

ALZAMIENTO PLEISTOCENO DE LA PENÍNSULA DE MEJILLONES: UNA DISCUSIÓN A PARTIR DE EDADES ¹⁰BE COSMOGÉNICO Y MODELOS DE EVOLUCIÓN DE PAISAJE (LEMS)

Memoria para optar al Título de Geólogo

Ricardo Alonso Aguilera Cortés

Profesor Patrocinante: Dr. Joaquín Cortés Aranda Profesores Comisión: Dr. Mauricio Espinoza Vargas Dr. Andrés Tassara Oddo

CONCEPCIÓN, 2023

A mi amado Padre Luis Hernán Aguilera España, aunque ya no estés conmigo para guiar mi camino, soy quien soy por todo lo que te encargaste en vida de entregarme, enseñándome siempre a dar todo lo mejor de mí.

Amante de tu Patria hasta el último día, y llevando en su corazón siempre las Fuerzas Armadas y la Fuerza de Submarinistas de Chile.

Por ti...

Fidelis, Semper Fidelis.

ÍNDICE

Dź.	
PHY	лпя

ÍNDICE DE FIGURAS	
ÍNDICE DE TABLAS	
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA	1
1.2. HIPÓTESIS	4
1.3. OBJETIVOS	5
1.3.1. Objetivo general	5
1.3.2. Objetivos específicos	5
1.4. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	6
1.5. AGRADECIMIENTOS	7
2. ANTECEDENTES	9
2.1. MARCO TECTÓNICO Y SISMOTECTÓNICO DEL NORTE DE CHILE (18°S-24°S)	9
2.2. CONFIGURACIÓN MORFOESTRUCTURAL DEL NORTE DE CHILE (~23° S)	14
2.3. TERRAZAS DE ABRASIÓN MARINA CUATERNARIA	17
2.3.1. Formación y preservación de terrazas marinas	17
2.3.2. Terrazas marinas cuaternarias a lo largo del margen costero chileno	21
2.4. LA PENÍNSULA DE MEJILLONES	25
2.4.1. Geología local de la Península de Mejillones	25
2.4.2.1. Complejo Metamórfico de Mejillones Cbm (Cámbrico)	26
2.4.2.2. Tonalita Mejillones Jtm (175-174 Ma)	28
2.4.2.3. Gabro San Luciano Jgbl (169 Ma)	28
2.4.2.4. Depósitos aluviales antiguos MPla (Mioceno Superior-Plioceno)	28
2.4.2.5. Depósitos marinos Qm (Pleistoceno-Holoceno)	29
2.4.2.6. Depósitos aluviales Qa (Pleistoceno-Holoceno)	29
2.4.2. Síntesis morfotectónica	30
2.4.3. Alzamiento post-Plioceno de la Península de Mejillones	33

3. METODOLOGÍA
3.1. ESTIMACIÓN DE EDADES ¹⁰ BE COSMOGÉNICO
3.1.1. Muestras superficiales no publicadas
3.1.2. Muestras superficiales de Binnie <i>et al.</i> (2016) y consideraciones en el recálculo
3.1.3. Perfiles verticales profundos
3.2. MAPEO DE TERRAZAS MARINAS
3.2.1. Mapeo de shoreline angles mediante perfiles swath
3.2.2. Mapeo de las terrazas marinas
3.2.3. Asignación de las terrazas a un determinado MIS
3.3. DETERMINACIÓN DE TASAS DE ALZAMIENTO COSTERO 4
3.4. ELABORACIÓN DE MODELOS DE EVOLUCIÓN DE PAISAJE (LEMs)
4. RESULTADOS
4.1. EDADES ¹⁰ BE COSMOGÉNICO DE TERRAZAS
4.1.1. Edades ¹⁰ Be obtenidas a partir de guijarros individuales de cuarzo . 5
4.1.2. Edades ¹⁰ Be obtenidas a partir de perfiles profundos
4.2. DISTRIBUCIÓN DE TERRAZAS Y ASIGNACIÓN A MIS
4.2.1. Perfiles swath y mapeo de shoreline angles
4.2.2. Mapeo semi-automatizado con modelos de clasificación de superficie (SCM)
4.2.3. Mapeo y asignación a MIS de las terrazas bajas
4.3. ESTIMACIONES DE LAS TASAS DE ALZAMIENTO COSTERO
4.4. MODELADO DE EVOLUCIÓN DE TERRAZAS MARINAS
5. DISCUSIÓN
5.1. ANÁLISIS DE LA HISTORIA DE ALZAMIENTO Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL NORTE DE LA PENÍNSULA DE MEJILLONES
5.2. IMPLICANCIAS TECTÓNICAS LOCALES Y REGIONALES EN LA EVOLUCIÓN DEL ALZAMIENTO DE LAS TERRAZAS MARINAS
5.3. VARIABILIDAD EN LAS TASAS DE ALZAMIENTO A LO LARGO DEL MARGEN COSTERO DEL NORTE DE CHILE

6. CONCLUSIÓN	98
7. BIBLIOGRAFÍA	101
ANEXOS	121
ANEXO I: DATACIONES ¹⁰ BE	122
ANEXO II: PERFILES SWATH Y MAPEO SHORELINE ANGLES.	136
ANEXO III: MODELOS DE EVOLUCIÓN DE PAISAJE	187

ÍNDICE DE FIGURAS

Figu	ira		Página
1.	1.	Mapa de ubicación del área de estudio	6
2.	1.	Registro y localización de réplicas de los terremotos de Antofagasta (1995) y Tocopilla (2007)) 11
2.	2.	Mapa del margen del Norte de Chile mostrando las áreas de ruptura de los principales sismos del registro histórico	12
2.	3.	Zonas de bajo acomplamiento (LCZs) entre los 18°-38°S en Chile	13
2.	4.	Unidades morfoestructurales del antearco del Norte de Chile entre $\sim 20^{\circ}30^{\circ}S$ y $\sim 25^{\circ}S$	16
2.	5.	Secuencia típica de terrazas marinas formada a partir de alzamiento tectónico y variaciones glacioeustáticas	17
2.	6.	Tipos de terrazas marinas según litología labrada	18
2.	7.	Esquema de la evolución de una secuencia de terrazas marinas, con sus distintas etapas de formación relacionados a variaciones glacioeustáticas y alzamiento tectónico	20
2.	8.	Distribución de depósitos sedimentarios marinos neógenos y cuaternarios	22
2.	9.	Ubicación de localidades muestreadas por Quezada et al. (2007) en el área de Caldera-Bahía Inglesa	. 24
2.	10.	Geología del sector Noroeste de la Península Mejillones	27
2.	11.	Vista general de la configuración morfotectónica de la Península de Mejillones, a través de una imagen satelital proveniente de Landsat (Banda-8)	31
2.	12.	Mapa de distribución de tasas de alzamiento correspondientes a los antecedentes compilados	36
3.	1.	Mapa de distribución de muestras ¹⁰ Be	. 39
3.	2.	Interfaz gráfica para MATLAB [®] del simulador de perfiles profundos de Hidy <i>et al.</i> (2010)	42
3.	3.	Interfaz gráfica para MATLAB [®] para el mapeo de <i>shoreline angles</i> de Jara-Muñoz <i>et al.</i> (2019)	45
3.	4.	Histogramas de clasificación de superficies para SCM	47
3.	5.	Compilación de las curvas de nivel del mar de los últimos 800 ka	48
3.	6.	Serie de tiempo de 3 millones de años de volumen de hielo	49

4.	1.	Mapa de distribución de edades ¹⁰ Be	55
4.	2.	Modelamiento de perfiles profundos para edades ¹⁰ Be	62
4.	3.	Mapa de distribución de shoreline angles	64
4.	4.	Mapeo de los shoreline angles identificados en el perfil swath P43	66
4.	5.	Histogramas de elevación para SCM	67
4.	6.	Mapa de niveles reconocidos por el SCM	69
4.	7.	Mapa de distribución de las terrazas marinas bajas	70
4.	8.	Mapa final de las terrazas estudiadas y dataciones realizadas	72
4.	9.	Mapa de ubicación de los perfiles <i>swath</i> utilizados en la estimación de tasas de alzamiento	74
4.	10.	Tasas de alzamiento acumulado para los segmentos analizados	75
4.	11.	Historia de alzamiento a partir de los datos de P43	76
4.	12.	Historia de alzamiento a partir de los datos de P22	77
4.	13.	Historia de alzamiento a partir de los datos de P25	78
4.	14.	LEM con una tasa de alzamiento constante de 0,3 m/ka	79
4.	15.	LEM con una tasa de alzamiento constante de 0,6 m/ka	80
4.	16.	LEM con una tasa de alzamiento constante de 1,2 m/ka	81
4.	17.	LEM con un aumento en la tasa de alzamiento en el MIS 13a	82
4.	18.	LEM con un aumento en la tasa de alzamiento en el MIS 13a y posterior disminución gradual hacia el Presente	83
4.	19.	LEM con un aumento en la tasa de alzamiento en el MIS 15a y posterior disminución gradual desde el MIS 13a hacia el Presente	83
4.	20.	LEM con tasas de alzamiento variable que representa el mejor ajuste modelado con respecto a un perfil real (P43) del área de estudio	84
5.	1.	Modelo de alzamiento para la Pampa de Mejillones y Pampa Aeropuerto propuesto por Victor <i>et al.</i> (2011)	88
5.	2.	Tasas de alzamiento absolutas considerando las variaciones eustáticas del Pleistoceno propuestas por Siddall <i>et al.</i> (2006)	90
5.	3.	Interpretación de la historia de alzamiento de los bloques A y B de Binnie <i>et al.</i> (2016)	91
5.	4.	LEM para la reproducción de un paleoacantilado pre-MIS 15	93
5.	5.	LEM elaborado a partir de una tasa de alzamiento de 0,5 m/ka	97

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		ì		Página
	4.	1.	Sitios de muestreo para guijarros superficiales de cuarzo inéditos	53
	4.	2.	Sitios de muestreo para dataciones de ¹⁰ Be cosmogénico publicados en Binnie <i>et al.</i> (2016)	54
	4.	3.	Edades ¹⁰ Be cosmogénico estimadas para muestras inéditas	56
	4.	4.	Edades ¹⁰ Be cosmogénico recalculadas publicadas en Binnie <i>et al.</i> (2016)	58
	4.	5.	Sitios de muestreo y datos del ¹⁰ Be cosmogénico de los perfiles profundos	60
	4.	6.	Parámetros utilizados para el simulador de perfiles profundos de Hidy <i>et al.</i> (2010)	61
	4.	7.	Edades ¹⁰ Be modeladas para las muestras de perfiles profundos	61
	4.	8.	Ubicación y elevación (ms.n.m.) de los <i>shoreline angles</i> de los <i>swath</i> P43, P31, P22 y P25	65
	AI.	1.	Resultados del modelamiento de tasas de producción para muestras inéditas	126
	AI.	2.	Resultados del modelamiento de tasas de producción para muestras de Binnie <i>et al.</i> , 2016	127
	AII.	1.	Shoreline angles mapeados para cada perfil swath	136

RESUMEN

El Morro Mejillones, una estructura ubicada en el norte de la Península de Mejillones en la Región de Antofagasta, Chile, ha mostrado tener una de las mayores tasas de alzamiento tectónico a lo largo del margen convergente activo del norte chileno; para estudios morfotectónicos, este sector resulta particularmente interesante debido al amplio registro y el buen estado de preservación de terrazas marinas pleistocenas. Esta estructura habría comenzado a alzarse en el Plioceno tardío (~3 Ma), periodo durante el cual habría experimentado variaciones en la tasa de alzamiento, evidenciado en rasgos geomorfológicos como, por ejemplo, la presencia de un paleo acantilado marino de aproximadamente 100 m de altura, el cual separa un conjunto de terrazas bajas más jóvenes de un grupo de terrazas altas más antiguas. Otra característica que resulta interesante estudiar más a fondo, es la ausencia de terrazas más jóvenes posteriores al MIS 9c (326 ka) en esta zona. Un detallado análisis de la historia de alzamiento del Morro Mejillones contribuiría en una mejor comprensión de cómo las variaciones en las tasas de alzamiento en los márgenes de subducción afectan al registro y desarrollo de terrazas marinas y otros rasgos geomorfológicos.

Este trabajo presenta tasas de alzamiento estimadas a partir de los *shoreline angles* y edades de exposición ¹⁰Be cosmogénico inéditas y dataciones publicadas en el estudio realizado por Binnie *et al.* 2016. Estas últimas debieron ser recalculadas utilizando las tasas de producción de Stone (2000), modelo modificado a partir de Lal (1991). Los *shoreline angles* de cada nivel de terraza identificado fueron obtenidos utilizando la interfaz TerraceM-2 para Matlab (Jara-Muñoz *et al.* 2019). Con las edades de exposición disponibles se realizó un mapeo detallado del conjunto de terrazas bajas. La utilización de modelos de evolución de paisaje (LEMs) aplicados a relieves costeros en zonas de subducción, permite observar, de manera teórica, el comportamiento del alzamiento de terrazas marinas en distintos escenarios con diferentes tasas de alzamiento. En el contexto del Morro Mejillones, los modelos se realizaron iniciando desde los 1500 ka, utilizando tasas de alzamiento constantes desde 0,1 hasta 1,5 m/ka, y tasas variables entre 0,1 y 1,2 m/ka en distintos periodos, con el fin de observar y replicar la historia de alzamiento del Morro Mejillones.

El análisis de los *shoreline angles* revela que, para el conjunto de terrazas bajas, existen al menos 5 terrazas. La terraza más alta (300 ms.n.m.) se habría formado durante el MIS 15 (574 ka). Las sucesivas terrazas, a 210 ms.n.m., 184 ms.n.m., 168 ms.n.m., 122 ms.n.m., se habrían formado, respectivamente, durante los MIS 13c (524 ka), MIS 13a (488 ka), MIS 11 (404 ka) y MIS 9c (326 ka); esta última, identificada como la más joven del registro. Las tasas de alzamiento acumulado a partir del MIS 15 alcanzan los $0,57 \pm 0,03$ m/ka, que disminuye hasta los $0,38 \pm 0,05$ m/ka a partir del MIS 9c. Analizando en detalle la historia de alzamiento del Morro Mejillones, en periodos más restringidos, desde el MIS 15 se registran periodos con tasas de alzamiento promedio cercanas a 1,4 m/ka que incluso llegan a valores de hasta $1,80 \pm 0,60$ m/ka, que disminuyen significativamente a partir MIS 11 (404 ka), alcanzando tasas de alzamiento inferiores a los $0,22 \pm 0,04$ m/ka.

A partir de los modelos de evolución del paisaje, se propone que para la formación del gran acantilado que separa las terrazas altas de las bajas, se habría requerido tasas de alzamiento inferiores a 0,3 m/ka, al menos, para un periodo comprendido entre los 1.500 ka y los 570 ka (~ MIS 15). Luego, para que la secuencia de terrazas del MIS 15, MIS 13c, MIS 13a, MIS 11 y MIS 9c se preserve, se habría requerido una tasa de alzamiento elevada, de al menos 1,2 m/ka, a partir del MIS 15. Esta tasa de alzamiento, sin embargo, no habría sido constante, sino que habría disminuido progresivamente desde el MIS 11 hacia el MIS 9c, hasta alcanzar los 0,4 m/ka. Finalmente, los modelos sugieren que terrazas posteriores al MIS 9c no se preservarían en condiciones de tasas inferiores a 0,3 m/ka. En resumen, la historia de alzamiento del Morro Mejillones estaría controlada por periodos de bajas tasas de alzamiento pre-MIS 15, una aceleración en las tasas durante el MIS 15, y una desaceleración en las tasas de alzamiento que habría comenzado durante el MIS 11, evidenciándose aún más en el periodo post-MIS 9c. Además, con base en la propuesta de trabajos previos, durante el MIS 3 (~40 ka) habría ocurrido otra aceleración, afectando solo la parte norte del Morro Mejillones, condición que se preservaría hasta la actualidad.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA

El alzamiento costero es un proceso de primer orden que opera en márgenes continentales activos (e.g., Plafker, 1972; Ando, 1975), y que en el caso de Chile se evidencia en varias localidades a lo largo de toda su costa (e.g., Marquardt, 2005; Quezada et al., 2007; Vargas *et al.*, 2011). Como consecuencia de este proceso, junto a las variaciones relativas del nivel del mar a lo largo del tiempo, y a características geológicas locales, plataformas marinas que en el pasado se formaron bajo el nivel del mar, son observadas en el presente en forma de terrazas abandonadas emergidas, ubicadas varios metros por sobre el nivel medio de los océanos (e.g., Marquardt et al., 2004; Marquardt, 2005; Quezada et al., 2007). El registro de terrazas marinas en el margen chileno, ha permitido estimar tasas de alzamiento para la zona costera a la escala de los últimos cientos de miles de años (e.g., Hanson et al., 1994; Ortlieb et al., 1996a; Marquardt et al., 2004; Saillard et al., 2009; Victor et al., 2011; Binnie et al., 2016; González-Alfaro et al., 2018), contribuyendo al entendimiento del estilo de deformación de la corteza continental y su relación con el ciclo de los terremotos de subducción (e.g., Saillard et al., 2011). A lo largo del margen chileno, el alzamiento de la costa está particularmente bien expresado en las penínsulas, como es el caso de la Península de Mejillones (e.g., Marquardt, 2005; Victor et al., 2011), Bahía Inglesa (e.g., Marquardt et al., 2004; Quezada et al., 2007), e incluso al sur de Chile en la Península de Arauco (e.g., Melnick et al., 2006; Vargas et al., 2011).

En la zona norte de Chile, entre los 18°24'S y los 29°55'S de latitud, el clima hiperárido del Desierto de Atacama, que ha persistido desde hace *ca*. 25 Ma (Hartley y Chong, 2002; Houston y Hartley, 2003; Dunai *et* al., 2005; Garreaud *et al.*, 2010), permite la excelente preservación de las plataformas de abrasión emergidas. La Península de Mejillones, ubicada a los 23°30' latitud sur, corresponde a un bloque continental que ha sido alzado desde hace *ca*. 3 Ma (Marquardt, 2005; Victor *et al.*, 2011). Morfoestructuralmente, consiste en *horst* y hemigrábenes asociados a fallas normales activas con expresión subaérea y submarina (*e.g.*, Armijo y Thiele, 1990; Niemeyer *et al.*, 1996; González *et al.*, 2003). Respectivamente, terrazas de abrasión marina ocurren en los *horst*, y cordones litorales se registran en los hemigrábenes. En la parte norte de esta península, destaca el *Horst* Morro Mejillones, correspondiente a una

morfoestructura que se eleva hasta ~760 ms.n.m., y que limita al este con la Pampa de Mejillones; ambos bloques están separados entre sí por la Falla Mejillones, una falla normal activa de rumbo N10°E y manteo 65°E (Cortés et al., 2012). El Morro Mejillones, debido al amplio registro y buen estado de preservación de las terrazas exhibidas, ha sido objeto de varios estudios los cuales, entre otras cosas, aportan con dataciones, mapeos y tasas de alzamiento; resulta interesante que los valores de tasas estimados en este sector son mayores a las estimadas para otras zonas, alcanzando valores > 0,6 m/ka (e.g., Victor et al., 2011; Binnie et al., 2016). Las terrazas exhibidas en el Morro Mejillones presentan un conspicuo basculamiento hacia el oeste, suroeste y hacia el sur (Okada, 1971; Armijo y Thiele, 1990), y pueden ser divididas en dos grupos correspondientes a las terrazas altas y a las terrazas bajas; ambos grupos se encuentran separados entre sí por un gran escarpe marino de más de 100 m de altura (Ortlieb et al., 1995), y con al menos 7 niveles de terrazas reconocidos para cada grupo, según lo mencionado por Marquardt (2005). Las terrazas altas se ubican por sobre los 350 m s.n.m., con el nivel más elevado dispuesto a 575 ms.n.m., mientras que las terrazas bajas alcanzan una altura de ~293 ms.n.m. en su parte más elevada (Marquardt, 2005). Marquardt et al. (2005) reportan una edad Ar/Ar correspondiente a $3,25 \pm 0,17$ Ma, obtenida en biotita para un depósito de ceniza ubicado en la parte más alta de las terrazas altas a 570 ms.n.m. Esta edad permite establecer una edad mínima correspondiente al Plioceno tardío para las terrazas altas. A partir de esta datación, Marquardt et al. (2005) estiman una tasa de alzamiento a largo plazo de 0,18 m/ka para el Morro Mejillones. Posteriormente, el estudio de Binnie et al. (2016) publica dataciones obtenidas mediante ¹⁰Be para las terrazas bajas. Las edades que publican para la superficie más antigua que identifican corresponden a 481 ± 43 ka y 486 ± 47 ka (MIS 13). A partir de las edades que obtuvieron, los autores estimaron una tasa de alzamiento de 0,6 m/ka para el periodo comprendido entre el MIS 13 (~488 ka) y el Presente. Recientemente, González-Alfaro et al. (2018) reportan evidencias de afloramientos de terrazas correspondientes al MIS 3 en el escarpe costero de la playa La Rinconada en la Península de Mejillones que alcanzan los 21 ms.n.m., sugiriendo un incremento en la tasa de alzamiento de la costa que alcanza los 1,1 m/ka a partir de los últimos ~40 ka. Con los antecedentes que hay disponibles a la fecha, no resulta tan claro cómo ha ocurrido la evolución del sector norte de la Península de Mejillones, en términos de variaciones (ya sea aceleración o desaceleración) de tasas de alzamiento durante el Pleistoceno; del mismo modo, cómo han operado los procesos, locales o regionales, que podrían explicarla.

2

A partir de todo lo anterior, esta propuesta de tema de memoria apunta a analizar en detalle la historia de alzamiento de la Península de Mejillones, enfocándose en el registro preservado en la zona del Horst Morro Mejillones, por lo cual busca aportar con un remapeo de las terrazas del Morro Mejillones tanto de las terrazas altas como las bajas utilizando nuevas dataciones, surgidas a partir de análisis de laboratorio de concentraciones de ¹⁰Be en muestras ricas en cuarzo, aportadas por el profesor patrocinante del tema de memoria. Aspectos de particular interés que podrían depender de las tasas de alzamiento, tales como la ocurrencia de dos grupos principales de terrazas separados por un gran escarpe marino de ~100 m de altura, complejidad en la historia de alzamiento del sector, y condiciones que permitirían la preservación de las terrazas marinas identificadas, podrán ser discutidos en este trabajo. Uno de los aspectos que más interesa analizar y discutir, conformando uno de los focos de estudio para este tema de memoria, es la ausencia de terrazas del MIS 7, y más jóvenes, en el Morro Mejillones. Si las tasas de alzamiento se hubieran mantenido constantes a lo largo del periodo desde que se empezaron a formar las terrazas bajas del Morro Mejillones hasta al menos el MIS 3, resulta difícil explicar el por qué no hay registro de terrazas durante el periodo entre los 44-270 ka en el Morro Mejillones. Es importante destacar que lo que se observa en esta localidad pareciera ser una anomalía con respecto a otras zonas de más al sur (30-47°S), donde terrazas del MIS 7, MIS 5 y sus respectivos subestadios, sí se encuentran preservadas (e.g., Quezada et al., 2007; Saillard et al., 2009; Jara-Muñoz et al., 2015). Resulta de particular interés discutir qué implicancias o significado tendría la ausencia del MIS 7, en términos de la historia de alzamiento del Morro Mejillones, durante el Pleistoceno tardío. En esta memoria de título, a modo de evaluar estos distintos aspectos con bases en la examinación y el análisis de un DEM Pleiades (1,5m de resolución espacial) y edades ¹⁰Be, se lleva a cabo, en primer lugar, un remapeo de terrazas marinas de abrasión marinas para la zona norte del Horst de Morro Mejillones, a fin de estimar tasas de alzamiento. Luego, utilizando modelos de evolución de paisaje (LEMs, del inglés landscape evolution models), se discute si las condiciones teóricas de alzamiento y variaciones eustáticas, requeridas para la construcción de la actual topografía de las terrazas observadas, son o no consistentes con los resultados derivados a partir de este estudio. De este modo, el presente trabajo apunta a reevaluar la historia de alzamiento Pleistoceno de la Península de Mejillones, discutiendo los procesos, tanto locales como a escala regional, que la influirían.

1.2. HIPÓTESIS

En este trabajo, se plantea responder las siguientes preguntas, las cuales guían el desarrollo de esta memoria de título:

i) A modo de discutir sobre la secuencia observada, ¿es correcta la asignación a los respectivosMIS de las terrazas marinas a partir de la metodología seguida por los distintos autores?

ii) ¿Cuáles son las tasas de alzamiento que se pueden estimar, con los datos de este trabajo, en el área de estudio?

iii) ¿Cómo afectaría a la preservación de la secuencia de terrazas estudiada si las condiciones de tasas de alzamiento hubieran sido mayores o menores en el tiempo que se formaron?

iv) ¿Qué condiciones límite de tasas de alzamiento se requerirían, de forma estimativa, para generar los distintos aspectos geomorfológicos más relevantes observados en la zona?

v) ¿Los modelos de evolución de paisaje permiten obtener resultados concordantes con el mapeo y las estimaciones realizadas en la zona? ¿Es factible hacer uso de ellos para discutir los aspectos más relevantes de la evolución de la historia de alzamiento de una zona?

Los antecedentes que hay a disposición con respecto a las edades publicadas de terrazas marinas en la zona de la Península de Mejillones, tasas de alzamiento estimadas tanto para la zona de estudio como para otras localidades del marco costero del norte de Chile, y la información que se conoce respecto a la relación entre el desarrollo de terrazas marinas con el contexto tectónico, dan paso a una serie de propuestas. En contexto, la historia de alzamiento de la Península de Mejillones es compleja, con periodos con tasas de alzamiento constantes y bajas, aceleraciones y desaceleraciones en la medida que el alzamiento progresa hacia los últimos periodos glaciares. Si la tasa de alzamiento desde los últimos ~3 Ma en la península se hubiera mantenido constante, no sería posible explicar la ocurrencia de determinados rasgos geomorfológicos, como la generación de un paleoacantilado de ~100 m de altura. Por otra parte, estimaciones como las de Binnie *et al.* (2016) que sugieren que la tasa de alzamiento en la zona, desde el MIS 13, habría sido de al menos ~0,5-0,6 m/ka hasta el Presente, tampoco permiten explicar la ausencia terrazas del MIS 7 o más jóvenes, debido a que, en otras localidades de

Chile, tasas de alzamiento incluso menores sí permiten la preservación de la misma secuencia. A partir de estos datos, se proponen como hipótesis del presente trabajo que la generación de un paleoacantilado abandonado de tal envergadura en un alto topográfico requiere de una desaceleración considerable, o incluso el cese del alzamiento, posterior al largo periodo que generó las terrazas altas; por otro lado, la ausencia de terrazas posteriores al MIS 9 estaría determinada por una abrupta desaceleración, ocurrida en algún momento después de la preservación de la última terraza; una tasa moderadamente alta, ≥ 0.6 m/ka, sería suficiente para preservar una secuencia bastante completa desde el MIS 7 en adelante.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es analizar la historia del alzamiento costero que ha estado actuando en la Península de Mejillones desde al menos los últimos ~3 Ma, en el marco de los procesos tectónicos locales y regionales que han operado en el norte de Chile desde el Pleistoceno.

1.3.2. Objetivos específicos

1) Determinar la edad de terrazas marinas abrasivas en el *Horst* de Morro Mejillones.

2) Identificar los distintos niveles de terrazas marinas en el Horst de Morro Mejillones.

3) Correlacionar los distintos niveles de terrazas marinas en el *Horst* de Morro Mejillones con estadios marinos isotópicos (MIS) de manera específica para cada nivel.

 Calcular tasas de alzamiento para las terrazas marinas del sector norte del *Horst* de Morro Mejillones.

5) Identificar e interpretar los principales procesos que han operado en la configuración actual del *Horst* de Morro Mejillones, comparando con modelos de evolución de paisaje (LEMs).

1.4. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio abarca la zona del Morro Mejillones localizado en la península homónima al este la ciudad de Mejillones, Región de Antofagasta, Chile. Se ubica entre los 70°28' - 70°35' longitud oeste y los 23°1' - 23°7' latitud sur (Figura 1.1). El Morro Mejillones corresponde a un alto topográfico localizado en el extremo noroeste de la Península de Mejillones, a una distancia de 77 km al norte de Antofagasta.

El acceso a la zona, desde Antofagasta, se realiza en dirección hacia el norte a través de la Ruta 1. Desde la Ruta 1, es necesario hacer un desvío en dirección hacia la ciudad de Mejillones, a través de la Ruta B-272, también conocida como Acceso sur a Mejillones. Una vez en la ciudad, se debe continuar por Avenida Los Fertilizantes y tomar el camino en subida hacia el Morro, hasta llegar al cruce con Camino a Punta Rieles, donde se puede continuar hacia mano derecha, en dirección hacia el norte, único camino habilitado que permite recorre el área con vehículo.



Figura 1.1: Mapa de ubicación del área de estudio. El recuadro rojo enmarca los límites del área de trabajo. Se muestran las fallas principales que se encuentran dentro del área.

1.5. AGRADECIMIENTOS

La presente memoria de título se llevó a cabo gracias a una propuesta de mi profesor guía, Dr. Joaquín Cortés, como parte de una idea de investigación surgida a partir de dataciones preliminares realizadas en el marco de investigaciones previas. Por la oportunidad que me ha ofrecido para desarrollar este tema estoy profundamente agradecido, sobre todo, porque me permitió seguir progresando con la recta final de mis estudios durante el periodo más crítico de la pandemia mundial causada por la enfermedad del virus SARS-CoV-2, que generó mucha incertidumbre en el ámbito académico del año 2020.

Como agradecimientos personales, donde incluyo nuevamente a mi estimado profesor guía, Dr. Joaquín Cortés, quien me ha motivado y me ha prestado todo el apoyo del mundo, me ha tenido toda la paciencia, ha confiado en mí y, sobre todo, me ha brindado muchísimas oportunidades y ha sido uno de mis pilares fundamentales en este año 2022, que ha sido el año más difícil que me ha tocado vivir. Quiero agradecer especialmente a los investigadores Dra. Lea Pousse Beltrán, quien me prestó todo su apoyo, con muy buena voluntad y mucha paciencia en el procesamiento de modelos para dataciones con ¹⁰Be en perfiles profundos cosmogénicos, y al Dr. Joseph Martinod, quien siempre estuvo dispuesto a colaborar y aportar con discusiones respecto a los resultados obtenidos en el presente trabajo.

A mis queridos amigos y compañeros de vida, quienes han estado siempre presentes en todo el transcurso de este trabajo y de mi vida, siempre atentos de mi bienestar y tranquilidad, nunca faltó apoyo de parte de ellos, y siempre estaré, toda la vida, agradecido de todos ustedes por cada palabra que me dirigieron, desde el primer día que los conocí. Como no mencionar a mi gran amigo, Jorge Concha que, a pesar del distanciamiento inevitable, siempre estás ahí manifestándote de alguna forma. A otros grandes, lazos que fui construyendo de a poco y que la vida misma se encargó de ponérmelos en mi camino, Victoria Galdames, Martin Riedel, Karim Guerstein, con quienes palabras no faltan para compartir. Y por supuesto, un agradecimiento más que especial, para una verdadera *partner*, la más grande que puede haber, Camila González, acompañándome en cada uno de mis pasos desde tantos años, y espero que por muchos más, a quien no le faltan ganas de trolearme y salirme con algún *post* de aquellos que tantas risas me dan, no puedo ni describir qué sería de mi día a día sin tu presencia constante, que gracias a ti he logrado conocer lo más profundo de mi verdadero ser y valor como persona.

Finalmente, agradecer a mi querida y amada familia, el pilar fundamental que me permitió mantenerme en pie en los momentos más complicados, con todo su amor, calor, y honestidad. Papito amado, que este año 2022 la vida nos ha separado, tu fuiste quien más deseos tenía de que yo algún día lograra ser un Geólogo hecho y derecho, y aunque ahora no estés con nosotros, yo sé que tu sigues dándome todo tu apoyo desde donde quiera que estés, sé que tu esencia está conmigo, acompañándome, desde algún lugar. Te echo tanto de menos, pero mi amor por ti me ha permitido seguir avanzando, no tirar la toalla, lograr todos mis objetivos, y aunque me parta el alma escribir estas líneas, sé que lo voy a conseguir, y sé que tú me vas a estar mirando, y vas a estar orgulloso de mi. Descansa en paz querido papito, y observa desde arriba como cumplo uno de tus mayores anhelos. Mi amada madre, la mujer más fuerte que conozco, no pude haber pedido una mejor mamá que me diera a luz. Aun no entiendo cómo eres capaz de salir adelante día a día y seguir mantenido a tu familia en pie, sin desmoronarse. Yo creo que ni siquiera te imaginas lo orgulloso que puedo estar de ti, me siento una persona tan afortunada de tenerte, y aunque ahora estás lejos de casa trabajando, sé que no había otra opción, y el amor siempre nos mantendrá unidos y firmes. Franco, querido hermano, contigo he aprendido lo que significa valerse por uno mismo. Tu mejor que nadie sabes lo mucho que nos ha costado, que, aunque nos cuestionemos que todo esto que pasó no nos lo merecíamos, ha sacado, de una manera muy amarga, lo mejor de nosotros mismos. Combatir contra la ansiedad, contra la desesperanza, la tristeza, no ahogarnos en nuestros propios hoyos, y aprender que la vida continúa, y como no estar agradecido de tenerte a ti como mi hermano, mi apoyo de cada semana, cada día, cada hora, minuto, segundo. Tu música, que cada día la hago más parte de mí, aprendiendo a disfrutar lo diferente, lo elegante, y que la música puede mover muchas cosas, no solo partículas de aire, sino la vida misma.

Extiendo mi agradecimiento familiar a mis queridos abuelos, Mamita Luz, Papito Carlos, siempre preocupados por nuestro diario vivir, pidiendo a su Dios por nosotros, por nuestra salud, su amor por nosotros y toda su familia es indescriptible. Mis amadas tías y tíos, primas y primos que, aunque a veces yo pueda ser algo ingrato, ustedes siempre se acuerdan de mí, están presentes, me consideran en sus pensamientos.

A todos ustedes, y que siempre están en mis pensamientos, de todo corazón, de verdad,

¡¡MUCHAS GRACIAS!!

2. ANTECEDENTES

2.1. MARCO TECTÓNICO Y SISMOTECTÓNICO DEL NORTE DE CHILE (18°S-24°S)

El margen Andino representa un claro ejemplo de una zona subducción de bajo ángulo, donde la Placa de Nazca subduce a la Placa sudamericana, evidenciado principalmente en la presencia de un arco continental. Se estima que este proceso ha permanecido desde al menos el Jurásico Inferior (Jordan et al., 1983; Charrier et al., 2007), o incluso desde el Triásico Superior (Oliveros et al., 2018). Sin embargo, el régimen actual de convergencia habría comenzado en el Oligoceno, hace aproximadamente 25 Ma, posterior a una reorganización mayor de las placas oceánicas en el Pacífico Oriental (Tebbens y Cande, 1997). Actualmente, ambas placas convergen a una velocidad de 78-90 mm/año (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998) y un azimut promedio de N78°E (Norabuena et al., 1998). El ángulo de oblicuidad de la convergencia entre la Placa de Nazca y la Sudamericana es un importante factor que ha controlado la deformación del sistema de arco magmático en los Andes Centrales (20°S-30°S). La zona del antearco costero del norte de Chile manifiesta dos tipos de deformación que están relacionados a la convergencia de las placas. El primer tipo corresponde a una deformación de carácter elástico, evidenciándose en las diferentes fases del ciclo sísmico asociado a terremotos de subducción (e.g., Bevis et al., 1999; Klotz et al., 2001a,b; Khazaradze y Klotz, 2003; Chlieh et al., 2004; Klotz et al., 2006; Chlieh et al., 2011). El segundo tipo es resultado de una transferencia de una parte de la deformación inducida por la convergencia, permanentemente, hacia la placa superior, manifestándose, por ejemplo, en la ocurrencia de fallas corticales de cinemática diversa (Armijo y Thiele, 1990; Delouis et al., 1997; González et al., 2003; Allmendinger et al., 2005; Allmendinger y González, 2010).

A lo largo del margen costero del norte chileno, la deformación en la placa superior se localiza sobre la zona sismogénica interplaca de los Andes Centrales. La deformación acumulada en esta placa, producto de la convergencia, se produce a causa de los esfuerzos acumulados en esta zona que abarca desde los 10 km hasta ~31-46 km de profundidad, cuya extensión fue determinada utilizando información telesísmica, provenientes de la localización de 27 terremotos ocurridos entre los años 1961 y 1987 (Tichelaar y Ruff, 1993), y de redes sísmicas locales (Comte *et al.*, 1994; Delouis *et al.*, 1996; Husen *et al.*, 1999). Estudios más

recientes realizados en la zona, han conseguido visualizar de manera mucho más detallada la zona sismogénica para el área comprendida entre los 21°S y los 24°S. El trabajo de Victor *et al.* (2011) muestra estos resultados logrados a partir del registro y localización de las réplicas asociadas a los terremotos de Antofagasta (1995) y Tocopilla (2007) (Figura 2.1). De acuerdo al registro histórico de terremotos mayores ($M \ge 7$) y grandes ($M \ge 8$) en la zona de subducción del norte de Chile (Figura 2.2), incluidos los terremotos más recientes ocurridos en Iquique (2014) e Illapel (2015), el margen puede ser subdividido en dos segmentos mayores, separados entre sí por el conspicuo rasgo geomorfológico correspondiente a la Península de Mejillones. Este rasgo ha actuado como una barrera para los terremotos de Iquique (1877), Antofagasta (1995) y Tocopilla (2007), bloqueando la propagación norte-sur de estos (Peyrat *et al.*, 2010; Schurr *et al.*, 2012). El segmento de Iquique ya cuenta con un registro histórico de al menos cinco grandes eventos (1543, 1615, 1768, 1877 y 2014). Comte y Pardo (1991) mencionan que este segmento tendría un intervalo de recurrencia de 111 ± 33 años, sin considerar claramente el evento de 2014; a pesar de esto, al incluir el evento de 2014 en la estimación, el intervalo propuesto por estos autores es bastante concordante.

En los últimos años, varios autores han estudiado cómo se relaciona el acoplamiento o bloqueo intersísmico y la sismicidad que ocurre en la zona de subducción de Chile, mostrando que, en general, existe una buena correlación (e.g., Chlieh et al., 2008; Konca et al., 2008; Moreno et al., 2010; Loveless y Meade 2011; Métois et al., 2012; Ruiz et al., 2016; Métois et al., 2016; Molina et al., 2021). El estudio de Métois et al. (2016) identifica a lo largo de Chile, entre los 18°-38°S, al menos seis zonas de bajo acoplamiento; como zonas de bajo acoplamiento (LCZs, del inglés low coupling zones), los autores se refieren a áreas que muestran una abrupta disminución en el acoplamiento promedio, y que se encuentran rodeadas por zonas donde el acomplamiento es mayor y relativamente estable. Entre los 18°-24°S, las áreas de Iquique y Mejillones corresponderían a LCZs (Figura 2.3). Según Kaneko et al. (2010), rara vez ocurre que las LCZs son cruzadas por rupturas de megathrust; en cambio, normalmente se comportan como barreras de la propagación. Históricamente, más del 60% de las mayores rupturas son detenidas o bien iniciadas cerca de las LCZs (Métois et al., 2016). Métois et al. (2016) estudian una serie de enjambres sísmicos, notando que ocurren, en general, en la transición entre segmentos altamente acoplados y zonas de bajo acoplamientos; sus observaciones les permiten inferir que las LCZs se comportan como material que potencia la velocidad, deslizándose de manera asísmica y desencadenando enjambres sísmicos a su alrededor. Los autores proponen la posibilidad de que, así como hay casos donde la actividad de las LCZs está controlada por la



Figura 2.1: Registro y localización de réplicas de los terremotos de Antofagasta (1995) y Tocopilla (2007). A la derecha se observa la distribución de los hipocentros y epicentros de las secuencias de réplicas de los terremotos a) Tocopilla (2007) de M_w 7,7 y b) Antofagasta (1995) de M_w 8,0. A la izquierda se representan los perfiles verticales para los segmentos A a H, los que muestras sus respectivas distribuciones en profundidad. Tomado y modificado de Victor *et al.* (2011).



Figura 2.2: Mapa del margen del norte de Chile mostrando las áreas de ruptura de los principales sismos del registro histórico. Destacan las grandes zonas de los terremotos de Iquique (1877), Antofagasta (1995) y Tocopilla (2007). El vector de convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana de la figura está basado en el trabajo de Angermann *et al.* (1999). La ubicación de los terremotos históricos ocurridos por sobre los 50 km de profundidad, con magnitudes $M_w > 7$ están delimitadas en cuadros grises en el mapa. A la izquierda, se muestran las longitudes de las rupturas en un diagrama de latitud-años. La compilación es realizada por Victor *et al.* (2011) basándose en los trabajos de Comte y Pardo (1991), Engdahl y Villaseñor (2002) y Lomnitz (2004). Tomado y modificado de Victor *et al.* (2011).

rugosidad de la placa oceánica subductada, podría también haber otros casos en donde el acoplamiento disminuya debido a la conexión entre las redes de fallas corticales y la interfaz de subducción, y no así por un cambio en la rugosidad. Mencionan que, en particular, este podría ser el caso de lo que ocurre en la zona de bajo acoplamiento de la Península de Mejillones, donde las grandes redes de fallas corticales podrían llegar a la interfaz de subducción, induciendo de esta forma una disminución en el coeficiente de acoplamiento sin la ocurrencia de actividad de enjambres sísmicos.



Figura 2.3: Zonas de bajo acomplamiento (LCZs) entre los 18°-38°S en Chile. A) Histograma que representa la tasa de terremotos de $M_w > 3$ registrados por el catálogo del Centro Sismológico Nacional (CSN) durante el periodo intersísmico. B) Variaciones del coeficiente de acoplamiento promedio (curva roja) en los primeros 60 km de profundidad. La curva verde representa la distribución cosísmica para los terremotos del Maule, Iquique e Illapel. La zona sombreada en gris representa las LCZs identificadas. C) Representa la mejor distribución del acoplamiento obtenida por los autores invirtiendo para la cantidad de movimiento *sliver* y acoplamiento andino simultáneamente. Las zonas de ruptura para los 3 últimos grandes terremotos se indican en las elipses verdes. Tomado y modificado de Métois *et al.* (2016).

2.2. CONFIGURACIÓN MORFOESTRUCTURAL DEL NORTE DE CHILE (~23° S)

En el norte de Chile, la deformación permanente queda expresada en dos zonas geográficas principales. Al este del arco activo actual de los Andes, en el trasarco, una parte de la convergencia es acomodada por fallas de tipo inverso, dando origen a la faja corrida y plegada (*e.g.*, Bevis *et al.*, 2001). Hacia el oeste, está deformación se expresa en el antearco costero, mayoritariamente en el segmento morfoestructural de la Cordillera de la Costa. Allí, se generan numerosas fallas normales que conducen al desarrollo de notables escarpes de falla (*e.g.*, Armijo y Thiele, 1990; Niemeyer *et al.*, 1996; González *et al.*, 2003; Cembrano *et al.*, 2007). Las evidencias en esta zona son claras, en gran parte debido a las bajas tasas de erosión presentes a causa de condiciones climáticas hiperáridas. Varios autores han propuesto que estas condiciones habrían estado presentes desde hace al menos ~6 Ma (Hartley y Chong, 2002), o incluso, desde mucho antes, prevaleciendo desde hace unos ~13-18 Ma (Dunai *et al.*, 2005; Rech *et al.*, 2006).

A los 23°S, se han reconocido distintos dominios morfoestructurales distribuidos de forma paralela a la fosa, algunos de los cuales se encuentran limitados entre sí por estructuras de escala regional. Niemeyer *et al.* (1996) han distinguido y definido, de oeste a este, los dominios morfoestructurales Talud Continental, Plataforma Costera y Cordillera de la Costa. Estos tres dominios conforman lo que se conoce como el Antearco Externo; de manera aún más acotada, es donde precisamente se enmarca el área de estudio de este trabajo. Hacia el este, Reutter *et al.* (1988) reconocen los dominios denominados Depresión Central, limitado por el SFA en su parte occidental, Precordillera, Depresiones Preandinas como, por ejemplo, el Salar de Atacama, y la Cordillera Occidental (Figura 2.4). Los dominios morfoestructurales pertinentes al área de estudio se describen a continuación.

El Talud Continental corresponde a la parte del margen continental que abarca desde las profundidades de la fosa oceánica hasta la cota de los 200 mb.n.m. hacia el este. El eje de la fosa define el límite actual entre la Placa de Nazca y la Placa sudamericana (Niemeyer *et al.*, 1996). La fosa chileno-peruana, a una distancia de aproximadamente 80 km del margen de la Plataforma Costera, alcanza su profundidad máxima reportada que supera los 8.000 mb.n.m.

La Plataforma Costera considera toda la extensión entre el acantilado costero y los 200 mb.n.m. Según Niemeyer *et al.* (1996), la Península de Mejillones pertenece a este dominio,

mencionando que corresponde a una porción de la plataforma que fue emergida tectónicamente, caracterizada por su morfología dominada por *horst* y *hemigraben* relacionada con fallamiento normal; incluso, alcanza su elevación máxima de ~700 ms.n.m. en el Morro Mejillones. Por otro lado, la porción que se encuentra sumergida de la plataforma no supera los 5 km de ancho.

La Cordillera de la Costa se constituye por una serie de bloques alzados, orientados con respecto a N-S, alcanzado alturas por sobre los 2.000 ms.n.m. Limita hacia el este con la Depresión Central, y hacia el oeste por el acantilado costero. Este acantilado corresponde a un rasgo morfológico de escala continental, y que es muy característico del norte de Chile, alcanzando elevaciones de hasta 1.300 ms.n.m.

Al interior de la Cordillera de la Costa se desarrollan fallas que conforman el denominado Sistema de Fallas de Atacama, el cual consiste en una de las estructuras más notables del norte chileno, extendiéndose por más de 1.000 km desde Iquique hasta la Serena (Arabasz, 1971). El origen del SFA se remonta al Jurásico tardío-Cretácico temprano, relacionado a una etapa tardía de la evolución del arco magmático de ese periodo, ubicado en lo que actualmente conforma la Cordillera de la Costa. La evidencia de actividad del SFA data desde el Cretácico, iniciándose como consecuencia del comienzo de la subducción de la Placa Farallón bajo la Placa sudamericana (Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y González, 1999); en un principio, la actividad habría estado dominada por una cinemática sinestral que tuvo lugar en segmentos con longitudes mayores a 60 km (Scheuber y Andriessen, 1990). Un rasgo característico del SFA es que, a lo largo de toda su traza, genera estructuras de tipo dúplex, las cuales están limitadas por fallas de rumbo N-S y NW-SE. Hacia su límite norte, ocurren tres estructuras tipo splay faults que se separan de la principal aproximadamente a los 21°S (González et al., 2003). En Cordillera de la Costa es posible observar el desarrollo de escarpes de entre 30-200 m, que son producto de la geometría de horst y graben generada por el SFA durante el Cenozoico (Arabasz, 1971; Okada, 1971; Hervé, 1987; Naranjo, 1987. Su actividad reciente ha sido documentada por González et al. (2006), quienes señalan que en el segmento Salar del Carmen se manifiesta un escarpe de 5 m de altura en promedio, con manteo hacia el este, que habría sido formado por movimientos normales que ocasionaron el dislocamiento de superficies aluviales de ~400 ka.



Figura 2.4: Unidades morfoestructurales del antearco del norte de Chile entre ~20°30'S y ~25°S. Las líneas de distintos colores representan los límites de los dominios morfoestructurales que se encuentran en el segmento. El altiplano está representado por las líneas azules. SFA: Sistema de Fallas de Atacama. Mapa elaborado a partir de Niemeyer *et al.* (1996), Cembrano *et al.* (2007) y Cortés (2012).

2.3. TERRAZAS DE ABRASIÓN MARINA CUATERNARIAS

2.3.1. Formación y preservación de terrazas marinas

Saillard (2008) señala que las terrazas marinas corresponden a superficies planas, las cuales se encuentran limitadas por un acantilado activo hacia el océano, y un paleoacantilado hacia el interior del continente. Lajoie (1986) menciona que, para estas terrazas, existe una correlación entre la línea de máxima transgresión (*shoreline angle*) y los interestadiales, la cual permite inferir su alzamiento tectónico. A partir de esto, aquellas superficies que se encuentren a mayor elevación son las más antiguas, mientras que las que se encuentran más abajo son más recientes; esta sería una secuencia cronológica típica para este tipo de morfologías. Esta morfología de sucesiones escalonadas sería el resultado de la interacción entre los procesos de solevantamiento tectónico en márgenes costeros activos y de las variaciones glacioeustáticas del nivel del mar (Paskoff, 1970; 1999; Ortlieb y Macharé, 1990; Le Roux *et al.*, 2004; Le Roux *et al.*, 2005; Le Roux *et al.*, 2006; Quezada *et al.*, 2007 Saillard, 2008; Saillard *et al.*, 2009; Saillard *et al.*, 2010) (Figura 2.5).



Figura 2.5: Secuencia típica de terrazas marinas formada a partir de alzamiento tectónico y variaciones glacioeustáticas. La terraza marina 1 representaría la superficie más antigua, mientras que la terraza marina 2, la más reciente. Se representan rasgos fundamentales que se forman en conjunto con el abandono de las terrazas: un escarpe indicando la presencia de un paleoacantilado, una superficie plana, correspondiente a la superficie original labrada bajo el mar, un *shoreline angle* o pie de acantilado, y el acantilado costero que representa el límite con el actual nivel del mar. Modificado de Saillard (2008).

Debido a la variada información que proporcionan las terrazas marinas con respecto a la dinámica pasada de la costa, estas han sido utilizadas para cuantificar el alzamiento costero a lo largo de márgenes activos de todo el mundo para el último millón de años, pues son evidencias de las variaciones del nivel del mar en costas sujetas a movimientos verticales asociados a los periodos cosísmicos (*e.g.*, Ortlieb y Macharé, 1990; Saillard *et al.*, 2011).

Saillard (2008) menciona que las terrazas marinas pueden clasificarse de acuerdo al material litológico en el cual son construidas, de las cuales se pueden diferenciar dos tipos. Un primer tipo son las Terrazas de Abrasión Marina, que abarca superficies de abrasión en roca, con o sin cubierta sedimentaria considerable (Gilbert, 1890; Saillard, 2008). El segundo tipo se denomina Terrazas Marinas con Depósitos, correspondientes a superficies cubiertas de depósitos marinos sedimentarios con espesor variable (*e.g.*, Ortlieb, 1987) (Figura 2.6).



Figura 2.6: Tipos de terrazas marinas según litología labrada. a) Terrazas de abrasión marina, donde el estado (1) representa la superficie labrada directamente sobre un sustrato rocoso, y el estado (2) muestra los depósitos posteriores provenientes de una reocupación marina o de procesos aluviales o coluviales. b) Terrazas marinas con depósitos, donde estado (1) muestra los depósitos sedimentarios contemporáneos a la construcción de la terraza, y estado (2), los depósitos provenientes de procesos posteriores. Modificado de Saillard (2008).

Las terrazas marinas de abrasión se construyen durante un periodo interglacial, en donde el nivel del mar aumenta, lo que gatilla la erosión en la roca madre (bedrock), dando origen a una plataforma de abrasión marina, correspondiente a una superficie plana (Figura 2.6a). Ligado a la erosión y depositación de sedimentos suspendidos, la plataforma alcanzará un estado de equilibrio, y tendrá una leve inclinación hacia el mar de aproximadamente 2 a 4º (Bradley y Griggs, 1976). Esta plataforma limita con un acantilado, el cual es indicativo del alcance del nivel del mar (e.g., Paskoff, 1999; Saillard et al., 2009). Su desarrollo comienza con la presencia de un acantilado y restos de rocas que provienen del mismo acantilado, o bien de remanentes de columnas de rocas conocidas como stacks, que se encuentran separadas del acantilado y que han resistido la erosión por el oleaje. Ciertas rocas resultan más aptas a la abrasión marina, por lo que existe un control litológico durante la construcción de una terraza marina (Paskoff, 1970). En general, las rocas sedimentarias son menos resistentes a la erosión, por lo que generan con mayor facilidad superficies aplanadas en comparación, por ejemplo, a las rocas volcánicas. Rocas metamórficas que han sufrido un metamorfismo intenso, como las filitas o esquistos, no tiene una muy alta resistencia a la erosión del oleaje; esto favorece la abrasión marina y preservación de las terrazas desarrolladas. Este aspecto es fundamental en el registro de terrazas que existe en el Morro Mejillones, pues como se explicará en el capítulo 2.4, parte importante del registro geológico de esa zona son las rocas metamórficas foliadas, y coincidentemente, es donde se encuentran labradas la vasta mayoría de las terrazas del área. Por otra parte, las rocas plutónicas son el caso contrario; oponen gran resistencia a la erosión física, a menos que presenten un alto grado de fracturamiento, o afectadas por meteorización. En este caso, la roca estará debilitada por otros factores, lo que favorecería el desarrollo y preservación de plataformas de abrasión (Paskoff, 1970).

Las terrazas marinas con depósitos se construyen a partir de la misma mecánica de procesos glacioeustáticos y tectónicos que las de abrasión (Paskoff, 1990; Marquardt *et al.*, 2004, Saillard *et al.*, 2012). Sin embargo, difieren de estas últimas debido a que son labradas a partir de ondas de construcción que ocurren en bahías actuales, o que ocurrieron en paleobahías, pudiendo preservar incluso líneas de paleocosta además de la acumulación de depósitos de sedimentos marinos; se conocen en la literatura como *wave-built terraces*. Las terrazas de abrasión marina, en cambio, son labradas a partir de ondas de corte en penínsulas o secciones de laderas que se encuentran en contacto directo con el océano; a raíz de esto, se les ha denominado *wave-cut platforms (e.g.*, Ota y Paskoff, 1993; Le Roux *et al.*, 2005; Saillard *et al.*, 2012). Es importante resaltar la diferencia litológica entre ambos tipos de terrazas, pues las

terrazas marinas con depósitos no son labradas en *bedrock*, sino que son y han sido construidas en secciones o segmentos que, en primer lugar, han permitido el avance del mar (transgresión marina), y que posteriormente han dado lugar a la depositación de sedimentos marinos (Figura 2.6b).

A modo de resumen, el proceso de construcción de las terrazas marinas se puede observar en el siguiente esquema, el cual muestra las distintas etapas que conducen a la formación de estas (Figura 2.7).



Figura 2.7: Esquema de la evolución de una secuencia de terrazas marinas, con sus distintas etapas de formación relacionados a variaciones glacioeustáticas y alzamiento tectónico. a) Representa el estado inicial, donde se muestra la transgresión marina y el avance de la erosión producto del oleaje. b) Representa la etapa, a un tiempo t1, en que el nivel del mar alcanza su nivel máximo, lo que da inicio a la erosión del litoral, generando *stack* como producto de erosión diferencial. c) Esta tercera etapa refleja la formación de la terraza marina T-I, con la planicie actual completamente aplanada. La terraza tiene una leve inclinación, de unos pocos grados, en dirección hacia el mar. La acción de la erosión litoral, el oleaje y la deriva han eliminado todos los restos de material rocoso que fue erosionado. d) En esta cuarta etapa, se muestra una terraza marina T-I ya formada, y que es preservada durante la próxima etapa glacial (bajada en el nivel del mar) y/o producto de una elevación rápida del continente. Al mismo tiempo, se está formando la terraza T-II, según el mismo esquema, durante la siguiente etapa interglaciar a un tiempo t2. e) En este último esquema se muestra cómo la terraza marina T-II es alzada y preservada de la misma forma que T-I. Durante la formación de T-II, el acantilado costero ha retrocedido, lo que implica que T-1 ha sido parcialmente erosionada, por lo tanto, el ancho de su superficie ha disminuido. A su vez, se muestra que ambas terrazas, T-I y T-II, se encuentran separadas entre sí por un acantilado abandonado, lo que también se denomina paleoacantilado. Modificado de Saillard (2008).

2.3.2. Terrazas marinas cuaternarias a lo largo del margen costero chileno

La costa de Chile se encuentra constituida por sistemas de penínsulas y bahías, cuyo alzamiento ha sido reconocido desde hace muchos años (Darwin, 1846; Paskoff, 1970). A lo largo de ella, de manera discontinua, se registran grupos de terrazas marinas. Las penínsulas asociadas con bahías se comportan como un sistema bastante complejo. Ambos rasgos, se encuentran separados y limitados entre sí, de acuerdo a varios autores, por fallas normales (*e.g.*, Ota *et al.*, 1995; Delouis *et al.*, 1998; González *et al.*, 2003; Heinze, 2003; Allmendinger y González, 2010; Saillard *et al.*, 2012), Por lo tanto, en sistemas de penínsulas asociadas a bahías, la península hará referencia al promontorio más alzado.

La ocurrencia de terrazas marinas a lo largo de la costa Chile ha sido reportada en zonas donde hay registro de sedimentos marinos neógenos y cuaternarios, los cuales se encuentran distribuidos desde la región de Antofagasta (23°S) hasta la Península del Taitao (47°S) (Martínez-Pardo, 1990, en Charrier *et al.*, 2007) (Figura 2.8). En el norte de Chile, estos depósitos se encuentran restringidos a la Formación La Portada, la cual abarca la zona comprendida entre Mejillones y Antofagasta; Formación Bahía Inglesa, la cual aflora entre los sectores de Caldera y Bahía Inglesa; y Formación Coquimbo, distribuida desde Carrizalillo hasta la Bahía de Tongoy. Los registros de secuencias de terrazas marinas emergidas más espectaculares se encuentran preservados en la Península de Mejillones, aproximadamente a los 23°S (Ortileb *et al.*, 1996; González *et al.*, 2003; Marquardt, 2005; Binnie *et al.*, 2007); en el área de Altos de Talinay, aproximadamente a los 30,5°S (Ota *et al.*, 1995; Saillard *et al.*, 2009); y más al sur, en la Península de Arauco, a los ~37°S (Melnick *et al.*, 2009; Jara-Muñoz *y* Melnick, 2015; Jara-Muñoz *et al.*, 2015). En general, corresponden a plataformas de abrasión.

La ocurrencia de terrazas marinas en las penínsulas, en general, está dominada por las terrazas de tipo *wave-cut platforms* (rasa), mientras que, para las bahías, se forman predominantemente aquellas del tipo *wave-built platforms*, debido a la energía del oleaje presente en cada caso (Trenhaile, 1987, 2000; Bloom, 1998; Sunamura, 1992). Regard *et al.* (2010) se refiere como rasa a una superficie cortada por oleaje, levemente inclinada, que se encuentra limitada hacia su lado continental por un pie de acantilado. Estos dos indicadores geomorfológicos muestran un comportamiento diferente del margen con respecto a las variaciones del nivel del mar y el alzamiento ya sea, en zonas frente al mar (penínsulas) o tierra



Figura 2.8: Distribución de depósitos sedimentarios marinos neógenos y cuaternarios. Estas zonas conforman actualmente terrazas marinas abarcando desde la Península de Mejillones (23°S) hasta la Península del Taitao (47°S). Tomado de Charrier *et al.* (2007), basado en Martínez-Pardo (1990).

adentro (bahías) (Regard *et al.*, 2010). Es relevante hacer mención que, a raíz de lo anterior, varios autores han realizado trabajos enfocados a comprender el comportamiento de las penínsulas con respecto a las zonas interiores o bahías, lo cual podría además aportar a entender

de mejor manera el rol de las penínsulas en la propagación de rupturas de terremotos de subducción (*e.g.*, Melnick *et al.*, 2009; Victor *et al.*, 2011; Saillard *et al.*, 2012).

A lo largo de la costa del norte de Chile (18°-25°S, el alzamiento cuaternario ha sido cuantificado en rangos de tasas que típicamente fluctúan entre los valores de 0,1 y 0,24 m/ka (Martínez y Niemeyer, 1982; Ratusny y Radtke, 1988; Radtke, 1989; Leonard y Wehmiller, 1991; Ortlieb et al., 1996a,b; Victor et al., 2011; Binnie et al., 2016). Particularmente, la tasa de 0,24 m/ka fue estimada en la localidad de Hornitos, ubicada aproximadamente 50 km al norte de la península de Mejillones, en una sucesión bien preservada de terrazas marinas cubiertas por sedimentos estudiada por Ortlieb et al. (1996a). El mismo autor sugiere que esta tasa de alzamiento se ha mantenido desde los últimos 330 ka, edad que estimó a partir de aminoestratigrafía en moluscos y dataciones con series de uranio. Marquardt (2005), en esta misma localidad, realiza dataciones Ar/Ar en una capa de ceniza ubicada a ~180 ms.n.m. en la terraza más elevada, asociada a una superficie de depósitos aluviales, donde obtuvo una edad de 2,0-2,6 Ma. Considera, sin embargo, que esta ceniza podría haber sido retrabajada desde la cuenca intermontana, ubicada a mayor elevación, perteneciente a la Cordillera de la Costa; a pesar de esto, sus observaciones de terreno sugieren que, debido a la pureza y posición en un alto topográfico de la capa de ceniza, sugieren que el transporte fluvial desde dicha cuenca sería improbable. De esta forma, esta edad sugiere una edad máxima de Pleistoceno temprano para el comienzo de la preservación de estas terrazas, permitiendo inferir una tasa de alzamiento costero a largo plazo con valores entre 0,09-0,07 m/ka con las edades respectivas para esta localidad. Por otra parte, y a una escala más regional, Regard et al. (2010) sugieren que las tasas de alzamiento costero, entre los 15°-30°S, habría sido algo más rápido, con valores entre 0,25 y 0,30 m/ka, estimaciones que obtuvieron a partir de la extrapolación de tasas de alzamiento revaluadas con edades de exposición de terrazas marinas publicadas hasta ese entonces.

Más al sur, a unos 400 km al sur de la Península de Mejillones, Quezada *et al.* (2007) determinan edades de exposición a partir de ²¹Ne cosmogénico en la terraza superior de la zona de Caldera-Bahía Inglesa (Figura 2.9), las cuales permitieron realizar estimaciones de tasas de alzamiento, correspondiente a 0.28 ± 0.02 m/ka para los últimos 860 ka.

En la localidad de Altos de Talinay, ubicada a cerca de 800 km al sur de la Península de Mejillones, se ha descrito una topografía similar a Mejillones, conformada por una península y una bahía, en donde una falla de rumbo norte-sur separa la bahía del alto topográfico adyacente al oeste. Edades obtenidas a partir de ¹⁰Be cosmogénico (Saillard *et al.*, 2009) y (U-Th)/He

(Saillard *et al.*, 2012) en terrazas marinas de la zona, condujeron a estimaciones de tasas de alzamiento muy variables para la Península de Altos de Talinay, donde se observó una aceleración desde 0,1 m/ka hasta los 1,7 m/ka asociada a los últimos ~10 ka, y por otra parte, una desaceleración, desde los 0,8 m/ka hasta los 0,2 m/ka para el periodo comprendido entre los 300 ka y 100 ka, en la bahía. A partir de los datos estimados, Saillard *et al.* (2012) propone que tanto la península como la zona de la bahía habrían tenido historias de alzamiento diferentes entre sí, pero que a partir de los últimos ~230 ka, es decir, desde el MIS 7, ambas zonas se habrían alzado como una sola unidad.



Figura 2.9: Ubicación de localidades muestreadas por Quezada *et al.* (2007) en el área de Caldera-Bahía **Inglesa.** Se detallan las edades estimadas en cada punto, siendo la zona delimitada por el polígono f la correspondiente a la terraza superior. Tomado de Quezada *et al.* (2007).

2.4. LA PENÍNSULA DE MEJILLONES

2.4.1. Geología local de la Península de Mejillones

La Península de Mejillones se desarrolla en la Cordillera de la Costa, el arco magmático más antiguo de la configuración morfoestructural actual del antearco externo del norte de Chile (e.g., Scheuber et al., 1994). En la Cordillera se encuentran expuestas rocas de edades con Jurásico-Cretácico; principalmente son volcánicas, volcánico-sedimentarias, rangos sedimentarias e intrusivas. Formalmente, se encuentran descritas la Formación La Negra (García, 1967; Oliveros, 2005), Formación Caleta Ligate (Cecioni y García, 1960), Formación Huantajaya (Thomas, 1970), Formación Caleta Coloso (Brügen, 1950), rocas intrusivas que conforman el batolito de la costa abarcando una gran extensión de norte a sur, entre otras. Estas unidades se formaron producto de la subducción desde el Jurásico de placas oceánicas por debajo de la Placa sudamericana; en su conjunto, conforman un basamento mesozoico el cual fue posteriormente solevantado (Scheuber et al., 1994). En la Cordillera de la Costa, existen además rocas más antiguas, del Paleozoico Superior, de tipo ígneas y metasedimentarias, que ocurren de manera subordinada; un ejemplo de esto es la Formación El Toco (García, 1967).

Niemeyer *et al.* (1996) reconocen las siguientes unidades cubriendo el basamento mesozoico: 1) Gravas colgadas, correspondientes a los depósitos cenozoicos más antiguos en la Cordillera de la Costa, de edad oligo-miocena (Naranjo y Paskoff, 1985). Estas gravas se habrían acumulado previamente al alzamiento de la Cordillera de la Costa; además, formarían parte del pediplano costero de Tarapacá (Mortimer *et al.*, 1974; Mortimer y Saric, 1975), un relieve de relleno de áreas deprimidas. 2) Depósitos marinos de Sierra del Ancla, localidad ubicada al oriente de Antofagasta, donde se han reconocido afloramiento de coquinas conglomerádicas al interior de la Sierra, a 700 ms.n.m. Niemeyer *et al.* (1996) mencionan que la fauna encontrada en estos depósitos es similar a la que ha sido descrita para Formación Caleta Herradura, expuesta en la Península de Mejillones, por lo cual infieren que la edad de estos conglomerados podría corresponder también al Mioceno. 3) Depósitos aluviales representados por abanicos coalescentes que han sido acumulados en los márgenes de depresiones intermontanas del interior de la Cordillera de la Costa.

La Península de Mejillones corresponde a una porción alzada de la plataforma costera (Niemeyer *et al.*, 1996). En ella, el basamento se compone por rocas metamórficas que datan

del Paleozoico y rocas plutónicas paleozoicas-jurásicas. Sobre este basamento, se dispone una cobertura sedimentaria conformada por gravas antiguas del Oligoceno-Mioceno (Niemeyer *et al.*, 1996), depósitos marinos del Mioceno inferior-Plioceno de la Formación La Portada (Ferraris y Di Biase, 1978; Cortés *et al.*, 2007), depósitos marinos de edad pleistocena (Ferraris y DiBiase, 1978; Cortés *et al.*, 2007), y depósitos aluviales y eólicos (Cortés *et al.*, 2007). De estas unidades, las gravas oligo-miocenas y Formación la Portada, no afloran en el área de estudio. De las rocas del basamento, en el área de estudio solamente afloran rocas metamórficas del Complejo Metamórfico de Mejillones (Cámbrico), representado por los Esquistos de Punta Angamos, y rocas ígneas de las unidades Tonalita Mejillones (175-174 Ma) y Gabro San Luciano (169 Ma), distribuidos como se muestra en la Figura 2.10.

A continuación, se describen únicamente aquellas unidades que afloran en la zona de trabajo de esta memoria, correspondiente al sector noroeste de la Península de Mejillones, específicamente en la zona del *Horst* de Morro Mejillones.

2.4.2.1. Complejo Metamórfico de Mejillones Cbm (Cámbrico)

Esta unidad fue definida inicialmente por Baeza y Venegas (1988), y posteriormente reestudiada por Domínguez (2001). Corresponde a rocas metamórficas que afloran únicamente en la Península de Mejillones. Se encuentra en discordancia angular con la Formación La Portada (Mioceno-Plioceno) y es intruida por rocas ígneas del Jurásico, entre ellas, la unidad Tonalita Mejillones (Jurásico Medio), y diques andesíticos y tonalíticos (Jurásico Superior). En el área de estudio, solo aflora la subunidad (1) Esquistos de Punta Angamos.

Los Esquistos de Punta Angamos están constituidos predominantemente por esquistos, y de manera subordinada, gneises, cuarcitas y anfibolitas. En la zona de contacto con la Tonalita Mejillones, se formaron septos magmáticos como consecuencia de la inyección de magma (Baeza, 1984). Estas rocas son afectadas por dos eventos metamórficos similares sobrepuestos: un metamorfismo regional, más antiguo, y otro metamorfismo de contacto (Venegas, 1979; Baeza, 1984; Baeza y Venegas, 1985a,b; Baeza y Venegas, 1988).



Figura 2.10: Geología del sector noroeste de la Península Mejillones. Corresponde a un mapa restringido al área de estudio, específicamente de la zona del *Horst* de Morro Mejillones. Elaborado a partir de la carta geológica del área de Cortés *et al.* (2007), incluyendo estructuras inferidas mapeadas por Binnie *et al.* (2016).
2.4.2.2. Tonalita Mejillones Jtm (175-174 Ma)

Esta unidad fue definida por Baeza (1984) como una roca plutónica de color claro. Estas rocas intruyen al Complejo Metamórfico de Mejillones y aflora en el Morro Mejillones, dentro del área de estudio. Está constituida de tonalitas de biotita y anfíbol, con fenocristales de biotita y plagioclasa. La unidad fue datada en 175 ± 10 Ma mediante U-Pb (Damm *et al.*, 1986, 1990) y, mediante K-Ar, en 174 ± 4 Ma (Cortés *et al.*, 2007), consideradas ambas como edad de enfriamento del plutón. Según Damm *et al.* (1990), la exhumación de la Tonalita Mejillones habría ocurrido a finales del Cretácico temprano, de acuerdo a los resultados que obtuvieron con estudios de trazas de fisión en apatito, donde obtuvieron una edad de 108 ± 17 Ma.

2.4.2.3. Gabro San Luciano Jgbl (169 Ma)

Unidad definida por Baeza (1984), quien la describe como un *stock* de composición gábrica, la cual aflora al este del Morro Mejillones. Estas rocas intruyen tanto las rocas del Complejo Metamórfico de Mejillones como aquellas de la Tonalita Mejillones (Scheuber y González, 1999). En el contacto con las rocas intruidas, ocurre una zona de deformación dúctil con indicadores cinemáticos de fallamiento normal, lo cual estaría indicando que el gabro creció por hundimiento de su piso. Por otro lado, hacia el este limita con la Falla Mejillones, lo cual corresponde a una deformación frágil. Estos gabros son de grano grueso, levemente foliados producto de la fábrica magmática, y de aspecto gnéisico. En la zona de deformación dúctil ocurren milonitas, las cuales presentan inclusiones oscuras de metaesquistos, con una foliación muy intensa y de grano fino (Scheuber y González, 1999). La edad de este *stock* fue determinada a partir de una datación K-Ar realizada en hornblenda, con un valor de 169 ± 6 Ma, considerada como edad probable de enfriamiento del plutón (Scheuber y González, 1999).

2.4.2.4. Depósitos aluviales antiguos MPla (Mioceno Superior-Plioceno)

Corresponden a depósitos predominantemente aluviales y, en menor proporción, coluviales, que sobreyacen las gravas antiguas oligo-miocenas previamente mencionadas. En el Morro Mejillones, se expone por sobre la Tonalita Mejillones y el Gabro San Luciano en

afloramientos menores. Corresponden principalmente a depósitos de piedemonte originados por flujos de detritos y corrientes de barro, los cuales están formados por gravas, arenas gruesas gravosas, arenas medias a finas y limos. En parte, se presentan estratificados, semiconsolidados y a veces cementados (Cortés *et al.*, 2007).

2.4.2.5. Depósitos marinos Qm (Pleistoceno-Holoceno)

Unidad formalmente definida por Cortés *et al.* (2007), y que resulta de una modificación de la Formación Mejillones definida originalmente por Ferraris y Di Biase (1978). Corresponde a una secuencia sedimentaria clástica, expresada morfológicamente como una sucesión de terrazas de abrasión marina y una serie de cordones litorales. Se compone de coquinas, bolones, gravas y arenas, depositados por niveles estrato y granodecrecientes con espesores entre 1-3 m. En el área de estudio, solo aflora una de las dos subunidades definidas, que corresponde a la subunidad (2) Sucesión baja (< 400 ka). La subunidad (1) Sucesión alta (> 400 ka) aflora al sur del área de estudio, limitadas a las zonas de las pampas.

La sucesión baja está conformada por terrazas de abrasión marina y sucesión de cordones litorales inferiores, los cuales están ubicados por debajo de los *ca*. 150 m de altura en la Pampa Mejillones. Contiene solo fauna de aguas frías, similar a la observada en la actualidad en las costas de la región. Esta subunidad incluye playas actuales y se habría formado durante los últimos *ca*. 330 ka (Cortés *et al.*, 2007).

2.4.2.6. Depósitos aluviales Qa (Pleistoceno-Holoceno)

Corresponde a depósitos de bloques, gravas, limos y arcillas, no consolidados a levemente cementados. Se encuentran ampliamente distribuidos en la Península de Mejillones, y abarca la gran mayoría de los depósitos no consolidados dentro del área de estudio (Figura 2.10). Se concentran principalmente al pie de relieves tanto de la Península de Mejillones como de la Cordillera de la Costa, alcanzando espesores máximos de hasta 40 m. Esta unidad se encuentra dividida en dos subunidades de acuerdo a la granulometría que predominante (Cortés *et al.*, 2007) y dentro del área de estudio solo aflora la subunidad (a) Gravas.

Esta subunidad está conformada por clastos predominantemente de tamaño grava, angulosos a subangulosos y de mala a moderada selección. Estos depósitos se habrían formado producto de flujos de detritos a partir de sedimentos tractivos de escorrentías de aguas superficiales esporádicas, alimentando conos aluviales y superficies de acumulación.

2.4.2. Síntesis morfotectónica

La Península de Mejillones corresponde a un promontorio con forma de yunque, que sobresale de la típica línea de costa del norte de Chile, prácticamente lineal en casi toda su extensión. La morfología de la península está marcada por dos topografías de tipo *horst*, elongadas con orientación N-S, correspondientes al Morro Mejillones y al Morro Jorgino, conformados por rocas de basamento del Paleozoico. Ambos *horst* se encuentran limitados en sus costados orientales por dos zonas deprimidas, la Pampa Mejillones y la Pampa Caleta Herradura, respectivamente (Figura 2.11). Estas pampas se desarrollaron en cuencas marinas alzadas, ubicadas al este de fallas normales mayores denominadas, respectivamente, Falla Mejillones y Falla Caleta Herradura. Estas fallas tienen manteos de 60°-70°E (González *et al.*, 2003) y han producido desplazamientos verticales acumulados mayores a 500 m, que incluso han alcanzado los 700 m (Allmendinger y González, 2010). Ambas fallas desplazan depósitos de abanicos aluviales, lo que evidencia su actividad durante el Plioceno y Pleistoceno tardío (González *et al.*, 2003; Marquardt, 2005; Cortés *et al.*, 2012).

La Falla Caleta Herradura y su *hemigraben* representan la mejor exposición de su tipo a lo largo de la costa del norte de Chile. Esta falla genera un anticlinal de colapso en la pared colgada que ha sido interpretado como el reflejo de una geometría lístrica en profundidad con niveles de *detachment* a profundidades entre 2.000 m (González *et al.*, 2003) y 3.750 m (Pelz, 2000). El *hemigraben* expone una secuencia estratificada, inclinada hacia el oeste, de unos 60-70 m de espesor, que datan desde el Mioceno Inferior-Pleistoceno. A raíz del desplazamiento acumulado medido en la falla y la edad de las rocas que deforma, Allmendinger *et al.* (2010) estiman una tasa de deslizamiento de largo plazo de ~0,025 mm/a para la falla.

La Falla Mejillones corresponde a una falla normal de orientación N10°E con un manteo de 65°E (Cortés *et al.*, 2012), y que se extiende por 40 km. De esta longitud, 36 km se expresan en tierra, mientras que los otros 4 km ocurren hacia el norte de manera submarina (González *et*



Figura 2.11: Vista general de la configuración morfotectónica de la Península de Mejillones, a través de una imagen satelital proveniente de Landsat (Banda-8). Se muestran las principales estructuras que han sido reportadas en literatura, dentro de las cuales, Falla Mejillones y Falla Caleta Herradura han sido las más estudiadas. Mapa recopilatorio elaborado a partir de González *et al.* (2003), Cortés *et al.* (2007), Cortés (2012) y Binnie *et al.* (2016).

al., 2009). La variación a lo largo del rumbo de la altura del escarpe, sugiere diferencias notables en el deslizamiento vertical acumulado a lo largo de la traza de la falla. En su parte norte, el escarpe alcanza ~500 m de altura, mientras que en el sur el escarpe presenta tan solo 6 m de altura. Esta evidencia implicaría que, a lo largo de los 36 km de la traza en tierra, habrían ocurrido cambios drásticos en el deslizamiento vertical; de otra forma, la falla ha estado inactiva a lo largo de su porción sur (Cortés, 2012; Cortés et al., 2012). Trabajos realizados por Marquardt (2005), Cortés et al. (2012) y Ritz et al. (2019), con un enfoque en la actividad neotectónica de la zona, han aportado con información respecto a la historia y actividad tectónica más reciente de la Falla Mejillones. Cortés et al. (2012) estimaron que la falla habría mostrado actividad a los ~35 ka y ~17 ka, a partir de las edades de abandono que obtuvieron, utilizando ¹⁰Be cosmogénico, en superficies de abanicos aluviales desplazadas. Estas edades, combinados con dataciones OSL (del inglés, optically stimulated luminescence), permitieron al estudio de Cortés et al. (2012) caracterizar una tasa constante de deslizamiento promedio de 0.61 ± 0.26 m/ka para el periodo comprendido desde los últimos ~35 ka. Por otra parte, Ritz et al. (2019) estimaron una tasa de deslizamiento de 0,2 m/ka durante los últimos 60 ka, resultando en un valor menor al estimado por Cortés et al. (2012), sin embargo, discuten que, debido a las incertidumbres asociadas a las estimaciones de edades, estas diferencian no representan una diferencia significativa entre ambos estudios.

En la península, se expone un importante registro de plataformas de abrasión marina y líneas de paleocosta muy bien preservadas, dejando en evidencia el alzamiento tectónico. Estas superficies datan del Plioceno y Pleistoceno, sugiriendo que la península ha estado alzándose durante los últimos ~3,8 Ma (Marquardt, 2005; Victor *et al.*, 2011). Las terrazas marinas abandonadas se encuentran expuestas en el Morro Mejillones, al noroeste de la península, en el Morro Jorgino al oeste, y en Cerro Moreno, ubicado hacia el sur de ambos morros. A pesar del desplazamiento normal a lo largo de las fallas Mejillones y Caleta Herradura, las líneas de paleocosta, encontradas en la Pampa Mejillones y en la Pampa Caleta Herradura, dan cuenta del alzamiento neto de los bloques colgantes de estas fallas normales. En la parte sur de la Península de Mejillones, es posible observar estas mismas evidencias relacionadas a la Falla Rinconada y la Pampa Aeropuerto.

2.4.3. Alzamiento post-Plioceno de la Península de Mejillones

De las zonas costeras del norte de Chile, la Península de Mejillones ha sido una de las zonas en donde se ha llevado a cabo una numerosa cantidad de trabajos relacionados con la historia de alzamiento del margen, a partir de la estimación de edades tanto de las terrazas marinas que se exponen en la zona como de los sedimentos marinos emergidos en las pampas. La edad más antigua que ha sido posible estimar en esta localidad data del Plioceno tardío, con una edad de $3,25 \pm 0,17$ Ma datada en una capa de ceniza de caída de 0,5 m de espesor dispuesta en la terraza más elevada en un flanco del Morro Mejillones, a unos 580 ms.n.m. (Marquardt, 2005). Esta edad ha permitido inferir que el alzamiento de esta zona y, por consiguiente, la preservación de las terrazas marinas, habría comenzado hace al menos ~3 Ma; este proceso habría estado ocurriendo a una tasa de alzamiento a largo plazo de $0,18 \pm 0,02$ m/ka hasta la actualidad (Marquardt, 2005), o de 0.11 ± 0.01 m/ka para el periodo conformado entre los ~3 Ma y los ~480 ka (MIS 13a) (Binnie et al., 2016). Una edad similar ha sido reportada en el trabajo de Victor et al. (2011), en donde estimaron una edad de 3,4 (+1,61/-1,25) Ma a partir de dataciones con isótopos de estroncio ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en moluscos encontrados en un horizonte marino a ~410 ms.n.m., sugiriendo que el alzamiento habría comenzado poco después de los 3,4 Ma. En el sector norte de la Península de Mejillones, Marquardt (2005) estimó tasas de alzamiento de largo plazo, considerando asignaciones de edades que realizó a partir de las terrazas marinas del Horst de Morro Mejillones y las líneas de paleocosta en la Pampa de Mejillones; para ambos casos, calculó tasas de alzamiento de 0,5-0,7 m/ka, y de 0,2-0,3 m/ka respectivamente. Marquardt (2005) atribuye esta diferencia en los cálculos para esas tasas a la tasa de deslizamiento de la Falla Mejillones. Es relevante señalar que, para estudiar las tasas de alzamiento de la Península de Mejillones, fueron consideradas las terrazas expuestas en esta zona.

En el sector de Juan López, ubicado en el extremo sur de la península, Radtke (1989) reporta edades entre los 83 ka y 391 ka para tres terrazas marinas, estimadas a partir de dataciones (U-Th)/He y con resonancia de *spin* de electrones (ESR, del inglés *electron spin resonance*). En el sector de El Rincón, en la parte norte de la península y en el extremo oeste de la bahía, el mismo trabajo sugiere, de manera tentativa, edades de terrazas abarcando un periodo conformado desde el último máximo glaciar hasta el MIS 9; Radtke (1989), sin embargo, hace mención que algunos problemas metodológicos probablemente hayan afectado

al valor de varias de las edades estimadas y, por tanto, no pudiendo estimar valores de tasas de alzamiento sólidos y confiables.

Ortlieb *et al.* (1996c), realizaron estimaciones de edades haciendo uso de comparaciones de conjuntos de moluscos, obteniendo una edad de 400 ka (MIS 11) para sitios ubicados en la Pampa de Mejillones y la Pampa Aeropuerto. El mismo trabajo, en otro punto ubicado en Pampa Aeropuerto, estimaron una edad de 282 ± 11 ka. Sin embargo, similar a lo ocurrido en el trabajo de Radtke (1989), Ortlieb *et al.* (1996c) notan dificultades al momento de realizar una apropiada asignación cronoestratigráfica con los datos de ambas pampas, debido a procesos geológicos que afectaban a las muestras, por lo tanto, dificultando al mismo tiempo la obtención de tasas de alzamiento confiables.

El estudio de Victor *et al.* (2011) compila las dataciones de ambos estudios mencionados anteriormente, sumado a dataciones inéditas de su estudio, el cual aporta con nuevas edades a partir de series de uranio y estratigrafía con isótopos de estroncio. Como resultados, sugieren que las tasas de alzamiento de las pampas de la Península de Mejillones varían entre 0,1 y 0,15 m/ka, para el periodo comprendido entre los 790 ka y 400 ka, y una tasa más rápida 0,5 m/ka, que se habría mantenido constante desde los 400 ka hasta el Presente.

González-Alfaro *et al.* (2015) obtienen nuevas edades, utilizando metodologías de ¹⁴C y OSL, para sedimentos dispuestos en una terraza marina baja en la bahía de la Pampa de Mejillones, las cuales resultaron en los valores de 46 ka y 31 ka. González-Alfaro *et al.* (2018) atribuyen estas observaciones previas a evidencias de la ocurrencia de terrazas del MIS 3, en el escarpe costero que alcanza los 21 ms.n.m.; sugieren, a partir de estas dataciones, una abrupta aceleración de la tasa de alzamiento costero, alcanzando valores de entre 1,5 m/ka hasta 2,5 m/ka en la zona del Morro Mejillones para los últimos ~40 ka (MIS 3).

Binnie *et al.* (2016) mapean cinco niveles de terrazas asociadas al conjunto de terrazas bajas del Morro Mejillones, y estimaron edades para tres de ellas. Para la terraza más antigua del conjunto, correspondiente al primer nivel, estimaron edades de 481 ± 43 ka y 486 ± 47 ka, asignando una edad MIS 13 para esta terraza. Otras dos dataciones fueron realizadas en el cuarto nivel, en donde estimaron edades de 344 ± 33 ka y de 356 ± 54 ka (MIS 9c). La última datación fue realizada en el quinto nivel, el más joven de todos, donde obtuvieron una edad de 269 ± 21 ka, asignándole una edad MIS 9a a la correspondiente terraza. Todas estas edades las calcularon a partir de ¹⁰Be cosmogénico y utilizando los factores de escalado de tasas de producción de Dunai (2001). Binnie *et al.* (2016) estiman tasas de alzamiento de $0,60 \pm 0,06$ m/ka y $0,53 \pm$

0,18 m/ka durante los últimos ~480 ka. Discuten que las tasas de alzamiento difieren entre sí por la presencia de dos bloques separados por fallas normales, y que en realidad el alzamiento habría sido uniforme para ambos bloques, con un valor de $0,53 \pm 0,18$ m/ka desde los ~480 ka, y que a los ~40 ka habría comenzado otro periodo con mayores tasas de alzamiento. Este segundo periodo sería consecuente con una mayor extensión que habría generado un conjunto de fallas normales, desplazando el alto topográfico del Morro Mejillones en dos bloques.

En otro aspecto, a lo largo de la costa de Chile, varios autores han establecido una relación entre la deformación que ocurre en las zonas costeras y los movimientos verticales cosísmicos. Por ejemplo, Ortlieb *et al.* (1996c) utilizan algas incrustantes en la costa para estudiar el registro de variaciones rápidas (escala de unos pocos días) del nivel del mar a los $\sim 23^{\circ}40^{\circ}$ S. Por otra parte, se ha demostrado que el estudio de terrazas marinas emergidas y escarpes costeros permite analizar estas variaciones en periodos de tiempo más largos (*e.g.*, Marquardt *et al.*, 2004; Quezada *et al.*, 2005). Las conclusiones surgidas a partir de estos trabajos sugieren que el alzamiento costero a largo plazo está directamente relacionado con el alzamiento cosísmico, es decir, que la subsidencia costera intersísmica y postsísmica no compensa en su totalidad el levantamiento cosísmico. Estudios más recientes (*e.g.*, Saillard *et al.*, 2017) sugieren, sin embargo, que las zonas con alzamiento asísmico, apoyando la idea de que podría estar ocurriendo, en cambio, alzamiento intersísmico.

En resumen, los diversos estudios publicados sugieren periodos con tasas de alzamiento constante, donde una tasa de alzamiento acumulada relativamente baja (0,18 m/ka) habría actuado desde que comenzó el alzamiento de la Península de Mejillones (*ca*. 3 Ma), y que luego habría ocurrido una aceleración (hasta 0,6 m/ka) de la tasa desde la plataforma más antigua del conjunto de terrazas bajas, manteniéndose constante hasta la formación de las más jóvenes preservadas en el Morro de Mejillones. (*e.g.*, Binnie *et al.*, 2016). Luego, González-Alfaro *et al.* (2018), mencionan que el nivel de terraza asociado al MIS 3 se habría sido alzado a una tasa de alzamiento mayor con respecto a aquellos niveles más antiguos, sugiriendo una aceleración de la tasa de alzamiento (hasta ~1,1 m/ka) de la costa en la zona a partir de ~40 ka. Los datos más relevantes expuestos en esta sección, se muestran de manera más grafica en la Figura 2.12.



Figura 2.12: Mapa de distribución de tasas de alzamiento correspondientes a los antecedentes compilados. Los puntos mostrados en el mapa corresponden a la ubicación de dataciones realizadas por los distintos autores mencionados en la figura, a partir de las cuales estimaron valores de tasas de alzamiento de distintos sectores de la Península de Mejillones. Cada símbolo está asociado a una referencia específica. Las tasas de alzamientos que no se encuentran asociadas a un punto, señalan la ubicación aproximada del material utilizado como referencia por los autores en sus estimaciones.

3. METODOLOGÍA

La estrategia metodológica de este estudio puede ser dividida en dos partes: en primer lugar, la medición de tasas de alzamiento a lo largo del área de estudio a partir de edades ¹⁰Be y el mapeo de las terrazas marinas emergidas; en segundo lugar, la elaboración de LEMs a partir de tasas de alzamiento hipotéticas. Ambas partes pueden ser realizadas de manera independiente, sin embargo, es importante destacar que la utilización de modelos solo simula situaciones teóricas, por lo que los resultados que entregan carecen de sentido si no pueden ser comparados con mediciones y datos reales.

3.1. ESTIMACIÓN DE EDADES ¹⁰BE COSMOGÉNICO

Durante las últimas décadas, el uso de nucleidos cosmogénicos terrestres, producidos in situ, se ha expandido ampliamente como técnica para datar superficies geomórficas y para poder estimar tasas de erosión y alzamiento (e.g., Bierman, 1994; Cerling y Craig, 1994; Rixhon et al., 2011; Portenga y Bierman, 2011; Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2016). Los isotopos de ¹⁰Be cosmogénico terrestre se producen dentro de la red cristalina de minerales de cuarzo cerca de la superficie terrestre (Lal, 1991). Este mineral es muy abundante en la vasta mayoría de terrazas, con la ventaja de que el periodo datable utilizando ¹⁰Be cosmogénico cubre todo el Cuaternario (Lal, 1991; Hancock et al., 1999; Gosse y Phillips, 2001; Brocard et al., 2003; Wolkowinsky y Granger, 2004; Häuselmann et al., 2007; Dunai, 2010). La producción de nucleidos cosmogénicos in situ está controlada por tres tipos principales de partículas secundarias correspondientes a neutrones rápidos, muones detenidos (lentos o negativos) y muones rápidos. Si se asume que la tasa de producción y la tasa de erosión se mantiene constante a través del tiempo, la tasa de producción in situ de ¹⁰Be cosmogénico queda determinada por la ecuación descrita por Braucher et al. (2003), donde la concentración de los nucleidos será dependiente de la profundidad, de la tasa de denudación y del tiempo de exposición. La tasa de denudación o erosión, sin embargo, es un parámetro más complicado de determinar. En zonas con condiciones de hiperaridéz, la tasa de erosión se puede considerar nula, en cuyo caso se obtendrá una edad mínima, probablemente más joven que su edad real (Saillard, 2008). Las edades consideradas en esta memoria consideran tres fuentes: muestras superficiales no publicadas, muestras en perfiles profundos no publicadas, y edades publicadas.

3.1.1. Muestras superficiales no publicadas

Las muestras superficiales inéditas corresponden a aquellas muestras tomadas en campañas de terreno previas de un grupo de investigación conformado por Dr. Joaquín Cortés (profesor patrocinante del presente trabajo) y colegas, cuyos datos fueron facilitados para poder llevar a cabo este estudio. Estas muestras que fueron recolectadas en cada nivel de terraza identificada, corresponden a sustrato rocoso rico en cuarzo, a partir de las cuales se midieron las concentraciones de ¹⁰Be cosmogénico y su incertidumbre. Resultados preliminares obtenidos a partir de estas muestras fueron presentadas en 2018 por Dr. Joaquín Cortés en *9th International* INQUA *Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology* (PATA) (Cortés *et al.*, 2018). Particularmente, las muestras PSA y PSB son también presentadas previamente en la tesis doctoral de Cortés (2012), donde se reportan edades provenientes de terrazas ubicadas a 390 m y 258 m de elevación respectivamente. La ubicación exacta de las muestras puede ser observada en la Figura 3.1.

El cálculo de las edades de exposición se llevó a cabo con la calculadora disponible en línea CRONUS-Earth v2.1 (Balco et al., 2008), utilizando los factores de escalado para tasas de producción de Lal (1991), modificado posteriormente por Stone (2000). Este esquema de escalado es uno de los más simples, y describe la variación en las tasas de producción por espalogénesis en función de la latitud y la altura (Lal, 1991), y la presión atmosférica (Stone, 2000), sin considerar las variaciones del campo magnético, por lo cual asume una tasa de producción constante en el tiempo. La tasa de producción por espalación de referencia para este modelo es de 4,96 \pm 0,43 (9%) (Balco *et al.*, 2008). Para cada muestra, se utilizó un factor de shielding topográfico igual a 1. Este parámetro es generalmente medido en terreno, cuyo valor dependerá de la presencia de barreras topográficas con respecto al sitio de muestreo que pudieran bloquear la incidencia de una porción de rayos cósmicos en la superficie. También puede ser estimado a partir de softwares matemáticos o GIS (Li, 2013), sin embargo, esa metodología no fue utilizada en este trabajo. Para todas las muestras, debido a que el material analizado correspondía a cuarzo, se asumió una densidad de 2,6 g/cm³. Siguiendo la metodología de Strobl et al. (2014) y Binnie et al. (2016), la estimación de las edades de cada muestra se realizó utilizando la mitad de la elevación actual de los sitios de muestreo, a modo de tomar en cuenta el alzamiento tectónico de las terrazas. Además, todos los cálculos fueron llevados a cabo asumiendo una tasa de erosión igual a 0 mm/ka, teniendo en cuenta principalmente el clima hiperárido de la zona y las observaciones en las muestras de Binnie et



Figura 3.1: Mapa de distribución de muestras ¹⁰**Be.** Se muestra los puntos de donde fueron extraídas las muestras de acuerdo a su fuente. De las muestras superficiales no publicadas, solo PSA y MM02 fueron extraídas de un mismo nivel de terraza. De las muestras de perfiles profundos, HM-2 y HM-3 son de una misma terraza, mientras que las otras dos son de niveles distintos. A su vez, MJ12B-1, HM-1 y MM04 corresponden a un mismo nivel (T5); del mismo modo ocurre con las muestras HM-2, HM-3, MJ12-002, MJ12B-2 y MM04, asociadas a un nivel distinto (T4); HM-4, MJ12-003, MJ12-001, MM06 y PSB corresponden a un mismo nivel (T1). Las muestras MM05 y MM06 representan dos niveles independientes con una única muestra cada uno (T3 y T2 respectivamente).

al. (2016), quienes mencionan que incluso la meteorización aparente del orden de ~1 mm en algunas de sus muestras tendría poca influencia en las edades de exposición que estimaron.

Las edades obtenidas a partir de la calculadora CRONUS-Earth v2.1 corresponden a edades individuales de cada una de las muestras con su respectiva incertidumbre. Sin embargo,

hay dos sitios de muestreos que cuentan con tres edades individuales cada uno. En estos casos, la estimación de una única edad de exposición y su incertidumbre se obtuvo a partir del cálculo de promedios ponderados. Los promedios ponderados de edades incrementan la importancia de edades individuales conocidas de manera precisa, lo que implica que aquellas edades con incertidumbres más pequeñas contribuirán más que edades con errores más grandes. Se utilizó un código para MATLAB[®] desarrollado por Rodés (2020), que permitió llevar a cabo el modelamiento de edades a partir de promedios ponderados y su mejor ajuste gaussiano. En este trabajo, se consideró que los modelos de ajustes gaussianos, resultantes de mil iteraciones, representan un alto grado de confiabilidad, por lo tanto, son dichas edades las cuales son reportadas para estos casos.

3.1.2. Muestras superficiales de Binnie et al. (2016) y consideraciones en el recálculo

En general, para el recalculo de las edades individuales a partir de los datos de Binnie *et al.* (2016) se siguió una metodología muy similar a la presentada para las muestras no publicadas, con algunas diferencias en ciertos parámetros. La densidad utilizada para los granos de cuarzo en este caso fue de 2,65 g/cm³ y el factor de *shielding* topográfico en cada muestra se mantuvo tal cual como es reportado por los autores. A su vez, se utilizó la mitad de la elevación del sitio de muestreo como parámetro de cálculo (Strobl *et al.*, 2014, en Binnie *et al.*, 2016), y una tasa de erosión igual a 0 mm/ka.

Binnie *et al.* (2016) estimaron sus edades de exposición modeladas a partir de los esquemas de factores de escalados de Dunai (2001), el cual asume una tasa de producción por espalogénesis a nivel del mar en altas latitudes de 4.43 ± 0.52 . En este trabajo, sin embargo, todas las edades fueron estimadas considerando los factores de Stone (2000) (modificados a partir de Lal, 1991); esto incluye las edades modeladas con perfiles verticales profundos, como es explicado a continuación. Los esquemas de escalado propuestos por Dunai (2001), a diferencia de la propuesta de Lal (1991) y Stone (2000), considera una tasa de producción variante en el tiempo, al incluir en su ecuación el efecto del campo magnético terrestre, pues es sabido que la fuerza del campo magnético terrestre afecta el flujo de rayos cósmicos hacia la superficie. Desilets *et al.* (2001) discuten varios supuestos asumidos por el estudio de Dunai (2001), los cuales podrían estar subestimando las tasas de producción en cuestión. Por otro lado, Balco *et al.* (2008) mencionan que los esquemas de escalado de Lal (1991), modificado por

Stone (2000) es el más comúnmente usado de todos los disponibles, y que a su vez se ajusta de igual o incluso mejor manera a los datos de calibración existentes hasta entonces. A raíz de lo anterior, sumado a la simplificación al momento de comparar entre las edades calculadas, se consideró adecuado utilizar los factores de Stone (2000), modificados a partir de Lal (1991).

Debido a que todos los sitios de muestreos estudiados por Binnie *et al.* (2016) comprenden una amplia cantidad de muestras datadas, se calcularon los promedios ponderados para cada caso. Sin embargo, a diferencia de las edades inéditas estimadas en el presente trabajo, y con base en la metodología aplicada en el estudio de Binnie *et al.* (2016), hay edades individuales que podrían estar representando incertidumbres muy grandes, mayores a 2σ de la media, y de ser el caso, estas idealmente debiesen ser descartadas al momento de calcular los promedios ponderados. Esta evaluación es realizada a través del criterio estadístico de Chauvenet (Taylor, 1997), un método que permite calcular si es probable que un valor de un conjunto de datos dado sea un valor atípico. Este es un cálculo simple que puede ser realizado en una planilla Excel con las fórmulas adecuadas.

Finalmente, una vez realizado el descarte, se estimaron los promedios ponderados para las edades de cada sitio de muestro con las edades seleccionadas, siguiendo la metodología ya descrita previamente.

3.1.3. Perfiles verticales profundos

Modelar edades de exposición con ¹⁰Be cosmogénico con perfiles profundos es sumamente útil en zonas donde las concentraciones de nucleidos cosmogénicos no se encuentran en equilibrio con el paisaje o la superficie (Braucher *et al.*, 2009). Diversos estudios enfocados en perfiles profundos han utilizado métodos Monte Carlo o minimización del valor χ^2 en el modelamiento de edades, sin embargo, presentaban limitaciones en la integración de las soluciones de edad, herencia y tasas de erosión (*e.g.*, Anderson *et al.*, 1996; Phillips *et al.*, 1998; Stone *et al.*, 1998; Brocard *et al.*, 2003; Matsushi *et al.*, 2006; Riihimaki *et al.*, 2006; Braucher *et al.*, 2009). Hidy *et al.* (2010) proponen una nueva metodología más completa que integra todos estos parámetros en la búsqueda de una única solución, con el desarrollo de un simulador de fácil acceso y uso para MATLAB[®]. En el presente trabajo, se utilizó este mismo simulador para modelar edades con perfiles verticales. El simulador de perfiles profundos de Hidy *et al.* (2010) permite ingresar tanta información inferida o asumida como el usuario considere necesaria para los datos analizados, dentro de los parámetros establecidos (Figura 3.2). A continuación, se describen las consideraciones tomadas en cuenta para modelar las edades del presente trabajo.

site specific info	ormation	isotope	muonic production (atoms/g/a)	- Monte Carlo parametera
latitude (deg)	0.0	10Be (1.387 Ma)	depth of muon fit (m)	monte carlo paranieters
ongitude (deg)	0.0	% error in half-life	0.0	chi-squared value \sim
XXX.XXX				
altitude (m)	0.0	0.0	calculate production	chi-squared 0.0
trike (deg)	0.0	spallogenic production (atoms/g/a)		# profiles 0
lip (deg)	0.0	scaling scheme	surface mean rel	
		use specified value \sim	fast muses	
pographic/geo	ometric shielding —	0.0		-Monte Carlo simulator
read shieldir	ng data from file:	reference production rate	total	
shielding LF.	.txt	4.76		age (a) stochastic uniform error \smallsetminus
	()	4.70	% error in total production rate	minimum value maximum value
J define facto	or (unitiess):	calculate production	0.0	0.0 0.0
0.0		site production rate	density data	erosion rate
calculate	a chielding		 import densities from file 	(cm/ka) stochastic uniform error
Calculate	samenumy	treatment of uncertainty	shielding_LF.txt	minimum value maximum value
shielding value	0.0			0.0 0.0
		constant value	O density does not vary with depth	total erosion threshold (cm)
	w loess etc.)		constant value V	minimum value maximum value
over (e.g. and	w, 10033 010.7	0.0	constant value	0.0 0.0
1		profile data	0.0	inheritance
		import from file		(atom/g) stochastic uniform error
		prof.txt		minimum value maximum value
				0.0 0.0
				constant value
				constant value
version 1.2				
				0.0
< create	plots r	un save	load load from settings	D Dalhousie G Geochronology

Figura 3.2: Interfaz gráfica para MATLAB® del simulador de perfiles profundos de Hidy *et al.* (2010). Los parámetros correspondientes a las concentraciones de nucleidos cosmogénicos con respecto a su profundidad deben necesariamente ser importados en formato de archivo de texto (.txt).

Para obtener datos estadísticamente robustos, es altamente recomendado que cada perfil cuente con al menos cuatro muestras, o bien, que el número de muestras analizado por perfil sea mayor al número de parámetros calculados. Por lo tanto, para simulaciones que involucran edad, tasa de erosión y herencia dentro de sus posibles soluciones, se requieren cuatro muestras como mínimo. Todas las simulaciones se realizaron a partir de las tasas de producción escaladas con los esquemas de Stone (2000) (modificado de Lal, 1991). La tasa de producción de referencia del simulador está fijada en 4,76 átomos $g^{-1} a^{-1}$, a nivel del mar y altas latitudes, recalibrada según Nishiizumi e*t al.* (2007). Se utilizó una profundidad de ajuste de la curva de producción de muones igual a 5 metros (Balco *et al.*, 2008, a partir de Heisinger *et al.*, 2002a, 2002b). Así, las tasas de producción por espalación específicas para cada sitio fueron modeladas para cada sitio de acuerdo a su ubicación geográfica y elevación.

Se utilizó un factor de *shielding* topográfico igual a 1 en los cuatro perfiles analizados. Con base en lo observado para las muestras superficiales, las cuales mostraron valores de este factor igual o muy cercanas a 1, se consideró que, para los sitios de muestreo de los perfiles verticales, el *shielding* topográfico es un parámetro que podría ser considerado despreciable.

La forma de la curva modelada de los metros más superficiales del perfil vertical es muy sensible a la edad y a la tasa de erosión, y en menor grado, a la herencia, por lo cual generalmente se requiere restringir la tasa de erosión al modelar una edad de exposición (Hidy *et al.*, 2010). Los valores de edad mínima y máxima en cada caso fueron definidos con control en las edades obtenidas en las mismas superficies a partir de las muestras superficiales, evitando valores muy por debajo o muy superiores a las edades mínimas y máximas previamente estimadas, respectivamente. La erosión mínima se definió en 0 cm/ka, mientras que la erosión máxima fue calibrada de acuerdo a las soluciones simuladas por el código, utilizando el valor más alto en cada caso.

Las simulaciones fueron realizadas con valores de corte para el parámetro de χ^2 (chicuadrado). Primero, es necesario calcular un estadístico χ^2 reducido, lo cual se puede llevar a cabo siguiendo las ecuaciones descritas por Hidy *et al.* (2010), y que conllevan a encontrar el valor de corte de χ^2 . Para este trabajo, se siguió la metodología descrita por Ruszkiczay-Rüdiger *et al.* (2016), por lo cual se realizó una minimización del estadístico χ^2 a través de repeticiones de simulaciones, aplicado para cada una de las muestras. El proceso consiste en ejecutar la simulación utilizando los mismos parámetros para una misma muestra, e ir reduciendo el parámetro χ^2 de entrada, y evaluar si es posible o no encontrar soluciones; de esta forma se estima un valor de corte de χ^2 . Es relevante mencionar que, para pruebas de hipótesis realizadas a partir de distribuciones χ^2 , al estimar el valor de chi-cuadrado mínimo, es posible encontrar los valores de parámetros que hacen que la estadística de prueba sea lo más pequeña posible.

3.2. MAPEO DE TERRAZAS MARINAS

El mapeo de terrazas marinas involucra varios aspectos: distribución y morfología de las terrazas, identificación de escarpes que puedan corresponder a paleoacantilados entre dos terrazas, elevación de cada nivel aterrazado identificado, edad relativa y/o absoluta (generalmente asociada a MIS) de las superficies, dentro de los más relevantes. La metodología empleada en la confección del mapa de superficies con enfoque en las terrazas marinas integra la observación y análisis de imágenes satelitales del área de estudio, la interpretación de datos y rasgos geomorfológicos a partir de un modelo de elevación digital del satélite Pleiades de 1,5 m de resolución, y estimaciones de las elevaciones de los *shoreline angles* de los niveles. El uso de imágenes satelitales y DEM permitió también inferir e identificar posibles fallas geológicas, comparando a su vez con mapas publicados de la zona.

3.2.1. Mapeo de shoreline angles mediante perfiles swath

Previo al mapeo de las superficies, es necesario identificar la cantidad exacta de niveles de terrazas que se encuentran preservadas en el área de estudio. Este análisis fue llevado a cabo con la interfaz TerraceM-2 MAP, desarrollado por Jara-Muñoz *et al.* (2019) para MATLAB[®] y que corresponde a una versión mejorada de la primera versión TerraceM (Jara-Muñoz *et al.*, 2016) y que permite el mapeo y visualización de *shoreline angles*. El *software* requiere de un DEM (para este trabajo, el de Pleiades con resolución de 1,5 m) y de un *shapefile* que contenga polígonos rectangulares correspondientes a los perfiles *swath*. Los perfiles fueron orientados perpendiculares a los paleoacantilados. La ventaja de este tipo de perfiles es que permite reconocer las máximas y mínimas elevaciones de cada segmento a lo largo del perfil, facilitando la interpretación. TerraceM-2 utiliza regresiones lineales ajustadas a los segmentos del paleoacantilado y paleoplataforma de la terraza marina definidas por el usuario (Jara-Muñoz *et al.*, 2019). El mapeo fue realizado con el análisis en escalera, que consiste en definir la intersección entre la paleoplataforma y el paleoacantilado, o bien, la intersección entre las extrapolaciones de las regresiones lineales (Figura 3.3). A partir de las dos regresiones, se determinan los errores mediante la intersección de los intervalos de confianza 2 σ .



Figura 3.3: Interfaz gráfica para MATLAB® para el mapeo de *shoreline angles* **de Jara-Muñoz** *et al.* (2019). Los círculos grises corresponden a los *shoreline angles* y las líneas son las regresiones lineales a partir de los segmentos definidos por el usuario. Los resultados se guardan en una base de datos la cual es posteriormente exportada. Incluye georreferenciación de cada medición, elevación y su error asociado.

3.2.2. Mapeo de las terrazas marinas

Con los resultados del primer mapeo de todos los *shoreline angles*, se realizó una revisión y comparación con posibles interpretaciones erróneas que pudieran haber sido causadas por fallas geológicas o diques presentes en la zona, los que en muchas ocasiones siguen orientaciones similares y generan escarpes similares a los paleoacantilados. Los lineamientos identificados fueron comparados con literatura, y solo aquellos mapeados como fallas se consideraron como tal. Finalmente, se realizó remapeo de *shoreline angles* que permitió una adecuada determinación de la forma y los límites entre cada terraza. El mapeo de terrazas fue realizado en ArcMAP. Además, se mapearon superficies correspondientes a depósitos aluviales y marinos, que cubren parte importante del registro; incluso, resulta imposible definir los límites claros entre niveles que se encuentran cubiertos por estos depósitos.

Aparte del mapeo manual, se llevó a cabo un mapeo semi-automatizado utilizando un modelo de clasificación de superficie (SCM, del inglés *surface classification model*), los cuales proporcionan una estimación espacial de la distribución de las superficies aterrazadas basándose en la pendiente y rugosidad de la topografía (Bowles y Cowgill, 2012). TerraceM-2 (Jara-Muñoz *et al.*, 2019) permite normalizar y combinar linealmente la pendiente y rugosidad para generar el SCM, de modo que las superficies planas y lisas son aisladas de las áreas ásperas y empinadas que representan rasgos erosivos como valles o acantilados. Los valles fueron removidos manualmente, debido a que los fondos de valles o quebradas pueden generar falsos positivos en la clasificación. Del mismo modo, si en una zona se reconocen terrazas fluviales o estructuras de bajo ángulo, deben ser también removidas.

Se definieron límites o valores de corte para las pendientes y rugosidades con el fin de normalizar la distribución de los parámetros morfométricos del modelo. Para las pendientes, se definió un valor de corte igual a 15°, mientras que el límite del coeficiente de aspereza fue definido como 0,5. Definir estos valores límites es esencial para este tipo de procedimientos y sus valores dependerán de las características del terreno estudiado y de lo que se pretenda obtener. Por las características de la superficie del Morro Mejillones, descartar pendientes mayores a 15° es suficiente para discriminar escarpes de las terrazas, drenajes e incluso posibles escarpes de fallas (Figura 3.4a). Debido al agrupamiento de las asperezas en rangos de 0,5, se definió el valor de corte mínimo posible (Figura 3.4b). Una vez las plataformas fueron separadas, se realizó una cruza de datos entre el SCM generado y la topografía. Este proceso permite estimar la distribución de las elevaciones de las terrazas. Finalmente, se genera un mapa con la distribución de las terrazas marinas a partir de los niveles interpretados como máximos.

3.2.3. Asignación de las terrazas a un determinado MIS

La parte más relevante del mapeo es interpretar una cronología de exposición de terrazas marinas en relación a las variaciones relativas del nivel del mar con los estadios isotópicos marinos (MIS). De las dataciones realizadas en el área de estudio, aquellas edades ¹⁰Be de exposición estimadas para el conjunto de terrazas altas resultaron ser mucho más jóvenes de lo esperado para terrazas marinas ubicadas a tal elevación. A raíz de esto, se decidió que el mapeo y correlación con los MIS de las terrazas estuviera enfocado exclusivamente en las terrazas bajas del Morro Mejillones.



Figura 3.4: Histogramas de clasificación de superficies para SCM. a) Histograma de pendientes indicando el valor de corte a los 15°. b) Histograma de aspereza y su valor de corte a los 0,5. La mayor concentración de los datos se encuentra en valores menores o iguales a 0,5.

La asignación a MIS para las terrazas mapeadas y datadas se realizó a partir de las curvas del nivel del mar relativo con el nivel actual publicadas por Siddall *et al.* (2006) y los autores citados en la compilación realizada en ese trabajo (Figura 3.5). De acuerdo a estas curvas, los MIS 9 y el MIS 13 están divididos en dos subestadios, a y c en cada caso. Esta información es relevante para complementar la interpretación de la cronología de secuencias de terrazas marinas preservadas.

3.3. DETERMINACIÓN DE TASAS DE ALZAMIENTO COSTERO

La estimación de tasas de alzamiento a partir de edades de terrazas marinas puede ser realizada siguiendo diferentes metodologías dependiendo del enfoque del estudio (Regard *et al.*, 2010). El estudio de Binnie *et al.* (2016), por ejemplo, utiliza la elevación del sitio de muestreo, sin recurrir a una extrapolación de la elevación del *shoreline angle* más próximo a esa ubicación, y la edad de exposición de la superficie estimada a partir de sus dataciones. Esta metodología es preferentemente utilizada en áreas de estudio donde la base de paleoacantilados se encuentra cubierta por coberturas sedimentarias, como los muy bien desarrollados abanicos aluviales del norte del Morro Mejillones, lo que dificulta la estimación de manera precisa de los *shoreline angles* de terrazas.



Figura 3.5: Compilación de las curvas de nivel del mar de los últimos 800 ka. Los números impares representan los estadios isotópicos marinos (MIS) de los periodos interglaciares. Modificado de Siddall *et al.* (2006).

En este trabajo, la determinación de tasas de alzamiento costero fue llevada a cabo utilizando las elevaciones de los *shoreline angles* que fueron calculadas a partir de lo descrito anteriormente en la sección 3.2., siguiendo la siguiente ecuación (Lajoie, 1986):

$$u = \frac{\Delta H}{T}$$
, $\Delta H = H_T - \delta H_{SL}$

El parámetro u corresponde a la tasa de alzamiento, ΔH corresponde al cambio en la elevación de la terraza desde el tiempo en la que fue expuesta, y T, a la edad de exposición de la terraza. El valor de ΔH se estima a partir de la diferencia entre H_T, correspondiente a la elevación de la terraza marina con respecto al nivel del mal actual, y δH_{SL} , que corresponde a la elevación eustática en el intervalo de tiempo de la terraza datada, es decir, al nivel relativo del mar a la edad a la cual la terraza estudiada fue expuesta. Además, el error estándar asociado a cada cálculo fue estimado siguiendo la siguiente ecuación (Gallen *et al.*, 2014):

$$SE(u)^2 = u^2 \left(\left(\frac{\sigma_{\Delta H}^2}{\Delta H^2} \right) + \left(\frac{\sigma_{tT}^2}{t_T^2} \right) \right)$$

SE(u) representa el valor del error estándar en función de la tasa de alzamiento determinada, de modo que $SE(u)^2$ corresponde a la varianza. El parámetro t_T representa la edad de la terraza σ_{tT} su error estándar.

Todas las tasas de alzamiento fueron calculadas utilizando los valores de nivel del mar relativo basados en la curva del nivel eustático global de Bintanja y van de Wal (2008), la cual representa el volumen de hielo global relativo de los últimos 3 Ma y corresponde a una de las curvas más detalladas que abarca todo el Pleistoceno (Figura 3.6). La base de datos publicada por los autores presenta los valores relativos del nivel mar en intervalos de 100 años. El valor del nivel del mar y su edad tomados de la curva para el cálculo de las tasas de alzamiento corresponde al máximo observado para cada MIS.

Para las incertidumbres en las tasas de alzamiento se asumió que las incertidumbres en las elevaciones de los máximos del nivel del mar pasado son de \pm 15 m del actual nivel del mar.



Figura 3.6: Serie de tiempo de 3 millones de años de volumen de hielo. Reconstrucción del nivel del mar o volumen de hielo global (verde), y las contribuciones de Eurasia (rojo) y Norteamérica (azul). m e.n.m.: metros equivalentes al nivel del mar. Modificado de Bintanja y van de Wal (2008).

3.4. ELABORACIÓN DE MODELOS DE EVOLUCIÓN DE PAISAJE (LEMs)

Diversos procesos geológicos que modifican el paisaje en sistemas costeros dominados por el oleaje, tales como las variaciones relativas del nivel del mar, transporte y depositación de sedimentos, deformaciones verticales, entre otros, han podido ser estudiados con la aplicación de modelos de evolución de paisaje (e.g., Anderson et al., 1999; Storms y Swift, 2003; Thébaudeau et al., 2013; Refice et al., 2012; Limber et al., 2018). El uso de LEMs para relieves costeros implican una gran ventaja para poder resolver y comprender los desplazamientos verticales en zonas afectadas por historias de tasas de alzamiento complejas, pues resultaría muy complejo usando métodos convencionales de análisis de terrazas marinas (Jara-Muñoz et al., 2019). Estos modelos también han sido aplicados para modelar el desarrollo de secuencias de terrazas marinas y obtener información con respecto a su cronología incluso cuando no se dispone de edades de exposición de las terrazas, o bien las dataciones disponibles no son suficientes (e.g., Jara-Muñoz et al., 2017; Bilbao-Lasa et al., 2019; Racano et al., 2020). Similar a lo observado en el área de estudio presentada en este trabajo, Racano et al. (2020) aplican estos modelos para simular si las terrazas marinas que estudiaron habrían sido formadas a tasas de alzamiento constantes o variables en el tiempo, considerando que solo disponían de una edad conocida para una terraza alta.

Los LEMs elaborados en este trabajo fueron realizados con la plataforma TerraceM-2 desarrollada por Jara-Muñoz *et al.* (2019). Este modelo corresponde a una versión adaptada a partir de los modelos de erosión por oleaje y disipación de energía formulados por Sunamura (1992), y que fueron posteriormente desarrollados por Anderson *et al.* (1999); considera la tasa de erosión del lecho marino como una función lineal de la tasa de disipación contra el fondo marino.

La geometría inicial del modelo es una pendiente sintética lineal en donde se construyen las terrazas; es relevante mencionar que, como parámetros de entrada, el usuario puede definir el ángulo de la pendiente y la resolución del modelo. El ángulo de pendiente utilizado se estimó a partir de una superficie relativamente limpia y extensa de oeste a este dentro del área de estudio, utilizando finalmente un valor aproximado igual a 5°. La difusión de la pendiente es un parámetro que puede ser incluido para tener en cuenta el efecto del clima local y la dinámica de procesos superficiales en la topografía (Hanks *et al.*, 1984), de esta forma es posible reproducir morfologías de terrazas marinas más realistas; sin embargo, en este trabajo, se utilizó una tasa de difusión de 0 m²/año, con el fin de visualizar la morfología escalonada de manera más detallada y evidente. Los modelos desarrollados en este trabajo consideran un valor de difusión igual a 0 cm/ka, lo que permite observar una geometría escalonada más notoria. La edad de superficie más antigua reportada en el área de estudio es de ~3 Ma, por lo que la historia de alzamiento del Morro Mejillones se abarca al menos un rango temporal desde los 3 Ma hasta el presente. Debido a esto, fue necesario que todos los modelos fueran elaborados a partir de la curva de nivel del mar de Bintanja y van de Wal (2008), que además es la más completa y extensa habilitada en el modelo utilizado.

A modo de representar la mayor cantidad de escenarios posibles e identificar la ocurrencia de cambios en las tasas de alzamiento en determinados periodos de tiempo, se aplicaron modelos con tasas constantes, en intervalos de 0,1 m/ka y de manera ascendente, desde 0,1 m/ka hasta 1,5 m/ka. Los modelos de tasas de alzamiento constante permitieron establecer límites claros en la aparición de algunos rasgos morfológicos característicos. Luego, se realizaron varios modelos con tasas de alzamiento variables en el tiempo, con el fin de observar los efectos en la evolución del paisaje principalmente en edades consideradas clave, como el MIS 15, MIS 11 y MIS 9c. Estos modelos fueron repetidos numerosas veces cada uno, y fueron posteriormente ajustados y comparados con los perfiles *swath* y *shoreline angles* estimados, siguiendo una metodología similar a la empleada por Racano *et al.* (2020).

4. RESULTADOS

4.1. EDADES ¹⁰BE COSMOGÉNICO DE TERRAZAS

Todas las edades estimadas y reportadas de manera inédita en este trabajo son el resultado de los análisis de laboratorio de muestras tomadas por un grupo de investigación del cual el profesor patrocinante de este tema formó parte (Tabla 4.1). Además de esta base de datos, y como fue descrito en el capítulo 3.1., se utilizaron los análisis de laboratorio reportados en Binnie *et al.* (2016) (Tabla 4.2), a partir de los cuales se obtuvieron nuevas edades debido al recálculo efectuado con las tasas de producción escaladas a partir de Lal (1991) modificada por Stone (2000).

4.1.1. Edades ¹⁰Be obtenidas a partir de muestras superficiales ricas en cuarzo

El muestreo para edades superficiales de exposición a partir del isótopo ¹⁰Be cosmogénico, se llevó a cabo casi en su totalidad en el área correspondiente al conjunto de terrazas marinas bajas, con excepción de dos muestras (MM02 y PSA) las cuales fueron tomadas en la rasa alta (Figura 4.1). Los resultados individuales de las edades de exposición obtenidas para las muestras inéditas, se indican en la Tabla 4.3. Aquellos resultados para las edades para las muestras inéditas, se indican en la Tabla 4.4.

Como fue señalado en el capítulo 3.1, la tasa de erosión utilizada para la estimación es de 0 m/Ma. Sin embargo, es importante resaltar que esto no implica que no haya procesos geomorfológicos actuando en las superficies.

Las muestras MM03, MM04, MM05 y MM06 se encuentran distribuidas en terrazas independientes separadas entre sí por escarpes correspondientes a paleoacantilados. Respectivamente, y de acuerdo a una sucesión típica de terrazas marinas emergidas, la muestra MM03 correspondería a la superficie más joven, mientras que la muestra MM06 pertenecería a la terraza más vieja de este conjunto. Las muestras MM corresponden a amalgamas de varios clastos de cuarzo, mientras que PSA y PSB corresponden a muestras de *bedrock* ricas en cuarzo.

Muestra	Latitud	Longitud	Elevación (ms.n.m.)	Elevación/2 (ms.n.m.)	Tamaño de grano (cm)	Densidad (g/cm ³)	<i>Shielding</i> topográfico	Concentración ¹⁰ Be (x10 ³ at/g)	Incert. conc. ¹⁰ Be (x10 ³ at/g)	Estándar
MM02	-23,072	-70,523	414	207	2,7	2,6	1,00	1004,8	32,5	NIST_27900
MM03	-23,048	-70,527	105	52,5	2,7	2,6	1,00	839,4	27,0	NIST_27900
MM04	-23,051	-70,525	164	82	2,7	2,6	1,00	1347,1	45,8	NIST_27900
MM05	-23,052	-70,524	182	91	2,7	2,6	1,00	1116,1	36,3	NIST_27900
MM06	-23,053	-70,522	205	102,5	2,7	2,6	1,00	1523,6	47,6	NIST_27900
PSA-1	-23,064	-70,524	390	195	2,5	2,6	1,00	1330	20,9	NIST_30600
PSA-2	-23,064	-70,524	390	195	2,5	2,6	1,00	1690	24,9	NIST_30600
PSA-3	-23,064	-70,524	390	195	2,5	2,6	1,00	1490	23,7	NIST_30600
PSB-1	-23,055	-70,527	258	129	2,5	2,6	1,00	1210	18,5	NIST_30600
PSB-2	-23,055	-70,527	258	129	2,5	2,6	1,00	1250	19,4	NIST_30600
PSB-3	-23,055	-70,527	258	129	2,5	2,6	1,00	1440	21,7	NIST_30600

Tabla 4.1: Sitios de muestreo para guijarros superficiales de cuarzo inéditos. Se incluyen los datos de entrada correspondientes al análisis de ¹⁰Be para las muestras estudiadas y que fueron utilizados en la calculadora CRONUS-Earth v2.1 (Balco *et al.*, 2008). Incert. conc: Incertidumbre de la concentración.

Tabla 4.2: Sitios de muestreo para dataciones de¹⁰**Be cosmogénico publicados en Binnie** *et al.* (2016). Se incluyen los datos de entrada correspondientes al análisis de ¹⁰Be para cada una de las muestras y submuestras que fueron utilizados para recalcular las edades con la calculadora CRONUS-Earth v2.1 (Balco *et al.*, 2008).

Muestra	Latitud	Longitud	Elevación (ms.n.m.)	Elevación/2 (ms.n.m.)	Tamaño de grano (cm)	Densidad (g/cm ³)	<i>Shielding</i> topográfico	Concentración ¹⁰ Be (x10 ³ at/g)	Incert. conc. ¹⁰ Be (x10 ³ at/g)	Estándar
MJ12B-1a	-23,086	-70,579	25	12,5	3,5	2,65	1	817,6	28,1	KNSTD
MJ12B-1b	-23,086	-70,579	25	12,5	2,3	2,65	1	976,8	33,7	KNSTD
MJ12B-1c	-23,086	-70,579	25	12,5	2,2	2,65	1	898,4	31,2	KNSTD
MJ12B-1d	-23,086	-70,579	25	12,5	2,8	2,65	1	996,3	33,9	KNSTD
MJ12B1e	-23,086	-70,579	25	12,5	1,8	2,65	1	1204	42,5	KNSTD
MJ12B-1f	-23,086	-70,579	25	12,5	1,7	2,65	1	862,8	32	KNSTD
MJ12B-1g	-23,086	-70,579	25	12,5	2,4	2,65	1	842,6	30,6	KNSTD
MJ12B-1h	-23,086	-70,579	25	12,5	1,7	2,65	1	834,2	31,6	KNSTD
MJ12B-1i	-23,086	-70,579	25	12,5	2,6	2,65	1	903,8	33,4	KNSTD
MJ12-002a	-23,061	-70,546	63	35	3	2,65	0,9998	1240	42,2	KNSTD
MJ12-002b	-23,061	-70,546	63	35	1,3	2,65	0,9998	1628	55,9	KNSTD
MJ12-002c	-23,061	-70,546	63	35	1,8	2,65	0,9998	1136	39,7	KNSTD
MJ12-002d	-23,061	-70,546	63	35	3	2,65	0,9998	929,1	31,9	KNSTD

Tabla 4.2: Continuación.

MJ12-002f	-23,061	-70,546	63	35	2	2,65	0,9998	1231	42,3	KNSTD
MJ12-002e	-23,061	-70,546	63	35	2,5	2,65	0,9998	1080	36,6	KNSTD
MJ12-002g	-23,061	-70,546	63	35	2,5	2,65	0,9998	1178	39,7	KNSTD
MJ12-002h	-23,061	-70,546	63	35	1,5	2,65	0,9998	1200	40,8	KNSTD
MJ12-002j	-23,061	-70,546	63	35	1,3	2,65	0,9998	1148	39,3	KNSTD
MJ12-002k	-23,061	-70,546	63	35	1,2	2,65	0,9998	1083	37,8	KNSTD
MJ12B-2a	-23,061	-70,544	77	35	2,6	2,65	0,9998	1118	37,8	KNSTD
MJ12B-2b	-23,061	-70,544	77	35	1,8	2,65	0,9998	899,8	30,7	KNSTD
MJ12B-2c	-23,061	-70,544	77	35	1,4	2,65	0,9998	1421	47,2	KNSTD
MJ12B-2d	-23,061	-70,544	77	35	1,8	2,65	0,9998	1337	44,7	KNSTD
MJ12B-2e	-23,061	-70,544	77	35	1,5	2,65	0,9998	1199	44,1	KNSTD
MJ12B-2g	-23,061	-70,544	77	35	1,3	2,65	0,9998	1117	43,2	KNSTD
MJ12B-2h	-23,061	-70,544	77	35	1,5	2,65	0,9998	1216	44,1	KNSTD
MJ12B-2i	-23,061	-70,544	77	35	5	2,65	0,9998	1097	51,4	KNSTD
MJ12-003a	-23,065	-70,539	141	70,5	1,8	2,65	0,9997	1699	58	KNSTD
MJ12-003b	-23,065	-70,539	141	70,5	1,4	2,65	0,9997	1539	52,7	KNSTD
MJ12-003c	-23,065	-70,539	141	70,5	2	2,65	0,9997	1555	52	KNSTD
MJ12-003d	-23,065	-70,539	141	70,5	1,8	2,65	0,9997	1555	52,5	KNSTD
MJ12-003e	-23,065	-70,539	141	70,5	0,9	2,65	0,9997	1847	61,6	KNSTD
MJ12-003f	-23,065	-70,539	141	70,5	2	2,65	0,9997	1607	54,6	KNSTD
MJ12-003g	-23,065	-70,539	141	70,5	2	2,65	0,9997	1420	48,1	KNSTD
MJ12-003h	-23,065	-70,539	141	70,5	1,3	2,65	0,9997	1406	48,4	KNSTD
MJ12-003k	-23,065	-70,539	141	70,5	0,9	2,65	0,9997	1723	61,3	KNSTD
MJ12-003l	-23,065	-70,539	141	70,5	1,1	2,65	0,9997	1479	50,3	KNSTD
MJ12-001b	-23,046	-70,511	288	144	1,9	2,65	1	1534	53,1	KNSTD
MJ12-001c	-23,046	-70,511	288	144	1,8	2,65	1	1793	62,3	KNSTD
MJ12-001d	-23,046	-70,511	288	144	2,5	2,65	1	1641	56,7	KNSTD
MJ12-001g	-23,046	-70,511	288	144	1,5	2,65	1	1337	50,8	KNSTD
MJ12-001e	-23,046	-70,511	288	144	1,5	2,65	1	1253	45,3	KNSTD
MJ12-001f	-23,046	-70,511	288	144	1,3	2,65	1	1291	53,7	KNSTD
MJ12-001h	-23,046	-70,511	288	144	1,3	2,65	1	1278	48,8	KNSTD
MJ12-001i	-23,046	-70,511	288	144	0,6	2,65	1	1205	56,7	KNSTD



Figura 4.1: Mapa de distribución de edades ¹⁰**Be.** Se muestra la ubicación y los valores estimados para edades inéditas, tanto muestras de guijarros de cuarzo tomadas en *bedrock* como para perfiles profundos, y para las edades recalculadas a partir de Binnie *et al.* (2016) utilizando las tasas de producción escaladas a partir de Lal (1991), modificado por Stone (2000) y tasas de erosión de 0 m/Ma.

A partir de lo anterior, se obtuvieron edades de $303,09 \pm 28,21$ ka para MM03, 498,81 \pm 49,22 ka para MM04, 400,96 \pm 38,33 ka para MM05 y 564,39 \pm 55,96 ka para MM06, resultados que permitirían inferir al menos cuatro niveles de terrazas distintos. Por otro lado, la muestra MM02, ubicada en una superficie bastante elevada asociada a las terrazas altas y, por consiguiente, más antigua, entregó una edad de 325,01 \pm 30,47 ka, edad que resulta ser mucho más joven que lo que se esperaría para una terraza ubicada a tal elevación, en comparación con las más bajas, considerando una secuencia lógica de abandono de terrazas marinas.

Tabla 4.3: Edades ¹⁰**Be cosmogénico estimadas para muestras inéditas.** Como dato de entrada en la calculadora, se utilizó la mitad de la elevación del punto de muestreo a modo de tener en consideración el alzamiento tectónico de las terrazas (Strobl *et al.*, 2014, en Binnie *et al.*, 2016). Para la determinación de las edades se asumió una erosión de 0 m/Ma.

Muestra	Edad de exposición (ka) Lal-Stone	Incertidumbre interna (ka) 1σ	Incertidumbre 1σ total (ka)	Edad promedio ponderada (ka)	Mejor ajuste gaussiano (ka)
MM02	325,01	11,43	30,47	325,01 ±	= 30,47
MM03	303,09	10,55	28,21	303,09 ±	- 28,21
MM04	498,81	19,31	49,22	498,81 ±	= 49,22
MM05	400,96	14,45	38,33	400,96 ±	: 38,33
MM06	564,39	20,4	55,96	564,39 ±	= 55,96
PSA-1	403,28	7,7	36,57		
PSA-2	528,03	9,77	49,31	453 + 50	458 + 69
PSA-3	457,77	8,97	42,12	433 ± 30	450 ± 07
PSB-1	383,57	7,09	34,55		
PSB-2	397,59	7,49	35,97	410 + 34	390 + 15
PSB-3	465,59	8,66	42,81	110 ± 54	070 ± 10

Las edades para PSA y PSB fueron estimadas a partir de los promedios ponderados con el mejor ajuste gaussiano de tres muestras tomadas respectivamente en cada punto (Tabla 4.3 y Anexo I). Estos ajustes gaussianos y sus errores 1σ asociados son el resultado de 1.000 iteraciones realizadas con MATLAB[®]. Para la muestra PSA se estimó una edad de 458 ± 69 ka mientras que para PSB se obtuvo una edad de 390 ± 15 ka, ambas representando el mejor ajuste gaussiano modelado. La muestra PSA, similar a lo ocurrido con la muestra MM02, fue tomada en una terraza asociada a la rasa alta, ubicándose a una elevación de 390 ms.n.m.a. (Tabla 4.1 y Figura 4.1). Una posible explicación a los resultados obtenidos de las dataciones para PSA y MM02, ubicadas terraza de la rasa alta, es que las muestras analizadas hayan estado fuertemente afectadas por erosión, alterando las concentraciones de ¹⁰Be e induciendo errores en la estimación de edades. Sin embargo, valores de edades tan alejados comparado con lo esperable, requerirían tasas de erosión relativamente altas, cercanas a 1-2 m/Ma.

Respecto a las terrazas de la rasa alta, se han descrito depósitos marinos que preservan fósiles que datan del Plioceno, dispuestos en niveles de terrazas ubicadas a mayor elevación (~480 ms.n.m.) con respecto a PSA y MM02. Estos fósiles corresponderían a una asociación faunística muy característica de aguas cálidas (moluscos de la fauna TAMA, del inglés *thermally anomalous molluscan assemblages*), dentro de los que se han descrito *Glycymeris ovatus* y *Trachycardium*; esta capa, correspondiente a un conglomerado fosilífero, se encuentra superpuesta por un horizonte de sedimento con un espesor de 30 m, que podría haber requerido de hasta ~1 Ma para su acumulación (Cortés, 2012). Depósitos de esta asociación faunística han sido reconocidos y datados en 1,1-1,6 Ma en el sector sur de la Península de Mejillones

(Victor *et al.*, 2011). Cortés (2012) sugiere una edad máxima de ~2,5 Ma y una edad mínima de ~1,4 Ma para el horizonte fosilífero. Extrapolando estos datos y considerando la posición de estos depósitos descritos, las muestras PSA y MM02 datadas en el presente trabajo estarían asociadas a terrazas más jóvenes, sin embargo, con una edad esperable con rango que abarcaría desde el Pleistoceno temprano (~1.4 Ma). La evidencia sugiere que toda la secuencia de terrazas altas se habría preservado en un periodo comprendido entre el Plioceno hasta hace ~1 Ma.

En el presente trabajo, tal como está descrito en el capítulo 3.1., todas las edades reportadas en Binnie *et al.* (2016), tanto de guijarros individuales como de edades ponderadas, fueron recalculadas utilizando la misma base de datos de los autores y las tasas de producción escaladas con el factor de Lal (1991), modificado por Stone (2000) (Tabla 4.2). Para facilitar la comparación de las nuevas edades estimadas y las reportadas por los autores, se mantuvo la misma nomenclatura de los códigos de las muestras originales. Las edades individuales descartadas, tanto para la estimación de los promedios ponderados como para la estimación de los mejores ajustes gaussianos en cada muestra, resultaron ser las mismas que fueron rechazadas en el estudio de Binnie *et al.* (2016) (Tabla 4.4).

Según Binnie *et al.* (2016), debido a que las terrazas fueron emergidas desde el mar, la edad de exposición estimada de guijarros individuales debiese, idealmente, ser igual a la edad de la terraza en sí. Sin embargo, hay procesos geológicos que podrían hacer de esa edad una edad más joven o más antigua que la edad real de la terraza, tales como desentierro o erosión de guijarros, y la herencia de nucleidos desde lugares más altos, respectivamente. Es por esta razón que en el estudio de Binnie *et al.* (2016), para cada punto, se tomaron entre ocho a diez muestras. Siguiendo la metodología empleada por Binnie *et al.* (2016), a modo de minimizar la influencia de estos sesgos en la estimación de edades ponderadas de las terrazas para muestreos tan amplios, aquellas muestras con una desviación mayor a dos desviaciones estándar de la media son rechazadas, a partir del testeo mediante el criterio estadístico de Chauvenet para descartar datos atípicos.

Las edades de exposición ¹⁰Be de las muestras MJ12B-1, asociadas a la terraza T1 de los autores, entregan un valor de 325 ± 30 ka a partir del mejor ajuste gaussiano de la media ponderada. Las muestras MJ12-002, correspondientes a la terraza T2a de los autores, permiten estimar una edad de 435 ± 37 ka. Para terraza T2b de los autores, representada por las muestras MJ12B-2, se obtuvo una edad de 442 ± 59 ka. Finalmente, para las muestras MJ12-003 (terraza T5a de Binnie *et al.*, 2016) se estimó una edad de 587 ± 66 ka, mientras para MJ12-001 (terraza

Tabla 4.4: Edades ¹⁰**Be cosmogénico recalculadas publicadas en Binnie** *et al.* (2016). Muestras marcadas con * corresponden a muestras descartadas a partir del criterio de Chauvenet. Al igual que los autores originales, se utilizó la mitad de la elevación del punto de muestreo a modo de tener en consideración el alzamiento tectónico de las terrazas (Strobl *et al.*, 2014, en Binnie *et al.*, 2016). Para la determinación de las edades se asumió una erosión de 0 m/Ma. El recálculo involucró el uso de los modelos de Lal (1991), modificado por Stone (2000).

Muestra	Edad de exposición (ka)	Incert. interna (ka) 1σ	Incert. total (ka) 1σ	Edad promedio ponderada (ka)	Mejor ajuste gaussiano (ka)	Edad original de Binnie <i>et al.</i> (2016)
MJ12B-1a	306.32	11.39	28.8			
MJ12B-1b	367,88	13,95	35,17			
MJ12B-1c	335,43	12,69	31.83			
MJ12B-1d	377,64	14,16	36,11			
MJ12B1e*	461,98*	18,37	45,41	330 ± 25	325 ± 30	269 ± 21
MJ12B-1f	319,6	12,86	30,55			
MJ12B-1g	313,42	12,33	29,8			
MJ12B-1h	308,15	12,63	29,48			
MJ12B-1i	338,82	13,66	32,52			
MJ12-002a	474,11	18,23	46,47			
MJ12-002b*	638,45*	25,87	65,42			
MJ12-002c	425,09	16,57	41,33			
MJ12-002d	344,28	12,91	32,69			
MJ12-002f	465,95	18,05	45,65	418 + 41	435 + 37	344 + 33
MJ12-002e	404,42	15,21	38,92		400 2 07	511 ± 55
MJ12-002g	445,5	16,84	43,29			
MJ12-002h	450,72	17,21	43,92			
MJ12-002j	428,16	16,36	41,53			
MJ12-002k	400,95	15,51	38,74			
MJ12B-2a	420,62	15,85	40,63			
MJ12B-2b	328,96	12,21	31,09			
MJ12B-2c	545,55	20,86	54,29			
MJ12B-2d	510,7	19,48	50,41	424 ± 67	442 ± 59	356 ± 54
MJ12B-2e	450,3	18,6	44,44			
MJ12B-2g	415,31	17,87	41			
MJ12B-2h	457,47	18,66	45,13			
MJ12B-21	420,86	21,97	43,4			
MJ12-003a MJ12-003b	055,92 580 10	20,45	07,22 58 54			
MI12-0030	500 53	23,09	50,52			
MJ12-003d	590,55	23,01	59,52			
MI12-003u MI12-003e	716.13	23,10	74 57			
MJ12-003f	613.63	20,70	62 37	589 ± 55	587 ± 66	486 ± 47
MJ12-003g	531.76	20.66	52,89			
MJ12-003h	522.36	20.58	51.96			
MJ12-003k	659.14	27.83	68.31			
MJ12-003l	552,56	21,68	55,3			
MJ12-001b	545,2	21,73	54,62			
MJ12-001c	653,29	26,9	67,36			
MJ12-001d	592,75	23,88	60,1			
MJ12-001g*	464,59*	19,9	46,32	500 - 42	502 - 72	401 42
MJ12-001e*	432,01*	17,45	42,34	590 ± 43	392 ± 62	481 ± 43
MJ12-001f*	445,87*	20,8	45,04			
MJ12-001h*	440,85*	18,86	43,73			
MJ12-001i*	410,27*	21,45	42,28			

T5b de Binnie *et al.*, 2016), se obtuvo una edad de 592 ± 62 ka. De este modo, la superficie representada por la muestra MJ12B-1 (T2a) corresponde a la terraza más joven del área de estudio, mientras que las superficies asociadas a las muestras MJ12-003 (T2a) y MJ12-001 (T2b) corresponden a una misma terraza, siendo la más antigua data asociada al conjunto de terrazas bajas, y la superficie más elevada del mismo grupo.

Es relevante señalar que estas últimas cinco edades, debido a la cantidad de muestras analizadas por puntos y a la metodología empleada para estimar la edad de la superficie, corresponden a las edades más confiables para este estudio. A su vez, se puede observar que mientras más antigua es la terraza datada, mayor dispersión se observa en las edades individuales estimadas.

4.1.2. Edades ¹⁰Be obtenidas a partir de perfiles profundos

Según Braucher et al. (2003), el tiempo requerido para alcanzar la concentración de ¹⁰Be en estado estacionario, considerando las partículas de muones en profundidad, es mucho más largo que en superficie, donde los neutrones son las partículas predominantes en el total de la producción de nucleidos cosmogénicos. Por lo tanto, si la tasa de denudación aumenta hacia profundidad, implica que el estado estacionario aún no ha sido alcanzado, permitiendo entonces la estimación de una edad de exposición para esa superficie; en caso contrario, si la tasa de denudación se mantiene constante a medida que aumenta la profundidad, es decir, que el estado estacionario ha sido alcanzado, solo será posible determinar una edad mínima del abandono de la terraza (Braucher et al., 2009; Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2016). En el presente estudio, sin embargo, las tasas de denudación para los perfiles profundos no han sido estimadas. Por otra parte, el perfil HM-1 solo presenta una muestra ubicada a los 30 cm de profundidad. Al no haber un control con tasas de erosión, no fue posible evaluar si las superficies se encontraban o no en equilibrio secular; para considerar el mayor rango de edad posible, se asumió un estado estacionario para los cuatro perfiles analizados, de modo que las edades determinadas y reportadas a continuación corresponderán a edades mínimas de abandono de las terrazas respectivas.

Los cuatro perfiles profundos analizados fueron realizados exclusivamente en el área abarcada por las terrazas bajas (Figura 4.1). Los resultados de los análisis utilizados para las simulaciones están descritos en la Tabla 4.5. Las edades mínimas y máximas definidas para la

Tabla 4.5: Sitios de muestreo y datos del ¹⁰Be cosmogénico de los perfiles profundos. El factor de *shielding* topográfico es igual a 1 para todos los sitios de muestreo. Para todas las muestras, el estándar utilizado es STD11. Se ha utilizado una densidad de 2,6 g/cm³ para los cuarzos de todas las muestras. Incert. conc: Incertidumbre de la concentración.

Muestra	Latitud	Longitud	Elevación (ms.n.m.)	Grosor (cm)	Profundidad (cm)	Concentración de ¹⁰ Be (at/g)	Incert. conc. ¹⁰ Be (at/g)
HM-1a	-23,088	-70,574	29	2,7	30	703319	26003
HM-2a	-23,089	-70,570	85	2,7	5	890362	29429
HM-2b	-23,089	-70,570	85	2,7	40	635607	19836
HM-2c	-23,089	-70,570	85	2,7	80	411338	12950
HM-2d	-23,089	-70,570	85	2,7	190	104518	4999
HM-3a	-23,076	-70,553	104	2,7	15	804006	32540
HM-3b	-23,076	-70,553	104	2,7	40	604392	18985
HM-3c	-23,076	-70,553	104	2,7	75	382065	12064
HM-3d	-23,076	-70,553	104	2,7	190	104895	4671
HM-4a	-23,065	-70,539	171	2,7	10	1248411	37045
HM-4b	-23,065	-70,539	171	2,7	43	911298	33594
HM-4c	-23,065	-70,539	171	2,7	110	342940	10881
HM-4d	-23,065	-70,539	171	2,7	190	131304	4716

simulación involucran rangos amplios, sin embargo, en todos los casos se tuvo en consideración las dataciones previamente realizadas en el capítulo 4.1.1. Los valores mínimos para el parámetro χ^2 , en cada caso, junto con los valores máximos de tasas de erosión y las tasas de producción por espalación, fueron determinados a partir de lo descrito en el capítulo 3.1.3.; los valores utilizados de estos parámetros para cada perfil se muestran en la Tabla 4.6.

Las edades determinadas con la simulación son el resultado de funciones de densidad de probabilidad Bayesianas (PDF, por sus siglas en inglés *probability density function*), donde los valores Bayesianos 2σ representan la incertidumbre de los resultados simulados (Anexo I). Los valores Bayesianos 2σ inferiores corresponderían a edades mínimas, si es que las concentraciones de ¹⁰Be se encuentran en equilibrio secular; por lo mencionado previamente, este sería el caso para todos los cuatro perfiles verticales simulados en este trabajo (Tabla 4.7).

El perfil HM-1 es el único perfil al que no ha sido posible llevar a cabo una simulación de manera confiable, al no haber más muestras en profundidad. A pesar de esto, con el único dato se determinó una edad mínima > 253,2 ka. El resto de los perfiles, correspondientes a HM-2, HM-3 y HM-4, responden a una típica disminución exponencial en la concentración de ¹⁰Be en profundidad, lo cual es esperado en este tipo de estudios (Figura 4.2).

Límites	HM-1	HM-2	HM-3	HM-4
Valor de corte de χ^2	1	33	3	14
Tasa de erosión mínima (cm/ka)	0	0	0	0
Tasa de erosión máxima (cm/ka)	0,7	0,2	0,2	0,1
Erosión mínima total (cm)	0	0	0	0
Erosión máxima total (cm)	500	500	100	60
Edad mínima (ka)	250	300	280	390
Edad máxima (ka)	450	600	600	650
Tasa de producción por espalación específica del sitio (at/g/a)	3,52643	3,68168	3,73469	3,93043

Tabla 4.6: Parámetros utilizados para el simulador de perfiles profundos de Hidy *et al.* (2010). Cada simulación Monte Carlo fue resultado de 100.000 soluciones obtenidas para una.

Tabla 4.7: Edades ¹⁰Be modeladas para las muestras de perfiles profundos. Los valores respresentan las mejores soluciones del modelado del simulador de perfiles profundos para ¹⁰Be (Hidy *et al.*, 2010). Los valores superiores e inferiores de los Bayesianos 2σ representan el 95% de las incertidumbres de los valores Bayesianos más probables.

	Edad (ka)	Herencia (10 ⁴ at/g)	Tasa de erosión (m/Ma)
HM-1			
Bayesiano más probable	321,7	49,46	1,4
Bayesiano 2σ superior	444,3	49,34	5,5
Bayesiano 2σ inferior	253,2	3,31	0,2
HM-2			
Bayesiano más probable	371,7	0,22	1,2
Bayesiano 25 superior	571,1	2,82	1,7
Bayesiano 2σ inferior	303,8	NaN	0,1
HM-3			
Bayesiano más probable	367	0,78	1,3
Bayesiano 2σ superior	566,3	2,8	1,7
Bayesiano 2σ inferior	295,2	0,03	0,1
HM-4			
Bayesiano más probable	440,9	0	0,2
Bayesiano 2 st superior	612	2,27	0,8
Bayesiano 2σ inferior	412,5	NaN	0

Entonces, asumiendo que las concentraciones de ¹⁰Be en HM-2, HM-3 y HM-4 han alcanzado el equilibrio secular, se determinan edades de exposición mínimas para las terrazas asociadas a los respectivos perfiles correspondientes a > 303,8 ka para HM-2, una edad mínima > 295,2 ka para HM-3 y finalmente > 412,5 ka para el perfil HM-4. Cabe destacar que los perfiles HM-2 y HM-3 están asociados al mismo nivel de terraza, por lo cual ambos resultados estarían representando una misma edad relativa.



Figura 4.2: Modelamiento de perfiles profundos para edades ¹⁰**Be.** Estos perfiles, realizados con el código de Hidy *et al.* (2010), muestran la variación de la concentración del isótopo ¹⁰Be y su comportamiento en función de la profundidad para las cuatro muestras analizadas.

Adicionalmente, resulta interesante observar que a pesar de que HM-2 y HM-3 fueron realizados en la misma superficie, el valor de χ^2 mínimo definido para HM-3 es mucho menor al valor determinado para el perfil HM-2, sugiriendo que los clastos analizados en HM-3 se ajustan de mucho mejor manera al modelo. Además, descartando la muestra de HM-1, el valor de χ^2 mínimo del perfil HM-3 es el más bajo. A su vez, las cuatro muestras del perfil HM-3 caen exactamente dentro de la curva exponencial modelada con el simulador, a diferencia de los perfiles HM-2 y HM-4, los cuales muestran dos y un punto, respectivamente, levemente desplazados por fuera de la curva, pero manteniendo la misma tendencia representada por la función de distribución (Figura 4.2).

4.2. DISTRIBUCIÓN DE TERRAZAS Y ASIGNACIÓN A MIS

4.2.1. Perfiles swath y mapeo de shoreline angles

Para poder determinar de manera mucho más eficiente y certera los distintos niveles de terrazas presentes en la zona del Morro Mejillones, se construyeron y analizaron un total de 43 perfiles *swath* distribuidos de manera que abarquen la mayor parte posible de área, procurando que cubran ambas rasas, baja y alta, del Morro Mejillones, y que registren la mayor cantidad de quiebres en la pendiente para facilitar la identificación de niveles aterrazados. A pesar de que este trabajo está principalmente enfocado en las terrazas de la rasa baja, es importante describir y tener una noción de las terrazas preservadas en la rasa alta. Por esta razón, solo algunos perfiles están enfocados en el análisis de esa zona. El ancho de cada perfil es variable, y depende principalmente de la ocurrencia o no de rasgos geomorfológicos (drenajes, por ejemplo) que pudieran interferir en la posterior identificación de los ángulos de línea de costa. Aspectos geomorfológicos de la superficie tales como la abundancia de drenajes, estructuras geológicas, prominentes diques y depósitos aluviales presentes en la zona, pueden conducir a errores en la interpretación de niveles de terrazas. Por lo tanto, el mapa de distribución de los *shoreline angles* identificados y, por lo tanto, los datos de elevación estimados, son el resultado final de una serie de correcciones y varias repeticiones de los experimentos (Figura 4.3 y Anexo II).

El análisis detallado de las terrazas bajas permite identificar la presencia de al menos cinco niveles de terrazas, denominados preliminarmente TB-1, TB-2, TB-3, TB-4 y TB-5; la


Figura 4.3: Mapa de distribución de *shoreline angles***.** Se identifican cinco niveles asociados a las terrazas bajas, denominados con las siglas TB, y cuatro niveles asociados a las terrazas altas, denominados con las siglas TA. Las líneas segmentadas representan la zona inferida contenida por los *shoreline angles* mapeados, correspondientes a las diferentes terrazas.

terraza TB-1 corresponde al nivel más elevado de los cincos, mientras que TB-5 al nivel ubicado a menor elevación, por consiguiente, sería la terraza más joven del grupo. Los *shoreline angles* asociados a TB-1 son los más sencillos de identificar, debido al gran paleoacantilado, cuya base se coincide con la parte más emergida de dicha terraza. Las terrazas TB-2 y TB-5 están muy bien preservadas en toda su extensión de norte a sur en el área de estudio, lo que permite una fácil identificación de ambos *shoreline angles*, con excepción de una zona de no mucha extensión en el sector norte del área, en donde el límite entre TB-1 y TB-2 no está claro. A pesar del alto grado de preservación de estas terrazas marinas, el nivel TB-4 está ampliamente cubierto por depósitos de abanicos aluviales, lo que dificulta definir de manera precisa su morfología y extensión lateral en los sectores centrales y hacia el sur del área de estudio.

Para el grupo conformado por las terrazas altas, se infieren al menos cuatro niveles de terrazas preservados; sin embargo, la asociación con un nivel específico resulta complejo. A su vez, no se preservan escarpes bien definidos como ocurre con las terrazas bajas. Por esta razón, particularmente las terrazas denominadas TA-3 y TA-4 son solo asociaciones tentativas, y no necesariamente representan niveles distintos, o bien, el nivel mencionado (nivel TA-4 en P19).

Los resultados de las elevaciones de todos los *shoreline angles* mapeados se encuentran tabulados en la Tabla AII.1 en Anexo II. A modo de ejemplo, se presentan a continuación los resultados para los perfiles, de norte a sur, P43, P31, P22 y P25 (Tabla 4.8); estos mismos perfiles se utilizarán más adelante en la determinación de tasas de alzamiento acumulado para estos segmentos del área de estudio. En particular, el perfil P43 corresponde a una sección que permite observar claramente los cinco niveles de terrazas mapeados para esta zona (Figura 4.4).

Perfil swath	Nivel Mapeado	UTM_X (m)	UTM_Y (m)	Distancia a lo largo del <i>swath</i> (m)	Elevación (ms.n.m.)	σ1 (m)	Terraza inferida
43	1	344678,06	7448046,93	2673,22	300,45	3,49	TB-1
43	2	344012,50	7449606,77	977,31	210,43	0,64	TB-2
43	3	343903,54	7449862,13	699,68	184,07	1,46	TB-3
43	4	343838,55	7450014,45	534,08	167,68	1,67	TB-4
43	5	343728,66	7450272,00	254,06	121,89	1,51	TB-5
31	1	342545,76	7446756,39	2458,59	261,80	3,64	TB-1
31	2	341347,43	7447410,03	1093,59	155,17	0,21	TB-2
31	3	341215,35	7447482,07	943,14	127,05	1,24	TB-3
31	4	340496,95	7447873,92	124,82	62,88	1,67	TB-5
22	1	341449,01	7444970,90	2784,35	241,39	1,40	TB-1
22	2	340797,03	7445112,64	2117,14	184,31	1,33	TB-2
22	3	340651,45	7445144,29	1968,16	162,65	0,83	TB-3
22	4	338812,48	7445544,06	86,23	62,87	0,34	TB-5
25	1	342416,37	7443066,06	4131,99	459,12	1,34	TA-3
25	2	342223,44	7443072,95	3938,93	454,62	1,40	TA-4
25	3	341410,07	7443102,00	3125,04	310,09	3,38	TB-1
25	4	340033,94	7443151,15	1748,04	189,15	2,57	TB-2
25	5	339842,64	7443157,98	1556,62	158,74	1,04	TB-3
25	6	339142,25	7443182,99	855,78	88,96	1,27	TB-4

Tabla 4.8: Ubicación y elevación (ms.n.m.) de los *shoreline angles* **de los** *swath* **P43, P31, P22 y P25.** El nivel 1 de los niveles mapeados corresponde siempre al nivel más elevado identificado para ese respectivo perfil *swath*. TB: Terraza baja. TA: Terraza alta.



Figura 4.4: Mapeo de los shoreline angles identificados en el perfil swath P43. En este ejemplo se detalla el mapeo manual de los cinco ángulos de línea de costa, con los valores de sus elevaciones y errores asociados modelados con la interfaz TerraceM-2 para MATLAB[®] (Jara-Muñoz *et al.*, 2019).

A partir de estos resultados, se observa una disminución en la elevación de norte a sur, y específicamente entre P43 y P22, para una misma terraza inferida. Las mayores elevaciones tienden a estar concentradas en el sector norte del área (P43), mientras que las menores elevaciones se observan hacia el sur del área de estudio (P22), sugiriendo un leve basculamiento orientado hacia el sur. Esta tendencia se mantiene en todos los perfiles trazados desde el norte hasta el perfil P22. Sin embargo, con los datos de P25 se observa que las elevaciones de los distintos niveles aterrazados vuelven a aumentar hacia el extremo sur del área. En efecto, las elevaciones medidas comienzan a aumentar desde el perfil P32, ubicado inmediatamente al sur de P22 (Figura 4.3), manteniendo la misma tendencia en todos los perfiles ubicados al sur de P32 (esta información puede ser observada, con mayor detalle, en la Tabla AII.1 en Anexo II).

A modo general, se han estimado las elevaciones medias para los cinco niveles de terrazas expuestas en la rasa baja. La terraza TB-1, correspondiente a la superficie más elevada del conjunto de terrazas bajas, tiene una elevación media de $272,48 \pm 2,90$ ms.n.m.; TB-2, por su parte, muestra una elevación media de $181,86 \pm 1,54$ ms.n.m.; TB-3, una media de $157,11 \pm 1,78$ ms.n.m.; para TB-4, por otro lado, se estimó una elevación media de $143,55 \pm 1,62$ ms.n.m.; finalmente, TB-5 se encuentra, en promedio, a una elevación de $87,35 \pm 1,15$ ms.n.m. De manera particular, TB-1 registra su mayor elevación en el perfil P3, alcanzando los $317,41 \pm 1,38$ ms.n.m. (Tabla AII.1 en Anexo II), pero predominantemente encuentra a una elevación de ~ 300 ms.n.m. (P5) a elevaciones tan bajas como unos ~ 44 ms.n.m. (P17), siendo la terraza

expuesta que muestra la mayor diferencia de cota en el área. Al comparar los datos de elevaciones máximas y promedio de cada una de estas cinco terrazas, se observa claramente que las elevaciones medias alcanzan valores considerablemente menores a las máximas elevaciones determinadas, evidenciando que hay zonas dentro del área de estudio que registran elevaciones por debajo de la media.

4.2.2. Mapeo semi-automatizado con modelos de clasificación de superficie (SCM)

Considerando los parámetros estipulados previamente en el capítulo 3.2.2., el modelo identifica al menos once niveles distintivos de terrazas, de los cuales seis estarían distribuidos en el área de las terrazas bajas, y las otras cinco abarcarían la zona de terrazas altas, ambos grupos reconocibles por el *gap* de frecuencias de *peaks* de elevaciones identificados por el modelo, separación que tiene una magnitud de ~80 m (Figura 4.5). También, en el histograma de la Figura 4.5, se puede observar que la gran mayoría de superficies se encuentran alzadas a una elevación de ~80-100 ms.n.m., evidenciado por el *peak* N° 2.

El mapeo realizado por el SCM propone diferencias topográficas y límites que parecieran ser algo más evidentes para el conjunto de terrazas altas, como ocurre con el límite entre el Nivel 7-A y 8-A (Figura 4.6), donde el límite modelado podría corresponder al sutil escarpe que separa ambos niveles, y que el mapeo manual de *shoreline angles* no permitió identificar de manera precisa. Por otra parte, el modelo clasifica un sexto nivel asociado a las terrazas de la rasa baja, que sería más antigua que TB-1 identificada previamente (Figura 4.3), resultado que difiere de las estimaciones e inferencias realizadas a partir del mapeo de *shoreline angles*. Este mapeo sirve de base interpretativa para la confección del mapa final para el área de estudio que se presenta en este trabajo, sin embargo, es importante tener en consideración que el modelo no es capaz de discriminar superficies basculadas o desplazadas por actividad tectónica, por lo tanto, podría no responder en su totalidad a la configuración geomorfológica real de las superficies de la zona del Morro Mejillones.



Figura 4.5: Histograma de elevación para SCM. Cada *peak* representa un posible nivel de terraza debido a la concentración de pixeles ubicados a una misma elevación. Se realizan ajustes manuales a algunos *peaks* para evitar sobre interpretaciones de superficies, con base en las elevaciones estimadas para los *shoreline angles* mapeados.

4.2.3. Mapeo y asignación a MIS de las terrazas bajas

En conjunto con las edades determinadas en este trabajo, el detallado mapeo de la distribución de los *shoreline angles* de cada una de las superficies, el mapa generado por el SCM utilizado como apoyo en la proyección de la continuidad, principalmente hacia la zona sur del área de estudio, de los distintos niveles, de las estructuras geológicas compiladas y mapeadas a partir de trabajos anteriores (*e.g.*, Cortés, 2012; Binnie *et al.*, 2016) y otros rasgos geológicos en la zona, se confeccionó un mapa con la distribución de las cinco terrazas identificadas y coberturas sedimentarias (Figura 4.7).

A partir del análisis de las edades estimadas para las terrazas altas, solo es posible asignar, en sentido amplio, una edad máxima de Plioceno para las terrazas expuestas en la rasa alta del Morro Mejillones. Debido a la falta de edades precisas en este sector del área de estudio, no es posible asignar estas superficies a MIS de manera específica. A su vez, el mapeo de *shoreline angles* y a la complejidad de identificar exactamente los escarpes individuales de cada terraza, el mapeo se realizó de manera restringida a las terrazas contenidas en la rasa baja. A pesar de esto, no deja de ser relevante que las observaciones a partir de los *shoreline angles* (Figura 4.3) y el SCM (Figura 4.6) permiten inferir que habría un mínimo de cuatro o cinco niveles de terrazas en la rasa alta.



Figura 4.6: Mapa de niveles reconocidos por el SCM. La extensión lateral de cada terraza es definida por el usuario y podría variar entre distintos experimentos. En este caso, la expresión areal de cada nivel fue definido a modo de identificar de manera clara sus límites.

El mapeo de la terraza T5 abarcó casi la totalidad del borde costero occidental del Morro Mejillones. A pesar de que es una superficie con poca extensión en comparación al resto, es sumamente relevante identificar su continuidad de norte a sur al ser la terraza más joven observada en el área, permitiendo así establecer un límite claro en términos de la historia de alzamiento del área y preservación de estas geomorfologías. La terraza T4 se encuentra parcialmente cubierta por depósitos aluviales; en el sector centro-sur del área alcanza a cubrir hasta la mitad de su superficie, lo que dificulta definir de manera apropiada sus límites. Por la misma razón, los límites entre T2 y T3 solo están bien definidos en el sector norte del Morro,

volviéndose muy difusos hacia el sur. Similar a T2, el nivel T3 es completamente cubierto en sector centro-sur del área, perdiéndose incluso la continuidad de esta terraza hacia el sur por ~2 km. La terraza T2 es algo más continua que T3, sin embargo, en el sector centro-norte del área cerca del punto de muestreo del perfil HM-4, hay una zona muy difusa donde no es posible distinguir entre las terrazas T2 y T1 (Figura 4.7). La terraza T1, al ser la más extensa de todas, fue la más sencilla de mapear, particularmente porque de norte a sur su continuidad se mantiene casi a lo largo de toda el área, con excepción del segmento mencionado anteriormente.



Figura 4.7: Mapa de distribución de las terrazas marinas bajas. Se muestra el detalle del mapeo sobre un relieve sombreado del Morro Mejillones de las cinco terrazas denominadas T1, T2, T3, T4 y T5 junto con las coberturas sedimentarias, la cual mayoritariamente es de origen aluvial.

Una vez realizado el mapeo de cada una de las terrazas, y con apoyo de las dataciones provistas para este trabajo, se procedió a la asignación de las terrazas a una edad más concreta correspondiente a los respectivos MIS. Tal como fue mencionado en el capítulo 4.1.1., las edades recalculadas a partir de Binnie et al. (2016) resultan ser las edades de mayor confiabilidad y utilidad en la determinación de edades de exposición de las nombradas superficies. Tomando en cuenta las edades para MJ12-003 y para MJ12-001 (Figura 4.1), y haber corroborado que corresponden a un mismo nivel de terraza, se propone que la terraza T1 del presente trabajo se habría expuesto durante el MIS 15a (~574 ka) (Figura 4.8). De la misma forma, sustentándose en las edades determinadas para MJ12-002 y MJ12B-2, la terraza T4, con una importante cobertura en la zona de estudio, habría sido expuesta durante el MIS 11 (~404 ka). La terraza más joven, conformada por el nivel T5, habría quedado expuesta durante el MIS 9c (~326 ka). Esta última determinación se realizó con base en las edades determinadas para las muestras MJ12B-1 y MM03 (inédita). Cabe señalar, que a pesar de que todas las edades estimadas para los perfiles verticales profundos representan edades mínimas de exposición de las superficies, coinciden con todas las asignaciones realizada. En particular, la terraza T4 asociada al MIS 11 muestra coincidencias incluso con los resultados Bayesianos más probables para los perfiles profundos correspondientes a esta misma superficie, por lo cual, junto a la terraza T1 son niveles que pueden ser considerados clave al momento de realizar cualquier interpretación con relación en la historia de alzamiento del Morro Mejillones. Finalmente, las terrazas T2 y T3 habrían sido expuestas durante el MIS 13c (~524 ka) y MIS 13a (~488 ka) respectivamente. A pesar de que la edad determinada para T3 con la muestra MM05 no coincide de manera precisa con su edad asignada, la edad de MM06 para la terraza T2 si se encuentra contenida dentro del rango del MIS 13c. De todas formas, debido a las asignaciones de las otras terrazas aledañas apoyadas con sólidas dataciones, la asignación a un respectivo MIS para las terrazas T2 y T3 resulta de manera directa.

4.3. ESTIMACIONES DE LAS TASAS DE ALZAMIENTO COSTERO

Siguiendo la metodología descrita en el capítulo 3.3., se determinaron tasas de alzamiento en varios segmentos del área de estudio utilizando las elevaciones de los *shoreline angles* estimados en la sección 4.2.1. y las edades de los respectivos MIS, considerando que la exposición de las terrazas habría comenzado a esa edad.



Figura 4.8: Mapa final de las terrazas estudiadas y dataciones realizadas. Se puede observar la edad expresada en función de los MIS de cada una de las terrazas. Se incluyen además dataciones realizadas en el nivel más alto del Morro Mejillones correspondiente a la superficie más antigua datada de la zona.

En el área de estudio, con datos presentados en trabajos anteriores, es posible integrar tasas de alzamiento acumuladas de largo plazo para el Morro Mejillones. A través de la datación realizada por Marquardt (2005) en la capa de ceniza ubicada a ~570 ms.n.m., el autor estimó una tasa de alzamiento acumulado de $0,18 \pm 0,02$ m/ka. De manera análoga, es posible utilizar la ubicación del horizonte fosilífero con fauna TAMA y la edad inferida (2,5 - 1,4 Ma) por Cortés (2012) para evaluar otros valores de tasas de alzamiento acumuladas de largo plazo. Este horizonte conglomerádico está ubicado en un nivel a ~480 ms.n.m. Considerando la edad

máxima propuesta por Cortés (2012), es posible estimar una tasa de alzamiento acumulado del Morro Mejillones de $0,19 \pm 0,01$ m/ka desde hace ~2,5 Ma hacia el Presente. Por otra parte, a partir de la edad mínima propuesta, se puede estimar una tasa de alzamiento acumulado de 0,36 $\pm 0,01$ m/ka desde ~1,4 Ma hacia el Presente. Comparando con la tasa propuesta por Marquardt (2005), la edad máxima propuesta para el horizonte fosilífero permite estimar una tasa similar; por otra parte, la edad mínima muestra un aumento considerable en la tasa de alzamiento.

Los resultados que son presentados a continuación corresponden, en primer lugar, a tasas de alzamiento acumulado estimadas, de norte a sur, para los perfiles P43, P31, P22 y P25, respectivamente, en los cuales se ha usado como referencia las superficies del MIS 15a, MIS 9c y, solo para el *swath* P25, del MIS 11 (Figura 4.9); estos perfiles fueron seleccionados a fin de abarcar cuatro segmentos bien representados del sector norte, centro y sur del área. Para este primer punto, las terrazas del MIS 15a y MIS 9c fueron seleccionadas con el propósito de analizar la existencia de evidencia clara de algún cambio en las tasas de alzamiento acumulado desde el comienzo de la terraza más antigua del registro de la rasa baja, comparado con el periodo abarcado entre la más joven de la secuencia y el Presente. Por otra parte, se tiene un buen control a lo largo de toda el área de estudio de las elevaciones de los *shoreline angles* para las superficies asignadas a ambos periodos. En segundo lugar, se muestran tasas de alzamiento estimadas para secciones temporales dentro de un mismo perfil, a modo de caracterizar y observar la ocurrencia de variaciones de tasas de alzamiento que pudiesen estar algo más restringidas a lo largo de la historia de alzamiento del Morro Mejillones.

Los resultados del sector norte del área de estudio, asociados a lo observado en el Perfil P43, determinan lo siguiente: el alzamiento acumulado estimado a partir de de la terraza T1, asignada al MIS 15a, habría ocurrido a una tasa de $0,55 \pm 0,03$ m/ka; mientras que se estimó una tasa de $0,38 \pm 0,05$ m/ka, a partir de la terraza T5 asignada al MIS 9c (Figura 4.10a). Esta primera observación, donde la tasa de alzamiento registrada a partir del MIS 9c es menor que la registrada desde el MIS 15a, permite inferir una disminución de la tasa en el periodo comprendido entre MIS 15a y MIS 9c. Si esta disminución no hubiese ocurrido, se esperaría que las tasas de alzamiento acumulado, para ambos casos, fuera la misma o similar. En el segundo segmento analizado, correspondiente al perfil P31, se estimaron tasas de 0,48 \pm 0,03 m/ka, a partir de la terraza T1 (MIS 15a), y tasas de 0,19 \pm 0,05 m/ka, a partir de la terraza T5, superficie asignada al MIS 9c (Figura 4.10b). En este segmento, similar al primer caso, se observa una disminución, aún más pronunciada, en la tasa de alzamiento acumulado para ambas terrazas. En el segmento representado por el perfil P22, ubicado en el sector sur del área, se han



Figura 4.9: Mapa de ubicación de los perfiles *swath* **utilizados en la estimación de tasas de alzamiento**. De norte a sur, se ubican en orden los perfiles P43, P31, P22 y P25. Junto a cada perfil, se muestran las tasas de alzamiento acumuladas que fueron estimadas en cada caso, tomando como referencia la terraza del MIS indicado en los recuadros.

determinado tasas de $0,45 \pm 0,03$ m/ka, a partir de la terraza T1, asignada al MIS 15a, y tasas de $0,19 \pm 0,05$ m/ka, a partir de la terraza T5, del MIS 9c (Figura 4.10c). Por último, para el segmento de más al sur correspondiente al perfil P25, se estimó una tasa de $0,57 \pm 0,03$ ka, a partir de la terraza T1 (MIS 15a); para la terraza T4, asignada al MIS 11, se estimó una tasa de alzamiento acumulado de 0,22 m/ka. A diferencia de los tres segmentos previos, la comparación en este caso fue realizada con el MIS 11, debido a que no fue posible obtener la elevación del



Figura 4.10: Tasas de alzamiento acumulado para los segmentos analizados. a) Tasas estimadas para perfil P43. b) Tasas estimadas para P31. c) Tasas estimadas para P22. d) Tasas estimadas para P25.

MIS 9c para este perfil. A pesar de esto, resulta útil para observar que, incluso a partir del MIS 11, un periodo algo más antiguo que T5 (MIS 9c), las tasas son menores en comparación con la tasa estimada para el periodo más largo. Este último perfil abre la interrogante y la discusión ante los eventuales cambios en las tasas de alzamiento a lo largo de la historia del Morro Mejillones, pues deja en evidencia una disminución en la tasa en alzamiento que ya es notoria desde el MIS 11, al menos en términos temporales.

Las tasas de alzamiento acotadas a secciones de tiempo entre distintos MIS reflejan de manera mucho más gráfica las variaciones en las tasas en la zona de estudio, de norte a sur, y desde cuándo podrían haber estado ocurriendo. Analizando la historia de alzamiento del perfil P43, y teniendo en cuenta el inicio del alzamiento aproximadamente hace unos ~3 Ma, que considera el alzamiento acumulado entre el comienzo del alzamiento del Morro Mejillones y la exposición de la terraza más vieja de la que pudo obtenerse una edad concreta, el alzamiento habría ocurrido de manera muy lenta con tasas de no más de $0,11 \pm 0,01$ m/ka (Figura 4.11); Binnie *et al.* (2016) estiman esta misma tasa de alzamiento para el periodo comprendido entre los ~3 Ma y ~480 ka. Luego, un cambio abrupto en las condiciones de alzamiento aceleró el proceso hasta $1,80 \pm 0,60$ m/ka en el MIS 15a (~574 ka), correspondiente a T1. Desde entonces, habría estado ocurriendo una disminución en la tasa de alzamiento hacia el Presente, según lo que se observa en la Figura 4.11. En términos generales, este análisis muestra una tendencia a la baja con respecto a la tasa de alzamiento que opera en los distintos periodos, pues las superficies más antiguas registran tasas de alzamiento más elevadas entre sí con respecto a las más jóvenes de la secuencia.



Figura 4.11: Historia de alzamiento a partir de los datos de P43. La tasa de $0,11 \pm 0,01$ m/ka corresponde a la casa del periodo comprendido entre el inicio del alzamiento del Morro Mejillones (~3 Ma) y el MIS 15a.

En el perfil P22 se observa una tendencia similar a la anterior. La diferencia, sin embargo, es que la tasa estimada para el periodo comprendido entre MIS 15a y MIS 13c, para este segmento, es de $1,14 \pm 0,44$ m/ka; a pesar de que es bastante menor al estimado para P43, para el mismo periodo, los periodos más jóvenes también registran tasas inferiores a la inicial. Otra observación a partir de este segmento es que la tasa, al menos entre el MIS 13c y el MIS 9c, se habría mantenido más o menos constante (Figura 4.12). Por último, la historia analizada en P25 coincide en gran parte con lo observado en la zona norte del área, con el perfil P43. En este caso, se estimó una tasa de alzamiento de $1,61 \pm 0,32$ m/ka para el periodo comprendido entre el MIS 15a y MIS 13a, a partir de lo cual se observa una disminución gradual en la tasa de alzamiento hacia el Presente (Figura 4.13).



Figura 4.12: Historia de alzamiento a partir de los datos de P22.

Otro aspecto que resulta interesante notar es que las tasas estimadas a partir de las terrazas más jóvenes (MIS 9c y MIS 11) en el sector sur, son menores a las del sector norte (Figura 4.10). Sin embargo, esta tendencia no resulta tan evidente para la terraza más antigua (MIS 15a). De norte a sur, efectivamente se observa una disminución entre los perfiles P43, P31 y P22, respectivamente; sin embargo, el perfil de más al sur, P25, muestra una tasa similar



Figura 4.13: Historia de alzamiento a partir de los datos de P25.

a la del sector de más al norte, desde el MIS 15a. Esta última observación no permite establecer con absoluta certeza, al menos a escala del área de estudio, evidencias claras del basculamiento hacia el sur del sector del Morro Mejillones.

4.4. MODELADO DE EVOLUCIÓN DE TERRAZAS MARINAS

Se realizaron un total de veintiún modelos siguiendo diversos criterios (Anexo III). Trece de los modelos corresponden a simulaciones realizadas bajo tasas de alzamiento constante, con valores que fluctúan entre los 0,1 y 1,5 m/ka. El resto de los modelos corresponden a simulaciones con variaciones en las tasas de alzamiento más complejas. Casi la totalidad de las simulaciones fueron realizadas a partir de los 1,5 Ma. En este capítulo, se presentan aquellos modelos considerados los más relevantes en términos de las variaciones y rasgos modelos reflejados en ellos. Debido a las limitantes intrínsecas del *software*, ya sea relacionadas con el límite de variables permitido para ingresar, como propias de la ejecución de la simulación, no fue posible la reproducción en su totalidad, a partir de un solo modelo, de la morfología exacta observada e interpretada en la zona del Morro Mejillones. Por esta razón, los resultados presentados a continuación son derivados de la extracción de información de segmentos individuales de cada modelo. A su vez, en este capítulo solo se mostrarán aquellos modelos esenciales que aportaron con la información más precisa para el análisis de la historia de alzamiento del Morro.

A partir de los modelados realizados con tasas de alzamiento constante, es posible identificar la ocurrencia de ciertos rasgos geomorfológicos característicos del área; así, establecer las condiciones en términos de las tasas requeridas para que ocurran. El rasgo más llamativo de la zona de estudio es el paleoacantilado de aproximadamente 100 metros de altura. Se logró determinar que el paleoacantilado se desarrollaría durante la acción de tasas de alzamiento menor o iguales a 0,3 m/ka (Figura 4.14). Por otra parte, según lo observado en la Figura 4.14, las terrazas asociadas al MIS 15a y MIS 13 no se preservan en esas condiciones. Los valores indicados al lado de cada terraza en los modelos representan la edad modelada de exposición de esa superficie.



Figura 4.14: LEM con una tasa de alzamiento constante de 0,3 m/ka.

Se realizó además un modelo con tasa de alzamiento constante igual a 0,6 m/ka, teniendo en consideración que las tasas de alzamiento acumulado estimadas en el capítulo 4.3. se encuentran en rangos entre 0,4 – 0,6 m/ka (Figura 4.15). Se puede observar, que de haberse mantenido esta tasa de alzamiento desde el MIS 15a hasta el Presente, se habrían preservado terrazas más jóvenes como aquellas de los MIS 7 y 5, lo cual claramente difiere de la situación observada en el Morro Mejillones, demostrando también, y de manera consistente la disminución en la tasa de alzamiento, tal como fue estimado en la sección 4.3.



Figura 4.15: LEM con una tasa de alzamiento constante de 0,6 m/ka.

Los modelos con tasas de alzamiento constante entre 0,4 y 1,0 m/ka, salvo el presentado previamente, muestran que, a mayor tasa de alzamiento, el desarrollo de cada una de las terrazas es más completo, con mayor extensión lateral y, como es esperable, se preservan a una mayor elevación. De estos modelos, se desprende que la formación de un nivel aterrazado correspondiente al MIS 15a ocurre siempre y cuando la tasa de alzamiento sea igual a 0,9 m/ka o superior. Luego, analizando la simulación con una tasa de 1,2 m/ka, y de igual modo aquellas de 1,4 y 1,5 m/ka, se obtuvo que la terraza asociada al MIS 13c solo se preserva con tasas muy elevadas iguales o mayores a 1,2 m/ka durante su periodo de alzamiento (Figura 4.16). En caso contrario, terrazas posteriores al MIS 9c no se preservarán si las tasas son menores a 0,2 m/ka.



Figura 4.16: LEM con una tasa de alzamiento constante de 1,2 m/ka.

Por su parte, los modelos con tasas de alzamiento variable, representando escenarios teóricos más complejos, permiten integrar mayor cantidad de información. Una simulación que involucra una tasa inicial de 0,1 m/ka desde los 1,5 Ma y experimentando una drástica aceleración hasta 1,2 m/ka en el MIS 13a (~488 ka), tasa que se mantendría constante hasta el presente, da luces a la ocurrencia de un *gap* entre los ~1 Ma y el MIS 13a, que es donde ocurre el quiebre. Este modelo muestra que es posible generar un paleoacantilado que separe terrazas altas y terrazas bajas por un periodo de entre 400-500 ka, si es que la tasa se hubiera mantenido en valores muy bajos cercanos a 0,1 m/ka durante un largo periodo de tiempo (Figura 4.17).

Si a este mismo modelo anteriormente descrito se le agrega una variable extra, en este caso una disminución paulatina en la tasa alzamiento desde el MIS 13a hasta alcanzar un valor de 0,2 m/ka hacia el Presente, ocurre que todo el registro de terrazas posteriores al MIS 9a no es preservado. Esta simulación resulta muy llamativa y resulta interesante tener en consideración al ser uno de los mejores acercamientos a lo que puede ser observado con el registro de las terrazas marinas del Morro Mejillones (Figura 4.18).



Figura 4.17: LEM con un aumento en la tasa de alzamiento en el MIS 13a.

Luego, de manera similar y con el objetivo de tratar de representar aquellas terrazas previas al MIS 13a, en lugar de aumentar de manera brusca la tasa en el MIS 13a, el cambio fue realizado en el MIS 15a, pero se mantuvo el inicio de la aceleración a partir del MIS 13a. Los resultados muestran que, efectivamente, se preservan las terrazas correspondientes al MIS 15a y MIS 13c, sin embargo, se forma una superficie aún más antigua asociada al MIS 17 (~700 ka), lo cual no se coincide con las dataciones dispuestas para este trabajo (Figura 4.19)

Finalmente, se realizó un modelo que se pudiera ajustar de manera lo más precisa posible a la arquitectura de terrazas preservada en el Morro Mejillones, considerando además las asignaciones de edades en términos de MIS. Las únicas limitantes de este modelo es que, debido a la cantidad de variables empleadas, no fue posible extender la simulación por un periodo mayor a los últimos 600 ka. De esta simulación se desprende que las terrazas del MIS 15a y MIS 13c requieren de tasas elevadas mayores a 1,4 m/ka, desde al menos el MIS 15a para su preservación. Por último, la ausencia de terrazas posteriores al MIS 9c ocurriría debido a una desaceleración más pronunciada hasta al menos 0,2 m/ka desde el MIS 9c (Figura 4.20).



Figura 4.18: LEM con un aumento en la tasa de alzamiento en el MIS 13a y posterior disminución gradual hacia el Presente.



Figura 4.19: LEM con un aumento en la tasa de alzamiento en el MIS 15a y posterior disminución gradual desde el MIS 13a hacia el Presente.



Figura 4.20 LEM con tasas de alzamiento variable que representa el mejor ajuste modelado con respecto a un perfil real (P43) del área de estudio.

5. DISCUSIÓN

La estrategia metodológica llevada a cabo en el marco de este trabajo, en la determinación de edades de exposición de las superficies analizadas permitió proponer una nueva secuencia cronológica, en relación a los MIS, diferente de la propuesta original de Binnie et al. (2016) y de aquella propuesta, sin mayores dataciones, por Marquardt (2005). En el presente trabajo, a partir de las inferencias realizadas del mapeo de shoreline angles y el SCM, se propone que la secuencia de terrazas altas estaría conformada por al menos cuatro niveles de terrazas, cuyas edades abarcarían, al menos, desde el Plioceno o Pleistoceno temprano (~3 - 2,5 Ma). Luego, sobre la base de las edades recalculadas e inéditas, se propone que la secuencia de terrazas bajas está conformada por cinco niveles, de los cuales, la superficie más antigua habría comenzado a preservarse durante el MIS 15a. Posterior a la exposición de este primer nivel, la secuencia continúa con el registro completo de las terrazas asociadas al MIS 13c, MIS 13a, MIS 11 y MIS 9c. Anteriormente, Binnie et al. (2016) propusieron que la terraza más antigua de la secuencia de la rasa baja correspondería al MIS 13a; aunque de las edades que obtuvieron, ninguna fue tomada para las terrazas T2 y T3 mencionadas para esta memoria, realizan una asignación relativa con respecto a sus otras edades. Esta memoria presenta dataciones para ambas terrazas, y nuevas edades con resultados más sugerentes que permiten asignarlas al MIS 13c y MIS 13a, respectivamente.

5.1. ANÁLISIS DE LA HISTORIA DE ALZAMIENTO Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL NORTE DE LA PENÍNSULA DE MEJILLONES

A partir de los resultados obtenidos en este trabajo, de los modelos de evolución de paisaje (LEM) aplicados a relieves costeros, y de toda la información disponible para el área de estudio, se pretende responder varias de las preguntas planteadas a raíz de la hipótesis, con miras a comprender cómo ha sido la evolución del alzamiento tectónico de la parte norte de la Península de Mejillones.

Las dataciones publicadas por Marquardt (2005) y Victor *et al.* (2011) permiten definir el comienzo de la historia de alzamiento de la Península de Mejillones, remontándose hace aproximadamente unos ~3 Ma, edad correspondiente al Plioceno tardío, evidenciado en el registro más antiguo disponible en la zona correspondiente a una capa de cenizas preservada en la parte más elevada del Morro Mejillones. Posterior a la depositación de este nivel, habría comenzado la exposición de los primeros niveles aterrazados, los cuales habrían estado alzándose por varios cientos de miles de años a tasas muy bajas, cercanas a $\sim 0,1$ - 0,2 m/ka. La generación de una superficie plana de más de 2 km de ancho, correspondiente a la rasa alta, es consistente con un alzamiento a tasas lentas. La evidencia disponible relacionada a la edad relativa o absoluta de las terrazas preservadas a esta elevación es escasa, sin embargo, la gran mayoría es consistente en que la edad de todas estas superficies sería de al menos ~1 Ma, a su vez que sugieren que los niveles más antiguos se habrían expuesto hace 2,5 - 2,8 Ma. De acuerdo con estos datos, es posible establecer un rango máximo para la preservación de toda la rasa alta a un periodo comprendido entre 1 y 2,8 Ma (Plioceno tardío-Pleistoceno temprano). Debido a la falta de edades absolutas, no es posible inferir tasas de alzamiento en las terrazas más antiguas, salvo para el horizonte de ceniza. Sin embargo, considerando los valores extremos del rango de edad, la pendiente de la rasa alta, los puntos más altos y elevados de ellas, y la ocurrencia de un horizonte fosilífero de fauna TAMA de edad probable 1,4 - 2,5 Ma, es posible estimar que las tasas de alzamiento no habrían superado los 0,3 m/ka entre 1-2,8 Ma.

Uno de los aspectos morfológicos más destacables de las terrazas marinas es su ancho. Debido a que estas superficies se generan durante niveles altos (máximos estadios interglaciares) mientras el nivel base se mantiene inmóvil, a mayor duración del periodo de quietud, las terrazas desarrolladas serán a su vez más anchas (Trenhaile, 2000; de Lange and Moon, 2005). Otro de los factores que puede afectar a la morfología de una terraza marina es la tasa de alzamiento, donde terrazas más anchas, estarán normalmente asociadas a periodos con tasas de alzamiento más bajas. En la Península de Mejillones, la rasa alta corresponde a un terreno relativamente plano, bastante ancho, y con al menos cuatro niveles aterrazados identificados en este trabajo, con algunos de estos niveles alcanzando incluso hasta ~1-1,5 km de ancho. La evidencia disponible sugiere que esta secuencia habría emergido y quedado expuesta a tasas de alzamiento bajas, entre 0,1-0,2 m/ka. Estudios más recientes sugieren y apoyan la idea de que terrazas anchas se desarrollarían en periodos largos de estancamiento del nivel del mar (Regard *et al.* 2017). Este podría ser el caso para lo observado en la rasa alta.

Para las terrazas más jóvenes, la disponibilidad de datos robustos aumenta considerablemente. Estos datos permiten establecer una base sólida al momento introducir parámetros en la elaboración de LEMs, de manera que es posible discriminar entre valores

razonables y valores modelados que carezcan de sentido geológico alguno. La correlación de las terrazas con sus respectivos MIS que fue llevada a cabo en este trabajo determina que la secuencia de la rasa inferior habría comenzado su proceso de preservación en el MIS 15a. Esta terraza, la más antigua datada, se encuentra limitada interiormente por el paleoacantilado abandonado que supera los 100 m de altura, sugiriendo que la historia de alzamiento de la secuencia superior e inferior son distintas. Para poder interpretar de mejor manera el posible origen de esta espectacular morfología, se simularon numerosos escenarios utilizando modelos de evolución de paisaje, a diferentes tasas de alzamiento. Todos estos modelos, como ya fue mencionado en el capítulo 4.4., consideran una ventana de tiempo de 1,5 Ma, o 1500 ka. Este valor fue definido teniendo en consideración el rango de edad propuesto para las terrazas preservadas en la rasa alta. Estudios previos ya proponían una ocurrencia del paleoacantilado relacionada con tasas de alzamiento bajas por un prolongado tiempo, y una posterior aceleración (e.g., Cortés, 2012). Los modelos realizados en el marco de este trabajo apoyan la hipótesis, sugiriendo que el paleoacantilado puede ser formado con tasas bajas pre-MIS 15, en rangos de 0,1 - 0,3 m/ka (Figura 5.1a, b, c). Otro modelo, simulando un escenario más complejo, sugiere que es posible reproducir la generación y preservación de un paleoacantilado de altura importante a partir de tasas iniciales muy bajas, con una abrupta aceleración ocurriendo en algún momento posterior al MIS 15 (Figura 5.1d). Este rasgo se mantendría inclusive con una disminución gradual en la tasa de alzamiento posterior a la aceleración.

A partir de los modelos de la Figura 5.1, se propone una tasa de alzamiento máxima de 0,3 m/ka para el periodo pre-MIS 15 para la generación y preservación de un paleoacantilado de tales dimensiones. Por otra parte, estos mismos modelos expuestos en la Figura 5.1 no logran reproducir la terraza del MIS 15. Sin embargo, su existencia obliga a pensar en la ocurrencia de un cambio en la dinámica del alzamiento en dicha edad (~570 ka). Las estimaciones de tasas de alzamiento realizadas en este trabajo, junto con las observaciones de estudios previos, sugieren necesariamente que durante el MIS 15 debiese haber ocurrido un aumento en la tasa de alzamiento. Además, los modelos permiten predecir que la preservación de una terraza del MIS 15 ocurriría solo en condiciones de tasas de alzamiento iguales o superiores a 0,9 m/ka, sugiriendo que luego de un largo periodo dominado por tasas inferiores a 0,3 m/ka, ocurriría una aceleración considerable.



Figura 5.1: LEM para la reproducción de un paleoacantilado pre-MIS 15. a) Tasa de alzamiento constante de 0,1 m/ka. b) Tasa de alzamiento constante de 0,2 m/ka. c) Tasa de alzamiento constante de 0,3 m/ka. d) Escenario complejo, tasas de alzamiento variables, iniciando con 0,1 m/ka, aumento abrupto a 1,2 m/ka durante el MIS 13, seguida de una disminución paulatina hasta alcanzar los 0,3 m/ka hacia el Presente.

La secuencia de terrazas marinas continuaría preservando cuatro niveles más jóvenes, continuando por un nivel probablemente asociado al MIS 13c (~520 ka). A partir de los modelos, la terraza del MIS 13c solo es capaz de preservarse a tasas de alzamiento elevadas iguales o mayores a 1,2 m/ka, sugiriendo que las velocidades de alzamiento alcanzadas durante el MIS 15 podrían haberse mantenido, o al menos dentro de un rango similar, hacia el MIS 13c (Figura 4.16). La secuencia continúa con tres niveles posteriores asociados al MIS 13a, MIS 11 y MIS 9c respectivamente. Sin embargo, tasas de alzamiento calculadas para esta terraza, y en particular para el MIS 11, sugieren que para este periodo las velocidades a la cual se habría estado alzando el margen serían, a lo sumo, cercanas a 0,6 m/ka, incluso considerando un periodo más restringido entre el MIS 11 y el MIS 9c (Figuras 4.10 y 4.11). Este hecho permite establecer una disminución gradual de la tasa de alzamiento, que podría haber empezado en algún momento post-MIS 13c y pre-MIS 11, es decir, dentro de un periodo comprendido entre ~520 - 400 ka atrás.

La sucesión de terrazas de la rasa baja muestra dos niveles, correspondiente a los asignados al MIS 15a y MIS 11 en este trabajo, con anchos bastante considerables. El nivel asociado al MIS 15a alcanza su máximo ancho (~2 km) en la parte norte del Morro Mejillones, mientras que la terraza del MIS 11 se ensancha, gradualmente, de norte a sur, alcanzando su ancho máximo (~1,5 km) en la parte sur del área de estudio (Figura 4.7). Tal como fue discutido para las terrazas de la rasa alta, el MIS 11 responde a un periodo largo de estancamiento del nivel del mar, periodo que dura entre ~30 ka (Candy et al. 2014) a ~40 ka (McManus et al., 2003). Sin embargo, este no es el caso para el periodo del MIS 15a. Los modelos de Trenhaile (2014) sugieren que son otros factores los que tienen mayor influencia en la preservación de terrazas y, por lo tanto, el ancho que desarrollarán: pendiente inicial y/o tasa de alzamiento. La preservación de terrazas emergidas será favorecida, mientras que el ancho que desarrollarán será mayor, en condiciones de pendiente topográfica suave y/o tasas de alzamiento rápidas (Matsumoto et al., 2022). (Figura 5.2). El ancho de la terraza del MIS 15 podría ser explicado por una combinación de factores. Un primer factor es la existencia de un periodo, de varios cientos de miles de años, en donde no se habría preservado ninguna terraza, dejando tiempo suficiente para desarrollar una plataforma de gran extensión. Evidencia de ello, la ocurrencia de un gran paleoacantilado, cuyo origen podría deberse a su retroceso por un prolongado periodo de tiempo producto de la constante erosión del mar, generando así un escarpe de acumulación de ~100 m de altura. Sin embargo, para que la continuidad de este proceso sea efectiva en el tiempo, se requerirían tasas de alzamiento muy bajas, causadas por una desacele-



Figura 5.2: Ancho de terrazas modelados en el trabajo de Matsumoto *et al.* (2022). Corresponde a un estudio realizado en la zona de la costa de California en las localidades de San Clemente *Island* (SCI) y Santa Cruz *zone* (SCZ) Los anchos de las terrazas del modelo mostrabas de a) a f) corresponden a la media del ancho utilizada para los ensayos. Las líneas segmentadas verticales corresponden a alzamientos tectónicos de estudios de referencia para cada sector. En las figuras se observa que los modelos logran predecir que, en función que la tasa de alzamiento aumenta, lo mismo ocurre con el ancho de las terrazas, mostrando una relación directa. Tomado y modificado de Matsumoto *et al.* (2022).

ración de la tasa de alzamiento o una pausa, posterior al último registro preservado en las terrazas altas, de modo que la preservación de terrazas durante los siguientes máximos interglaciares no ocurra. Dentro del marco de este trabajo, este aspecto en particular no queda resuelto a partir de los modelos generados.

Al analizar puntualmente la terraza del MIS 9c, en comparación en las terrazas más antiguas a esta, tal como muestra la Figura 4.10, la desaceleración del alzamiento del Morro Mejillones se hace aún más evidente. Apoyando esta idea, los modelos de tasas de alzamiento constante muestran que la única forma de descontinuar la preservación de terrazas posteriores al MIS 9c es con tasas de alzamiento muy bajas (Figura 5.1). Los resultados expuestos a lo largo de este trabajo sugieren una desaceleración que habría alcanzado velocidades de 0,2 m/ka, o incluso inferiores, durante o post-MIS 9c (~320 ka), a modo de poder generar, al mismo tiempo, el acantilado costero actual de la parte norte del Morro Mejillones. La información que

puede ser inferida a partir de los modelos es que, de haber ocurrido tasas de alzamiento mayores a 0,5 m/ka post-MIS 7 (~200 ka), se esperaría encontrar al menos el registro de una terraza asociada a alguno de los tres subestadios impares del MIS 5 (Figura 5.3). Esta terraza, además, ha sido observada en otras zonas al sur del área del estudio, la cual se habría preservado a tasas menores a 0,5 m/ka (Martinod *et al.*, 2016).



Figura 5.3: LEM elaborado a partir de una tasa de alzamiento de 0,5 m/ka. Este modelo predice la formación de tres terrazas posteriores al MIS 9c, asociadas al MIS 9a, MIS 7c y MIS 5e respectivamente.

Finalmente, los modelos no logran predecir la formación de terrazas posteriores al MIS 5, probablemente debido a la complejidad de los modelos y las curvas de variaciones eustáticas utilizadas. Sin embargo, con base en la propuesta de Binnie *et al.* (2016) y González-Alfaro *et al.* (2018), la historia de alzamiento del norte de la Península de Mejillones culminaría con una última aceleración post-MIS 3 (~40 ka), hasta 1,1 m/ka, que se mantendría hasta la actualidad.

5.2. IMPLICANCIAS TECTÓNICAS LOCALES Y REGIONALES EN LA EVOLUCIÓN DEL ALZAMIENTO DE LAS TERRAZAS MARINAS

El control estructural en la evolución geomorfológica de la Península de Mejillones es evidente. Sin embargo, para comprender más profundamente la influencia directa o indirecta de las principales estructuras que actúan en la zona, es necesario ahondar en el registro geológico y en las evidencias disponibles expuestas por estudios previos de la actividad neotectónica de estas fallas.

Localmente, una de las estructuras geológicas más importantes es la Falla Mejillones. Una de las conclusiones extraídas del trabajo de Cortés *et al.* (2012) señala que la concentración de desplazamientos post 400 ka, a lo largo de la falla, permitirían explicar la inclinación hacia el norte de la Pampa de Mejillones, la inclinación hacia el sur del Morro Mejillones, y la configuración morfológica del norte de la península, enfatizando en el importante control de la falla de la topografía actual de esta zona, construida desde el Plioceno tardío hasta el Presente. Considerando las pendientes que exhiben tanto el Horst de Morro Mejillones y el hemigraben de Pampa Mejillones, resulta razonable pensar que la Falla Mejillones ha tenido un control de primer orden con respecto a la inclinación de ambos (Cortés et al., 2012). En este caso, la Falla Mejillones sería la principal estructura cortical responsable en generar variaciones del alzamiento en la zona del Morro Mejillones. Las tasas de alzamiento estimadas para la terraza T5, del MIS 9c (Figura 4.10), muestran una variación espacial, de norte a sur, evidenciando una disminución del alzamiento hacia el sur; aparentemente, los efectos del basculamiento, dentro de los límites del área de estudio, serían más evidentes para aquellas terrazas que se encuentran más distanciadas de la falla, pues estos no son tan claros para la terraza del MIS 15a.

Binnie *et al.* (2016), analizan la presencia de una misma terraza a elevaciones distintas, correspondiente al nivel más antiguo preservado en el conjunto de terrazas bajas, y su relación con la ocurrencia de dos bloques estructurales, que denominan A y B, los cuales se habrían formado producto de la actividad de la Falla Morro (Figura 5.4). La propuesta de los autores es que la mayor elevación de esta terraza hacia el norte se debe al desplazamiento causado por la intervención de un conjunto de fallas normales. Estas fallas habrían producido, según las estimaciones de los autores, un desplazamiento total acumulativo de ~100 m. Inicialmente, para ambas terrazas, los autores estiman dos tasas de alzamiento algo diferentes entre sí. En lo que



Figura 5.4: Interpretación de la historia de alzamiento de los bloques A y B de Binnie *et al.* (2016). a) Primer periodo habría comenzado a los ~480 ka y el segundo a los ~40 ka. El segundo periodo coincidiría con una mayor extensión que generó un conjunto de fallas normales en el morro. b) Bloques diagrama mostrando cómo habría sido la separación vertical en algún momento entre los ~200-40 ka. Tomado y modificado de Binnie *et al.* (2010).

definen como bloque A (al oeste), determinan una tasa de alzamiento de 0.53 ± 0.18 m/ka, mientras que para el bloque B (al este), una tasa de $0,60 \pm 0,06$ m/ka. Las observaciones de los autores sugieren que ambos bloques se habrían comportado como una sola unidad, durante todo el periodo de formación y abandono de la terraza objetivo, y que la división en dos bloques habría ocurrido en algún momento, posterior a la formación de la terraza más joven. Proponen que si estas fallas habrían iniciado la separación de los bloques a los ~200 ka, el bloque B habría tenido una tasa de subsidencia de 0,06 m/ka, requiriendo que la tasa del bloque B se hubiera mantenido estática, o bien, incrementándose levemente. Sin embargo, proponen otro escenario, donde la separación habría ocurrido posterior a los 200 ka, sugiriendo una edad de ~40 ka, basado en la propuesta de González-Alfaro et al. (2015), quienes proponen un incremento abrupto en la tasa del alzamiento de un sector del norte del Morro, en la playa el Rincón, a partir del MIS 3 (~40 ka). Si este incremento estuviera asociado a su vez con un incremento en la tasa de alzamiento del bloque B, resulta plausible pensar que ambos procesos puedan estar temporalmente relacionados. Binnie et al. (2016), tomando en cuenta la edad de 40 ka, sugieren para el bloque B la tasa de alzamiento habría incrementado a 1,31 m/ka, mientras que el bloque A habría comenzado a subsidir a una tasa de 2,44 m/ka (Figura 5.4a). Por otra parte, teniendo en cuenta las dimensiones y la deformación causada por la Falla Mejillones, es razonable pensar que esta estructura, eventualmente, podría tener un importante control sobre el alzamiento del bloque B. Cortés et al. (2012) muestran evidencias sólidas, apoyadas con dataciones de ¹⁰Be cosmogénico, de actividad reciente (hace ~35 - 17 ka) de esta falla. Considerando esta observación y la discusión apoyada en la propuesta de Binnie et al. (2016), resulta interesante establecer una relación entre ambos procesos, es decir, la actividad de la Falla Mejillones, y los cambios en las condiciones de alzamiento de ambos bloques.

Al sur del Morro Mejillones, existen otras estructuras relevantes que podrían tener algún rol mayor o menor que podría influenciar en la historia de alzamiento del norte de la Península de Mejillones. La más importante de ellas es la Falla Caleta Herradura, con una tasa de deslizamiento promedio estimada en 0,025 m/ka (Allmendinger *et al.*, 2010). Esta prominente estructura añade otra complejidad en la configuración estructural de esta zona. A pesar de que resulta más complejo interpretar el rol que jugaría esta falla en la generación de la secuencia de terrazas del norte del Morro Mejillones, es relevante mencionar que el bloque correspondiente al *Horst* de Morro Mejillones formaría parte del bloque colgante de la Falla Caleta Herradura, hecho que permitiría explicar el basculamiento hacia el sur-suroeste de toda la zona del Morro Mejillones. La Falla La Rinconada, ubicada más al sur con respecto a la anterior, ha mostrado tasas de deslizamiento < 0,1 m/ka, disminuyendo hasta 0 en el punto de unión de las fallas Jorgino y Caleta Herradura, por lo cual, en caso de presentar actividad reciente, tendría nula influencia en la historia de alzamiento del norte de la península.

Aspectos de escala regional, relacionados con el ciclo de subducción, podrían tener efectos manifestados en la complejidad de la historia del alzamiento post-pliocena del Morro Mejillones. Delouis et al. (1998) discuten que la ocurrencia de tasas de alzamiento mayores observadas en la zona, del Pleistoceno tardío-Holoceno, podría estar reflejando una diferencia en el régimen de subducción, correspondiente a un mayor acoplamiento sísmico entre las placas al norte de los 23°-24°S. En efecto, Bejar-Pizarro et al. (2013) utilizan datos de elevación derivados de GPS intersísmico medidos, entre 2003 y 2009, a lo largo de la costa del norte de Chile, a partir de los cuales muestran que existe una transición desde una interfaz de la zona de subducción bloqueada a una sin bloqueo, en un patrón que coincide, aproximadamente, con la línea de costa y máxima topografía. Estos resultados concuerdan con lo propuesto por Delouis et al. (1998), y apoyan la ocurrencia de zonas de bajo acoplamiento sísmico propuestas por Metois et al. (2016). González-Alfaro et al. (2018) sugieren, a partir de las observaciones de los efectos de los deplazamientos causados por las réplicas de los terremotos de Antofagasta (1995) y Tocopilla (2007), que la existencia de un *slab* parcialmente bloqueado por debajo de la línea de costa y el norte de la Península de Mejillones permitiría explicar la casi nula y baja recuperación vertical intersísmica de sus observaciones de GPS.

Al extrapolar las conclusiones y propuestas anteriores con los resultados obtenidos en el presente trabajo, queda de manifiesto que la historia de alzamiento de la Península de Mejillones desde hace ~3 Ma es muy compleja. Los datos disponibles permiten visualizar con aun mayor detalle esta complejidad en los últimos ~600 ka. Las tasas de alzamiento determinadas en este trabajo (Figura 4.10) muestran una disminución hacia el sur, sobre todo entre los perfiles P43 y P22. Considerando las observaciones de estudios previos en la zona, es plausible inferir que esta disminución en las tasas de alzamiento estimadas está directamente relacionada a la deformación del Morro Mejillones producida por la actividad reciente de fallas normales. Distintos segmentos del área de estudio, entonces, muestran algunas diferencias en sus tasas de alzamiento ligados directamente a actividad neotectónica de la Falla Mejillones y de fallas normales subordinadas desarrolladas en el morro. Finalmente, las altas tasas estimadas en la península, y principalmente, en el Morro Mejillones, estarían, muy probablemente, relacionadas al bajo acoplamiento intersísmico por debajo de la Península de Mejillones.

5.3. VARIABILIDAD EN LAS TASAS DE ALZAMIENTO A LO LARGO DEL MARGEN COSTERO DEL NORTE DE CHILE

Al sur de la Península de Mejillones, en otras localidades del margen costero chileno, se observan escenarios distintos a los abordados en el área de Mejillones. Martinod *et al.* (2016), realizan una compilación calculando las tasas de alzamiento absolutas del margen en distintas localidades entre los 24° S y 32° S (Figura 5.5). Los autores señalan que las tasas del MIS 5 varían, disminuyendo hacia el sur, con valores que en su mayoría fluctúan entre los $0,18 \pm 0,08$ m/ka y $0,35 \pm 0,07$ m/ka. Ellos además notan que, estimaciones realizadas en puntos o localidades cercanas, son muy similares, por ende, a pesar de provenir de diferentes métodos, son comparables entre sí. Al observar las tasas estimadas en líneas de paleocosta más antiguas, específicamente del MIS 7 y MIS 9, los valores son bastante cercanos a los estimados para las más jóvenes (desde el MIS 5). Particularmente, los valores que estimaron para el MIS 7 son en rangos de 0,05-0,13 m/ka mayores que el MIS 5, y 0,08 m/ka mayores que las tasas resultantes para el MIS 9 y MIS 11. Los resultados obtenidos en el estudio realizado por Martinod *et al.* (2016), al compararlos con las observaciones en la Península de Mejillones, sugieren que esta última localidad tiene un comportamiento anómalo, con tasas absolutas desde el MIS 11 o MIS 15 mayores a localidades de más al sur.

El trabajo de Saillard *et al.* (2009) muestra evidencias de otra zona, en el área de Altos de Talinay, en donde se han estimado cambios más significativos en las tasas de alzamiento desde el MIS 11. Posteriormente, Saillard *et al.* (2011) proponen que estos cambios en las tasas podrían estar relacionados a la actividad de la Falla Puerto Aldea, la cual habría acomodado el acelerado alzamiento de esta zona previo al MIS 7. Similarmente, la variación en las tasas de alzamiento en la Península de Mejillones sugiere un marcado control por la actividad de fallas.

Finalmente, una zona bien estudiada y ubicada fuera de Chile, corresponde a la costa del sur de Perú. Regard *et al.* (2021) abarcan una extensa área de estudio, de unos 500 km de longitud, desde la localidad de Chala, en Perú, hasta Arica. A partir de sus resultados y observaciones, infieren tres periodos de estabilidad costera o subsidencia ocurridos hace ~12-11 Ma, ~8,7 Ma y ~5-2,5 Ma. Entre estos periodos, la costa habría estado alzándose, pero solo los últimos 800 ka han sido bien preservados con numerosas secuencias costeras. Los autores, en este trabajo, proponen que, para este último periodo, el alzamiento habría ocurrido a tasas comprendidas entre 0,20 \pm 0,04 m/ka (Arica) y 0,49 \pm 0,10 m/ka (Chala), estos valores serían



Figura 5.5: Tasas de alzamiento absolutas considerando las variaciones eustáticas del Pleistoceno propuestas por Siddall *et al.* (2006). La extensión de las líneas verticales muestra los valores máximos y mínimos posibles de las tasas de alzamiento absolutas. Tomado y modificado de Martinod *et al.* (2016).

similares a aquellos estimados a lo largo de la costa de Chile, para el mismo periodo. Resulta interesante tener en consideración la propuesta que realizan respecto a la ocurrencia de largos periodos donde el alzamiento habría cesado a lo largo de la historia de alzamiento de esa zona. A pesar de que el escenario en la Península de Mejillones es diferente, tanto en contexto tectónico como en escala temporal, sugiere la posibilidad que en la zona del Morro Mejillones pudieran estar ocurriendo, a lo largo de su evolución tectónica, periodos de pausa del alzamiento. De esta forma, la historia de alzamiento del Morro Mejillones estaría afectada por periodos a largo plazo (en escala de millones de años), donde el alzamiento habría ocurrido a tasas relativamente rápidas, alternados con periodos dominados por tasas de alzamiento muy bajas, nulas, o incluso subsidencia.

6. CONCLUSIÓN

Los resultados obtenidos en este trabajo, con miras a responder la hipótesis y las preguntas planteadas, permitieron llegar a las siguientes conclusiones:

- El mapeo de los *shoreline angles* y posterior mapeo de las terrazas marinas sobre la base de un DEM de 1,5 m de resolución permitió la correcta identificación de 5 niveles de terrazas asociadas a la rasa baja, o conjunto de terrazas bajas, junto con su detallada distribución de norte a sur, y su morfología determinada por la extensión del ancho de cada una, estableciendo así los límites entre ellas. De estas terrazas, T1 (la más antigua) y T4 mostraron los anchos más considerables, mientras que las otras 3 mostraron una extensión en su ancho más restringida. A su vez, de manera tentativa se proponen 4 niveles de terrazas para la rasa alta, o conjunto de terrazas altas, inferidos del mapeo de los ángulos de línea de costa a partir de TerraceM-2.
- Las dataciones realizadas con metodología de nucleidos cosmogénicos, mediante concentraciones de isótopos de ¹⁰Be permitieron inferir edades absolutas, y en algunos casos relativas, de preservación de las terrazas, en correlación con determinados MIS. Esta asignación permitió definir una secuencia de terrazas que abarca un periodo comprendido entre el MIS 15a (~574 ka), la más antigua de ellas, y el MIS 9c (~326 ka), la más joven de las terrazas preservadas en el Morro Mejillones. Esto resulta en una nueva propuesta, diferente de las propuestas de trabajos previos realizados en la zona. A su vez, la terraza asociada al MIS 11 en base a estos resultados, muestra una morfología ancha en su parte sur. Esta peculiaridad, que ha sido observada en terrazas del MIS 11 en trabajos previos, permite corroborar la validez de la asignación realizada como resultado del presente trabajo. Por otro lado, las muestras analizadas para las terrazas de la rasa alta, debido a la erosión, no permitieron estimar edades; sin embargo, sobre la base de antecedentes de trabajos previos, se propone una edad máxima de Plioceno tardío para las superficies más antiguas de esta secuencia.

- En general, las tasas de alzamiento absolutas o acumuladas desde el MIS 15a en el área de estudio son mayores que en localidades de más al sur, a lo largo del margen costero del norte de Chile. Por otra parte, tasas de alzamiento estimadas a periodos restringidos, en algunos casos resultaron muy altas, sugiriendo un comportamiento anómalo de la Península de Mejillones con respecto a otras zonas del margen costero. Para el Morro Mejillones se estimaron tasas de alzamiento acumulado > 0,5 m/ka desde el MIS 15a. El periodo comprendido entre el MIS 15 y MIS 13, en cambio, muestra tasas que superan los 1,0 m/ka. Por otra parte, las tasas estimadas a partir del MIS 9c, son menores, con valores entre 0,19 0,38 m/ka.
- ✤ A partir de las estimaciones de tasas de alzamiento realizadas en este trabajo y en estudios previos de diversos autores, en conjunto con los modelos de evolución de paisaje elaborados en el marco de esta investigación, se propone una historia compleja para el alzamiento del norte de la Península de Mejillones. Esta historia estaría marcada por una tasa de alzamiento inicial baja ~0,1 m/ka que se habría extendido por un largo periodo, desde ~3 Ma hasta al menos hace ~1 Ma; sin embargo, el registro de una secuencia de terrazas preservada desde el MIS 15a permite sugerir que esta baja tasa de alzamiento (~0,1 m/ka) habría perdurado no solo hasta hace ~1 Ma, sino que hasta hace unos ~574 ka. El origen del alzamiento costero aún no está del todo resuelto, sin embargo, está claro que debiese haber requerido un periodo sin preservar ninguna terraza lo suficientemente largo como para formar un escarpe de acumulación de ~100 m de altura, y que su abandono se debió a un abrupto incremento en la tasa de alzamiento, probablemente inducidos por la tectónica local de la península, particularmente asociada a la Falla Mejillones. Posterior a esto, habría ocurrido una desaceleración desde al menos post-MIS 11 (~404 ka), acentuándose aún más post-MIS 9c (~326 ka). Finalmente, el norte de la Península de Mejillones se habría visto afectada por un nuevo incremento en la tasa de alzamiento, aceleración que habría ocurrido hace unos ~40 ka, alcanzando un valor de 1,1 m/ka y que perduraría incluso en la actualidad. Al comparar con lo observado en la costa sur de Perú, las tasas más altas registradas en dicha área concuerdan con las tasas acumuladas estimadas para el Morro Mejillones; por otra parte, la historia de alzamiento de Perú, sugiere que el Morro Mejillones podría haber experimentado, a lo largo de su historia, periodos de pausa del alzamiento, alternados con periodos más prolongados en el tiempo con tasas más rápidas.
- La utilización de LEM en la reconstrucción de la historia de alzamiento resulta sumamente útil, y en general, es posible reproducir escenarios muy similares a los identificados en algún terreno. Sin embargo, zonas como la Península de Mejillones, con tectónica tan compleja, dificultan la generación de un único modelo que incluya todas las variables estimadas, por lo cual, en estos casos, resulta más conveniente simplificar los modelos, y rescatar información individual a partir de numerosos modelos de diferentes escenarios teóricos. Con esto en consideración, su uso es totalmente factible en este tipo de investigación.
- La temporalidad de ocurrencia de eventos como aceleración o desaceleración de tasas de alzamiento resultó ser más compleja al evaluar datos empíricos determinados y modelados, con respecto a la hipótesis de este trabajo, la cual fue planteada a partir de observaciones de trabajos anteriores. A pesar de esto, en términos generales, la hipótesis planteada fue corroborada.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K. 1979. Characterization of barriers on an earthquake fault. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84(B11), 6140-6148.
- Allmendinger, R. W., González, G., Yu, J., Hoke, G., y Isacks, B. 2005. Trench-parallel shortening in the Northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications. Geological Society of America Bulletin, 117(1-2), 89-104.
- Allmendinger, R. W., y González, G. 2010. Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. Tectonophysics, 495(1-2), 93-110.
- Anderson, R. S., Repka, J. L., y Dick, G. S. 1996. Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ¹⁰Be and ²⁶Al. Geology, 24(1), 47-51.
- Anderson, R. S., Densmore, A. L., y Ellis, M. A. 1999. The generation and degradation of marine terraces. Basin Research, 11(1), 7-20.
- Ando, M. 1975. Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan. Tectonophysics, 27(2), 119-140.
- Arabasz, W. J. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama fault zone in northern Chile. Ph.D. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, 264 p.
- Armijo, R., y Thiele, R. 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? Earth and Planetary Science Letters, 98(1), 40-61.
- Audin, L., Lacan, P., Tavera, H., y Bondoux, F. 2008. Upper plate deformation and seismic barrier in front of Nazca subduction zone: The Chololo Fault System and active tectonics along the Coastal Cordillera, southern Peru. Tectonophysics, 459(1-4), 174 185.
- Baeza, L. 1984. Petrography and tectonics of the plutonic and metamorphic complexes of Limón Verde and Mejillones Peninsula, Northern Chile. Tesis Doctoral (inédito) Universität Tübingen, R.F.A. 205 p.

- Baeza, L., y Venegas, R. 1985a. Caracterización petrográfica-estructural de las rocas de basamento de la parte norte de la Península de Mejillones, Chile. Congreso Geológico Chileno No. 4, Actas, 1: 2-35 – 2-55, Antofagasta.
- Baeza, L., y Venegas, R. 1985b. Petrología de las anfibolitas de la Península de Mejillones, norte de Chile. In Actas IV Congreso Geológico Chileno No. 4. Actas, 3: 4.31 – 4.51, Antofagasta.
- Baeza, L., y Venegas, R. 1988. Geología del basamento de la península de Mejillones, Norte de Chile. *In* Congreso Geológico Chileno No. 5, Actas, 2: E115 - E137. Santiago.
- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A., y Dunai, T. J. 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ¹⁰Be and ²⁶Al measurements. Quaternary geochronology, 3(3), 174-195.
- Bejar-Pizarro, M., Socquet, A., Armijo, R., Carrizo, D., Genrich, J., y Simons, M., 2013. Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone. Nat. Geosci. 6 (6), 462-467.
- Bevis, M., Kendrick, E. C., Smalley Jr, R., Herring, T., Godoy, J., y Galban, F. 1999. Crustal motion north and south of the Arica deflection: Comparing recent geodetic results from the central Andes. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 1(12).
- Bierman, P. R. 1994. Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 99(B7), 13885-13896.
- Bilbao-Lasa, P., Jara-Muñoz, J., Álvarez, I., Aranburu, A., Iriarte, E., Arriolabengoa, M., Val,
 M. d., y Galparsoro, I. 2019. Aproximación a las paleolineas de costa en la plataforma del país vasco en la última transgresión. Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA).
- Binnie, A., Dunai, T. J., Binnie, S. A., Victor, P., González, G., y Bolten, A. 2016. Accelerated late quaternary uplift revealed by ¹⁰Be exposure dating of marine terraces, Mejillones Peninsula, northern Chile. Quaternary Geochronology, 36, 12-27.
- Bintanja, R., y Wal, R. S. W. v. 2008. North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles. Nature, 454(7206), 869-872.

- Bowles, C. J., y Cowgill, E. 2012. Discovering marine terraces using airborne LiDAR along the Mendocino-Sonoma coast, northern California. Geosphere, 8(2), 386-402.
- Bradley, W. C., y Griggs, G. B. 1976. Form, genesis, and deformation of central California wave-cut platforms. Geological Society of America Bulletin, 87(3), 433-449.
- Braucher, R., Brown, E. T., Bourlès, D. L., y Colin, F. 2003. In situ produced 10 measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. Earth and Planetary Science Letters, 211(3-4), 251-258.
- Braucher, R., Del Castillo, P., Siame, L., Hidy, A. J., y Bourles, D. L. 2009. Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ¹⁰Be depth profile: a mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases. Quaternary Geochronology, 4(1), 56-67.
- Brocard, G. Y., Beek, P. A. v., Bourlès, D. L., Siame, L. L., y Mugnier, J. L. 2003. Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ¹⁰Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. Earth and Planetary Science Letters, 209(1-2), 197-214.
- Brüggen, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar. Santiago, 1, 365.
- Bloom, A. L. 1998. Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms. Prentice Hall, Upper Saddle River, ISBN 0-13-505496-6, 482 pp.
- Candy, I., Schreve, D. C., Sherriff, J., y Tye, G. J. 2014. Marine Isotope Stage 11: Palaeoclimates, palaeoenvironments and its role as an analogue for the current interglacial. Earth-Science Reviews, 128, 18-51.
- Cañuta, J., y Fonseca, A. 2001. Gravimetría y magmatismo de Pampa Mejillones, II Región, Chile (inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería: 11 p., 1 mapa.
- Cecioni, G., y García, F. 1960. Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín Nº6, 27 p.
- Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. The Geology of Chile, Teresa Moreno, Wes Gibbons.

- Chlieh, M., De Chabalier, J. B., Ruegg, J. C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., y Feigl, K. L. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. Geophysical Journal International, 158(2), 695-711.
- Chlieh, M., Avouac, J. P., Sieh, K., Natawidjaja, D. H., y Galetzka, J. 2008. Heterogeneous coupling of the Sumatran megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic measurements. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B5).
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J. P., Remy, D., Nocquet, J. M., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, G., y Bonvalot, S. 2011. Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 116(B12).
- Cerling, T. E., y Craig, H. 1994. Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 22, 273-317.
- Collot, J. Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M., y Spence, G. 2004. Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador–southwest Colombia margin. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 109(B11).
- Comte, D., Pardo, M., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Rivera, L., Cisternas, A., y Ponce, L. 1994. Determination of seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile using local data. Geophysical Journal International, 116(3), 553-561.
- Comte, D., Farías, M., Roecker, S., Carrizo, D., y Pardo, M. H. 2010. Crustal normal faulting triggered by the Mw= 8.8 Maule megathrust subduction earthquake in Central Chile. *In* AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2010, pp. G33A-0816).
- Cortés A., J., Marquardt, C., González, G., Wilke, H. G., y Marinovic, N. 2007 Carta Mejillones y Península de Mejillones, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa 1:100.000.
- Cortés A., J. 2012. Activité des failles de la plaque supérieure dans l'avant-arc côtier du nord du Chili (~ 23° 30'S): paléosismologie, implications néotectoniques et relation avec

le cycle de subduction. Doctoral dissertation. Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.

- Cortés A., J., González L., G., Binnie, S. A., Robinson, R., Freeman, S. P. H. T., y Vargas, E.,
 G. 2012. Paleoseismology of the Mejillones Fault, northern Chile: Insights from cosmogenic ¹⁰Be and optically stimulated luminescence determinations. Tectonics, 31(2).
- Cortés-Aranda, J., González, G., Martinod, J., Regard, V., Pousse-Beltran, L., Astudillo-Sotomayor, L. 2018. Rapid Late Pleistocene uplift in the Mejillones Peninsula, northern Chile subduction zone (23.5°S): Insights from ¹⁰Be dated marine abrasion terraces. *In* 9th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA), Possidi, Greece.
- Damm, K. W., Pichowiak, S., y Todt, W. 1986. Geochemie, Petrologie und Geochronologie der Plutonite und des Metamorphen Grundgebirge in Nord Chile. Berliner Geowissenschaftiche Abhandlungen, Reihe A 66: 77-146.
- Damm, K. W., Pichowiak, S., Harmon, R. S., Todt, W., Kelley, S., Omarini, R., y Niemeyer,H. 1990. Pre-Mesozoic evolution of the central Andes: The basement revisited:Geological Society of America Special Paper: 241.
- Darwin, C. 1846. Geological observations on South America: Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, RN during the years 1832 to 1836. Smith, Elder and Company, 65, Cornhill, London. 279 pp.
- Delouis, B., Cisternas, A., Dorbath, L., Rivera, L., y Kausel, E. 1996. The Andean subduction zone between 22 and 25 S (northern Chile): Precise geometry and state of stress. Tectonophysics, 259(1-3), 81-100.
- Delouis, B., Monfret, T., Dorbath, L., Pardo, M., Rivera, L., Comte, D., Haessler, H; Caminade,
 J. P., Ponce, L., Kausel, E., y Cisternas, A. 1997. The Mw= 8.0 Antofagasta (northern Chile) earthquake of 30 July 1995: A precursor to the end of the large 1877 gap. Bulletin of the Seismological Society of America, 87(2), 427-445.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L. y Cisternas, A. 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. Geophysical Journal International 132, 302-338.

- Desilets, D., Zreda, M., y Lifton, N. A. 2001. Comment on 'Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation' by Tibor J. Dunai. Earth and Planetary Science Letters, 188(1-2), 283-287.
- Domínguez, O. 2001. Geología del Paleozoico y Mesozoico de la Península de Mejillones, II Región, Chile, con Énfasis en el Basamento Cristalino Paleozoico. Memoria para optar al Título de Geólogo (Inédito). Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Departamento de Ciencias Geológicas. 87 p.
- Dunai, T.J. 2001. Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. Earth Planet. Sci. Lett. 193 (1-2), 197-212.
- Dunai, T. J., López, G. A. G., y Juez-Larré, J. 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. Geology, 33(4), 321-324.
- Dunai, T. J. 2010. Cosmogenic nuclides: principles, concepts and applications in the earth surface sciences. Cambridge University Press.
- Engdahl, E. R., y Villaseñor, A. 2002. Global seismicity: 1900-1999. In International handbook of earthquake and engineering seismology, editado por W. H. K. Lee *et al.*, pp. 665-690, Academic, San Diego, California.
- Ferraris, F., y Di Biase, F. 1978. Hoja Antofagasta. Carta geológica de Chile N°30, 48 p. Sernageomin Chile (ex-IIG), mapa escala 1:250.000.
- Gallen, S. F., Wegmann, K. W., Bohnenstiehl, D. R., Pazzaglia, F. J., Brandon, M. T., y Fassoulas, C. 2014. Active simultaneous uplift and margin-normal extension in a forearc high, Crete, Greece. Earth and Planetary Science Letters, 398, 11-24.
- García, F. 1967. Geología del norte grande de Chile. *In* Simposio sobre el geosinclinal andino (Vol. 3, p. 138). Sociedad Geológica de Chile.
- Garreaud, R. D., Molina, A., y Farias, M. 2010. Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective. Earth and Planetary Science Letters, 292(1-2), 39-50.
- Gilbert, G. K. 1890. Lake Bonneville (Vol. 1). United States Geological Survey.

- González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., y Schneider, H. 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene–Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. Journal of South American Earth Sciences, 16(5), 321-342.
- González, L. G., T. Dunai, D. Carrizo, y R. Allmendinger. 2006. Young displacements on the Atacama Fault System, northern Chile from field observations and cosmogenic ²¹Ne concentrations, Tectonics 25, TC3006.
- González, J., Vargas, G., y González, G. 2009. Antecedentes preliminares de reconocimiento de fallas submarinas en la Península de Mejillones, 22°45'-23°05'S. *In* Congreso Geológico Chileno. No. 12. Santiago, Chile. 22-26 Nov.
- González-Alfaro, J., Vargas, G., González, G., Ortlieb, L., Bonvalot, S., Gabalda, G., Álvarez, G., Huerta, B., y Valdenegro, J. 2015. Evidencias del MIS 3 en la Península de Mejillones y su implicancia dentro de un contexto geomorfológico, estructural y de grandes terremotos de subducción. La Serena.
- González-Alfaro, J., Vargas, G., Ortlieb, L., González, G., Ruiz, S., Báez, J. C., Mandeng Yogo, M., Caquineau, S., Álvarez, G., del Campo, F., y del Río, I. 2018. Abrupt increase in the coastal uplift and earthquake rate since ~40 ka at the northern Chile seismic gap in the Central Andes. Earth and Planetary Science Letters, 502, 32-45.
- Gosse, J. C., y Phillips, F. M. 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quaternary Science Reviews, 20(14), 1475-1560.
- Hancock, G. S., Anderson, R. S., Chadwick, O. A., y Finkel, R. C. 1999. Dating fluvial terraces with ¹⁰Be and ²⁶Al profiles: Application to the Wind River, Wyoming. Geomorphology, 27(1-2), 41-60.
- Hanks, T. C., Bucknam, R. C., Lajoie, K. R., y Wallace, R. E. 1984. Modification of wave cut and faulting-controlled landforms. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 89(B7). 5771-5790.
- Hanson, K. L., Wesling, J. R., Lettis, W. R., Kelson, K. I., y Mezger, L. 1994. Correlation, ages, and uplift rates of Quaternary marine terraces: South-central coastal California. *In* Alterman, I.B., McMullen, R. B., Cluff, L. S. y Slemmons, D. B. (eds.), Seismotectonics of the Central California Coast Range: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 292, 45-71.

- Hartley, A. J., y Chong, G. 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. Geology, 30(1), 43-46.
- Häuselmann, P., Fiebig, M., Kubik, P. W., y Adrian, H. 2007. A first attempt to date the original "Deckenschotter" of Penck and Brückner with cosmogenic nuclides. Quaternary International, 164, 33-42.
- Heinze, B. 2003. Active intraplate faulting in the forearc of north central Chile (30°-31°S):
 implications from neotectonic field studies, GPS data, and elastic dislocation modelling.
 Scientific Technical Report, Geoforschungszentrum, Potsdam.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A. J. T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Neumaier, S., Knie, K., Lazarev, V. y Nolte, E. 2002. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 1. Fast muons. Earth and Planetary Science Letters, 200(3-4), 345-355.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A. J. T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Knie, K., y Nolte, E. 2002. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. Earth and Planetary Science Letters, 200(3-4), 357-369.
- Hervé, M. 1987. Movimiento normal de la falla Paposo, Zona de Falla Atacama, en el Mioceno, Chile. Andean Geology, (31), 31-36.
- Hidy, A. J., Gosse, J. C., Pederson, J. L., Mattern, J. P., y Finkel, R. C. 2010. A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: An example from Lees Ferry, Arizona. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11(9).
- Houston, J., y Hartley, A. J. 2003. The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society, 23(12), 1453 1464.
- Husen, S., Kissling, E., Flueh, E., y Asch, G. 1999. Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-/offshore network. Geophysical Journal International, 138(3), 687-701.
- Ishman, S. E., Reilly, T. P., Wilson, G. S., Martinez-Pardo, R., Pinter, N., Wilke, H., y Chong, G. 2003. Late Cenozoic evolution of the Mejillones peninsula, northern Chile. *In* AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2003, pp. T32E-07).

- Jara-Muñoz, J., y Melnick, D. 2015. Unraveling sea-level variations and tectonic uplift in wave-built marine terraces, Santa María Island, Chile. Quaternary Research, 83(1), 216 228.
- Jara-Munoz, J., Melnick, D., Brill, D., y Strecker, M. R. 2015. Segmentation of the 2010 Maule Chile earthquake rupture from a joint analysis of uplifted marine terraces and seismic-cycle deformation patterns. Quaternary Science Reviews, 113, 171-192.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., y Strecker, M. R. 2016. TerraceM: A MATLAB[®] tool to analyze marine and lacustrine terraces using high-resolution topography. Geosphere, 12(1), 176-195.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Zambrano, P., Rietbrock, A., González, J., Argandoña, B., y Strecker, M. R. 2017. Quantifying offshore fore-arc deformation and splay-fault slip using drowned Pleistocene shorelines, Arauco Bay, Chile. Journal of geophysical research: Solid Earth, 122(6), 4529-4558.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Pedoja, K., y Strecker, M. R. 2019. TerraceM-2: A Matlab[®] interface for mapping and modeling marine and lacustrine terraces. Frontiers in Earth Science, 255.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., y Ando, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. Geological Society of America Bulletin, 94(3), 341-361.
- Kaneko, Y., Avouac, J. P., y Lapusta, N. 2010. Towards inferring earthquake patterns from geodetic observations of interseismic coupling. Nature Geoscience, 3(5), 363-369.
- Khazaradze, G., y Klotz, J. 2003. Short-and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B6).
- Klotz, J., Khazaradze, G., Angermann, D., Reigber, C., Perdomo, R., y Cifuentes, O. 2001a. Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes. Earth and Planetary Science Letters, 193(3-4), 437-446.
- Klotz, J., Michel, G. W., Khazaradze, G., y Heinze, B. 2001b. GPS based deformation measurements and modeling, in Deformation processes in the Andes. Project D5.

- Klotz, J., Abolghasem, A., Khazaradze, G., Heinze, B., Vietor, T., Hackney, R., Bataille, K., Maturana, R., Viramonte, J., y Perdomo, R. 2006. Long-term signals in the present-day deformation field of the Central and Southern Andes and constraints on the viscosity of the Earth's upper mantle. *In* The Andes (pp. 65-89). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Konca, A. O., Avouac, J. P., Sladen, A., Meltzner, A. J., Sieh, K., Fang, P., Li, Z., Galetzka, J., Genrich, J., Chlieh, M., Natawidjaja, D., Bock, Y., Fielding, E., Ji, C., y Helmberger, D. V. 2008. Partial rupture of a locked patch of the Sumatra megathrust during the 2007 earthquake sequence. Nature, 456(7222), 631-635.
- Lajoie, K.R. 1986. Coastal tectonics. In: Wallace, R.E. (Ed.), Active Tectonics. Natl. Acad. Press, Washington, D.C, pp. 95-124.
- Lal, D. 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. Earth Planet. Sci. Lett. 104, 424–439.
- Lange, W. P. d., y Moon, V. G. 2005. Estimating long-term cliff recession rates from shore platform widths. Engineering Geology, 80(3-4), 292-301.
- Le Roux, J. P., Gómez, C., Fenner, J., y Middleton, H. 2004. Sedimentological processes in a scarp-controlled rocky shoreline to upper continental slope environment, as revealed by unusual sedimentary features in the Neogene Coquimbo Formation, north-central Chile. Sedimentary Geology, 165(1-2), 67-92.
- Le Roux, J. P., Gómez, C., Venegas, C., Fenner, J., Middleton, H., Marchant, M., Buchdinder, B., Frassinetti, D., Marquardt, C., Gregory-Wodzicki, K. M., y Lavenu, A. 2005.
 Neogene-Quaternary coastal and offshore sedimentation in north central Chile: Record of sea-level changes and implications for Andean tectonism. Journal of South American Earth Sciences, 19(1), 83-98.
- Le Roux, J. P., Olivares, D. M., Nielsen, S. N., Smith, N. D., Middleton, H., Fenner, J., y Ishman, S. E. 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene–Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. Sedimentary Geology, 184(1-2), 133-153.
- Leonard, E. M., y Wehmiller, J. F. 1991. Geochronology of marine terraces at Caleta Michilla, northern Chile; implications for Late Pleistocene and Holocene uplift. *In* Andean Geology, 18(1), 81-86.

- Li, Y. K. 2013. Determining topographic shielding from digital elevation models for cosmogenic nuclide analysis: a GIS approach and field validation. Journal of Mountain Science, 10(3), 355-362.
- Limber, P. W., y Barnard, P. L. 2018. Coastal knickpoints and the competition between fluvial and wave-driven erosion on rocky coastlines. Geomorphology, 306, 1-12.
- Loveless, J. P., Pritchard, M. E., y Kukowski, N. 2010. Testing mechanisms of subduction zone segmentation and seismogenesis with slip distributions from recent Andean earthquakes. Tectonophysics, 495(1-2), 15-33.
- Loveless, J. P., y Meade, B. J. 2011. Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 Mw= 9.0 Tohoku-oki earthquake. Geophysical Research Letters, 38(17).
- Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., y Comte, D. 2004. Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). Tectonophysics, 394(3-4), 193-219.
- Marquardt, C. 2005. Déformations Néogènes le long de la Côte Nord du Chili (23°-27° S). In: Avant-Arc des Andes Centrales; PhD thesis, Lab. des Mec. et Tranferts en Geol. Univ. Toulouse III-Paul Sabatier, Toulouse, France, 212 pp.
- Martínez, E., y H. Niemeyer. 1982. Depósitos marinos aterrazados del Plioceno superior en la ciudad de Antofagasta, su relación con la Falla de Atacama. *In* Congreso Geológico Chileno (No. 3)., Concepción.
- Martinod, J., Regard, V., Riquelme, R., Aguilar, G., Guillaume, B., Carretier, S., Cortés-Aranda, J., Leanni, L., y Hérail, G. 2016. Pleistocene uplift, climate and morphological segmentation of the Northern Chile coasts (24°S–32°S): Insights from cosmogenic *10*Be dating of paleoshorelines. Geomorphology, 274, 78-91.
- Matsumoto, H., Young, A. P., y Carilli, J. E. 2022. Modeling the relative influence of environmental controls on marine terrace widths. Geomorphology, 396, 107986.
- Matsushi, Y., Wakasa, S., Matsuzaki, H., y Matsukura, Y. 2006. Long-term denudation rates of actively uplifting hillcrests in the Boso Peninsula, Japan, estimated from depth profiling of in situ-produced cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al. Geomorphology, 82(3-4), 283-294.

- McManus, J., Oppo, D., Cullen, J., y Healey, S. 2003. Marine isotope stage 11 (MIS 11): analog for Holocene and future Climate? Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 137, 69-85.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Echtler, H. P., y Strecker, M. R. 2006. Coastal deformation and great subduction earthquakes, Isla Santa María, Chile (37°S). Geological Society of America Bulletin, 118(11-12), 1463-1480.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M. R., y Echtler, H. P. 2009. Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114(B1).
- Métois, M., Socquet, A., y Vigny, C. 2012. Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B3).
- Metois, M., Vigny, C., y Socquet, A. 2016. Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the Chilean subduction zone (38–18 S). Pure and Applied Geophysics, 173, 1431-1449.
- Molina, D., Tassara, A., Abarca, R., Melnick, D., y Madella, A. 2021. Frictional segmentation of the Chilean megathrust from a multivariate analysis of geophysical, geological, and geodetic data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 126(6), e2020JB020647.
- Montero Pohly, W. 1986. Períodos de recurrencia y tipos de secuencias sísmicas de los temblores interplaca e intraplaca en la región de Costa Rica. *In* Revista Geológica de América Central (pp. 35-72).
- Moreno, M., Rosenau, M., y Oncken, O. 2010. 2010 Maule earthquake slip correlates with preseismic locking of Andean subduction zone. Nature, 467(7312), 198-202.
- Mortimer, C., Farrar, E., y Saric, N. 1974. K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. Geologische Rundschau, 63(2), 484-490.
- Mortimer, C., y Saric, N. 1975. Cenozoic studies in northern-most Chile: Geologische Rundschau, Vol. 64, No. 2, p. 395-420.
- Naranjo, J. A. 1987. Interpretación de la actividad Cenozoica superior a lo largo de la zona de falla Atacama, norte de Chile. En: Revista Geológica de Chile, No. 31 (1987).

- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M. W., Southon, J. R., Finkel, R. C., y McAninch, J. 2007. Absolute calibration of ¹⁰Be AMS standards. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 258(2), 403-413.
- Naranjo, J. A., y Paskoff, R. 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18–21 S). *In* Congreso Geológico Chileno (Vol. 4, No. 4, pp. 149-165).
- Niemeyer, H., González, G., y Martínez-De Los Ríos, E. 1996. Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile. Andean Geology, 23(2), 165-186.
- Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, I. S., Ocola, L., y Ellis,
 M. 1998. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the central Andes. Science, 279(5349), 358-362.
- Okada, A. 1971. On the neotectonics of the Atacama fault zone region. Preliminary notes on late Cenozoic faulting and geomorphic development of the Coast Range of northern Chile. Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo, 3, 47-65.
- Oliveros, V. 2005. Estudio geocronólogico de las unidades magmáticas jurásicas y del Cretácico Inferior del norte de Chile (18°30'-24°S; 60°30'-70°30'W). Origen, emplazamiento, alteración, metamorfismo y mineralización. Tesis de Doctorado, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Oliveros, V., González, J., Espinoza Vargas, M., Vásquez, P., Rossel, P., Creixell, C., Sepúlveda, F., y Bastias, F. 2018. The early stages of the magmatic arc in the Southern Central Andes. *In* The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes (pp. 165-190). Springer, Cham.
- Órdenes, T. 2002. Petrología de los intrusivos de la Cordillera de la Costa entre las coordenadas 23° 08'07-23° 17'46" Lat. Sur y 70° 15'32-70° 22'04" Long. Oeste, Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título (inédito), Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, 117 p.
- Ortlieb, L. 1987. Néotectonique et variations du niveau marin au Quaternaire dans la région du Golfe de Californie, Mexique. Doctoral dissertation. Aix-Marseille. ORSTOM, Paris, 779 + 257 p.

- Ortlieb, L., y Macharé, J. 1990. Geocronología y morfoestratigrafía de terrazas marinas del Pleistoceno superior: el caso de San Juan-Marcona, Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Nº81, pág. 87 – 106.
- Ortlieb, L., Goy, J. L., Zazo, C., Hillaire-Marcel, C., y Vargas, G. 1995. Late Quaternary coastal changes in northern Chile. Guidebook for a fieldtrip. In II Annual Meeting of the International Geological Correlation Program (IGCP), Project (Vol. 367).
- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., y Cournoyer, L. 1996a. Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky. Quaternary Science Reviews, 15(8-9), 819-831.
- Ortlieb, L., Goy, J. L., Zazo, C., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Guzmán, N., y Thiele, R. 1996b. Quaternary morphostratigraphy and vertical deformation in Mejillones Peninsula, Northern Chile. *In* International Symposium on Andean Geodynamics (No. 3, pp. 212-214).
- Ortlieb, L., Diaz, A., y Guzmán, N. 1996c. A warm interglacial episode during oxygen isotope stage 11 in northern Chile. Quaternary Science Reviews, 15(8-9), 857-871.
- Ortlieb, L., Guzmán, N., y Marquardt, C. 2003. A longer-lasting and warmer interglacial episode during Isotopic Stage 11: marine terrace evidence in tropical western Americas. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 137, 157-180.
- Ota, Y., y Paskoff, R. 1993. Holocene deposits on the coast of north-central Chile: radiocarbon ages and implications for coastal changes. Andean Geology, 20(1), 25-32.
- Ota, Y., Miyauchi, T., Paskoff, R., y Koba, M. 1995. Plio-Quaternary marine terraces and their deformation along the Altos de Talinay, North-central Chile. Revista Geológica de Chile 22, 89-102.
- Pardo-Casas, F., y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics, 6(3), 233-248.
- Paskoff, R. 1970. Le Chili semi-aride, recherches géomorphologiques. Biscaye Fréres. Geomorfología de Chile Semiárido. Traducción al español José Enrique Novoa Jerez. Ediciones Universidad de La Serena, La Serena, 1993.

- Paskoff, R. 1999. Contribuciones recientes al conocimiento del Cuaternario marino del centro y del norte de Chile. Revista de Geografía Norte Grande, (26), 43-50. Pontificia Universidad Católica de Chile.
- Pelz, K. 2000. Tektonische Erosion am zentralandinen Forearc (20°-24° S). Sci. Tech. Rep. 00/20, GeoForschungsZentrum Potsdam, Potsdam, Germany.
- Peyrat, S., Madariaga, R., Buforn, E., Campos, J., Asch, G., y Vilotte, J. P. 2010. Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. Geophysical Journal International, 182(3), 1411-1430.
- Phillips, W. M., McDonald, E. V., Reneau, S. L., y Poths, J. 1998. Dating soils and alluvium with cosmogenic ²¹Ne depth profiles: case studies from the Pajarito Plateau, New Mexico, USA. Earth and Planetary Science Letters, 160(1-2), 209-223.
- Plafker, G. 1972. Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implications for arc tectonics. Journal of Geophysical Research, 77(5), 901-925.
- Portenga, E. W., y Bierman, P. R. 2011. Understanding Earth's eroding surface with ¹⁰Be. GSA Today 21 (8), 4-9.
- Quezada, J., Bataille, K., y González, G. 2005. The effect of subduction earthquakes in the coastal configuration of northern Chile. *In* Symposium on Andean Geodynamics (Vol. 6, pp. 578-581)
- Quezada, J., González, G., Dunai, T., Jensen, A., y Juez-Larre, J., 2007. Pleistocene littoral uplift of northern Chile: ²¹Ne age of the upper marine terrace of Caldera-Bahia Inglesa area. Revista Geológica De Chile 34, 81–96.
- Racano, S., Jara-Muñoz, J., Cosentino, D., y Melnick, D. 2020. Variable quaternary uplift along the southern margin of the central Anatolian plateau inferred from modeling marine terrace sequences. Tectonics, 39(12), e2019TC005921.
- Radtke, U. 1989. Marine terraces and coral reefs—On the problem of the Quaternary sea-level fluctuations explained in case studies from Chile, Argentina and Barbados. *In* Dusseldorf Geogr. Schr, 27. Geogr. Inst., Duesseldorf Univ., Duesseldorf, Germany.
- Ratusny, A., y Radtke, U. 1988. Jüngere ergebnisse küstenmorphologischer untersuchungen im grossen Norden Chiles. *In* Hamburger Geographische Studien, 44, 31-46.

- Rech, J. A., Currie, B. S., Michalski, G., y Cowan, A. M. 2006. Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. Geology, 34(9), 761-764.
- Refice, A., Giachetta, E., y Capolongo, D. 2012. SIGNUM: A Matlab, TIN-based landscape evolution model. Computers & Geosciences, 45, 293-303.
- Regard, V., Saillard, M., Martinod, J., Audin, L., Carretier, S., Pedoja, K., Riquelme, R., Paredes, P., y Herail, G. 2010. Renewed uplift of the central andes forearc revealed by coastal evolution during the quaternary. Earth Planet. Sci. Lett. 297 (1-2), 199-200.
- Regard, V., Pedoja, K., De La Torre, I., Saillard, M., Cortés-Aranda, J., y Nexer, M. 2017. Geometrical trends within sequences of Pleistocene marine terraces: selected examples from California, Peru, Chile and New-Zealand. 61 (1), 53–73.
- Reutter, K. J., Giese, P., Götze, H. J., Scheuber, E., Schwab, K., Schwarz, G., y Wigger, P. 1988. Structures and crustal development of the central Andes between 21 and 25 S. *In* The Southern Central Andes, BALHBURG, H.; BREITZKREUZ, C.; GIESE, P. (Eds.). Lectures Notes in Earth Sciences 17. Springer, Berlín, Heidelberg, New York, p. 231-261.
- Riihimaki, C. A., Anderson, R. S., Safran, E. B., Dethier, D. P., Finkel, R. C., y Bierman, P. R. 2006. Longevity and progressive abandonment of the Rocky Flats surface, Front Range, Colorado. Geomorphology, 78(3-4), 265-278.
- Ritz, J. F., Braucher, R., Bourlès, D., Delouis, B., Marquardt, C., Lavenu, A., Hervé, P., y Ortlieb, L. 2019. Slip rate of trench-parallel normal faulting along the Mejillones Fault (Atacama Fault System): Relationships with the northern Chile subduction and implications for seismic hazards. Terra Nova, 31(4), 390-404.
- Rixhon, G., Braucher, R., Bourlès, D., Siame, L., Bovy, B., y Demoulin, A. 2011. Quaternary river incision in NE Ardennes (Belgium)–Insights from ¹⁰Be/²⁶Al dating of river terraces. Quaternary Geochronology, 6(2), 273-284.
- Rodés, A. 2020 Cosmogenic Exposure Age Averages. github.com/angelrodes/CEAA doi:10.5281/zenodo.4024909.
- Rosenbloom, N. A., y Anderson, R. S. 1994. Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 99(B7), 14013-14029.

- Ruiz, S., Klein, E., Del Campo, F., Rivera, E., Poli, P., Metois, M., Christophe, V., Baez, J. C., Vargas, G., Leyton, F., Madariaga, R. y Fleitout, L. 2016. The seismic sequence of the 16 September 2015 Mw 8.3 Illapel, Chile, earthquake. Seismological Research Letters, 87(4), 789-799.
- Ruskiczay-Rüdiger, Z., Braucher, R., Novothny, A., Csillag, G., Fodor, L., Molnár, G., Madarász, B., y Team, A.S.T.E.R. 2016. Tectonic and climatic control on terrace formation: Coupling in situ produced ¹⁰Be depth profiles and luminescence approach, Danube River, Hungary, Central Europe. Quat. Sci. Rev. 131, 127–147.
- Saillard, M. 2008. Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales: Etude de l'évolution géomorphologique et datations (¹⁰Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou-Nord Chili). Doctoral dissertation. Université Paul Sabatier-Toulouse III).
- Saillard, M., Hall, S. R., Audin, L., Farber, D. L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R.C., y Bondoux, F. 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31 S) inferred from ¹⁰Be dating. Earth and Planetary Science Letters, 277(1-2), 50-63.
- Saillard, M., Hall, S. R., Audin, L., Farber, D. L., Martinod, J., Regard, V., Pedoja, K., y Hérail, G. 2010. Reply to a Comment on "Non-steady long-term uplift rates and Pleistocenemarine terrace development along the Andean margin of Chile (31° S) inferred from ¹⁰Be dating" by M. Saillard, SR Hall, L. Audin, DL Farber, G. Hérail, J. Martinod, V. Regard, RC Finkel. and F. Bondoux [Earth Planet. Sci. Lett. 277 (2009) 50–63]. Earth and Planetary Science Letters, 3(296), 506-509.
- Saillard, M., Hall, S. R., Audin, L., Farber, D. L., Regard, V., y Hérail, G. 2011. Andean coastal uplift and active tectonics in southern Peru: 10Be surface exposure dating of differentially uplifted marine terrace sequences (San Juan de Marcona, ~ 15.4 S). Geomorphology, 128(3-4), 178-190.
- Saillard, M., Riotte, J., Regard, V., Violette, A., Hérail, G., Audin, L., y Riquelme, R. 2012. Beach ridges U–Th dating in Tongoy bay and tectonic implications for a peninsula–bay system, Chile. Journal of South American Earth Sciences, 40, 77-84.
- Scheuber, E., y Andriessen, P. A. 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. Journal of Structural Geology, 12(2), 243-257.

- Scheuber, E., y Reutter, K. J. 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25° S. Tectonophysics, 205(1-3), 127-140.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., y Reutter, K. J. 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. *In* Tectonics of the southern central Andes (pp. 121-139). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Scheuber, E., y González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22–26 S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. Tectonics, 18(5), 895-910.
- Schurr, B., Asch, G., Motagh, M., Oncken, O., Chong Diaz, G., Barrientos, S. E., y Vilotte, J. 2010. The 2007 M7. 7 Tocopilla northern Chile earthquake sequence-along and across strike rupture segmentation. In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2010, pp. T51D 2093).
- Siddall, M., Chappell, J., y Potter, E. K. 2007. 7. Eustatic sea level during past interglacials. In Developments in Quaternary Sciences (Vol. 7, pp. 75-92). Elsevier.
- Sobiesiak, M., Meyer, U., Schmidt, S., Götze, H. J., y Krawczyk, C. M. 2007. Asperity generating upper crustal sources revealed by b value and isostatic residual anomaly grids in the area of Antofagasta, Chile. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 112(B12).
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. Journal of South American Earth Sciences, 11(3), 211-215.
- Song, T. R. A., y Simons, M. 2003. Large trench-parallel gravity variations predict seismogenic behavior in subduction zones. Science, 301(5633), 630-633.
- Stone, J. O. H., Evans, J. M., Fifield, L. K., Allan, G. L., y Cresswell, R. G. 1998. Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62(3), 433-454.
- Stone, J. O. 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. J. Geophys. Res. 105, 23753–23759.
- Storms, J. E., y Swift, D. J. 2003. Shallow-marine sequences as the building blocks of stratigraphy: Insights from numerical modelling. Basin Research, 15(3), 287-303.

- Strobl, M., Hetzel, R., Fassoulas, C., y Kubík, P. W. 2014. A long-term rock uplift rate for eastern Crete and geodynamic implications for the Hellenic subduction zone. Journal of Geodynamics, 78, 21-31.
- Sunamura, T. 1992. Geomorphology of rocky coasts (Vol. 3). Hoboken, NJ: John Wiley & Sons Ltd, New York, p. 302.
- Taylor, J. 1997. Introduction to error analysis, the study of uncertainties in physical measurements, second ed. Univ. Sci. Books, Sausalito, Calif.
- Tebbens, S. F., y Cande, S. C. 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to present. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 102(B6), 12061 12084.
- Thébaudeau, B., Trenhaile, A. S., y Edwards, R. J. 2013. Modelling the development of rocky shoreline profiles along the northern coast of Ireland. Geomorphology, 203, 66-78.
- Thomas, A. 1970. Cuadrángulos Iquique y Caleta Molle, Provincia de Tarapacá: escala 1:50.000.
- Tichelaar, B. W., y Ruff, L. J. 1991. Seismic coupling along the Chilean subduction zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 96(B7), 11997-12022.
- Trenhaile, A. S. 1987. The geomorphology of rock coasts. Clarendon Press, Oxford, 384 pp.
- Trenhaile, A. S. 2000. Modeling the development of wave-cut shore platforms. Marine Geology, 166(1-4), 163-178.
- Trenhaile, A. 2014. Modelling the effect of Pliocene–Quaternary changes in sea level on stable and tectonically active land masses. Earth Surface Processes and Landforms, 39(9), 1221-1235.
- Venegas, R. 1979. Rocas metamórficas y plutónicas de la Península de Mejillones a Sur de los 23°17' Lat. Sur y al Oeste de los 70°30' Long. Oeste, II Región, Chile. Memoria de Título (inédito). Universidad Católica del Norte. 89 p.
- Vargas, G., Farías, M., Carretier, S., Tassara, A., Baize, S., y Melnick, D. 2011. Coastal uplift and tsunami effects associated to the 2010 Mw8.8 Maule earthquake in Central Chile. Andean Geology, 38(1), 219-238.

- Victor, P., Sobiesiak, M., Glodny, J., Nielsen, S. N., y Oncken, O. 2011. Long-term persistence of subduction earthquake segment boundaries: Evidence from Mejillones Peninsula, northern Chile. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 116(B2).
- Wolkowinsky, A. J., y Granger, D. E. 2004. Early Pleistocene incision of the San Juan River, Utah, dated with ²⁶Al and ¹⁰Be. Geology, 32(9), 749-752.



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



ANEXOS

Memoria para optar al Título de Geólogo

Ricardo Alonso Aguilera Cortés

Profesor Patrocinante:Dr. Joaquín Cortés ArandaProfesores Comisión:Dr. Mauricio Espinoza VargasDr. Andrés Tassara Oddo

CONCEPCIÓN, 2023

ESTIMACIÓN DE PROMEDIOS PONDERADOS Y AJUSTE GAUSSIANO





Edad (ka)

Average: 333 ± 27 (40) Weighted average: 330 ± 25 (38) Best gaussin fit: 325 ± 30 (41)

 $\begin{array}{l} \text{MJ12B-1a: } 306 \pm 11 \ (29) \\ \text{MJ12B-1b: } 368 \pm 14 \ (35) \\ \text{MJ12B-1c: } 335 \pm 13 \ (32) \\ \text{MJ12B-1d: } 378 \pm 14 \ (36) \\ \text{MJ12B-1f: } 320 \pm 13 \ (31) \\ \text{MJ12B-1f: } 313 \pm 12 \ (30) \\ \text{MJ12B-1h: } 308 \pm 13 \ (29) \\ \text{MJ12B-1h: } 339 \pm 14 \ (33) \end{array}$

One-sigma range: [296 - 348]





Average: 427 ± 40 (55) Weighted average: 418 ± 41 (55) Best gaussin fit: 435 ± 37 (54)

MJ12-002a: 474 ± 18 (46) MJ12-002c: 425 ± 17 (41) MJ12-002d: 344 ± 13 (33) MJ12-002f: 466 ± 18 (46) MJ12-002e: 404 ± 15 (39) MJ12-002g: 446 ± 17 (43) MJ12-002h: 451 ± 17 (44) MJ12-002j: 428 ± 16 (42) MJ12-002k: 401 ± 16 (39)

One-sigma range: [399 - 471]



Average: 444 ± 66 (77) Weighted average: 424 ± 67 (77) Best gaussin fit: 442 ± 59 (71)

$$\begin{split} & \text{MJ12B-2a: } 421 \pm 16 \ (41) \\ & \text{MJ12B-2b: } 329 \pm 12 \ (31) \\ & \text{MJ12B-2c: } 546 \pm 21 \ (54) \\ & \text{MJ12B-2c: } 511 \pm 19 \ (50) \\ & \text{MJ12B-2e: } 450 \pm 19 \ (44) \\ & \text{MJ12B-2g: } 415 \pm 18 \ (41) \\ & \text{MJ12B-2h: } 457 \pm 19 \ (45) \\ & \text{MJ12B-2i: } 421 \pm 22 \ (43) \end{split}$$

One-sigma range: [321 - 532]





RESULTADOS PARA TASAS DE PRODUCCIÓN POR MUESTRA

	Fa El	ctor <i>scaling</i> pa levación/Latitu	ara 1d	Tasa de producción promedio de profundidad contemporánea (at/g/año)				
Muestra	Para neutrones	Para neutrones, rápido	Para muones, lento	Be/Al, Espalación	Mu, Espalación	Q s	Q mu	
MM02	0,83931	0,81275	0,81275	3,29250	0,05713	0,97849	1,00560	
MM03	0,74714	0,76097	0,76097	2,93070	0,05388	0,97842	1,00730	
MM04	0,76394	0,77051	0,77051	2,99670	0,05449	0,97843	1,00700	
MM05	0,76914	0,77345	0,77345	3,01710	0,05467	0,97843	1,00690	
MM06	0,77582	0,77723	0,77723	3,04330	0,05491	0,97844	1,00670	
PSA-1	0,83167	0,80850	0,80850	3,26780	0,05686	0,98006	1,00550	
PSA-2	0,83167	0,80850	0,80850	3,26780	0,05686	0,98006	1,00550	
PSA-3	0,83167	0,80850	0,80850	3,26780	0,05686	0,98006	1,00550	
PSB-1	0,79142	0,78601	0,78601	3,10960	0,05545	0,98003	1,00620	
PSB-2	0,79142	0,78601	0,78601	3,10960	0,05545	0,98003	1,00620	
PSB-3	0,79142	0,78601	0,78601	3,10960	0,05545	0,98003	1,00620	

Tabla AI.1: Resultados del modelamiento de tasas de producción para muestras inéditas.

	Factor de <i>scaling</i> para Elevación/Latitud			Tasa de producción promedio de profundidad contemporánea (at/g/año)			
Muestra	Para neutrones	Para neutrones, rápido	Para muones, lento	Be/Al, Espalación	Mu, Espalación	Q s	Q mu
MJ12B-1a	0,72542	0,74876	0,74876	2,82550	0,05313	0,97159	1,00830
MJ12B-1b	0,72542	0,74876	0,74876	2,85370	0,05307	0,98120	1,00700
MJ12B-1c	0,72542	0,74876	0,74876	2,85610	0,05306	0,98201	1,00680
MJ12B-1d	0,72542	0,74876	0,74876	2,84190	0,05311	0,97718	1,00780
MJ12B1e	0,72542	0,74876	0,74876	2,86560	0,05300	0,98525	1,00570
MJ12B-1f	0,72542	0,74876	0,74876	2,86800	0,05298	0,98606	1,00540
MJ12B-1g	0,72542	0,74876	0,74876	2,85140	0,05308	0,98040	1,00720
MJ12B-1h	0,72542	0,74876	0,74876	2,86800	0,05298	0,98606	1,00540
MJ12B-1i	0,72542	0,74876	0,74876	2,84660	0,05309	0,97879	1,00750
MJ12-002a	0,73753	0,75556	0,75556	2,88400	0,05354	0,97559	1,00780
MJ12-002b	0,73753	0,75556	0,75556	2,92500	0,05334	0,98932	1,00400
MJ12-002c	0,73753	0,75556	0,75556	2,91290	0,05342	0,98526	1,00560
MJ12-002d	0,73753	0,75556	0,75556	2,88400	0,05354	0,97559	1,00780
MJ12-002f	0,73753	0,75556	0,75556	2,90800	0,05346	0,98364	1,00620
MJ12-002e	0,73753	0,75556	0,75556	2,89600	0,05351	0,97960	1,00720
MJ12-002g	0,73753	0,75556	0,75556	2,89600	0,05351	0,97960	1,00720
MJ12-002h	0,73753	0,75556	0,75556	2,92010	0,05337	0,98770	1,00470
MJ12-002j	0,73753	0,75556	0,75556	2,92500	0,05334	0,98932	1,00400
MJ12-002k	0,73753	0,75556	0,75556	2,92740	0,05333	0,99014	1,00370
MJ12B-2a	0,73753	0,75556	0,75556	2,89360	0,05352	0,97880	1,00730
MJ12B-2b	0,73753	0,75556	0,75556	2,91290	0,05342	0,98526	1,00560
MJ12B-2c	0,73753	0,75556	0,75556	2,92260	0,05336	0,98851	1,00430
MJ12B-2d	0,73753	0,75556	0,75556	2,91290	0,05342	0,98526	1,00560
MJ12B-2e	0,73753	0,75556	0,75556	2,92020	0,05338	0,98770	1,00470
MJ12B-2g	0,73753	0,75556	0,75556	2,92500	0,05334	0,98932	1,00400
MJ12B-2h	0,73753	0,75556	0,75556	2,92020	0,05338	0,98770	1,00470
MJ12B-2i	0,73753	0,75556	0,75556	2,83680	0,05357	0,95976	1,00830
MJ12-003a	0,75756	0,76696	0,76696	2,99170	0,05415	0,98527	1,00530
MJ12-003b	0,75756	0,76696	0,76696	3,00170	0,05408	0,98852	1,00410
MJ12-003c	0,75756	0,76696	0,76696	2,98670	0,05418	0,98365	1,00590
MJ12-003d	0,75756	0,76696	0,76696	2,99170	0,05415	0,98527	1,00530
MJ12-003e	0,75756	0,76696	0,76696	3,01420	0,05400	0,99260	1,00270
MJ12-003f	0,75756	0,76696	0,76696	2,98670	0,05418	0,98365	1,00590
MJ12-003g	0,75756	0,76696	0,76696	2,98670	0,05418	0,98365	1,00590
MJ12-003h	0,75756	0,76696	0,76696	3,00420	0,05407	0,98933	1,00380
MJ12-003k	0,75756	0,76696	0,76696	3,01420	0,05400	0,99260	1,00270
MJ12-003l	0,75756	0,76696	0,76696	3,00920	0,05404	0,99096	1,00330
MJ12-001b	0,80024	0,79092	0,79092	3,15870	0,05570	0,98449	1,00510
MJ12-001c	0,80024	0,79092	0,79092	3,16130	0,05569	0,98530	1,00480
MJ12-001d	0,80024	0,79092	0,79092	3,14300	0,05576	0,97966	1,00620
MJ12-001g	0,80024	0,79092	0,79092	3,16920	0,05564	0,98773	1,00400
MJ12-001e	0,80024	0,79092	0,79092	3,16920	0,05564	0,98773	1,00400
MJ12-001f	0,80024	0,79092	0,79092	3,17440	0,05561	0,98935	1,00350
MJ12-001h	0,80024	0,79092	0,79092	3,17440	0,05561	0,98935	1,00350
MJ12-001i	0,80024	0,79092	0,79092	3,19300	0,05551	0,99507	1,00160

Tabla AI.2: Resultados del modelamiento de tasas de producción para muestras de Binnie et al., 2016.

















Inheritance (10⁵ atoms g⁻¹)

 χ^2 value
ANEXO II: PERFILES SWATH Y MAPEO SHORELINE ANGLES

_

Tabla AII.1: Shoreline angles mapeados para cada perfil swath, con su respectiva posición a lo largo del perfil, elevación y su error σ l estimados a partir del software TerraceM. La distancia a lo largo del swath se considera siempre en dirección de menor a mayor elevación. Los niveles de terrazas inferidos fueron agrupados en función de los conjuntos de terrazas altas (TA) y terrazas bajas (TB). Aquellos valores marcados con * corresponden a datos sobre interpretados, por lo que estos datos no fueron incluidos dentro de la Figura 4.3.

Perfil swath	Nivel Mapeado	UTM_X (m)	UTM_Y (m)	Distancia a lo largo del <i>swath</i> (m)	Elevación (ms.n.m.)	σ1 (m)	Terraza inferida
1	1	345046,94	7452309,72	579,88	223,94	1,86	TB-3
1	2	344678,14	7452388,75	202,71	173,76	0,87	TB-5
2	1	344884,33	7451842,75	566,78	222,19	2,75	TB-4
2	2	344610,98	7451834,21	293,30	176,60	2,33	TB-5
2	3	344510,96	7451831,09	193,23	155,13	0,27	*
3	1	345380,18	7451086,20	1179,44	317,41	1,38	TB-1
3	2	344889,13	7451331,72	630,43	234,59	2,26	TB-4
3	3	344670,23	7451441,17	385,70	187,88	0,63	*
3	4	344566,10	7451493,23	269,28	167,18	0,57	TB-5
4	1	344843,95	7450730,30	810,20	283,32	0,98	TB-2
4	2	344648,90	7450811,01	599,11	242,47	3,43	TB-3
4	3	344470,49	7450884,84	406,03	190,99	1,72	TB-4
5	1	345011,88	7451318,33	1624,01	270,27	1,11	TB-2
5	2	344941,24	7451565,56	1366,89	228,24	2,30	TB-3
5	3	344817,38	7451999,08	916,02	217,55	0,87	TB-4
5	4	344769,18	7452167,79	740,56	199,34	2,45	*
5	5	344682,86	7452469,89	426,38	175,48	1,73	TB-5
5	6	344635,55	7452635,49	254,15	150,38	3,62	*
6	1	344313,39	7450277,40	581,86	205,25	1,64	TB-3
6	2	344222,92	7450349,77	466,01	192,88	0,44	TB-4
6	3	343966,13	7450555,20	137,16	143,29	0,34	TB-5
7	1	344521,62	7447993,92	2727,23	300,54	3,30	TB-1
7	2	344107,69	7449648,31	1021,84	212,04	0,82	TB-2
7	3	344042,91	7449907,23	754,94	184,69	0,37	TB-3
7	4	343998,04	7450086,59	570,05	168,72	1,83	TB-4
8	1	344835,23	7445052,94	5629,76	603,34	3,36	TA-1
8	2	344719,46	7445721,25	4951,50	547,20	5,11	TA-2
8	3	344671,87	7445996,01	4672,65	522,93	4,62	TA-3
8	4	344568,02	7446595,45	4064,28	465,39	3,22	TA-4
8	5	344313,82	7448062,90	2574,98	285,99	2,13	TB-1
8	6	344042,70	7449628,01	986,55	211,81	0,69	TB-2
8	7	343996,06	7449897,24	713,32	183,60	0,69	TB-3
8	8	343961,81	7450094,94	512,68	166,40	1,88	TB-5
9	1	343889,02	7448040,15	2522,02	272,38	2,59	TB-1
9	2	343518,86	7449349,94	1160,93	214,37	0,49	TB-2
9	3	343413,89	7449721,36	774,96	172,35	4,84	TB-3
9	4	343351,02	7449943,84	543,76	139,05	3,80	TB-4

0	5	343261 30	7450260.00	214.20	05.04	3 20	TP 5
9 10	1	343201,39	7430200,99	214,20	201 13	1.03	TP 1
10	1	343473,00	7447078,33	018 81	148.43	1,95	TB 3
10	2	342514 61	7449337,33	508 33	146,45	+,12 1 36	
10	3	342365 70	7450055 79	156 21	77 92	1,50	TB 5
11	-+	342503,70	7430055,79	2612 62	250.02	1,91	TP 1
11	1	343128 50	7440011,02	1200 12	186.80	3 66	TB 2
11	2	342000 37	7449197,55	008 56	152.64	1.16	TB 3
11	5	342999,37	7449408,89	764 74	132,04	2.07	TP 4
11	+ 5	342651 36	7450199,99	189 11	73 /3	2,07	TB 5
12	1	342031,30	7430199,70	2041 45	251.60	3.46	TB 1
12	1	3422031,50	7447438,81	1209 11	144.92	0.54	TB 3
12	2	342223,08	7449020,27	1043 25	128 14	2.86	TB-3
12	3	341885.04	7449170,54	249.42	64 49	2,00	TB 5
12	+ 1	343580 51	7449894,02	249,42	266 55	1,45	TB-J
13	2	342203 47	7447709.13	1230 78	161 39	-,2) 0.60	TB-1
13	2	342293,47	7448799,13	920.35	101,59	2.18	
13	3	341463 65	7440371,52	920,55 254 56	63 32	2,10	TB 5
13	4	341403,03	7449550,21	1236.70	147.21	0.78	TP 3
14	1	342394,00	7449081,07	063 63	147,21	1.46	TD-J
14	2 1	342132,93	7449208,89	2503,03	283 21	2.88	TD-4 TR 1
15	1	343322,44	7447011,95	1162 20	150.04	2,00	TP 2
15	2	342112,31	7446370,12	226.25	71 41	4,20	TD -2
15	5	341321,17	7440075,91	220,33	71,41	2.12	TD-J
10	1	342034,47	7447100,83	1200.00	279,83	5,15 1,70	
10	2	341023,10 241251 20	7447055,92	1290,90	172,10	1,70	1D-2 TD 2
10	3	341331,30	7447702,51	909,27 65 22	68 20	5,71 0.62	TD - 5
10	4	340312,30	7448149,34	03,23	08,29	0,05	
17	1	342930,09	7447397,70	2813,91	122.22	2,19	TD-1
17	2	341704,79	7448082,09	74.48	152,55	1,34	1D-3 TD 5
10	5	340342,00	7446726,08	74,40	44,70	2,39	
10	1	342472,27	7440330,04	2073,38	200,04	2,04	
10	2	241010 22	7440940,44	1334,23	140,05	0,42	TD -2
10	3	341019,23	7440997,09	05 86	124,43	2,22	TD - 5
10	4	340010,49	7447319,40	93,80 5260 14	43,09	0,14	
19	1	344734,49	7444807,37	3200,14 4640,48	522,20	3,95	TA-1
19	2	344220,39	7445206,10	4049,48	322,40	2,28	TA-2
19	3	343090,23	7445905,54	3203,99	470,42	5,47 1.49	TP 1
19	4	342390,30	7440430,12	2442,63	280,76	1,40	
19	5	341088,17	7447298,23	877,81 142.80	62 57	1,81	1D-3 TD 5
19	0	340477,51	7447705,36	143,89	03,57	0,77	
20	1	344023,81	7444610,79	5417,01	615,30 505.00	2,57	1A-1 *
20 20	2	5444/3,9/ 244155 95	/4440//,39	5255,63 4005 52	595,99	2,41	т. т. с.
20	5	344133,86	/444818,//	4905,52	522,71	1,72	1A-2
20	4	343001,25	/445331,93	3642,01	472,48	3,93	1A-3
20	5	342074,37	/445/43,8/	2627,71	291,10	3,42	TB-1
20	6	3410/8,75	/446186,3/	1538,18	1/5,00	1,08	гв-2

20	7	340951,29	7446243,02	1398,70	150,85	1,99	TB-3
21	1	344633,00	7444486,68	6613,77	622,50	4,99	TA-1
21	2	344091,69	7444625,88	6054,85	504,44	3,00	TA-2
21	3	342863,44	7444941,71	4786,64	473,55	2,01	TA-3
21	4	341649,08	7445253,97	3532,78	286,30	5,93	TB-1
21	5	340916,70	7445442,30	2776,57	173,93	1,19	TB-2
22	1	341449,01	7444970,90	2784,35	241,39	1,40	TB-1
22	2	340797,03	7445112,64	2117,14	184,31	1,33	TB-2
22	3	340651,45	7445144,29	1968,16	162,65	0,83	TB-3
22	4	338812,48	7445544,06	86,23	62,87	0,34	TB-5
23	1	341343,43	7443775,18	3129,01	290,94	3,03	TB-1
23	2	340427,11	7444080,62	2163,13	200,77	2,50	TB-2
23	3	338811,23	7444619,25	459,84	58,06	0,38	TB-5
24	1	344174,04	7442139,46	6409,09	484,64	2,74	TA-2
24	2	343873,42	7442242,80	6091,20	472,62	0,77	*
24	3	343585,29	7442341,85	5786,52	463,07	1,14	*
24	4	342918,62	7442571,01	5081,56	442,85	5,94	*
24	5	341398,93	7443093,41	3474,59	309,50	3,05	TB-1
24	6	340316,22	7443465,59	2329,70	215,73	4,38	TB-2
24	7	338375,08	7444132,85	277,08	53,15	0,82	TB-5
25	1	342416,37	7443066,06	4131,99	459,12	1,34	TA-3
25	2	342223,44	7443072,95	3938,93	454,62	1,40	TA-4
25	3	341410,07	7443102,00	3125,04	310,09	3,38	TB-1
25	4	340033,94	7443151,15	1748,04	189,15	2,57	TB-2
25	5	339842,64	7443157,98	1556,62	158,74	1,04	TB-3
25	6	339142,25	7443182,99	855,78	88,96	1,27	TB-4
26	1	344664,23	7444116,51	6349,19	630,51	5,43	TA-1
26	2	344203,41	7444070,42	5886,08	487,47	4,15	TA-2
26	3	342240,16	7443874,10	3913,03	462,40	3,01	TA-3
26	4	341343,17	7443784,40	3011,56	298,93	2,21	TB-1
26	5	340090,75	7443659,16	1752,91	180,00	1,97	TB-2
27	1	342184,23	7443632,12	3321,53	460,73	0,19	TA-3
27	2	341850,74	7443498,73	2962,35	443,78	0,78	TA-4
27	3	341329,15	7443290,09	2400,58	301,62	2,88	TB-1
27	4	339587,23	7442593,32	524,47	154,35	2,76	TB-3
27	5	339316,43	7442485,00	232,81	118,44	1,09	*
28	1	343751,92	7442738,34	4183,83	463,51	1,11	*
28	2	343221,95	7442545,63	3619,91	452,42	1,23	*
28	3	342941,87	7442443,78	3321,88	437,10	4,19	*
28	4	340649,90	7441610,34	883,09	266,31	0,58	*
28	5	340155,75	7441430,64	357,27	212,34	1,21	*
29	1	343388,98	7447660,98	2883,35	274,21	2,16	TB-1
29	2	342117,80	7448585,47	1311,54	151,33	0,41	TB-3
29	3	341838,80	7448788,37	966,56	114,74	0,84	TB-4
29	4	341464,03	7449060,94	503,15	72,25	0,26	TB-5
30	1	343088,08	7447460,98	2757,04	272,41	2,78	TB-1

30	2	341894,12	7448207,20	1349,06	140,27	1,44	TB-2
30	3	341799,21	7448266,52	1237,14	131,51	1,68	TB-3
30	4	341054,97	7448731,67	359,50	61,31	0,39	TB-5
31	1	342545,76	7446756,39	2458,59	261,80	3,64	TB-1
31	2	341347,43	7447410,03	1093,59	155,17	0,21	TB-2
31	3	341215,35	7447482,07	943,14	127,05	1,24	TB-3
31	4	340496,95	7447873,92	124,82	62,88	1,67	TB-5
32	1	341439,06	7444519,07	2699,91	277,06	4,25	TB-1
32	2	340582,12	7444706,53	1822,70	186,64	1,17	TB-2
32	3	340389,92	7444748,57	1625,96	159,47	0,54	TB-3
32	4	338969,79	7445059,22	172,25	59,60	0,14	TB-5
33	1	342265,74	7446240,88	2604,27	281,45	3,42	TB-1
33	2	341121,24	7446607,12	1402,60	153,23	1,20	TB-2
33	3	339872,96	7447006,56	91,97	48,49	0,40	TB-5
34	1	341708,78	7445471,64	2826,78	258,82	6,00	TB-1
34	2	340971,97	7445759,95	2035,58	167,67	1,72	TB-2
34	3	340771,11	7445838,55	1819,88	135,01	5,77	TB-3
35	1	341385,31	7441515,90	3624,87	268,42	6,95	*
35	2	339824,55	7442514,79	1771,83	196,23	0,48	TB-3
35	3	339636,65	7442635,04	1548,75	160,03	2,31	*
35	4	339080,33	7442991,08	888,25	87,51	0,22	TB-4
36	1	345145,46	7443797,84	1534,43	601,53	1,56	TA-1
36	2	345573,84	7443685,54	1091,57	528,17	1,93	TA-2
36	3	345688,09	7443655,59	973,46	494,89	1,78	*
37	1	345204,08	7444963,27	1274,37	583,46	1,04	TA-1
37	2	345709,80	7445223,36	705,68	542,30	0,41	TA-2
37	3	345862,05	7445301,66	534,48	495,06	1,18	*
37	4	346014,36	7445379,99	363,21	469,81	1,29	TA-3
38	1	345095,09	7445021,22	1328,01	611,82	2,33	TA-1
38	2	345479,89	7445483,23	726,74	519,77	0,93	TA-2
38	3	345721,06	7445772,78	349,90	475,16	0,88	TA-3
39	1	345025,62	7445086,00	1554,35	600,89	1,85	TA-1
39	2	345278,61	7445718,47	873,16	519,34	1,88	TA-2
39	3	345447,49	7446140,67	418,44	472,41	1,28	TA-3
40	1	344938,01	7445104,36	2091,47	603,28	2,50	TA-1
40	2	345082,59	7445827,28	1354,24	523,34	1,19	TA-2
41	1	344616,90	7444722,83	2331,90	618,48	2,69	TA-1
41	2	344237,16	7444972,90	1877,21	522,43	2,03	TA-2
41	3	343131,21	7445701,21	553,00	484,85	3,73	TA-3
42	1	344493,91	7444707,04	2540,55	597,49	2,21	*
42	2	344112,79	7444754,68	2156,46	508,72	1,67	TA-2
43	1	344678,06	7448046,93	2673,22	300,45	3,49	TB-1
43	2	344012,50	7449606,77	977,31	210,43	0,64	TB-2
43	3	343903,54	7449862,13	699,68	184,07	1,46	TB-3
43	4	343838,55	7450014,45	534,08	167,68	1,67	TB-4
43	5	343728,66	7450272,00	254,06	121,89	1,51	TB-5
































































































ANEXO III: MODELOS DE EVOLUCIÓN DE PAISAJE









Tasa de alzamiento constante de 0,3 m/ka







Tasa de alzamiento constante de 0,6 m/ka



Tasa de alzamiento constante de 0,5 m/ka



Tasa de alzamiento constante de 0,8 m/ka





Tasa de alzamiento constante de 0,9 m/ka







Tasa de alzamiento constante de 1,2 m/ka







Modelo con tasas de alzamiento variable que mejor representa el mapeo (Perfil 43)





Tasa inicial de 0,1 m/ka - aumento drástico a 0,6 m/ka en el MIS 13a

Tasa inicial de 0,1 m/ka - aumento drástico a 0,6 m/ka en el MIS 15a





Tasa inicial 0,1 m/ka - aumento drástico a 1,2 m/ka en el MIS 13a











Tasa inicial 0,1 - aumento drástico a 1,2 en el MIS 15a -

Tasa inicial 0,1 - aumento drástico a 1,4 en el MIS 15a disminución gradual desde MIS 13a hacia el Presente

