto de subsidencia térmica que sobrevino a la fase de synrift.

La transgresión avanzó hacia el Este y el Norte a partir del Jurásico superior, alcanzando a cubrir gran parte del Alto de Río Chico-Dungeness en el Barremiano. (Biddle y otros, 1986; Robbiano y otros, 1996, Mpodozis y otros, 2011).



Figura 2.6. Ubicación de subcuencas Jurásicas de la Cuenca de Magallanes.

La base de esta megasecuencia, de amplia distribución regional, es asignada a la Formación Springhill (Figura 2.5.B). Estos depósitos transgresivos arenosos gradan lateral y verticalmente en una gruesa sucesión marino-profunda, que es representada, principalmente por limolitas.

El espesor de esta megasecuencia, con mínimos en torno a 300 metros en el sector oriental y suroriental limítrofe con Argentina, sobrepasa los 700 metros en el sector noroccidental de la cuenca. En el subsuelo chileno comprende las formaciones Springhill, Estratos con Favrella

Steinmanni, Lutitas con Ftanitas. La expresión de espesores máximos locales, frecuentemente reflejan la ubicación de los principales hemigrábenes jurásicos en la región (Oriental, Gaviota y Fueguino Central). La distribución de espesores está alterada en el sector central de la cuenca, por la erosión parcial de la formación Margas y posiblemente de la parte alta de Lutitas con Ftanitas, por la discordancia de erosión observada en la base de la cuenca de antepaís del Cretácico Superior.

En la zona de estudio esta sección se reconoce en perfiles de pozo y sísmica mediante el uso de la nomenclatura local de ENAP, cuya base se encuentra próxima al marker TAS y su techo lo define el marker C5 cercano a la base de la formación Margas (Figura 2.3).

Las secuencias transgresivas basales, Formación Springhill, constituyen el principal reservorio de hidrocarburos de la cuenca. En cada una de las cuñas transgresivas, la base está formada por facies fluviales a estuarinas y de planicie aluvial, con restos carbonosos que evolucionan a facies de planicie costera y, en el techo, marinas someras.

La sección pelítica superior en tanto, compuesta de por limolitas y lutitas negras, constituyen la principal roca generadora de hidrocarburo de la Cuenca de Magallanes. (Biddle y otros, 1986; Mpodozis y otros, 2011). De acuerdo a antecedentes litologícos, espesores y mecanismos de sedimentación identificados en las unidades superiores de este ciclo, los paleoambientes de sedimentación que se deducen para el final del Barremiano corresponden a los generados sobre un talud abierto de suave pendiente al Oeste, en dirección a la Cuenca de Rocas Verdes (Wilson 1991, Biddle y otros, 1986). En la zona Norte de Tierra del Fuego la menor diferencia de espesores que se registra, señalan condiciones de sedimentación sobre una plataforma externa con baja pendiente.

2.1.3. Estadio transicional, inicio de la fase compresiva (Aptiano – Cenomaniano)

El período comprendido entre el Aptiano y el Cenomaniano es una época de transición desde la fase dominada por extensión y subsidencia termal del Jurásico superior a Barremiano a otra desarrollada entre el Cretácico superior y la actualidad (Figura 2.5.C, Figura2.7.A-C), donde la regla fue la compresión, transcurrencia y subsidencia flexural, producidas en gran parte por el apilamiento tectónico que dio origen a la Cordillera Patagónica Austral. La fase de rápida expansión oceánica cretácica en el Atlántico fue acompañada por un incremento en la velocidad



Figura 2.7. Evolución tectónica: A) Cretácico Inferior - Superior B) Cretácico Superior C) Paleógeno-Neógeno (Basado en Galeazzi, 1994 y Mella, 2001).

de convergencia entre las placas Pacífica y Sudamericana e inicio de la subducción en el borde interno de la CRV, que llevó al cierre de la misma en el Coniaciano.

Este cierre de la CRV tiene asociado un sistema de subducción dirigido hacia el Oeste y Sur (Figura 2.7.A), y se manifiesta en el margen Oeste y Sur de la cuenca a través de depósitos volcánicos y volcanoclásticos que se intercalan o gradan lateralmente con depósitos marinos de origen turbiditico (Céspedes, 1963; Castelli, 1992; Mpodozis y otros, 2006,).

El cierre de la CRV y el inicio de la sedimentación de la fase de antepaís fue un proceso diacrónico, iniciado desde el Norte a finales del Aptiano, en la zona de menor extensión cortical, proceso que continuó hacia el Sur y que originó a partir del Turoniano el espeso relleno que conforma la fosa de antepaís del Cretácico Superior (Malcowsky, 2016). Mientras, el margen interno occidental y austral de la cuenca registraba los procesos de sedimentación asociados a subducción descritos anteriormente, en el resto de la cuenca, continuó registrando durante el Aptiano- Cenomaniano la sedimentación marina de plataforma iniciada con la transgresión del Jurásico superior. Durante este período se produjo una somerización del ambiente de sedimentación y la participación de material piroclástico distal. En el sector chileno de Última Esperanza prosiguió la acumulación de la Formación Erezcano (Macellari, 1988; Wilson, 1991). Más el Este, en el ámbito actual de subsuelo, el cambio de régimen depositacional y tectónico del Aptiano se refleja por el inicio de un ciclo de sedimentación que incluye en la base, a la Formación Margas o Creta Dura (Mordojovich, 1948), unidad carbonática depositada en ambiente muy somero durante el Aptiano-Albiano y, en el techo, a la Formación Lutitas Gris Verdosas (Mordojovich, 1951), constituida por arcillitas gris verdosas con intercalaciones carbonáticas ricas en bivalvos y foraminíferos del Cenomaniano- Turoniano (González, 1965; Mordojovich, 1948).

En este estudio se analiza un SFP que se desarrolla en las formaciones Margas y Lutitas Gris Verdosas y que ha sido identificado en gran parte del subsuelo de Magallanes. En la nomenclatura de pozos su límite basal lo constituye el marker eléctrico C5, el marker C1 define el contacto entre ambas formaciones, mientras que su techo lo conforma el marker I10 (Figura 2.3). De acuerdo a los antecedentes antes expuestos estas unidades fueron depositadas sobre una plataforma marina somera de escasa pendiente depositacional.

2.1.4. Megasecuencia de antepaís (Coniaciano – presente)

La paleogeografía de Sudamérica, cambió drásticamente durante el Cretácico Superior (Figura 2.7.A-C), debido al inicio de la presión tectónica y la flexura de la corteza. Esto fue causado por el alzamiento tectónico de los Andes Australes y apilamiento del material derivado de la erosión de la Cuenca de Rocas Verdes y margen occidental de la Plataforma Magallánica sobre el borde continental, produjo carga tectónica, flexura de la corteza y formación de una elongada y extensa cuenca de antepaís que se desarrolló entre la zona de Lago Viedma por el Norte y Tierra del Fuego por el Sur, y que permaneció activa desde el Cretácico Superior al Cenozoico (Biddle y otros, 1986; Harambour y Soffia, 1988)

Sobre el antiguo depocentro de la cuenca Neocomiana se implantan entonces cuencas de antepaís asociadas a carga tectónica. A su vez, los sucesivos cambios de configuración de placas oceánicas y centros de expansión pacíficos ocasionaron variaciones en el ángulo y velocidad de convergencia contra la placa Sudamericana, reflejado en el registro estratigráfico como límites de Megasecuencias de origen tectónico. La información de superficie y de subsuelo permiten establecer, para esta fase, la existencia de cuatro Megasecuencias que se desarrollaron sucesivamente, y donde sus elementos tectónicos y sedimentarios migraron hacia el Este y Sur a medida que la deformación del frente orogénico avanzó en la misma dirección (Moraga y otros, 2004; Mella y otros, 2007; Mpodozis y otros 2011). (Dott y otros, 1977; Biddle y otros, 1986; Wilson, 1991; Mpodozis y otros, 2011) (Figura 2.7.B-C). El desarrollo sucesivo de la cuenca de antepaís permite establecer cuatro fases: (Moraga y otros, 2004; Mella y otros, 2007; Mpodozis 1, 2, 3 y 4.

Un sistema de cuenca de antepaís se define como una región elongada de acomodación sedimentaria, que se forma en la corteza continental entre una faja plegada y corrida y el cratón adyacente. Principalmente en respuesta a los procesos geodinámicos relacionados a la subducción y el resultado del plegamiento periférico del retroarco. El sistema de cuenca de antepaís lo componen cuatro depo-zonas, referidas como: *wedge-top*, *foredeep*, *forebulge* y *backbulge* (Figura 2.8). La depo-zona *wedge-top* es el área donde se acumula el sedimento desde la parte frontal del margen orogénico. El *foredeep* es la zona de depositación de sedimentos entre el frente estructural de la faja plegada y corrida y el flanco proximal del *forebulge*. El *forebulge* es

la zona de flexura amplia, que se alza entre el *foredeep* y el *backbulge*. Por último, el *back-bulge* es una zona amplia de depositación somera ubicada detrás del *forebulge* (DeCelles y otros, 1996).



Figura 2.8. Esquema ideal de una cuenca de antepaís. Modificado de DeCelles y otros, 1996.

2.1.4.1. Megasecuencia de antepaís 1 (Coniaciano – Maastrichtiano)

Este primer ciclo sedimentario asociado a convergencia y que se extiende entre el Coniaciano y Maastrichtiano, se caracteriza por una importante regresión de los márgenes de la cuenca, por la rápida generación de espacio de acomodación en la cubeta marina axial y por el primer ciclo de sedimentación gruesa en el eje de la cuenca. La porción más subsidente de esta cuenca fue progresivamente rellena por un complejo sedimentario controlado por el desarrollo de abanicos turbidíticos alimentados tanto en forma axial como perpendicular a la cuenca, y datados en 92 Ma (Fildani y otros; 2003). Éstos aportaron elementos detríticos provenientes de la erosión de la cordillera colisional cretácica, conformando un sistema depositacional que progradó hacia el Sur a lo largo de un *foredeep* que se estableció en la actual precordillera.

El complejo regresivo que constituye el relleno del *foredeep*, es una serie de depósitos de plataforma que gradan desde el lago Viedma hacia Última Esperanza, a una potente sección de complejos turbidíticos y de talud provenientes del Norte (Katz, 1963; Cortés 1964; Wilson, 1991).

Esta potente sección estratigráfica reconocida en la Precordillera tiene expresión hacia el Este en la forma de una gran cuña de sedimentos marinos.

La Formación Lutitas Arenosas está compuesta por hasta 400 m. de arcillitas y lutitas con intercalaciones carbonáticas, depositadas en ambiente de plataforma somera (González, 1965, Mobil, 1979; Biddle y otros, 1986). Su límite superior lo conforma areniscas de la Formación Zona Glauconítica, mediando entre ellas otra discordancia, el marker eléctrico G7, asociado a una etapa posterior de erosión del *forebulge*.

En el margen occidental, actual precordillera, este ciclo culmina en el Campaniano-Maastrichtiano con una serie compuesta por sistemas de progradación deltaicos, provenientes desde el Norte y Oeste. Hacia el oriente, en posiciones distales con respecto del frente alzado, este final de ciclo sedimentario se asocia a sedimentos limo arenosos que cubren en transgresión la zona del *forebulge* emergido, mientras que más alejado del frente de deformación activo, en el área del *backbulge* Maastrichtiano, lo conforman depósitos arenosos y limo arcillosos que exhiben un progresivo aumento de espesor hacia el Este. En un ambiente de plataforma marina abierta con escasa paleopendiente depositacional (Mella y otros, 2007)

2.1.4.2. Megasecuencia de antepaís 2 (Paleoceno - Eoceno medio)

Durante este período un nuevo ciclo de flexura cortical establece sobre el antiguo *forebulge* del Cretácico Superior, un activo depocentro al norte de la península de Brunswick, y define a su vez un *forebulge* Paleoceno-Eoceno Inferior que ocupa una franja regional NNO-SSE (Natland y otros, 1974; Mella, 2001; Moraga y otros, 2004). Esta fosa se extiende hacia Tierra del Fuego donde su margen Sur recibe aportes desde la Precordillera fueguina en alzamiento y erosión.

En el depocentro, Península de Brunswick-Isla Riesco, esta cuenca contiene una sección gruesa de depósitos marino profundo a somero transgresivo, que se inicia con depósitos arenosos y limosos, seguida de una potente sucesión de areniscas limolitas, arcillolitas marinas, fangolitas, areniscas finas arcillosas y glauconíticas con escasas intercalaciones de calizas (Thomas, 1949; Todd y Kniker, 1952; Cañon y Ernst, 1975). Hacia el sureste, en Tierra del Fuego, el relleno del *foredeep* está constituido por una serie transgresiva seguida de depósitos turbidíticos que evolucionan a sistemas deltaicos que progradaron hacia el Norte (Prieto y Moraga 1990), y que alcanza más de 2.000 m de espesor (Rojas y otros, 1994).

La progresiva migración del sistema de antepaís hacia el cratón generó el desplazamiento del margen oriental de la cuenca terciaria hacia el Este. El registro de este fenómeno está contenido

en la extensa transgresión asociada a la depositación de la Formación Zona Glauconítica, cuyos depósitos de fuerte carácter diacrónico abarcan desde el Paleoceno inferior hasta el Eoceno medio (Hauser, 1964, Cañón, 1968; Natland y otros, 1974; Biddle y otros, 1986). El centro de esta cuenca fue colmatado por una serie de sedimentos limoarcillosos rica en material calcáreo que se depositó en ambientes de plataforma externa y que engranan lateralmente con los depósitos transgresivos del Eoceno Inferior y Medio de la Formación Zona Glauconítica y el Grupo Bahia Inútil. La porción superior de este relleno constituyó luego el zócalo de sedimentación de la nueva cuenca de antepaís que se desarrolló a partir del Eoceno Superior.

La expresión de esta Megasecuencia Paleógena se manifiesta en la región de Magallanes como una cuña sedimentaria de gran asimetría, con un espesor máximo en la zona de Manzano-Brunswick, donde alcanza los 3.000 m de potencia y que se adelgaza progresivamente hacia el Este, logrando casi acuñarse completamente en la zona Norte de Tierra del Fuego. Es en el margen oriental de esta cuenca donde los sistemas poligonales manifiestan gran desarrollo, observándoselo principalmente en niveles arenosos asociados a la base de la unidad (Fm. Zona Glauconítica) y en la sección pelítica superior ubicada cercana a la base de la Megasecuencia 3.

Los antecedentes regionales señalan que durante la transgresión basal de esta megasecuencia, la cuenca presentaba una leve inclinación hacia el Oeste en condiciones de mar somero a profundo abierto al occidente, mientras que al final de su ciclo transgresivo y en condición de menor subsidencia flexural la sedimentación de la sección pelítica asociada al Marker G5 ocurrió sobre una plataforma marina profunda de escasa pendiente depositacional.

2.1.4.3. Megasecuencia de antepaís 3 (Eoceno superior – Mioceno inferior)

Entre el Oligoceno y Mioceno inferior, se desarrolla en la zona de antepaís una tercera megasecuencia sedimentaria. El relleno de esta sucesión se asocia a dos unidades principales (Pinto, 2016), las arcillolitas transgresivas de la Formación Leña Dura (Decat y Pomeyrol, 1931) y el complejo de progradación de la Formación Loreto (Keidel y Hemmer, 1931). Las unidades transgresivas, asociadas a un ciclo de subsidencia mayor, y que alcanzan en afloramientos cerca de 300 m de espesor, tienen expresión continua hacia el oriente, a través de un conjunto de limolitas y arcillolitas de unos 200 m de espesor que en el subsuelo de la Península de Brunswick sobreyace a areniscas de la Formación Tres Brazos, mientras que en la plataforma está contenida

en la espesa sección pelítica de la formación Bahía Inútil. Sin embargo, mediante la integración con sísmica de reflexión, esta unidad transgresiva destaca como unidad de correlación sísmica regional (marker G5), al tener expresión como un grupo de fuertes reflexiones que exhiben fallas poligonales muy evidentes, que son materia de estudio en este trabajo. Como será descrito más adelante, el desarrollo de fallas y polígonos asociado a este intervalo, genera deformación en las arcillolitas de la base de la Megasecuencia 3, como en las contenidas hacia el techo de la Megasecuencia. Sobre esta sección pelítica de extensión regional, se dispone un complejo progradante mayor, donde están incluidas la Formación Loreto (Keidel y Hemmer, 1931) como expresión occidental y las Formaciones Grupo Bahía Inútil (Cañon, 1968) y Areniscas Arcillosas (Mordojovich, 1951), en el sector central y oriental de la cuenca.

En el área de plataforma al Este, y como expresión distal y más tardía de la Formación Loreto, se depositan tres unidades litoestratigráficas diferentes. Las Facies de talud del Grupo Bahía Inútil (Cañon, 1968), donde además de sedimentos pelíticos pelágicos se encuentran areniscas transportadas por procesos turbidíticos, las areniscas de la Formación Areniscas Arcillosas (Mordojovich, 1951), descrita exclusivamente en subsuelo, constituida por 1.000 m de areniscas arcillosas con intercalaciones calcáreas con asociaciones de foraminíferos que se atribuyen al Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (González, 1965) e indican condiciones de plataforma somera (Rose, 1977).

2.1.4.4. Megasecuencia de antepaís 4 (Mioceno inferior - Holoceno)

El inicio de la colisión de la Dorsal de Chile con el extremo Sur de Sudamérica durante el Mioceno inferior (18 Ma), señala el comienzo de la cuarta y última megasecuencia de antepaís de la cuenca de Magallanes. Se registra un descenso del acople mecánico entre las placas Antártica y Sudamericana y un aumento del gradiente geotérmico asociado a la dorsal subductada. Este proceso parece estar relacionado a la reactivación de antiguas fallas de alto ángulo en posiciones internas del orógeno andino y al cese de la progradación de corrimientos hacia el antepaís no deformado. En consecuencia, el alzamiento y la creación de relieve vertical durante el Mioceno en la cordillera patagónica (Thomson y otros, 2001; Blisniuk y otros, 2005; Fosdick y otros, 2011; Ramírez, 2012) no se vio acompañada de subsidencia flexural en la zona Norte y central de la cuenca.

Debido a ello la megasecuencia miocena a holocena presenta mínima variación de espesor en comparación con las unidades anteriores y un arreglo interno de estratificación concordante, sin arreglos progradantes evidentes, lo que permite establecer un claro límite entre esta megasecuencia y la infrayacente. Durante este ciclo la sedimentación en la cuenca está dominada por una fase de franca colmatación, la sedimentación se realiza sobre un área con mínimas pendientes regionales, observándose solo en la zona Norte de Tierra del Fuego y en proyección hacia la costa atlántica, un depocentro localizado de orientación O-E asociado probablemente (Méndez en preparación) con la última fase de corrimientos que define Klepeis y otros (2010) para la Cordillera Fueguina durante el Oligoceno. En este depocentro se registra durante el Mioceno medio una transgresión atlántica que dio lugar al depósito de una serie de hasta 700 m. de lutitas con delgadas intercalaciones de calizas arcillosas, asignadas en el sector extraandino chileno a la Formación Brush Lake (Barwick, 1955), acumulada en el Mioceno medio a superior y conocida en base a datos de subsuelo (Natland y otros.,1974; Rose, 1977).

La transgresión estuvo restringida al sector oriental de la cuenca, identificada en el depocentro Brunswick-Riesco hacia Última Esperanza. Allí yace en forma discordante sobre la Formación Loreto y está constituida por hasta 700 m. de areniscas y conglomerados con intercalaciones de arcillitas y lentes carbonosos acumulados en ambiente de planicie aluvial. Además, se reconocen areniscas, areniscas conglomerádicas, mantos de carbón y niveles de coquinas, acumulados en ambiente marino litoral a plataforma somera, asignados a la Formación Filaret (Cortés, 1955), atribuida al Mioceno medio a superior por Cortés (1963) y González (1965) y que suprayace en forma concordante a la Formación Brush Lake.

Tanto las facies occidentales como las orientales están cubiertas por la Formación Palomares (Keidel y Hemmer, 1931, González, 1965), asignada al Mioceno Inferior–Plioceno inferior. Ésta se compone de conglomerados, tobas, flujos piroclásticos, brechas volcánicas y areniscas, acumuladas en ambiente continental (González, 1953).

Entre el Mioceno Superior y el Cuaternario, en el sector extraandino de la Patagonia Austral, los plateaus basálticos resultaron cubiertos en gran parte por un extenso conjunto de depósitos fluviales aterrazados y planicies de gravas, compuestos mayoritariamente por gravas y gravas arenosas.

2.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

A gran escala, las rocas sedimentarias acumuladas en la cuenca de Magallanes se disponen en dos dominios estructurales mayores, separados por el frente orogénico andino (Figura 2.9). Al Oeste y Sur del mismo se dispone la Cordillera Patagónica, producto de la tectónica compresiva que caracterizó el margen occidental de la placa sudamericana desde el Cretácico Superior al presente. Al Este y Norte del frente orogénico se desarrolla el antepaís actual, no afectado por los procesos tectónicos compresivos, siendo en algunos sectores difícil de definir la posición del frente orogénico, dado que en muchos casos éste no aflora y las estructuras asociadas son de bajo relieve estructural. En cambio, el antepaís registra en diferente estilo y magnitud procesos vinculados a las orogenias, ocasionando migración del *forebulge* con reactivación de fallas normales y reactivación transcurrente de antiguas fallas extensionales (Mpodozis y otros, 2011).

El dominio de deformación interna se caracteriza por una intensa deformación compresiva, incluyendo zonas con deformación dúctil y zonas con metamorfismo de alto grado en la Cordillera Darwin, al SO de Tierra del Fuego (Figura 2.9.B.C.). El estilo estructural dominante es de "piel gruesa" o thick-skinned.

La faja plegada y corrida externa se caracteriza por una disminución progresiva de la intensidad de deformación de Oeste a Este, que pasa de corrimientos que involucran al Basamento y cubierta sedimentaria a suaves pliegues de gran longitud de onda en su borde oriental (Figura 2.9). Allí la faja involucra sedimentos terciarios, generalmente plegados en un monoclinal frontal o en suaves anticlinales y sinclinales asociados a un frente orogénico no aflorante.

El rumbo de las estructuras del ámbito andino es paralelo a la orientación general de la cadena orogénica. Esta pasa progresivamente de una orientación dominante Norte - Sur en la zona de los lagos Argentino y Viedma y el sector de Última Esperanza, a una zona de máxima curvatura u "oroclino" concavo hacia el Noreste en el sector de Isla Riesco y Península Brunswick, finalmente adoptando una disposición según un eje mayor este-sudeste en la isla de Tierra del Fuego. Acorde a este cambio de rumbo, la vergencia de las fallas de corrimiento varía de Este, en el sector de Santa Cruz, a Nor-Noreste en Tierra del Fuego.



Figura 2.9. Perfiles sísmicos 3D de los diferentes dominios estructurales la Cuenca de Magallanes. Basado en el informe de la ENAP "Precordillera, Cuenca de Magallanes" de Moraga y Mella, 1999.

En la zona de antepaís, la tectónica extensional del Jurásico superior condicionó el tipo de estructuras que se desarrollan hoy día sobre niveles jurásicos a neógenos. El basamento paleozoico y los niveles jurásicos de synrift se disponen en bloques estructurales rotados, limitados por fallas normales de alto ángulo, definiendo hemigrábenes donde los depósitos volcaniclásticos de synrift muestran típicas geometrías de cuña con inclinaciones divergentes antitéticas a la falla de borde. Las unidades cretácicas y terciarias, correspondientes a las megasecuencias de subsidencia térmica y antepaís, describen suaves pliegues de gran amplitud, tipo cajón o doble charnela, originados por compactación diferencial sobre los bloques altos de las fallas jurásicas. La carga sedimentaria a su vez originó la reactivación extensional de estas fallas, que en ciertos casos se propagan dentro de la sección cretácica incrementando aún más el relieve de los pliegues generados en niveles más jóvenes. Además de estas fallas, la sección cretácica y paleógena presenta numerosas fallas normales menores como respuesta a la flexura inducida por subsidencia diferencial.

En la sección oligocena, dado su carácter progradante, la pendiente depositacional se suma a la generada por procesos tectónicos, lo cual acrecienta la pendiente resultante, sobre todo en los limbos orientales de los anticlinales, pero al contrario resta o incluso anula la inclinación al Oeste en los limbos occidentales.

Además, las estructuras descritas se sobreimponen estructuras antiformes y sinformes regionales de gran escala, características de cuencas de antepaís con subsidencia por carga tectónica. Las pendientes regionales se incrementan hacia el Oeste y Sur, en mayor medida cuanto más profundo es el nivel en cuestión.

En el sector donde la influencia de la carga tectónica cesa, ámbito históricamente definido como "Plataforma" dentro de la Cuenca Austral, las pendientes regionales decrecen y la influencia relativa de la estructura jurásica en los niveles más jóvenes se incrementa.

El esquema presenta evidencia de inversión tectónica de fallas extensionales jurásicas en sectores ubicados por delante del frente orogénico, junto con fallas transcurrentes que atraviesan la totalidad de la columna sedimentaria, asociadas a rocas ígneas instruidas en niveles miocenos y reconocidas sobre todo en las cercanías del campo volcánico Pali-Aike.

Hacia el extremo Sur de la región la activación del límite transcurrente entre las placas de Scotia y Sudamérica (zona de falla Fagnano) durante el Mioceno modificó la configuración estructural en el sector más austral de la cuenca.
2.2.1. Dominio extensivo

Se encuentra en el sector oriental de la Cuenca de Magallanes y afecta los bloques del área de estudio (Figura 2.9). Corresponde al resultado de la tectónica extensional ocurrida durante el Jurásico Superior, que generó estructuras que se hallan desde los niveles jurásicos hasta los neógenos, en la zona de antepaís. Estas fallas fueron reactivadas y afectan a todas las megasecuencias de la Cuenca.

Las unidades dentro de las megasecuencias superiores, presentan suaves pliegues de gran amplitud, originados por la compactación diferencial sobre bloques definidos por fallas Jurásicas (Mpodozis y otros, 2011). El Basamento Paleozoico y los niveles Jurásicos de la fase "Synrift" se encuentran en bloques estructurales rotados, hemigrábenes compuestos por fallas normales de orientación NO-SE. Formadas durante la extensión que afecto la Patagonia durante el Jurásico y reactivadas en diferentes etapas.

2.2.2. Dominio compresivo

El dominio compresivo, comprende la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (FPCM). Se caracteriza por una intensa deformación compresiva, incluyendo zonas de deformación dúctil y zonas de metamorfismo de alto grado en la Cordillera Darwin y está orientada en dirección N-S en su extremo Norte y O-NO en su extremo Sur (Figura 2.9).

La FPCM hacia el antepaís, está afectada por corrimientos que comprenden el Basamento y cubierta sedimentaria a suaves pliegues en su borde nororiental. Además se encuentra plegada en un monoclinal frontal o en suaves anticlinales y sinclinales asociados a un frente orogénico no aflorante (Moraga y Mella, 1999; Rojas y Mpodozis, 2006; Mpodozis y otros, 2011).

2.3. SISTEMAS PETROLEROS DE LA CUENCA DE MAGALLANES

En la Cuenca de Magallanes se conocen dos sistemas probados, (1) sistema pre-cretácico alojado en los grábenes jurásicos, (2) sistema del Cretácico Inferior que contiene pelitas asociadas a la transgresión del Sag termal. Además, el sistema terciario tiene un potencial no demostrado aun.

Los sistemas petroleros de la Cuenca de Magallanes, incluye cuatro intervalos generadores principales. Al parecer, la mejor roca madre son las rocas del Cretácico Inferior de las Formaciones Lutitas con ftanitas y Estratos con *Fravella*. La segunda más importante, son las rocas sedimentarias lacustres del Jurásico, que se intercalan con las tobas de la Formación Tobífera. Luego, están las intercalaciones arcillosas de la Formación Sprinhill (Mella, 2016). Por último, está la roca madre de tipo "*gas prone*" del terciario inferior o Zona Glauconitica, es mayormente generadora de gas (Figura 2.10).



Figura 2.10. Cuadro de eventos de los sistemas petroleros del área de estudio. Modificado de Mella,

Los objetivos de prospección (*play*) de ENAP que están relacionados con los sistemas petroleros del área de estudio son: *Play* Pre-cretácico, *Play* Shale Oil, *Play* Springhill, *Play* Cahuil, *Play* Zona Glauconítica (Z.G.), *Play* Turbididas y *Play* Mioceno (Figura 2.11).

2.3.1. Sistema petrolero Serie Tobífera, pre-cretácico

El sistema petrolero pre-cretácico, se encuentra en una sucesión estratigráfica de fines del Jurásico. Está compuesta por rocas clásticas peliticas lacustre, pertenecientes a la Serie Tobífera, que rellenan grábenes pre-cretácicos de la cuenca oriental, al Norte de la Isla Tierra del Fuego.





La Serie Tobífera, contiene niveles ricos en materia orgánica con potencial de roca madre. Estos intervalos son pelíticos, asociados a sistemas lacustres del Jurásico, con contenido de materia orgánica que arroja valores altos de TOC.

Las vías de migración son verticales y cortas, pudiendo utilizar las zonas fracturadas de los márgenes de los grábenes pre-cretácicos, producto de la reactivación tardía de estructuras.

Las trampas encontradas en este sistema petrolero consisten en trampas combinadas. Comúnmente son paleoaltos de la Formación Tobífera sellados por la Formación Estratos con *Favrella* (Figura 2.12.A). También, ocurren trampas estructurales donde el reservorio presenta porosidad primaria y/o secundaria por alteración o fracturamiento tectónico (Figura 2.12.B). Dentro de un graben pueden ocurrir trampas estructurales o estratigráficas cuyo sello corresponde a lutitas y tobas argilizadas, asociado a una posición estructural favorable (Figura 2.12.C).



Figura 2.12. Trampas asociadas a los reservorios en la Formación Springhill.

2.3.2. Sistema petrolero asociado al Jurásico Superior-Cretácico Inferior

La Formación Springhill constituye el principal yacimiento de la cuenca, mientras que la Formación estratos con *Favrella*, Lutitas con ftanitas representan la roca madre por excelencia. Estas Formaciones, fueron depositadas durante la fase de subsidencia térmica, que habría provocado una transgresión generalizada y la depositación de una gruesa sucesión siliciclástica.

Las Formaciones Lutitas con ftanitas, Margas y unidad Lutitas Gris Verdosas, constituyen un sello regional. La sucesión incluye intervalos basales e intermedios con potencial de generar gas y petróleo. Actualmente se la considera un yacimiento no convencional de tipo "*Shale oil/gas*" potencial.

2.3.3. Reservorio asociado a la Zona Glauconítica

Este reservorio se manifiesta con producción comercial en el sector argentino en un nivel estratigráfico de edad Maastrichtiano superior – terciario inferior, más antiguo que la Zona Glauconítica del lado chileno.

Las rocas reservorio son areniscas arcillosas y limosas, cuarzo-glauconiticas, de mala calidad productora, depositadas en ambientes marinos neríticos. Los estratos se acuñan contra los altos de las rocas cretácicas en disposición de "*onlaps*".

El sello está constituido por niveles finos impermeables de fangolitas, limolitas y arcillolitas del Grupo Bahía Inútil. Estas rocas sedimentarias engranan lateralmente hacia el Oeste.

El hidrocarburo ubicado en estas rocas se podría correlacionar con el tipo de hidrocarburos producidos en Springhill. Estos habrían migrado a través de fallas o fracturas verticales desde el sistema petrolero del Cretácico Inferior.

El entrampamiento es principalmente estratigráfico por acuñamiento de los reservorios contra el flanco oriental del *forebulge* oriental de la Cuenca de antepaís, sobre rocas del Cretácico Superior.



3. SISTEMAS DE FALLAS POLIGONALES, DEFINICIONES, MODELOS Y METODOLOGÍA DE ANÁLISIS

En este capítulo, se mencionan los modelos genéticos de SFPs más importantes, junto con la metodología que se utilizó en el desarrollo de este estudio.

La etapa inicial, fue recopilar y estudiar modelos genéticos de SFPs, para luego utilizarlos en el análisis de los SFPs de la cuenca, desde un punto de vista regional.

Posteriormente se realizó la visualización de los SFPs presentes en la Cuenca de Magallanes, la que consistió en la confección de imágenes, perfiles y columnas, que fueron útiles para la descripción, análisis y obtención de resultados. Estas caracterizaciones se utilizaron para proponer un modelo compatible con la geología de la región.

3.1. SISTEMAS DE FALLAS POLIGONALES Y ANÁLOGOS

Los SFPs consisten en una matriz de fallas extensionales, que se caracterizan por una geometría poligonal en planta y un desarrollo intraformacional. Individualmente, los polígonos pueden alcanzar diámetros que varían de 100 m hasta 3.000 m. Se desarrollan durante etapas tempranas del enterramiento, a lo que se atribuyen cuatro mecanismos genéticos: colapso gravitacional, inversión de densidad, compactación por enterramiento y sinéresis (Cartwright y otros, 2003).

En superficie, también existen algunas estructuras poligonales, análogas a los SFPs que se forman en una variedad de ambientes, por ejemplo grietas de desecación en zonas lodosas y con altas tasas de evaporación y rosas de piedra formadas en ambientes periglaciales. En el caso de las grietas de desecación, el suelo se agrieta debido a la contracción volumétrica, causada por la evaporación del agua y disecación de los sedimentos. Las rosas de piedra en contraste, son originadas por la crioturbación o por la acción del hielo y deshielo (Figura 3.1).

Ambos casos son de mucho menor escala que los SFPs y ocurren en ambientes sin esfuerzo tectónico, siendo factores principales el clima y la gravedad.



Figura 3.1. Estructuras en superficie análogas a los SFPs: A) Grietas de desecación, B) rosas de piedra. Autor desconocido.

3.2. MODELOS GENÉTICOS DE SISTEMAS DE FALLAS POLIGONALES

Las primeras fallas, asociadas a un solo nivel estratigráfico y compatible con la definición de SFP, fueron reconocidas en secciones sísmicas 2D por Henriet y otros (1989), quienes le atribuyeron un origen no-tectónico. Sin embargo, fue en los años 90 con el uso de la sísmica 3D, cuando estas estructuras pudieron ser observadas en planta y apreciar su configuración geométrica poligonal (Cartwright, 1994a, b).

El reconocimiento de esta nueva clase de estructuras geológicas, generó preguntas interesantes sobre el origen de su fallamiento característico y el régimen de esfuerzos reinantes, durante la diagénesis y compactación de los sedimentos.

Durante las últimas décadas se ha propuesto una serie de modelos con el fin de explicar la génesis de los SFPs, entre los que se destacan los sugeridos por: Cartwright, 1994a; Cartwright, 1996, Cartwright y Lonergan, 1996, Gay y otros, 2003 y Cartwright, 2011.

3.2.1. Modelo de fracturamiento hidráulico

El modelo de fracturamiento hidráulico representa el primer modelo propuesto en la literatura científica donde Henriet y otros en el año 1989, explican desde un punto de vista notectónico el patrón de un SFP. La propuesta fue basada en las estructuras observadas con sísmica 2D en la *"London Clay"* pertenecientes al cuerpo *"Ypresian Clay"* en la Cuenca del Mar del Norte (Henriet y otros, 1989; 1991).

Este modelo, se basa en el efecto de inestabilidad gravitacional causada por la inversión de densidades durante un fenómeno de "auto sello" del cuerpo arcilloso. En este escenario, los fluidos se ven afectados por una presión de poros anormal, haciendo que el fluido en los sedimentos sirva de lubricante, disminuyendo así la fuerza de corte de los sedimentos. Posteriormente, se produce el fracturamiento hidráulico y disipación de la presión del fluido en los poros. En este modelo además se menciona que hay más signos de fracturamiento que sugieren la existencia de procesos adicionales de estrés y deformación que habrían afectado la evolución del cuerpo de arcilla.

Las condiciones necesarias para formar dichas estructuras se ilustran secuencialmente en la Figura 3.2.

La primera etapa, es la depositación de arena (Figura 3.2A). Luego se deposita arcilla saturada en agua, sobre la arena más porosa. A medida que la sedimentación aumenta, ocurre compactación gradual, reduciendo los espacios de los poros en la arcilla a través de la expulsión de agua (Figura 3.2B). La sobrecarga tiende a reducir el espacio en los poros en presencia de un sustrato de arena más permeable. Mientras la arcilla es drenada, la presión de los poros con agua se mantendrá hidrostática, lo que significa que está en equilibrio con el peso de la columna de agua. El drenaje máximo ocurre probablemente cerca de la base, que al ser relativamente rápido,

da una tasa de compactación mayor, esto crea una barrera impermeable en la base de la arcilla y evita que el drenaje continúe (Figura 3.2C). Una vez terminada la depositación de la arcilla, comienza la de arena más densa y permeable, lo que genera un fenómeno similar al anterior (Figura 3.2D), pero ahora el agua en la arcilla comienza a drenar hacia el techo, creando una nueva barrera impermeable que impide una vez más el desagüe (Figura 3.2E). A través de este mecanismo, la capa de arcilla se sella a sí misma, lo cual tiene 2 efectos: (1) los sellos que comprimen el agua atrapada en el cuerpo arcilloso tienen un tiempo determinado de duración, debido a la densidad menor de la arcilla con respecto a la carga (Figura 3.2E). (2) El agua atrapada al tener una compresibilidad baja, aumenta de presión debido a la carga litostática. Este aumento de la presión en los poros va a disminuir solo cuando el esfuerzo efectivo normal (σ 1) que actúa entre las partículas, termine por fracturar el cuerpo arcilloso (Figura 3.2F). Por lo tanto, la inestabilidad gravitacional es el motor que mueve el flujo de sedimentos. Además, el agua sometida a grandes presiones pudo haber actuado como lubricante, disminuyendo la resistencia al corte a un nivel de contacto de granos y fomentado el fallamiento normal.



Figura 3.2. Modelo de fracturamiento hidráulico de la "London clay" al Sur del Mar del Norte, en Henriet y otros, 1989.

3.2.2. Modelo de contracción volumétrica

Este modelo propuesto por Cartwright en 1994, consiste en un modelo de compactación episódica, que explica la génesis de fallas restringidas a un solo intervalo, de baja permeabilidad, en litofacies ubicadas en la pendiente y base de una cuenca. Corresponde a una adaptación del modelo propuesto por Henriet (1989 y 1991).

El modelo de contracción volumétrica, menciona que éstos sistemas de fallas, tienen una organización poligonal caracterizada por una distribucion aleatoria de rumbos de falla. Además, la deformación no afecta los niveles inferiores y superiores. Sin embargo, dentro de cada intervalo deformado, existen niveles de fallamientos asociados a la estratigrafía de cada segmento, separando las fallas en distintos ordenes. Por último, las fallas de un SFP presentan saltos de 10-100 m y están estrechamente espaciadas desde 100-1.000 m (Cartwright, 1994 a,b). Posteriormente en el año 1996, Cartwright demostró que los SFPs fueron formados por contracción volumétrica durante la compactación por deshidratación. Este fallamiento, habría comenzado por la sobrecarga litostática, sobre sedimentos arcillosos saturados en fluido y que se contrajeron al fracturarse (Cartwright, 1996). Trabajos posteriores (Cartwright y otros, 1998; Dewhurst y otros, 1999) incluyen el concepto de sinéresis, que sugiere que el agua de los poros es expulsada a partir de geles o coloides sedimentarios, bajo acciones osmóticas espontaneas durante la diagénesis de la roca. En el año 2011, se añadió al modelo los estudios de Shin y otros (2008), que mencionan que el nivel de contracción de las partículas durante la diagénesis podía contraer y fracturar las rocas de grano fino. Este mecanismo fue llamado "fallamiento de corte causado por contracción". El mecanismo, indica que una diversa cantidad de reacciones en los sedimentos, puede llevar a remociones físicas de granos por disolución y a cambios del fluido durante las interacciones mineral-poro y mineral-mineral. Estos cambios, afectan las propiedades físicas e influyen en procesos que pueden ser potencialmente capaces de inducir el fallamiento por contracción volumétrica.

3.2.3. SFPs y surcos asociados a etapas tempranas de compactación

Este modelo integra los modelos anteriores (Cartwright y Lonergan, 1996; Lonergan y otros, 1998, Dewhurst y otros, 1999) y está basado en los sedimentos modernos de la cuenca activa de

"Lower Congo", donde los procesos que forman un SFP pueden ser vistos incluso en el fondo oceánico (Gay y otros, 2004).

Estos autores, propusieron que la contracción volumétrica comienza en la interfase aguasedimento, creando surcos rectilíneos en los primeros metros de profundidad bajo el fondo marino. Además, sugiere que procesos gravitacionales someros controlan la orientación de los surcos, ya que la contracción horizontal es paralela a la pendiente. Un encogimiento radial ocurre a partir de los 21 m, donde la contracción paralela al estrato es expresada por un fallamiento con patrón hexagonal, que delinean "celdas" de deshidratación (o hexágonos de primer orden). Conjuntamente, la contracción de los sedimentos hace que aumente el largo de cada falla, las que alcanzan su máxima longitud a 300 m de profundidad. Por último, para continuar con la expulsión de mayor cantidad de fluido, desde los poros del segmento, se requiere la formación de hexágonos más pequeños (segundo y tercer orden), los que son contenidos dentro de los de primer orden, creando un sistema de prismas que contiene otros más pequeños. A unos 700 m de profundidad, a medida que el SFP alcanza su máxima densidad, la compactación lateral finaliza (Gay y otros, 2004).

3.3. APLICACIONES Y CONCECUENCIAS DE LOS SISTEMAS DE FALLAS POLIGONALES EN LA INDUSTRIA

Estudios previos sobre los SFPs, relacionados con la industria petrolera, indican una serie de aplicaciones y consecuencias cuando un SFP afecta un sistema petrolero. Una de las consecuencias más importante es la impermeabilidad del reservorio. Además, los SFPs pueden constituir vías de migración para fluidos, compartimentalización de yacimientos, efectos mecánicos en la eficiencia del fracturamiento hidráulico, riesgo potencial en la contaminación de acuíferos y efectos en la estimulación secundaria a través de inyección de agua y/o inyección de CO₂.

3.3.1. Integridad de la roca sello

La génesis de un SFP ocurre en sedimentos de grano fino de baja permeabilidad, por lo que la integridad del sello de ese nivel estratigráfico puede estar afectada.

En los sistemas petroleros la roca sello actúa como una barrera para la migración de fluidos desde niveles inferiores, mientras que los niveles estratigráficos que subyacen al sello, están asociados a zonas de acumulación. Esto causa que la presencia de un SFP en rocas que normalmente sirven de sello, afecten el yacimiento, lo que lo convierte en un objetivo atractivo para la exploración del petróleo. Entonces, la integridad del sello es de gran importancia. Un ejemplo de perdida de la integridad del sello ocurre en la Cuenca del Qiongdongnan, Mar del Sur de China. Estudios de prospección realizados en la región han identificado un SFP que sobreyace regionalmente el reservorio (Sun y otros, 2009, 2010). Aquí, la presencia de este SFP deriva en una vía de migración de fluidos (Cartwright y otros, 2007) desde un reservorio ubicado en un anticlinal hacia valles incisos superiores (Figura 2.3).



Figura 3.3. Sistema petrolero, Cuenca de Qiongdongnan. La presencia de fallas poligonales sobre el reservorio anticlinal significa que la integridad de la roca sello debe ser cuidadosamente considerada (Modificado de Sun y otros, 2010 en Roberts D., 2014). Flechas violetas: vías de migración.

3.3.2. Compartimentalización de reservorios

Los SFPs pueden tener múltiples niveles que pueden ser separados por diferencias de porosidad de sus cuerpos de arenisca, que los hace objetivos atractivos de exploración.

Las areniscas de grano grueso, no parecen ser afectadas por los procesos que forman los SFPs en las capas sobre y debajo de ellos. Sin embargo, en condiciones adecuadas las fallas pueden propagarse y eventualmente fallar un cuerpo de arenisca (Möller y otros, 2004). El resultado en este caso puede ser una compartimentalización efectiva de la unidad reservorio. Esto traería consecuencias para la interpretación de la migración del fluido (Jolley y otros, 2010). En algunos casos el estrato de roca afectado por fallas poligonales, puede resultar en un reservorio económicamente viable. Tal es el caso para la formación Niobrara en Colorado, Estados Unidos. Esta formación consiste en un nivel delgado de lutitas, margas y limolitas, cuyo yacimiento es económicamente viable debido a que esta densamente fracturado, lo que le otorga suficiente porosidad conectada a la roca (Sonnenberg y Underwood, 2012). La presencia de un SFP es una característica importante en la determinación de la calidad de un reservorio (Roberts D., 2014).

3.3.3. Estimulación Hidráulica

El fracturamiento hidráulico o "*fracking*" es una herramienta importante para la explotación de hidrocarburos, en el cual se causan fracturas en unidades de "*shale gas*", por la inyección de agua a altas presiones. Por otro lado, el entendimiento de la formación natural de SFPs en cuerpos arcillosos, puede proveer ideas de cómo aprovechar esto en la aplicación del "*fracking*". Por consiguiente, los SFPs son estructuras geológicas que deben ser consideradas en la exploración de la industria petrolera. Sin embargo, el mecanismo por el cual se desarrollan los SFPs aún está en discusión.

3.4. INFORMACIÓN, PROGRAMAS Y METODOLOGÍA GENERAL

A continuación en este subapartado, se dará a conocer la información y métodos generales utilizados en la elaboración de este trabajo.

La primera etapa, consistió en compilar y revisar una serie de artículos publicados en revistas científicas, además de trabajos inéditos de ENAP. De todo este material, una gran cantidad consistió en publicaciones relacionadas con los SFPs. También se utilizó material bibliográfico sobre la estratigrafía y tectónica de la Cuenca de Magallanes. Además de textos sobre métodos geofísicos, aplicados en la exploración de hidrocarburos. Por último, se utilizaron informes

geológicos de ENAP, para la recopilación de datos de interés y complementación de los distintos capítulos del presente informe.

3.4.1. Antecedentes geológicos y geofísicos

Una pieza fundamental para el desarrollo de este estudio fue el material digital. Se contó con el acceso a la base de datos de ENAP. Esta contiene información de cada bloque y pozo del área de estudio. Los bloques contaban con cubos sísmicos 3D, horizontes sísmicos, pozos y perfiles eléctricos necesarios para cada programa. Además, cada pozo contaba con información petrográfica, petrofísica, geoquímica y estratigráfica.

3.4.1.1. Cubos sísmicos 3D

Los volúmenes sísmicos 3D, utilizados para este trabajo pertenecen a los bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos (Figura 2.3). La resolución horizontal (distancia entre geófonos en terreno) es de 25 a 30 m.

Para cada uno de estos volúmenes sísmicos se utilizó dos tipos de información: un cubo de amplitud en tiempo o "Amplitud de reflexión" (milisegundos) y el cubo de velocidades sísmicas 3D. En el cubo de amplitud, el tiempo es proporcional a la profundidad, en el cual los cambios de amplitud representan los cambios acústicos en profundidad. Esto permite identificar marcadores regionales en una sección vertical. El cubo de velocidades sísmicas 3D entrega información sobre los cambios de velocidad sísmica con la profundidad.

3.4.1.2. Horizontes sísmicos en cada cubo 3D

Para cada cubo sísmico, se interpretaron cinco horizontes o marcadores que desde el más profundo al más somero son: TAS, C1, I10, G5 y G7. Estos marcadores, consisten en su mayoría en discontinuidades entre las distintas unidades sedimentarias de la cuenca. Por lo general, las áreas que abarcan los horizontes son similares en cada volumen sísmico.

3.4.1.3. Método para la obtención de cubos sísmicos

La sísmica de reflexión 3D, es el método por excelencia para visualizar la geología del subsuelo. Esta consiste en explotar las leyes de la propagación de las ondas sísmicas, mediante un arreglo de emisores de energía y geófonos dispuestos horizontalmente en superficie (Figura 3.4).



Figura 3.4. Exploración sísmica en superficie.

Las fuentes emisoras, generan pulsos de onda que se transmiten hacia el interior, interceptando los distintos sustratos. Una parte es reflejada hacia la superficie y captada por un arreglo de receptores. Esta información es grabada en formato digital y enviada a centros de procesamientos, los cuales mediante una secuencia de pasos determinan la velocidad sísmica del medio y la profundidad de los reflectores.

En el caso de la registración de datos sísmicos 3D, se obtienen los tiempos de arribo y velocidad del medio, permitiendo visualizar las secciones verticales y horizontales de la geología del subsuelo.

3.4.1.4. Atributos sísmicos que resaltan los SFPs

Los atributos sísmicos, son toda la información obtenida desde datos sísmicos, ya sea por mediciones directas de amplitud y procesos de transformación de la traza sísmica.

Atributos sísmicos como la similaridad; descomposición espectral; curvatura son especiales para la visualización de los sistemas de fallas poligonales. Los atributos sísmicos mencionados son obtenidos desde el apilado final migrado mediante programas especiales de alta tecnología. Los atributos de similaridad y descomposición espectral fueron utilizados en este trabajo, para mapear y correlacionar los SFP.

El atributo de similaridad (Figura 3.5), es una forma de coherencia que expresa cuan similares y/o discontinuos son dos segmentos de una traza sísmica.



Figura 3.5. Atributo de similaridad aplicado al horizonte G7 en el bloque Arenal.

La continuidad de la señal sísmica es una medida de la similaridad lateral de los datos símicos. Así una similaridad continua presenta un valor 1 y significa que los segmentos de traza son completamente idénticos en amplitud y forma de la ondicula. Una similaridad de valor 0 significa que son completamente disimiles.

El análisis de la energía y los cambios de pendientes dentro de una ventana de análisis en un cubo sísmico 3D, dan estimaciones de coeficientes de coherencia del dato sísmico. Por ejemplo, en zonas del cubo sísmico donde los SFPs cortan las trazas sísmicas, tienen diferente carácter y respuesta, que en zonas que son lateralmente continúas. Esto da como resultado lineamientos de baja coherencia a lo largo de los planos de fallas y que se representan como líneas o zonas oscuras (valores 0) en las imágenes (Figura 3.5).

El atributo de similaridad permite ver rasgos estratigráficos y estructurales, tales como paleo canales; cuñas y discontinuidades asociadas a fallas, permitiendo una perspectiva diferente de un estrato con potenciales acumulaciones de hidrocarburos.

El atributo descomposición espectral, es un algoritmo, que aplicado a la información sísmica 3D, permite la caracterización de reservorios mediante la discretización del espectro de frecuencia en sus componentes de frecuencias individuales. Este atributo puede resaltar discontinuidades y variaciones del espesor temporal asociadas a cambios del espectro de amplitudes y fases, revelando así rasgos geológicos en un cubo sísmico 3D. De esta manera es posible mapear las discontinuidades asociadas a sistemas de fallas complejos, tales como los SFPs y discontinuidades estratigráficas como paleocanales, cuñas, etc.

El concepto detrás de la descomposición espectral es la interferencia del espectro de amplitud con la respuesta sísmica de capas delgadas que producen un rasgo único asociado a una sintonía de reflexiones que tienen una frecuencia única en el espectro de amplitud del dato. Otra aplicación es la construcción de un cubo de sintonía de frecuencias, donde se mezclan tres frecuencias de descomposición espectral con los colores rojo, verde y azul, para las frecuencias baja, media y alta respectivamente. Este procedimiento permite visualizar rasgos estratigráficos como los mencionados, pero con la suma aditiva y/o sustractiva de los colores (Figura 3.6).



Figura 3.6. Atributo de descomposición espectral con mezcla de tres frecuencias 15-25-35Hz aplicado al horizonte G7 en el Bloque Arenal.

Las distintas respuestas en color de un cubo de sintonía de descomposición espectral es una novedosa visualización de anomalías de amplitud asociadas a rasgos estructurales y estratigráficos que pueden estar vinculadas a potenciales trampas de hidrocarburos.

3.4.2. Herramientas

Las herramientas usadas para el análisis e interpretación, fueron los programas computacionales: Opendtect V4.2, Arcgis V9.2, Geographix y Microsoft Excel 2010. Conjuntamente, se utilizaron los complementos para Excel: XLSTAT V.2013, un conversor de coordenadas UTM a geográficas y un macro para el cálculo de azimut, basado en el trabajo de Vincenty (1975).

El programa Opendtect V4.2, fue la herramienta principal para iniciar el estudio de los SFPs. El cual fue útil para el análisis espacial entre los distintos horizontes, además de la generación y obtención de imágenes, que podían ser exportadas a otros programas. Además, entregó herramientas para la interpretación y visualización de cubos sísmicos, interpretación de horizontes, aplicación de atributos sísmicos y combinación de atributos con datos de pozos. En él se cargaron los cubos: de amplitud y de velocidad.

El programa Arcgis V9.2, sirvió para la confección de mapas de todo tipo, además de ser capaz de crear tablas de atributos y archivos vectoriales (.shp) que resultaron fundamentales para la realización de este estudio.

El programa Geographix fue utilizado para leer y analizar los registros eléctricos de pozo obtenidos desde la base de datos digital de ENAP.

Por último, el programa Excel 2010 fue utilizado para la elaboración de bases de datos generadas en los demás programas, donde fue posible aplicar algoritmos de cálculos matemáticos, análisis estadísticos y confección de gráficos necesarios para el desarrollo de este trabajo.

3.4.3. Metodología general

Una vez obtenido el marco conceptual referido a los orígenes y características de los SFP mapeados e identificados, se analizó la información sobre estos en la Cuenca de Magallanes. Este estudio aportó los datos necesarios para la interpretación y confección de una historia geológica compatible con los modelos genéticos antes mencionados. A continuación, se explica brevemente cada uno de los pasos que se realizaron, junto con datos, imágenes y tablas, extraídas desde este estudio a modo de ejemplo.

3.4.3.1. Identificación de fallas y creación de bases de datos

El análisis se inicia con la generación de bases de datos de horizontes y pozos en la plataforma de interpretación (Opendtect v4.2), con los cubos sísmicos, horizontes y pozos de cada área de estudio, para crear los atributos sísmicos que resaltan los SFPs. Terminado este proceso, se crearon imágenes en planta de buena calidad para cada horizonte, las que fueron exportadas al programa Arcgis v9.2.

En Arcgis v9.2, se crearon archivos vectoriales (.shp) tipo polígono, para demarcar y ubicar el área que ocupan los tres cubos sísmicos. Luego las imágenes de los quince horizontes (cinco para cada bloque) fueron ubicadas y georreferenciadas en sus respectivas áreas del volumen sísmico. Finalmente, se crearon archivos vectoriales (.shp) tipo poli-líneas para cada horizonte, dando término a la primera fase de preparación de datos. Luego, se interpretaron los lineamientos de cada imagen, demarcándose sobre la base de criterios geológicos las fallas resaltadas por los atributos de similaridad y descomposición espectral en las imágenes importadas desde Opendtect v4.2.

Finalizada la interpretación de imágenes, con "Calculate Geometry" se obtuvieron las coordenadas UTM WGS84 de los extremos de cada falla (X1,Y1) y (X2,Y2) interpretada (Tabla 3.1).

	40 14114				
Id	X1	Y1	X2	Y2	Largo (m)
0	450685	4136264	450909	4136613	414,5
1	450936	4136622	451267	4136738	350,9
2	451276	4136801	451544	4136648	308,6
3	451580	4136604	451750	4136156	478,7
4	451696	4136120	451401	4135682	528,7
5	451383	4135655	450900	4135745	491,4

Tabla 3.1. Coordenadas UTM 19S (Datum WGS84) de los puntos inicial (X1, Y1) y final (X2, Y2) de falla, junto con largo de falla en metros

Luego esta información fue exportada al programa Excel 2010, donde se utilizó un macro para transformar las coordenadas UTM a coordenadas de longitud y latitud (Tabla 3.2).

Coordenadas	No.		Longitu	des	Latitudes			Coordenada X	Coordenada Y	Zona	Hemisferio
X1,Y1	0	-69 °	-44 '	-0,6009 "	-52 °	-55 '	-15,6651 "	450685,11	4136263,67	19	S
	1	-69 °	-43 '	-46,995 "	-52 °	-55 '	-4,16451 "	450935,60	4136621,62	19	S
	2	-69 °	-43 '	-28,689 "	-52 °	-54 '	-58,4842 "	451275,72	4136800,60	19	S
	3	-69 °	-43 '	-12,506 "	-52 °	-55 '	-4,95424 "	451579,98	4136603,72	19	S
	4	-69 °	-43 '	-6,5374 "	-52 °	-55 '	-20,6292 "	451696,30	4136120,49	19	S
	5	-69 °	-43 '	-23,557 "	-52 °	-55 '	-35,5854 "	451383,11	4135655,16	19	S
X2,Y2	0	-69 °	-43 '	-48,433 "	-52 °	-55 '	-4,44532 "	450908,82	4136612,67	19	S
	1	-69 °	-43 '	-29,202 "	-52 °	-55 '	-0,50862 "	451266,77	4136737,95	19	S
	2	-69 °	-43 '	-14,399 "	-52 °	-55 '	-3,49451 "	451544,18	4136648,47	19	S
	3	-69 °	-43 '	-3,643 "	-52 °	-55 '	-19,4881 "	451750,00	4136156,29	19	S
	4	-69 °	-43 '	-22,585 "	-52 °	-55 '	-34,7224 "	451401,00	4135682,01	19	S
	5	-69 °	-43 '	-49,385 "	-52 °	-55 '	-32,5313 "	450899,87	4135744,65	19	S

Tabla 3.2. Transformación de coordenadas UTM a coordenadas geográficas (longitud y latitud).

Las nuevas coordenadas de los datos fueron exportadas a un segundo macro de Excel 2010 para el cálculo de azimuts, el cual tomó los puntos iniciales (X1,Y1) y finales (X2,Y2) para aplicar una serie de fórmulas trigonométricas (Vincenty, 1975) y obtener el azimut de cada falla (Tabla 3.3)

Tabla 3.3. Azimut y largo de fallas.

Falla	Azimut	Largo (m)			
0		41 <mark>4</mark> ,5			
1	72°	35 <mark>0,9</mark>			
2	120°	30 <mark>8,6</mark>			
3	159°	478,7			
4	215°	5 <mark>2</mark> 8,7			
5	282°	<mark>4</mark> 91,4			
5	282°	491,4			

Los datos de azimut se analizaron estadísticamente con el complemento de Excel 2010 XLSTAT 2013. Se obtuvo la estadística descriptiva para cada horizonte obteniéndose mínimos, máximos, medias, varianzas, desviaciones estándar (Tabla 3.4) e histogramas (Tabla 3.5).

 Tabla 3.4. Estadística descriptiva de los azimuts de fallas de un horizonte.

Estadísticas descriptivas (Datos cuantitativos):						
Estadística	Azimut					
No. de observaciones	1820					
Mínimo	0,000					
Máximo	359,000					
Media	175,230					
Varianza (n)	10911,223					
Desviación estándar (n)	104,457					



 Tabla 3.5. Histograma de azimuts de los lineamientos, fallas.

Además, los datos de azimuts y largo de fallas, fueron exportados a un macro de Excel 2010 para crear diagramas de roseta, que segmentan en treinta y seis subpoblaciones de 10° el total de la población de azimuts y los conjuga con el largo de falla, entregando información de la distribución de la población de azimuts versus la orientación de las fallas del horizonte (Figura 3.7).



Figura 3.7. Ejemplo de roseta, muestra los datos de azimut en 36 subpoblaciones de 10° y los conjuga con el largo de fallas respectivas.

Para un manejo más sencillo de toda la información obtenida, todos los resultados se incluyeron en un solo archivo Excel.

3.4.3.2. Estimación de los saltos de falla y estadística descriptiva

Los cubos de amplitud migrado y de velocidad fueron cargados en el programa Opendtect 4.2 a fin de superponerlos y estimar los saltos de falla. Además, a los perfiles 3D se les aplicó los atributos de similaridad y descomposición espectral (Figura 3.8). Esto sirvió para contrastar lineamientos, marcar desplazamientos e identificar discontinuidades en las secciones verticales de los perfiles sísmicos 3D.



Figura 3.8. Estimación de saltos de falla a partir de información sísmica 3D: cubos de Amplitud y Descomposición Espectral. A) Amplitud y amplitud; B) Amplitud y descomposición espectral;C) Amplitud y similaridad; D) amplitud y perfil de velocidad (ms).

Se utilizó Excel 2010 para el cálculo del rechazo vertical entre dos puntos de quiebres notorios (Figura 3.9, Tabla 2.6). El método de muestreo consistió en la revisión sistemática de perfiles verticales 3D, intersectados con los distintos horizontes utilizados para este trabajo.

Dentro de cada uno de los bloques sísmicos, se pudo observar fallas mediante el realce de color en los valores de los atributos de similaridad y descomposición espectral. En cada falla, se midió el desplazamiento aparente entre los niveles que marca el cubo de amplitud versus el perfil 3D (Figura 3.10). Esta superposición de datos sísmicos, facilitó el registro de información empleada en el cálculo de saltos de fallas. La población de datos luego fue tratada por métodos estadísticos descriptivos.



Figura 3.9. Perfil 3D conjugado (Amplitud vs descomposición espectral) y horizonte de descomposición espectral. El cuadro indica posición de la Figura 3.10.



Figura 3.10. Sección sísmica mostrando el modo para el cálculo del rechazo vertical; falla nº4 en Tabla 3.6; 1: bloque yacente y 2: bloque colgante. Salto: 70 m aprox.

Para cada rechazo vertical se determina su localidad, nombre del bloque en el que se encuentra, horizonte que corta, su velocidad en (m/s) y profundidad en tiempo (ms). Esto con la intención de que el macro Excel calcule automáticamente el salto entre el bloque yacente y colgante, agregando el dato a una columna con los demás saltos de fallas (Tabla 3.6). Para este estudio, se midieron los saltos de fallas de cuatro horizontes en tres bloques sísmicos, dando doce bases de datos distintas para comparación.

Tabla 3.6. Calculo de saltos de falla a través de los datos tomados desde los perfiles sísmicos. vel = velocidad (m/s), t = tiempo (milisegundos), prof. = profundidad (m), salto (m). En azul falla f4, utilizada en Figura 3.5.

Da	tos	dene	rales	Salto de Falla							
Datos generales				Punto 1			Punto 2				
Horizonte	Falla	INLINE	CROSSLINE	vel (m/s)	t (ms)	prof.(m)	vel (m/s)	t (ms)	prof. (m)	Salto (m)	
C1	1	2451	10600	3945,8	2045,0	4034,5	3951,3	2053,0	4056,0	21,5	
C1	2	2505	10600	3980,8	2069,0	4118,1	<mark>3970,6</mark>	2078,0	4125,4	7,3	
C1	3	2677	10800	3764,1	1952,0	3673,7	<mark>3782,4</mark>	1959,0	3704,9	31,2	
C1	4	2712	10800	3756,2	1953,0	3667,9	3800,7	1967,0	3738,0	70,1	

Una vez calculado el rechazo vertical, se realizó el análisis estadístico descriptivo (Tabla 3.7), que derivó en la siguiente información: mínimo, máximo, mediana, media, varianza y desviación estándar.

para el SFP Cretácico del Bloque Arenal.							
Cretácico (C1) / Bloque Arenal							
Estadística	Salto (m)						
No. de observaciones	28						

1.7

71,0

27,7

384,6

19,6

Mínimo

Máximo

Varianza (n)

Desviación Estándar (n)

Media

 Tabla 3.7. Estadística descriptiva de los saltos de fallas para el SFP Cretácico del Bloque Arenal.

El análisis para los doce horizontes seleccionados permitió comparar y entender mejor el comportamiento de los SFPs a escala regional o si poseen relación con los esfuerzos derivados de la tectónica local.

3.5. CARACTERIZACIÓN DE LOS SFPs, CÁLCULOS Y ANÁLISIS

Las fórmulas que se utilizaron para interpretar los lineamientos de los SFPs, se explican en el presente capitulo.

3.5.1. Calculo de azimut, largo de falla y análisis estadístico general

Este estudio, fue posible gracias a la fórmula de Vincenty (1975), que consiste en una serie de fórmulas trigonométricas que calculan el azimut de cualquier lineamiento. Este algoritmo fue utilizado para la creación de un macro en Excel 2010, capaz de realizar el cálculo masivo de azimut y largo para todos los pares de coordenadas que representan a cada falla.

Se utilizó un método, que fuera compatible con la fórmula de Vincenty (1975) para calcular azimut. Debido a que la forma de los polígonos es a grandes rasgos un cono invertido (Figura 3.11), la metodología consistió en una serie de pasos sistemáticos, para interpretar correctamente los lados de cada polígono y obtener los datos necesarios para la fórmula de Vincenty.



Para realizar el cálculo correcto del azimut de cada falla, fue necesario utilizar un método de interpretación secuencial, el cual consistió: primero en situar un polígono de interés de primer orden, ubicar si contiene polígonos interiores de orden menor y comenzar la interpretación en sentido horario desde el centro hacia afuera (Figura 3.12).



Figura 3.12. Método de interpretación secuencial :(A) Polígono de primer orden con otros de orden menor en su interior, (B) hexágono central rojo de tercer orden es el primero en ser interpretado en entido horario para continuar con (C) el hexágono azul de segundo orden que lo contiene, luego son interpretados los adyacentes (D-F) de color amarillo de segundo orden y por último (G) se marca el polígono de primer orden que los contiene.

La interpretación de los SFPs (Figura 3.12) está basado en un conjunto de conos invertidos, donde uno de primer orden contiene a los de orden menor. Ya que cada cono mantea sus lados hacia su propio centro, los del interior son los polígonos menos afectados por otros sistemas adyacentes, lo que los convierte en un buen punto para comenzar la interpretación de un SFP completo. En el caso de los polígonos del mismo orden, se interpreta primero los que contengan uno de orden menor y luego el polígono que esté más cercano al centro si pertenece a uno mayor.

Al seguir esta metodología de trabajo, el punto inicial y final de cada falla o lineamiento se ajustará correctamente (Figura 3.13), para continuar con el cálculo de azimuts propuesto por Vincenty, 1975.



Figura 3.13. Método utilizado para el cálculo correcto de azimut en un SFP.

El largo de falla también fue calculado, el cual era obtenido rápidamente desde el programa Arcgis V9.2 y la macro Excel creado para este trabajo, desde la cual se dedujo la distancia entre dos puntos al tener las coordenadas referenciadas al datum WGS84.

3.5.1.1. Fórmula de Vincenty, 1975 y corrección posterior

Esta fórmula ideada por Vincenty, consiste en un algoritmo que emplea la latitud y longitud de dos puntos (X1, Y1); (X2, Y2), y deduce la distancia elipsoidal y el azimut. Puede calcular con exactitud el valor de un lineamiento con rangos desde unos pocos milímetros hasta cerca de 20.000 kilómetros. El algoritmo de Vincenty ocupa ecuaciones trigonométricas para computar términos elípticos desde solo tres funciones trigonométricas: seno, coseno y arco tangente.

Una vez calculado el azimut con Vincenty (ω), se observó que solo una parte de estos "azimuts" (ω) eran correctos e iguales al azimut real (α), correspondientes a los valores mayores a 0° y menores que 90° ($\omega=\alpha$). El resto de los "azimuts" (ω) entre 90°-360°, mostraron valores erróneos ($\omega\neq\alpha$), pero que aún tenían una relación directa con el azimut real (α). Para encontrar el valor correcto (α), las coordenadas de los extremos de cada falla fueron separados en cuatro cuadrantes dependiendo de sus relaciones cartesianas (Figura 3.14.A), para luego corregir el valor entregado (ω) y obtener el azimut real (α) en los cuatro cuadrantes. Se usaron propiedades geométricas básicas para realizar dicha corrección (Figura 3.14.A,I-IV).





También presentaron errores las fallas orientadas NS, SN, OE y EO (Figura 3.14.B,V-VIII) ya que la macro creada en Excel 2010 fallaba al restar ejes de coordenadas idénticos, como se da en dichas orientaciones, para estos casos particulares también debió ser corregido el resultado de la macro para obtener un azimut correcto (α).

3.5.1.2. Estadística descriptiva de los azimuts y largos de fallas

Una vez calculado y corregido los azimuts (ω) preliminares de las fallas interpretadas dentro del horizonte, se obtiene la población corregida (α) del total de fallas, junto con las longitudes de segmento cada falla. Los datos fueron sometidos a una serie de análisis estadísticos donde se obtuvo la: media, desviación típica, mínimo, máximo, histogramas y diagramas tipo roseta. Este análisis descriptivo busca comprender el comportamiento regional de los SFPs para poder relacionarlo con la deformación del zócalo de la cuenca observada en el techo de la Formación Springhill (marcador TAS) y sus variaciones dentro del ambiente de la cuenca en la que se depositaron: *forebulge* y *backbulge* (Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos). También, observar si las estructuras de origen tectónico intervienen los SFPs en los horizontes superiores y/o inferiores, comparando los diferentes resultados obtenidos desde cada población de datos. Las observaciones que se tomaron al realizar el análisis estadístico descriptivo, de los lineamientos fueron: analizar y describir como varían de un bloque a otro y/o, si sus estructuras están conectadas con los demás horizontes, o si su población de lineamientos está influenciada con la tectónica local.

3.5.2. Calculo de rechazo vertical y análisis estadístico descriptivo

A continuación se explican los métodos utilizados para el cálculo del rechazo vertical aparente y análisis estadístico descriptivo.

3.5.2.1. Calculo de rechazo vertical (Rv)

El rechazo vertical fue observado y medido en perfiles sísmicos verticales 3D. Esto fue posible al aplicar los atributos: de similaridad y descomposición espectral, mencionados

anteriormente. Estos atributos resaltaron las fallas y desplazamientos de los horizontes afectados por las mismas.

El desplazamiento entre los bloques yacente y colgante, proporcionó los datos necesarios para la interpretación de los rechazos verticales.

Los datos para el cálculo del rechazo vertical, fueron obtenidos desde los cubos de "Amplitud" y de "Velocidad" que entregaron el Tiempo T (ms) y la Velocidad de la onda V (m/s).

La fórmula básica (1), se utilizó para el cálculo del rechazo vertical (Rv) y consiste en velocidad igual a la distancia dividida por el tiempo:

$$\mathbf{V} (\mathsf{m/s}) = [\mathbf{D}(\mathsf{m})]/[\mathbf{T}(\mathsf{ms})]$$
(1)

La ecuación (1) puede servir para calcular la distancia "fuente –receptor" (Figura 3.10) si se despeja D:

$$\mathbf{D}(\mathbf{m}) = [\mathbf{V}(\mathbf{m}/\mathbf{s})]^*[\mathbf{T}(\mathbf{ms})]$$
(2)

El dato del tiempo que se obtiene desde un cubo de "Amplitud" es T (ms) en milisegundos y representa el tiempo que tarda la onda en recorrer D (m). La velocidad que entrega el cubo de "Velocidad" es la velocidad de la onda sísmica durante el recorrido V (m/s), por lo que es posible el cálculo de D, utilizando la ecuación (2) con los datos disponibles.

La ecuación (2) $D = V^*T$ utiliza los datos que entrega el cubo de "Velocidad" y "Amplitud", que sirven parar calcular la distancia (D), por lo que la ecuación (2) debió ser modificada para el cálculo de la distancia (d) que existe entre la fuente y el nivel reflector de la onda. Variable que se puede obtener al cambiar en la ecuación (2) $D = 2^*d$ (Figura 3.15). Al despejar **d** se obtiene una ecuación que calcula la distancia entre la fuente y el nivel reflector:

$$\mathbf{d}(m) = [\mathbf{V}(m/s)^* \mathbf{T}(s)]/2000$$
(3)



Figura 3.15. Diagrama básico de la trayectoria entre la fuente y el receptor de una onda sísmica reflejada en profundidad.

Mediante esta ecuación (3), se puede estimar el rechazo vertical (Rv) en los perfiles 3D al identificar los bloques yacentes y colgantes de las fallas que cortan los horizontes (Figura 3.16). Cabe mencionar que el cálculo del rechazo horizontal (Rh) y la separación en el manteo (Sm) de falla no fue posible calcularlos con los datos disponibles.



Figura 3.16. Componentes de una falla vista en un perfil sísmico vertical: (1) bloque yacente y (2) bloque colgante. **Rv**: Rechazo vertical, **Rh**: Rechazo horizontal, **Sm**: Separación en el manteo.

Al identificar una falla en un perfil vertical con un claro desplazamiento entre el bloque yacente y colgante que corta un mismo reflector sísmico, se ubican los extremos del horizonte desplazado. Se toman los datos que entregan los cubos sísmicos y se obtiene d1 y d2 utilizando la ecuación (3). Para calcular el Rv (m), fue necesario utilizar:

Rv(m) = d2(m) - d1(m)

$$\mathbf{Rv} (m) = \{ [\mathbf{V2}(m/s)^* \mathbf{T2}(s)]/2000 \} - \{ [\mathbf{V1}(m/s)^* \mathbf{T1}(s)]/2000 \}$$
(4)

El rechazo vertical (Rv), fue medido utilizando la ecuación (4) en perfiles 3D equidistantes y de orientación NS y OE. Los datos obtenidos, corresponden a rechazos de fallas aparentes para la mayoría de los casos, en los que la falla medida no es perpendicular al perfil 3D utilizado para visualizarlas.

3.5.2.2. Estadística descriptiva del rechazo vertical (Rv)

La metodología mencionada en el capítulo anterior, se empleó para la confección de bases de datos con las medidas de rechazos verticales, para todos los horizontes con excepción del TAS. La fuerte deformación que afecta los horizontes más profundos, no permite aplicar de manera óptima este método. Las bases de datos obtenidas fueron analizadas con estadística descriptiva determinándose: media, mínimo y máximo para cada población de datos. Estos resultados fueron útiles para caracterizar la variación del desplazamiento de los polígonos al formarse y su rechazo en profundidad. La visualización de las poblaciones de SFP en los distintos horizontes y bloques permite entender los SFPs en el área estudiada de la Cuenca de Magallanes.

3.5.3. Interpretación de litologías y estimación de espesores de los SFPs de la Cuenca de Magallanes

La litología y potencia de los volúmenes con SFPs, fue estimada desde perfiles 3D y registros eléctricos de pozo.

3.5.3.1. Litología de los SFPs en los bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos

A partir de la información del registro eléctrico de pozo, fue posible interpretar la litología aproximada de los reflectores litológicos en la Cuenca de Magallanes. Los registros eléctricos

utilizados fueron el potencial espontaneo (SP) y la resistividad de la roca (ILM), los que dependiendo del comportamiento y combinación de cada curva, indican a grandes rasgos el tipo de roca. Además se utilizó la información de columnas litológicas de algunos pozos, para la calibración de la interpretación.

3.5.3.2. Potencia de los volúmenes de roca afectados por SFPs

Los espesores de los niveles estratigráficos de la Cuenca de Magallanes, fue posible estimarlos al combinar los datos del registro de pozo con los reflectores sísmicos de los perfiles 3D, para esto se utilizó el programa de interpretación geológica Geographix, de la empresa Landmark.

Además, con el programa Opendtect v4.2, se pudo visualizar e interpretar los SFPs en la vertical. Los que junto con los perfiles de Geographix y los registros eléctricos de pozo, fue posible estimar las potencias de las secciones afectadas por SFPs.



4. SISTEMAS DE FALLAS POLIGONALES EN EL CRETÁCICO Y PALEÓGENO DE LA CUENCA DE MAGALLANES

En los últimos años, geólogos del departamento de exploraciones de ENAP y otras empresas han notado SFPs dentro de los niveles estratigráficos Cretácico, Paleógeno y Neógeno de la Cuenca de Magallanes. El 2014 Jesus A. Pinto, geólogo de ENAP, publicó un estudio descriptivo sobre los SFPs del Cretácico de la Cuenca en el bloque Intracampos (Pinto, 2014).

Con el fin de aumentar los conocimientos sobre este tipo de rasgos geológicos, se realizó una documentación y análisis de los SFPs en el Cretácico y Paleógeno de la Cuenca, en los bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos.

La información entregada por los diferentes horizontes, perfiles 3D y registro de pozos, permitió realizar una descripción detallada de los SFPs en la Cuenca de Magallanes. Al tratarse de volúmenes de roca afectados por SFPs, para su estudio se realizó en una gran variedad de secciones tanto horizontales como verticales (Figura 4.1).



Figura 4.1. Secciones horizontales y verticales sacadas desde un volumen hipotético de roca para su posterior análisis y descripción.

El análisis fue realizado en cinco horizontes sísmicos, ligados a discontinuidades dentro de la Cuenca. Estas discordancias están asociadas a marcadores regionales y son calibrados sobre la base del registro eléctrico de pozos para su correlación litoestratigráfica.

4.1. DESCRIPCIÓN Y CARTOGRAFÍA

Para este trabajo se revisaron tres bloques con sus respectivos volúmenes sísmicos, los cubos empleados son: Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos (Figura 4.2).



En cada bloque se interpretaron cinco horizontes, de los cuales cuatro cortan SFPs, los que corresponden a: (1) afectado por la tectónica, el techo de la Formación Springhill (marcador regional TAS), de edad Cretácico Inferior, fue estudiado con la finalidad de observar alguna influencia tectónica en los niveles estratigráficos suprayacentes, (2) el techo de la Formación Margas (marcador regional C1), de edad Cretácico Inferior, (3), el techo de la unidad Lutitas Gris Verdosas (marcador regional I10), Cretácico Superior, (4) la base de la Zona Glauconítica (marcador regional G7), Eoceno inferior y (5) el quinto horizonte está cerca de la base de la megasecuencia de antepaís 3, que correlaciona con la base de la Formación Leña Dura en el depocentro, y con el techo del Grupo Bahía Inútil (marcador regional G5), de edad Eoceno.

Estos horizontes (C1, I10, G7 y G5) comprenden al menos dos SFPs. El SFP ubicado dentro del Cretácico de la Cuenca de Magallanes, implica un evento a escala regional, que conecta las estructuras vistas en los marcadores regionales C1 e I10. Mientras que el SFP del Paleógeno, conecta los marcadores regionales G7 y G5, afectando la base del Grupo Bahía Inútil.

Por último, se elaboraron seis perfiles sísmicos en el área de estudio, dos por cada bloque estudiado. Los cuales abarcan un total de trece pozos exploratorios de ENAP para el control litoestratigráfico.

4.1.1. Selección y ubicación de horizontes.

Cada horizonte señalado en el presente informe, fue elegido por estar afectado directamente por un SFP o estructuras tectónicas. Para el caso de los que contienen SFPs la mayoría coinciden con discontinuidades de la Cuenca, con excepción del marcador regional TAS que representa un nivel afectado por la tectónica.

Los horizontes elegidos, fueron ubicados sobre marcadores regionales definidos para cada uno. Estos marcadores fueron correlacionados a partir de características petrofísicas particulares, determinados a partir de perfiles eléctricos. Este material permitió la confección de horizontes y perfiles digitales calibrados, útiles para la interpretación geológica y por lo tanto, para el análisis de los SFPs.

A continuación, se describe brevemente cada horizonte estudiado, haciendo referencia a las formaciones, unidades y madurez de los polígonos. Definien do "madurez de los polígonos" como contornos bien definidos y cerrados.

4.1.1.1. Horizonte TAS, techo Formación Springhill

El horizonte TAS, corresponde al techo de la Formación Springhill, cerca de la base de la megasecuencia de subsidencia térmica. Aunque este nivel carece de un SFP, si presenta una clara influencia tectónica pre-cretácica de primer orden. De ahí que el techo de la Formación Springhill (TAS) está marcado por estructuras de mayor magnitud.

4.1.1.2. Horizonte C1, techo Formación Margas

Horizonte situado dentro de la megasecuencia de subsidencia térmica, en el tope de la Formación Margas. Es el segmento basal del SFP Cretácico y el más profundo reconocido. Sus polígonos se caracterizan por ser maduros y los de mayores tamaños vistos en la zona, con
formas pentagonales a hexagonales que se distribuyen de manera uniforme en los bloques Arenal e Intracampos, mientras que en Dorado-Riquelme varían en forma y tamaño.

4.1.1.3. Horizonte I10, techo Unidad Lutitas Gris Verdosas

Ubicado dentro de la megasecuencia de antepaís 1, que corresponde con el tope de la unidad Lutitas Gris Verdosas.

Esta sección del SFP se caracteriza por estar intensamente fracturado por fallas que en conjunto forman el SFP más denso y con mayor cantidad de fallas reconocidas en este estudio. En esta parte los polígonos se mantienen constantes en tamaño y forma, siendo maduros a semimaduros en toda la extensión de los bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos. Sin embargo en Dorado-Riquelme, los polígonos comienzan a desaparecer bajo la discontinuidad erosiva, base megasecuencia 1, entre las unidades Lutitas Arenosas y Lutitas Gris Verdosas. Esto causa que al Oeste los polígonos observados en I10 sean cada vez más difusos, hasta desaparecer completamente en el centro de la Cuenca.

4.1.1.4. Horizonte G7, base Zona Glauconítica

Localizado en la base de la megasecuencia 2, la Zona Glauconítica, define su base a través del marcador G7, que corresponde a una superficie erosiva.

Los polígonos en esta sección son inmaduros ya que están abiertos y no presentan bordes regulares. Es por esta razón que se estima que las condiciones durante la diagénesis no eran las ideales al momento de formarse esta fracción del SFP. Los SFPs se desarrollaron en areniscas que no constituye la litología clásica para estas estructuras.

4.1.1.5. Horizonte G5, Grupo Bahía Inútil

Horizonte interpretado cerca de la base de la megasecuencia 3, dentro del Grupo Bahía Inútil y está afectado por el SFP Paleógeno.

Esta parte del SFP está bien desarrollado, con polígonos maduros, variando en tamaño de Oeste a Este. En el Bloque Dorado-Riquelme son los de mayor diámetro (hasta 3.000 m). En el bloque Arenal, ubicado aproximadamente en el centro de la parte chilena de la Cuenca, el diámetro de las estructuras es menor que en Dorado-Riquelme (1200-1800m). Mientras que en el Bloque Intracampos, ubicado más al Este, los polígonos son los de menor tamaño (200-250m) reconocidos en este estudio.

4.1.2. Selección y ubicación de perfiles 3D y pozos exploratorios

Un total de seis perfiles y trece pozos fueron elegidos para representar los espesores y litologías de los SFPs en la Cuenca (Figura 4.3).



Figura 4.3. Perfiles y pozos seleccionados en los bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos.

La selección de estos pozos permite estimar la potencia y volumen de roca que afectan estas estructuras. Además el registro eléctrico que posee cada pozo sirvió para interpretar la litología de cada SFP.

Cada figura muestra la relación entre los perfiles sísmicos y la información de pozos (eléctrica y litológica). Además diferencia el tipo de polígonos de cada horizonte, representados

en diferentes tipos de tono (oscuro = horizonte inferior; claro = horizonte superior) y demarca en color rojo las fallas.

4.1.2.1. Perfiles y pozos del Bloque Dorado-Riquelme

Dos perfiles NS y SSO-NNE fueron elaborados para estudiar los SFPs en Dorado-Riquelme. Estas secciones verticales abarcan cuatro pozos: Amadeo-1, Dorado-1, Puerto Sara-1 y Punta del Cerro-1.

El Bloque Dorado-Riquelme se encuentra en una zona donde los SFPs ocurren en unidades situadas de 1000 a 1500m más profundos. Aquí las unidades litológicas alcanzan potencias mucho mayores que en Arenal e Intracampos, por lo que es útil para estudiar el comportamiento de los SFPs en zonas donde la potencia y la paleopendiente de los estratos son mayores.

El Perfil "Dorado-Riquelme NS" está ubicado al Este del Bloque Dorado-Riquelme y abarca de Norte a Sur los pozos Dorado-1 y Amadeo-1 (Figura 4.4). En él se observa una sección vertical con poca variación de espesor de los niveles litológicos y los SFPs. Las potencias de los SFP son en promedio para el Paleógeno 500m y para el Cretácico 480m.

El perfil "Dorado-Riquelme OE" utiliza los pozos: Amadeo-1, Punta del Cerro-1 y Puerto Sara-1 (Figura 4.5). Esta sección vertical corta el bloque a lo largo y sirve para apreciar como aumentan las potencias de los SFPs a medida que se profundizan en la Cuenca. El SFP Cretácico varía poco entre 480 a 520m de espesor, mientras que el SFP Paleógeno varía entre 500 a 1100m de espesor de Este a Oeste.

4.1.2.2. Perfiles y pozos del Bloque Arenal

En el bloque Arenal se eligieron dos perfiles: SO-NE y OE. Este conjunto de perfiles abarcó cuatro pozos: Arenal Oeste-1, Madrugada-2, Retamos-2 y Vellonero-1.

Se encuentran en un sector de transición, entre el *foredeep* y el *forebulge* de la Cuenca. Por lo que entregan información útil sobre los espesores y rasgos de los SFPs en Magallanes, donde el ambiente de depositación varía.



Figura 4.4. Perfil Dorado-Riquelme NS calibrado con marcadores regionales. Líneas rojas: Fallas poligonales; Línea azul: techo de la Formación Springhill; la sección verde indica el dominio del SFP Cretácico y la sección anaranjada indica el dominio del SFP Paleógeno.



Figura 4.5. Perfil Dorado-Riquelme OE calibrado con marcadores regionales. Líneas rojas: Fallas poligonales; Línea azul: techo de la Formación Springhill; la sección verde indica el dominio del SFP Cretácico y la sección anaranjada indica el dominio del SFP Paleógeno.

El Perfil Arenal SO-NE (Figura 4.6) abarca un total de tres pozos, de Sur a Norte: Retamos-2, Arenal Oeste-1 y Madrugada-2. Los que en conjunto con el perfil muestran que los reflectores litológicos y las rocas que contienen SFPs se profundizan hacia el Suroeste y acuñan hacia el Noreste. Las potencias para cada SFPs son: Paleógeno entre 200-500m y Cretácico entre 300-330m de espesor.



Figura 4.6. Perfil Arenal SO-NE calibrado con marcadores regionales. Líneas rojas: Fallas poligonales; Línea azul: techo de la Formación Springhill; la sección verde indica el dominio del SFP Cretácico y la sección anaranjada indica el dominio del SFP Paleógeno.

El perfil Arenal OE usa los pozos: Arenal Oeste-1 y Vellonero-2. Muestran que las reflectores litológicos en el Bloque Arenal también se profundizan hacia el Oeste y se acuñan hacia el Este (Figura 4.7). La potencia de los SFPs es de: Paleógeno entre 250-400m y el Cretácico entre 380-400m de espesor.

4.1.2.3. Perfiles y pozos del bloque Intracampos

El Bloque Intracampos utilizó dos perfiles SO-NE y O-E para estudiar los SFPs del Este de la Cuenca de Magallanes. Ocuparon un total de cinco pozos: Cullen Este-1, Cullen Sur-1, Huaso-1, Paraguaya-1 y Lynch Este-1. Ubicado en el sector de plataforma, en este bloque la potencia y pendiente de los SFPs son mucho menores y con menos variaciones que en los otros bloques.



Figura 4.7. Perfil Arenal OE calibrado con marcadores regionales. Líneas rojas: Fallas poligonales; Línea azul: techo de la Formación Springhill; la sección verde indica el dominio del SFP Cretácico y la sección anaranjada indica el dominio del SFP Paleógeno.

El Perfil Intracampos SO-NE comprende cuatro pozos, de SO a NE son: Huaso-1, Cullen Sur-1, Cullen Este-1 y Paraguaya-1. Aquí se puede observar que los reflectores sísmicos y las unidades que contienen los SFPs se acuñan hacia el Noreste (Figura 4.8). La potencia de los SFPs es: Paleógeno entre 50-350m y el Cretácico entre 200-270m de espesor.

El perfil Intracampos OE ocupa dos pozos, de Oeste a Este son: Lynch Este-1 y Cullen Este-1. Aquí se puede observar que el SFP Cretácico no tiene mayores variaciones, sin embargo para el SFP Paleógeno, los reflectores superiores se acuñan hacia el Este (Figura 4.9). Las potencias de ambos SFPs son: Paleógeno entre 50-100m y el Cretácico entre 250-270m de espesor.



Figura 4.8. Perfil Intracampos SO-NE calibrado con marcadores regionales. Líneas rojas: Fallas poligonales; Línea azul: techo de la Formación Springhill; la sección verde indica el dominio del SFP Cretácico y la sección anaranjada indica el dominio del SFP Paleógeno.



Figura 4.9. Perfil Intracampos OE calibrado con marcadores regionales. Líneas rojas: Fallas poligonales; Línea azul: techo de la Formación Springhill; la sección verde indica el dominio del SFP Cretácico y la sección anaranjada indica el dominio del SFP Paleógeno.

4.2. ESPESOR Y LITOLOGÍA DE LOS SFPs PALEÓGENO Y CRETÁCICO DE LA CUENCA DE MAGALLANES.

El espesor y litología del estrato donde pudiera desarrollarse un SFPs, influye en el tamaño y forma de los polígonos (Cartwright y otros, 1996; Gay y otros, 2003). En el caso del espesor, la potencia del paquete arcilloso es directamente proporcional al tamaño de los polígonos del SFP. Por otra parte, la litología está relacionada con la madurez (véase capítulo 4.1.1.) del SFP y puede servir para explicar los motivos por el cual un SFP está bien desarrollado o no (Cartwright y otros, 1996).

Los perfiles del capítulo 4.1.2 sirvieron como base para interpretar la potencia de los SFPs. Estos perfiles se corresponden a las Figuras 5.4 - 5.9.

A continuación, la Figura 4.10 muestra los espesores observados en los perfiles confeccionados para este trabajo.



Figura 4.10. Resumen de espesores de los SFPs en la Cuenca de Magallanes.

El SFP Paleógeno en la Cuenca de Magallanes, presenta una potencia que varía significativamente en dirección Este-Oeste. La roca que lo contiene se acuña, alcanzando su máximo espesor en Dorado-Riquelme (1.100 m) y disminuyendo hasta los 40 m en el pozo Cullen Este-1 (Figura 4.9-4.10). En el caso del perfil Dorado-Riquelme NS (Figura 4.4), el SFP Paleógeno no varía mucho en espesor. Lo mismo ocurre en el perfil Arenal OE (Figura 4.7), donde el espesor del SFP no varía. En estos dos casos, la dirección de los perfiles es paralela a la pendiente, sugiriendo que los espesores del SFP son proporcionales al espesor de la estratigrafía que lo contiene.

El espesor del SFP Cretácico, varía poco a lo largo y ancho de los bloques. Sin embargo, existe un ligero aumento hacia al Oeste, en el bloque Dorado-Riquelme, donde alcanza los 480 m de espesor. Por otro lado, el segmento más delgado ocurre en Intracampos, donde la potencia varía entre 240-280 m. En resumen, el SFP Cretácico está formado dentro de un volumen de roca con poca variación en su potencia, tendencia que se mantiene en toda el área de estudio.

El espesor en las unidades donde se desarrollan los SFPs, influye en el tamaño de los polígonos (Cartwright y otros, 1994). Para el caso del SFP Paleógeno, los polígonos detectados en cada uno de los bloques, aumentan de diámetro conforme aumentan los espesores estratigráficos (Figuras 4.4-4.9). Por otro lado, las unidades Cretácicas, presentan una ligera variación de espesor en los distintos bloques, lo que se traduce en una similitud en el tamaño de los polígonos para la sección inferior y superior del SFP Cretácico (Figuras 4.4-4.9).

Los perfiles sísmicos vistos en el capítulo 4.1.2 (Figuras 4.4-4.9), conjugados con las columnas estratigráficas descritas, se utilizaron para la confección de perfiles de correlación litológica.

Las figuras correlacionan la información de los perfiles sísmicos del capítulo anterior con la información de pozos y columnas estratigráficas del capítulo de anexos.

El SFP Cretácico se muestra de color verde, el marcador C1 se representa en tono oscuro (horizonte inferior) y el marcador I10 en tono claro (horizonte superior).

El SFP Paleógeno se demarca de color naranjo, en el cual el marcador G7 tiene tono oscuro (horizonte inferior) y el marcador G5 un tono claro (horizonte superior). La litología se representa según la leyenda (Figura 4.11).



Figura 4.11. Leyenda para la litología interpretada en los perfiles de correlación: figuras 4.12-4.17.

4.2.1. Perfil de correlación Dorado-Riquelme NS

El segmento inferior del SFP Cretácico (verde oscuro), ocurre dentro de la Formación Margas compuesta por arcillolitas calcáreas y margas. De Norte a Sur, los depósitos calcáreos disminuyen entre los pozos Dorado-1 y Amadeo-1. La sección superior (verde claro) se encuentra en la unidad Lutitas Gris Verdosas y está compuesta por un paquete de arcillolitas que no presenta variación litológica entre ambos pozos.

La sección inferior del SFP Paleógeno (naranjo oscuro) ocurre dentro de la Zona Glauconítica y está compuesta por paquetes areniscas intercaladas con tobas y arcillolitas, que se mantienen en espesor en el perfil (Figura 4.12). El de segmento superior del SFP Paleógeno (naranjo claro) ocupa parte de la Zona Glauconítica y el Grupo Bahía Inútil. La litología varía de Norte a Sur entre limolitas y arcillolitas calcáreas en el pozo Dorado-1 a lutitas y areniscas muy finas en el pozo Amadeo-1.

4.2.2. Perfil de correlación Dorado-Riquelme OE

El SFP Cretácico se encuentra en la Formación Margas y unidad Lutitas Gris Verdosas (Figura 4.13). Estas se profundizan hacia el Oeste. La sección inferior (verde oscuro) en los pozos Amadeo-1 y Puerto Sara-1 muestra niveles de margas y arcillolitas calcáreas. La sección superior (verde claro) que corresponde a la unidad Lutitas Gris Verdosas la componen principalmente lutitas, limolitas y arcillolitas.

La sección inferior del SFP Paleógeno (naranjo oscuro) corresponde en parte a la Zona Glauconítica (Figura 4.13). Esta consiste en areniscas muy finas a finas intercaladas con niveles tobáceos. El tamaño de grano de las areniscas de la sección inferior del SFP Paleógeno aumenta hacia el Oeste, donde se profundiza la Cuenca. La sección superior (naranjo claro) corresponde a parte de la Zona Glauconítica y principalmente el Grupo Bahía Inútil. La litología está compuesta por lutitas y arcillolitas con niveles calcáreos hacia el Oeste.



Figura 4.12. Perfil de correlaciones, Dorado-Riquelme NS.



Figura 4.13. Perfil de correlaciones, Dorado Riquelme OE.

4.2.3. Perfil de correlación Arenal SO-NE

El SFP Cretácico al igual que los perfiles anteriores abarca la Formación Margas y la unidad Lutitas Gris Verdosas (Figura 4.14).

La litología de la sección inferior (verde oscuro) consiste en margas y arcillolitas calcáreas en todo el perfil. La sección superior (verde claro) presenta una intercalación de limolitas y arcillolitas, con niveles calcáreos en el pozo Arenal Oeste-1.

El SFP Paleógeno en su sección inferior (naranjo oscuro) corresponde a una parte de la Zona Glauconítica y está compuesta por areniscas muy finas a medias, con niveles tobáceos al Este del perfil (Figura 4.14).

La sección superior (naranjo claro) ocupa parte de la Zona Glauconítica y el Grupo Bahía Inútil. Las rocas son principalmente limolitas intercaladas con niveles de areniscas y rocas calcáreas.

4.2.4. Perfil de correlación Arenal OE

El SFP Cretácico ocupa la Formación Margas y la unidad Lutitas Gris Verdosas. Las rocas de la sección inferior (verde oscuro) consisten en margas y arcillolitas calcáreas (Figura 4.15). Por otro lado, la sección superior (verde claro) está compuesta por lutitas y limolitas con intercalaciones calcáreas hacia el Oeste.

El SFP Paleógeno abarca la Zona Glauconítica y la parte inferior del Grupo Bahía Inútil (Figura 4.15).

La sección inferior del SFP está compuesta por una intercalación de areniscas finas a muy finas con niveles calcáreos y tobas. En cambio, la sección superior (naranjo claro) la componen desde arcillolitas a areniscas de grano muy fino y niveles calcáreos. Mientras que su sección inferior se mantiene a lo largo de un cuerpo de rocas calcáreas de la Formación Margas.



Figura 4.14. Perfil de correlaciones, Arenal SO-NE.



Figura 4.15. Perfil de correlaciones, Arenal OE.

4.2.5. Perfil de correlación Intracampos OE

El SFP Cretácico, en sus secciones superior e inferior está dentro de limolitas y arcillolitas de la unidad Lutitas Gris Verdosas y en la Formación Margas con limolitas, margas y arcillolitas calcáreas (Figura 4.16).



Figura 4.16. Perfil de correlaciones, Intracampos OE.

La sección inferior del SFP Paleógeno, ocurre dentro de areniscas de grano fino a muy fino y arcillolitas de la Zona Glauconítica (Figura 4.16). La sección superior ocupa parte de la base del Grupo Bahía Inútil y consiste en una intercalación de limolitas, arcillolitas y areniscas muy finas las que se acuñan hasta desaparecer al Este.

4.2.6. Perfil de correlación Intracampos SO-NE

El SFP Cretácico está dentro de la Formación Margas y unidad Lutitas Gris Verdosas. Su sección inferior la componen principalmente margas. La sección superior consiste en arcillolitas y lutitas (Figura 4.17).



Figura 4.17. Perfil de correlaciones, Intracampos OE.

El SFP Paleógeno abarca la Zona Glauconítica y parte del Grupo Bahía Inútil al Oeste del perfil (Figura 5.17). La sección inferior está compuesta por arcillolitas y areniscas de grano muy fino a fino. Las rocas del Grupo Bahía Inútil se acuñan completamente entre los pozos Cullen Sur-1 y Cullen Este-1 y consisten en limolitas y arcillolitas, que desaparecen al Noreste.

4.3. RESULTADOS ESTADÍSTICOS Y ANÁLISIS

En total fueron analizados 15 horizontes en el área de estudio, 5 en cada bloque, donde los marcadores regionales G5, G7, I10 y C1 fueron estudiados con la metodología mencionada en el capítulo 3.5.1-2. Así mismo, los horizontes TAS de cada bloque tuvieron que ser vistos en detalle para obtener un correcto cálculo de los azimuts con la fórmula de Vincenty.

Se confecciono una base de datos por cada horizonte, la que contienen 3 poblaciones de datos: valores de azimuts, largos de falla y rechazos verticales. Para cada población se hicieron los análisis estadísticos mencionados en el capítulo 3.5.1. Luego de realizado el análisis estadístico básico, se estimó el espesor y la litología de los SFPs en la Cuenca, como se menciona en el capítulo 4.2.

En la Tabla 4.1 se encuentran los resultados más significativos de todos los horizontes analizados para este trabajo.

N°	Horizonte	Bloque	Acimut (°)		Largo (m)			Rechazo vertical (m)		
			Media	Desviación Típica	Media	Mínimo	Máximo	Media	Mínimo teórico	Máximo
1	G5	Dorado-Riquelme	182	110	476	87	1803	16	4	40
2	G5	Arenal	178	107	377	55	1390	15	1	33
3	G5	Intracampos	185	113	342	80	902	17	4	32
4	G7	Dorado-Riquelme	188	119	470	85	2454	16	1	57
5	G7	Arenal	180	105	367	68	1471	11	0	24
6	G7	Intracampos	183	111	252	50	1694	14	4	30
7	I10	Dorado-Riquelme	181	121	306	61	1580	19	3	39
8	I10	Arenal	175	105	217	23	970	25	3	62
9	I10	Intracampos	184	107	212	49	1322	27	10	49
10	C1	Dorado-Riquelme	179	108	335	69	2860	33	1	99
11	C1	Arenal	175	105	616	101	3277	28	2	71
12	C1	Intracampos	185	106	570	121	2333	31	7	70
13	TAS	Dorado-Riquelme	183	50	2025	430	15116	No se estimó		
14	TAS	Arenal	213	55	1951	655	18930			
15	TAS	Intracampos	181	93	874	95	9017			

 Tabla 4.1. Resultados estadísticos de fallas para cada horizonte interpretado en los bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos.

4.3.1. Horizonte TAS en los Bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos

Este horizonte ubicado en el techo de la Formación Springhill, no presenta un SFP, pero si contiene estructuras formadas durante la fase extensiva del Triásico-Jurásico y que fueron reactivadas durante la fase compresiva de Cretácico Superior-Reciente.

Las fallas asociadas al horizonte TAS en los tres bloques estudiados, fueron medidas y sometidas al mismo análisis hecho en los niveles superiores, entregando resultados totalmente diferentes a los horizontes afectados por un SFP.

4.3.1.1. Marcador TAS en Dorado-Riquelme:

Se interpretaron un total de 178 fallas (Figura 4.18.), dando como resultado: un azimut promedio de 183° y una desviación estándar de 50°.

El largo de falla mostró valores mucho mayores a los vistos anteriormente, promediando 2.025 m y con mínimo de 430 m y máximo de 15.116 m.

El rechazo vertical de las fallas no fue medido debido a la magnitud de las estructuras de orden tectónico, las cuales no permitían un claro análisis en la vertical de los perfiles 3D (Tabla 5.1).

El histograma de azimuts (Figura 4.19.A) muestra una distribución normal, con un incremento a los 200°, indicando que la mayor cantidad de fallas en el sector mantean hacia el NO y pertenecen a hemigrábenes con eje NE-SO.

Los largos de fallas son mucho mayores a los vistos en los horizontes superiores (Figura 4.19.), esto se debe a que las fallas de origen tectónico tienen una extensión mucho mayor que las de un polígono en un SFP, los cuales suelen ser cerrados, acortando aún más su distancia. Para este caso, el histograma (Figura 4.19.B) no mostró una distribución normal, sino una asimétrica, donde predominan las fallas entre 800-1.600 m de largo.

La orientación vista en la Figura 4.19.C presenta una tendencia de los azimuts entre los 160°-220°, lineamientos que representan la dirección de los hemigrabenes pre-cretácicos.







en DRiq, B) Histograma de largo de falla en DRiq, C) Diagrama de roseta en DRiq, D) Histograma de azimut en AR, E) Histograma de largo de falla en AR, F) Diagrama de roseta en AR, G) Histograma de azimut en INT, H) Histograma de largo de falla en INT, I) Diagrama de roseta en INT.

Un total de 223 lineamientos interpretados en el horizonte (Figura 4.19.) dio como resultado: un azimut promedio de 213° y desviación estándar de 55° (Tabla 4.1). El largo de falla promedió 1951 m, con un mínimo de 655 m y alcanzó un máximo de 18.930 m.

El histograma de azimuts en el TAS de Arenal (Figura 4.19.D) mostró una distribución normal bastante similar a la vista en Dorado-Riquelme, pero además de la máxima densidad de datos ubicada entre los 180°-216° existen otros dos "altos" entre 108°-144° y 288°-324° a 180° entre cada uno, se interpreta que el bloque Arenal es afectado por más de un esfuerzo tectónico. El largo de falla muestra en su histograma (Figura 4.19.E) que la distribución es asimétrica, con una población que no supera en general los 5.000 m de longitud.

El diagrama de roseta (Figura 4.19.F) compila estos dos histogramas y muestra que ambas poblaciones de fallas se encuentran perpendiculares entre sí, siendo la más importante con dirección NE-SO y un hemigraben con manteo de orientación NO. La segunda población fractura al hemigraben, presentando fallas de menor longitud que forman horsts de menor tamaño orientados NO-SE, lo que indicaría que la compresión del Cretácico Superior provino del NE-SO. Se puede ver este hemigraben en la Figura 4.20.

4.3.1.3. Marcador TAS en Intracampos

Un total de 812 fallas fueron interpretadas (Figura 4.18), dando como resultado: azimut promedio de 181 ° y desviación estándar de 93°. El largo de las fallas promedió 874 m, con un mínimo de 95 m y un máximo de 9.017 m (Tabla 4.1).

Los histogramas de azimut y largo de falla (Figura 4.19.G, H), mostraron resultados diferentes a los de los bloques anteriores, pero con tendencias similares, para el caso del histograma de azimut, la mayor densidad de datos también se encuentra en el segmento 180°-216°, pero además en Intracampos hay un "alto" en el intervalo 324°-36°, que se debe a los grabenes y hemigrábenes que hay en el bloque. Por otro lado, las demás subpoblaciones de fallas

no muestran una dirección clara, por lo que se estima que son fallas conjugadas de los grábenes que controlan el bloque. El gráfico para los largos de falla muestra una distribución asimétrica que no supera los 10.000 m de longitud.



Figura 4.20. Grábenes y hemigrabenes pre-cretácicos en el área de estudio. A: Bloque Dorado-Riquelme;
B: Bloque Arenal; C: Bloque Intracampos. Lineas rojas = fallas normales. Areas lilas = grábenes mas importantes. Modificado de Herrero y otros (1999), informe ENAP.

El diagrama de roseta (Figura 4.19.I) muestra las direcciones preferentes de los ejes de los grábenes (Figura 4.20), que contienen fallas de menor longitud que en el horizonte TAS en los bloques más occidentales. Esto significa que el TAS de Intracampos se encuentra mayormente afectado por una fase tectónica de extensión que formó grábenes con ejes que varían entre NO-SE hasta NE-SO, fallando todo el bloque.

4.3.2. Horizonte C1 en los Bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos

Este horizonte está ubicado dentro de la Formación Margas. Se caracteriza por poseer el SFP mejor definido y más profundo de la Cuenca de Magallanes (2.500-5.000 m b.n.m.), además de

formarse dentro de un nivel de arcillolitas margosas en la Formación Margas del Cretácico Inferior.

4.3.2.1. Marcador C1 en Dorado-Riquelme

Con un total de 4.606 lineamientos de fallas medidas (Figura 4.21), el resultado fue: un azimut promedio de 179 ° y una desviación estándar de 108°. El largo de fallas promedió 335 m y alcanzo un máximo de 2.860 m. Además, el rechazo vertical promedió 33 m y tuvo un máximo de 99 m (Tabla 4.1).

La población de azimut dio como resultado un histograma con una amplia distribución de los valores (Figura 4.22.A), presentando solo dos grandes aumentos en la densidad de los datos: a 0° y 180° que son perpendiculares a la pendiente cretácica de la cuenca. El histograma de largo de falla al ser comparado con la vista en planta del horizonte C1(Figura 4.21) muestra que existen tres poblaciones de datos (Figura 4.22.B). La primera corresponde al primer intervalo de datos y representa poligonos de menor tamaño dentro de las depresiones topográficas. La segunda corresponde a poligonos de mayor tamaño ubicados sobre los altos topográficos del horizonte. Finalmente los intervalos más alejados con menor cantidad de datos y de mayor longitud, son los pertenecientes a un poblacion de fallas de origen tectónico que afectan a la Formación Margas.

El diagrama de roseta e histograma de azimut (Figura 4.22.C) muestra un resultado bastante "simetrico", lo que se debe en gran parte a la forma bien definida de los polígonos del SFP. Estos se habrían formado en condiciones ideales: una rápida depositación de un nivel calcáreo arcilloso, impermeable, poroso y con importante potencia del estrato. Sin embargo, dentro de esta simetría, se observa una orientación NNE-SSO, cercana al eje del graben Dorado (Figura 4.20), esto podría deberse a dos posibles motivos: (1) la paleopendiente cretácica de la Cuenca, ya que los polígonos que se forman en los flancos del *forebulge* son alargados perpendicularmente a la pendiente (Gay y otros., 2004), (2) los polígonos sobre los depocentros de cada subcuenca extensional hayan sido obliterados por la compactacion diferencial o *drape*, que existió sobre cada subcuenca al ser sepultada por los estratos superiores (Labauch y otros, 1999).









El analisis de datos de este horizonte presentó un total de 1.820 fallas (Figura 4.21), dando como resultado: un azimut promedio de 175° y desviación estándar de 105°. Para el caso del largo de fallas, el promedio fue de 616 m y el máximo alcanzó 3.277 m respectivamente. Por ultimo el rechazo vertical de las fallas promediaron 28 m y alcanzaron un rechazo máximo de 71 m (Tabla 4.1).

El histograma de azimuts para C1 (Figura 4.22.D) mostró una distribución variable, que contiene dos direcciones conectadas aproximadamente a 180° entre cada alto de densidad en el histograma. La que corresponde a las subpoblaciones entre 0-36° y 180°-216°, lo que indicaria un aumento de las estructuras con rumbo NS. El segundo conjunto de alta densidad de datos son los segmentos entre 108°-144° y 288°-324°, tambien ubicados a 180° entre ambos en direccion NO-SE. El histograma de largos de falla (Figura 4.22.E) muestra una distribución normal, en el cual la mayor densidad de datos corresponde a los largos de fallas de origen poligonal, de alrededor de 500 m de longitud.

El diagrama de roseta (Figura 4.22.F) muestra dos parejas de datos en el histograma de azimuts que se encuentran en los segmentos 130°-140° y 290°-300°. Lo que indicaria que la mayoria de la caras los poligonos mantean hacia el SO y NE.

4.3.2.3. Marcador C1 en Intracampos

El analisis de 1.385 lineamientos de fallas interpretadas (Figura 4.21) otorgaron un resultado de: un azimut promedio 185° y desviación estándar de 109°. El largo de falla promedió 570 m y alcanzó un máximo de 2.333 m. Por ultimo, el rechazo vertical promedió 31 m y tuvo un máximo de 70 m (Tabla 4.1).

El histograma de azimuts muestra una distribución uniforme, con solo dos direcciones notorias, NS y OE (Figura 4.22.G). Además el histograma de largos de falla muestra una distribución normal de datos (Figura 4.22.H).

El diagrama de roseta para C1 en Intracampos (Figura 4.22.I) muestra que gran parte de las fallas de mayor longitud se encuentran entre las subpoblaciones entre 270°-290° y 90°-110° de orientación. Esto indicaría una influencia tectónica similar a la mencionada para el bloque Arenal

durante la fase compresiva de antepaís, aunque de menor intensidad, diferenciando la zona de *foredeep* del antepaís con el *forebulge* ubicada al Este de la Cuenca de Magallanes.

4.3.3. Horizonte I10 en los bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos

Este horizonte está dentro de la unidad Lutitas Gris Verdosas, por debajo de la discordancia que la separa de la unidad Lutitas Arenosas. El SFP está dentro de un grupo de estratos arcillosos de depositación tabular, que tiene una progresiva pérdida de sección vertical por erosión hacia el Oeste, bajo la unidad Lutitas Arenosas. Por esta razón, el SFP en el bloque Dorado-Riquelme tiene polígonos pobremente definidos y una población de fallas poco abundante.

4.3.3.1. Marcador I10 de Dorado-Riquelme

Se midió la longitud de 896 fallas (Figura 4.23), entregando los siguientes resultados: Un azimut promedio de 181° y una desviación estándar de 121°. El promedio del largo de falla fue de 306 m y un máximo de 1.580 m; por último el rechazo vertical registrado entrego una media de 19 m y máximo de 39 m (Tabla 4.1).

El histograma de azimut presenta menos fallas en el rango 180°-216° (Figura 4.24.A), los que corresponden a las caras de los lados Sureste, Oeste, Suroeste y Noroeste de cada poligono y son los más erosionados del horizonte I10 en el Bloque Dorado-Riquelme(Figura 4.23), debido a que se encuentran bajo la discontinuidad erosiva entre las unidades Lutitas Gris Verdosas y Lutitas Arenosas. El histograma de largo de falla tiene una distribución normal, con un máximo de datos a los 300 m de largo aproximadamente (Figura 4.24.B).



Figura 4.23. Horizonte 110 utilizado para interpretar fallas en los bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos. En rocas del Cretácico Superior, dentro de la unidad Lutitas Arenosas.





El diagrama de roseta (Figura 4.24.C) es bastante similar al visto en el horizonte G7 en Dorado-Riquelme, donde tambien existe un mayor predominio de las subpoblaciones entre 320°-50° y una clara dismininucion en el resto de los datos, lo que indica que I10 en Dorado-Riquelme tambien se ve afectado por la tectónica regional que reactivo el graben Dorado y sus similares, durante la etapa compresiva de antepaís que comenzó en el Cretácico , con la diferencia que parte del horizonte se encuentra parcialmente erosionado por la discontinuidad de Cretácico Inferior-Superior.

4.3.3.2. Marcador I10 en Arenal

En Arenal se midieron un total de 8.730 fallas (Figura 4.23), dando como resultado: un azimut promedio de 175° y desviación estándar de 105°. El promedio del largo de falla fue de 216 m y el máximo alcanzó los 970 m. Por último el rechazo vertical tuvo un promedio de 25 m y un máximo de 62 m (Tabla 4.1).

El histograma de azimuts presentó una distribución uniforme, lo cual indica que no existe una dirección preferencial en la población de fallas en el horizonte I10 de Arenal (Figura 4.24.D). Además el histograma de largos de falla fue similar a los vistos anteriormente, con distribución normal, donde el máximo de densidad del histograma coincide con las fallas de menor longitud (Figura 4.24.E).

El diagrama de roseta de I10 en Arenal (Figura 4.24.F) muestra la distribución uniforme del histograma de azimuts. En este gráfico se observan dos máximos de densidad en los datos: NS y OE.

4.3.3.3. Marcador I10 en Intracampos

Fueron interpretadas 11.728 fallas a lo largo de todo el horizonte (Figura 4.23.), dando como resultado: un azimut promedio de 185° y desviación estándar de 106°. El largo de falla promedió 212 m y tuvo un máximo de 1.322 m. Por último el rechazo vertical promedió 27 m y alcanzó un máximo de 49 m de largo (Tabla 4.1).

En la Figura 4.24.G se puede observar que el histograma de azimuts vuelve a presentar una distribución uniforme muy similar a la ya vista en Arenal, teniendo solo una leve disminución en

la densidad de datos en el tramo entre los 72°-180°. El histograma basado en el largo de falla mostró una distribución normal con un máximo en la densidad de datos entre los 80-230 m de longitud (Figura 4.24.H).

El diagrama de roseta (Figura 4.24.I) es muy similar al obtenido en Arenal, excepto que el diagrama de I10 de Intracampos contiene polígonos más frecuentes y cantidad de datos. Además las orientaciones vistas en Arenal son distintas que las de Intracampos. La mayor suma de datos ocurre en las direcciones NO-SE, NE-SO, OE y NS, las que representan los lados de cada polígono y significa que el I10 en Intracampos está por sobre estructuras Pre-Cretácicas sin una reactivación importante que haya modificado los horizontes superiores.

4.3.4. Horizonte G7 en los Bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos

El horizonte G7, está ubicado en la base de la Zona Glauconítica, dentro de la megasecuencia de antepaís 2, que se profundiza cada vez más hacia el Oeste. Los polígonos que se observaron en G7 están alargados en forma paralela a las estructuras pre-cretácicas de primer orden que afectan este sector de la cuenca. Además, en gran parte de los casos los polígonos se encuentran abiertos, indicando que las condiciones en la que se formaron muchos de estos no eran las ideales, sino más bien pobres para la generación de un SFP.

4.3.4.1. Marcador G7 en Dorado-Riquelme

Se midió la longitud de 2.160 fallas en todo el horizonte (Figura 4.25), con los siguientes resultados: media de 188° y una desviación típica de 119° para el azimut. La longitud dio una media de 470 m y un máximo de 2.454 m. Para el rechazo vertical fueron tomadas 25 observaciones, dando un promedio de 15 m y máximo de 57 m (Tabla 4.1.).









Las fallas del horizonte G7 en Dorado-Riquelme tienen dos direcciones preferenciales que están entre 144°-180° y 324°-36° en el histograma de azimuts, aproximadamente a 180° (Figura 4.26.A, C) entre una y otra, señal de que el horizonte está afectado por el graben Dorado con eje NNO-SSE, que corresponde a una estructura Pre-Cretácica que afecta este sector. Sin embargo, la vista en planta (Figura 4.25) del horizonte muestra claramente un SFP mal formado o inmaduro. Esto indica que tanto las estructuras de primer orden tectónico junto con la condiciones de sedimentación en Arenal, influyeron en la morfología de los polígonos a comienzos del Eoceno. El histograma para los largos de falla (Figura 4.26.B) muestra una clara distribución normal, lo que indica que los polígonos están afectados por fallas ajenas al SFP, las que corresponderían a las de origen tectónico, que son de mayor largo que las del SFP.

4.3.4.2. Marcador G7 en Arenal

La interpretación de lineamientos entrego un total de 2.578 fallas (Figura 4.25), con un azimut promedio de 180° y desviación estándar de 105°. El análisis estadístico del largo de los segmentos de falla obtuvo una media de 367 m y un máximo de 1.471 m. Además, el rechazo vertical de las fallas promedio 11 m y un desplazamiento máximo en la vertical de 24 m (Tabla 4.1).

El histograma de azimut muestra una distribución heterogénea, con dos máximos notorios en la densidad de fallas, correspondientes a los intervalos 108°-144° y 288°-324° (Figura 4.26.D). En cambio, el histograma de largo de falla muestra una distribución normal (Figura 4.265.E).

Por último, el diagrama de roseta (Figura 4.26.F) muestra la dirección NO-SE visto en el histograma de azimut, donde las fallas tienen direcciones preferenciales en los rangos de 120°-150° y 290°-340°.

4.3.4.3. Marcador G7 en Intracampos

El análisis estadístico de lineamientos presento una mayor cantidad de datos que en los otros bloque. Siendo medidas 7.598 fallas (Figura 4.25), obteniendo como resultado: media de azimuts de 183° y desviación estándar de 111°. El largo de falla promedio fue de 252 m, menor que en

Arenal y Dorado-Riquelme, mientras que el largo máximo alcanzó 1.694 m. El rechazo vertical promedio 14 m y tuvo un máximo de 30 m (Tabla 4.1).

El histograma de azimut (Figura 4.26.G) muestra una distribución heterogénea. Teniendo solo un alto en la densidad de datos, entre los 324°-36°. El histograma para largos de falla (Figura 4.26.H), muestra una distribución normal, donde la mayoría de las fallas tiene 150-300 m de largo.

El diagrama de roseta de G7 en Intracampos (Figura 4.26.I) muestra una distribución casi uniforme, con una leve disminución de fallas entre los 90°-270°. Mientras que los largos de falla se encuentran, en su mayoría, por debajo de los 500 m.

4.3.5. Horizonte G5 en los Bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos

El horizonte Eoceno G5 separa las unidades predominantemente arcillosas de la Zona Glauconítica y el Grupo Bahía Inútil. Por debajo de G5, desde los 900-2.500 m b.n.m.m, se observan polígonos bien desarrollados desde el *forebulge* hasta el *foredeep* de la Cuenca. Este SFP empieza a desaparecer por acuñamiento después de los 3.500 m de profundidad.

4.3.5.1. Marcador G5 en Dorado-Riquelme

Fueron identificados y medidos un total de 2.700 fallas o lineamientos dentro del horizonte (Figura 4.27). Las que entregaron los siguientes resultados (Tabla 4.1): media de los azimuts de 182°, con una desviación típica de 110°. El promedio de longitudes de falla fue de 476 m y un máximo de 1.803 m. Además, fueron tomadas 51 medidas de rechazos verticales de falla, los que dentro del horizonte obtuvieron una media de 16 m y un máximo de 40 m.








El histograma de azimut y el diagrama de roseta para los azimut medidos a partir de G5 (Figura 4.28.A,C) muestran una distribución aleatoria, sugiriendo ausencia o poca influencia tectónica. No obstante, se observa una variación escalonada, en sentido horario de menor a mayor cantidad de datos desde el intervalo 72°-108° hacia 0°-36°, donde se encuentra el mayor conjunto de fallas. Esto podría deberse a la forma de los polígonos, influenciados posiblemente por el paleorelieve de origen flexural. El largo de las fallas (Figura 4.28.B) muestra que en general los polígonos de G5 en Dorado-Riquelme son formados en su mayoría por fallas de 400-500 m de largo, lo que origina polígonos amplios.

4.3.5.2. Marcador G5 en Arenal

Se midió la longitud de 2.504 fallas (Figura 4.27), con azimut promedio de 178° y desviación estándar de 108° (Tabla 4.1). La media del largo de falla fue de 376 m, siendo la falla de mayor longitud en el horizonte de 1.390 m. Con respecto al rechazo vertical, el promedio fue de 15 y un máximo de 32 m.

El histograma de azimut muestra una distribución más homogénea (Figura 4.28.D), salvo las subpoblaciones entre 36°-72° y 216°-252° que presentan una mayor concentración de fallas con respecto al resto, las que se encuentran a 180° entre una y otra.

El diagrama de roseta no muestra una clara dirección dominante, las fallas de mayor longitud no coinciden con los segmentos más densamente poblados, por lo que se estima que este SFP presenta una baja influencia tectónica 4 y la morfología de sus polígonos depende más de la potencia del estrato y la pendiente de la cuenca durante el soterramiento (Figura 4.27.F).

4.3.5.3. Marcador G5 en Intracampos

Debido a que este SFP en el Bloque Intracampos se acuña junto con el Grupo Bahía Inutil, solo fueron identificadas 565 fallas (Figura 4.27). Los azimuts promedian 185° con una desviación estándar de 113°. El largo de falla disminuyó considerablemente con respecto a los bloques Arenal y Dorado-Riquelme, dando un resultado de 342 m de largo promedio y 902 m de largo máximo. El rechazo vertical fue de 17 m con máximo de 32 m (Tabla 4.1).

El histograma de azimut muestra una distribución heterogénea, con un mínimo entre los 144°-180° y un máximo entre los 252°-288° (Figura 4.28.G). Además el histograma de largos de falla muestra una distribución normal con un alza de datos entre los 200-400 m (Figura 4.28.H).

Por último, el diagrama de roseta de G5 para el bloque Intracampos, varia más que los ya vistos en Arenal y Dorado-Riquelme, debido a la poca cantidad de datos, aun así las subpoblaciones no muestran una dirección preferente (Figura 4.28.I). El acuñamiento del Grupo Bahía Inútil sobre la Formación Zona Glauconítica en el bloque Intracampos, disminuye la potencia de los estratos cada vez más hacia el Este, provocando la desaparición del SFP Paleógeno en este sector de la Cuenca.

4.4. ANÁLISIS DE RESULTADOS

Los bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos, fueron estudiados a partir de 5 horizontes, 6 perfiles y 13 pozos, donde se reconocieron los SFPs: Cretácico y Paleógeno. Además, el horizonte TAS, más antiguo e inferior a los dos SFPs, fue considerado por estar afectado por estructuras tectónicas de primer orden.

El SFP Cretácico comprende desde la Formación Margas, hasta el techo de la Unidad Lutitas Gris Verdosas (Pinto y otros, 2014) y el SFP Paleógeno ocurre entre la Zona Glauconítica y la parte inferior del Grupo Bahía Inútil.

El horizonte TAS o techo de la Formación Springhill, indica que la Cuenca de Magallanes está afectada por una serie de grábenes y hemigrábenes de origen extensional, formados durante la fase de "ryfting". Estos grábenes se habrían reactivado e invertido a fines del Cretácico, afectando con mayor intensidad el dominio compresivo en el arco, ubicado al Oeste y Sur de la Cuenca, cuando comenzó la fase de antepaís. Esto causó extensión en la zona del *forebulge* del antepaís (Figura 4.29), perturbando con mayor intensidad el SFP Cretácico, y en menor medida al SFP Paleógeno que se formó mientras los rechazos del fallamiento normal aun no cesaban.

La sección inferior del SFP Cretácico está sobre formaciones no descritas en este capítulo, que se ubican a su vez sobre el horizonte TAS. Esta parte del SFP se extiende por cientos de kilómetros cuadrados en la Cuenca de Magallanes (Pinto y otros, 2014). En el bloque Dorado-Riquelme, los polígonos de esta sección son semi-maduros y alargados en forma paralela a los

101

grábenes pre-cretácicos con eje NS (Figura 4.20; Figura 4.30). En el Oeste del bloque, se observan polígonos de menor tamaño sobre los depocentros de cada graben.



Figura 4.29. Alzamiento y extensión del *forebulge* producto de la compresión y flexura de la Cuenca de Magallanes.

En la Cuenca de Magallanes al inicio del periodo de transición entre la fase de rifting y de antepaís, los grabenes pre-cretácicos todavía no eran reactivados y rotados, presentando altos y bajos topográficos marcados. Fue sobre estas subcuencas de extensión rellenas de sedimentos, donde se formó el SFP Cretácico de Dorado-Riquelme. En ellas se formaron polígonos alargados y paralelos a los ejes de las estructuras pre-cretácicas, pero con diferencias morfológicas entre los altos y bajos de éstas. Los poligonos ubicados en las depresiones de los grabenes resultaron de menor tamaño, mientras que en los Horst, son de mayor tamaño. Este menor tamaño se debió al fracturamiento de los polígonos ubicados sobre los depocentros de cada subcuenca, debido a la compactación diferencial o *drape* (Figura 4.31-32) de los estratos al aumentar la carga sedimentaria sobre ellos (Labauch y otros, 1999).

En los bloques Arenal e Intracampos, la sección inferior del SFP Cretácico presenta polígonos alineados con la paleopendiente y que habrían sido modificados durante el Cretácico Superior por la reactivación de las estructuras durante la fase compresiva de antepaís. La sección superior del SFP Cretácico está ubicado dentro de la unidad Lutitas Gris Verdosas por sobre la Formación Margas y bajo la unidad Lutitas Arenosas. La unidad Lutitas Gris Verdosas se encuentra bajo una discontinuidad erosiva al Oeste de la Cuenca, en el bloque Dorado-Riquelme. Esto provoca la desaparición de las rocas que contienen la sección superior del SFP Cretácico.



Figura 4.30. Morfología y tamaño comparativo de los polígonos versus el espesor de las secciones de los SFPs en los bloques Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos.



Figura 4.31. Esquema de compactación diferencial o *drape* sobre un SFP formado sobre un graben de fallas normales.



Figura 4.32. Compactación diferencial o *drape* y obliteración de los polígonos, sobre las subcuencas precretacicas vistas en el horizonte C1, bloque Dorado-Riquelme.

En cambio, en Arenal e Intracampos se puede observar que el SFP Cretácico superior no desaparece (constante), y se presenta con abundantes polígonos medianamente definidos, con diámetros que no superan los 1.000 m. Estos polígonos son maduros a semi-maduros, con una densidad poblacional alta (Pinto y otros, 2014) (Figura 4.30).

Las estructuras que dieron origen a los grábenes y hemigrábenes del horizonte TAS no afectan los resultados estadísticos del SFP Cretácico en Arenal e Intracampos. Esto indica que la tectónica en este lugar de la cuenca, no alteró la forma de los polígonos cretácicos de la sección superior.

En los perfiles sísmicos, los SFPs Cretácico y Paleógeno se encuentran separados por un nivel sin fallas de origen sinsedimentario. Esto se observa como un nivel continuo de datos (Figura 4.33) y corresponde a la unidad Lutitas Arenosas.



Figura 4.33 Perfil sísmico con atributo de similaridad. Muestra la unidad Lutitas Arenosas como un nivel continuo de datos

La sección inferior del SFP Paleógeno, está ubicada dentro de la Zona Glauconítica y consiste en un segmento inmaduro de dicho SFP (Figura 4.30). En el bloque Dorado-Riquelme, los polígonos son abiertos, asimétricos y poco definidos, rasgos que se acentúan hacia el SO (Figura 4.30). Esto se debe a que la Zona Glauconítica se hace cada vez más profunda y los polígonos cada vez más difusos. En cambio, en el extremo oriental del bloque, los polígonos se asemejan a los de la sección superior del SFP, atribuyendo una tenue conexión entre las fallas del

SFP. Esta conexión es más evidente en el bloque Arenal, donde los polígonos en las imágenes de los horizontes G7 y G5 son muy similares (Figuras 4.25; 4.27). Mientras, en el bloque Intracampos, la sección inferior no presenta similitud con la sección superior, con excepción del sector NO del bloque, donde aún no se acuña el Grupo Bahía Inútil. Las fallas interpretadas en Intracampos, componen un SFP inmaduro de polígonos pequeños que desaparecen al Este del bloque (Figura 4.30).

Otro rasgo importante de la sección inferior del SFP Paleógeno es la existencia de un eje NO-SE en los polígonos de los bloques Arenal y sector oriental de Dorado-Riquelme. Los diagramas de rosetas de ambos bloques muestran que las fallas de mayor longitud se encuentran alineadas con esta dirección predominante. El motivo pudo deberse al alzamiento del *forebulge* a comienzos del Eoceno, producto de la flexura de la cuenca durante la fase compresiva de antepaís, mientras simultáneamente se hundía el *foredeep* y migraba el arco hacia el Este (Figura 4.31). Esto habría otorgado una leve pendiente cercana a horizontal en el flanco Oeste del *forebulge*, permitiendo la formación de polígonos alargados con eje NO-SE.

La sección superior del SFP Paleógeno, ocupa la parte superior de la Zona Glauconítica y parte del Grupo Bahía Inútil. Esta sección tiene polígonos maduros a semi-maduros debido a que se formaron en un paquete de arcillas y limos cuando se depositó el Grupo Bahía Inútil. Los polígonos de la sección superior se hacen cada vez más pequeños al Este hasta desaparecer en Intracampos (Figura 4.30). Esto se debe a que el estrato donde se ubican, se acuña bajo la Unidad Areniscas Arcillosas. Lo que significa que la envergadura de un SFP es directamente proporcional a la potencia del estrato y concuerda con la definición de Cartwright: "los polígonos afectan capas con espesor comparable al espaciamiento de los mismos polígonos y persisten por cientos de metros dentro del subsuelo" (Cartwright, 1996).

5. DISCUSIÓN SOBRE LOS EFECTOS DE LOS SFPs EN UNA CUENCA CON POTENCIAL PETROLÍFERO

La existencia de un SFP dentro una cuenca rica en hidrocarburos es importante debido a que este puede afectar a casi todos los elementos que conforman el sistema petrolero que hay en esta, especialmente la integridad de los sellos de areniscas y lutitas. El principal efecto consiste en que un SFP es una red de fallas dentro de un cuerpo de arcilla formadas durante etapas tempranas de enterramiento. Una vez que el SFP se encuentre bajo los estratos de sobrecarga del sistema petrolero, este debería afectar en algún grado el potencial petrolífero de la cuenca.

5.1. IMPLICANCIA DE LOS SFPs EN LOS ELEMENTOS DE UN SISTEMA PETROLERO

A continuación, se comparan y relacionan las características generales de cada elemento entre un sistema petrolero y un SFP, tomando en cuenta que la génesis del SFP ocurre durante etapas tempranas de enterramiento.

5.1.1. Relaciones entre roca madre y SFP

Los SFPs se forman a través de procesos físicos dentro de un cuerpo de sedimento poroso e impermeable (arcilla) ubicado entre dos cuerpos porosos y permeables (arenas). En cambio, una roca madre requiere de procesos físico-químicos para poder formarse (Figura 5.1).

Un SFP puede ubicarse dentro de una roca madre. Siendo la primera etapa, la formación del SFP durante etapas tempranas de enterramiento, donde el cuerpo arcilloso, rico en agua y materia orgánica, expulsa parte del agua al fracturarse la arcilla (Figura 5.1. A). Posteriormente, el SFP es sepultado y los sedimentos comienzan el proceso de diagénesis. Una vez formada la roca, la materia orgánica no expulsada, madura al interior de cada polígono (Figura 5.1. B). Finalmente, al compactarse la roca por sobrecarga, esta tenderá a igualar presiones, y si existe contacto entre las fallas y un cuerpo poroso, los hidrocarburos podrían migrar a través del SFP a otros niveles estratigráficos (Figura 5.1. C).



Figura 5.1. A) SFP formado en arcillas ricas en materia orgánica; B) SFP ubicado dentro de una roca madre; C) Migración de hidrocarburos al aumentar la presión litostática.

Este proceso no beneficiaría el potencial económico de un sistema petrolero, ya que las fallas al ser previas a la madurez del hidrocarburo, habrían expulsado parte de estos fluidos ricos en materia orgánica, antes de que sean de interés económico.

5.1.2. Relaciones entre roca sello y SFP

Las fallas que crea un SFP en un cuerpo de arcilla, se mantienen incluso después de la diagénesis de la arcillolita. Esto implicaría que un SFP disminuye las capacidades de sello de una roca impermeable, si esta fuese fracturada (Figura 5.2).



Figura 5.2. Relación entre SFP y roca sello.

5.1.3. Relaciones entre las vías de migración y SFP

Los polígonos formados en el cuerpo de arcilla, conforman una red de fallas que sirven como vías de migración para fluidos provenientes desde zonas más profundas.

En un SFP, existen puntos triples entre tres polígonos. En estas intersecciones, es donde se expulsa la mayor cantidad de fluidos al momento de formarse el SFP (Gay y otros, 2004). Esto implica que un SFP, da origen a una serie de vías de migración, capaces de transportar fluidos desde zonas inferiores. Por consiguiente, una roca madre podría usar esta red de drenaje para migrar el petróleo y gas a reservorios más someros (Figura 5.3).



Figura 5.3. Relación entre SFP y vías de migración.

5.1.4. Relaciones entre reservorio y SFP

Los reservorios convencionales y no convencionales pueden estar relacionados a un SFP. En el caso de un reservorio no convencional, este puede ubicarse dentro de un SFP. Por otra parte, un reservorio convencional al estar debajo de un SFP, podría perder parte de su potencial, ya que el SFP fractura los sellos, lo que causaría la migración del hidrocarburo hacia otros reservorios (Figura 5.4).



Figura 5.4. A) Reservorio convencional afectado por un SFP; B) Reservorio no convencional ubicado dentro de un SFP.

5.1.5. Relaciones entre trampa y SFP

El SFP al momento de formarse, crea una serie de fallas que delimitan polígonos. Estas fallas si están selladas pueden servir como trampas estratigráficas al variar la permeabilidad por los procesos de diagénesis, capaces de retener el hidrocarburo que migra desde zonas más profundas.

Existen al menos tres casos en los que un SFP puede entrampar hidrocarburos. El primer caso, sería en yacimientos convencionales en trampas estructurales. El cual consiste en areniscas ubicadas por debajo de cada polígono, lugar donde seria retenido el hidrocarburo (Figura 5.5.A). El segundo caso, sería en yacimientos no convencionales en trampas estratigráficas. El agua junto con la materia orgánica no expulsada desde los polígonos se mantuvo durante la diagénesis, haciendo que estos fluidos maduren, creando una roca madre reservorio entrampada desde el comienzo (Figura 5.5.B). (3) El tercer caso, consiste en la inyección de arena dentro del plano de

falla al momento de formarse un polígono (Husse, 2008). Estos depósitos llamados inyectitas serían capaces de almacenar los hidrocarburos que migran desde zonas más profundas, creando una trampa estructural (Figura 5.5.C).



Figura 5.5. A) Trampa estructural ubicada por debajo del SFP; B) Trampa estratigráfica ubicada dentro del SFP; C) Trampa estructural, alojada dentro del plano de falla de cada polígono o inyectitas.

5.2. IMPLICANCIA DE LOS SFPS EN LA CUENCA DE MAGALLANES

La Cuenca de Magallanes contiene varios sistemas petroleros, cuyos *plays* deben estar afectados en algún grado por los SFPs Cretácico y Paleógeno.

A continuación se discute la implicancia de los SFPs en los diferentes elementos y procesos de cada *play* de los sistemas petroleros en la Cuenca de Magallanes.

En el caso del *play* Shale Oil, la presencia del SFP Cretácico facilitaría la migración del hidrocarburo ubicado en este, desde las formaciones Estratos con Favrella y Lutitas con ftanita, a través de vías de migración del SFP a estratos superiores, como la unidad Lutitas Arenosas. Es decir, el SFP Cretácico desgastó parte del sello que podría haber retenido hidrocarburos generados en la roca madre del Cretácico Inferior del *Play* Shale Oil (Figura 5.6.A). Este efecto sería aún mayor en el Bloque Dorado-Riquelme, donde el *drape* fracturo aún más el SFP

Cretácico ubicado sobre los depocentros de las subcuencas pre-cretácicas. Este aumento de sobrecarga y presión, habría facilitado la migración del hidrocarburo desde el *play* Shale Oil hacia niveles superiores (Figura 5.6.B).



Figura 5.6. Migración del hidrocarburo desde las formaciones Estratos con Favrella y Lutitas con ftanita a través del SFP Cretácico y niveles superiores. A) Caso bloques Arenal e Intracampos; B) Caso subcuencas pre-cretácicas en bloque Dorado-Riquelme.

A diferencia de lo anterior, el *play* de la Zona Glauconítica (Z.G.), se encuentra fracturado por el SFP Paleógeno, especialmente en el bloque Arenal. Esto se debe a la mayor conectividad entre las fallas de su sección inferior y superior, situación que no ocurre en los otros bloques. Esta conexión del SFP, fragmentó el cuerpo de areniscas glauconíticas que contenían el hidrocarburo, causando la migración de este a niveles superiores. Además, el hidrocarburo que migró desde *plays* más profundos, se habría mezclado con el del *Play* Z.G., y estos migraron juntos a través de las fallas del SFP paleógeno hacia niveles superiores, como el Grupo Bahía Inútil (Figura 5.7).

Esto no aplica para el bloque Dorado-Riquelme. Aquí la conectividad entre las fallas del SFP Paleógeno se pierde a medida que se profundiza al Oeste, dificultando la migración del hidrocarburo.

Por otro lado, en el bloque Intracampos, las rocas que contienen el SFP Paleógeno se acuñan hasta desaparecer al Oriente de la Cuenca, descartando la posibilidad de este mecanismo de migración en esta zona.



Figura 5.7. Migración y mezcla de hidrocarburos desde los *plays* Shale Oil y Z.G. hacia niveles superiores.

Por último, en el bloque Dorado-Riquelme, se encuentra el *Play* Cahuil. Este consiste en inyecciones de arenisca glauconítica o inyectitas, en planos de fallas de la sección superior del SFP Paleógeno, en el Grupo Bahía Inútil. El origen de estos depósitos, podría deberse al fallamiento del SFP, durante la génesis del mismo. Además, es posible que en las inyectitas se acumulen hidrocarburos y sean potenciales reservorios, si los planos de fallas están sellados. Sin embargo, es más probable que las fallas de un SFP sirvan de vía de migración para el hidrocarburo, hacia niveles superiores (Figura 5.8).



En otros lugares se ha visto la incidencia de los SFPs en un sistema petrolero, como en el caso de la Cuenca de Qiongdongnan, Mar del Sur de China. Allí la presencia de un SFP sobre un reservorio anticlinal, provoca la migración del hidrocarburo hacia valles incisos superiores (Sun y otros, 2009, 2010). Esto ocurre porque las fallas afectan la integridad del sello sobre el reservorio original, afectando su potencial económico. Esta situación se puede considerar análoga a lo que sucede en la Cuenca de Magallanes, en el *play* Shale Oil y otros, donde es posible que la roca sello también se encuentre afectada por los SFPs, favoreciendo la migración de fluidos hacia otros niveles (Figura 5.9).



Figura 5.9. Cuadro comparativo entre las Cuencas de Magallanes y Qiongdongnan. A) Cuenca de Magallanes, Chile; B) Cuenca de Qiongdongnan, China. (Modificado de un y otros, 2010 en Roberts D., 2014)

6. CONCLUSIÓN Y RECOMENDACIONES

Los SFPs estudiados en este trabajo, se encuentran en una cuenca mixta, que desde mediados del Cretácico Superior hasta la actualidad se comporta como cuenca de antepaís. La Cuenca de Magallanes contiene al menos dos SFPs. El primero y más antiguo se encuentra en las formaciones del Cretácico y el segundo en rocas del Paleógeno. Dada su notable expresión sísmica, los SFPs pueden ser utilizados como herramientas de correlación a escala de cuenca.

Sobre las características generales del SFP Cretácico, este abarca todos los bloques estudiados: Arenal, Dorado-Riquelme e Intracampos. La sección inferior del SFP se puede apreciar en el horizonte C1 de todos los bloques. Mientras que la sección superior puede ser vista en el horizonte I10, que se extiende por los bloques Arenal e Intracampos y parte de Dorado-Riquelme. Este nivel superior desaparece al Oeste, bajo la discontinuidad erosiva entre las unidades Lutitas Gris Verdosas y Lutitas Arenosas.

Otra característica importante de la sección inferior del SFP Cretácico en el bloque Dorado-Riquelme, es el efecto del *drape* o sobrecarga sedimentaria. Aquí los polígonos ubicados sobre los depocentros de las subcuencas pre-cretácicas se encuentran obliterados, afectando en parte los resultados estadísticos del horizonte C1 del bloque.

Sobre la génesis y madurez del SFP Cretácico, la sección inferior de este SFP se formó en rocas de la Formación Margas, que son principalmente margas y arcillolitas calcáreas. Estas rocas proporcionaron un ambiente que permitió el desarrollo de polígonos maduros. Por otra parte, la sección superior se originó en rocas de la unidad Lutitas Gris Verdosas, constituida por lutitas, limolitas y arcillolitas, que permitieron generar polígonos maduros a semi-maduros.

Sobre la historia geológica del SFP Cretácico, este habría comenzado a formarse a finales del Cretácico Inferior, durante la etapa de subsidencia térmica. En este ambiente tectónico de transición, se depositó la Formación Margas, con un espesor relativamente constante a lo largo y ancho de esta cuenca. El gran espesor y buena calidad del sedimento permitió la formación de polígonos de gran tamaño y bien definidos, los que se observan en el horizonte C1 o sección inferior del SFP. Posteriormente, a comienzos del Cretácico Superior, se depositó la unidad Lutitas Gris Verdosas, sobre la Formación Margas. Los polígonos de esta sección superior se observan claramente en el horizonte I10. Estos son de mucho menor tamaño a los vistos en el horizonte C1. Estas diferencias morfológicas, sugieren que los polígonos vistos en los horizontes

C1 e I10, estaban separados y que su aparente conexión vertical fue posterior a la formación de ambas secciones del SFP.

Sobre los resultados estadísticos del SFP Cretácico. Ambas secciones obtuvieron distribuciones aleatorias típicas de SFPs, sin embargo existen pocas similitudes entre estas. Estos resultados refuerzan la hipótesis de que la formación de ambos niveles, fue en tiempos y espacios diferentes. La sección inferior tendría su génesis durante la depositación de la Formación Margas y la sección superior durante la depositación de la unidad Lutitas Gris Verdosas. Siendo ambas secciones, SFPs Cretácicos independientes.

Sobre las características generales del SFP Paleógeno, este se observa en toda el área de estudio. En el bloque Intracampos, al Este de la Cuenca, aparecen los primeros polígonos, que son los de menor tamaño de todo este SFP (250m de diámetro). Estos aumentan gradualmente de tamaño hacia el Oeste, hasta llegar a diámetros de 3 km. En el bloque Dorado-Riquelme los polígonos se hacen cada vez más difusos hasta desaparecer al Oeste del bloque.

Sobre la génesis y madurez del SFP Paleógeno. Las secciones de este SFP se formaron en diferentes tipos de sedimentos. La sección superior se encuentra en lutitas, limolitas y arcillolitas de la base del Grupo Bahía Inútil. Rocas que durante su sedimentación, proporcionaron un ambiente ideal para el buen desarrollo y madurez de polígonos. En cambio, las areniscas de la Zona Glauconítica que contienen la sección inferior del SFP, contienen polígonos de mala calidad o inmaduros.

Sobre la historia geológica del SFP Paleógeno, habría tenido origen durante el Eoceno, cuando se estaba depositando el Grupo Bahía Inútil. En este periodo, la compresión del antepaís, habría causado que algunas de las fallas de la sección superior, vistas en el horizonte G5, se habrían reactivado y profundizado. Esta reactivación afectó algunos polígonos del horizonte G5, extendiendo algunas de sus fallas de orientación NO-SE, hacia la sección inferior, vistas en el horizonte G7 de los bloques Arenal y Dorado-Riquelme.

Sobre los resultados estadísticos del SFP Paleógeno. Los bloques Arenal y Dorado-Riquelme, presentan diferencias entre sus secciones superior e inferior. Esta discrepancia consiste en que la sección inferior (Zona Glauconítica), presenta resultados que muestran una dirección influenciada por la tectónica. En cambio, la sección superior (Grupo Bahía Inútil) presenta una distribución aleatoria típica de un SFP. Otro resultado interesante del SFP Paleógeno, consiste en la conexión entre las fallas de sus secciones superior e inferior. Esta conexión es clara en el bloque Arenal. En cambio, en el bloque Intracampos solo se aprecian fallas conectadas al Oeste del bloque, debido al acuñamiento del Grupo Bahía Inútil hacia el Este. Por último, en el bloque Dorado-Riquelme, esta conexión de fallas se pierde hacia el Oeste, debido a que la Zona Glauconítica se profundiza y el Grupo Bahía Inútil se vuelve cada vez más potente en esa dirección, aumentando la separación vertical entre ambas secciones del SFP.

Otro resultado importante se da en el bloque Dorado-Riquelme, en rocas del Grupo Bahía Inútil u horizonte G5. Aquí se aprecia la presencia de los polígonos más grandes de toda la cuenca. Estos polígonos de la sección superior del SFP Paleógeno son de un tamaño y diámetro proporcional al espesor de las rocas que los contienen. Esta razón se aprecia claramente de Este a Oeste, donde el Grupo Bahía Inútil se vuelve cada vez más potente dentro del bloque Dorado-Riquelme.

Los resultados estadísticos del horizonte G7 en los bloques Arenal y Dorado-Riquelme indican que es un relieve afectado por fallas provenientes de la sección superior del SFP Paleógeno. En otras palabras, las fallas de la sección inferior, vistas en el horizonte G7 son más jóvenes que las de la sección superior, vistas en el horizonte G5.

El engrosamiento de las megasecuencias de antepaís 2 y 3 hacia el Oeste, separó cada vez más la sección superior de la inferior del SFP Paleógeno. En consecuencia, las fallas vistas en el horizonte G7 y provenientes de la sección superior, son cada vez más difusas debido al aumento de la separación entre ambas secciones del SFP.

Sobre las implicancias de los SFPs en los sistemas petroleros. El carácter regional de los SFPs indica que estos sistemas pudieran controlar la dinámica de fluidos a escala de cuenca; las fallas pueden actuar ya sea como sellos o como conductos permeables para la migración de fluidos en el subsuelo.

Las fallas poligonales podrían constituir un riesgo para la capacidad de sello en sucesiones afectadas por ellas y por consiguiente para la retención de los fluidos en niveles inmediatamente infrayacentes. Además, los polígonos pueden compartimentar ciertos tipos de yacimientos creando así distintas condiciones de permeabilidad y comportamiento hidrodinámico en cada entorno.

La ocurrencia de un SFP en rocas generadoras de un sistema petrolero, no beneficia su potencial económico, ya que durante el proceso de fallamiento de los polígonos, se habría perdido parte de los fluidos ricos en materia orgánica de la cuenca, antes que maduren en hidrocarburos de interés económico.

Un entendimiento de los SFP puede servir como base en la formulación de modelos conceptuales y numéricos más apropiados para la simulación de flujo dentro de las zonas de falla. El conocimiento de la distribución de los SFPs podría ser de gran utilidad durante la fase de planificación de pozos, la evaluación de futuros yacimientos y la implementación de nuevas tecnologías extractivas. Por lo tanto, identificar SFPs para la interpretación de yacimientos de hidrocarburos es de suma importancia, ya que los mecanismos que las forman son de gran interés para la industria petrolera: exploración, interpretación, prospección y otros.

6.1. RECOMENDACIONES

Efectuar estudios geoquímicos a los niveles estudiados en el presente trabajo, con el objetivo de determinar el tipo de arcillas que predomina y relacionar lo con los estudios de geoquímica en las publicaciones de J.A. Cartwright.

Realizar estudios geomecánicos adicionales, para establecer la calidad de la roca y su comportamiento al fracturarse.

7. REFERENCIAS

Alabaster, T. y Storey, B. C. 1990. Modified Gulf of California model for South Georgia, north Scotia Ridge, and implications for the Rocas Verdes back arc basin, southern Andes: *Geology*. Vol. 18: 497-500. Cambridge.

Álvarez-Marrón, J., McClay, K., Harambour, S., Rojas, L. y Skarmeta, J. 1993. Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes foreland thrust and fold belt (Vicuña Area), Tierra del Fuego, Southern Chile. *American Association of Petroleum Geologists*. Bulletin 77 (11): 1904-1921. Oviedo.

Barker, P. F. 2001. Scotia Sea Regional tectonic evolution: implications for mantle flow and plaeocirculation: *Earth Science Reviews*. Vol. 55: 1-39. Cambridge.

Barwick, J. 1955. The surface stratigraphy of portions of Magallanes Province, Chile. Informe Archivo Técnico ENAP (inédito). Santiago.

Berndt, C. 2005. Focused Fluid Flow in Passive Continental Margins. *Phils. Trans. R. Soc. A.* Vol. 363: 2.855–2.871. Londres.

Berndt, C., Bünz, S. y Mienert, J. 2003. Polygonal fault systems on the mid-Norwegian margin: a long term source for fluid flow. In Subsurface sediment mobilization (ed. P. van Rensbergen, R. R. Hillis, A. J. Maltman y C. K. Morley). *Geological Society of London, Special Publication*. Vol. 216: 283–290. Londres.

Belotti, H., Pagan, F., Perez Mazas, A., Agüera, M., Rodriguez, J., Porras, J., Köhler, G., Weiner, G., Conforto, G. y Cagnolatti, M. 2013. Geologic Interpretation and Assessment of Early Cretaceous Shale Oil and Gas Potential in Austral Basin, Santa Cruz, Argentina. *Petrobras Energía S.A., Unconventional resources technology conference*. Vol. 1: 1-10. Houston.

Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M., Fitzgerald, M.G. y Wright, R.C. 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America: *Special Publication 8, Association of Sedimentologists.* Vol. 8: 41-61. Houston.

Blisniuk, P.M., Stern, L.A., Page Chamberlain, C., Idleman, B. y Zeither, P.K. 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene Surface uplift in the southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters.* Vol. 230: 125-142. Ámsterdam.

Bruce, R. M., Nelson, E.P., Weawer, S.G. y Lux, S. 1991. Temporal and spatial variations in the Southern Patagonian Batholith; constrains on magmatic arc development. In R.S. Harmon and C.W. Rapela (Eds.), Andean magmatism and its tectonic setting. *Geological Society of America, Special Paper*. Vol. 265: 1-12. Denver.

Bruhn, R. 1979. Rock structures formed during back-arc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego. *Geological Society of America*. Vol. 90: 998-1.012. Denver.

Bruhn, R., Stern, Ch. y De Witt, M. 1978. Field and geoquimical data bearing on the development of a mesozoic volcano-tectonic rift zone and back arc basin southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol.41: 32-46. Ámsterdam.

Cañon, A. 1968. Cronoestratigrafía de los sedimentos terciarios de Tierra del Fuego, Provincia de Magallanes. Memoria para optar al título de geólogo (inédito). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. Santiago.

Cañon, A. y Ernst, M. 1975. Cuadro de correlaciones estratigráficas de la Provincia de Magallanes. Informe Archivo Técnico ENAP (inédito): 4p. Santiago.

Carpinelli, A. y Mella, P. 2006. Exploración en Secuencias Oligocenas-Miocenas en los Bloques Riquelme/Manzano-Dorado/Puerto Sara. Informe Archivo Técnico ENAP (inédito): 102p. Santiago.

Cartwright, J.A. 1994a. Episodic basin-wide hydrofracturing of overpressured early Cenozoic mudrock sequences in the North Sea Basin. *Marine and Petroleum Geology*. Vol. 11: 587-607. Ámsterdam.

Cartwright, J.A. 1994b. Episodic basin-widefluid expulsion from geopressured shale sequences in the North Sea Basin. *Geological Society of America*. Vol. 22: 447-450. Denver

Cartwright, J. A. 1996. Polygonal fault systems: a new type of fault structure revealed by 3-D seismic data from the North Sea Basin. *AAPG Studies in Geology No. 42* and *SEG Geophysical Developments Series No. 5*, AAPG/SEG: 225–230. Tulsa

Cartwright, J.A. 2011. Diagenetically induced shear failure offinegrained sediments and the development of polygonal fault systems. *Marine and Petroleum Geology*. Vol. 28: 1.593-1.610. Ámsterdam.

Cartwright, J.A. y Dewhurst, D. 1998. Layer-Bound compaction faults in finegrained sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*. Vol. 110: 1.242–1.257. Londres.

Cartwright, J.A., James, D.M.D. y Bolton, A.J. 2003. The genesis of polygonal fault systems: a review. *Geological Society of London, Special Publication*. Vol. 216: 223-242. Londres.

Cartwright, J. A. y Lonergan, L. 1996. Volumetric Contraction during the Compaction of Mudrocks: A Mechanism for the Development of Regional-Scale Polygonal Fault Systems. *Basin Research*. Vol. 8: 183–193. Londres.

Castro, C. 1977. Evaluación sedimentológica del Distrito Carbonífero Mina Rica-Pecket, Península de Brunswick, Magallanes. Memoria para optar al Título de Geólogo (inédito), Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología: 31pp. Santiago.

Castelli, J.C., Robertson, R. y Harambour, S. 1992. Evaluación geológica y petrolera Bloques Ultima Esperanza Sur e Isla Riesco, Archivo Técnico ENAP (inédito). Santiago.

Cecioni, G. 1955. Distribuzione verticale di alcune Kossmaticertatidae nella Patagonia Chilena. *Bulletino Societa Geológica d'Italia*. Vol. 74: 141-149. Bolonia. Cecioni, G. 1957. Cretaceous flysch and molasse in Departamento Ultima Esperanza, Magallanes, Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Vol. 41: 538-564. Tulsa.

Céspedes, S. 1963. Reconocimiento geológico del área comprendida entre el Seno Skyring y el Estrecho de Magallanes. Archivo Técnico ENAP (inédito). Santiago.

Charrier, R. y Lahsen, A. 1969. Stratigraphy of Late Cretaceous-Early Eocene, Seno Skyring-Strait of Magellan area, Magallanes province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Vol. 53: 568-590. Tulsa.

Cortés, R. 1955. Léxico Estratigráfico de Chile. Comisión Permanente de Geología: 153pp. Santiago.

Cortés, R. 1963. Sección Geológica del Terciario entre San José y Vania. Archivo Técnico ENAP (inédito). Santiago.

Cortés, R. 1964. Estratigrafía y un estudio de paleocorrientes del *flysch* cretáceo del Departamento de Última Esperanza. Memoria de Título (inédito), Universidad Técnica del Estado: 117pp. Santiago.

Covacevich, V. 1991. Estudios paleontológicos y biostratigráficos en la costa Norte de Isla Riesco e interior de Seno Skyring, Región de Magallanes. Archivo Técnico ENAP (inédito): 55pp. Santiago.

Dalziel, I.W.D. 1981. Back arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal. *Philosophical Transaction of the Royal Society*. Vol. 300: 319-335. Londres.

Dalziel, I.W.D. 1986. Collision and Cordilleran orogenesis: an Andean perspective. *Geological Society, Special Publication*. Vol. 19: 389-404. Londres.

Dalziel, I.W.D., De Wit, M. y Palmer, K. 1974. A fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, Vol. 250: 291-294. Londres.

Dalziel, I.W.D. y Palmer, F. K. 1979. Progressive deformation and orogenic uplift at the southern extremity of the Andes. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 90: 259-280. Denver.

Decat J. y Pomeyrol, R. 1931. Informe geológico sobre las posibilidades petrolíferas de la Región Magallánica (21-VII-1929). Boletín Minero, Sociedad Nacional de Mineria. Vol. 43: 763-772. Santiago.

DeCelles, P.G. y Giles, K.A. 1996. Foreland basin system. *Basin Research*. Vol. 8: 105-123. Londres.

Dewhurst, D.N., Cartwright, J.A y Lonergan, L. 1999. The development of polygonal fault system by syneresis of colloidal sediments. *Marine and petroleum Geology*, Vol. 16: 793–810. Ámsterdam.

Dott, R. H., Winn, R.D., Dewit, M.J. y Bruhn, R.L. 1977. Tectonic and sedimentary significance of Cretaceous Tekenika beds of Tierra del Fuego. *Nature* Vol. 266: 620-622. Londres.

Farquharson, G. 1983. Evolution of late Mesozoic sedimentary basins in the northern Antarctic Peninsula. Antarctic Earth Science Cambridge University Press New York: p. 323-327. Nueva York.

Feraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H. y Haller, M. 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia:migrating magmatism related to Gondwana breakup and subduction. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 172: 83–96. Ámsterdam.

Fildani, A., Cope, T.D., Graham, S.A. y Wooden, J.L. 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geological Society of America*. Vol. 31: 1.081-1.084. Denver.

Fildani, A., Romans, B.W., Fosdick, J.C., Crane, W.H. y Hubbard, S.M. 2008. Orogenesis of the Patagonian Andes as reflected by basin evolution in southernmost South America. *Arizona Geological Society Digest 22:* 1-10. Tucson.

Flores, M.A., Malumian, N., Masiuk, V., y Riggi, J.C. 1973. Estratigrafía Cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego. Revista Asociación Geológica Argentina, Vol. 28: 407-437. Buenos Aires.

Fosdick, J.C., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderón, M. y Graham, S.A. 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51°30° S. *Geological Society of America Bulletin*. Vol.123: 1.679–1.698. Denver.

Fuenzalida, R. y Covacevich, V. 1988. Volcanismo y bioestratigrafía del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en la Cordillera Patagónica, Región de Magallanes, Chile. Actas Congreso Geológico Chileno N° 5. Vol. 3: 159-183. Santiago.

Furque, G. 1973. Descripción geológica de la Hoja 58 b, Lago Argentino. Servicio Nacional Minero y Geológico, Boletín 140: 1- 49. Buenos Aires.

Furque, G. y Camacho, H.H. 1949. El Cretácico superior de la costa atlántica de Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Vol. 4: 264-297. Buenos Aires.

Galeazzi, J. 1994. Stratigraphic and structural evolution of the western Malvinas and southeastern Magallanes basins, Argentina. A thesis submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree master of arts (inédito), *Rice University Houston*, Texas. Houston.

Gallardo, R. 2015. Seismic sequence stratigraphy of a foreland unit in the Magallanes-Austral Basin, Dorado-Riquelme block, Chile: implications for deep-marine reservoirs. *Latin American Journal of sedimentology and basin analysis*. Vol. 21: 49-64. Buenos Aires.

Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P. y Sermondadz, G. 2004. Polygonal faults-furrows system related to early stages of compaction – upper Miocene to recent sediments of the Lower Congo Basin. *Basin Research*. Vol. 16: 101–116. Londres.

González, E. 1952. Levantamiento geológico estructural en el área de Estancia El Salto-Seccion Las Coles. Archivo Técnico ENAP (inédito). Santiago.

González, E. 1953. Estratigrafía y distribución de los grupos El Salto y Palomares en gran parte de la Cuenca de Magallanes. Archivo Técnico ENAP (inédito). Santiago.

González, E. 1965. La Cuenca Petrolífera de Magallanes. Revista Minerales, Instituto de Ingenieros de Minas. Vol. 91: 1-15. Santiago.

Gust, D.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W. y Uliana, M.A. 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in Southern South America. *Elsevier Science Publishers B.V*:, p. 223-252. Ámsterdam.

Hanson, R. E. y Wilson, T. J. 1991. Submarine Rhyolitic Volcanism in a Jurassic Proto – Marginal Basin; Southern Andes, Chile and Argentina. *Geological Society of America, Special Paper*: p. 265. Denver.

Harambour, S. 1965. Geología de los yacimientos petrolíferos del sector Cóndor-Dungeness, provincia de Magallanes: Memoria para optar al título de geólogo (inedito), Universidad de Chile, Escuela de Geología. Santiago.

Harambour, S. y Soffia, J. M. 1988a. Transición de margen pasivo a cuenca de antepaís: síntesis evolutiva para el extremo Norte de Ultima Esperanza, Magallanes, Chile. 5° Congreso Geológico Chileno. 2: 385-402. Santiago.

Hauser, A. 1964. La Zona Glauconítica en la Plataforma Springhill, Magallanes, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo (inédito), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 288pp. Santiago.

Henriet, J.P., De Batist, M., Van Vaerenburgh, W. y Verschuren, M. 1989. Seismic facies and clay tectonic features of the Ypresian clay in the southern North Sea. Bulletin of the Belgian Geological Society. Vol. 97: 457–472. Bruselas.

Henriet, J.P., De Batist, M. y Verschuren, M. 1991. Early fracturing of Paleogene clays, southernmost North Sea: Relevance to mechanisms of primary hydrocarbon migration. *Special Publication of the European Association of Petroleum Geologists*. Vol. 1: 217–227. Houten.

Herrero, C. 1984. Geología del yacimiento gasífero Tranquilo, Provincia de Ultima Esperanza, XII Región. Memoria para optar al Título de Geólogo (inédito), Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. Santiago.

Hervé, F. 2005. Estudio de la cronología y proveniencia de las Formaciones Terciarias de la Cuenca de Magallanes mediante la datación U/Pb de sus poblaciones de circones detríticos. Archivo Técnico ENAP (inédito): 31pp. Santiago.

Huuse, M. 2008. Sandstone intrusions: Implications for exploration and production. *World Oil, June*: 87-91. Houston.

Katz, H. R. 1963. Revision of Cretaceous Stratigraphy in the Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Vol. 47: 506-524. Buenos Aires.

Keidel, I. y Hemmer, A. 1931. Informe preliminar sobre las investigaciones efectuadas en la región petrolífera de Magalla-nes en los meses de verano de 1928-1929 (12-XII-1929). Boletín minero, Sociedad Nacional de Minería, Santiago Vol. 48, p. 706-717.

Kirkpatrick, J. 1990. Influence of tectonics and sea-level changes on sedimentation of the Jurassic Springhill and Tobifera Formations, central area Tierra del Fuego, Chile-an integrated study. *PhD Thesis* (inédito), *Colorado School of Mines*, Colorado, U.S.A: 110pp. Denver.

Klepeis, K., Betka, P., Clarke, G., Fanning, M., Hervé, F., Rojas, L., Mpodozis, C. y Thomson, S. 2010. Continental underthrusting and obduction during the Cretaceous closure of the Rocas Verdes rift basin, Cordillera Darwin, Patagonian Andes. *Tectonics*. Vol. 29: 24pp. Malden.

Lonergan, L. y Cartwright, J. A. 1999. Polygonal Faults and Their Influence on Deep-Water Sandstone Reservoir Geometries, Alba Field, United Kingdom Central North Sea. *AAPG Bulletin*, Vol. 83: 410–432. Tulsa.

Macellari, C. 1988. Cretaceous paloegeography and despositional cycles of western South America. *Journal of South American Earth Sciences.* Vol. 1: 373-418. Ámsterdam.

Magoon, L.B. y Dow, W.G. 1994. The Petroleum System, From Source to Trap. AAPG, Memoir. Vol. 60: 3-24. Tulsa.

Malumián, N. 2002. El Terciario Marino: sus relaciones con el eustatismo. Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. XV Congreso Geológico Argentino: 237-244. Buenos Aires.

Malkowski, M.A., Grove, M., y Graham, S.A. 2016. Unzipping the Patagonian Andes Longlived influence of rifting history on foreland basin evolution. *Lithosphere*. Vol.8: 23-28. Denver.

McAtamney, J., Klepeis, K., Mehrtens, Ch., Thomson, S., Betka, P., Rojas, L. y Snyder, Sh. 2011. Alongstrike variability of backarc basin collapse and the initiation of sedimentation in the Magallanes foreland basin, southernmost Andes (53-54.5°S). *Tectonics*. Vol. 30: 1-26. Malden.

Mella, P. 2001. Control Tectónico en la Evolución de la Cuenca de Antepaís de Magallanes, XII Región, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo (inédito), Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, 149pp. Concepción.

Mella, P., Moraga, J., Carpinelli, A., Saá, A. y Donoso, L. 2007. Sedimentary History of the Magallanes Foreland Basin: A Review. *Geosur, International Geological Congress On The Southern Hemisphere Santiago de Chile 19/20 November* 2007. Santiago.

Mobil, R. 1979. Hidrocarbon potential of the Magallanes Basin, Chile. Archivo Técnico ENAP (inédito). Santiago.

Moraga, J. 1996. Prospección de hidrocarburos en cuencas de extensión pre-cretácicas, Magallanes, Chile. Memoria para optar al título de geólogo (inédito). Santiago.

Moraga, J. 2011. Prognosis geológica para la perforación del pozo Palenque Norte 12 (EXR). Archivo Técnico ENAP (inédito). Santiago.

Moraga, J. y Mella, P. 1999. Precordillera Cuenca de Magallanes. Archivo Técnico ENAP (inédito). Santiago.

Moraga J., Mella, P., Vieytes, H., Méndez, D., Briceño, M., Álvarez, P., y Laval, E. 2004. Potencial de Hidrocarburos en la Cuenca de Antepaís de Magallanes. Archivo Técnico ENAP (inédito): 118pp. Santiago.

Mordójovich, C. 1948. Descripción de testigos. Archivo Técnico ENAP (inédito). Santiago.

Mordojovich, C. 1951. Informe preliminar sobre los levantamientos geológicos de la costa Sur de isla Riesco. Archivo Técnico ENAP (inédito). Santiago.

Mpodozis, C., Mella, P., Briceño, M., Álvarez, P., Elgueta, S., Vieytes, H. y Radic, J. P. 2006. Proyecto Tranquilo-Otway, Informe Final. Archivo Técnico ENAP (inédito). Santiago.

Mpodozis, C., Mella P. y D. Padva. 2011. Estratigrafía y Megasecuencias sedimentarias en la Cuenca Austral – Magallanes, Argentina y Chile. 8° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 97-137. Buenos Aires.

Natland, M., E. Gonzalez, A. Cañon y M. Ernst. 1974. A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments. *The Geological Society of America Memoir*. Vol. 139: 1-57. Denver.

Pankhurst, R., Riley, T.R., Fanning, C. M. y Kelley, S. P. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the breakup of Gondwana. *Journal of Petrology*. Vol. 41: 605-625. Oxford.

Panza, J. 2002. La cubierta detrítica del Cenozoico superior. Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. XV Congreso Geológico Argentino: p. 259-284. Buenos Aires.

Pinto, J., Mella, P. y Aguirre, G. 2016. Revisión del Potencial Petrolífero del Distrito Terciario, Cuenca de Magallanes: Faja Tranquilo-Peninsula Brunswick. Archivo Técnico ENAP (inédito). Santiago.

Pinto, J., Montecinos, M. y Mella, P. 2014. Polygonal Fault System in the Cretaceous of the Magallanes Basin, Southern Chile. ENAP-Magallanes. *AAPG International Conference & Exhibition, Turkey*. Estambul.

Prieto Véliz, X. y Moraga Benavídez, J. 1990. Ambiente de sedimentación de la Formación Ballena (Eoceno inferior a medio), Tierra del Fuego, Magallanes. 2° Simposio sobre el Terciario de Chile: 267-273. Concepción.

Ramírez de Arellano, C., Putlitz, B., Muntener, O., Ovtcharova, M. 2012. High precision U/Pb zircon dating of the Chaltén Plutonic Complex (Cerro Fitz Roy, Patagonia) and its relationship to arc migration in the southernmost Andes. *Tectonics*. Vol. 31. Malden.

Ramos, V. 1988. La Estructura de la Cordillera Patagónica (47°-49°S) de Argentina y Chile, 5° Congreso Geológico Chileno. Vol. 1: 101-114. Santiago.

Roberts, D.T. 2014. A geomechanical analysis of the formation and evolution of polygonal fault systems. Submitted in partial fulfilment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy. *Cardiff University, Privisgol Caerdidd:* 243pp. Cardiff.

Robianno, J.A., Arbe, H. y Gangui, A. 1996. Cuenca Austral Marina, En: Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 343-358. Buenos Aires.

Rojas, L. y Castelli, J. C. 1994. Evolución Geológica y Evaluación Petrolera en la Precordillera en Magallanes. Archivo Técnico ENAP (inédito). Santiago.

Rojas, L. y Mpodozis, C. 2006. Geología Estructural de la Faja Plegada y corrida de Tierra del Fuego, Andes Patagónicos Chilenos. 11° Congreso Geológico Chileno. Antofagasta.

Rose, J. F. 1977. The Upper Cretaceus and Terciary marine cytheracean ostracods of the Magallanes Basin, southern Chile. *Phd Thesis, University of Hull*, Inglaterra. Hull.

Sacavino, L., Echevarría, C., Gutierrez, F., Cagnolatti, V.M., Pedrazzini, M. y Barcat, C. 2005. Las trampas de hidrocarburos de la Formación Magallanes Cuenca Austral, República Argentina. Petrobras Energía S.A. y Compañía General de Combustibles S.A. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 479-499. Buenos Aires.

Shin, H., Santamarina, C. y Cartwright, J.A., 2008. Contraction driven shear in com-pacting uncemented sediments. *Geological Society of America*. Vol. 36: 931-934. Denver.

Shultz, M.R. y Hubbard, S.M. 2005. Sedimentology, strati-graphic architecture and ichnology of gravity flow desposits partially ponded in a growth-fault-controlled minibasin, Tres Pasos Formation (Cretaceous), southern Chile. *Journal of Sedimentary Research*. Vol.75: 440-453. Tulsa.

Stern, C. R. 1980. Geochemistry of Chilean Ophiolites: Evidence for the Compositional Evolution of the Mantle Source of Back – Arc Basin Basalts. *Journal of Geophysical Research*. Vol.85: 955 – 966. Washington.

Stern, C. R. y Stroup, J.B. 1982. The petrochemistry of the Patagonian Batholith, Última Esperanza, Chile. *Antarctic Geoscience*, University of Wisconsin: p. 135-142. Madison.

Storey, B. C., Mair, B. F. y Bell, M. C. 1977. The ocurrence of Mesozoic ocean floor and ancient continental crust on South Georgia. *Geological Magazine*. Vol. 114: 203-208. Shreveport.

Suárez, M. 1979. A Late Mesozoic Island arc in the southern Andes, Chile. *Geological Magazine*. Vol. 116: 167-179. Shreveport.

Suárez, M. y Pettigrew, T.H. 1976. An Upper Mesozoic island arc-back arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine*. Vol. 113: 305-328. Shreveport

Sun, Q., Wu, S., Yao G., Lü F. *February* 2009. Characteristics and Formation Mechanism of Polygonal Faults in Qiongdongnan Basin, Northern South China Sea. *Journal of Earth Science*. Vol. 20: 180–192. Beijing.

Thomas, C.R. 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologist*. Bulletin 33: 1.553-1.578. Santiago.

Thomson, S., Hervé, F. y Stockhert, B. 2001. Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics*. Vol. 20: 693-711. Malden.

Todd, R. y Kniker, H.T. 1952. An Eocene foraminiferal Fauna from the Agua Fresca shale of Magallanes province, southernmost Chile. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication* Vol. 1, p. 1-28. Washington.

Torres Carbonell, P.J., Malumián, N. y Olivero, E.B. 2009. El Paleoceno-Mioceno de Península Mitre: antefosa y depocentro de techo de cuña de la cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina. Andean Geology Vol. 36: 197-235. Buenos Aires.

Tuckwell, G.M., Lonergan, L. y Jolly, R.J.H. 2003. The control of stress history and flaw distribution on the evolution of polygonal fracture networks. *Journal of Structural Geology*. Vol. 25: 1.241–1.250. Ámsterdam.

Uliana, M. A., Biddle, K., Phelps, D. W. y Gust, D.D. 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de América. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. 40: 251-253. Buenos Aires.

Watterson, J., Walsh, J.J., Nicol, A., Nell, P.R. y Bretan, P.G. 2000. Geometry and origin of a polygonal fault system. *Journal of the Geological Society of London*. Vol. 157: 151-162. Londres.

Varela, A., Poiré, D.G., Thomas, M., Gerdes, A., Goin, F., Gelfo, J.N. y Hoffman, S. 2012. U-Pb zircon constraints on the age of the Cretaceous Mata Amarilla Formation, Southern Patagonia, Argentina: its relationship with the evolution of the Austral Basin. *Andean Geology*. Vol. 39: 359-379. Buenos Aires.

Vincenty, T. 1975. Direct and inverse solutions of geodesics on the ellipsoid with application of nested equations. *DMAAC Geodetic Survey Squadron, F. E. Warren AFB, Wyoming*.Vol. 22: 88-93. Cheyenne.

Wilson, T. J. 1991. Transition form backarc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 103: 98-111. Denver.

Winn, R.D. y Dott, R.H. 1979. Deep-water fan-channel conglomerates of Late Cretaceous age, southern Chile. *Sedimentology*. Vol. 26: 203-228. Londres.



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



CARACTERIZACIÓN DE SISTEMAS DE FALLAS POLIGONALES EN UNIDADES CRETÁCICAS Y PALEÓGENAS DE LA CUENCA DE MAGALLANES Y SUS IMPLICANCIAS EN EL SISTEMA PETROLERO, REGIÓN DE MAGALLANES Y ANTÁRTICA CHILENA, CHILE



ANEXO

Concepción, 2017

ÍNDICE DE ANEXO

Página

1. SISTEMA PETROLERO	127
1.1. ELEMENTOS ESENCIALES DE UN SISTEMA PETROLERO	127
1.1.1. Roca Madre	127
1.1.2. Roca reservorio	128
1.1.3. Roca sello	129
1.1.4. Estratos de sobrecarga	129
1.2. PROCESOS ESENCIALES EN UN SISTEMA PETROLERO	129
1.2.1. Trampa	130
1.2.2. Generación	130
1.2.3. Migración	130
1.2.4. Acumulación	130
2. LITOLOGÍAS INT <mark>ERPR<mark>ETADAS A</mark> PAR</mark> TIR DEL REGISTRO	
ELÉCTRICO DE P <mark>OZOS</mark>	131
3 ANEXO DICITAL	158
3. ANEAO DIGITAL	150
3.1. Version digital de la memoria	D1
3.2. Material digital	D2
3.2.1. Material bibliográfico	D2
3.2.2. Columnas estratigráficas	D2
3.2.3. Datos estadísticos	D2

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura

1.	1.	Elementos esenciales de un sistema petrolero	127
1.	2.	Tipos de reservorio	128
2.	1.	Ubicación pozos	131
2.	2.	Leyenda para la litología interpretada en los perfiles de correlación	131
2.	3.	Columna Huaso-1 para el intervalo Zona Glauconítica-Grupo Bahía Inútil .	132
2.	4.	Columna Cullen Sur-1 para el intervalo Z. GGrupo Bahía Inútil	133
2.	5.	Columna Cullen Este-1 para el intervalo Z. GGrupo Bahía Inútil	134
2.	6.	Columna Lynch Este-1 para el intervalo Z. GGrupo Bahía Inútil	135
2.	7.	Columna Paraguaya-1 para el intervalo Z. GGrupo Bahía Inútil	136
2.	8.	Columna Retamos-2 para el intervalo Z. GGrupo Bahía Inútil	137
2.	9.	Columna Vellonero-1 pa <mark>ra el intervalo</mark> Z. GGrupo Bahía Inútil	138
2.	10.	Columna Arenal Oeste-1 para el intervalo Z. GGrupo Bahía Inútil	139
2.	11.	Columna Madrug<mark>ada-2</mark> para el interva lo Z. GGrupo Bahía Inútil	140
2.	12.	Columna Amadeo-1 para el intervalo Z. GGrupo Bahía Inútil	141
2.	13.	Columna Dorado-1 para el intervalo Z. GGrupo Bahía Inútil	142
2.	14.	Columna Puerto Sara-1 para el intervalo Z. GGrupo Bahía Inútil	143
2.	15.	Columna Punta del Cerro-1 para el intervalo Z. GGrupo Bahía Inútil	144
2.	16.	Col. Huaso-1 para el intervalo Fm. Margas- Unidad Lutitas Arenosas	145
2.	17.	Col. Cullen Sur-1 para el intervalo Fm. Margas- Unidad Lutitas Arenosas .	146
2.	18.	Col. Cullen Este-1 para el intervalo Fm. Margas- Unidad Lutitas Arenosas	147
2.	19.	Col. Lynch Este-1 para el intervalo Fm. Margas- Unidad Lutitas Arenosas	148
2.	20.	Col. Paraguaya-1 para el intervalo Fm. Margas- Unidad Lutitas Arenosas .	149
2.	21.	Col. Retamos-2 para el intervalo Fm. Margas- Unidad Lutitas Arenosas	150
2.	22.	Col. Vellonero-1 para el intervalo Fm. Margas- Unidad Lutitas Arenosas	151

2.	23.	Col. Arenal Oeste-1 entre Fm. Margas- Unidad Lutitas Arenosas	152
2.	24.	Col. Madrugada-2 para el intervalo Fm. Margas- Unidad Lutitas Arenosas	153
2.	25.	Col. Amadeo-1 para el intervalo Fm. Margas- Unidad Lutitas Arenosas	154
2.	26.	Col. Dorado-1 para el intervalo Fm. Margas- Unidad Lutitas Arenosas	155
2.	27.	Col. Puerto Sara-1 para el intervalo Fm. Margas- Unidad Lutitas Arenosas	156

2. 28. Col. Punta del Cerro-1 entre Fm. Margas- Unidad Lutitas Arenosas 157



ANEXO

1. SISTEMA PETROLERO

Un sistema petrolero incluye los elementos y procesos geológicos necesarios para que el petróleo y el gas se acumulen (Magoon y Dow, 1994).

1.1. Elementos esenciales de un sistema petrolero

Los elementos esenciales de un sistema petrolero son la presencia de roca madre, roca reservorio, roca sello y los estratos de sobrecarga; estos últimos facilitan el sepultamiento de los otros (Figura 1.1).



Figura 1.1. Elementos esenciales de un sistema petrolero. Modificado de Schlumberger Oilfield review.

1.1.1. Roca Madre

Es la roca generadora, rica en materia orgánica, que en condiciones ideales de madurez térmica, es capaz de generar petróleo y/o gas. Las rocas generadoras más comunes son lutitas o calizas. Las que contienen alrededor de un 0,9-10% de carbono orgánico total (COT), bajo un 0,5% de COT se considera estéril. La preservación de la materia orgánica sin degradación es

crítica para la formación de una buena roca madre. Aunque, más importante es su madurez, una roca madre inmadura o sobremadura es estéril.

1.1.2. Roca reservorio

Es una roca cuyas dimensiones y grado de porosidad son capaces de almacenar volúmenes importantes de hidrocarburos. Además, un reservorio debe tener buena permeabilidad, que controla la eficiencia de la extracción de hidrocarburo en el reservorio. Una permeabilidad alta producirá un buen drenaje del gas y petróleo desde el reservorio hacia la superficie, en cambio una baja permeabilidad dificultará su extracción. Las rocas sedimentarias, son los reservorios más comunes, porque poseen más porosidad que la mayoría de las rocas ígneas y metamórficas.

Los reservorios en la actualidad se dividen en dos tipos: (1) convencionales y (2) no convencionales (Figura 1.2), los cuales difieren en litología, tasa de flujo/permeabilidad y ubicación dentro del sistema petrolero. Hoy en día su principal diferencia es la tasa de flujo.



Figura 1.2. Tipos de reservorio: A) convencional y B) no convencional.
Reservorio convencional: Es aquel donde las fuerzas de flotabilidad, mantienen los hidrocarburos por debajo de una roca que actúa como sello (Figura 6.3,A). Las características y fluidos de los yacimientos convencionales, habitualmente permiten que el petróleo o el gas natural fluyan con facilidad hacia el interior de los pozos.

Reservorio no convencional: Término amplio para el petróleo y el gas natural producido por medios que no cumplen los requisitos para producción convencional (Figura 6.3,B). En la actualidad, el término se utiliza en referencia a recursos de petróleo y gas cuya porosidad, permeabilidad, mecanismo de trampas de fluido u otras características difieren de los yacimientos convencionales. El metano de capas de carbón, hidratos de gas, gas de lutita (*shale gas*), yacimientos fracturados, arenas gasíferas compactas (*tight gas*) y areniscas bituminosas (*tav sands*) se consideran recursos no convencionales.

1.1.3. Roca sello

Es una unidad de roca impermeable, es decir cuya porosidad y permeabilidad es tan baja que el petróleo no puede migrar a través de ella, evitando que escape a otros niveles. Las rocas sello más típicas son lutitas y evaporitas.

1.1.4. Estratos de sobrecarga

Son todas las rocas que suprayacen al sistema petrolero. Es el proceso de enterramiento que causa la maduración de la roca madre y la migración primaria de los hidrocarburos.

1.2. PROCESOS ESENCIALES EN UN SISTEMA PETROLERO

Los procesos incluyen la formación de trampas, generación, migración y acumulación de petróleo (Figura 6.2). Estos procesos deben tener lugar en el orden adecuado para que la materia orgánica que se encuentra en una roca madre generadora se convierta en petróleo y luego sea almacenada y preservada (Magoon y Dow, 1994).

1.2.1. Trampa

Configuración estructural y/o estratigráfica, capaz de retener hidrocarburos. Consiste en una configuración de rocas adecuada para contener hidrocarburos, selladas por una formación relativamente impermeable a través de la cual los hidrocarburos no pueden migrar. Las trampas resultantes de cambios litológicos, de acuñamientos, discordancias u otros rasgos sedimentarios, se denominan trampas estratigráficas. Las trampas de hidrocarburos asociadas con estructuras, tales como pliegues y fallas, se denominan trampas estructurales.

1.2.2. Generación

La formación de hidrocarburos depende de tres factores principales: la presencia de materia orgánica suficientemente rica para generar hidrocarburos, una temperatura adecuada y tiempo suficiente para que la roca generadora alcance el grado adecuado de maduración. La presión y la presencia de bacterias y catalizadores también inciden en la generación.

1.2.3. Migración

El movimiento de los hidrocarburos recién generados fuera de su roca generadora es la migración primaria, también denominada expulsión. El movimiento posterior de los hidrocarburos, hacia un reservorio en una trampa de hidrocarburos u otra zona de acumulación es la migración secundaria. La migración, generalmente se produce desde un área estructuralmente baja, hacia un área de menor energía potencial, en la mayoría de los casos es hacia la superficie, pero en ocasiones la zona de menor energía potencial puede estar al lado o hacia abajo. La migración puede ser local o producirse a lo largo de distancias de cientos de kilómetros en cuencas sedimentarias grandes.

1.2.4. Acumulación

La fase del desarrollo de un sistema petrolero durante la cual los hidrocarburos migran hacia un yacimiento y permanecen entrampados en él.

2. LITOLOGÍAS INTERPRETADAS A PARTIR DEL REGISTRO ELÉCTRICO DE POZOS.

Se elaboraron 13 columnas litológicas a partir de los registros eléctricos de pozos seleccionados para este trabajo (Figura 2.1.). Para efectos prácticos, solo se mostrará el segmento correspondiente al SFP analizado, comenzando por el SFP Paleógeno y luego el SFP Cretácico. Véase Figura 2.2 para la leyenda de la nomenclatura usada; las columnas estratigráficas completas se encuentran en el anexo digital.



Figura 2.1. Ubicación pozos seleccionados para la confección de columnas estratigráficas.



Figura 2.2. Leyenda para la litología interpretada en los perfiles de correlación: Figuras 2.3-2.28.

Litología SFP Paleógeno: El segmento donde se encuentra la mayor parte de este SFP ocurre alrededor del horizonte G5 y se propaga en menor medida hacia G7. Esto significa que el SFP Paleógeno afecta mayormente la base del Grupo Bahía Inútil y parte del techo de la Zona

Glauconítica. El Grupo Bahía Inútil se acuña hasta desaparecer junto con el SFP al Este en el bloque Intracampos. A continuación se describe la litología general para las distintas unidades que conforman el intervalo estratigráfico de interés (unidad Areniscas Arcillosas, Grupo Bahía Inútil, Zona Glauconítica y unidad Lutitas Arenosas).

En Intracampos se elaboraron 5 columnas, de Sur a Norte: Huaso-1, Cullen Sur-1, Cullen Este-1, Lynch Este-1 y Paraguaya-1.

•<u>Columna Huaso-1, SFP Paleógeno</u>: En esta columna el Grupo Bahía Inútil está compuesto principalmente por limolitas y arcillolitas. La Zona Glauconítica está formada por una intercalación de areniscas de grano muy fino a fino. A esta última le subyace la unidad Lutitas Arenosas compuesta mayoritariamente por limolitas y arcillolitas (Figura 2.3).



Figura 2.3. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo G7-G5 (Zona Glauconítica-Grupo Bahía Inútil) en el pozo **Huaso-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Cullen Sur-1, segmento SFP Paleógeno</u>: En esta columna el Grupo Bahía Inútil está compuesto principalmente por arcillolitas. La Zona Glauconítica entre G5 y G7 la conforman paquetes de areniscas de grano fino a grueso. Por último la unidad Lutitas Arenosas muestra que consiste principalmente limolitas (Figura 2.4).



Figura 2.4. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo G7-G5 (Zona Glauconítica-Grupo Bahía Inútil) en el pozo **Cullen Sur-1**. La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Cullen Este-1, segmento SFP Paleógeno:</u> La unidad Areniscas Arcillosas tiene en la base areniscas finas con caliza. Por debajo el Grupo Bahía Inútil está compuesto por arcillolitas. Le subyace la Zona Glauconítica, que consiste en una secuencia estrato/grano creciente de areniscas finas a medias. Por último en la unidad Lutitas Arenosas se observa un predominio de limolitas (Figura 2.5).

_ Potencial espontaneo (SP) + Resistividad (ILM)	Edad	Formación	Litología y Granulometría	Escala (m b.n.m.m.)
A1	Oligoceno	Areniscas Arcillosas		980 990 1000 1010 1020 1030 1040 1050
ATD ANY ANY A	Eoceno	Grupo Bahía Inutil Zona glauconítica		1060 1070 1080 1090 1100
	Cretácico Superior	Lutitas arenosas		1120- 1130- 1140- 1150- 1160-

Figura 2.5. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo G7-A1b (Zona Glauconítica-Grupo Bahía Inútil) en el pozo **Cullen Este-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Lynch Este-1, segmento SFP Paleógeno</u>: El Grupo Bahía Inútil en este sector está compuesto por una intercalación de arcillolitas, limolitas y areniscas. La Zona Glauconítica es grano decreciente y varía desde areniscas finas a muy finas. Por último la unidad Lutitas Arenosas contiene desde arcillolitas hasta areniscas de grano fino (Figura 2.6).

Potencial espontaneo (SP)		Formasián	Litología y Granulometría	b.n.m.m.)
Resistividad (ILM) -	+ Edad	Formacion	Lutita Lunita Limolita Limolita Limolita Media Media Anedia Caranto Febbio Bioque Bioque	Escala (m
G5 The	Eoceno	G <mark>r</mark> upo Bahía Ínutil		950- 960- 970- 980- 990- 1000- 1010- 1020-
All and	3,5	Zona glauconítica		1030- 1040- 1050- 1060- 1070-
	Cretácico Superior	Lutitas arenosas		1090- 1100- 1110- 1110- 1120- 1130-

Figura 2.6. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo G7-G5 (Zona Glauconítica-Grupo Bahía Inútil) en el pozo Lynch Este-1.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Paraguaya-1, segmento SFP Paleógeno</u>: Ubicada al extremo Norte, la unidad Areniscas Arcillosas, la conforman principalmente areniscas de grano fino a muy fino. Debajo de esta unidad se encuentra la Zona Glauconítica compuesta por limolitas y areniscas de grano muy fino (Figura 2.7). Por último la unidad Lutitas Arenosas está compuesta por una intercalación de limolitas con areniscas de grano muy fino y lutitas.

Potencial espontaneo (SP) -	*	$\star \star \star$	×	Litología y Granulometría	b.n.m.m.)
Resistividad (ILM) -	+	Edad	Formacion	Lutita Arenise o Brecha Pithy filma Filma Maedia Maedia Maedia Canto roda do Arenio Canto roda Bioque Bioque Bioque Strong	Escala (m
Adh -	R	Oligoceno	Areniscas arc <mark>i</mark> llosas		900- 910- 920-
Alb		Eoceno	Grupo Bahía Inutil		930- 940- 950-
G7 57		Cretácico	Zona Glauconítica Lutitas		960- 970- 980-
		Superior	arenosas		990- 1000- 1010-

Figura 2.7. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo G7-A1b (Zona Glauconítica-Grupo Bahía Inútil) en el pozo **Paraguaya-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

En el bloque Arenal fueron confeccionadas 4 columnas estratigráficas en base al registro eléctrico de pozos: Retamos-2, Vellonero-1, Arenal Oeste-1, Madrugada-2.

•<u>Columna Retamos-2, segmento SFP Paleógeno</u>: En este sector la base del Grupo Bahía Inútil está compuesto principalmente por arcillolitas limosas y limolitas. La Zona Glauconítica contiene areniscas que varían desde finas a muy finas y una pequeña intercalación tobácea. Por último la unidad Lutitas Arenosas la componen arcillolitas, limolitas y areniscas de grano muy fino, las que en conjunto arman una secuencia estrato decreciente y grano creciente (Figura 2.8).



Figura 2.8. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo G7-G5 (Zona Glauconítica-Grupo Bahía Inútil) en el pozo **Retamos-2**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Vellonero-1, segmento SFP Paleógeno</u>: El Grupo Bahía Inútil en este sector contiene principalmente limolitas en su base. Por debajo la Zona Glauconítica contiene areniscas de grano fino a muy fino con intercalaciones de carbonatos y tobas. Por último la unidad Lutitas Arenosas consiste en limolitas y areniscas de grano muy fino (Figura 2.9).



Figura 2.9. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo G7-G5 (Zona Glauconítica-Grupo Bahía Inútil) en el pozo **Vellonero-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Arenal Oeste – 1, segmento SFP Paleógeno</u>: En esta columna el Grupo Bahía Inútil lo conforman principalmente limolitas y arcillolitas. Por debajo se encuentra la Zona Glauconítica con una intercalación de areniscas y tobas. Por último, la unidad Lutitas Arenosas muestra una secuencia grano creciente, compuesta por una intercalación de arcillolitas con limolitas arcillosas (Figura 2.10).



Figura 2.10. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo G7-G5 (Zona Glauconítica-Grupo Bahía Inútil) en el pozo **Arenal Oeste-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Madrugada-2, segmento SFP Paleógeno</u>: Sección donde el Grupo Bahía Inútil está compuesto principalmente por arcillolitas en la base. A este le subyace la Zona Glauconítica con areniscas finas a muy finas con intercalación de carbonatos y tobas. Por último la unidad Lutitas Arenosas esta compuesta por arcillolitas y areniscas de grano fino en el techo (Figura 2.11).



Figura 2.11. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo G7-G5 (Zona Glauconítica-Grupo Bahía Inútil) en el pozo **Madrugada-2**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

En Dorado-Riquelme los cuatro segmentos correspondientes al SFP Paleógeno son: Amadeo-1, Dorado-1, Punta del Cerro-1 y Puerto Sara-1. Las descripciones correspondientes a la litología del SFP Paleógeno, se encuentran a continuación: •<u>Columna Amadeo-1, segmento SFP Paleógeno</u>: El Grupo Bahía Inútil en este sector está compuesto por lutitas y limolitas. A este le subyace la Zona Glauconítica compuesta por areniscas finas, limolitas y tobas. Finalmente la unidad Lutitas Arenosas está conformada por lutitas (Figura 2.12).



Figura 2.12. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo G7-G5 (Zona Glauconítica-Grupo Bahía Inútil) en el pozo **Amadeo-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Dorado-1, segmento SFP Paleógeno</u>: Esta sección el Grupo Bahía Inútil está compuesto por arcillolitas y limolitas. Por debajo la Zona Glauconítica contiene areniscas finas junto con limolitas, arcillolitas y tobas (Figura 2.13).



Figura 2.13. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo G7-G5 (Zona Glauconítica-Grupo Bahía Inútil) en el pozo **Dorado-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Puerto Sara-1, segmento SFP Paleógeno</u>: En esta sección el Grupo Bahía Inútil presenta una intercalación de lutitas con limolitas. Por debajo la Zona Glauconítica contiene arcillolitas, areniscas muy finas a finas con intercalación de tobas. Por último la unidad Lutitas Arenosas consiste en lutitas y limolitas (Figura 2.14).



Figura 2.14. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo G7-G5 (Zona Glauconítica-Grupo Bahía Inútil) en el pozo **Puerto Sara-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

• <u>Columna Punta del Cerro-1, segmento SFP Paleógeno</u>: El Grupo Bahía Inútil consiste en lutitas con intercalaciones de carbonatos y algunos niveles de areniscas de grano fino. La Zona Glauconítica en areniscas de grano muy fino a fino. Por debajo la unidad Lutitas Arenosas consiste en lutitas (Figura 2.15).



Figura 2.15. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo G7-G5 (Zona Glauconítica-Grupo Bahía Inútil) en el pozo **Punta del Cerro-1**. La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

-Litología SFP Cretácico: La litología descrita para este SFP corresponde a la que está entre los horizontes C1 y I10. Esto corresponde al techo de la Formación Margas, la unidad Lutitas Gris Verdosas y la base de la unidad Lutitas Arenosas.

Un total de 5 columnas fueron elaboradas para el bloque Intracampos y son de S a N: Huaso-1, Cullen Sur-1, Cullen Este-1, Lynch Este-1 y Paraguaya-1.

•<u>Columna Huaso-1, SFP Cretácico</u>: La base de la unidad Lutitas Arenosas en esta sección de la columna muestra que está compuesta principalmente por limolitas arenosas. Por debajo se encuentra la unidad Lutitas Gris Verdosas, la que está compuesta principalmente por arcillolitas y una pequeña fracción de limolitas en la base. Subyaciendo, la Formación Margas está compuesta mayoritariamente por margas, limos calcáreos y arcillolitas calcáreas (Figura 2.16).



Figura 2.16. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo C1-I10 (Fm. Margas-Lutitas Arenosas) en el pozo **Huaso-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Cullen Sur-1, segmento SFP Cretácico</u>: En esta sección la unidad Lutitas Arenosas está compuesta en su base por arcillolitas y limolitas. Por debajo la unidad Lutitas Gris Verdosas la forma una secuencia de limolitas con arcillolitas estrato grano decreciente. Por último la Formación Margas la componen margas y arcillolitas calcáreas (Figura 2.17).



Figura 2.17. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo C1-I10 (Fm. Margas-Lutitas Arenosas) en el pozo Cullen Sur-1.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Cullen Este-1, segmento SFP Cretácico</u>: La unidad Lutitas Arenosas la componen un conjunto de limolitas y arcillolitas. Por debajo se encuentra la unidad Lutitas Gris Verdosas compuesta por una secuencia estrato creciente, grano decreciente en la que predominan arcillolitas. Finalmente, subyaciendo esta la Formación Margas, compuesta mayoritariamente por margas y arcillolitas calcáreas (Figura 2.18).



Figura 2.18. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo C1-I10 (Fm. Margas-Lutitas Arenosas) en el pozo **Cullen Este-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Lynch Este-1, segmento SFP Cretácico</u>: La unidad Lutitas Arenosas muestra que en su base está compuesta por una intercalación de limolitas con arcillolitas. Subyaciendo se encuentra la unidad Lutitas Gris Verdosas que consiste en una secuencia estrato grano creciente de limolitas con arcillolitas. Por debajo la Formación Margas la conforman margas y arcillolitas calcáreas (Figura 2.19).

Potencial espontaneo (SP) +	Edad	Formación	Litología y Granulometría	n b.n.m.m.)
Resistividad (ILM) +	Ludu	×	Lutita Luntita Limolita Muy fina Media Nuy Siues Granulo Granulo Bioque Bioque	Escala (r
110 June 1		L <mark>u</mark> titas arenosas		1250- 1260- 1270- 1280-
And provide a second difference	Cretácico Superior	Lutitas gris verdosas		1290- 1300- 1310- 1320- 1330- 1340- 1350- 1360- 1370- 1380- 1380- 1380- 1400- 1420- 1420- 1430- 1440-
	Cretácico Inferior	Fm. Margas o Creta Dura		1450- 1460- 1470- 1480- 1480-

Figura 2.19. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo C1-I10 (Fm. Margas-Lutitas Arenosas) en el pozo **Lynch Este-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Paraguaya-1, segmento SFP Cretácico</u>: Esta sección del SFP Cretácico muestra que en la base de la unidad Lutitas Arenosas predominan limolitas. Por debajo la unidad Lutitas Gris Verdosas corresponde a una secuencia estrato decreciente, grano creciente en la que abundan arcillolitas en la base y arcillolitas limosas en el techo. Subyaciendo esta la Formación Margas compuesta principalmente por margas y arcillolitas calcáreas (Figura 2.20).



Figura 2.20. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo C1-I10 (Fm. Margas-Lutitas Arenosas) en el pozo **Paraguaya-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

En Arenal fueron confeccionadas 4 columnas que de S a N son: Retamos-2, Vellonero-1, Arenal Oeste-1 y Madrugada-2. A continuación se describe brevemente las secciones que atañen al SFP Cretácico de cada columna. •<u>Columna Retamos-2, segmento SFP Cretácico</u>: La base de la unidad Lutitas Arenosas está compuesta por limolitas y arcillolitas. Por debajo la unidad Lutitas Gris Verdosas consiste en una secuencia estrato decreciente de limolitas con arcillolitas. A esta última le subyace la Formación Margas, compuesta principalmente por arcillolitas, limolitas calcáreas y margas (Figura 2.21).



Figura 2.21. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo C1-I10 (Fm. Margas-Lutitas Arenosas) en el pozo **Retamos-2**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Vellonero-1, segmento SFP Cretácico</u>: Esta sección del SFP Cretácico muestra que la base de la unidad Lutitas Arenosas consiste en areniscas de grano muy fino. Subyaciendo a esta se encuentra la unidad Lutitas Gris Verdosas, la que consiste en una secuencia estrato creciente, grano decreciente de arcillolitas con limolitas. Por debajo esta la Formación Margas que consiste en limolitas, arcillolitas calcáreas y margas (Figura 2.22).

Potencial espontaneo (SP) + Resistividad (ILM)	Edad	Formación	Litología y Granulometría Arenisca Conglomerado o Brecha Bigo Bigo Bigo Bigo Bigo Bigo Bigo Bigo	scala (m b.n.m.m.)
110 montral collected	Cretácico Superior	Lutitas arenosas Lutitas gris verdosas		1970 1980 1990 2000 2010 2020 2030 2040 2050 2050 2060 2070 2080 2090 2100 2110 2130
C1 Strand	Cretácico Inferior	Fm. Margas o Creta Dura		2140 2150 2160 2170 2180 2190 2200 2210

Figura 2.22. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo C1-I10 (Fm. Margas-Lutitas Arenosas) en el pozo **Vellonero-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Arenal Oeste-1, segmento SFP Cretácico</u>: La base de la unidad Lutitas Arenosas está compuesta por arcillolitas intercaladas con calizas. Por debajo la unidad Lutitas Gris Verdosas también consiste en una intercalación de arcillolitas con calizas. Por debajo esta la Formación Margas que consiste en limolitas, arcillolitas calcáreas y margas (Figura 2.23).



Figura 2.23. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo C1-I10 (Fm. Margas-Lutitas Arenosas) en el pozo **Arenal Oeste-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Madrugada-2, segmento SFP Cretácico</u>: La unidad Lutitas Arenosas consiste en arcillolitas y limolitas. La unidad Lutitas Gris Verdosas es una secuencia estrato creciente, grano decreciente, la que en su base contiene limolitas que gradan a arcillolitas en el techo. Por debajo se encuentra la Formación Margas, compuesta principalmente por limolitas, arcillolitas calcáreas y margas (Figura 2.24).



Figura 2.24. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo C1-I10 (Fm. Margas-Lutitas Arenosas) en el pozo **Madrugada-2**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

En Dorado-Riquelme se elaboraron 4 columnas: Amadeo-1, Dorado-1, Punta del Cerro-1 y Puerto Sara-1. A continuación se describe brevemente las secciones correspondientes al SFP Cretácico de cada columna. •<u>Columna Amadeo-1, segmento SFP Cretácico</u>: Las unidades Lutitas Arenosas y Lutitas Gris Verdosas están compuestas principalmente por lutitas. Por último la Formación Margas la componen rocas lutitas, limolitas calcáreas y margas (Figura 2.25).



Figura 2.25. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo C1-I10 (Fm. Margas-Lutitas Arenosas) en el pozo Amadeo-1.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Dorado-1, segmento SFP Cretácico</u>: Esta sección del SFP Cretácico muestra que la unidad Lutitas Arenosas consiste en su base principalmente por limolitas. Por debajo la unidad Lutitas Gris Verdosas corresponde a un solo paquete lutitas. Subyaciendo a esta se encuentra la Formación Margas, compuesta por lutitas, limolitas calcáreas y margas (Figura 2.26).



Figura 2.26. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo C1-I10 (Fm. Margas-Lutitas Arenosas) en el pozo **Dorado-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Puerto Sara-1, segmento SFP Cretácico</u>: La unidad Lutitas Arenosas muestra que en su base hay arcillolitas y limolitas. Por debajo la unidad Lutitas Gris Verdosas consiste en lutitas, limolitas y arcillolitas. Por debajo la Formación Margas está compuesta por margas y arcillolitas calcáreas (Figura 2.27).



Figura 2.27. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo C1-I10 (Fm. Margas-Lutitas Arenosas) en el pozo **Puerto Sara-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.

•<u>Columna Punta del Cerro-1, segmento SFP Cretácico</u>: La unidad Lutitas Arenosas está compuesta principalmente por Arcillolitas y calizas. Subyaciendo a esta se encuentra la unidad Lutitas Gris Verdosas, compuesta principalmente por lutitas (Figura 2.28).

- Potencial espontaneo (SP) +	* * *	*	Litología y Granulometría	.n.m.m.)
Resistividad (ILM) - +	Edad	Formación	Arenisca o Brecha esani25 chigu etal etal etal etal etal etal etal etal	Escala (m b
John Stand	Cretácico Superior	Lutitas ar <mark>e</mark> nosas		3610- 3620- 3630- 3640- 3650- 3660- 3660- 3660- 3680-
June and the second sec		Lutitas gris verdosas		3690- 3700- 3710- 3720-

Figura 2.28. Columna con registros de pozo y litología interpretada para el intervalo 110-110 (Lutitas Arenosas-Lutitas Gris Verdosas) en el pozo **Punta del Cerro-1**.La litología fue estimada a partir de los registros de resistividad y potencial espontaneo.