



**UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL NORTE**

FACULTAD DE INGENIERÍA Y CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Ciencias Geológicas

**TÉCNICAS DE DATACIÓN POR LUMINISCENCIA EN EL NORTE DE  
CHILE: IMPLICACIÓN PARA LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y  
GEOMORFOLÓGICA DE LA PENÍNSULA DE MEJILLONES  
DURANTE EL CUATERNARIO**

Tesis para la obtención del título de Doctor en Ciencias mención Geología

**IAN AITOR DEL RÍO GARCÍA**

Director de Tesis: Prof. Dr. Gabriel González

Co-Director de Tesis: Prof. Dr. André O. Sawakuchi

Antofagasta, Chile

2019



**UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL NORTE**

FACULTAD DE INGENIERÍA Y CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Ciencias Geológicas

**TÉCNICAS DE DATACIÓN POR LUMINISCENCIA EN EL NORTE DE  
CHILE: IMPLICACIÓN PARA LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y  
GEOMORFOLÓGICA DE LA PENÍNSULA DE MEJILLONES DURANTE  
EL CUATERNARIO**

Tesis para la obtención del título de Doctor en Ciencias mención Geología

**IAN AITOR DEL RÍO GARCÍA**

**Antofagasta, Chile  
2019**

**Comisión de Calificación**

Dr. Mahesh Shrivastava (presidente de la comisión)

Dr. José Luque (evaluador)

Dr. Pablo Salazar (evaluador)

Dr. Gabriel Vargas (evaluador externo)

Dr. Gabriel González (Director de Tesis)

Dr. André O. Sawakuchi (Co-Director de Tesis)



“An expert is a person who has found out by his own painful experience all the mistakes that one can make in a very narrow field” – Niels Bohr.

A Zoraida, mi madre

A Sheila, mi hermana

A Ana, mi compañera



## Resumen

La geomorfología de la Península de Mejillones, en el norte de Chile evidencia un proceso de alzamiento tectónico y fallamiento normal ocurrido durante el Cuaternario. Las fallas de la placa superior más próximas a dicha península muestran asimismo actividad cuaternaria indiferenciada. Sin embargo, aún no existe consenso sobre la tasa de alzamiento de la Península de Mejillones y son escasas las edades que permitan establecer la historia geológica más reciente de las fallas de la placa superior. El objetivo general de esta tesis de doctorado es contribuir a un mejor conocimiento de la relación entre el proceso de subducción y la deformación de la placa superior mediante la cuantificación del alzamiento costero y la actividad de las fallas de la placa superior en la Península de Mejillones durante el Cuaternario Tardío. Para poder determinar edades de alzamiento y actividad de fallas se usaron técnicas de datación por luminiscencia aplicadas a un total de 31 muestras de cuatro localidades distintas clave incluyendo sedimentos marinos-costeros de la Pampa Mejillones, un depósito sedimentario aluvial asociado al bloque colgante de la Falla Mejillones, depósitos coluviales, aluviales y eólicos acumulados al pie de un escarpe de falla generado por la actividad más reciente de la Falla Naguayán, y un depósito coluvial asociado a la Falla Salar del Carmen. Se realizaron perfiles de GPS diferencial en el Morro Mejillones y en los escarpes de falla de Naguayán y Salar del Carmen. Adicionalmente, en las fallas Naguayán y Salar del Carmen se llevaron a cabo excavaciones paleosismológicas y se crearon modelos 3D de alta resolución de los escarpes asociados a las fallas Mejillones, Naguayán y Salar del Carmen. Se caracterizaron las señales de luminiscencia y se compararon las edades obtenidas mediante señales OSL de cuarzo y señales pIRIR de feldespatos, observándose una subestimación significativa de las edades OSL respecto de las edades pIRIR. Esto se atribuye principalmente a la ausencia de una componente OSL rápida estable en señales procedentes del cuarzo, concluyéndose que las señales pIRIR procedentes de feldespatos son aptas para obtener edades fiables en el Desierto de Atacama. Los sedimentos aluviales asociados espacialmente a la Falla Mejillones produjeron edades pIRIR entre  $87.4 \pm 6.6$  y  $163.4 \pm 18.4$  ka. Para los sedimentos asociados a la Falla Naguayán, las edades pIRIR resultaron entre  $10.4 \pm 1.3$  y  $44.1 \pm 4.7$  ka. Las edades pIRIR de los sedimentos coluviales asociados a la Falla Salar del Carmen resultaron entre  $14.7 \pm 1.0$  y  $131.6 \pm 74.2$  ka. Para los sedimentos costeros de la Pampa Mejillones se obtuvieron edades de  $70.6 \pm 5.1$  a  $>330$  ka. Del estudio paleosismológico de las Fallas Naguayán y Salar del Carmen se concluye que la actividad de estas fallas ha sido continuada durante el Pleistoceno Tardío hasta el Holoceno. Las tasas de actividad de ambas fallas las clasifican como fallas lentas, con tasas de deslizamiento de  $\sim 0.06$  m/ka y recurrencias de un evento sísmico cada 10 ka. En base a parámetros estratigráficos como cuñas coluviales, sin embargo, se pudieron estimar desplazamientos cosísmicos de hasta 2 m, traducándose en magnitudes de paleoterremotos de hasta Mw 7.2. En el caso concreto de la Falla Naguayán se pudieron identificar al menos tres eventos, dos de ellos ocurridos hace menos de 40 ka. Aunque la tasa de recurrencia resultante sea relativamente baja, es importante remarcar la ubicuidad de este tipo de estructuras a lo largo de la Cordillera de la Costa. De acuerdo con los datos geocronológicos de señales pIRIR, la Pampa Mejillones se ha alzado a una tasa de 0.25 a 0.5 m/ka entre hace 400 a 100 ka. Para los últimos 70 ka, los resultados de una muestra sugieren una aceleración en el alzamiento hasta 1.01 m/ka. La actividad de la Falla Mejillones, estimada en  $\sim 0.26$  m/ka, controla parcialmente la disposición, formación y preservación de las líneas de paleoplaya estudiadas en combinación con la variación relativa del nivel del mar. Basándose en estos datos, se propone un modelo de evolución de la Península de Mejillones durante el Pleistoceno Tardío según el cual los depósitos costeros encontrados en la Pampa responden a transgresiones y regresiones de la línea de costa como consecuencia de la combinación del alzamiento tectónico, la variación eustática del nivel del mar y la actividad de las fallas de la placa superior. Tanto el proceso de alzamiento costero como la actividad de fallas de la placa superior, particularmente la potencial reactivación de las Fallas Mejillones y Naguayán, deben ser consideradas como condiciones de amenaza para la infraestructura urbana, productiva y poblacional de Mejillones y centros industriales de la Cordillera de la Costa.



## Abstract

The geomorphology of the Mejillones Peninsula, northern Chile, evidences a Quaternary tectonic uplifting and normal faulting process. The upper plate faults located closer to the peninsula show undifferentiated Quaternary activity. However, there is no consensus about the uplift rate of the Mejillones Peninsula and numeric ages allowing to establish the most recent geologic history of the upper plate faults are scarce. The main aim of this Ph.D. thesis is to contribute to a better knowledge of the subduction process and upper plate deformation relationship through the quantification of the coastal uplift and the upper plate fault activity in the Mejillones Peninsula for the Late Quaternary applying luminescence dating techniques. To determine uplift and fault activity ages, optical stimulated luminescence dating was applied on 31 samples collected from four key localities including marine-coastal sediments from the Pampa Mejillones; alluvial sedimentary deposits associated to the hanging wall block of the Mejillones Fault; colluvial, alluvial and aeolian deposits accumulated at the foot scarp generated by the most recent activity of the Naguayán Fault; and colluvial sedimentary deposits associated to the Salar del Carmen Fault. Topographic profiles from the Mejillones Peninsula and the studied faults were obtained by means of a differential GPS. Paleoseismic trenches were excavated in the fault traces and their fault scarps were modelled with high-resolution 3D techniques. OSL signals from quartz and IR and pIRIR signals from K-feldspar were analyzed. From the study of the quartz OSL signals and the age comparison between OSL and pIRIR ages it was concluded that the ages from quartz are largely underestimated, partly because of a lack of a strong fast OSL component. The alluvial sediments spatially associated with the Mejillones Fault produced pIRIR ages between  $87.4 \pm 6.6$  and  $163.4 \pm 18.4$  ka. For the sediments associated with the Naguayán fault, the pIRIR ages were between  $10.4 \pm 1.3$  and  $44.1 \pm 4.7$  ka. The pIRIR ages of the colluvial sediments associated with the Salar del Carmen Fault resulted between  $14.7 \pm 1.0$  and  $131.6 \pm 74.2$  ka. For the coastal sediments from the Pampa Mejillones ages were from  $70.6 \pm 5.1$  to  $> 330$  ka. From the paleoseismological study of the Naguayán and Salar del Carmen Faults it is concluded that the activity of these faults has been continued during the Late Pleistocene to the Holocene. The activity rates of both faults classify them as slow faults, with slip rates of  $\sim 0.06$  m/ka and earthquakes recurrences of 10 ka. Based on stratigraphic parameters such as colluvial wedges, it was possible to estimate coseismic displacements of up to 2 m, translating into magnitudes of paleoearthquakes of up to Mw 7.2. In the specific case of the Naguayán Fault, at least four events could be identified, two of which occurred less than 40 ka ago. Although the resulting recurrence rate is relatively low, it is important to highlight the ubiquity of this type of structures along the Coastal Range. According to the geochronological data of pIRIR signals, Pampa Mejillones has uplifted at a rate of 0.25 to 0.5 m/ka between 400 to 100 ka. For the last 70 ka, the pIRIR age obtained from a single sample suggest an uplift acceleration to 1.01 m/ka. The activity of the Mejillones Fault, estimated in 0.26 m/ka, partially controls the disposition, formation and preservation of the paleocoastlines studied in combination with the relative variation of sea level. Based on these data, an evolution model of the Mejillones Peninsula during the Late Pleistocene is proposed according to which the coastal deposits found in the Pampa Mejillones respond to transgressions and regressions from the coastline as a consequence of the combination of tectonic uplift, eustatic sea level variation and upper plate fault activity. Both, coastal uplifting process as the upper plate fault activity, particularly, the potential reactivation of Mejillones and Naguayán faults, must be considered as a potential seismic hazard to the urban and productive infrastructure of Mejillones and industrial complexes located in the Coastal Cordillera.



## Agradecimientos

Esta tesis de doctorado fue financiada por la Beca de Postgrado UCN (2014-2015) y por la Beca de Doctorado CONICYT folio n° 21160616 (2016-2018). El proyecto FONDECYT 1140846 otorgado al Profesor Dr. Gabriel González, y el proyecto FONDAP 15110017: Centro de Investigación, para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), financiaron parcialmente esta investigación. Muchas gracias al Instituto de Geociências de la Universidade de São Paulo por permitirme usar el equipamiento y las instalaciones sin los cuales esta tesis no existiría.

En primer lugar, muchas gracias a los profesores Dr. Gabriel González y Dr. André O. Sawakuchi por haberme orientado pacientemente durante estos cinco años a pesar de mi ocasional testarudez. Otros académicos e investigadores también aportaron con discusiones a veces geológicas, a veces filosóficas, pero siempre enriquecedoras: Dr. Felipe Aguilera, Dr. Rodrigo González, Dr. Rodrigo Riquelme, Dr. Hans Wilke, Dr. Pablo Salazar, Dr. Arturo Jensen, Dr. Gabriel Vargas, Dr. Luc Ortlieb, Dr. William Amidon, Dr. José Luis Antinao, Dr. Eric McDonald, Dr. Paulo Giannini, Dr. Mauricio Parra, Dr. Isaac Jamil, entre muchos otros. Muchas gracias a las secretarias de la UCN Xeomara Soto y Gladys Vidal por la eficacia y presteza administrativa.

Agradezco enormemente a todos aquellos (weones) que alguna vez escucharon y aguantaron mis reclamos y quejas: Francisco, Camilo, Luis, Harry, Javier, Cristóbal, Álvaro, Osvaldo, Guti, Manu, Gato, Isabel, Tiaren, entre tantísimos otros. No me olvido de vosotros tres: Juan (Tsunami), Héctor (Huaso) y, sobre todo, Alberto (aún te debo una tablet). Sin vosotros tres, el departamento 201 de Gabriela Mistral 237 habría sido muy diferente. Aunque no sé si mejor o peor. Muchas gracias por ayudarme a desarrollar mis “habilidades blandas”.

Minha mais imensa gratidão para a equipe mais LEGaL: Thays, Luciana, Fernanda, Fabiano, Dailson, Carlos, Patricia, Jandessa, Pontien, Caio, todas a pessoas que já passaram pelo laboratório, e, óbvio, o Cogumelo. Que o brilho da Igreja da Luz Vermelha proporcione quartzo sensível para a gente.

Muchísimas gracias a Jorge, Alberto, Sergio, Lour, Bea, Nerea, Isa, Belén, Lorena, Laura: sois unos cracks, unas figuras, unos campeones, unos monstruos, tremenda crema de amigos. A Desirée e Iván, por estar incondicionalmente ahí desde 1988. Soy muy afortunado de conocer a las mejores personas de este mundo. Os merecís lo mejor.

Dejo lo mejor para el final. Esta investigación va dedicada a mi madre, Zoraida, a mi hermana, Sheila, y a mi compañera, Ana, cimienta, soporte, pilar, viga, poste y puntal absoluto de mi vida. Este trabajo es vuestro, de vuestras enseñanzas y filosofías. Tengo la certeza de que sin vosotras no sería quien soy ni habría llegado hasta aquí. Os quiero muchísimo. Tenemos que juntar a Enzo y a Frida.



## ÍNDICE

<b>RESUMEN</b> .....	<b>V</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>VII</b>
<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	<b>IX</b>
<b>CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA .....	1
1.2. OBJETIVOS .....	4
1.3. HIPÓTESIS .....	5
1.4. ORGANIZACIÓN DE ESTA TESIS .....	6
1.5. CONTEXTO SISMOTECTÓNICO Y DEFORMACIÓN DE LA PLACA SUPERIOR .....	7
1.6. CONTEXTO MORFOTECTÓNICO GENERAL .....	12
1.7. BREVE CONTEXTO CLIMÁTICO DEL NORTE DE CHILE DURANTE EL CUATERNARIO .....	14
1.8. GEOLOGÍA DE LA PENÍNSULA DE MEJILLONES .....	17
1.9. FALLAS DE LA PLACA SUPERIOR EN LOS ALREDEDORES DE LA PENÍNSULA DE MEJILLONES .....	22
1.9.1. <i>Falla Mejillones</i> .....	23
1.9.2. <i>Falla Naguayán-Mititus</i> .....	25
1.9.3. <i>Falla Salar del Carmen</i> .....	26
1.10. METODOLOGÍAS UTILIZADAS .....	27
1.10.1. <i>Reconstrucción de superficies en 3D</i> .....	28
1.10.2. <i>Técnicas paleosismológicas</i> .....	29
<b>CAPÍTULO II: PRINCIPIOS TEÓRICOS DE LUMINISCENCIA ÓPTICAMENTE ESTIMULADA</b> .....	<b>35</b>
2.1. INTRODUCCIÓN A LA DATACIÓN MEDIANTE LUMINISCENCIA .....	35
2.1.1. <i>Ventana temporal y limitaciones</i> .....	37
2.1.2. <i>Aplicaciones</i> .....	39
2.2. PROCESO FÍSICO DE LUMINISCENCIA .....	40
2.2.1. <i>Luminiscencia en cuarzo</i> .....	43
2.2.2. <i>Luminiscencia en feldespato</i> .....	45
2.2.3. <i>Estabilidad de señales luminiscentes</i> .....	48
2.2.4. <i>Bleaching (reinicio)</i> .....	51
2.3. EQUIPAMIENTO .....	53
2.4. PROCEDIMIENTO METODOLÓGICO .....	55
2.4.1. <i>Toma de muestras</i> .....	55
2.4.2. <i>Preparación de muestras</i> .....	57
2.5. TASA DE DOSIS .....	58
2.5.1. <i>Equilibrio y desequilibrio de la tasa de dosis</i> .....	58
2.5.2. <i>Medida de la tasa de dosis</i> .....	60
2.6. MEDIDA DE DOSIS EQUIVALENTE .....	61
2.6.1. <i>Determinación de dosis equivalente (<math>D_e</math>) mediante el protocolo SAR</i> .....	61
2.6.2. <i>Otros protocolos de datación</i> .....	63
2.7. CÁLCULO DE EDADES: MODELOS ESTADÍSTICOS Y REPRESENTACIÓN GRÁFICA .....	67
<b>CAPÍTULO III: PROPIEDADES LUMINISCENTES DE CUARZO Y FELDESPATO POTÁSICO</b> .....	<b>71</b>
3.1. INTRODUCCIÓN .....	71
3.2. LUMINESCENCE DATING OF SEDIMENTS FROM CENTRAL ATACAMA DESERT, NORTHERN CHILE .....	73
ABSTRACT .....	73
3.3. INTRODUCTION .....	74
3.4. GEOLOGICAL SETTING .....	76
3.5. METHODS .....	78
3.5.1. <i>Sampling strategy</i> .....	78

3.5.2.	<i>Sample preparation</i> .....	79
3.5.3.	<i>Luminescence measurements and equivalent dose determination</i> .....	80
3.5.4.	<i>Dose rate</i> .....	83
3.6.	RESULTS.....	83
3.6.1.	<i>Quartz</i> .....	83
3.6.2.	<i>K-feldspar</i> .....	90
3.6.3.	<i>Quartz and K-feldspar ages comparison</i> .....	94
3.7.	DISCUSSION .....	95
3.7.1.	<i>Limitations of luminescence dating of quartz from Atacama Desert sediments</i> ....	95
3.7.2.	<i>Reliability of K-feldspar IR<sub>50</sub> and pIRIR<sub>225</sub> dating</i> .....	99
3.7.3.	<i>Implications for Quaternary sedimentation and fault activity in the Coastal Cordillera</i> 102	
3.8.	CONCLUSIONS .....	103
	ACKNOWLEDGEMENTS.....	104
 <b>CAPÍTULO IV: DETERMINACION DE LA EDAD DE ESCARPES DE FALLAS DEL SFA EN LAS INMEDIACIONES DE ANTOFAGASTA Y PENINSULA DE MEJILLONES</b> .....		<b>105</b>
4.1.	INTRODUCCIÓN .....	105
4.2.	UPDATING THE QUATERNARY ACTIVITY OF THE ATACAMA FAULT SYSTEM, NORTHERN CHILE BY USING INFRARED LUMINESCENCE IN FELDSPARS: THE STUDY CASE OF NAGUAYÁN FAULT .....	107
	ABSTRACT .....	107
4.3.	INTRODUCTION.....	107
4.4.	MORPHOLOGY OF THE COASTAL CORDILLERA AND REGIONAL EXPRESSION OF THE AFS.....	109
4.4.1.	<i>The Naguayán Fault and its related fault-scarp</i> .....	110
4.5.	MATERIALS AND METHODS .....	112
4.5.1.	<i>Fault trace and scarp morphology</i> .....	112
4.5.2.	<i>Sample preparation and luminescence measurements</i> .....	113
4.6.	RESULTS.....	115
4.6.1.	<i>Fault-scarp morphology and surface offset</i> .....	115
4.6.2.	<i>Trench stratigraphy</i> .....	118
4.7.	DISCUSSION .....	123
4.7.1.	<i>Fault-scarp morphology and sedimentary record</i> .....	123
4.7.1.	<i>Paleoseismic interpretation, fault slip rates and seismic hazard potential</i> .....	124
4.7.2.	<i>Faulting behavior and tectonic evolution of the forearc</i> .....	126
4.8.	CONCLUSIONS .....	127
	ACKNOWLEDGMENTS .....	128
4.9.	PALEOSISMOLOGÍA DE LA FALLA SALAR DEL CARMEN: NUEVOS RESULTADOS DE DATACIÓN POR LUMINISCENCIA USANDO SEÑALES POST-IR IRSL.....	129
4.9.1.	<i>Resultados</i> .....	130
4.9.2.	<i>Interpretación y discusión</i> .....	134
 <b>CAPÍTULO V: EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y SEDIMENTARIA DE LA PAMPA MEJILLONES DURANTE EL PLEISTOCENO MEDIANTE EL USO DE SEÑALES POST-IR IRSL DE ALTA TEMPERATURA</b> .....		<b>137</b>
5.1.	INTRODUCCIÓN .....	137
5.2.	INTERACTION BETWEEN TECTONIC UPLIFT AND UPPER PLATE FAULTING AND THEIR IMPLICATIONS IN LATE QUATERNARY LANDSCAPE EVOLUTION: THE CASE OF THE MEJILLONES PENINSULA, NORTHERN CHILE .....	141
	ABSTRACT .....	141
5.3.	INTRODUCTION.....	142
5.4.	GEOLOGICAL SETTING .....	144
5.5.	METHODS .....	150
5.5.1.	<i>3D reconstruction and topographic profiles</i> .....	150
5.5.2.	<i>Sample preparation and luminescence measurements</i> .....	151
5.6.	RESULTS.....	153

5.6.1.	<i>Alluvial deposits and drainage system description</i> .....	153
5.6.2.	<i>Coastal marine deposits</i> .....	156
5.6.3.	<i>Luminescence properties and dating results</i> .....	159
5.7.	DISCUSSION.....	166
5.7.1.	<i>Reliability of pIRIR ages and comparison with independent ages</i> .....	166
5.7.2.	<i>Implications for the Late Quaternary tectonic and sedimentary history of the Pampa</i>	
Mejillones	169	
5.7.3.	<i>Coastal uplift and fault slip rate</i> .....	171
5.7.4.	<i>Interaction between tectonic uplifting and the Mejillones Fault activity</i> .....	173
5.8.	CONCLUSIONS.....	175
	ACKNOWLEDGMENTS .....	176
	<b>CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES.....</b>	<b>177</b>
6.1.	CONCLUSIONES .....	184
	<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>187</b>
	<b>ANEXO I - CAPÍTULO III .....</b>	<b>211</b>
	SUPPLEMENTARY MATERIAL .....	211
	TL ANALYSIS .....	211
	PHOTOIONISATION CROSS-SECTION .....	214
	DOSE RECOVERY TEST RESULTS .....	215
	QUARTZ OSL D <sub>e</sub> DISTRIBUTIONS .....	216
	K-FELDSPAR IRSL AND POST-IR IRSL D <sub>e</sub> DISTRIBUTIONS.....	219
	RADIONUCLIDE RATIOS.....	222
	REFERENCES .....	223
	<b>ANEXO II - CAPÍTULO IV.....</b>	<b>225</b>
	SUPPLEMENTARY MATERIAL .....	225
	LUMINESCENCE MEASUREMENTS .....	225
	<b>ANEXO III - CAPÍTULO V.....</b>	<b>227</b>
	SUPPLEMENTARY MATERIAL.....	227
	PALEOFAUNA.....	227



## CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

### 1.1. Planteamiento del problema

La costa norte de Chile es una de las zonas con mayor actividad sísmica del mundo debido a la presencia de un margen continental activo (Lomnitz, 2004). En este margen se produce la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. Dicho proceso de subducción genera una importante actividad sísmica como consecuencia del acoplamiento variable entre diferentes secciones del contacto interplaca (megafalla de subducción). Este acoplamiento impide el libre deslizamiento relativo de las placas, por lo que el esfuerzo es progresivamente acumulado durante la fase intersísmica y liberado subidamente dando lugar a un terremoto. Un gran número de investigaciones se han centrado en el estudio del proceso de subducción, los mecanismos de producción sísmica asociados y su relación con la deformación de la Placa Sudamericana (Armijo y Thiele, 1990; Delouis et al., 1996; Delouis et al., 1998; Béjar-Pizarro et al., 2010, 2013; Loveless et al., 2010; Chlieh et al., 2011; Victor et al., 2011; Métois et al., 2012, 2014; Melnick, 2016; Pasten-Araya et al., 2018). El proceso de subducción determina la posición de la línea de costa debido a que los terremotos en el plano de subducción son responsables de procesos de alzamiento o subsidencia de la placa superior (FitzRoy, 1839; Darwin, 1846).

Por sus características de preservación de rasgos geomorfológicos y registro estratigráfico del Cuaternario, la Península de Mejillones, en la Región de Antofagasta, constituye un laboratorio tectónico y geomorfológico natural donde es posible estudiar los efectos en superficie de la interacción de placas en un margen convergente. Por una parte, se tiene un registro bien preservado del alzamiento de superficies inicialmente localizadas bajo el nivel mar durante el Cuaternario en el norte de Chile. Además, existe una delicada preservación de rasgos morfológicos generados por la actividad de fallas, formando escarpes de fallas y frentes de montaña ligados a fallas normales activas durante el Cuaternario. Estudios previos han comprobado que muchas de estas fallas estuvieron activas durante el proceso de alzamiento de superficies (Delouis et al., 1998; González et al., 2003; González y Carrizo, 2003; Chlieh et al., 2004; González et al., 2006; Allmendinger y González, 2010; Loveless et al., 2010; Vargas et al., 2011; Cortés et al., 2012; Cortés-Aranda et al., 2015). La presencia de

sedimentos marinos costeros permite estudiar la evolución del alzamiento de la costa, mientras que su ubicación permite relacionar la evolución del proceso de subducción con la actividad de las fallas de la placa superior tales como aquellas pertenecientes al Sistema de Fallas de Atacama reconocido y descrito por Arabasz (1971).

Si bien es cierto que los procesos de subducción pueden producir sismos de mayor magnitud que las fallas corticales, estas últimas, por su número y ubicación próxima a entornos urbanos suponen un peligro que debe ser evaluado. En especial, las estructuras pertenecientes al Sistema de Fallas de Atacama suponen un alto peligro para las ciudades de Antofagasta, Mejillones y los emplazamientos industriales circundantes. Entre estas estructuras, destacan, por su longitud y escarpes asociados, la Falla Mejillones, la Falla Naguayán-Mititus y la Falla Salar del Carmen (Fig. 1.1). Las Fallas Mejillones y Salar del Carmen han sido estudiadas en profundidad previamente (González y Carrizo, 2003; González et al., 2003, 2006, 2008; Vargas et al., 2011; Cortés, 2012, Cortés et al., 2012, 2015; Ewiak et al., 2015). Sin embargo, la historia paleosismológica de la Falla Naguayán-Mititus, situada entre las Fallas Mejillones y Salar del Carmen, no ha sido estudiada, generando un vacío tanto en la evaluación del peligro sísmico para la región de Antofagasta como para la comprensión de la relación entre el proceso de subducción, las fallas de placa superior y la evolución geomorfológica del antearco en el norte de Chile.

Un elemento clave para poder determinar con precisión la evolución tectónica, geomorfológica y sedimentaria de la costa del norte de Chile es contar con edades robustas de superficies y sedimentos. De esta manera es posible acotar con mayor detalle las tasas de alzamiento y las tasas de desplazamiento de fallas. Métodos geocronológicos como núcleos cosmogénicos, series de uranio o radiocarbono han sido aplicados en zonas de subducción donde se han obtenido tasas de alzamiento de la costa fiables como en Italia, Grecia o California (e.g. Sulli et al., 2013; Shaw et al., 2010; Muhs et al., 2014). En el área de la Península de Mejillones se han obtenido diferentes cronologías para los procesos de alzamiento tectónico y de actividad de fallas basándose en núcleos cosmogénicos (Binnie et al., 2016), series de uranio (Vargas et al., 2011) u OSL en cuarzo (Cortés et al., 2012), entre otros. A pesar del alto nivel de comprensión sobre los procesos de subducción y su influencia en el alzamiento costero y la actividad sísmica en la placa superior, no hay una cronología que ayude a entender

la relación temporal entre el alzamiento costero y la actividad de las fallas de la placa superior a escala de miles a cientos de miles de años para el periodo Pleistoceno Tardío-Holoceno.

En el Desierto de Atacama, las condiciones climáticas dificultan el crecimiento y desarrollo de vegetación y otras formas de materia orgánica, lo que a su vez repercute en una menor presencia de vida animal. Esto conlleva la ausencia de material orgánico susceptible de ser datado mediante técnicas que usan  $^{14}\text{C}$ . La aplicabilidad de otras técnicas radiométricas como  $^{40}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  o series de Uranio se basan en la presencia de depósitos de cenizas o depósitos de carbonatos. Por el contrario, minerales tales como cuarzo o feldespato potásico son ubicuos por lo que el potencial uso de técnicas basadas en estos minerales, como es la luminiscencia ópticamente estimulada (OSL, en inglés, optically stimulated luminescence), pueden entregar alternativas de usos más amplias y diversas que las dadas por los métodos anteriormente mencionados.

La luminiscencia ópticamente estimulada es una técnica de datación de gran utilidad en ciencias de la Tierra. Durante los últimos 30 años la técnica de OSL ha ido evolucionando hasta situarse como una de las técnicas de datación más ampliamente usadas para datar sedimentos del Cuaternario (Aitken, 1985; Duller, 2006; Buylaert et al., 2008, 2012; 2013; Fuchs and Lang, 2009; Tsukamoto et al., 2010; Thiel et al., 2011; Reimann et al., 2012; Murray et al., 2014; Zhao et al., 2015; Li et al., 2015; Fu et al., 2015; Wintle and Adamiec, 2017). Esta técnica de datación permite obtener edades en una ventana desde unos pocos años hasta ~500 ka, con potencial para alcanzar ~1 Ma. Sin embargo, la técnica de OSL no ha sido suficientemente desarrollada en el ambiente geológico propio del Desierto de Atacama. Steffen et al. (2009) mostraron una subestimación de la edad debida a inestabilidades en la señal luminiscente del cuarzo proveniente de depósitos aluviales y fluviales del Valle de Pisco, al sur de Perú. Sawakuchi et al. (2011) comprobaron que existe una relación entre la historia sedimentaria del cuarzo y sus propiedades luminiscentes de tal manera que la sensibilidad y la estabilidad de la señal OSL evolucionaría con sucesivos ciclos sedimentarios de enterramiento y erosión. Por otro lado, en el sur de Chile esta técnica ha sido aplicada sin aparentes problemas (e.g. Duller, 2006; Dillehay et al., 2015). Recientemente, un protocolo alternativo usando feldespato potásico ha sido utilizado en el Norte Chico con buenos resultados (Veit et al., 2015) mientras que Cortés et al. (2012) obtuvo edades OSL en cuarzo entre 3 y 7 ka para los

sedimentos aluviales asociados a la Falla Mejillones. Sin embargo, las características y propiedades luminiscentes de los materiales de datación en este ambiente no han sido reportados con detalle. Un análisis de este tipo permitiría evaluar la fiabilidad y mejorar la eficiencia de los protocolos de datación por OSL a usar.

Bajo las premisas presentadas, el objetivo general de esta tesis de doctorado es obtener edades precisas de sedimentos asociados a la actividad tectónica en la Península de Mejillones y la Cordillera de la Costa (~23°S) que permitan establecer una evolución tectónica y geomorfológica de dicha área durante el Cuaternario Tardío. Para la obtención de una geocronología precisa, sin embargo, es necesario analizar las características luminiscentes de los minerales datados aplicando los conocimientos de propiedades, características y comportamiento luminescente de cuarzo y feldespato potásico y obtener edades de sedimentos marinos costeros, eólicos, aluviales y coluviales asociados a procesos tectónicos y geomorfológicos con las cuales estimar tasas de alzamiento costero y tasas de actividad de las fallas en el área de estudio. Adicionalmente, se realiza un detallado análisis paleosismológico de la Falla Naguayán-Mititus y se actualiza la geocronología previamente disponible para la Falla Salar del Carmen con nuevas edades, ofreciendo resultados inéditos de su actividad e interpretación paleosimológica.

Esta investigación predoctoral ha sido desarrollada al amparo de dos proyectos de más amplio alcance. El proyecto FONDECYT 1140846 otorgado al Dr. Gabriel González en el 2014 centrado en el estudio del alzamiento y actividad de fallas durante el Cuaternario en el norte de Chile. El segundo proyecto involucrado es el proyecto FONDAP 15110017 Centro de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres Naturales (CIGIDEN). Este proyecto, renovado por otros cinco años en el 2017, se centra en el estudio y mitigación de todo tipo de riesgos naturales (terremotos de subducción y corticales, tsunamis, aluviones, etc), así como de educación y concienciación a la sociedad sobre las implicaciones de estos procesos.

## **1.2. Objetivos**

El objetivo general de esta tesis es obtener una mejor comprensión de la relación entre el proceso de subducción y su influencia en la deformación de la placa superior en la Península

de Mejillones y el área circundante ( $\sim 23^{\circ}\text{S}$ ) durante el Cuaternario mediante la aplicación de datación por luminiscencia ópticamente estimulada. Los objetivos específicos son:

- Describir las características luminiscentes del cuarzo y el feldespató potásico y su viabilidad para ser usados como material de datación.
- Determinar la edad de los depósitos marinos costeros y aluviales de la Pampa de Mejillones y de depósitos asociados a las Fallas Mejillones, Naguayán-Mititus y Salar del Carmen.
- Determinar tasas de alzamiento para la Pampa de Mejillones y tasas de actividad para las Fallas Mejillones, Naguayán-Mititus y Salar del Carmen.
- Analizar, mediante las edades obtenidas, la evolución tectónica y geomorfológica de la Pampa de Mejillones y la actividad de las fallas corticales pertenecientes al Sistema de Fallas de Atacama en el área circundante ( $\sim 23^{\circ}\text{S}$ ).
- Proponer un modelo de evolución tectónica y geomorfológica para la Pampa de Mejillones, incluyendo su relación con las fallas corticales de Mejillones, Naguayán-Mititus y Salar del Carmen.

### **1.3. Hipótesis**

Los antecedentes bibliográficos permiten establecer como hipótesis principal que el alzamiento en la Península de Mejillones ha sido variable durante el Cuaternario, respondiendo a la interacción entre el alzamiento tectónico y la actividad de las fallas de la placa superior. El abandono de las paleocostas y la evolución Cuaternaria de la Pampa de Mejillones obedece a la interacción entre el alzamiento de origen tectónico producido por la subducción, la actividad de la Falla de Mejillones y las variaciones en el nivel relativo del mar.

Debido a las condiciones climáticas y sedimentarias en el norte de Chile y la cercanía de la zona de estudio al orógeno andino, es esperado que el cuarzo de esta zona del Desierto de Atacama presente señales OSL inestables y de baja sensibilidad, resultando en la subestimación de la edad. Debido a esto, el cuarzo no es apto para obtener edades fiables. Por otro lado, el feldespató potásico presenta un elevado potencial para ser utilizado ampliamente

para datar sedimentos desde el Pleistoceno Tardío hasta el Holoceno. Basándose en esta hipótesis, se plantean las siguientes preguntas:

- I. ¿Cómo es el comportamiento luminiscente del cuarzo y del feldespató potásico para esta zona del Desierto de Atacama?
- II. ¿Qué técnicas de datación de OSL son aplicables a esta área?
- III. ¿Cuáles son las edades de los depósitos que forman las paleocostas de la Pampa Mejillones y los depósitos asociados a las Fallas Mejillones, Naguayán-Mititus y Salar del Carmen?
- IV. ¿Cómo han sido las tasas de alzamiento de la Pampa Mejillones durante el Cuaternario?
- V. ¿Cómo están relacionados el alzamiento tectónico y la actividad de las fallas corticales en la Península de Mejillones durante el Cuaternario Tardío?

#### **1.4. Organización de esta tesis**

- En el capítulo 2 se presenta la base teórica y práctica de la técnica de luminiscencia ópticamente estimulada.
- En el capítulo 3 se describen las propiedades y comportamiento luminiscentes de cuarzo y feldespató potásico y el potencial uso como materiales de datación mediante los principales protocolos de OSL.
- En el capítulo 4 se presentan los resultados de las dataciones mediante el uso de metodologías post-IR IRSL en las fallas Naguayán-Mititus y Salar del Carmen y se discuten las edades obtenidas con relación a la historia paleosismológica de las Fallas Mejillones, Naguayán-Mititus y Salar del Carmen.
- En el capítulo 5 se presenta una evaluación de la aplicabilidad del protocolo post-IR IRSL usando feldespató potásico de muestras de la Pampa Mejillones y se discuten las tasas de alzamiento estimadas a partir de las edades resultantes. Al final del capítulo se incluye un artículo publicado en la revista Pure and Applied Geophysics en el que se registra la deformación costera como consecuencia del terremoto Mw 8.3 ocurrido en Illapel (Coquimbo) en el 2015.
- En el capítulo 6 se hace una síntesis de la investigación consistente en una discusión y conclusiones generales.

### 1.5. Contexto sismotectónico y deformación de la placa superior

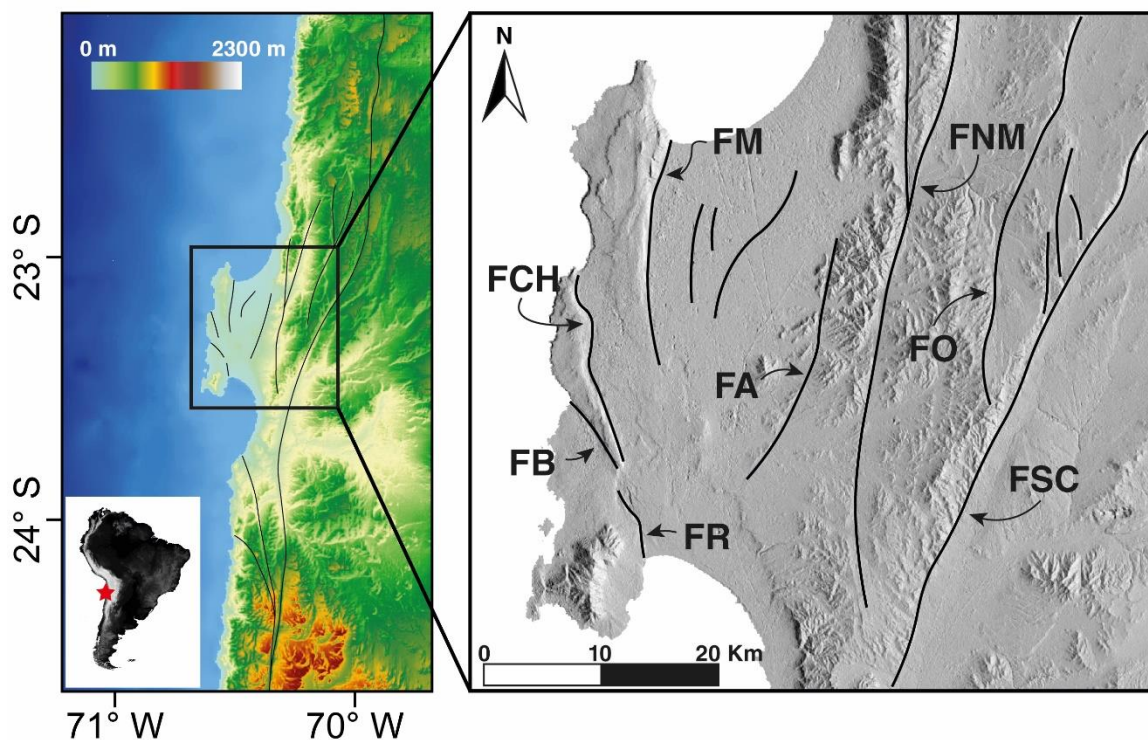


Fig. 1.1. Localización de la Península de Mejillones y el área de estudio (cuadro negro) mostrando las principales estructuras pertenecientes al Sistema de Fallas de Atacama. FM: Falla Mejillones, FCH: Falla Caleta Herradura, FB: Falla Bandurria, FR: Falla Rinconada, FA: Falla Aeropuerto, FNM: Falla Naguayán-Mititus, FO: Falla Ordoñez, FSC: Falla Salar del Carmen.

El contexto sismotectónico (Fig. 1.1) es en gran parte controlado por la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, las cuales convergen a una tasa de 67 mm/a y con una oblicuidad de 15-20° (Angermann & Klotz 1999; Kendrick et al. 2003; Vigny et al. 2009). El proceso de subducción conlleva una progresiva deformación de la placa superior. Esta deformación se puede producir durante tres periodos: puede ser deformación cosísmica si se produce durante un terremoto de subducción (Ortlieb et al., 1996a; Vargas et al., 2011; Schurr et al., 2012, Scott et al., 2016); postsísmica, si la deformación ocurre durante los ajustes corticales posteriores a un evento sísmico, pudiendo alargarse durante meses o años (Wesson et al., 2015); e intersísmica si la deformación se produce durante el periodo comprendido entre el final del periodo postsísmico y el acontecimiento de otro evento sísmico (Ruegg et al., 2009;

Métois et al., 2013; Métois et al., 2014). La deformación de la placa superior puede ser definida como de tipo elástica, la cual es producida por los mecanismos propios de los terremotos de subducción (Delouis et al., 1998; Chlieh et al., 2004), o permanente, la cual se manifiesta como la actividad de fallas corticales en la placa superior (González et al., 2003; González et al., 2006; Loveless y Pritchard, 2008; Allmendinger y González, 2010; González et al., 2015) o por la formación de grietas (Loveless et al., 2005; Loveless et al., 2009; Baker et al., 2013). La observación y estudio de la deformación puede realizarse a corto o a largo plazo. A corto plazo (desde segundos a decenas de años) puede medirse mediante el análisis de datos de desplazamiento registrado mediante puntos GPS (Global Position System; Vigny et al., 2009), el análisis de imágenes satelitales de interferometría de radar (Loveless y Pritchard, 2008), e incluso mediante el estudio de comunidades faunísticas marinas que viven pegadas a las rocas (FitzRoy, 1839; Melnick et al., 2012); mientras que a largo plazo (centenares a millones de años) es necesario realizar medidas indirectas entre las que se encuentran la obtención de tasas de alzamiento mediante datación de sedimentos o depósitos de costa (Saillard et al., 2012, Kelsey et al., 2015) o de superficies expuestas, por ejemplo usando marcas de erosión por oleaje en las paredes expuestas de un acantilado (Boulton y Stewart, 2015; Howell et al., 2015) o tasas de exhumación y denudación aplicando termocronometría de baja temperatura en rocas (Guralnik et al., 2015).

La zona sismogénica, esto es, el área donde se generan los terremotos de subducción abarca el contacto interplaca localizado desde los 20 a los 50 km de profundidad bajo la placa superior (Hyndman et al., 1997; Husen et al., 1999, 2000; Buske et al., 2002). Mediciones con equipamiento GPS estático muestran como los vectores de desplazamiento en el periodo intersísmico se mueven de manera subparalela al vector de convergencia. La magnitud del desplazamiento disminuye hacia el interior de la placa continental, evidenciando el progresivo acortamiento por deformación de esta (Bevis et al., 1999). Durante el periodo cosísmico, los vectores de desplazamiento se invierten y su magnitud aumenta hacia la fosa, demostrando un proceso extensional (Béjar-Pizarro et al., 2011; Vigny et al., 2011). A partir de la medida de vectores de desplazamiento durante el periodo intersísmico puede determinarse el grado de acoplamiento entre las placas de Nazca y Sudamérica. De esta manera, si el desplazamiento diferencial entre las placas es nulo, el contacto interplaca está completamente acoplado lo cual

es definido como factor de acoplamiento = 1 (Hyndman et al., 1997; Bevis et al., 2001; Ruegg et al., 2009; Chlieh et al., 2011; Béjar-Pizarro et al., 2013, Métois et al., 2013, 2014). Por el contrario, si el factor de acoplamiento es 0 las placas se deslizan libremente produciendo deslizamiento asísmico. Métois et al. (2016) estimaron valores de acoplamiento  $>0.7$  para el norte de Chile con parches mostrando valores relativamente bajos ( $\sim 0.3$ ) localizados bajo Camarones ( $\sim 21^\circ\text{S}$ ), la desembocadura del Río Loa y bajo la parte norte de la Península de Mejillones ( $\sim 22^\circ\text{S}$ ) (Fig. 1.2). Estos reducidos valores de acoplamiento bajo la Península de Mejillones han sido interpretados como barreras sísmicas, limitando la expansión de la ruptura durante los eventos de subducción (Béjar-Pizarro et al., 2010; Schurr et al., 2012; Métois et al., 2012). Esto explicaría el mecanismo de propagación de la ruptura durante los eventos sísmicos como el terremoto Mw 8.0 de 1995 o el terremoto Mw 7.7 de 2007, durante los cuales la ruptura se detuvo hacia el norte y hacia el sur, respectivamente, bajo la península.

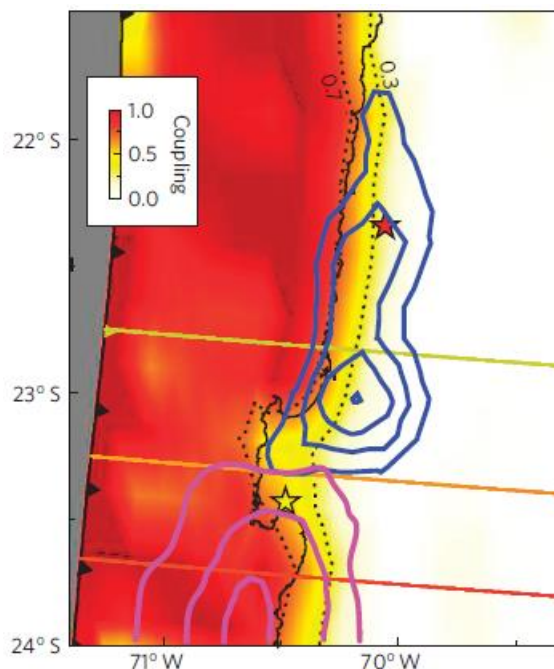


Fig. 1.2. Grado de acoplamiento para la Región de Antofagasta mostrando el relativo bajo nivel de acoplamiento bajo la Península de Mejillones. Tomada de Béjar-Pizarro et al. (2013).

En la costa de Chile la deformación elástica generada por el proceso de acoplamiento se concentra a una distancia horizontal de 100-120 km desde la fosa hacia el interior de la placa superior (Chlieh et al., 2008; Saillard et al., 2017). La deformación tectónica permanente

debida directamente a procesos de subducción queda registrada, principalmente, como variaciones verticales de la costa (Darwin, 1846; Ortlieb et al., 1996a; Métois et al., 1998; Jaramuñoz et al., 2015). Según los modelos propuestos en la literatura (Fig. 1.3), durante el periodo cosísmico, el desacoplamiento de las placas produciría el ascenso relativo al nivel del mar de las zonas costeras más cercanas a la fosa mientras que las zonas más alejadas descenderían debido a subsidencia (Chlieh et al., 2004; Shirzaei et al., 2012; Aranguiz et al., 2016; Saillard et al., 2017). Durante el periodo intersísmico, el acoplamiento entre placas invertiría el mecanismo descrito. Saillard et al. (2017) proponen un modelo relacionando el proceso de subducción y la deformación permanente del antearco en forma de alzamiento costero para el intersísmico en función de la distancia a la fosa. Así, para áreas costeras a menos de 110 km de la fosa, durante el periodo intersísmico se produce una intensa deformación en forma de alzamiento costero resultando en el desarrollo de terrazas marinas; mientras que las áreas costeras más alejadas de la fosa ( $>120$  km), la deformación resulta en tasas de alzamiento costero menores, generando rasas, esto es, superficies aterrazadas inclinadas hacia el mar con extensiones de cientos de metros a varios kilómetros y localizadas a unos 100 m sobre el nivel del mar (m.s.n.m.).

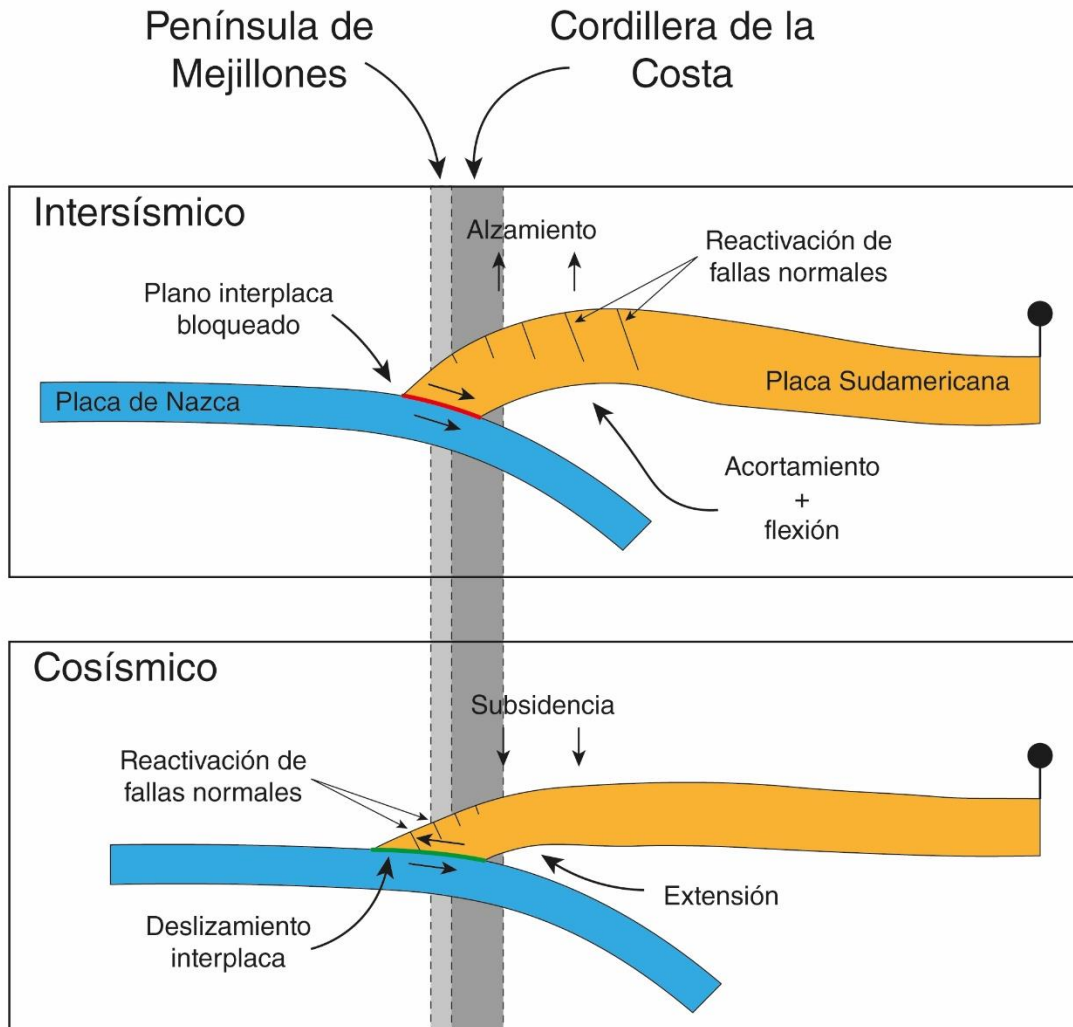


Fig. 1.3. Modelo conceptual del mecanismo sismogénico en el plano interplaca y la deformación generada en la placa superior durante el periodo interisísmico y el periodo cosísmico.

Melnick (2016) determinó una tasa media de alzamiento de 0.13 m/ka para las rasas localizadas entre los 16°S y los 32°S en la costa de Chile. Esta deformación está claramente representada en aquellas zonas de la costa de Chile donde se presentan terrazas marinas como en la Península de Arauco (Melnick et al., 2009; Jara-Muñoz y Melnick, 2015; Jara-Muñoz et al., 2015), la Península Punta de Lengua de Vaca (Saillard et al., 2009) o en la propia Península de Mejillones (Binnie et al., 2016). Saillard et al. (2009, 2012) dataron las terrazas marinas y las líneas de paleocosta en la península Lengua de Vaca usando núcleos cosmogénicos y U-Th, respectivamente. Estos dos estudios reportaron tasas de alzamiento con una alta

variabilidad para los últimos 400 ka, con valores de 0.2 a 1.2 m/ka. En la Península de Arauco y la Isla Santa María se determinaron tasas de alzamiento que van desde 1.2 hasta 4 m/ka para el Pleistoceno Tardío y el Holoceno, mostrando que las tasas de alzamiento aumentan más cerca de la fosa (Bookhagen et al., 2006; Melnick et al., 2006; Jara-Muñoz Melnick, 2015). En la Península de Mejillones, Binnie et al. (2016) dataron las terrazas del Morro Mejillones usando núcleos cosmogénicos obteniendo tasas de alzamiento de 0.5 a 0.6 m/ka durante los últimos ~480 ka. En la Pampa Mejillones, Ortlieb et al. (1996b) dataron mediante U-Th y aminostratigrafía conchas de moluscos colectadas en las líneas de paleocosta, obteniendo unas tasas de alzamiento de 0.2 m/ka para los últimos 330 ka. Sin embargo, Ortlieb et al. (1996c) admiten que la posible incorporación de uranio en la estructura de la concha posteriormente a la muerte del molusco y diferencias en las temperaturas a las que pudieran haber estado expuestas dichas conchas tras su depósito ponen en duda las edades obtenidas.

### **1.6. Contexto morfotectónico general**

La morfología costera del norte de Chile, comprendiendo desde los 18 a los 27°S, puede dividirse longitudinalmente en cuatro grandes áreas fisiográficas, siendo de este a oeste: la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Precordillera y la Cordillera de los Andes (Fig. 1.4). La Cordillera de la Costa es una cadena montañosa de más de 1000 km, alcanzando altitudes de hasta 2000 m sobre el nivel del mar, formada principalmente por rocas del arco volcánico Jurásico y cuerpos plutónicos Mesozoicos (Mortimer et al., 1974). Representando la unidad morfoestructural emergida más cercana a la fosa. La Cordillera de la Costa registra una gran deformación de origen tectónico la cual se presenta en forma de actividad de fallas y alzamiento de superficies. Esta deformación ha quedado registrada como sistemas de fallas con una orientación principal N-S denominado Sistema de Fallas de Atacama. El Sistema de Fallas de Atacama (SFA) recorre la Cordillera de la Costa durante casi toda su extensión (Fig. 1.1, 1.4). Esta estructura se caracteriza por una deformación extensional con una componente principal E-W que da lugar a fallas normales paralelas a la fosa (Niemeyer et al., 1996; Delouis et al., 1998), aunque también se pueden definir otros estilos estructurales como fallas inversas perpendiculares a la fosa, fallas de rumbo, principalmente de componente dextral, con orientación NW-NE, y fracturas superficiales (Allmendinger y González, 2010). Este sistema se formó durante las últimas etapas del arco magmático que forma la Cordillera de la Costa,

entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano (Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y González, 1999). Inicialmente, el SFA presentaba una cinemática sinistral debido al ángulo de convergencia entre las placas Farallón y Sudamérica (Scheuber y Andriessen, 1990). Con la migración del arco magmático durante el Cretácico Inferior, el SFA pasó a formar parte del antearco.

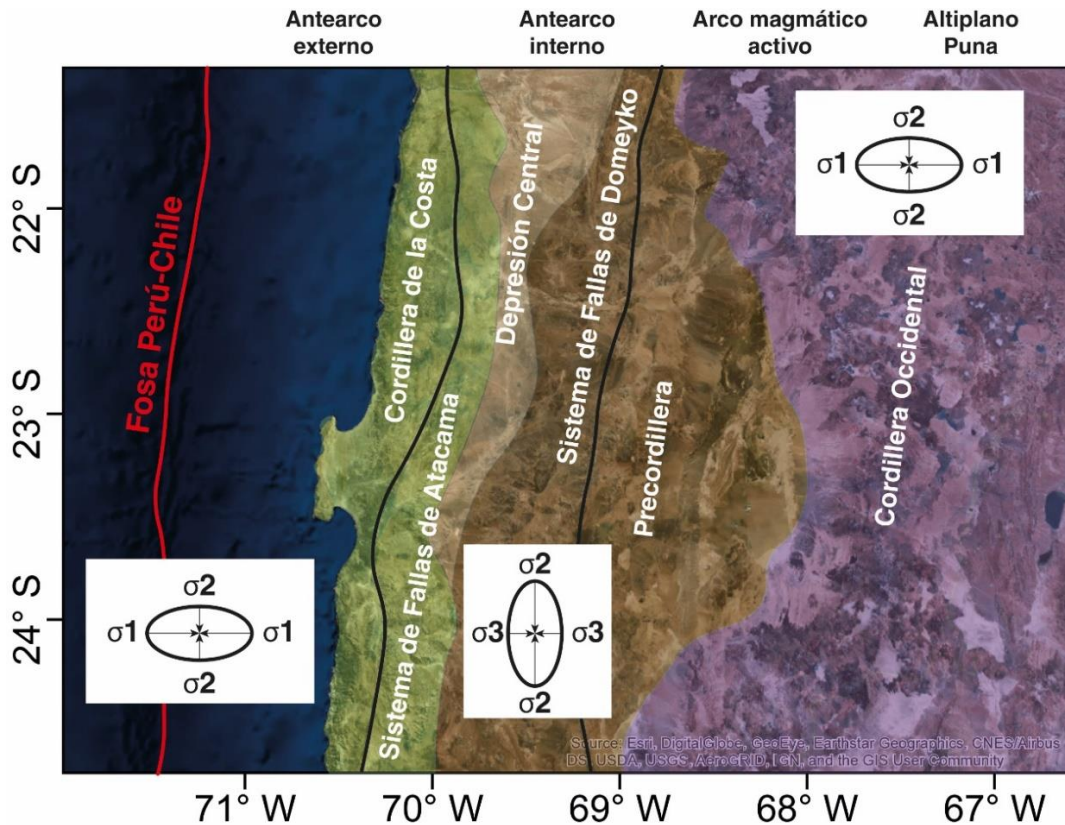


Fig. 1.4. Posición de las unidades morfoestructurales, los principales sistemas estructurales y las principales direcciones de esfuerzo en la placa superior para cada unidad. Basado en Adam y Reuther (2000).

La deformación extensional producida por el SFA se presenta como fallas normales paralelas a la fosa (González et al., 2003) con una componente vertical principal, también presentándose fallas menores con mecanismos laterales e inversos (Allmendinger y González, 2010). La actividad Cuaternaria del SFA queda demostrada por la deformación de abanicos aluviales datados mediante el uso de nucleidos cosmogénicos (González et al., 2006). La presencia de fallas normales en un contexto tectónico compresivo puede ser explicado por la acción de la erosión tectónica de la parte inferior de la placa superior (Fig. 1.5) (Armijo y

Thiele, 1990; von Huene et al., 1999; von Huene y Ranero, 2003; von Huene et al., 2004). Mediante este proceso de erosión basal de la corteza continental de la Placa de Sudamérica, se provoca el colapso de la parte proximal de la corteza, generando la formación de bloques separados por fallas normales en una estructura de dominó (Niemeyer et al., 1996; von Huene y Ranero, 2003; Sallarés y Ranero, 2005). Complementando a la imbricación de bloques sugerida por von Huene y Ranero (2003), González et al. (2003) defienden que el arrastre del margen continental ejercido por el acoplamiento con la placa inferior provoca la formación de fallas normales como respuesta al progresivo levantamiento y flexión de la corteza continental.

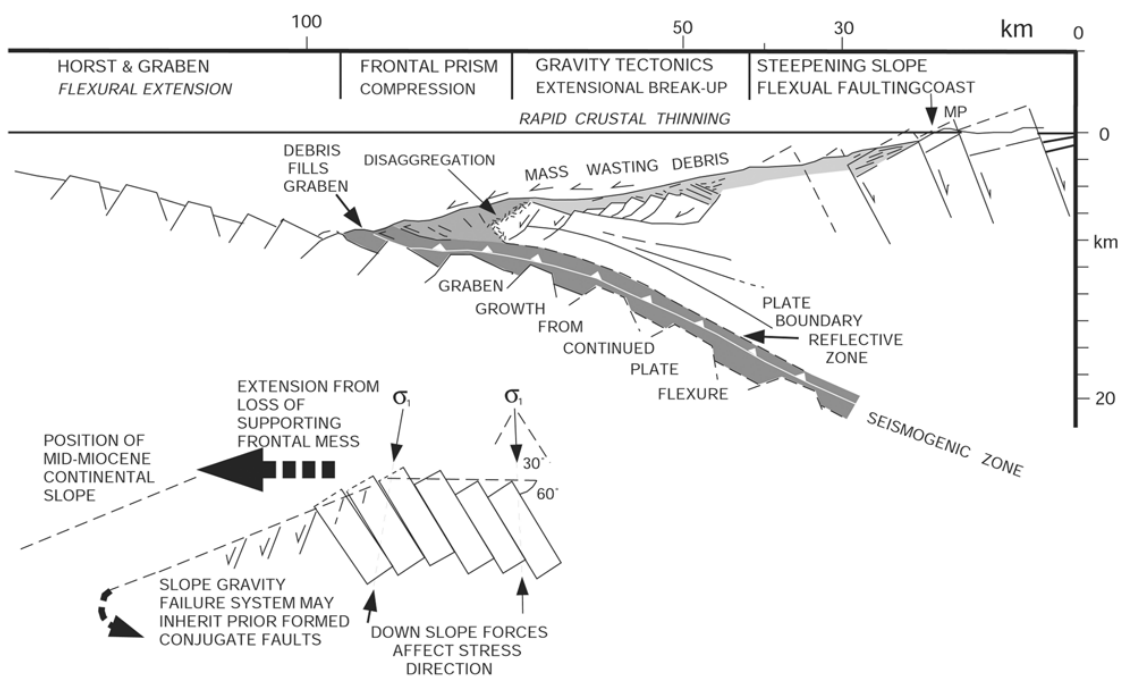


Fig. 1.5. Modelo tectónico de erosión basal por subducción. Arriba se muestra la posición de la Península de Mejillones respecto al margen continental. En la imagen inferior se muestra el modelo de fallas normales en estructura de dominó con el esfuerzo principal  $\sigma_1$  vertical. Tomada de Von Huene and Ranero (2003).

### 1.7. Breve contexto climático del norte de Chile durante el Cuaternario

Para poder estudiar la geomorfología en el norte de Chile y el impacto de la tectónica en esta, es necesario considerar la variable climática. El norte de Chile se caracteriza por un clima hiper-árido (Fig. 1.6). El comienzo de este periodo hiper-árido es controvertido, abarcando desde el Plioceno (Hartley y Chong, 2002) al Oligoceno (Dunai et al., 2005), incluyendo el Mioceno (Jordan et al., 2014). Esta hiper-aridez permite la preservación de un gran número de

estructuras y formas geológicas durante grandes periodos de tiempo (>10 ka). Actualmente, dicho régimen climático viene definido por la posición casi permanente del Anticiclón del Pacífico Sur, el bloqueo de humedad proveniente del este por la Cordillera de los Andes y la inversión térmica localizada a ~1000 m de altura producida por la corriente de Humboldt que impide la entrada de la humedad hacia el interior del continente (Latorre et al., 2007).

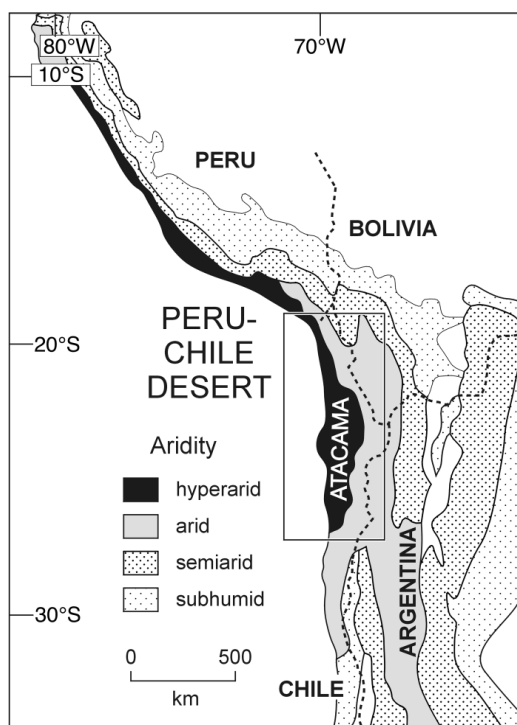


Fig. 1.6. Diferentes ambientes climáticos actuales en el oeste de Sudamérica. Tomada de Hartley y Chong (2002).

Es ampliamente aceptado que el proceso de acentuada aridez del Desierto de Atacama comenzó durante el Mioceno – Plioceno debido principalmente a un rápido alzamiento de la Cordillera de los Andes Centrales entre los 10 a los 6 Ma (Hartley y Chong, 2002; Rech et al., 2006; Ghosh et al., 2006; Armijo et al., 2015). La expansión de la capa de hielo en la Antártida hace 15 Ma y el cierre del istmo Centroamericano hace ~3 Ma influyeron también en la desertificación del Atacama (Flower y Kennet, 1993; Ibaraki, 1997). Para los últimos 10 Ma, Sáez et al. (2012) describe dos eventos en los cuales la sedimentación se detuvo, indicando eventos de hiper-aridez. El primer evento, situado entre 7 a 5.5 Ma, se habría producido por un enfriamiento generalizado de Sudamérica como consecuencia de la extensión de la capa de

hielo antártica que produjo una intensificación de la corriente de Humboldt (Dekens et al., 2007). Hace entre 3 a 2.5 Ma, una segunda extensión de la capa de hielo antártica reanudó el aporte de corrientes de agua de mar fría hacia el norte, provocando el segundo periodo de hiper-aridez, el cual dura hasta la actualidad. Por otro lado, Jordan et al. (2014) describe cuatro periodos hiper-áridos entre 11 a 5.5 Ma, 4.5 a 4 Ma, 3.6 a 2.6 Ma y 2.2 a 1 Ma. El último millón de años habría consistido en episodios de hiper-aridez intercalados con eventos ligeramente más húmedos. El principal efecto de estos periodos hiper-áridos es la paralización de procesos superficiales. Al detenerse la erosión, la cantidad de material disponible disminuye drásticamente y como consecuencia se producen hiatos y paleosuelos, principalmente formados por yeso (Jordan et al., 2014).

A escala milenaria, el Pleistoceno Tardío y el Holoceno se han caracterizado por la presencia del ENSO (El Niño-Southern Oscillation) (Tudhope et al., 2001; Moy et al., 2002). El ENSO es un patrón oscilatorio de variabilidad climática propio del Océano Pacífico que se produce cuando la superficie del océano presenta temperaturas por encima (El Niño) o por debajo (La Niña) de la media (Vargas et al., 2006). Durante los últimos 5 ka, la temperatura de la superficie del Océano Pacífico ha disminuido, provocando una mayor actividad del ENSO (Rodbell et al., 1999). Esta sería una de las principales razones por las que recientemente (<5 ka) se producen eventos lluviosos más fuertes cuyos efectos quedan registrados en la acumulación de flujos aluviales a lo largo de la costa de Atacama en el norte de Chile (Vargas et al., 2000; 2006).

Durante todo el Pleistoceno Tardío se han registrado periodos más húmedos que las condiciones actuales. Veit et al. (2015) describen cuatro paleosuelos en el límite sur de la costa del Desierto de Atacama cuyas edades, entre 190 a 60 ka, permitirían definir cuatro episodios con unas condiciones más húmedas que las actuales. Los resultados de  $^{10}\text{Be}$  cosmogénico obtenidos por Cortés et al. (2012) sugieren que las superficies aluviales ubicadas al norte de la Península de Mejillones fueron reactivadas hace 14 ka. Ritter et al. (2019) analizaron un testigo de una perforación realizada en la Cordillera de la Costa (~22 °S). La datación de depósitos aluviales procedentes del testigo permitió observar episodios húmedos ocurridos entre hace 125 a 200 ka, los cuales estarían relacionados los estadios isotópicos MIS 5 y MIS 7. Durante este periodo, las condiciones húmedas presentes habrían favorecido la formación de lagos

efímeros (Ritter et al., 2019). Por el contrario, durante el MIS 4 y MIS 6, las condiciones hiperáridas reinantes habrían provocado un hiato en la sedimentación. Investigaciones realizadas en cuencas sedimentarias en la Depresión Central, localizadas entre 2500 a 4000 m de altura, sugieren la ocurrencia de un episodio con mayor humedad hace entre 15 y 9 ka (Rech et al., 2002; Sáez et al., 2016). Sin embargo, Herrera y Custodio (2014) presentan datos de recarga de acuíferos en la costa de la Región de Antofagasta que muestra cómo durante este episodio entre 15 a 9 ka las condiciones híper-áridas se mantuvieron en la costa hasta un periodo entre 5 a 3 ka, cuando las condiciones se volvieron más húmedas. Este periodo húmedo podría haber sido producido por la entrada de corrientes más cálidas procedentes del norte como consecuencia de una migración hacia el sur de eventos ENSO más intensos y frecuentes, en conformidad con lo planteado por Vargas et al. (2000). Adicionalmente, el modelado de las temperaturas de la superficie del mar durante los últimos 250 ka a partir de registros sedimentarios marinos indican un aumento de dichas temperaturas durante los MIS 5 y 7 seguido de un brusco descenso durante el MIS 4 (Ritter et al., 2019). Estas diferencias en el clima entre la costa y el interior del Atacama vendrían dadas por el efecto sombra generado por la Cordillera de la Costa (Herrera y Custodio, 2014). En la actualidad, las precipitaciones en el Desierto de Atacama varían desde los 0 mm/a en la costa hasta los 200 mm/a 4000 m de altura (Latorre et al., 2007). A pesar de las condiciones de híper-aridez, las superficies aluviales actuales muestran evidencias de reactivación (Haug et al., 2010), especialmente tras eventos extremos como el ocurrido en marzo de 2015 (Jordan et al., 2014, 2015).

### **1.8. Geología de la Península de Mejillones**

La Península de Mejillones se presenta como un promontorio con forma de yunque extendiéndose unos 20 km de la costa norte de Chile hacia el mar (Fig. 1.1). Se trata de un bloque de unos 50 km de norte a sur, parte de la plataforma continental que ha sido emergida desde el Plioceno (Di Celma et al., 2013). En la Fig. 1.7 se presenta un esquema paleogeográfico que detalla la evolución de la Península de Mejillones desde el Mioceno al presente propuesto por Di Celma et al. (2013). La Cordillera de la Costa, que por lo general alcanza altitudes de 900 a 1000 m, disminuye su altura a entre 400 a 600 m en el área próxima a la península. De hecho, en esta área el punto más alto se encuentra dentro de la propia península, el Cerro Moreno con 1290 m.

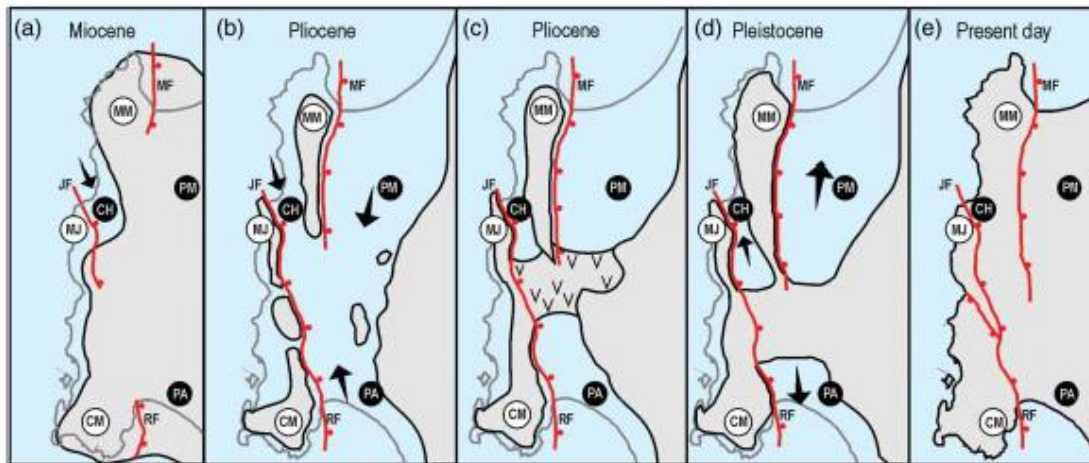


Fig. 1.7. En esta imagen se muestra la evolución de la Península de Mejillones desde el Mioceno. En ella se puede observar la influencia de las fallas en la morfología de la península, definiendo desde el Plioceno el Morro Mejillones (MM) y el Morro Jorgino (MJ), así como la evolución de las bahías Caleta Herradura (CH), de Mejillones (PM) y de Aeropuerto (PA). Tomada de Di Celma et al. (2013).

Por su relieve, en esta península se reconocen dos áreas claramente diferenciadas. Al oeste se puede reconocer un relieve escarpado formado por tres bloques montañosos alargados en dirección NNW-SSE, siendo de sur a norte Cerro Moreno, Morro Jorgino y Morro Mejillones (Fig. 1.7). Estos bloques están separados entre sí por “hemigrabenes”: cuencas marinas costeras definidas por fallas normales. Las zonas elevadas del oeste están compuestas por un basamento Paleozoico de granodioritas y diques basálticos que ha sido erosionado por el efecto del mar dando lugar a la formación de numerosas terrazas de abrasión, especialmente en el Morro Jorgino y el Morro Mejillones (Armijo y Thiele, 1990). Estas terrazas marinas se localizan a alturas desde los 30 a los 700 m.s.n.m. y generalmente se presentan orientadas hacia el oeste con pendientes inferiores a los 5°. Al este, los cerros se encuentran limitados por escarpes asociados a la actividad cuaternaria de fallas normales, entre estas se cuentan la Fallas Mejillones, la Falla Caleta Herradura y la Falla La Rinconada. Estas fallas definen la formación de los “hemigrabenes” Pampa Mejillones, Pampa Caleta Herradura y Pampa Aeropuerto, respectivamente, donde el relieve es suave, con pendientes de entre 2 a 10° hacia el mar. Las Pampas Mejillones y Aeropuerto, constituyen la expresión superficial del relleno sedimentario de las cuencas “hemigrabenes”, las cuales están formadas por la acumulación de diatomitas y arenas finas de ambiente marino que forman los depósitos de la Formación La Portada de edad

Plioceno-Pleistoceno, sobre la que se encuentran los sedimentos marinos costeros de la Formación Mejillones de edad Pleistoceno (Di Celma et al., 2013). Estos sedimentos marinos de la Formación Mejillones forman las líneas de paleocosta que serán estudiadas en profundidad en el capítulo 5. Entre las Pampa Mejillones y Aeropuerto se encuentra la Cuenca de Tiburón, formada por sedimentos marinos del Plioceno y Pleistoceno temprano (Tapia et al., 2015). Cubriendo estas formaciones se encuentran los depósitos eólicos y aluviales asociados a la actividad Cuaternaria de las Fallas Mejillones, Caleta Herradura y Rinconada. En la Tabla 1.1 se muestra una compilación bibliográfica de edades resultantes de aplicar diversas técnicas de datación en sedimentos y superficies de la Península de Mejillones.

*Tabla 1.1. Edades reportadas en la literatura para sedimentos y superficies de la Península de Mejillones con su correspondiente referencia bibliográfica.*

Muestra	Latitud	Longitud	Elevación (m)	Método de datación	Edad (ka)	Referencia bibliográfica
<b>Depósitos Mioceno-Plioceno</b>						
PMMC-73	-23.26822°	-70.57004°	208	Ar/Ar (sanidina)	19350 ± 40	Marquardt et al. (2005)
PMC-27.3e	-23.26873°	-70.56953°	204	Ar/Ar (biotita)	5670 ± 140	Marquardt et al. (2005)
PMC-27.3e	-23.26873°	-70.56953°	204	Ar/Ar (sanidina)	5670 ± 140	Marquardt et al. (2005)
PMC 28.1c	-23.30303°	-70.47078°	193	Ar/Ar (biotita)	4170 ± 120	Marquardt et al. (2005)
PMC-21.5	-23.09820°	-70.516711°	597	Ar/Ar (biotita)	3250 ± 170	Marquardt et al. (2005)
PMC-13.4	-23.26822°	-70.57004°	208	Ar/Ar (sanidina)	5680 ± 20	Marquardt et al. (2005)
PMC-33.1a	-23.18218°	-70.25900°	630	Ar/Ar (biotita)	12740 ± 130	Marquardt et al. (2005)
PMC-10.1	-22.80181°	-70.29012°	256	Ar/Ar (biotita)	2610 ± 140	Marquardt et al. (2005)
CH-99-1	-23.09487°	-70.48225°	0	Ar/Ar (sanidina)	3820 ± 90	Marquardt et al. (2005)
CH-99-1	-23.09487°	-70.48225°	0	Ar/Ar (sanidina)	2900 ± 100	Marquardt et al. (2005)
SI 2.8 my	-23.30220°	-70.49138°	196	Ar/Ar (ceniza)	2800 ± 40	Ishman et al. (2003)
CMO-3	-23.459104°	-70.515037°	54	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	5900 (+480/-590)	Victor et al. (2011)
MOM-2	-23.110373°	-70.516018°	577	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	3400 (+1610/-1250)	Victor et al. (2011)
<b>Terrazas marinas</b>						
T1	-23.0859°	-70.57855°	25	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	269 ± 21	Binnie et al. (2016)
T2a	-23.06111°	-70.54597°	63	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	344 ± 33	Binnie et al. (2016)
T2b	-23.061281°	-70.54443°	77	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	356 ± 54	Binnie et al. (2016)
T5a	-23.06483°	-70.53858°	141	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	486 ± 47	Binnie et al. (2016)
T5b	-23.046278°	-70.51125°	288	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	481 ± 43	Binnie et al. (2016)
<b>Depósitos marinos costeros</b>						
UR 125 ky	-23.09583°	-70.47777°	0	Series de uranio (conchas de moluscos)	106	Radtke (1989)
C92-6			25	Series de uranio (conchas de moluscos)	105 ± 1.0	Ortlieb et al. (1996c)
C92-6			25	Series de uranio (conchas de moluscos)	108.3 ± 0.8	Ortlieb et al. (1996c)
C92-6			25	Series de uranio (conchas de moluscos)	108.8 ± 1.0	Ortlieb et al. (1996c)
C92-10			18	Series de uranio (conchas de moluscos)	106.1 ± 0.8	Ortlieb et al. (1996c)

C92-10			18	Series de uranio (conchas de moluscos)	109.2 ± 0.9	Ortlieb et al. (1996c)
C92-10			18	Series de uranio (conchas de moluscos)	124 ± 7.0	Ortlieb et al. (1996c)
C92-10			18	Series de uranio (conchas de moluscos)	116 ± 6.0	Ortlieb et al. (1996c)
C92-10			18	Series de uranio (conchas de moluscos)	106 ± 5.0	Ortlieb et al. (1996c)
C92-10			18	Series de uranio (conchas de moluscos)	119 ± 5.0	Ortlieb et al. (1996c)
C93-85			90	Series de uranio (conchas de moluscos)	217.2 ± 9.4	Ortlieb et al. (1996c)
				Series de uranio (conchas de moluscos)	275 ± 11	Ortlieb et al. (1996c)
				Series de uranio (conchas de moluscos)	282 ± 9	Ortlieb et al. (1996c)
				Series de uranio (conchas de moluscos)	288 ± 12	Ortlieb et al. (1996c)
LO 125 ky	-23.06°	-70.37222°	22	Correlacionada	125	Ortlieb et al. (1996c)
LO 220 ky	-23.06555°	-70.355°	98	Correlacionada	220	Ortlieb et al. (1996c)
LO 330 ky PM	-23.21027°	-70.36666°	162	Correlacionada	330	Ortlieb et al. (1996c)
LO 330 ky PA	-23.49944°	-70.42666°	42	Series de uranio (conchas de moluscos)	282 ± 11	Ortlieb et al. (1996c)
LO 400 ky PM	-23.26666°	-70.40055°	187	Aminostratigrafía	400	Ortlieb et al. (1996c)
LO 400 ky Pab	-23.45305°	-70.46333°	89	Correlacionada	400	Ortlieb et al. (1996c)
LO 400 ky Paa	-23.4475°	-70.50777°	58	Correlacionada	400	Ortlieb et al. (1996c)
M4unit1	-23.09785°	-70.48493°	17	Series de uranio (conchas de moluscos)	161.9 ± 1.9	Victor et al. (2011)
M7unit2	-23.09785°	-70.48493°	17	Series de uranio (conchas de moluscos)	124 ± 3.4	Victor et al. (2011)
TER-01	-23.45430°	-70.48288°	64	Series de uranio (conchas de moluscos)	420 (+83/-46)	Victor et al. (2011)
TER-41	-23.45968°	-70.48503°	34	Series de uranio (conchas de moluscos)	329 (+41/-30)	Victor et al. (2011)
PMC-18.4	-23.30348°	-70.46751°	187	Ar/Ar (sanidina)	790 ± 30	Marquardt et al. (2005)
RIN-1	-23.45083°	-70.50684°	42	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	1230 (+360/-390)	Victor et al. (2011)
TER-61	-23.41519°	-70.46114°	159	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	1630 (+690/-370)	Victor et al. (2011)
CMO-2	-23.46177°	-70.51828°	111	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	710 (+450/-560)	Victor et al. (2011)
RIN-3	-23.45092°	-70.50686°	41	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	1010 (+330/-500)	Victor et al. (2011)
CMO-1	-23.46151°	-70.52065°	124	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	1590 (+670/-350)	Victor et al. (2011)
<b>Depósitos de abanicos aluviales</b>						
PMC-10.1	-22.80181°	-70.29012°	256	Ar/Ar (sanidina)	2040 ± 30	Marquardt et al. (2005)
PMC-13.5a	-23.29558°	-70.26006°	1123	Ar/Ar (biotita)	780 ± 190	Marquardt et al. (2005)
MF-A-1	-23.11630°	-70.49553°	151	OSL (cuarzo)	4.89 ± 0.28	Cortés et al. (2012)
MF-A-2	-23.11630°	-70.49553°	151	OSL (cuarzo)	5.31 ± 0.42	Cortés et al. (2012)
MF-A-3	-23.11630°	-70.49553°	151	OSL (cuarzo)	3.45 ± 0.28	Cortés et al. (2012)
MF-A-4	-23.11630°	-70.49553°	151	OSL (cuarzo)	3.33 ± 0.25	Cortés et al. (2012)
MF-B-5	-23.11630°	-70.49553°	151	OSL (cuarzo)	6.06 ± 0.4	Cortés et al. (2012)
MF-B-6	-23.11630°	-70.49553°	151	OSL (cuarzo)	7.57 ± 1.58	Cortés et al. (2012)
MF-C-7	-23.11630°	-70.49553°	151	OSL (cuarzo)	6.01 ± 1.07	Cortés et al. (2012)
<b>Superficies de abanicos aluviales</b>						
CM 46.5 ky	-23.13089°	-70.50013°	171	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	46.5 ± 3.7	Marquardt (2005)
CM 26.3 ky	-23.12773°	-70.50010°	205	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	26.3 ± 1.7	Marquardt (2005)
MF-D-1b	-23.13446	-70.50214	168	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	43.4 ± 5.3	Cortés et al. (2012)
MF-D-2b	-23.13463	-70.50178	165	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	59.1 ± 7.2	Cortés et al. (2012)
MF-D-3	-23.13473	-70.50204	171	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	50.1 ± 6.1	Cortés et al. (2012)
MF-S1-7	-23.13453	-70.50226	179	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	48.3 ± 5.9	Cortés et al. (2012)
MF-S1-8	-23.13468	-70.50199	179	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	47.2 ± 5.8	Cortés et al. (2012)
MF-S1-9	-23.13463	-70.50196	170	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	52.1 ± 6.4	Cortés et al. (2012)
MF-S2-1	-23.13535	-70.50175	163	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	20.9 ± 2.6	Cortés et al. (2012)
MF-S2-2	-23.13535	-70.50175	156	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	24.1 ± 3.0	Cortés et al. (2012)
MF-S2-3	-23.13535	-70.50175	159	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	13.7 ± 1.7	Cortés et al. (2012)
MF-E-1	-23.13545	-70.50171	164	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	30.3 ± 3.7	Cortés et al. (2012)
MF-E-2	-23.13545	-70.50171	164	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	39.6 ± 4.9	Cortés et al. (2012)
MF-E-3	-23.13545	-70.50171	164	<sup>10</sup> Be (cuarzo)	14.6 ± 1.9	Cortés et al. (2012)
MF-D-4c	-23.13592	-70.50149		<sup>10</sup> Be (cuarzo)		Cortés et al. (2012)
MF-ESC-2c	-23.13454	-70.50230		<sup>10</sup> Be (cuarzo)		Cortés et al. (2012)

MF-ESC-1c	-23.13454	-70.50230	$^{10}\text{Be}$ (cuarzo)	Cortés et al. (2012)
MF-ESC-3c	-23.13454	-70.50230	$^{10}\text{Be}$ (cuarzo)	Cortés et al. (2012)
MF-S1-5c	-23.13454	-70.50230	$^{10}\text{Be}$ (cuarzo)	Cortés et al. (2012)

Los depósitos marinos Pliocenos localizados en las terrazas marinas más altas del Morro Mejillones fueron datados mediante Ar/Ar dieron edades de 3.25 Ma (Marquardt et al., 2005). Este depósito fue datado de nuevo por Victor et al. (2011) usando isótopos de estroncio ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), obteniendo una edad de 3.4 Ma. Estas edades sugieren una tasa de alzamiento a largo plazo de  $\sim 0.2$  m/ka desde el Plioceno. Ortlieb et al. (1996b, 1996c) dataron conchas de moluscos extraídas de la Pampa de Mejillones usando series de uranio ( $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) y aminoestratigrafía (allo/isoleucina) obteniendo edades entre 100 a 400 ka. La exactitud de las edades es discutida por los propios autores debido a una posible incorporación de uranio en la estructura de las conchas durante la diagénesis posterior al depósito, produciendo edades más jóvenes. Las edades obtenidas mediante aminoestratigrafía también conllevan problemas de inexactitud debido a la diferente historia térmica de las conchas tras el depósito (Ortlieb et al., 1996c). Victor et al. (2011) dataron los depósitos marinos costeros que forman las líneas de paleocosta de la Pampa Mejillones y Pampa Aeropuerto usando  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y series de uranio. Estas dataciones resultaron en edades de 420 ka a 1.23 Ma para la Pampa Aeropuerto y de 124 a 160 ka para la Pampa Mejillones. Estas edades se traducen en tasas de alzamiento de 0.38 y 0.5 m/ka para la Pampa Aeropuerto y Pampa Mejillones, respectivamente. Las terrazas del Morro Mejillones fueron datadas mediante  $^{10}\text{Be}$  cosmogénico, dando edades de 269 a 486 ka y tasas de alzamiento de  $0.6 \pm 0.06$  m/ka (Binnie et al., 2016). Estudios paleosismológicos en la Falla Mejillones dieron tasas de desplazamiento de esta falla de  $0.61 \pm 0.26$  a  $0.22 \pm 0.06$  m/ka partiendo de edades obtenidas con OSL en cuarzo y  $^{10}\text{Be}$  cosmogénico (Cortés et al., 2012). Además, los resultados de datación mediante  $^{10}\text{Be}$  cosmogénico obtenidos en dos superficies aluviales cortadas por la Falla Mejillones permiten establecer en 14 y 35 ka los últimos eventos sísmicos generados por esta falla (Cortés et al., 2012). Más recientemente, González-Alfaro et al. (2018) estimaron tasas de alzamiento de hasta 1.7 m/ka para los últimos 40 ka basándose en edades de radiocarbono en bivalvos fósiles.

## **1.9. Fallas de la placa superior en los alrededores de la Península de Mejillones**

Como fue mencionado en la sección 1.5, la deformación permanente en la Cordillera de la Costa se manifiesta principalmente mediante la actividad de fallas normales. Estas fallas se orientan generalmente según un rumbo N-S, con altos ángulos de manteo ( $>60^\circ$ ) y vergencia al este. Entre estas destacan, por su cercanía al centro urbano de Antofagasta y a complejos industriales, la Falla Mejillones, la Falla Naguayán-Mititus y la Falla Salar del Carmen (Fig. 1.1, 1.4). El estudio de estas tres fallas, junto con la interpretación estructural y una descripción de su evolución durante el Cuaternario Tardío y su relación con el alzamiento de la costa, es el tema central tratado en el capítulo 4.

Cortés-Aranda et al. (2015) proponen una relación entre la actividad de las fallas corticales y los grandes terremotos de subducción. Según este modelo, para fallas que se encuentren sobre la mitad inferior del plano de subducción, durante el periodo cosísmico se produciría una transferencia de tensión hacia las fallas normales de placa superior, favoreciendo la reactivación de dichas fallas debido a la acumulación de esfuerzos ocurrida tras varios terremotos de subducción (Fig. 1.8a). En los periodos intersísmicos, la disminución de esfuerzos verticales como consecuencia de la compresión horizontal ejercida por la subducción de la Placa de Nazca limitaría la actividad de las fallas normales (Fig. 1.8b). Para fallas normales localizadas sobre la mitad superior del plano de subducción el comportamiento sería el opuesto, con aumento de esfuerzo durante el periodo intersísmico y, por tanto, aumento de la posibilidad de reactivación.

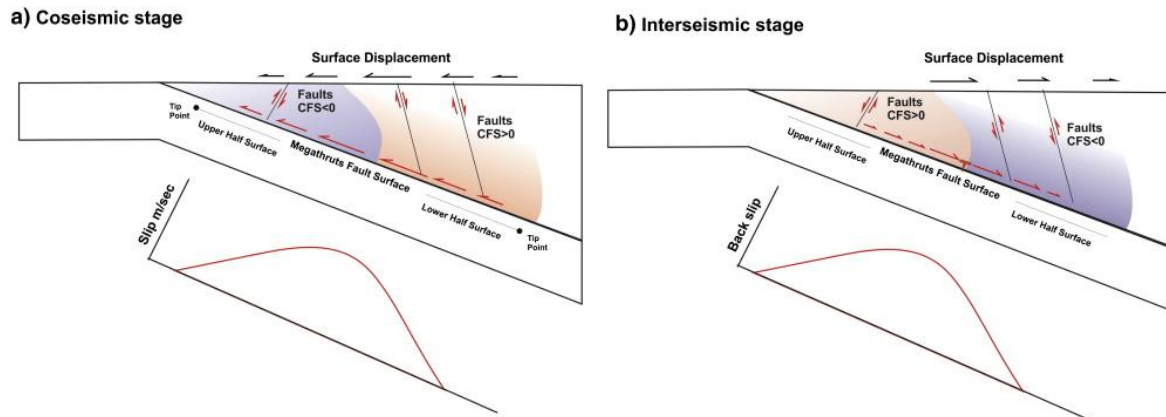


Fig. 1.8. Modelo propuesto por Cortés-Aranda et al. (2015) mostrando la distribución de esfuerzos durante la etapa cosísmica (a) y la etapa intersísmica (b).

### 1.9.1. Falla Mejillones



Fig. 1.9. Traza de la Falla Mejillones. Imagen modificada obtenida mediante el software Google Earth.

La Falla Mejillones (Fig. 1.9) presenta una traza de 40 km en superficie y continúa bajo el mar en la Bahía de Mejillones (Vargas et al., 2005; 2011). Tiene un rumbo de dirección N-S, con una ligera concavidad hacia el este, y un manteo de  $\sim 70^\circ$  hacia el este (Cortés et al., 2012). La actividad de la falla comenzó durante el Mioceno (Niemeyer et al., 1996) y desde entonces ha producido un escarpe de hasta 300 m de altura en su parte más septentrional que

va disminuyendo hacia el sur hasta desaparecer a la altura de la Cuenca del Tiburón. En su parte norte, la falla corta depósitos aluviales cuaternarios formando facetas triangulares (Fig. 1.10). Esta falla presenta una rampa de relevo en su extremo norte separando dos segmentos (Cortés et al. 2012).



*Fig. 1.10. Fotografía mostrando el escarpe de la Falla Mejillones y los depósitos aluviales desplazados por ella. Las flechas negras indican la posición de la traza de la falla.*

Marquardt (2005) estudió las superficies aluviales asociadas al escarpe de la Falla Mejillones, determinando una tasa de deslizamiento de 0.2-0.3 m/ka usando  $^{10}\text{Be}$  cosmogénico. Cortés et al. (2012) obtuvo una tasa de recurrencia de  $5 \pm 3.5$  ka a partir de la definición y datación de cuatro superficies aluviales superpuestas. Estas superficies fueron datadas usando  $^{10}\text{Be}$  cosmogénico y OSL, resultando en una tasa de deslizamiento de  $0.22 \pm 0.06$  m/ka para los últimos 35 ka y de  $0.61 \pm 0.26$  m/ka para los depósitos anteriores a 35 ka. Sin embargo, las edades obtenidas mediante OSL no son del todo fiables debido a una subestimación significativa de la edad por problemas con el método de datación aplicado, lo cual será detallado en el capítulo 3. Mediante la datación de series de uranio de crecimientos de cristales de yeso en el interior de la traza de la falla, Vargas et al. (2011) describen la ocurrencia de tres eventos sísmicos con edades entre los  $29.7 \pm 1.7$  y los  $2.4 \pm 0.8$  ka. En ese mismo trabajo se sugiere que la Falla Mejillones se reactiva una vez por cada 40 a 50 terremotos de subducción.

Todos los trabajos mencionados concluyen que esta falla podría generar terremotos de hasta Mw 7.

### 1.9.2. Falla Naguayán-Mititus

Esta falla presenta una traza orientada N-S, con un rumbo de  $10^{\circ}\text{E}$  y una traza de  $\sim 50$  km (Fig. 1.11). A pesar de contar con una traza de gran tamaño y su cercanía a centros urbanos e industriales, la Falla Naguayán-Mititus ha sido parcialmente estudiada, centrándose en la geomorfología (Villalobos, 2014). Esta falla se localiza en el interior de la Cordillera de la Costa, cortando los depósitos volcánicos jurásicos de la Formación La Negra (Cortés et al., 2007). Como será detallado más adelante en el capítulo 4, esta falla presenta una cinemática compleja, con una componente normal principal pero también con episodios de cinemática inversa y de rumbo sinistral. Los escarpes observados alcanzan los 4 m y están parcialmente cubiertos por suelos y costras salinas que preservan la morfología. En adelante, esta falla será referida como Falla Naguayán por simplicidad, dado que el grueso del trabajo científico de datación y análisis paleosismológico fue realizado en dicho segmento.



Fig. 1.11. Traza de la Falla Naguayán-Mititus. Imagen modificada obtenida mediante el software Google Earth.

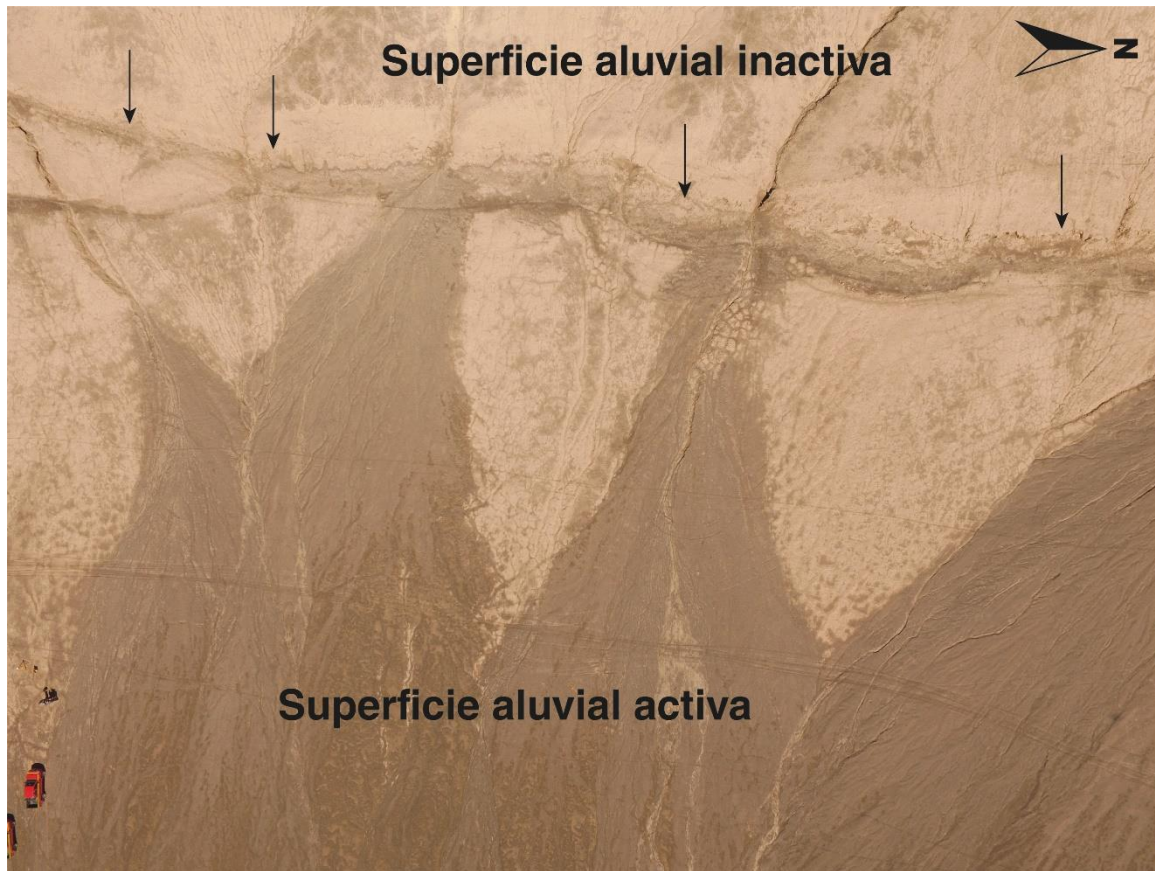
Placzek et al. (2010), usando  $^{26}\text{Al}$  y  $^{10}\text{Be}$  determinó edades desde 1.54 Ma hasta 86 ka para las superficies aluviales que están cortadas por esta estructura en su extremo norte, demostrando que la falla tuvo actividad durante el Cuaternario.

### 1.9.3. Falla Salar del Carmen



*Fig. 1.12. Trazo de la Falla Salar del Carmen. Imagen modificada obtenida mediante el software Google Earth.*

La Falla Salar del Carmen (Fig. 1.12) se localiza en el margen oriental de la Cordillera de la Costa, limitando con la Depresión Central. Esta falla presenta un rumbo  $\text{N}20^{\circ}\text{E}$  con una traza en superficie de más de 23 km, un manteo de  $\sim 80^{\circ}$  hacia el este y escarpes de hasta 9 m de altura (González y Carrizo, 2003). Dependiendo de la constante de difusión aplicada a los modelos de evolución de escarpe, González y Carrizo (2003) otorgaron edades para estos escarpes de entre 4 a 400 ka. González et al. (2003) definen al menos tres segmentos para esta falla separados entre sí por rampas de relevo. En las rampas de relevo se observan grietas de entre 10 a 100 m de longitud, con una orientación subparalela a la falla. Al sur de la falla se observa una depresión, la Cuenca de Salar del Carmen, donde se depositan un gran número de depósitos aluviales cuaternarios (Fig. 1.13).



*Fig. 1.13. Escarpe de la Falla Salar del Carmen. En la imagen se observa como las superficies aluviales activas se encuentran en el bloque colgante, extendiéndose desde las pequeñas quebradas hacia el interior de la cuenca. Las flechas negras indican la posición de la traza de la falla. El vehículo situado en la esquina inferior izquierda tiene una longitud aproximada 5 m.*

La traza de la falla desplaza abanicos aluviales cuaternarios (Fig. 1.13). González et al. (2006) dataron con  $^{21}\text{Ne}$  cosmogénico las superficies aluviales más jóvenes cortadas por la falla, obteniendo una edad de  $424 \pm 151$  ka, lo que permitió obtener una tasa de deslizamiento de 0.01 m/ka. El análisis geomorfológico del escarpe permite distinguir entre hasta 3 eventos sísmicos con magnitudes momento (Mw) entre Mw 6.5 a Mw 6.7 (Ewiak et al., 2015).

### 1.10. Metodologías utilizadas

Como primera parte de esta investigación, se realizó una campaña de terreno apoyada con imágenes de satélite. Los datos recabados sirvieron para hacer una cartografía geomorfológica de la Pampa Mejillones y las Fallas Mejillones, Naguayán y Salar del Carmen.

Con los datos de la cartografía se seleccionaron los puntos de estudio de donde se extrajeron 42 muestras para ser analizadas mediante OSL. Además de OSL, metodología principal de esta tesis y que será explicada en detalle en el capítulo 2, se usaron técnicas morfométricas de análisis del relieve y de estudio paleosismológico.

#### 1.10.1. Reconstrucción de superficies en 3D

Una de las principales desventajas de realizar análisis geomorfológicos es la necesidad, en ciertos casos, de modelos del relieve con una muy alta resolución. Algunos modelos digitales del terreno, como los suministrados por la NASA a partir de la toma de datos mediante transbordador (SRTM) o satélites (ASTER), presentan resoluciones de entre 5 a 90 m por píxel (Grosse et al., 2012). Si el área de estudio es relativamente pequeña como pueden ser unos pocos cientos de metros, estos modelos de elevación no son adecuados. En ese caso, una solución es construir modelos digitales propios. Estos modelos de menor escala pueden ser construidos mediante el uso de equipos láser como el LÍDAR (por sus siglas en inglés, light detection and ranging), pudiendo suponer un gasto económico significativo (Grosse et al., 2012); o mediante el uso de pares estereoscópicos (Westoby et al., 2012), para lo cual solo es necesario una cámara fotográfica y un software adecuado.

Durante el desarrollo de esta tesis, la técnica de pares estereoscópicos fue utilizada para la reconstrucción 3D digital tanto de superficies como de las paredes de trincheras excavadas. Para ello se recurrió al método fotogramétrico llamado “Structure-from-Motion” (SfM) (Bemis et al., 2014) mediante el software Agisoft (<http://www.agisoft.com/>). Esta técnica se basa en el reconocimiento de imágenes contiguas mediante el análisis automatizado de píxeles en áreas superpuestas en ambas fotografías (Fig. 1.14). El software de reconstrucción 3D, mediante un proceso de minimización de mínimos cuadrados (Snavely et al., 2008) obtiene la posición de elementos característicos definidos por parámetros de los píxeles como el color. Los metadatos de cada imagen obtenidos de la cámara son usados por el software para complementar la ubicación espacial de cada punto. Las imágenes ya ubicadas son procesadas nuevamente, uniendo cada vez más puntos en común entre fotografías solapadas. Una malla 3D es creada mediante triangulación a partir de una estructura de puntos de alta densidad. El resultado es un modelo 3D de la superficie que puede llegar a resoluciones milimétricas para áreas de hasta 20

m<sup>2</sup> y centimétricas para varias hectáreas, dependiendo de la resolución de la cámara, distancia de la cámara al objetivo y de los parámetros condicionales del modelo. Estas resoluciones superan a las obtenidas con el uso de equipos LÍDAR, de coste mucho mayor.

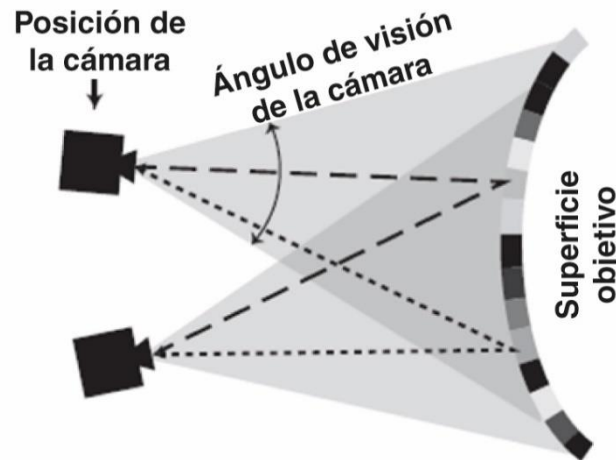


Fig. 1.14. Esquema mostrando la toma ideal de fotografías para realizar la reconstrucción 3D. Modificada de Bemis et al. (2014).

Los posibles errores en la elevación de la superficie son corregidos mediante el uso de puntos de control sobre el terreno. Para mejorar la precisión, estos puntos son tomados con equipos GPS de doble frecuencia. Mientras uno de los equipos es utilizado para obtener puntos GPS, el otro se deja inmóvil en un punto durante toda la operación de toma de datos. La posición obtenida por el equipo fijo es luego utilizada para corregir variaciones y errores inducidos por la atmósfera como la dispersión producida al atravesar la ionósfera o debido a la presencia de vapor de agua. Este método fue el utilizado para realizar los perfiles topográficos presentados en los capítulos 4 y 5.

#### 1.10.2. Técnicas paleosismológicas

La paleosismología es la disciplina que estudia terremotos prehistóricos en términos de ubicación y magnitud (McCalpin, 2009). Esta disciplina está basada en el principio que un paleoterremoto generará una deformación permanente casi instantánea en forma de escarpe o depósito sedimentario. Este nivel de detalle permite estudiar la distribución de paleoterremotos durante periodos que van desde cientos hasta decenas de miles de años. El resultado de estos

estudios permite determinar la ocurrencia de paleoterremotos en una falla asociada y estimar el riesgo que estos suponen. La paleosismología se basa en la evaluación de evidencias geológicas, principalmente estratigráficas, como depósitos sedimentarios cortados o deformados, líneas de costa abandonadas sobre el nivel del mar; y evidencias geomorfológicas, como escarpes de falla, drenajes desplazados o terrazas marinas (Keller y Pinter, 2002).

La excavación de trincheras constituye la mejor manera de acceder al plano de ruptura de la falla y a los sedimentos asociados. La posición y orientación de las trincheras depende de las características de la falla que se deseen estudiar. En este estudio, el objetivo principal es la datación de sedimentos para estimar la tasa de deslizamiento de las Fallas Naguayán y Salar del Carmen por lo que la posición óptima de las trincheras es perpendicular a la traza de la falla en superficie. Las trincheras deben tener una longitud suficiente para abarcar desde el bloque yacente, toda la zona de fractura hasta los depósitos superficiales recientes que cubran las últimas evidencias de actividad paleosismológica. Las paredes de las trincheras son limpiadas para facilitar la identificación de estratos y superficies individuales y marcadas a espacios regulares cada 50 cm o 1 m a modo de escala. Posteriormente las paredes son fotografiadas y una superficie 3D de alta resolución es generada (ver sección 1.10.1). Las superficies 3D generadas son después estudiadas en detalle para identificar y analizar evidencias paleosismológicas.

De acuerdo con McCalpin (2009), las evidencias paleosismológicas pueden categorizarse según ocurran relacionadas con el plano de falla o fuera de él, de origen cosísmico o postsísmico, y cuya expresión sea mayoritariamente geomorfológica o sedimentaria. Las principales evidencias paleosismológicas estudiadas en esta tesis fueron los escarpes de falla y las cuñas coluviales. En fallas normales, como las Fallas Naguayán y Salar del Carmen, los escarpes de falla representan la principal evidencia geomorfológica de una ruptura superficial. Su altura puede variar entre los pocos centímetros hasta varios cientos de metros. En el Desierto de Atacama, debido a las bajas tasas de erosión derivadas de las condiciones climáticas hiperáridas (Rech et al., 2006), los escarpes son preservados durante largos periodos de tiempo, facilitando su estudio. La forma del escarpe proporciona información sobre el número de rupturas de manera que un escarpe compuesto de secciones de diferente inclinación indicaría que fueron originados por tantos paleoterremotos como

secciones presenta (Wallace, 1980). Sin embargo, estos escarpes compuestos también podrían deberse a efectos erosivos y deposicionales (McCalpin, 2009). En este caso, la definición de varios paleoterremotos debe apoyarse en otras evidencias paleosismológicas como son las cuñas coluviales.

La forma del escarpe se analiza mediante perfiles topográficos de alta resolución, los cuales pueden ser realizados mediante GPS de doble frecuencia. En un perfil (Fig. 1.15) se puede estimar el desplazamiento entre superficies (SO). Este valor, tomado como la diferencia vertical entre las superficies proyectadas de los bloques yacente y colgante, es normalmente usado para calcular la tasa de deslizamiento entre bloques una vez estimadas las edades de las superficies correspondientes (Cortés, 2012). Otros valores representativos son H1, que corresponde a la distancia vertical entre la intersección del plano de falla y los planos formados por las superficies desplazadas; y H2 que corresponde a la separación vertical entre la intersección del plano formado por la parte más vertical del escarpe y el plano formado por la superficie original desplazada.

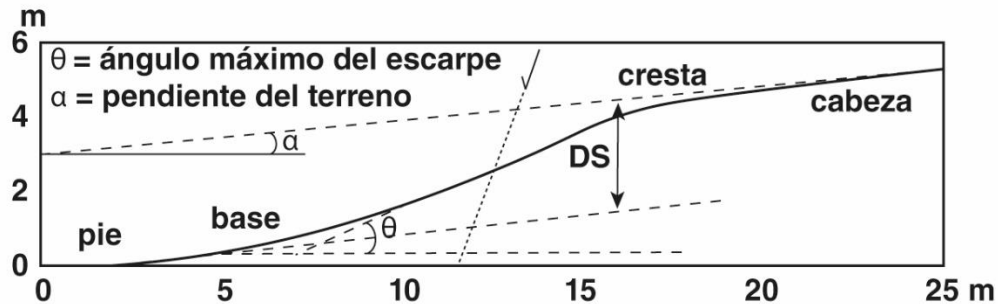
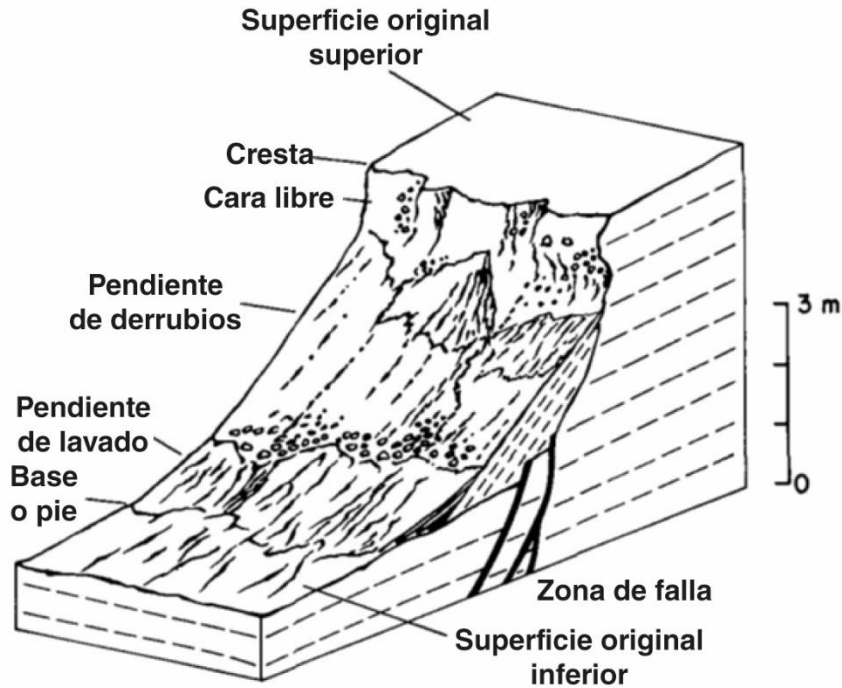


Fig. 1.15. Geometría de un escarpe de falla. DS: desplazamiento de superficies. Modificada de McCalpin (2009).

En la figura 1.16 se muestra un escarpe de falla esquematizado. La parte denominada “free face” (cara libre) corresponde a la sección más alta del escarpe. Esta presenta un ángulo de inclinación de 45 a 90°. La erosión del material que compone la cara libre produce la sección denominada “debris slope” o pendiente de derrubios. Serán estos derrubios los que formen las cuñas coluviales al ser depositados inmediatamente después de la ruptura de la falla.

Posteriormente, el retrabajo de los derrubios y la continua erosión de la cara libre darán lugar a los “wash slope” o depósitos de lavado, que se localizan al pie del escarpe.



*Fig. 1.16. Esquema de un escarpe de falla mostrando cada característica. Modificada de Wallace (1977).*

Las cuñas coluviales son depósitos sedimentarios acumulados al pie de un escarpe. En fallas normales, las cuñas coluviales representan una evidencia de primer orden de una ruptura superficial (McCalpin, 2009). En depósitos no consolidados, el material procedente de la cara libre se desmorona y cae al pie del plano de falla inmediatamente tras la ruptura, formando un depósito sin estructura sedimentaria interna en forma de cuña. El área que pueda ocupar este tipo de depósitos queda limitada por el ángulo de estabilidad del material que compone la parte más superior del bloque yacente. Las posibles grietas localizadas cerca del plano de falla pueden ser rellenadas por material de la cuña coluvial.

Con el paso del tiempo, la cara libre es totalmente erosionada, formando una cobertura de un depósito de lavado sobre la cuña coluvial que puede extenderse desde el escarpe hasta más allá de esta, ocultándola por completo. Los sedimentos que componen los depósitos de

lavado, debido que se forman de manera episódica respondiendo a efectos climáticos, presentan frecuentemente una mejor selección y una estratificación interna. Estas características facilitan la identificación de ambos depósitos sedimentarios.

La magnitud de un paleoterremoto puede ser evaluada en términos longitud de ruptura de la falla, del desplazamiento neto individual de cada evento, o de la tasa de deslizamiento. Wells y Coppersmith (1994) desarrollaron relaciones logarítmicas entre ciertos parámetros geométricos de la falla y la magnitud momento de paleoterremotos individuales. Así, mediante la integración de magnitudes entre Mw 5.8 hasta Mw 8.1 y largos de ruptura de 77 terremotos producidos por fallas normales, inversas y de rumbo, Wells y Coppersmith (1994) obtuvieron la fórmula indicada en la Fig. 1.17a y 1.17b.

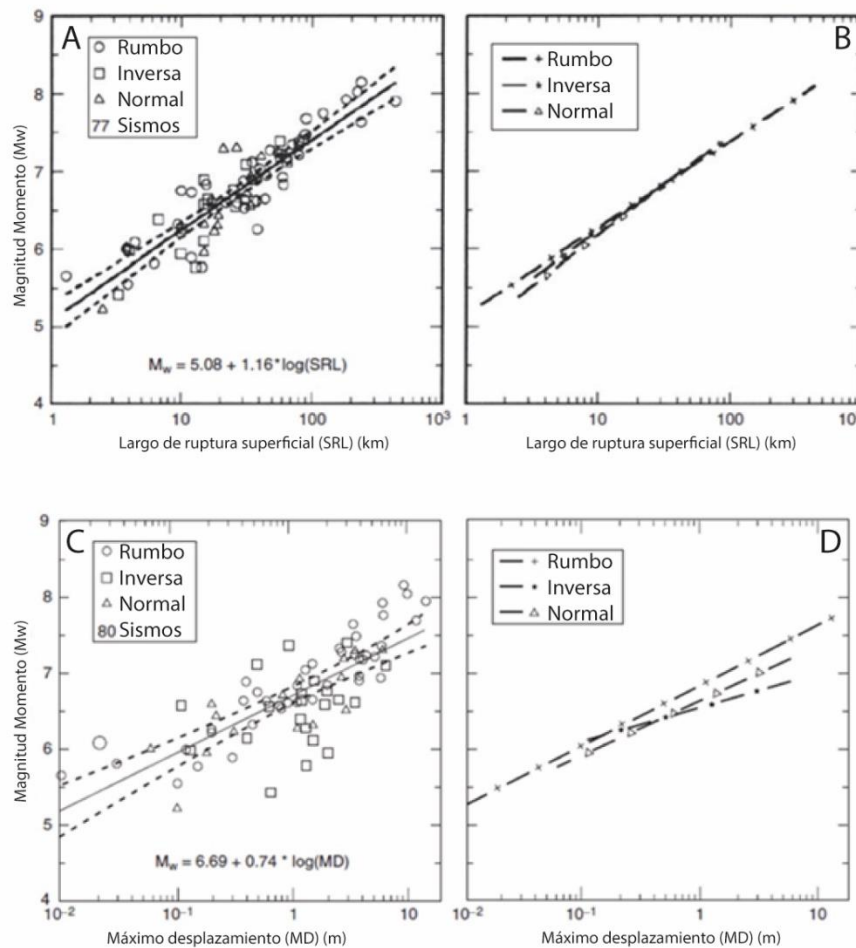


Fig. 1.17. A y B: Regresión lineal y fórmula empírica relacionando la longitud de ruptura superficial y la magnitud, donde SRL es la longitud de ruptura superficial. C y D: Regresión

*lineal y fórmula empírica relacionando el máximo desplazamiento cosísmico y la magnitud, donde MD se refiere al máximo desplazamiento. Tomada de Wells y Coppersmith (1994).*

De la misma manera, la magnitud de un paleoterremoto puede ser estimada usando el máximo desplazamiento asociado a cada evento. Siguiendo los modelos de degradación de escarpes, McCalpin (2009) propone que el desplazamiento máximo de un paleoterremoto corresponde al doble del espesor de cada cuña coluvial. Wells y Coppersmith (1994) también estimaron una relación empírica entre el máximo desplazamiento y la magnitud de 80 terremotos producidos por fallas normales, inversas y de rumbo (Fig. 1.17c y 1.17 d).

Es necesario tener en cuenta en estas relaciones que las medidas de desplazamiento o largo de ruptura realizadas por Wells y Coppersmith (1994) fueron hechas a los pocos días o meses de la ocurrencia de los eventos sísmicos. En estudios paleosismológicos de eventos ocurridos hace decenas de miles de años, la estimación de paleomagnitudes puede introducir diversas fuentes de error como pueden ser la erosión de escarpes o retrabajo de cuñas coluviales, ruptura superficial oculta o erosionada o rupturas sucesivas correspondientes a eventos separados en el tiempo. Estos errores pueden provocar que las paleomagnitudes reales sean sobrevaloradas o infravaloradas.

## **CAPÍTULO II: PRINCIPIOS TEÓRICOS DE LUMINISCENCIA ÓPTICAMENTE ESTIMULADA**

### **2.1. Introducción a la datación mediante luminiscencia**

La luminiscencia es el proceso físico por el cual un material sólido emite luz mediante la aplicación de diferentes estímulos. Así, la termoluminiscencia (TL) se basa en la emisión de luz cuando el material es calentado progresivamente a diferentes temperaturas mientras que la luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) se produce al estimular la muestra con radiación electromagnética, principalmente del espectro visible, infrarrojo o ultravioleta (Walker, 2005). Otros tipos de luminiscencia son debidos a la estimulación directa con radiación ionizante (radioluminiscencia), haces de electrones (catodoluminiscencia) o aplicación de esfuerzos mecánicos (triboluminiscencia) entre otros. En el presente capítulo, son descritos en detalle la preparación de las muestras, los mecanismos físicos de la producción de la termoluminiscencia y de la luminiscencia ópticamente estimulada, el procedimiento a seguir para obtener la tasa de dosis y dosis equivalentes de muestras, así como el equipamiento y los principales protocolos y cálculos necesarios para la correcta aplicación de la técnica de OSL.

El fenómeno físico de la luminiscencia fue descrito por primera vez en la Unión Soviética a principios del siglo XX, cuando el científico ruso Oleg Vladimirovich Losev descubrió que al hacer pasar una corriente eléctrica por diodos hechos de cristales de carburo de silicio se producía la emisión de radiación electromagnética en el espectro visible, resultando en la invención de los primeros LED (en inglés, light emitting diodes) (Zheludev, 2007). Sin embargo, la utilización de este fenómeno como técnica de datación no fue utilizada hasta los años 1960 con el uso de la termoluminiscencia (Aitken et al., 1964). La técnica de termoluminiscencia ha sido principalmente aplicada en muestras arqueológicas de arcilla cocida, cerámica o ladrillos, entre otros materiales refractarios. Esta técnica proporciona la edad de creación del material dado que la intensidad de la señal de TL es proporcional a la cantidad de radiación que haya absorbido (la cual se mide en grays, Gy) desde la última vez que haya sido expuesta a altas temperaturas (Aitken, 1985).

La técnica de OSL fue inicialmente desarrollada durante los años 1980, tratando de obtener una técnica de datación mejorada basada en luminiscencia (Huntley et al., 1985). En

el caso del OSL, la intensidad de la señal será proporcional a la cantidad de radiación absorbida del entorno inmediatamente alrededor de la muestra, resultando en la edad de la última exposición a la luz del material (Fig. 2.1). La relación entre la dosis absorbida y la tasa de radiación propia del depósito sedimentario proporciona la edad de enterramiento del mineral (Aitken, 1985):

$$\text{Edad (ka)} = \frac{\text{Dosis equivalente (Gy)}}{\text{Tasa de dosis (Gy/ka)}} \quad (1)$$

Murray y Wintle (2000) describen por primera vez el protocolo básico de datación SAR (regeneración de dosis en alícuota única, single aliquot regeneration-dose). Murray y Wintle (2003) desarrollaron el trabajo anterior incluyendo un test de recuperación de dosis como modo de comprobar si las características del protocolo (temperatura de precalentamiento, temperatura de estimulación, periodo de estimulación, etc) son las adecuadas para permitir a la muestra recuperar una dosis de radiación administrada. Es en este momento cuando la fiabilidad del método incrementa y se expande notablemente su uso. A su vez, Wallinga et al. (2000) y Blair et al. (2005) desarrollaron el protocolo SAR para poder ser usado en feldespatos sustituyendo la estimulación con luz visible con infrarrojo (IRSL).

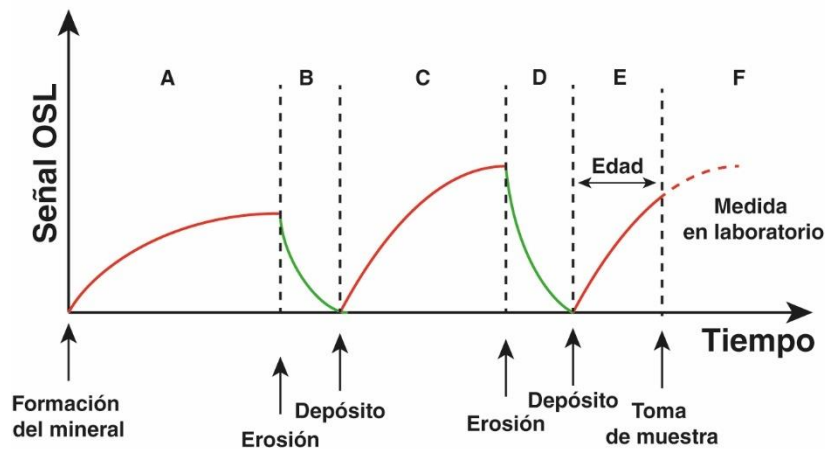


Fig. 2.1. (a) Formación del mineral hasta que es erosionado. Durante este periodo el mineral está sometido a los efectos de la radiación  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$  (línea roja). (b) El mineral es erosionado y transportado. Al ser expuesto a la luz natural, el sistema se abre, reiniciándose. (c) El mineral es depositado y enterrado, comenzando de nuevo el proceso de excitación de electrones por el efecto de la radiación. (d) Un nuevo episodio de erosión y transporte y (e)

*depósito. (f) La edad será la diferencia entre el último enterramiento de la muestra y el momento de la recolección de la muestra.*

Para obtener una edad es necesario determinar por un lado la dosis equivalente, esto es, la dosis de radiación natural absorbida por el mineral desde la última vez que fue expuesto a la luz, y por otro la tasa de dosis anual producida naturalmente por el terreno y la actividad de rayos cósmicos. La dosis equivalente se obtiene experimentalmente siguiendo el protocolo SAR anteriormente descrito. Para determinar la tasa de dosis anual se pueden utilizar diferentes equipamientos: análisis de activación de neutrones, espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente, espectrometría alfa, beta y gamma y centelleo líquido. Esta tesis se centrará en espectrometría gamma dado que fue la metodología usada (Fig. 2.2a). Para determinar la dosis equivalente se utilizaron dos equipos Risø TL/OSL DA-20 (Fig. 2.2b). La edad de la muestra viene dada por la relación entre la dosis equivalente y la tasa de dosis anual.



*Fig. 2.2. A) detector de germanio de alta resolución para espectrometría gamma. B) lector de luminiscencia Risø TL-DA 20.*

### 2.1.1. Ventana temporal y limitaciones

La principal ventaja de este método es que los materiales necesarios para la datación, principalmente cuarzo o feldespato, son relativamente abundantes en la naturaleza. Esto es especialmente relevante en el Desierto de Atacama, donde el material orgánico es escaso y limita el uso de otras técnicas de datación más extendidas como  $^{14}\text{C}$ . Sin embargo, ambos minerales no están exentos de problemas. La dosis característica de cada mineral ( $D_0$ ), esto es, la máxima dosis de radiación que puede absorber el mineral, no supera, generalmente, los 200 Gy. Dependiendo de la tasa de dosis anual esto puede limitar la obtención de una edad máxima

a ~150 ka (Wintle y Murray, 2006). Otros protocolos de datación que aprovechan señales luminiscentes alternativas, como TT-OSL o ITL, pueden ampliar la ventana de datación hasta 1 Ma (Jain et al., 2007). Sin embargo, estos protocolos no han sido ampliamente utilizados y no se sabe si pueden ser aplicables en diferentes ambientes.

El feldespató presenta dosis de saturación de hasta 1000 Gy, permitiendo datar sedimentos de hasta 500 ka (Buylaert et al., 2012). A pesar de esto, los problemas de estabilidad en la señal luminiscente del feldespató impiden obtener una edad fiable de manera directa y es necesario realizar una corrección para estimar la tasa de pérdida de señal IRSL con el tiempo (i.e. fading). Thomsen et al. (2008; 2011) desarrollaron un protocolo basado en una medida a mayor temperatura que permite obtener edades fiables. El principal problema de esta metodología es el tiempo que tarda en completar una secuencia de datación, pudiendo llegar a 15 horas por cada alícuota, y no evita la posibilidad de pérdida de señal que puede variar dependiendo de las características de la muestra.

Es necesario que tanto el cuarzo como el feldespató presenten una señal luminiscente con una intensidad suficientemente alta. Este problema es más acusado en el cuarzo recogido de ciertos ambientes donde las tasas de erosión y transporte de sedimentos condicionan la sensibilidad a la luminiscencia (Pietsch et al., 2008; Sawakuchi et al., 2011). Por otro lado, el tiempo de exposición a la luz debe ser el necesario para permitir al cristal liberar toda la energía absorbida debido a la actividad radiactiva ambiental. Esto puede ser especialmente importante en sedimentos transportados durante días nublados o en un flujo con alta carga de sedimentos, que limite la profundidad a la que puede penetrar la luz solar. En este sentido, el ambiente y el nivel estratigráfico de donde se extrae la muestra pueden jugar un papel importante (King et al., 2014).

En el caso del cuarzo, el tiempo de exposición necesario puede ir de 1 a 100 s mientras que, para el feldespató, especialmente usando el doble protocolo mencionado anteriormente, los tiempos necesarios para resetear la muestra pueden alcanzar los 1000 s para la primera medida y hasta 11 días para la segunda (Kars et al., 2014). La presencia de dosis residuales en el feldespató, esto es, cargas que no se pueden eliminar eficientemente mediante la exposición a la luz, puede llegar a producir grandes sobrestimaciones de la edad cuando el mineral es

estimulado a altas temperaturas ( $>300\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Este inconveniente puede ser evitado mediante el precalentamiento y la estimulación a temperaturas menores, permitiendo datar sedimentos del Holoceno Tardío (Reimann et al., 2011; 2012; Reimann y Tsukamoto, 2012).

### 2.1.2. Aplicaciones

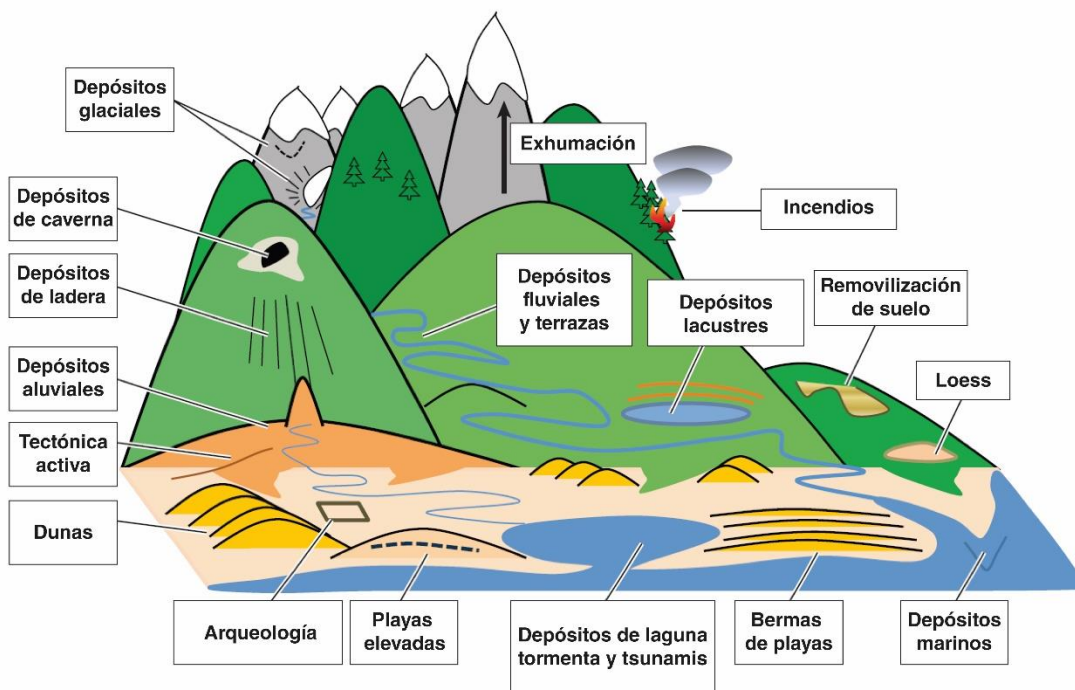


Fig. 2.3. Principales ambientes donde la datación con luminiscencia puede ser aplicada. Modificada de Rhodes (2011).

El gran número de ambientes sedimentarios donde se pueden aplicar técnicas de luminiscencia para obtener edades hace que sea una herramienta de gran utilidad para datar sedimentos Cuaternarios (Fig. 2.3). Desde el año 2000, la aplicación de técnicas de OSL en cuarzo se ha expandido desde depósitos aluviales (Robinson et al., 2005; Spencer y Robinson, 2008) hasta ambientes glaciales (Hu et al., 2015), pasando por depósitos marinos costeros (Murray y Funder, 2003), marinos someros (Athanasas y Zacharias, 2010) e incluso a más de 1000 m de profundidad (Sugisaki et al., 2010). La aplicación de técnicas de luminiscencia como la modulación lineal permite realizar detallados análisis geomorfológicos y así distinguir entre sedimentos derivados de la llanura de inundación, de la erosión de la orilla o del depósito en el fondo de un río (Haddadchi et al., 2016). Técnicas de luminiscencia como TL o TT-OSL

han sido aplicadas con éxito en depósitos volcánicos, llegando a producir edades de hasta 400 ka (Zhao et al., 2015).

Una aplicación muy extendida, y uno de los principales objetivos de esta tesis, es la determinación de edades para obtener tasas de actividad de fallas activas y potencialmente peligrosas para la actividad humana. Así, Sohbaty et al. (2011) dataron los depósitos aluviales asociados a la Falla de Alhama de Murcia, en España, obteniendo edades entre 25 a 320 ka, resultando en tasas de deslizamiento de entre 0.02 a 0.04 m/ka. Tsodoulos et al. (2016) dataron sedimentos recientes asociados a la falla normal Gyrtoni, en Grecia, obteniendo tasas de deslizamiento de hasta  $0.41 \pm 0.01$  m/ka, demostrando la alta precisión que se puede llegar a obtener con este tipo de metodologías.

En Sudamérica, el OSL ha sido aplicado con diferentes resultados. Harrison et al. (2008), Rehak et al. (2010), Dillehay et al. (2015), Nentwig et al. (2015) o Sawakuchi et al. (2016) entre otros, han aplicado técnicas de luminiscencia obteniendo edades fiables desde decenas y cientos años hasta 140 ka. Sin embargo, Steffen et al. (2009) describe problemas de subestimación al experimentar con muestras extraídas del sur de Perú. Cortés et al. (2012) obtuvieron edades de sedimentos asociados a eventos sísmicos producidos por la actividad de las Fallas Mejillones y Salar del Carmen utilizando cuarzo. Sin embargo, los detalles sobre los resultados de los experimentos de luminiscencia son escasos y no indican hasta qué punto las edades reportadas son fiables. Nash et al. (2018) también usaron cuarzo para obtener edades de sedimentos eólicos en la zona costera del norte de Chile. En ese estudio, a pesar de mostrar señales OSL, detalles adicionales como la estabilidad en función del tiempo y la temperatura fueron omitidos, generando dudas acerca de la exactitud de las edades obtenidas.

## **2.2. Proceso físico de luminiscencia**

De acuerdo con la teoría de bandas, la estructura atómica de materiales aislantes y semiconductores, como es el caso de algunos minerales, presenta una banda de conducción y una banda de valencia separadas por la llamada banda prohibida (Fig. 2.4). En materiales aislantes y semiconductores la banda de valencia y la de conducción se encuentran separadas por un salto energético equivalente a 1-5 eV. En la banda prohibida los electrones ( $e^-$ ) no pueden desplazarse si no existe una absorción de energía que favorezca ese movimiento de

electrones. Debido a la absorción de radiación ionizante, los electrones son excitados y pasan de la banda de valencia a la banda de conducción, generando en el proceso un vacío ( $h^+$ ), una cuasipartícula de masa igual a la del electrón y carga positiva (Wintle y Adamiec, 2017). Los electrones excitados son entonces almacenados en trampas electrónicas definidas por defectos cristalinos causados por impurezas cristalográficas o ausencia de iones (vacantes) en la red cristalina del mineral. En el espacio entre bandas, la ausencia de electrones cercana a la banda de valencia produce niveles de energía generando los llamados centros de recombinación  $e^-h^+$ . La aplicación de una estimulación expulsa a los electrones de las trampas electrónicas hacia la banda de conducción y cuando se acerca a un centro de recombinación se producirá un fotón como consecuencia de la recombinación del sistema  $e^-h^+$  (también conocido como excitón).

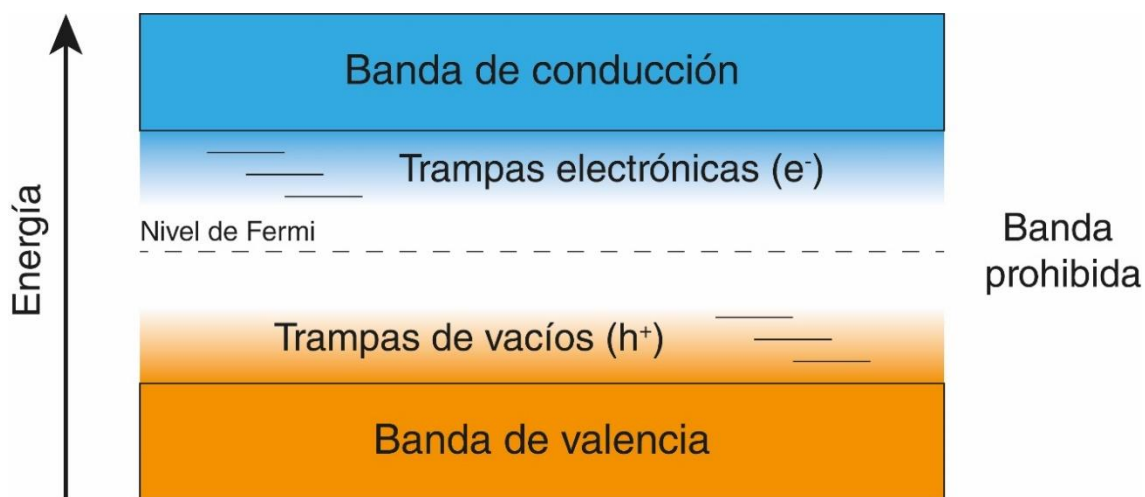


Fig. 2.4. Esquema de la teoría de bandas para un material semiconductor con defectos.

En el modelo de producción de termoluminiscencia propuesto por Aitken (1998), la irradiación del cristal produce la movilización de electrones desde su órbita electrónica hasta los defectos o trampas electrónicas de la estructura atómica del mineral (T en la figura 2.5). Tras estimular la estructura cristalina con calor, los electrones son liberados de las trampas electrónicas y desplazados a los centros de recombinación (L en la figura 2.5).

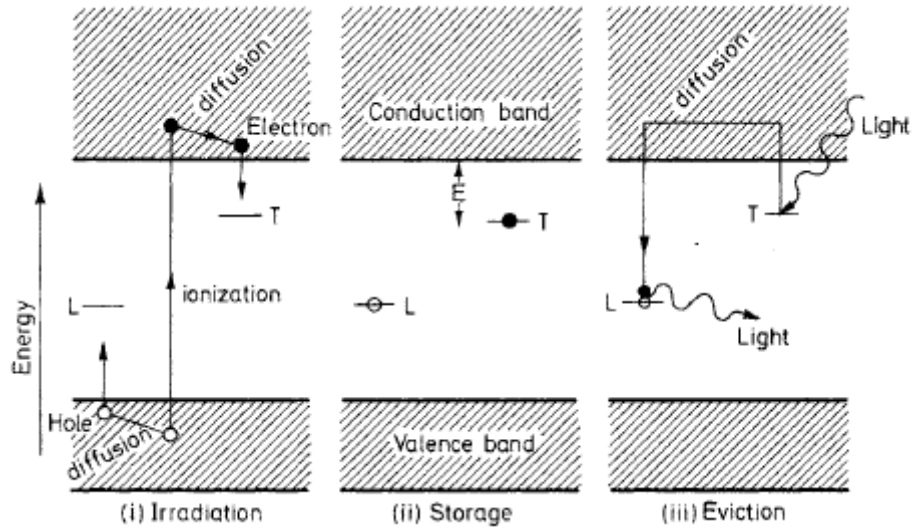


Fig. 2.5. Modelo de producción de termoluminiscencia en la estructura cristalina del cuarzo según Aitken (1998). (i) irradiación del mineral; (ii) los electrones excitados son atrapados en las trampas electrónicas; (iii) estimulación del mineral y su consiguiente desplazamiento a los centros de recombinación y producción de un fotón. Las flechas indican el sentido de desplazamiento del electrón.

Las trampas electrónicas más estables, las cuales pueden ser definidas como capaces de almacenar electrones atrapados durante centenas a millones de años a temperatura ambiente, se localizan a ciertas energías por debajo de la banda de conducción y son las usadas en datación por luminiscencia. Suponiendo un modelo simplificado formado por una trampa electrónica y un único centro de recombinación, el proceso de producción de luminiscencia puede ser definido por la siguiente ecuación (Bulur, 2000):

$$L(t) = n_0 b \exp\{-bt\} \quad (2)$$

donde  $n_0$  es el número inicial de electrones en la trampa,  $b$  es proporcional a la probabilidad de liberación del electrón (o la sección de fotoionización, en  $\text{cm}^2$ ) y a la intensidad de la estimulación, describiendo la forma de decaimiento de la curva de TL, y  $t$  es el tiempo de estimulación en segundos.

La profundidad de las trampas electrónicas, la estabilidad térmica de la trampa, la sensibilidad óptica, así como la temperatura usada y el intervalo del espectro electromagnético

aplicado en la estimulación determina la eficiencia con la que las trampas electrónicas son vaciadas de electrones, es decir, la probabilidad de liberación. Así, trampas más profundas necesitan energías de excitación más altas o estimulaciones con diferentes tipos de ancho de banda del espectro electromagnético para ser vaciadas (Bailey et al., 1997; Singarayer y Bailey, 2003; Jain, 2009). La probabilidad de liberación es proporcional a la sección de fotoionización ( $\text{cm}^2$ ) de la trampa y a la intensidad de estimulación ( $\text{mW}/\text{cm}^2$ ). La sensibilidad luminiscente del mineral, entendida como intensidad de luminiscencia por dosis absorbida, es definida físicamente como la cantidad de electrones expulsados de las trampas que se recombinan en un par electrón-vacío en los centros de recombinación (Murray y Wintle, 2000).

A continuación, se describen en detalle los procesos físicos de producción de luminiscencia en el caso del cuarzo y del feldespato.

### 2.2.1. Luminiscencia en cuarzo

Bailey (2001) propuso un detallado modelo de producción de luminiscencia para el cuarzo que permite definir el comportamiento tanto de las señales OSL como de TL para dicho mineral. En dicho modelo, representado en la Fig. 2.6, las posiciones  $i$  indican trampas electrónicas cercanas a la banda de conducción mientras que las posiciones  $j$  indican la localización de los vacíos electrónicos próximos a la banda de valencia y, por lo tanto, la ubicación de los principales centros de recombinación. Los electrones excitados se desplazan de la banda de valencia a la de conducción (flechas apuntando hacia arriba) bajo el efecto de la radiación y son almacenados en las trampas electrónicas  $j$ , dejando atrás un vacío electrónico almacenado en las trampas electrónicas  $i$ . La estimulación óptica y/o térmica desplaza los electrones atrapados fuera de las trampas electrónicas hacia la banda de conducción. Los electrones en la banda de conducción pueden recombinarse con los vacíos en los centros de recombinación localizados entre las bandas, produciendo la señal de luminiscencia (centros L y K,  $j = 8$  y  $j = 9$  en la figura 2.6). La diferencia entre los centros L y K es que estos últimos son de origen no radiactivo o emiten fotones con una amplitud de onda superior al ultravioleta (UV) por lo que no son usados para datación. El centro L ( $j = 8$  en la figura 2.6) representa el centro de recombinación responsable de las señales tanto OSL como TL. Los centros de

recombinación más cercanos a la banda de valencia (centros  $R_1$  y  $R_2$ ,  $j = 6$  y  $j = 7$  en la figura 2.6) son térmicamente inestables y de origen no radiactivo.

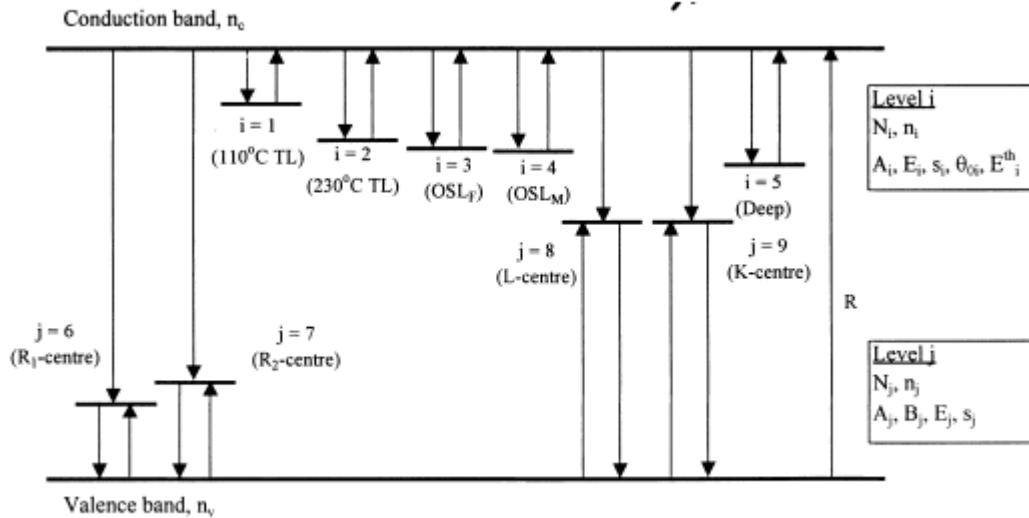


Fig. 2.6. Modelo de producción de luminiscencia por estimulación óptica y térmica de Bailey (2001).

El gradual calentamiento de la muestra a cierta tasa de temperatura (puede variar de 0.2 a  $20^\circ\text{C/s}$ ) da lugar a la aparición de progresivos picos de TL (Fig. 2.7a). Estos picos generalmente aparecen cerca de los  $110$ ,  $230$ ,  $270$ ,  $325$  y  $375^\circ\text{C}$  (Preusser et al., 2009). La aparición de estos picos está controlada por la profundidad energética de la trampa electrónica y a la probabilidad de liberación del electrón.

La parte inicial de la curva de OSL se caracteriza por un rápido decaimiento que puede ser ajustado a una curva exponencial simple (Fig. 2.7b). La curva viene definida por el proceso físico de desalojamiento de electrones. Así, la forma de la curva está caracterizada por los parámetros de flujo de fotones incidentes, es decir, la potencia de los LEDs con los que se ilumina el cristal, y la sección de fotoionización de la trampa electrónica para dicho flujo de fotones (Spooner, 1994; Bulur et al., 2001). El estudio comparativo y matemático de señales OSL y TL (Fig. 2.7) sugiere que la producción de OSL está ligada a la producción del pico TL de  $325^\circ\text{C}$  (Spooner et al., 1988; Smith y Rhodes, 1994; Spooner, 1994; Preusser et al., 2009).

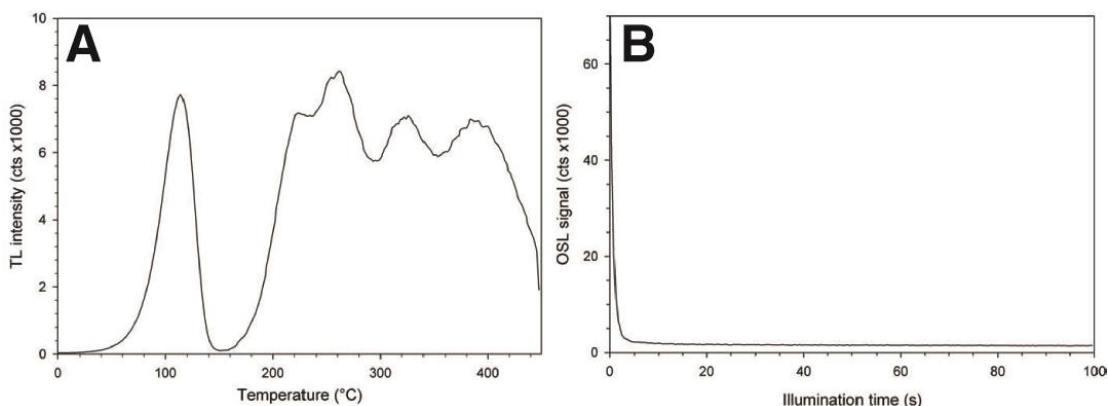


Fig. 2.7. a) Ejemplo de señales TL y b) OSL en cuarzo de alta sensibilidad luminiscente. Tomadas de Preusser et al. (2009).

La presencia de distintas trampas con diferentes energías de estimulación puede explicar por qué la curva completa de decaimiento de OSL no puede definirse con una sola ecuación exponencial simple. Jain et al. (2003) consiguió definir hasta siete componentes OSL (ultrarápida, rápida, media y cuatro lentas denominadas S1, S2, S3 y S4) en base a los valores de sección de fotoionización y probabilidad de liberación de las trampas electrónicas. En la figura 2.6, las trampas  $i = 3$  e  $i = 4$  corresponden con los centros de producción de las componentes rápida y media. La única componente OSL con una estabilidad térmica de larga duración y que pueda ser fácilmente reseteada por la luz solar es la componente rápida (Wintle y Murray, 2006). La datación por OSL se basa en aislar la componente OSL mediante la integración de la parte inicial de la curva. En el capítulo 3 se discuten los problemas generados cuando la componente rápida es muy débil o está cubierta por componentes más lentas e inestables, así como el resultado de mejorar el aislamiento de la señal mediante la utilización de diferentes tiempos de integración y se comparan las edades resultantes con las edades obtenidas usando feldespató potásico.

### 2.2.2. Luminiscencia en feldespató

El feldespató sigue un modelo de luminiscencia semejante al del cuarzo, basándose en variaciones energéticas de electrones entre las bandas de valencia y conducción.

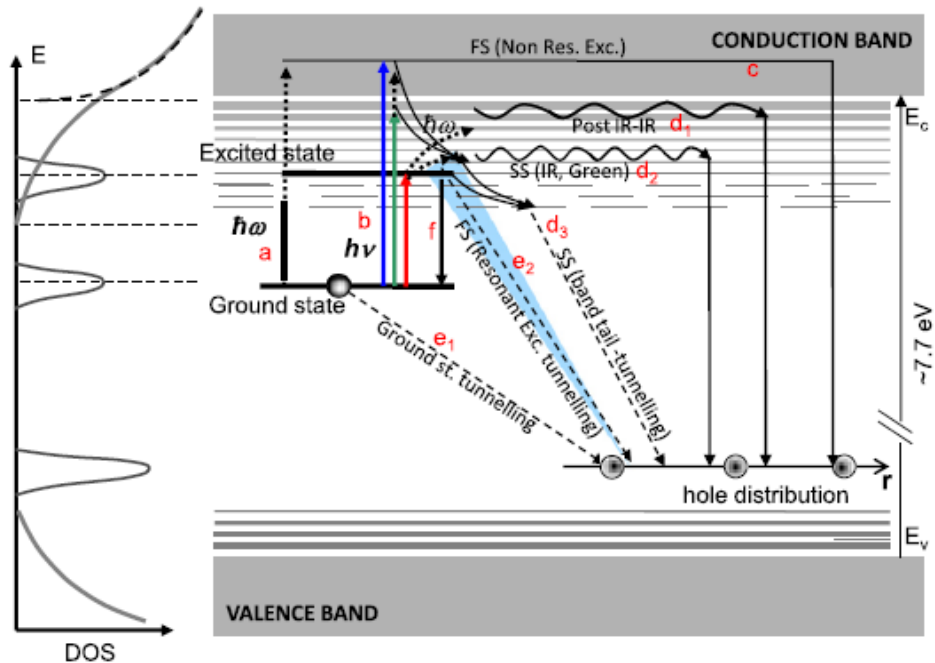


Fig. 2.8. Modelo de IRSL y post-IR IRSL para el feldespato propuesto por Jain y Ankjaergaard (2011).

El modelo de la figura 2.8 describe las transiciones energéticas que dan origen a las señales IRSL y post-IR IRSL. Al igual que en el caso del cuarzo, los electrones excitados pasan del estado fundamental en la banda de valencia a la banda de conducción (a). Sin embargo, la respuesta de los electrones acumulados en trampas electrónicas en la red cristalina de feldespatos varía en función de la amplitud de onda de la estimulación aplicada: cuando son estimulados con luz infrarroja pasan a un estado excitado pero por debajo de la banda de conducción (b, flecha roja); con luz verde (flecha verde) los electrones son desplazados a una banda de transición por debajo de la banda de conducción; y con luz azul (flecha azul) los electrones alcanzan la banda de conducción. Los electrones que hayan alcanzado la banda de conducción pueden entonces recombinarse con los vacíos, de manera semejante al mecanismo en el cuarzo, y generar la señal de luminiscencia (c). Las señales IRSL ( $d_1$ ,  $d_2$ ,  $d_3$ ) se producen cuando la recombinación se produce estando el electrón en el límite inferior de la banda de conducción. La probabilidad de recombinación entre electrones en el estado fundamental con los vacíos electrónicos depende de la energía que los separe. Así, señales más estables (i.e. señales post-IR IRSL, Fig. 2.8, 2.9) provienen de la recombinación de electrones localizados en la banda de conducción con mayor separación energética entre ellos y los vacíos

electrónicos. Es posible que se produzca la recombinación de vacíos y electrones desde el estado fundamental, lo que se denomina efecto túnel ( $e_1$ ,  $e_2$ ): un fenómeno cuántico, por el cual, la partícula (en este caso el electrón), modifica su estado de energía sin estimulación de ningún tipo, violando los principios de la mecánica clásica. Este proceso es conocido como *fading* (Visocekas, 1985). Bajo ciertas condiciones, los electrones pueden volver al estado fundamental mediante el proceso conocido como *retrapamiento* ( $f$ ). El retrapamiento puede producirse cuando la energía entre el par electrón-vacío sea demasiado alta para favorecer la recombinación mediante el efecto túnel (Jain y Ankjaergaard, 2011).

El origen de señales post-IR IRSL puede definirse mediante la existencia de dos tipos de trampas electrónicas, una más somera que puede estimularse con IR a temperatura relativamente bajas (50 °C) y otra trampa más profunda que precisa de temperaturas de estimulación más altas (150-320 °C; Li y Li, 2011). La ventaja de realizar una estimulación IR previa reside en la eliminación de pares electrón-vacío con altas probabilidades de recombinación sin mediar estimulación (i.e. fading) debido a menores diferencias energéticas entre ellos. La estimulación posterior a mayores temperaturas solo excita electrones que pasan a una zona de banda de conducción más alejada energéticamente de los vacíos (Buylaert et al., 2012). La probabilidad de recombinación en la naturaleza de estos pares más alejados es menor y por lo tanto presentan tasas de fading menores.

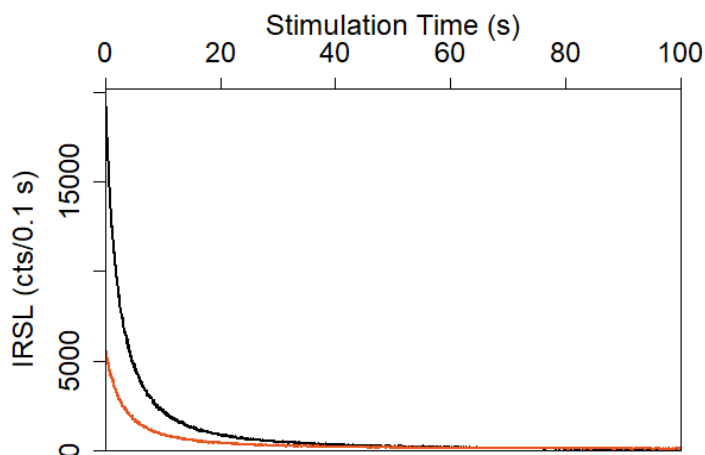


Fig. 2.9. Señales típicas de IRSL (en naranaja) y post-IR IRSL (en negro) en feldespato potásico de una de las muestras analizadas durante el desarrollo de esta tesis.

En la sección 2.6.2 se describe el protocolo de datación basado en post-IR IRSL, sus ventajas, inconvenientes y variantes existentes. En los capítulos 3, 4 y 5 se presentan los resultados de la utilización de feldespato como mineral de datación mediante el uso de señales IRSL y post-IR IRSL y los alcances inferidos a partir de estas edades en la evolución Cuaternaria de la Cordillera de la Costa y la Península de Mejillones.

### 2.2.3. Estabilidad de señales luminiscentes

La estabilidad térmica de las componentes OSL incide en la fiabilidad y precisión de la dosis obtenida experimentalmente. En el caso del cuarzo, la componente lenta S3 y la ultrarápida son más inestables térmicamente, siendo eliminadas al calentar la alícuota por encima de 280 °C mientras que la componente rápida es eliminada a los 350 °C (Fig. 2.10). Por el contrario, las componentes media y lenta S2 son las más estables térmicamente, pasando de los 350 °C sin apenas mostrar disminución en la intensidad (Wintle y Murray, 2006).

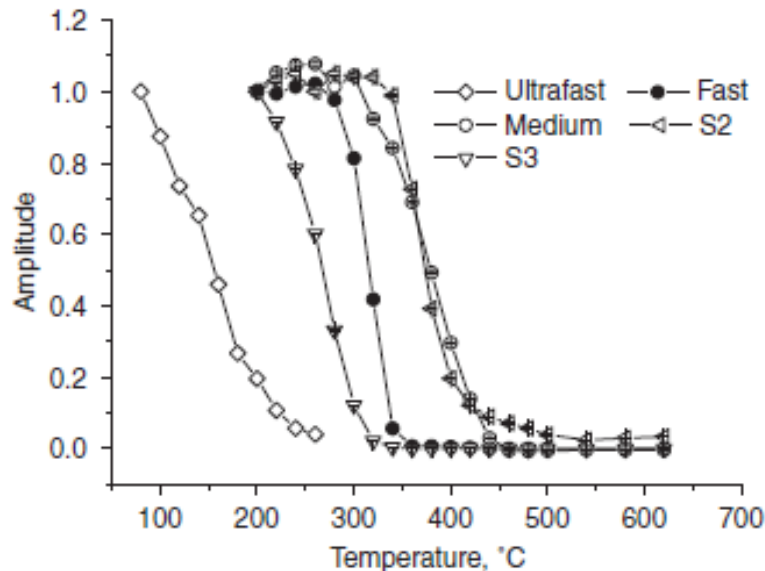


Fig. 2.10. Estabilidad térmica de las principales componentes OSL del cuarzo. Se puede observar como la primera componente OSL en desaparecer es la ultrarápida, seguida de la lenta S3 y la rápida. Las componentes lenta S2 y media comienzan a perder intensidad por encima de los 400 °C. Tomada de Jain et al. (2003).

El tiempo de estabilidad de las trampas electrónicas en base a la temperatura puede ser ajustada siguiendo la siguiente ecuación (Singarayer y Bailey, 2003):

$$t_t = s^{-1} \exp(E/kT) \quad (3)$$

Donde  $t$  es el tiempo de vida de la trampa (s),  $s$  es el factor de frecuencia para una reacción de primer orden ( $s^{-1}$ ),  $E$  es la profundidad energética de la trampa electrónica (eV),  $k$  es la constante de Boltzmann ( $\sim 8.615 \times 10^{-5}$  eV  $K^{-1}$ ) y  $T$  es la temperatura en grados kelvin. El tiempo de vida final es (Aitken, 1985):

$$t = \frac{t_s \times t_t}{t_s + t_t} \quad (4)$$

Donde  $t_s$  es una constante de decaimiento que depende del número de trampas disponibles. El tiempo de vida para la componente rápida a temperatura ambiente se puede establecer en 310 Ma mientras que para la componente media es de 19000 Ma (Singarayer y Bailey, 2003, 2004).

El modelo físico para explicar el fenómeno del fading más aceptado para el caso de feldspatos es el propuesto por Huntley (2006), el cual describe el decaimiento de la señal de luminiscencia mediante el efecto túnel. Este modelo se basa en la premisa de que los electrones ubicados en trampas electrónicas pasarán a los centros de recombinación más cercanos mediante el efecto túnel. El tiempo de vida del electrón en la trampa está entonces definido por la densidad de centros de recombinación ( $\rho$ ) y la distancia entre centros de recombinación y la trampa electrónica ( $r$ ). La señal de luminiscencia remanente viene dada por la siguiente ecuación (Kars et al., 2008):

$$IRSL_{faded} = IRSL_{inicial} e^{-\rho' \ln(1.8 s t^*)^3} \quad (5)$$

Donde  $IRSL_{faded}$  es la señal luminiscente remanente tras un tiempo  $t^*$ , el cual corresponde al tiempo pasado entre la irradiación y la medida,  $IRSL_{inicial}$  es la señal luminiscente sin fading,  $\rho'$  es la densidad de centros de recombinación, y  $s$  es la frecuencia con la que un electrón intenta escapar de una trampa del tamaño de un átomo ( $3 \times 10^{15} s^{-1}$ ).

De esta manera, el fading produce una pérdida anómala (i.e. no térmica) de electrones. La intensidad de la señal dependerá entonces de la cantidad de tiempo que ha pasado entre la irradiación de la muestra y la estimulación. Generalmente, las trampas electrónicas presentan tiempos de vida relativamente largos, superando por 20 veces la edad del depósito sedimentario (Singarayer y Bailey, 2003). Sin embargo, en el caso de ciertas señales IRSL, el tiempo de vida de dichos electrones puede ser del orden de días o incluso horas. Debido a esto, la edad obtenida a partir de señales IRSL en feldespato puede ser subestimada y necesita ser corregida.

Huntley y Lamothe (2001) desarrollaron un modelo de corrección de fading basándose en el modelo del efecto túnel. Relacionaron las ecuaciones que determinan la probabilidad de que un electrón salte una potencial barrera de energía con la intensidad de la luminiscencia de tal manera que:

$$I = I_c \left[ 1 - k \ln \left( \frac{t}{t_c} \right) \right] \quad (6)$$

Donde  $I$  es la intensidad e  $I_c$  es la intensidad tras un tiempo  $t_c$  pasado tras el tiempo de comienzo de la irradiación  $t$ , y  $k$  es una constante dependiente de la muestra y del tiempo  $t_c$  elegido. Dado que esta constante  $k$  presenta un decaimiento fraccional entre  $t_c$  a  $2.3t_c$ , cambiando a  $\log_{10}$  se obtiene:

$$I = I_c \left[ 1 - \frac{g}{100} \log_{10} \left( \frac{t}{t_c} \right) \right] \quad (7)$$

De la ecuación (7) se extrae el *valor g* o tasa de fading (con unidades de %/década):

$$g = 100 k \ln(10) \quad (8)$$

Auclair et al. (2003) propuso una metodología a seguir para obtener el valor  $g$  de manera experimental. Esta se basa en introducir tiempos de espera progresivamente más largos entre la irradiación y calentamiento de la muestra y la posterior estimulación. La pendiente de la línea formada por los valores de las medidas tras diferentes periodos de tiempo es la constante

k previamente mencionada. En los capítulos 3, 4 y 5 se estiman y reportan tasas de fading para todas las muestras analizadas en esta investigación.

#### 2.2.4. Bleaching (reinicio)

El *bleaching*, o reinicio completo del sistema luminiscente por la exposición a la luz solar del mineral natural, es uno de los principales supuestos asumidos en la medida de la señal OSL. En caso de que el bleaching sea parcial el grano podrá presentar dosis residuales que podrían resultar en una sobrestimación de la edad. El bleaching depende en gran parte del ancho de banda de la luz que incida sobre el grano (Aiken, 1998) y del proceso erosivo y de transporte que afecte al grano (Gray y Mahan, 2015). El clima, la nubosidad, la cantidad de horas de luz solar y el ángulo de incidencia de esta también influye en la cantidad de señal que puede permanecer en el cristal. Es importante, por esto, conocer el proceso que se esté datando, ya que el proceso geológico último que da lugar al enterramiento del cristal es el que va a definir el momento en el que el sistema luminiscente se cierra y comienza a absorber radiación. Por ejemplo, para ciertos ambientes sedimentarios, conocer la profundidad y turbidez del flujo de agua que transporte el sedimento puede ser fundamental (Murray et al., 2012). En depósitos coluviales, por otro lado, un corto recorrido condicionará una mayor dosis residual, mientras que en para un depósito fluvial, la turbidez y la dispersión de la luz en el agua determinará la eficiencia del bleaching. En este sentido, los depósitos eólicos y los depósitos costeros, por sus características deposicionales, presentan mejores condiciones de bleaching (Chen et al., 2013).

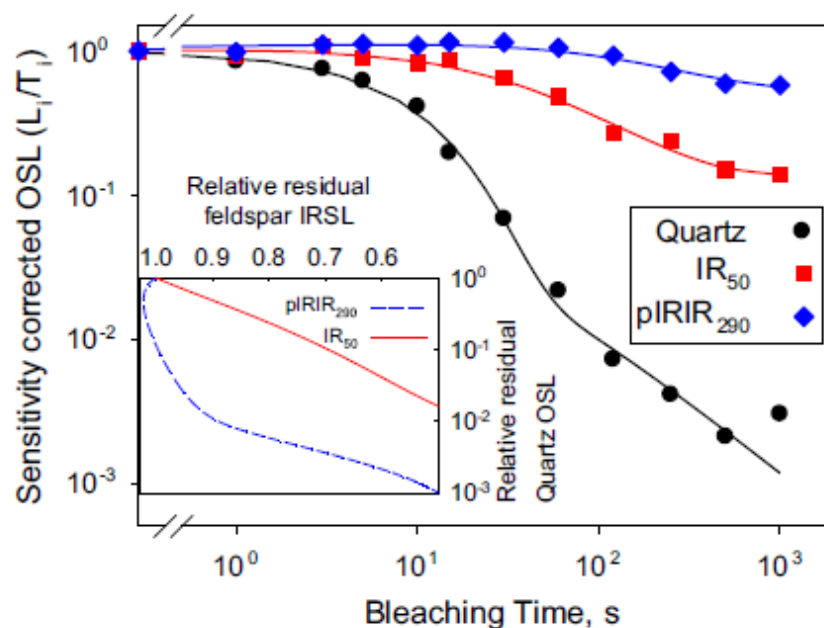


Fig. 2.11. Señal de OSL corregida frente a tiempo de exposición a un simulador solar para granos de cuarzo y feldespato de una muestra de origen fluvial (Murray et al., 2012).

En el caso del cuarzo, el bleaching es más eficiente usando un ancho de banda con menores longitudes de onda (azul-UV) mientras que para el feldespato es más eficiente la exposición a luz infrarroja (Aitken, 1998). La figura 2.11 muestra como tras 10-100 segundos la señal OSL del cuarzo decae por debajo de un 1% de la señal inicial mientras que para señales infrarrojas provenientes de feldespato el tiempo necesario para alcanzar un 10% de la señal inicial es de más de 3000 s. Reimann et al. (2015) obtuvo diferentes tasas de bleaching para diferentes señales y temperaturas de estimulación, comprobando que señales IRSL producidas a menores temperaturas de estimulación se reseteaban más rápido. En este estudio se mostró cómo los tiempos de bleaching variaron de ~50 s para la señal de IRSL a 50 °C hasta ~10000 s para la señal de post-IR IRSL a 225 °C. En los capítulos 4 y 5, es analizada la eficiencia del bleaching para señales IR y post-IR IRSL provenientes de feldespato potásico de depósitos aluviales asociados a la actividad de fallas corticales para determinar si la edad puede estar siendo sobrestimada debido a dosis residuales.

### 2.3. Equipamiento

El equipamiento para realizar medidas de luminiscencia consiste en un lector de luminiscencia y un controlador. Para el desarrollo de esta tesis fueron usados dos Risø TL/OSL DA-20 fabricados por el Centro de Tecnologías Nucleares en la Universidad Técnica de Dinamarca (DTU Nutech) y localizados en el Instituto de Geociências de la Universidad de São Paulo (Brasil). También fue usado un Daybreak 2200, fabricado por Daybreak Nuclear, y localizado en la Universidad de Middlebury, en Vermont (Estados Unidos). En el mercado se encuentran disponibles otros modelos con diferentes configuraciones (RadPro, Lexsyg).

Para la descripción de un sistema de luminiscencia nos centraremos en el caso de un equipo Risø TL/OSL DA-20, uno de los más populares y el más usado en esta investigación. El equipo consiste en cuatro componentes fundamentales (Fig. 2.12): una base rotatoria en una cámara de vacío, un fotomultiplicador, una o más fuentes de iluminación y una fuente radiactiva. La base rotatoria, permite colocar hasta 48 alícuotas que son dispuestas sobre una placa calentadora donde pueden calentarse hasta alcanzar 700 °C a distintas tasas de calentamiento. La cámara donde se introduce el carrusel se cierra herméticamente. Para temperaturas superiores a 200 °C, se introduce nitrógeno en esta cámara para enfriar el sistema. Esto evita problemas derivados del calentamiento repetitivo del sistema y mejora la eficiencia de la medida, volviendo a temperaturas bajo los 60 °C rápidamente. El fotomultiplicador consiste en un tubo en cuyo interior se halla un cátodo fotosensible, un dínodo multiplicador y un ánodo. La estimulación del cátodo con fotones provoca como respuesta una transmisión en cascada de electrones desde el dínodo al ánodo (Bøtter-Jensen, 1997; Bøtter-Jensen et al., 2010).

Las fuentes de iluminación pueden ser variadas. Las principales se basan en LEDs emitiendo en el intervalo del espectro azul (~470 nm), verde (~530 nm) o infrarrojo (~875 nm; Bøtter-Jensen, 2010). Debido a que los fotones altamente energéticos emitidos por la muestra durante la estimulación con luz azul pueden dañar el fotomultiplicador, se coloca un filtro (GG-420) delante de los LEDs (Fig. 2.12). Esto también permite restringir la franja de emisión al azul. Adicionalmente, la emisión OSL procedente de la muestra es filtrada mediante un filtro colocado delante del fotomultiplicador. De este modo se restringen los intervalos del espectro

recibido dependiendo de si se está analizando cuarzo o feldespato. Para esto se coloca un filtro Hoya U-340 restringiendo la detección al ultravioleta cuando la muestra de cuarzo es estimulada con luz azul, o una combinación de filtros Corning 7-59 y Schott BG39 para la estimulación de feldespato potásico con infrarrojos mientras que para el feldespato sódico el filtro Corning 7-59 es sustituido por un Semrock 575/25 para restringir la detección al intervalo del amarillo (~575 nm).

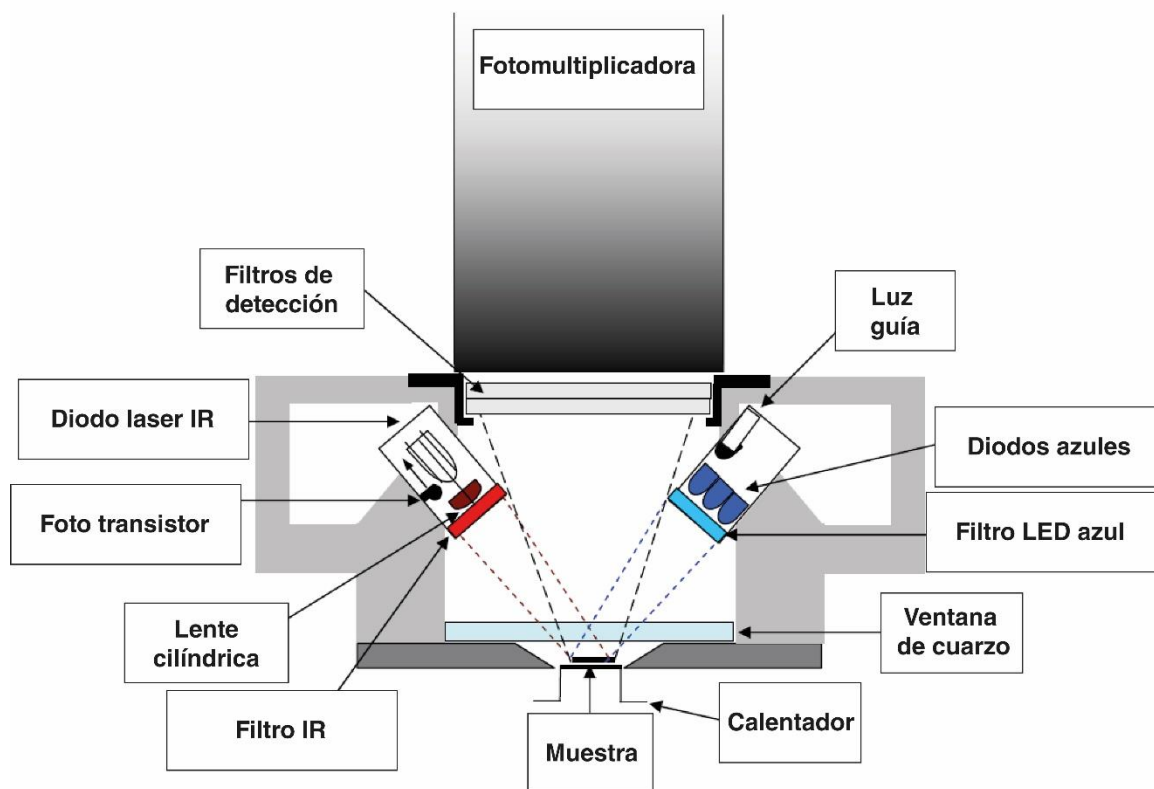


Fig. 2.12. Esquema de un lector de luminiscencia Risø. Tomada de Singarayer (2003).

Para poder construir la curva de crecimiento de dosis es necesario administrar de manera controlada cierta dosis de irradiación a la muestra. Esto se hace mediante una fuente radiactiva dispuesta a tal efecto. Las fuentes son, generalmente, de tres tipos según emitan rayos X, radiación  $\alpha$  o radiación  $\beta$ . Radiaciones X o  $\alpha$  tienen menor energía por lo que su uso está limitado. La radiación  $\beta$ , de aplicación más extendida debido a la mayor penetración en los materiales, se consigue mediante el uso de una fuente de  $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$  que emite dosis cercanas a los 0.1 Gy/s (<http://www.nutech.dtu.dk/english/products-and-services/radiation->

instruments/tl\_osl\_reader/reader-details/irradiation\_sources). Esta fuente debe ser calibrada cada cierto tiempo debido a la tasa de desintegración del  $^{90}\text{Sr}$  (28.79 años). Del mismo modo, la distancia entre la muestra y la fuente radiactiva debe estar controlada en todo momento para evitar variaciones de dosis.

Todo el equipamiento de luminiscencia está controlado mediante un software desarrollado por el equipo de DTU Risø. El paquete de software consiste en un controlador mediante el cual se puede configurar el equipo (apagar y encender grupos de LEDs o láseres, programar la temperatura máxima, presión del  $\text{N}_2$ , etc), un secuenciador para diseñar y controlar las secuencias de medida, y un programa desarrollado en colaboración con la Universidad de Aberystwyth (Gales, Reino Unido) que permite analizar los resultados brutos y generar las curvas de crecimiento y respuesta de dosis (Duller et al., 2015).

## **2.4. Procedimiento metodológico**

### **2.4.1. Toma de muestras**

La recolección de muestras se realiza usando tubos de acero o plástico (PVC) opacos. Una pieza de espuma opaca del mismo diámetro que el tubo puede ser colocada en el extremo por el cual el tubo se introduce en el terreno para evitar posibles filtraciones de luz. Los tubos son enterrados en el terreno, paralelamente al manto del sedimento que se quiera datar, hasta ser rellenos totalmente con sedimento (Fig. 2.13). En caso de que el sedimento sea demasiado grueso para poder introducir el tubo en el terreno, la recolección debe ser realizada de noche o bajo una cubierta de plástico opaca. Sobre los tubos ya extraídos es necesario marcar una flecha que muestre la dirección en la que han sido introducidos con el fin de ser abiertos por dicho extremo en el laboratorio para evitar posibles contaminaciones con material que haya podido ser expuesto a la luz (es preferible evitar usar marcadores de color rojo ya que no es posible ver dicho color bajo la iluminación del laboratorio de preparación). Las muestras recolectadas para esta investigación y su localización se encuentran listadas en la tabla 2.1.



Fig. 2.13. Toma de muestras en terreno. El tubo es introducido paralelamente a la estratificación mediante percusión con una maza y evitando que la luz entre por el lado opuesto del tubo.

Tabla 2.1. Listado de muestras recolectadas y código del laboratorio, localización y ambiente geológico, laboratorio donde se analizaron y protocolos de datación usados para cada muestra. Igc-USB se refiere al Instituto de Geociências en la Universidad de São Paulo (Brasil) y Geol. Dept. se refiere al laboratorio de OSL situado en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Middlebury (Vermont, E.E.U.U.).

Código de muestra en terreno	Código de laboratorio	Ambiente geológico	Laboratorio de análisis	Protocolo de datación usado
MPT14-1M3	L0478	Línea de paleocosta	Igc-USB	Post-IR OSL Post-IR IRSL
MPT14-1M4	L0536	Línea de paleocosta	Igc-USB	Post-IR IRSL
MPT14-2M2	L0479	Línea de paleocosta	Igc-USB	Post-IR IRSL
MPT14-3M1	L0480	Línea de paleocosta	Igc-USB	Post-IR OSL Post-IR IRSL
MPT14-3M2	L0535	Línea de paleocosta	Igc-USB	Post-IR IRSL
MEJ26JUL-2	L0530	Línea de paleocosta	Igc-USB	Post-IR IRSL
RIN1503-1	L0533	Marino costero	Igc-USB	Post-IR IRSL
RIN1503-2	L0534	Marino costero	Igc-USB	Post-IR IRSL
RIN1503-7	L0532	Marino costero	Igc-USB	Post-IR IRSL
FM2	L0531	Marino costero	Igc-USB	Post-IR IRSL
MEJPlaya-1	L0559	Playa actual	Igc-USB	Post-IR IRSL OSL
R16-1	L0852	Aluvial	Igc-USB	Post-IR IRSL OSL
R16-2	L0673	Aluvial	Igc-USB	Post-IR IRSL OSL
R16-3	L0853	Aluvial	Igc-USB	Post-IR IRSL
R16-4	L0854	Aluvial	Igc-USB	Post-IR IRSL
R16-5	L0855	Aluvial	Igc-USB	Post-IR IRSL OSL
R16-6	L0674	Aluvial	Igc-USB	Post-IR IRSL
T11-1	M128	Coluvial	Geol. Dept (Middlebury College)	Post-IR IRSL OSL
T11-2	M127	Coluvial	Geol. Dept (Middlebury College)	IRSL
T22-3	T22-3	Eólico	Geol. Dept (Middlebury College)	Post-IR IRSL

T22-0	L0675	Eólico – superficial	Igc-USP	Post-IR IRSL
T22-5	L0669	Eólico	Igc-USP	OSL
T22-7	L0670	Eólico	Igc-USP	Post-IR IRSL
T22-8	L0671	Eólico	Igc-USP	OSL
T22-9	L0672	Eólico	Igc-USP	Post-IR IRSL
FSCAN-0	L0682	Coluvial – superficial	Igc-USP	OSL
FSCAN-2	L0677	Coluvial	Igc-USP	Post-IR IRSL
FSCAN-3	L0678	Coluvial	Igc-USP	OSL
FSCAN-4	L0679	Coluvial	Igc-USP	Post-IR IRSL
FSCAN-5	L0680	Coluvial	Igc-USP	OSL
FSCAN-6	L0681	Coluvial	Igc-USP	Post-IR IRSL

### 2.4.2. Preparación de muestras

Una vez las muestras llegan al laboratorio, estas son procesadas en una sala oscura iluminada adecuadamente con LEDs rojos para evitar eliminar la señal de OSL mediante la exposición a luz con una menor longitud de onda. Los dos centímetros iniciales y finales de sedimento recogido en el tubo son eliminados para evitar la contaminación de granos que pudieran haber sido expuestos a la luz durante la recolección de la muestra. Las muestras son tamizadas en húmedo para seleccionar la fracción correspondiente. En este caso se seleccionó la fracción entre 180 y 250  $\mu\text{m}$  para evitar contaminación de partículas más finas que hayan podido ser removilizadas desde capas suprayacentes. A continuación, se realiza un primer ataque con  $\text{H}_2\text{O}_2$  para eliminar la materia orgánica. Un segundo ataque con  $\text{HCl}$  al 30 % durante 40 minutos es realizado para eliminar los carbonatos. Si pasado este periodo de tiempo sigue produciéndose una reacción, la muestra es lavada con agua destilada y se repite el proceso hasta que no se produzca reacción química alguna. Tras este paso, las fracciones de muestras correspondientes al cuarzo y feldespato potásico son obtenidas mediante separación por líquidos densos (metatungstato de litio, LMT). Se consideró una densidad de 2.62-2.75  $\text{g/cm}^3$  para el cuarzo y una densidad inferior a 2.58  $\text{g/cm}^3$  para el feldespato potásico. La fracción de cuarzo ya separada es posteriormente sometida a un ataque con  $\text{HF}$  al 40% durante 45 minutos para eliminar la capa superficial de los granos irradiada con radiación  $\alpha$  y eliminar los posibles feldespatos que hayan quedado. El feldespato potásico es sometido a un ataque con  $\text{HF}$  al 10 % durante 45 minutos para eliminar la capa superficial sometida a radiación  $\alpha$  y posteriormente

se aplica un baño adicional de HCL al 30% para eliminar posibles precipitaciones de fluorados. Tras este proceso, ambas fracciones son lavadas con agua destilada y secadas en estufa a 40°C.

## 2.5. Tasa de dosis

La tasa de dosis (medida en Gy/ka) es la dosis de radiación que genera el terreno de manera natural. Cuando un sedimento es enterrado, la radiación ionizante de fondo que producen los minerales con elementos radiactivos mediante desintegración  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$  proveniente de la desintegración radiactiva de los isótopos  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ , junto con la radiación cósmica genera la excitación de los electrones de la estructura cristalina del cuarzo y del feldespato. La radiación ionizante producida por desintegración  $\alpha$  solo afecta a los primeros 25  $\mu\text{m}$  (Aitken, 1998) y son eliminados tras el tratamiento con HF por lo que no es tomada en cuenta. Por el contrario, la radiación  $\beta$  y  $\gamma$  puede penetrar más profundamente, hasta 2 mm y 30 cm respectivamente (Noller et al., 2000).

Se puede diferenciar entre tasa de dosis interna y externa. La tasa de dosis interna se refiere a la radiación debida por  $^{40}\text{K}$  y adquiere mayor importancia en feldespato potásicos. La tasa de dosis externa es la recibida debida a causas externas, esto es, minerales que contienen elementos radiactivos y que se encuentran en las inmediaciones del cristal de cuarzo o feldespato y radiación cósmica. La radiación cósmica depende de la latitud, longitud y altura a la que se encuentre la muestra, así como a la profundidad a la que esté enterrada (Prescott y Hutton, 1994). Esto se debe a que los rayos cósmicos que llegan a la Tierra pueden ser desviados por la atmósfera dependiendo del ángulo de entrada respecto a la atmósfera y a que esta radiación cósmica puede penetrar hasta un máximo de  $\sim 3$  m bajo la superficie.

### 2.5.1. Equilibrio y desequilibrio de la tasa de dosis

El tiempo de vida medio ( $t_{1/2}$ ) de un isótopo representa el periodo de tiempo necesario para que la cantidad de un elemento sea reducida a la mitad, mientras que la vida media ( $\tau$ ) es la media de la vida de los núcleos de dicho elemento (e. g. Bateman, 1910). La ecuación de decaimiento de un nucleído padre,  $N_0$ , es:

$$\frac{dN_0}{dt} = -\lambda_1 N_0 \quad (9)$$

Mientras que para los nucleídos hijos,  $N_i$ , es:

$$\frac{dN_i}{dt} = -\lambda_i N_i + \lambda_{i-1} N_{i-1} \quad (10)$$

Donde  $\lambda$  es la constante de decaimiento relacionada con el tiempo de vida medio:

$$\lambda = \ln 2 / t_{1/2} \quad (11)$$

De las ecuaciones (10) y (11) se obtiene que:

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t} \quad (12)$$

Donde  $N(t)$  es la cantidad de elemento hijo existente tras un tiempo  $t$  y  $N_0$  es la cantidad original de nucleído padre. Si se mantiene que  $\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2$  tras un periodo de tiempo  $t$  se considera que la relación entre nucleídos está en equilibrio. Sin embargo, como se puede observar en la tabla 2.2, las series de decaimiento pueden comprender la producción de nucleídos hijo en estado gaseoso, como el radón, o nucleídos que pueden ser disueltos y transportados en el agua, como el radio (Aitken, 1985). En estos casos, los nucleídos hijos pueden ser transportados fuera del sistema resultando en un desequilibrio en la serie radiactiva. Esto resulta en una variación en la suma de actividades que puede afectar al cálculo final de la tasa de dosis y provocando una subestimación o una sobreestimación de la edad.

Tabla 2.2. Correspondencia entre picos de actividad e isótopos usados para el cálculo de la tasa de dosis mediante el uso de espectrometría gamma.

Serie de <sup>238</sup> U		Serie de <sup>232</sup> Th		Serie de <sup>40</sup> K	
Actividad (keV)	Isótopo	Actividad (keV)	Isótopo	Actividad (keV)	Isótopo
46.5	<sup>210</sup> Pb	128.72	<sup>228</sup> Ac	1460.91	<sup>40</sup> K
63.29	<sup>234</sup> Th	209.42	<sup>228</sup> Ac		
93.31	<sup>234</sup> Th	238.71	<sup>212</sup> Pb		
185.76	<sup>226</sup> Ra	338.21	<sup>228</sup> Ac		
295.1	<sup>214</sup> Pb	583.18	<sup>208</sup> Tl		
351.85	<sup>214</sup> Pb	911.1	<sup>228</sup> Ac		

609.22	$^{214}\text{Bi}$	968.93	$^{228}\text{Ac}$
1120.16	$^{214}\text{Bi}$	2615.82	$^{208}\text{Tl}$
1764.83	$^{214}\text{Bi}$		

### 2.5.2. Medida de la tasa de dosis

La tasa de dosis producida por el terreno se basa en la cuantificación de la actividad radiológica de tres isótopos radiactivos:  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ . La actividad de estos isótopos se puede medir en laboratorio mediante espectrometría gamma, espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS), espectrometría de emisión atómica (ICP-AES) o espectrometría de absorción atómica (ICP-AAS). El resultado generado por estos equipos se basa en un espectro isotópico en el que se muestran picos de actividad entre 46 hasta 2615 keV (Fig. 2.14). La actividad individual de los isótopos radiactivos se calcula en base a la ponderación de la actividad obtenida para cada pico espectral de los isótopos hijos producidos por la desintegración radiactiva de los isótopos padres (tabla 2.2).

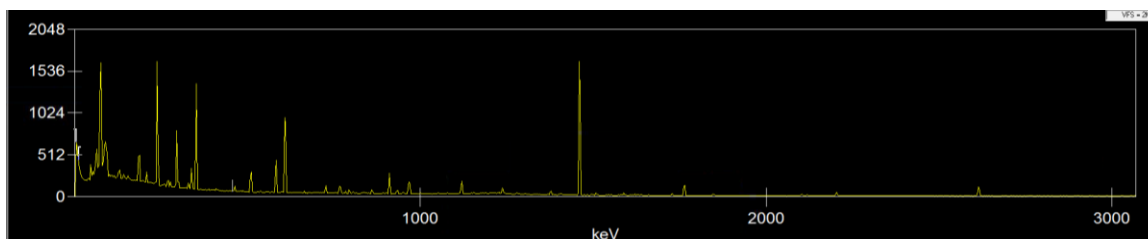


Fig. 2.14. Espectro gamma de una de las muestras analizadas.

Las muestras tomadas para la tasa de dosis son secadas a 60 °C por 24 horas y pesadas antes y después del secado para obtener la cantidad de agua (medida en % del peso total). Las muestras son después embaladas en recipientes herméticos y almacenadas por al menos 21 días para permitir el reequilibrio de radón. Pasado ese tiempo la actividad de los isótopos es medida. En el caso desarrollado en esta tesis, se utilizó espectrometría gamma mediante un espectrómetro de alta resolución basado en un detector de germanio (HPGe) fabricado por Canberra Industries. Este equipo cuenta con un 55% de eficiencia relativa y una resolución de 2.1 keV a 1332 keV en un intervalo que comprende de 3 a 3000 keV.

## 2.6. Medida de dosis equivalente

### 2.6.1. Determinación de dosis equivalente ( $D_e$ ) mediante el protocolo SAR

El protocolo SAR (*single-aliquot regenerative-dose*; Murray y Wintle, 2000; 2003; Wintle y Murray, 2006) de medición de dosis se basa en que la excitación de electrones en un cristal al administrar una dosis dada en un laboratorio sigue el mismo proceso físico que cuando el cristal recibe la radiactividad del ambiente en condiciones naturales (Chapot et al., 2012; Timar-Gabor et al., 2015; Kijek y Chruscinska, 2017). De esta manera, las curvas de crecimiento de dosis producidas naturalmente y en laboratorio deberán ser consistentes entre sí (Kijek y Chruscinska, 2016). Chapot et al. (2012) encontró pequeñas diferencias entre ambas curvas para altas dosis administradas a granos de cuarzo, atribuyendo dichas diferencias a cambios de sensibilidad durante medidas sucesivas.

Tabla 2.3. Secuencia general utilizada en el protocolo SAR. Modificado de Murray y Wintle (2003).

Paso	Tratamiento	Observación
1	Irradiación, $D_x$	-
2	Calentamiento	-
3	Estimulación a $T$ °C, $S_x$	$L_x$
4	Irradiación de test, $D_t$	-
5	Calentamiento	-
6	Estimulación a $T$ °C, $S_t$	$T_x$
7	Iluminación a $T$ °C	-
8	Volver al paso 1	-

Murray y Wintle (2000) diseñaron un protocolo para construir la curva de crecimiento de dosis (Tabla 2.3). Este protocolo se compone de sucesivos ciclos de irradiación y estimulación. Cada ciclo consiste en dos etapas de irradiación-calentamiento-estimulación. En el primer ciclo de cada secuencia la dosis de irradiación ( $D_i$ ) es 0 Gy para así poder medir la dosis absorbida naturalmente. Las sucesivas dosis de diferentes ciclos van aumentando de manera que  $D_1 < D_2 < D_3 < D_4$  y que la dosis natural quede entre los puntos  $D_1$  y  $D_2$  (Fig. 2.15). Dado que la sensibilidad OSL puede variar durante las medidas de regeneración de dosis en laboratorio, esta debe ser controlada y corregida mediante el uso de una dosis de test (Murray y Wintle, 2003). De este modo, la segunda etapa de cada ciclo consiste en administrar una dosis conocida fija ( $D_t$ ) de manera que permita controlar las posibles variaciones de sensibilidad entre medidas y corregir estas variaciones. Generalmente, la dosis  $D_t$  debe

corresponder a entre un 30% a un 80% de la dosis natural para evitar inducir modificaciones en la curva de crecimiento (Stevens et al., 2018).

Adicionalmente, al final de cada secuencia de datación se introducen dos pasos de irradiación extra con una  $D_5 = 0$  Gy y una  $D_6 = D_1$  (Fig. 2.15). La primera medida ( $D_5$ ) es un test de recuperación para comprobar si la  $D_e$  está siendo sobreestimada debido a procesos de transferencia de cargas producidos por el calentamiento a altas temperaturas durante sucesivas medidas. En el test de reciclaje ( $D_6$ ) la muestra es irradiada con la misma dosis de la primera medida ( $D_1$ ). El objetivo de repetir el punto es determinar si durante la medición, la posible variación de sensibilidad está siendo corregida correctamente.

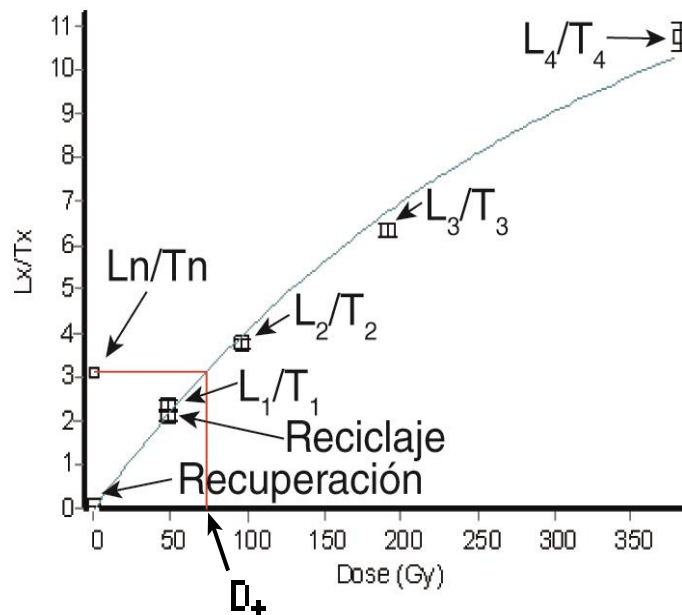


Fig. 2.15. Ejemplo de una curva de crecimiento de dosis con sus diferentes puntos indicados.

El calentamiento previo a la estimulación previene la contaminación de la señal OSL por componentes inestables. Es necesario encontrar el equilibrio entre una temperatura de calentamiento que evite la presencia de componentes inestables pero que no erosione la señal OSL natural. Para esto se hacen pruebas de calentamiento previos para determinar la temperatura o intervalo de temperaturas a las cuales una dosis administrada es recuperada dentro de un intervalo de  $1.0 \pm 0.1$ . Junto con este test, se realiza el test de recuperación de dosis. Dicho test consiste en colocar un set de alícuotas a la luz de manera que se resetee el

sistema luminiscente para luego administrar una dosis y tratar de recuperarla aplicando una combinación de temperaturas de calentamiento, temperaturas y tiempo de estimulación. Si la relación entre la dosis administrada y la dosis obtenida se encuentra dentro de un intervalo unitario ( $1.0 \pm 0.1$ ) se considera que el protocolo de datación permite obtener correctamente una  $D_e$  natural.

La curva de crecimiento de dosis viene definida por la siguiente ecuación exponencial simple (Singarayer y Bailey, 2003):

$$I/I_0 = (1 - \exp^{-D/D_0}) \quad (14)$$

Donde  $I$  es la intensidad de la señal OSL para una dosis administrada o natural,  $I_0$  es la intensidad a la dosis característica,  $D$  es la dosis administrada o natural y  $D_0$  es la dosis característica (Murray y Wintle, 2003; Wintle and Murray, 2006). Alternativamente, la curva de crecimiento puede ser ajustada mediante una función exponencial simple más una componente linear o mediante la suma de dos exponenciales simples.

Por último, es necesario mencionar la importancia del tamaño de grano usado en las alícuotas. Además de influir en el proceso sedimentario datado, el tamaño de grano puede influir en la dosis equivalente. Timar-Gabor et al., (2017) describieron discrepancias entre medidas usando el tamaño de grano más fino (4-11  $\mu\text{m}$ ) y uno más grueso (63-90  $\mu\text{m}$ ), principalmente usando dosis cercanas a la saturación y una relación inversa entre el tamaño de grano y la dosis característica. Sin embargo, el mecanismo por el que ocurren estas diferencias no está bien comprendido.

### 2.6.2. Otros protocolos de datación

Aunque la metodología más aplicada es la anteriormente descrita, existen alternativas que aprovechan diversos mecanismos físicos de producción de luminiscencia. A continuación, se describen brevemente otros procedimientos para obtener la  $D_e$ .

- Single-grain OSL

La medida de la dosis absorbida por granos individuales de cuarzo o feldespato permite determinar de manera más precisa la  $D_e$  ya que en el caso de medir alícuotas, granos que presenten dosis residuales (bleaching parcial) pueden producir una señal mayor que cubra aquella que proviene de granos con la edad de enterramiento real del sedimento (Bailey y Arnold, 2006). Los granos se colocan en un disco de 9.8 mm con 100 perforaciones distribuidas en un cuadrado 10 x 10, cada una de 300  $\mu\text{m}$  de diámetro. La secuencia de datación es igual que la aplicada a alícuotas excepto en el tiempo de estimulación que suele ser de 1 a 5 s. La estimulación se realiza mediante un láser verde (532 nm) en el caso del cuarzo y con un láser infrarrojo (830 nm) en el caso del feldespato.

Generalmente, el 90-95% de la señal OSL está producida por solo el 5-10% de los granos, por lo que es necesario medir una gran cantidad de granos (>1000) para poder obtener una buena estadística (Duller, 2008).

- Transferencia térmica (TT-OSL)

La transferencia térmica se produce como consecuencia del atrapamiento de electrones en trampas OSL que fueron previamente liberados en la banda de conducción procedentes de otras trampas tras haber sido estimulados con calor. Las trampas electrónicas que contienen a los electrones involucrados en la formación de la señal TT-OSL son estables durante largos periodos de tiempo y, aunque son profundas, el calentamiento mediante procedimientos semejantes al protocolo SAR (e.g. estimulación a 260 °C) estándar pueden liberar estos electrones (Wang et al., 2006). El origen de la señal se basa en dos procesos en los que se produce la recuperación del electrón (Re-OSL) y la transferencia de electrones de una trampa electrónica a otra de mayor profundidad (BT-OSL; Wang et al., 2006). En la práctica, este protocolo consiste en aplicar los pasos 2 y 3 de la tabla 2.3 dos veces consecutivas para acceder a estas trampas electrónicas más profundas.

La ventaja del protocolo TT-OSL respecto al protocolo SAR estándar es que, al poder estimular trampas más profundas, las dosis características pueden ser mayores y por lo tanto ampliar el intervalo de datación. Sin embargo, Thiel et al. (2012) sugieren que la edad obtenida mediante TT-OSL puede ser subestimada debido a un tiempo de vida de la trampa electrónica

de solo cientos de miles de años. Este hecho, junto con la dificultad para resetear la señal TT-OSL dificultan su aplicación.

- Termoluminiscencia isotérmica (ITL)

La señal ITL está ligada a la producción TL de los picos de 325 y 375 °C (Jain et al., 2007). El protocolo ITL aprovecha el pico TL de 325 °C, calentando la alícuota hasta ~310 °C y manteniendo la temperatura por periodos de tiempo de hasta 500 s. La principal diferencia con el protocolo SAR es que la alícuota no es estimulada con luz sino solo con calor.

Debido a la profundidad de las trampas electrónicas excitadas, estas presentan estabilidades térmicas mayores (hasta 9 Ma para la componente rápida) por lo que pueden ser usadas para datar intervalos temporales de hasta 1 Ma. De nuevo, la principal desventaja de esta señal más profunda es la dificultad de resetearla, requiriendo de hasta 4000 s de iluminación para alcanzar un 10% de la señal original administrada (Jain et al., 2007).

- OSL pulsada (*time-resolved OSL*, TR-OSL)

La producción de señales OSL pulsadas o definidas por tiempo se basa en que la estimulación aplicada durante un periodo de tiempo muy corto (~10-50  $\mu$ s) puede provocar una señal OSL mantenida durante un tiempo tras detener dicha estimulación (hasta 200  $\mu$ s) (Chithambo et al., 2007). Esta técnica es principalmente usada para definir el comportamiento y las propiedades de recombinación luminiscente de diferentes materiales. Sin embargo, Tsukamoto et al. (2017) desarrollaron un protocolo basado en estimulación infrarroja (TR-IRSL) para datar señales procedentes del feldespatos. Esta metodología, aún en desarrollo, permitiría acceder a señales estables, es decir, sin fading, y con menores tiempos de reinicio del sistema.

- Post-IR OSL/IRSL (pIRIR)

El uso de señales post-IR comenzó con los intentos de Banerjee et al. (2001) de datar una mezcla poliminerálica (cuarzo y feldespatos). El objetivo del protocolo post-IR OSL es tratar de eliminar o minimizar la contribución de señal IRSL procedente del feldespatos cuando

se está datando cuarzo. Dado que la primera estimulación se realiza con luz infrarroja, los electrones en la estructura del cuarzo no son afectados. Por el contrario, aún es discutido si el feldespató puede dar lugar o no a una señal OSL al ser estimulado con luz azul (Kim et al., 2009).

Como fue explicado en la sección 2.2.2, una doble estimulación con infrarrojos permite obtener señales IRSL más estables del feldespató. Hay todo un intervalo de temperaturas que pueden ser aplicadas en la segunda medida: a medida que aumenta la temperatura disminuye la tasa de fading, pero puede aumentar el tiempo necesario para poder resetear el sistema luminiscente (Thomsen et al., 2008; Li y Li, 2011). Li y Li (2011) desarrollaron un protocolo basado en la progresiva estimulación con IR de la muestra a intervalos de 50 °C. Este protocolo demostró como, para algunas muestras, la tasa de fading disminuye por debajo de lo que se consideran artefactos propios de la medida aplicando estimulaciones a temperaturas superiores a ~200 °C (Thiel et al., 2011). Thiel et al. (2011) y Buylaert et al. (2012) experimentaron con una estimulación IRSL a 50 °C seguida de una post-IR IRSL a 290 °C, ambas tras un calentamiento a 320 °C. Estos experimentos resultaron en muestras con la señal post-IR IRSL en saturación, confirmando la estabilidad de la señal durante largos periodos de tiempo.

Reimann et al. (2011, 2012) estudiaron la posibilidad de datar sedimentos jóvenes (< 1 ka) utilizando señales post-IR IRSL. Debido a la dificultad de reinicio del sistema que conlleva el uso de temperaturas más altas, ellos probaron con una estimulación a 180 °C. Los resultados mostraron menores tasas de fading para la señal post-IR IRSL (< 3 %/década) que para señales IRSL (~5-9 %/década), y dieron edades en concordancia con aquellas obtenidas por métodos independientes (radiocarbono). Sin embargo, el análisis estadístico aumenta de complejidad debido a que es necesario discriminar alícuotas que pueden presentar dosis residuales relativamente altas.

En los capítulos 3, 4 y 5, las propiedades de señales IRSL y post-IR IRSL son analizadas y la aplicación de estos protocolos en el área de estudio es discutido.

## 2.7. Cálculo de edades: Modelos estadísticos y representación gráfica

Una vez obtenida la dosis equivalente y la tasa de dosis, se calcula la edad mediante la ecuación (1). Sin embargo, el cálculo de una  $D_e$  a partir de una distribución de dosis obtenida mediante la medida de varias alícuotas o granos puede conllevar ciertos errores si no se aplican determinados modelos estadísticos, pudiendo sobreestimar o subestimar la edad. El tratamiento estadístico de la  $D_e$  permite reducir los datos a un número comprensible, disminuyendo la presencia de incertidumbres.

La representación gráfica de la distribución de  $D_e$  es necesaria para detectar visualmente problemas como bleaching parcial o mezcla de granos con diferentes edades. Por ejemplo, los gráficos de barras permiten observar rápidamente cuál es la moda en un conjunto de datos de alícuotas. Sin embargo, puede ser más útil producir una estimación de la densidad continua de los datos (*kernel density estimates*, KDE). En este tipo de gráficos (Fig. 2.16a), los datos se presentan mediante una función de densidad gaussiana con una desviación estándar, a menudo referida como el ancho de banda del gráfico y que permite suavizar o exagerar la dispersión de los datos.

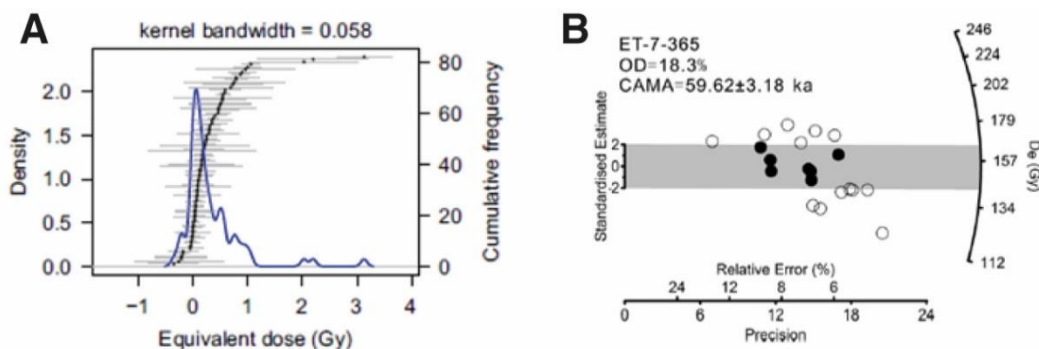


Fig. 2.16. a) KDE (en azul) de una distribución de  $D_e$  con el ancho de banda usado. Tomada de Galbraith y Roberts, 2012; b) en el gráfico radial se indica la OD (dispersión), la edad central (CAMA). Los puntos en blanco son los que contribuyen a la OD. Tomada de Li et al., (2015).

El principal gráfico utilizado en datación por luminiscencia es el gráfico radial (Fig. 2.16b). Diseñado por Galbraith et al. (1999), permite presentar en un solo gráfico la distribución de las dosis con un error de  $2\sigma$  (siendo  $\sigma$  la desviación estándar), el error estándar relativo y la precisión de cada una de las medidas. Además, el gráfico radial permite observar

de manera simple la dispersión (*overdispersion*, OD) de la muestra, esto es, la dispersión de la varianza de los datos de cada alícuota respecto a la varianza del conjunto.

A continuación, se presentan los principales modelos estadísticos utilizados en datación por luminiscencia.

- Modelo de edad común (Common Age Model, CoAM)

La edad común (Galbraith et al., 1999) es el promedio de las  $D_e$  de alícuotas bajo el supuesto de que hayan sido reseteadas completamente y que hayan sido irradiadas por una tasa de dosis natural homogénea, sin procesos de mezcla de sedimentos. En este caso,  $OD = 0$ . La edad común se obtiene de ponderar cada valor de dosis mediante el cuadrado inverso del error estándar. La edad común es aplicable cuando la distribución de las dosis sigue una forma normal (i.e. el KDE presenta una forma de campana de Gauss simétrica).

- Modelo de edad central (Central Age Model, CAM)

La mayoría de las distribuciones de  $D_e$  presentan una  $OD > 0$  por lo que la edad común no representa la edad real del depósito. En estos casos, la media ponderada de los valores de  $D_e$  o edad central ( $\delta$ ; Galbraith et al., 1999) representa el valor adecuado para una distribución de  $D_e$ . La media se obtiene mediante iteraciones a partir de un valor de OD. En este caso, OD se corresponde con la desviación estándar relativa, y para su cálculo se tienen en cuenta los errores entre alícuotas. Si  $OD = 0$ , la edad central será igual a la edad común.

- Modelo de edad mínima (Minimum Age Model, MAM)

Si la muestra ha sufrido bleaching parcial, irradiación diferencial de los granos o mezcla de granos después del depósito la distribución de los valores de  $D_e$  presentará un sesgo positivo (i.e. el KDE presenta una cola hacia la derecha). En estos casos, el modelo de edad central no representa fielmente la edad de la última vez que el depósito en conjunto fue expuesto a la luz si no que se estará datando algún proceso postdeposicional como mezcla de granos o se estará registrando la presencia de dosis residuales, sobreestimando la edad real. Para estos casos, la edad mínima (Galbraith et al., 1999) permite calcular un valor medio de  $D_e$  basándose en los

valores de  $D_e$  bajo cierto valor respecto a la distribución de todas las dosis. El cálculo se basa en la proporción de granos totalmente reseteados, que es un valor desconocido, la media y la desviación estándar del total de  $D_e$ , siendo estos dos últimos valores ajustables en base a la dispersión de las dosis. Se puede añadir un cuarto parámetro de cálculo, un valor de truncamiento a partir del cual no se consideran las dosis para el cálculo de la edad mínima. El modelo de tres parámetros supone que la media es el valor de truncamiento. Debido a la baja probabilidad de que todos los granos hayan sido completamente reseteados, se usa el valor de OD como criterio para escoger entre usar la edad central o la edad mínima. Así, por debajo de un  $OD = \sim 20\%$  se considera la edad central es representativa de la edad real del depósito (Galbraith et al., 2012).

- Modelo de edad máxima (Maximum Age Model)

La edad máxima (Galbraith et al., 2012) es útil en el caso de sedimento que hayan sido retrabajados posteriormente y contengan granos que han sufrido bleaching total. Al igual que en el caso de la edad mínima, la edad máxima parte del supuesto de que una parte de los granos no se corresponde con la dosis real que han absorbido los granos representativos de la edad real del sedimento. Del mismo modo, el cálculo se hace en base a tres o cuatro parámetros, truncando la distribución normal de los valores de  $D_e$  de tal modo que se discriminan los valores inferiores a partir de cierta dosis.

- Modelos de edad finita (Finite Mixture Model, FMM)

En ocasiones, procesos deposicionales y postdeposicionales e incluso la actividad humana durante la toma de muestras pueden producir una mezcla de sedimentos provenientes de diferentes depósitos sedimentarios adyacentes con variaciones en la tasa de dosis o la eficiencia del bleaching. Para esos casos, es posible discriminar entre grupos definidos de dos o más familias de  $D_e$  mediante el cálculo de edades finitas (Roberts et al., 2000; Galbraith et al., 2005). El modelo de edad finita asume que la distribución de  $D_e$  contiene una mezcla de un número de familias cada una con  $D_e$  medias variables y en diferentes proporciones relativas. La calidad del ajuste de los datos se evalúa mediante una función de verosimilitud. Este modelo

puede dar lugar a errores en el cálculo de la  $D_e$  debido a valores de OD relativamente altos (>30%).

- Incertidumbre interna-externa (Internal-External Uncertainty, IEU)

Thomsen et al. (2003; 2007) desarrollaron una formulación por la cual es posible determinar el error estándar asociado a cada medida individual de los granos o alícuotas, así como el error estándar asociado al conjunto de las medidas. Esta metodología permite obtener una dosis media de enterramiento y una dosis en base a una media ponderada mediante iteración. Si la relación entre ambas dosis es menor que uno, se considera que esas dosis provienen de granos que han sido bien reseteados. El valor de la dosis media ponderada a partir de la cual la relación es menor a uno es el valor de la  $D_e$  representativa de ese depósito (Smedley, 2015).

- Modelo de dosis promedio (Average Dose Model, ADM)

Guérin et al. (2017) desarrollaron el ADM basándose en que la edad central toma la OD como una medida de la incertidumbre total cuando ellos defienden que solo debería ser considerada como tal la OD intrínseca, esto es, la incertidumbre de origen instrumental y debida al procesado y medida de las muestras (Thomsen et al., 2005). El uso de este modelo se ha aplicado hasta ahora solo en medidas de granos individuales totalmente reseteados.

## **CAPÍTULO III: PROPIEDADES LUMINISCENTES DE CUARZO Y FELDESPATO POTÁSICO**

### **3.1. Introducción**

El cuarzo es el principal mineral usado para datación por luminiscencia. Sus características luminiscentes como la estabilidad de la señal OSL durante periodos geológicos largos (>1 Ma) y su relativa alta sensibilidad permiten su uso en un amplio número de ambientes sedimentarios. Varios estudios sugieren que la sensibilidad de la señal OSL está controlada por la historia térmica y sedimentaria por la que ha pasado el cuarzo (Piestch et al., 2008; Sawakuchi et al., 2011; Sawakuchi et al., 2018; Mineli et al., en revisión). En determinados ambientes con bajas tasas de erosión y sedimentación, el cuarzo presenta baja sensibilidad e inestabilidad de la señal OSL (Piestch et al., 2008). Steffen et al. (2009) descubrió que el cuarzo contenido en sedimentos fluviales del Valle de Pisco, en Perú, subestimaba la edad de los sedimentos debido a la inestabilidad de las componentes OSL media y lenta, que dominaban la señal OSL. Otros trabajos realizados en el Desierto de Atacama usan este mineral para obtener edades, pero no proporcionan información fundamental acerca de las propiedades luminiscentes, poniendo en duda la calidad de las edades resultantes (Cortés et al., 2012; Nash et al., 2018).

Por otro lado, el feldespatos potásico (K-feldespatos) es una alternativa viable cuando el cuarzo disponible es escaso o las señales OSL procedentes de este se encuentran en saturación natural. El uso de este mineral está condicionado al efecto de dos características luminiscentes mencionadas en el capítulo 2: (i) ausencia de señales residuales que pueden provocar una subestimación de la edad resultante; y (ii) la pérdida atérmica de señal que puede conllevar una subestimación de la edad. Dadas las incógnitas en relación a su utilidad en datación por OSL levantadas por el cuarzo y el feldespatos procedente de ambientes sedimentarios en el área de estudio, se hace necesario el análisis en detalle de las señales luminiscentes de ambos minerales para poder evaluar la idoneidad de estos materiales para datar sedimentos en el Desierto de Atacama.

A continuación, se incluye un artículo publicado en *Quaternary Geochronology* (del Río et al., 2019) donde se describen las principales propiedades de señales OSL medidas en granos

de cuarzo, y señales IRSL y post-IR IRSL en granos de K-feldespatos procedentes de muestras de sedimento del Desierto de Atacama y los principales problemas encontrados a la hora de utilizar ambos minerales como material de datación. Para evitar que el origen geológico y procesos sedimentarios por los que hayan pasado los granos de cuarzo analizados influyesen en las propiedades luminiscentes del cuarzo (Pietsch et al., 2008; Sawakuchi et al., 2018), sedimentos de diversos ambientes sedimentarios fueron recolectados (aluvial, coluvial y eólico), cubriendo desde áreas costeras hasta el flanco oriental de la Cordillera de la Costa.

Mediante el análisis en profundidad de las señales OSL e IRSL procedentes de las muestras analizadas se puede concluir que el K-feldespatos es la opción más adecuada para datar sedimentos Cuaternarios en el Desierto de Atacama. Dicha conclusión se basa en la problemática presentada por el cuarzo consistente en componentes OSL rápidas débiles, inestabilidades térmicas, extrema baja sensibilidad OSL, contaminación con feldespatos difícil de eliminar con métodos estándar, grandes cambios en la sensibilidad OSL y variaciones en las dosis equivalentes obtenidas para una misma muestra produciendo gran incertidumbre en la edad calculada. Por otro lado, el K-feldespatos presentó señales residuales de hasta un 10% de la señal natural, con dosis residuales inferiores a 5 Gy para los análogos modernos. Las tasas de fading para la señal pIRIR<sub>225</sub> son variables entre depósitos sedimentarios, pero se mantienen cerca de los valores presentados en la literatura.

### **3.2. Luminescence dating of sediments from central Atacama Desert, northern Chile**

Ian del Río <sup>a, b, \*</sup>, André Oliveira Sawakuchi <sup>c</sup>, Gabriel González <sup>a, b</sup>

<sup>a</sup> Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Avenida Angamos 0610, Antofagasta, Chile

<sup>b</sup> National Research Center for Integrated Natural Disaster Management (CIGIDEN), Vicuña Mackenna 4860 Santiago, Chile

<sup>c</sup> Institute of Geosciences, University of São Paulo, Rua do Lago 562, São Paulo, SP, 05508-080, Brazil

\* Corresponding author: idelrio@alumnos.ucn.cl (Ian del Río)

#### **Abstract**

This study examines the feasibility of applying luminescence dating methods to quartz and potassium feldspar (K-feldspar) grains from Quaternary continental deposits of the Mejillones Peninsula and Coastal Cordillera in Central Atacama, northern Chile. Sediment burial ages were calculated using single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocols applied to the optically stimulated luminescence (OSL) signal of quartz as well as infrared stimulated luminescence (IRSL) and post-infrared infrared stimulated luminescence (post-IR IRSL) signals of K-feldspar. Considering that the target sedimentary deposits comprise the Late Pleistocene age range, K-feldspar grains were dated using fading-corrected IRSL signals measured at 50 °C (IR<sub>50</sub>) and post-IR IRSL measured at 225 °C (pIRIR<sub>225</sub>) to minimize the potential effect of residual doses on calculated ages. The results of the analytical procedures indicate that quartz grains extracted from the studied sediments present a very weak or even no fast OSL component. The combination of a low OSL sensitivity, signal instability and equivalent dose distributions with high overdispersion (>40% for most samples) hinder reliable age estimation using quartz aliquots. Bleaching test results show that the IR<sub>50</sub> signal from K-feldspar aliquots is well reset after 20-24 hours of light exposure, while the pIRIR<sub>225</sub> signal may present residual doses corresponding to between 10 and 15% of the natural signal. IR<sub>50</sub>

fading rates are ~6-7 %/decade for most studied samples, with exception of one sample which yielded a  $g$ -value of  $18.77 \pm 2.06$  %/decade. Fading rates for the pIRIR<sub>225</sub> signal yielded variable results among sampling sites, with  $g$ -values ranging between  $0.70 \pm 0.24$  and  $6.77 \pm 1.05$  %/decade. The dating results point out that quartz OSL ages are largely underestimated in relation to K-feldspar fading-corrected IR<sub>50</sub> and pIRIR<sub>225</sub> ages. Fading-corrected pIRIR<sub>225</sub> K-feldspar ages indicate that the alluvial sedimentation in the downthrown block of an active normal fault in Mejillones Peninsula occurred between  $163.4 \pm 18.4$  ka and  $87.4 \pm 6.6$  ka. K-feldspar ages also allow to constrain the age of fault scarp degradation and fault reactivation in two main branches of the Atacama Fault System. In the Naguayán Fault, pIRIR<sub>225</sub> ages indicate that faulting occurred after  $21.4 \pm 3.2$  ka while in the Salar del Carmen Fault, faulting is recorded after  $14.7 \pm 1.0$  ka.

**Keywords:** Quartz OSL dating; K-feldspar post-IR IRSL dating; Atacama Desert; Age underestimation; Pleistocene

### 3.3. Introduction

Optically stimulated luminescence (OSL) dating of quartz is a well-established method to constrain burial ages of Quaternary sediments (Aitken, 1998; Preusser et al., 2009; Wintle and Adamiec, 2017). The single-aliquot regenerative-dose protocol (SAR) has been successfully applied to date quartz grains deposited in the last 100-150 ka (Murray and Wintle, 2000, 2003). The development of dating protocols based on post-infrared infrared stimulated luminescence (post-IR IRSL) signals of potassium feldspar (K-feldspar) has broaden the age range of luminescence dating, allowing to determine ages beyond the limit of quartz OSL dating (Buylaert et al., 2009; Thiel et al., 2011; Buylaert et al., 2012). Luminescence dating of Holocene and Late Pleistocene sediments around mountain ranges like Andes has been challenging because sediments with short sedimentary history have quartz grains with low OSL sensitivity (Preusser et al., 2006; Sawakuchi et al., 2011), which can also show unstable OSL signals (Steffen et al., 2009). Also, slow bleaching rates of stable post-IR IRSL signals of K-feldspar can introduce another source of uncertainty (Murray et al., 2012). In southwestern South America, around the Andes Cordillera, previous luminescence dating efforts have been focused on sediments from the Patagonian region (Duller, 2006; Glasser et

al., 2006; Harrison et al., 2008; Rehak et al., 2010) or from the Argentinian Central Andes (Robinson et al., 2005; Spencer and Robinson, 2008; Moreiras et al., 2015). While these studies have proven the suitability of quartz to produce accurate OSL ages, Steffen et al. (2009) investigated the luminescence properties of quartz extracted from alluvial fans in the Pisco Valley ( $\sim 13^{\circ}\text{S}$ ,  $\sim 76^{\circ}\text{W}$ ), in the Peruvian Andes, and concluded that the presence of thermally unstable OSL components lead to equivalent dose underestimation, hindering the determination of reliable sediment burial ages. Thus, sediments from studied settings around Andes presented different suitability for luminescence dating.

The Atacama Desert, in northern Chile, stands out as an important geomorphic feature of global climatic and tectonic relevance because such unique hyper-arid desert environment (Rech et al., 2006) can register and preserve subtle tectonic and climatic fluctuations over long periods of time. The application of luminescence dating to constrain the chronology of the Late Quaternary sedimentary record of the Atacama Desert is still underdeveloped. Given the lack of organic material and the ubiquity of quartz and K-feldspar in sediments from arid environments, the potential use of luminescence dating methods to determine burial ages of Quaternary sediments in the Atacama Desert is of great importance. Previous investigations about luminescence dating of alluvial and aeolian sediments from the Atacama Desert using quartz (Cortés et al., 2012; Nash et al., 2018) and K-feldspar (Veit et al., 2015) provided little information, respectively, about the OSL or post-IR IRSL signals and their dating performance to properly evaluate the accuracy and precision of the obtained ages.

This study focuses on the feasibility of luminescence dating procedures applied to coarse-grained (180-250  $\mu\text{m}$ ) quartz and K-feldspar extracted from seven sediment samples of the Mejillones Peninsula and the Coastal Cordillera regions, in northern Chile ( $\sim 23^{\circ}\text{S}$ ,  $\sim 70^{\circ}\text{W}$ ). Quartz OSL (Murray and Wintle, 2000, 2003) and K-feldspar post-IR IRSL measured at 225  $^{\circ}\text{C}$  (Buylaert et al., 2009) dating protocols were chosen to determine sediment burial ages. Despite presenting a significant instability (athermal fading), the IRSL signal at 50  $^{\circ}\text{C}$  ( $\text{IR}_{50}$ ) and post-IR IRSL signal at 225  $^{\circ}\text{C}$  ( $\text{pIRIR}_{225}$ ) are presumed to have faster bleaching and lower residual signals compared to the post-IR IRSL signal at 290  $^{\circ}\text{C}$  (Buylaert et al., 2012; Smedley et al., 2015). The study site comprises a representative Late Quaternary sedimentary record of the Atacama Desert, which is controlled by the presence of many active normal faults of the

Atacama Fault System (Cortés et al. 2012). This work aims to characterize quartz OSL and K-feldspar IR<sub>50</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signals for dating Late Pleistocene sediments from the Atacama Desert, including the comparison of ages resulting from different dating protocols.

### 3.4. Geological setting

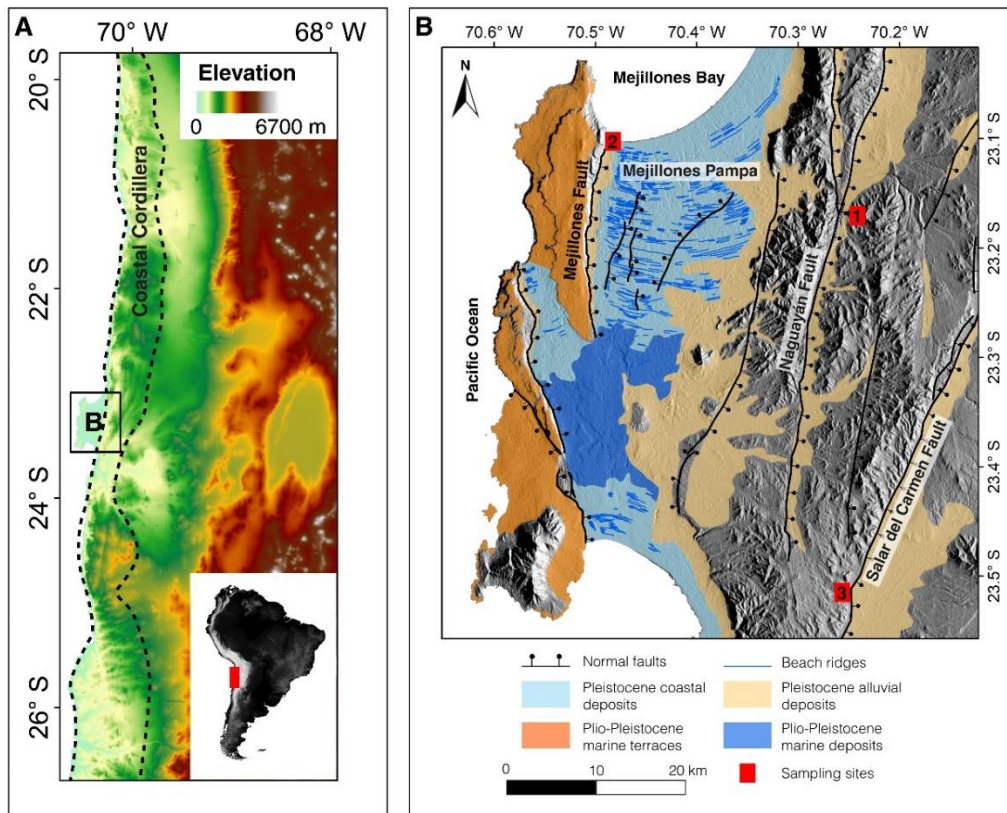


Fig. 3.1. A) Digital elevation model of the central Atacama Desert. The black box delimits the study area. B) Area of study and its principal geomorphic units: 1. Naguayán Fault sampling site; 2. Mejillones Fault sampling site; 3. Salar del Carmen Fault sampling site.

The Mejillones Peninsula is dominated by a basement of Paleozoic metamorphic complex made of gneisses, green schists and amphibolites (Cortés et al., 2007). The Coastal Cordillera includes granodiorites and granitoids of Late Jurassic-Early Cretaceous age together with a Late Jurassic volcano-sedimentary unit composed of andesites, conglomerates and tuffs. Fault activity since the Miocene has controlled the sedimentation and topography in the area, creating a system of horst and half-graben driven by west-verging normal faults (Fig. 3.1). This fault activity represents the Neogene reactivation of Early Cretaceous structures belonging to

the Atacama Fault System (AFS), a group of regional faults extending parallel to the Chile-Peru Trench for more than 1000 km over northern Chile (Allmendinger and González, 2010). Within the AFS, the Mejillones Fault configures a half-graben basin containing a Neogene sedimentary infill integrated by more than 700 m of Early Miocene to Late Pleistocene marine deposits belonging to the La Portada Formation, which is represented by conglomerates, coquinas, sandstones and mudstones (Di Celma et al., 2013). This fault has produced an active mountain front of up to 300 m high that separates the Morro Mejillones horst and the Pampa Mejillones half-graben (Fig. 3.1b). The fault crosscuts a set of alluvial fans of Pleistocene age, evidencing the later fault activity (Cortés et al., 2012). At its northern limit, an active coastal cliff exposes a ~26-m-thick section of alluvial deposits resting over the Pleistocene coastal marine sediments of the La Portada Formation (Cantalamesa et al., 2006).

In the Coastal Cordillera, half-grabens controlled by east-dipping normal faults are filled with up to 300 to 500 m of Miocene to Pleistocene alluvial sediments (González et al., 2003). The Naguayán and Salar del Carmen Faults stand out with lengths of over 50 km (Fig. 3.1). These two N-S striking normal faults dip ~70° to the east, generating scarps on Miocene and Quaternary alluvial fan surfaces of up to 5 m high (González et al., 2006). The later activity of the Naguayán Fault caused the formation of structural depressions along the fault trace. These depressions are filled with alluvial and colluvial sediments, including mud beds of up to 5 cm thick interbedded with horizontal layers (10-30 cm thick) of aeolian laminated fine to medium grain size sands. Scarps created by fault activity favored further trapping of aeolian sediments and the preservation from subsequent erosion. The Salar del Carmen Fault separates an inactive alluvial fan surface, located at the west of the fault, from an active alluvial fan surface located to the east of the fault trace (González et al., 2006). At the foot of the Salar del Carmen fault scarp, there is a hillslope deposit formed by colluvial sandy sediments resulting from scarp degradation processes. These colluvial sediments are composed of a sandy matrix with small (<2 cm) angular rock fragments mainly of andesite composition.

### 3.5. Methods

#### 3.5.1. Sampling strategy

In this study, seven sediment samples (Fig. 3.2) were collected from aeolian (Naguayán Fault site), alluvial (Mejillones Fault site) and colluvial (Salar del Carmen Fault site) deposits for luminescence dating of quartz and K-feldspar. Sediment sampling was performed by hammering 4-cm-diameter steel tubes parallel to the sedimentary layers. Steel tubes were sealed and packed in a way to avoid light exposure and sediment mixture. Sediment sampling for dose rate estimation was performed by collecting material from the surroundings of the holes left after tube extraction up to 20 cm of distance, considering eventual heterogeneities that can influence the dose rate at the tube site. The collected sediments for dose rate estimation were then stored in sealed plastic bags.

In the Naguyán Fault site, two samples (L0670 and L0672) were collected from a 2-m-depth pit dug into a small depression close to the fault plane (Fig. 3.2a). Samples L0670 and L0672 are vertically separated by 0.45 m, being, respectively, at the top and at the bottom of the studied sediment sequence. Sampled sediments consist in decimetric-thick layers of well-sorted, fine-to-medium grain-sized sand with few granules and pebbles of up to ~2 cm. These sediments form lenses with horizontal lamination indicating an aeolian deposition. Two sediment samples (L0673 and L0674) were extracted from the ~20-m-thick alluvial sequence represented by debris-flow deposits accumulated in the downthrown block of the Mejillones Fault (Fig. 3.2b). The alluvial sediments consist of thin (5-10 cm), fine-to-medium grain-sized sand layers with horizontal lamination evidencing post-depositional aeolian reworking, and ~1-m-thick gravel packages supported by a coarse sand and pebbles. Samples were extracted from two ~5-cm-thick sand layers interbedded in the debris flow deposits. Stratigraphically, the samples are 16 m apart from each other, being sample L0673 at the top and sample L0674 at the bottom of the alluvial deposit. In the Salar del Carmen Fault site, three samples (L0677, L0678, and L0680) were collected from a trench excavated in a colluvial wedge deposit adjacent to the fault plane and deposited in the downthrown block (Fig. 3.2c). Sample L0677 was extracted from laminated sediments with grain sizes from medium to coarse sand corresponding to a small section of the uppermost colluvial deposit. Sample L0678 are also dominated by sandy sediments and it was collected right under the uppermost colluvial deposit,

representing a previous accumulation of colluvial sediments. Both L0677 and L0678 samples are separated by a stratigraphic disconformity. Sample L0680 was extracted from the lower stratigraphic section of the trench-wall. Sample L0680 is also represented by sandy sediments separated from the previous ones by an older stratigraphic disconformity.

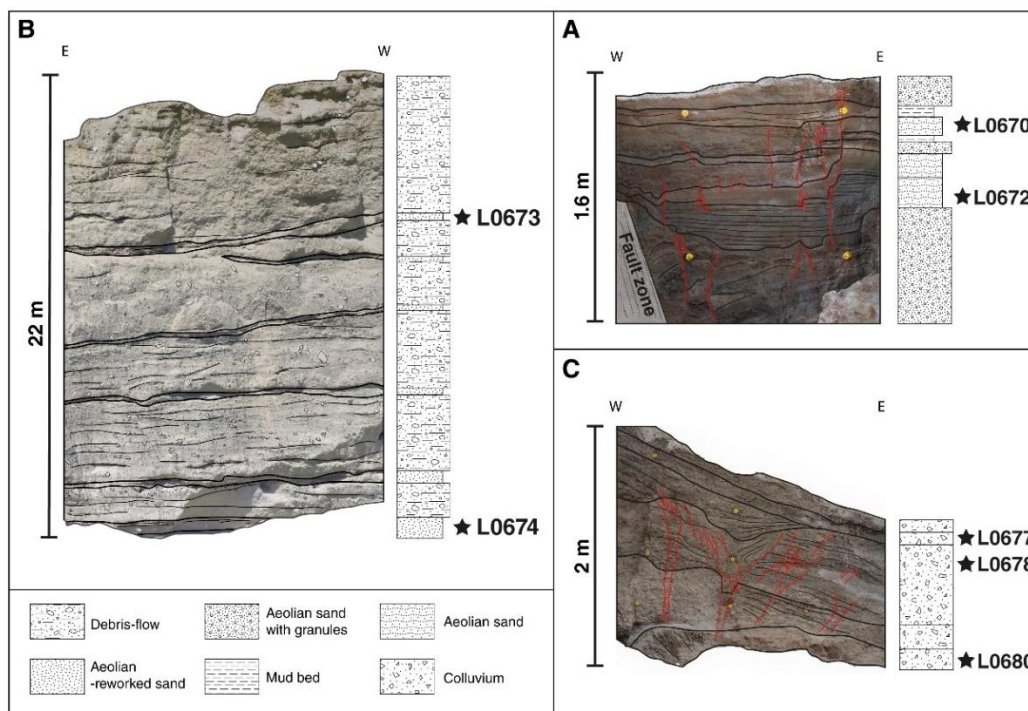


Fig. 3.2. Simplified representation and stratigraphy of the A) aeolian deposit (Naguayán Fault sampling site); B) alluvial deposit (Mejillones Fault sampling site); and C) colluvial deposit (Salar del Carmen Fault sampling site). Black lines highlight low-angle stratification patterns and major surfaces bounding the sampled sediment layers. Red lines represent faults.

### 3.5.2. Sample preparation

Sample preparation for luminescence measurements was performed under subdued orange/red-light conditions. All samples were wet sieved to isolate the 180-250  $\mu\text{m}$  grain-size interval. Samples were then treated with  $\text{H}_2\text{O}_2$  and  $\text{HCl}$  (10%) to remove organic matter and carbonates, respectively. Mineral separation was performed extracting K-feldspar concentrates ( $<2.58 \text{ g/cm}^3$ ) using a lithium metatungstate (LMT) solution at a density of  $2.58 \text{ g/cm}^3$ . The fraction heavier than  $2.58 \text{ g/cm}^3$  was used to isolate quartz grains ( $2.65 \text{ g/cm}^3$ ) from remnant K-feldspar ( $<2.62 \text{ g/cm}^3$ ) and from heavy minerals ( $>2.76 \text{ g/cm}^3$ ) through separation in LMT solution at densities of  $2.62 \text{ g/cm}^3$  and  $2.76 \text{ g/cm}^3$ , respectively. Quartz concentrates were

subsequently treated with HF (40% for 40 min) to eliminate the outer rind of the grains affected by alpha particles and remnant plagioclase ( $2.62\text{-}2.76\text{ g/cm}^3$ ). After every HF treatment, the quartz concentrates were wet sieved again to remove grains finer than  $180\text{ }\mu\text{m}$  and subsequently checked for feldspar contamination by measuring the IRSL response of at least two aliquots of every sample. If IRSL signal was detected, samples were once again submitted to additional HF treatments (5% for 24 hours). Samples from the aeolian and colluvial deposits required three extra HF treatments to obtain pure quartz concentrates, while samples from the alluvial deposit required five extra HF treatments to reach a negligible IRSL signal. K-feldspar grains were treated with HF (10% for 40 min) to etch the alpha-irradiated outer layer. A treatment with HCl (30%) was applied afterwards to dissolve any possible fluoride precipitation.

### 3.5.3. Luminescence measurements and equivalent dose determination

Equivalent doses ( $D_e$ ) for quartz aliquots were determined using the SAR protocol proposed by Murray and Wintle (2003). Quartz aliquots were mounted on 9.7 mm diameter stainless steel discs using silicone oil. Quartz aliquots were kept between 4 to 6 mm in diameter to maximize the OSL signal intensity. Smaller aliquots ( $\sim 3$  mm in diameter) were used for K-feldspar dating. All luminescence measurements were conducted using two Risø TL/OSL DA-20 reader systems equipped with  $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$  beta sources, delivering dose rates of  $0.087 \pm 0.003$  and  $0.132 \pm 0.004$  Gy/s. Stimulation was made using arrays of blue LEDs ( $470 \pm 20$  nm) at 90% maximum power density ( $\sim 40\text{ mW/cm}^2$ ) and IR LEDs ( $870 \pm 20$  nm) also at 90% maximum power density ( $\sim 130\text{ mW/cm}^2$ ). Quartz OSL emissions were recorded in the UV spectra through a Thorn EMI 9235QB photomultiplier with a Hoya U-340 detection filter. For K-feldspar luminescence measurements,  $\text{IR}_{50}$  and  $\text{pIRIR}_{225}$  signals were measured in the blue-violet window using a Corning 7-59 and Schott BG-39 filter combination.  $D_e$  values for K-feldspar aliquots were estimated following the protocol designed by Buylaert et al. (2009). This K-feldspar dating protocol was chosen because of the lower residual doses reported (Buylaert et al., 2011) in relation to protocols using the  $\text{pIRIR}_{290}$  signal (Buylaert et al., 2012). The protocols used for  $D_e$  estimation in quartz and K-feldspar are shown in Table 3.1.

*Table 3.1. Measurement protocols applied to quartz and K-feldspar aliquots in this study. Dose response curves are built administering four regeneration doses ( $D_1 < D_2 < D_3 < D_4$ ) followed by*

a 0 Gy dose ( $D_5$ ) to calculate recuperation, and repetition of the first dose ( $D_6=D_1$ ) to calculate the recycling ratio. An additional IR stimulation ( $D_7=D_1$ ) before a blue OSL stimulation was used to assess feldspar contamination (IR depletion ratio) on quartz aliquots (Duller, 2003).

Step	OSL (Murray and Wintle, 2003)	Post-IR IRSL (Buylaert et al., 2009)
1	Dose $D_n$	Dose $D_n$
2	Preheat at $t_i$ °C for 10s	Preheat at 250°C for 60s
		IRSL at 50°C for 100s
3	OSL at 125°C for 40s	IRSL at 225°C for 100s
4	Test dose $D_i$	Test dose $D_i$
5	Preheat at 160°C for 0s	Preheat at 250°C for 60s
		IRSL at 50°C for 100s
6	OSL at 125°C for 40s	IRSL at 225°C for 100s
7	OSL at 280°C for 40s	IRSL at 290°C for 40s
8	Return to 1	Return to 1

\*  $t_i$  refers to the preheat temperature chosen from dose recovery tests carried out using different preheat temperatures

To examine the contribution of different OSL components to the quartz OSL signals, linear modulated OSL (LM-OSL) measurements were made on samples L0672, L0673 and L0680 for 5000 s. Quartz aliquots were first bleached in a solar simulator and then irradiated with 200 Gy. Preheat and stimulation temperatures were the same as for the OSL dating protocol. LM-OSL curves were fitted and deconvoluted following Bulur (1996). Photoionisation cross-sections for each OSL component were mathematically calculated following the procedure described in Choi et al. (2006). Pulse-annealing experiments were performed on aliquots from samples L0672, L0674 and L0680. Three aliquots of each sample were bleached, irradiated with 50 Gy for measurements of OSL signals using preheat (10 s) temperatures between 180 and 340 °C increasing at steps of 20 °C. Test dose of 30 Gy was used for correction of sensitivity changes. The thermal stability of corrected OSL signals was then evaluated in terms of preheat temperatures.

Dose recovery tests were performed for different preheat temperatures to evaluate the effect of preheat temperature on the recovered dose (Wintle and Murray, 2006; Trauerstein et al., 2017). Dose recovery tests were carried out administering doses of 48.5 or 50 Gy (test doses of 29 and 40 Gy, respectively) and using preheat temperatures from 180 to 260 °C. Three to ten quartz aliquots from samples L0672, L0673, L0674 and L0677 were used for dose recovery tests. Quartz aliquots were bleached for 6-8 hours in a solar simulator. Dose recovery tests for K-feldspar samples were performed on three aliquots of samples L0672, L0674 and L0677 giving a 38 Gy dose (test dose of 12 Gy) after being bleached for 24 hours. An additional

dose recovery test was performed on six K-feldspar aliquots from samples L0672 and L0677 after being exposed to IR LEDs at room temperature for 40 s.

The bleachability of natural IR<sub>50</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signals was evaluated using K-feldspar aliquots from samples L0673 and L0674 bleached in a solar simulator for 2, 8, 24 and 72 hours, and aliquots from samples L0670 and L0680 bleached for 2, 20 and 72 hours. For every bleaching period, two aliquots of each sample were measured. The signals remaining after aliquot exposure under the solar simulator were measured following the protocol described in Table 3.1 and corrected using a 36 Gy test dose. To minimize any bias due to the variation of natural doses (i.e. older samples will take longer bleaching time), signals from increasing bleaching times were normalized to the natural signal. Fading rates (g-value, Aitken, 1985) for the IR<sub>50</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signals were determined using four aliquots from each sample following the procedure described in Auclair et al. (2003). Fading rates were estimated after administering an initial dose of 120 Gy and a test dose of 40 Gy. Measurement delays were between 0.3 and 100 hours. All fading rates were normalized for a period of 2 days after irradiation. Ages were corrected using the Huntley and Lamothe (2001) fading correction approach since most samples yielded D<sub>e</sub> values in the linear part of the dose response curve.

Quartz luminescence measurements were recorded at every 0.1 s and K-feldspar luminescence signals were recorded at every 0.05 s. Equivalent doses from quartz OSL signals were calculated from the first 0.8 s of light emission of the OSL decay curve, subtracting the last 10 s as background. This OSL signal is referred in this study as late background (LBG). In addition, an early background (EBG) approach was also applied to evaluate for any contributions from the medium or slow OSL components to the quartz OSL signal used for D<sub>e</sub> determination (Ballarini et al., 2007; Cunningham and Wallinga, 2010). For D<sub>e</sub> estimation, the EBG approach considers the integration of the first 0.4 s of light emission and integration from 0.4 to 0.8 s as background (Ballarini et al, 2007; Pawley et al, 2010). Equivalent doses determined for K-feldspar were based on integrating the first 1 s of the IR<sub>50</sub> and pIRIR<sub>225</sub> decay curves and the last 10 s were used as background. Only quartz aliquots that satisfied the following criteria were used to calculate D<sub>e</sub> values: (i) a recycling ratio within  $1.0 \pm 0.2$ ; (ii) recuperation less than 10%; (iii) an IR depletion ratio (Duller, 2003) within  $1.0 \pm 0.2$ ; and (iv) a natural OSL signal three standard deviations higher than background. The acceptance criteria

applied to K-feldspar aliquots were: (i) recycling ratio within  $1.0 \pm 0.1$ ; (ii) recuperation less than 5%; and (iii) an initial integrated signal three standard deviations higher than background. All dose response curves were fitted with a single saturating exponential growth function. Luminescence data for  $D_e$  calculation were analyzed using the software Analyst v4.31.9 (Duller, 2015) and the R package “Luminescence” v0.7.4 (Kreutzer et al., 2012). Ages were calculated using the Central Age Model (Galbraith et al., 1999).

#### 3.5.4. Dose rate

Radiation dose rates were calculated through radionuclides concentrations (U, Th and K) determined using high-resolution gamma ray spectrometry with a high-purity germanium (HPGe) detector (relative efficiency of 55% and energy resolution of 2.1 keV at 1332 keV) encased in an ultralow background shield (Canberra Industries). Water content was calculated from samples weighting before and after drying at 60°C for 24 hours. Around 300 g of sediment from each sample were placed in sealed plastic containers. Gamma ray spectrometry was performed after sample storage for at least 21 days to allow for radon reequilibrium. Dose rates were calculated using the conversion factors from Guérin et al. (2011). Cosmic dose rates were calculated according to Prescott and Hutton (1994). Internal beta dose rate for K-feldspar was calculated assuming a potassium content of 12.5% (Huntley and Baril, 1997). The contribution of U, Th and Rb to the internal dose rate of quartz and K-feldspar was considered negligible. According to Zhao and Li (2005) and Vandenberghe et al. (2008) the contribution of U, Th and Rb to the dose rate of quartz and K-feldspar range from 0.01 to 0.21 Gy/ka, which is minor compared to dose rate variation in the studied samples. Dose rates results are displayed on Table 3.2.

### 3.6. Results

#### 3.6.1. Quartz

According to the shape of the OSL decay curves and the TL analysis (supplementary material, Fig. S3.1), quartz from the studied samples presented a weak fast OSL component and relatively high contributions of medium and slow OSL components. LM-OSL curves of samples L0672, L0673 and L0680 show an early peak around of 100-200 seconds of stimulation time (Fig. 3.3) which suggests the absence of a fast OSL component. LM-OSL

curve deconvolution resulted in three OSL components for sample L0672, while four components were better fitted for sample L0673 and up to five components for sample L0680, though the low luminescence sensitivity of the quartz hindered the correct assessment of individual OSL components. Photoionisation cross-sections values of the more rapidly decaying component for samples L0672 and L0673 were in the range of  $10^{-18} \text{ cm}^2$  while for the sample L0680 this value was one order of magnitude higher ( $10^{-17} \text{ cm}^2$ ). Complete results of photoionisation cross-section calculations are presented in the supplementary material (Table S3.1). Pulse-annealing experiments show an OSL signal decay with increasing preheat temperature for the three tested samples (Fig. 3.4). When an early background subtraction is applied, the OSL signal intensity from samples L0674 and L0680 increases for preheat temperatures ranging from 220 to 280 °C before decaying for higher temperatures (280-340 °C).

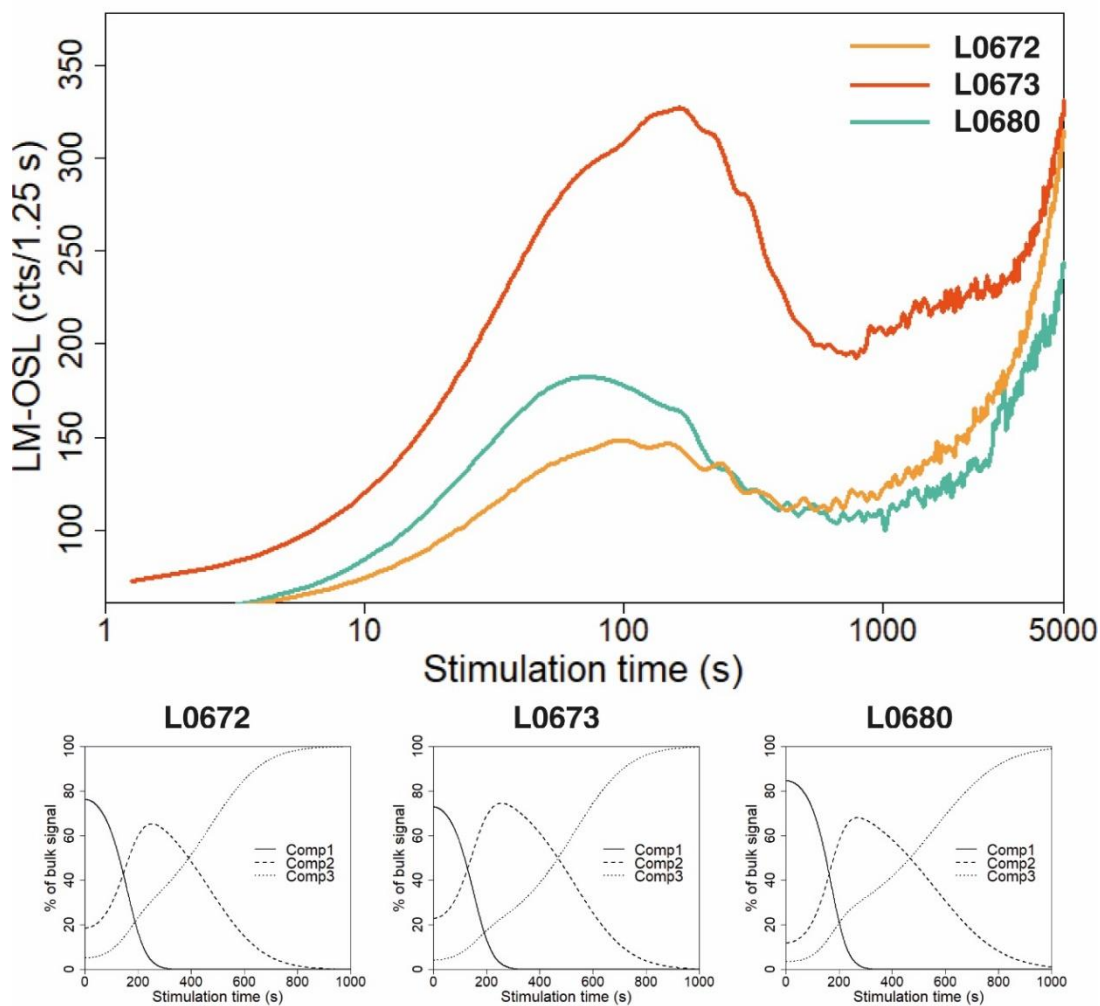


Fig. 3.3. Linearly modulated OSL curves for quartz aliquots from samples L0672, L0673 and L0680 after receiving a dose of 200 Gy. Below, the deconvoluted LM-OSL curve is described by three components with different decay times (Comp1, Comp2 and Comp3) for the first 1000 s. Note that the OSL components are estimated based on the photoionisation cross-section values from Table S3.1.

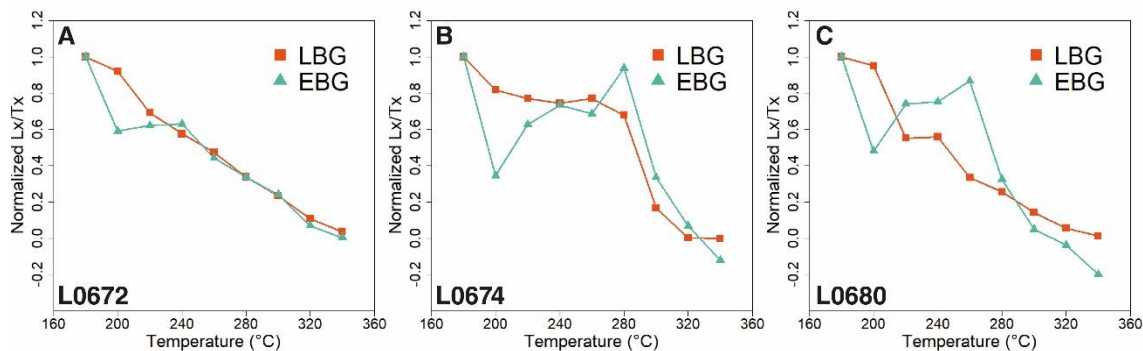


Fig. 3.4. Pulse-annealing curves for samples A) L0672, B) L0674 and C) L0680. Corrected OSL signals calculated using the LBG (initial 0-8 s of light emission and last 10 s as background) and EBG (initial 0.4 s of light emission and 0.4-0.8 s as background) approaches are presented in terms of preheat temperatures. OSL signals are normalized by the signal measured under the lower preheat temperature (180 °C).

Dose recovery tests for samples L0672, L0673 and L0674 yielded calculated-to-given dose ratios within 10% of unity for a preheat temperature of 180 °C. For the range of preheat temperatures tested (180 to 260 °C), sample L0677 yielded calculated-to-given dose ratios between  $0.83 \pm 0.04$  and  $0.97 \pm 0.06$ . In relation to tested preheat temperatures, a 260 °C preheat produced calculated-to-given dose ratios within the range  $0.95 \pm 0.07$  combined with recycling ratios closer to unity and lower recuperation values; therefore, this temperature was selected for  $D_e$  estimations of samples from the colluvial deposit. Dose recovery test results for quartz samples are displayed on Table S3.2. All aliquots considered in the dose recovery tests showed negligible IRSL signals and complied with IR depletion ratio limits.

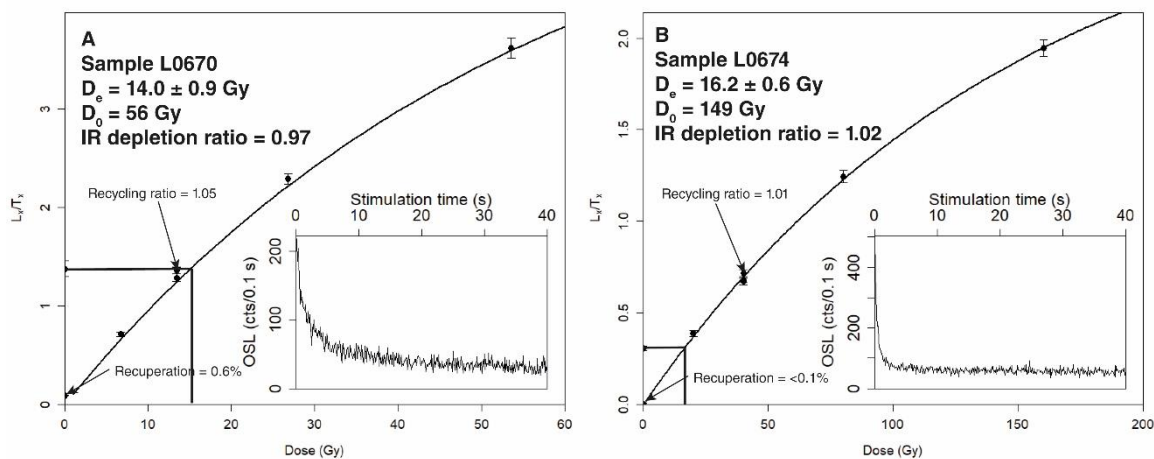


Fig. 3.5. Dose response curves and OSL decay curves for the natural doses (inset) of a) a low sensitivity quartz aliquot from sample L0670 and b) a relatively high sensitivity quartz aliquot from sample L0674. The horizontal and vertical black lines indicate the natural signal and its equivalent dose, respectively.

Dose response curves are well described by a single-saturating exponential function, with characteristic doses ( $D_0$ ) reaching values up to around 250 Gy (Fig. 3.5, Table 3.3).  $D_e$  distributions for quartz OSL dating results are presented in the supplementary material (Fig. S3.2). Samples L0670 and L0672 yielded  $D_e$  values from  $10.6 \pm 1.5$  to  $21.2 \pm 2.2$  Gy while

samples L0673 and L0674 yielded  $D_e$  values of  $27.7 \pm 3.3$  Gy to  $21.9 \pm 4.3$  Gy, respectively.  $D_e$  values obtained for samples from the colluvial deposit (L0677, L0678 and L0680) ranged between  $12.4 \pm 9.1$  Gy and  $114.8 \pm 9.1$  Gy.  $D_e$  distributions presented relatively high overdispersion (OD) values, varying between 24.8 and 80.5%. The application of rejection criteria described in section 3.3 considerably diminished the number of accepted aliquots used to calculate equivalent doses. Figure 3.6 shows recycling ratio, recuperation and IR depletion ratio values for quartz aliquots of samples L0670, L0673 and L0680. IR depletion ratios confirmed the presence of feldspar contamination in many aliquots, considerably reducing the number of accepted aliquots. However, no significant relationships were found between recycling ratio, recuperation, IR depletion ratio and  $D_e$ . The calculated  $D_e$  values are summarized in Table 3.3.

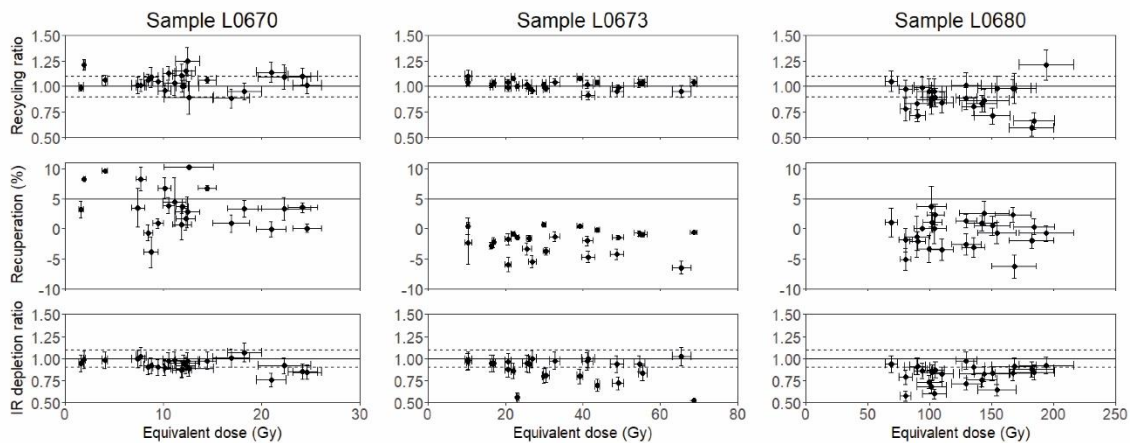


Fig. 3.6. Comparison between equivalent doses and recycling ratio (top), recuperation (middle) and IR depletion ratio (bottom) of quartz aliquots from samples L0670, L0673 and L0680.

For all studied samples, quartz presented relatively weak natural OSL signals. Samples L0677 and L0678 showed the lowest OSL sensitivity and, thus, a reduced number of aliquots (4 and 6 suitable aliquots in 36 measured aliquots) were accepted for  $D_e$  estimation, despite the measurement of a higher number of aliquots (Table 3.3). For these samples, most quartz OSL emission is almost indistinguishable from the background when radiation doses are below  $\sim 20$  Gy. Thus, reliable natural OSL signals may only be measured for  $D_e$  over  $\sim 20$  Gy. Below that dose,  $D_e$  errors are between 20% and 60%, and many aliquots did not yield a natural OSL emission of three standard deviations over the background.

The previously described quartz  $D_e$  values estimated through the late background (LBG) method were then compared with the  $D_e$  values obtained using the EBG method. Results are displayed in Table 3.3. Ratios of  $D_e$  values calculated through the LBG and EBG approaches were close to unity for samples with  $D_e$  up to  $\sim 30$  Gy (Fig. 3.7). However, sample L0680 yielded an EBG  $D_e$  of  $162.3 \pm 17.9$  Gy, which is almost 50 Gy higher than the  $D_e$  calculated using the LBG method, while sample L0670 yielded a  $D_e$  of  $6.8 \pm 2.4$  Gy, which is  $\sim 30\%$  lower than the  $D_e$  calculated using the LBG method ( $10.6 \pm 1.5$  Gy). Though it is observed a small decrease in the EBG  $D_e$  values relative to the LBG  $D_e$  values, no significant trends suggesting a systematic LBG  $D_e$  underestimation or overestimation can be inferred from comparing both approaches.

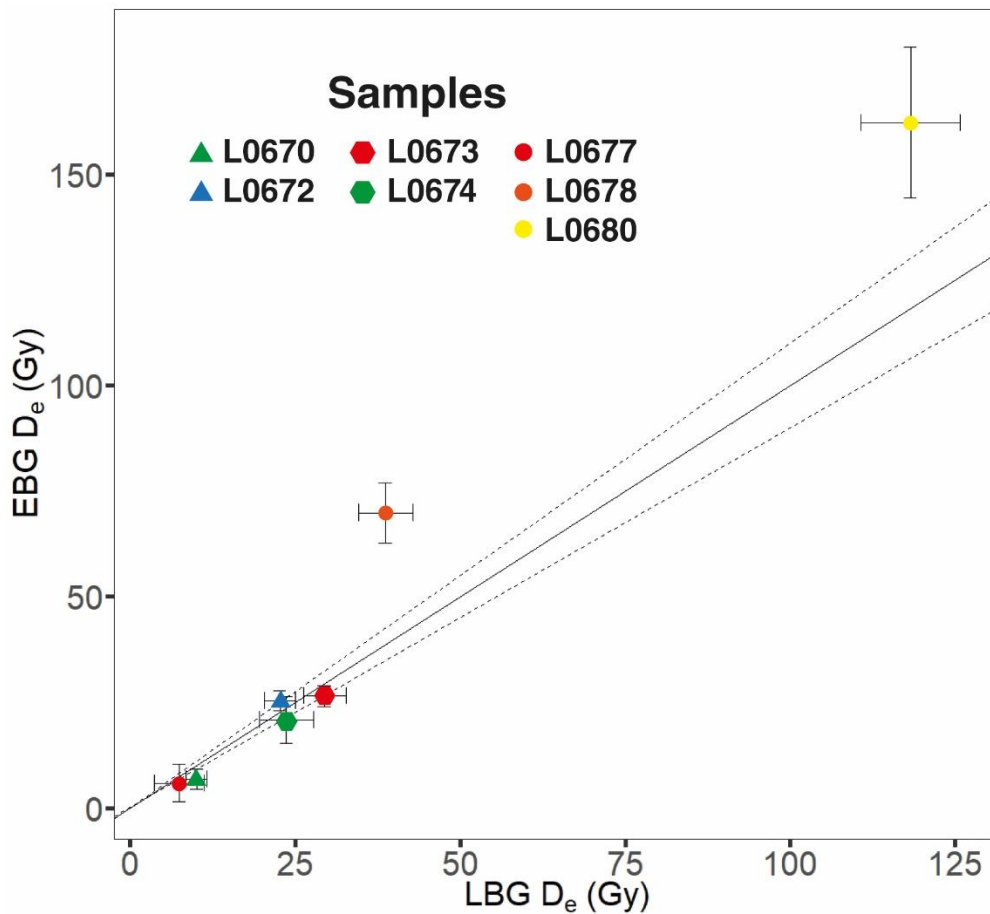


Fig. 3.7. Comparison between the  $D_e$  values calculated using OSL signals derived from the late background (LBG) and the early background (EBG) subtraction approaches. The continuous and dashed lines show the  $1.0 \pm 0.1$  range.

Dose rates for quartz aliquots varied between  $1.77 \pm 0.15$  and  $2.55 \pm 0.21$  Gy/ka (Table 3.2). Samples from the aeolian deposit yielded stratigraphically coherent ages of  $4.2 \pm 0.7$  (L0670) and  $10.1 \pm 1.3$  ka (L0672). Sample L0673 yielded an age of  $15.4 \pm 2.3$  ka, while the underlying sample L0674 yielded an age of  $12.2 \pm 2.6$  ka (Table 3.3). Samples from the colluvial deposit resulted in ages of  $6.1 \pm 4.5$  (L0677),  $17.6 \pm 5.9$  (L0678), and  $64.9 \pm 7.5$  ka (L0680). It is highlighted that ages from samples L0677 and L0678 were calculated from the arithmetic average of  $D_e$  values due to the reduced number of aliquots accepted.

Table 3.2. Radionuclide concentrations and dose rate data. Water content is represented by the percentage of water weight relative to dry sample weight. Potassium concentration of 12.5% was assumed to calculate internal dose rates of K-feldspar.

Study site and deposit	Sample	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Water content (%)	Cosmic dose rate (Gy/ka)	Quartz dose rate (Gy/ka)	K-feldspar dose rate (Gy/ka)
Naguayán Aeolian	L0670	$4.49 \pm 0.15$	$5.17 \pm 0.19$	$0.96 \pm 0.04$	2.9	$0.200 \pm 0.032$	$2.55 \pm 0.21$	$3.31 \pm 0.25$
	L0672	$3.85 \pm 0.13$	$3.38 \pm 0.14$	$0.77 \pm 0.03$	1.7	$0.184 \pm 0.039$	$2.10 \pm 0.17$	$2.86 \pm 0.18$
Mejillones Alluvial	L0673	$2.68 \pm 0.09$	$3.25 \pm 0.13$	$0.89 \pm 0.04$	0.6	$0.119 \pm 0.031$	$1.89 \pm 0.16$	$2.64 \pm 0.17$
	L0674	$1.67 \pm 0.06$	$4.89 \pm 0.18$	$0.92 \pm 0.04$	0.7	$0.029 \pm 0.003$	$1.71 \pm 0.15$	$2.46 \pm 0.16$
Salar del Carmen Colluvial	L0677	$2.18 \pm 0.08$	$4.64 \pm 0.17$	$0.96 \pm 0.04$	0.3	$0.204 \pm 0.083$	$2.03 \pm 0.19$	$2.77 \pm 0.18$
	L0678	$2.42 \pm 0.09$	$4.83 \pm 0.17$	$0.94 \pm 0.04$	0.4	$0.193 \pm 0.045$	$2.07 \pm 0.18$	$2.82 \pm 0.18$
	L0680	$1.39 \pm 0.05$	$4.51 \pm 0.16$	$0.91 \pm 0.04$	0.4	$0.186 \pm 0.034$	$1.77 \pm 0.15$	$2.49 \pm 0.16$

Table 3.3. Equivalent doses data and quartz OSL ages calculated using the late background (LBG) and early background (EBG) approaches. Average recycling ratio, recuperation and IR depletion ratio are calculated from the accepted aliquots.

Study site and deposit	Sample	Depth (m)	n/N <sup>a</sup>	OD (%) <sup>b</sup>	Average recycling ratio	Average recuperation (%)	Average IR depletion ratio	D <sub>0</sub> (Gy) <sup>c</sup>	LBG D <sub>e</sub> (Gy)	LBG Age (ka)	EBG D <sub>e</sub> (Gy)	EBG Age (ka)
Naguayán Aeolian	L0670	0.35	19/24	61.4	$1.04 \pm 0.07$	$3.2 \pm 3.3$	$0.94 \pm 0.06$	$76 \pm 28$	$10.6 \pm 1.5$	$4.2 \pm 0.7$	$6.8 \pm 2.4$	$2.7 \pm 1.0$
	L0672	0.95	17/24	42.8	$1.04 \pm 0.05$	<0.1	$0.92 \pm 0.07$	$171 \pm 23$	$21.2 \pm 2.2$	$10.1 \pm 1.3$	$25.4 \pm 2.3$	$12.1 \pm 1.5$
Mejillones Alluvial	L0673	4	19/24	51.3	$1.01 \pm 0.05$	<0.1	$0.93 \pm 0.06$	$197 \pm 60$	$27.7 \pm 3.3$	$15.6 \pm 2.1$	$23.3 \pm 2.1$	$12.9 \pm 1.6$
	L0674	20	17/24	80.5	$1.01 \pm 0.07$	<0.1	$0.93 \pm 0.07$	$161 \pm 56$	$21.9 \pm 4.3$	$13.9 \pm 2.7$	$20.9 \pm 5.5$	$11.6 \pm 3.2$
Salar del Carmen Colluvial	L0677*	1	6/36	n/a	$1.04 \pm 0.16$	<0.1	$0.93 \pm 0.07$	$75 \pm 38$	$12.4 \pm 9.1$	$6.1 \pm 4.5$	$13.0 \pm 11.9$	$6.4 \pm 5.9$
	L0678*	1	4/36	n/a	$0.90 \pm 0.07$	<0.1	$0.97 \pm 0.06$	$248 \pm 130$	$36.4 \pm 12.0$	$17.6 \pm 5.9$	$67.7 \pm 30.2$	$32.7 \pm 14.9$
	L0680	2.5	11/24	24.8	$0.91 \pm 0.08$	<0.1	$0.88 \pm 0.05$	$241 \pm 62$	$114.8 \pm 9.1$	$64.9 \pm 7.5$	$162.3 \pm 17.9$	$91.7 \pm 12.7$

<sup>a</sup> n is the number of accepted aliquots; N is the number of measured aliquots

<sup>b</sup> OD is the overdispersion

<sup>c</sup> D<sub>0</sub> is the characteristic dose of dose response curve (Wintle and Murray, 2006)

\* D<sub>e</sub> estimations and ages of these samples were obtained through a simple average due to a low number of accepted aliquots

### 3.6.2. K-feldspar

Light exposure test results confirm that the  $IR_{50}$  signal is bleached faster than the  $pIRIR_{225}$  signal in K-feldspar aliquots of the studied sediments (Fig. 3.8). After 2 hours of light exposure, the remaining  $IR_{50}$  signal was below 5% of the natural signal for most samples, diminishing until reach 0.8% (L0670), 1.5% (L0673) and 1.4% (L0674) of the natural signal after 72 hours of light exposure. Sample L0680 shows a slightly different behavior, with residual  $IR_{50}$  signals of 13.8% of the natural signal after 72 hours of light exposure. The  $pIRIR_{225}$  signal shows lower bleaching rate and higher residual signals. The remaining  $pIRIR_{225}$  signals were between 36.7% (L0674) and 66.5% (L0680) of the natural signal after 2 hours of light exposure. However, the  $pIRIR_{225}$  signal decreased below 20% of the natural signal after 20-24 hours of light exposure for all samples and at the end of the experiment (i.e. after 72 hours of light exposure), remaining  $pIRIR_{225}$  signals ranged between 11.4% (L0673) and 5.0% (L0670) of the natural signal. Considering the remaining  $pIRIR_{225}$  signals, residual doses are estimated between 23 and 3 Gy for K-feldspar grains after 72 hours of light exposure based on the  $D_e$  from the respective samples. Equivalent doses of modern analogue samples from the aeolian (sample L0675) and colluvial (sample L0682) deposits were also measured in order to evaluate bleaching in nature and estimate the natural residual doses eventually contributing to age overestimation. A modern analogue sample from the alluvial deposit was not analyzed due to the erosive nature of the alluvial fan surface which it is interpreted as not representative of the original depositional style of the alluvial deposit.  $D_e$  measurement results from modern analogue sediment samples yielded values of  $0.9 \pm 0.2$  Gy ( $IR_{50}$ ) and  $2.1 \pm 0.2$  Gy ( $pIRIR_{225}$ ) for the aeolian deposit and  $2.1 \pm 0.7$  Gy ( $IR_{50}$ ) and  $4.6 \pm 1.4$  Gy ( $pIRIR_{225}$ ) for the colluvial deposit (Table 3.4).

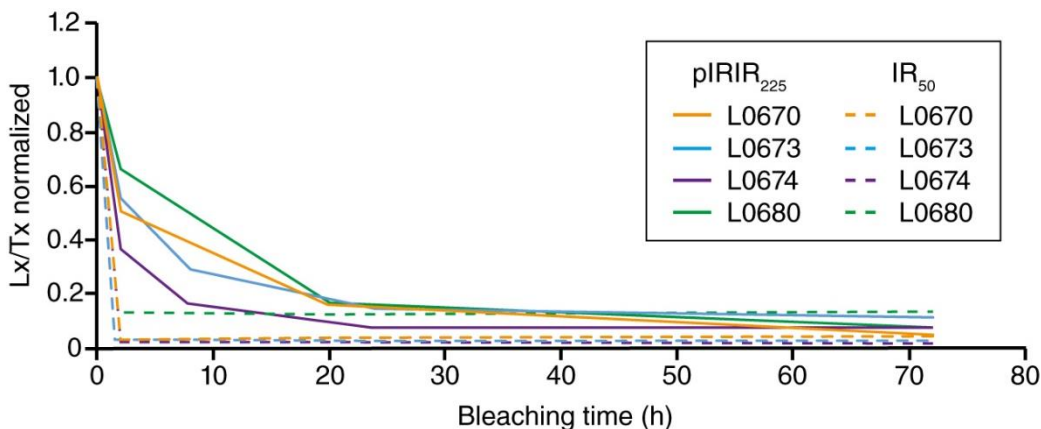
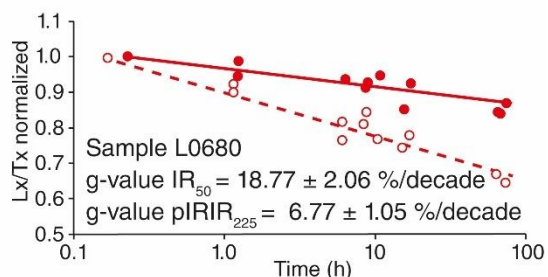
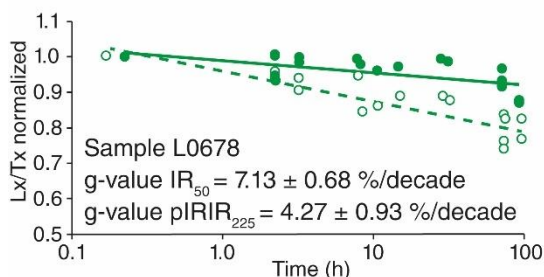
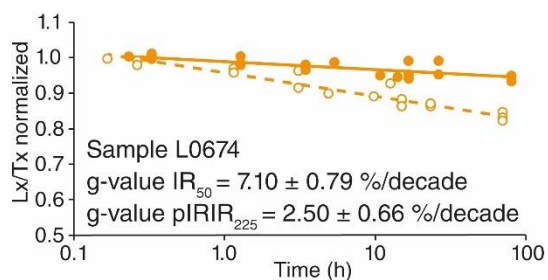
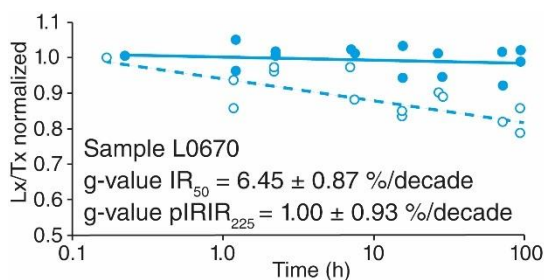


Fig. 3.8. Decay of  $IR_{50}$  and  $pIRIR_{225}$  signals as result of light exposure of K-feldspar aliquots in a solar simulator (bleaching time). Signals are normalized in terms of the initial natural signal.

Fading rates were calculated for the  $IR_{50}$  and  $pIRIR_{225}$  signals, with the purpose of age correction. For all samples,  $g$ -values calculated from the  $IR_{50}$  signal were higher than for the  $pIRIR_{225}$  signal (Fig. 3.9).  $IR_{50}$   $g$ -values ranged between  $6.45 \pm 0.87$  and  $7.13 \pm 0.68$  %/decade. It is noticeable that  $pIRIR_{225}$   $g$ -values oscillated in a relatively wide range between  $0.70 \pm 0.24$  %/decade for sample L0672 and  $6.77 \pm 1.05$  %/decade for sample L0680.



*Fig. 3.9. Variation of the corrected IR<sub>50</sub> (dashed lines and empty circles) and pIRIR<sub>225</sub> (solid lines and full circles) signals (Lx/Tx) for increasing storage times of K-feldspar aliquots and calculated g-values for samples L0670, L0674, L0678 and L0680.*

Dose recovery tests performed with K-feldspar aliquots show calculated-to-given dose ratios within  $1.0 \pm 0.1$  for the IR<sub>50</sub> signal (Table S3.3). Calculated doses from the pIRIR<sub>225</sub> signal overestimated the given doses with calculated-to-given dose ratios of  $1.20 \pm 0.04$  (L0672, n = 3),  $1.25 \pm 0.08$  (L0674, n = 3) and  $1.12 \pm 0.03$  (L0677, n = 3). However, the calculated-to-given dose ratios improved after applying an IR stimulation of 40 s at room temperature for aliquot bleaching prior to the given dose, resulting in ratios complying with the  $1.0 \pm 0.1$  range. These results point that both the IR<sub>50</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signals are suitable to recover equivalent doses from K-feldspar aliquots of the Atacama Desert sediments under laboratory conditions.

In the studied sediments, K-feldspar aliquots showed natural IR<sub>50</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signals with higher intensities than the natural OSL signal of quartz aliquots. As for quartz OSL signals, sample L0677 showed lower intensities for both IR<sub>50</sub> and pIRIR<sub>225</sub> natural signals. Dose response curves for the IR<sub>50</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signals are well described by a single-saturating exponential function (Fig. 3.10), with D<sub>0</sub> values ranging from 17 to 403 Gy for the IR<sub>50</sub> signal and from 173 to 382 Gy for the pIRIR<sub>225</sub> signal. The D<sub>e</sub> values obtained for the IR<sub>50</sub> signal were lower than pIRIR<sub>225</sub> D<sub>e</sub> values (Table 3.4 and Fig. 3.10). For IR<sub>50</sub> D<sub>e</sub> distributions, OD values were close to 20% with only sample L0680 yielding a relatively high OD value of 57.6%. OD values for pIRIR<sub>225</sub> D<sub>e</sub> distributions varied from 10.5% to 23.4%, except for sample L0680 which resulted in an OD of 37.3%. Complete D<sub>e</sub> distributions are displayed in Fig. S3.3.

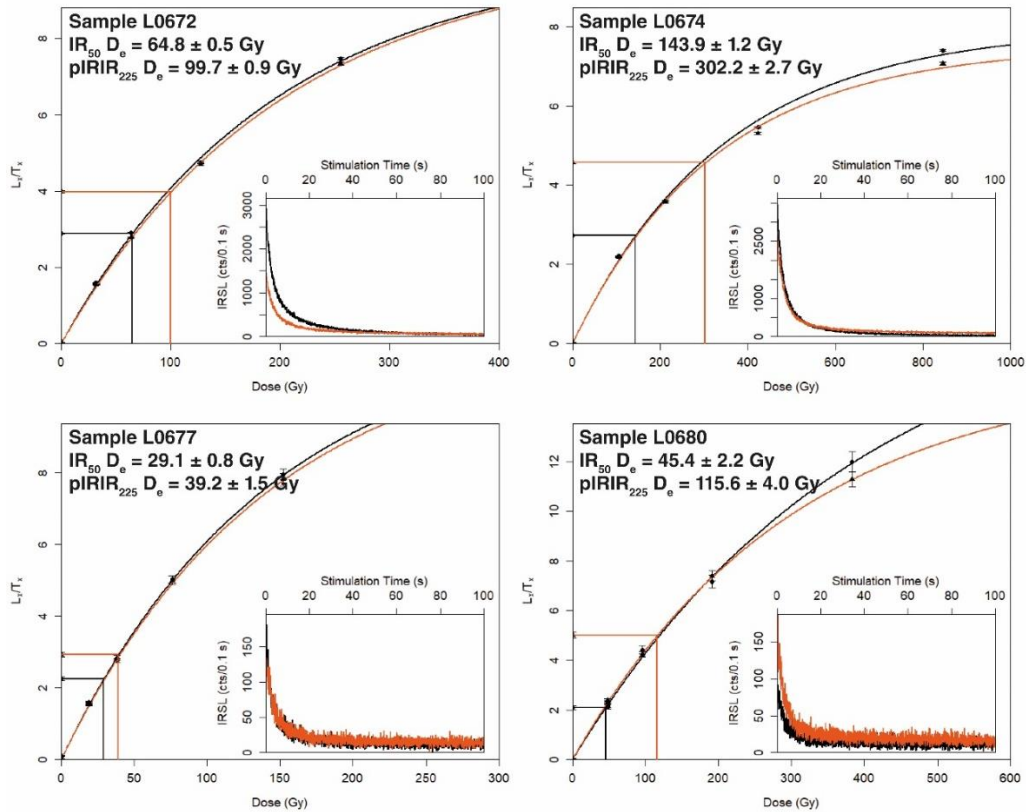


Fig. 3.10. Dose response curves for  $IR_{50}$  and  $pIRIR_{225}$  signals (decay curves in the inset) for a K-feldspar aliquot of samples L0672, L0674, L0677 and L0680. Black lines represent the  $IR_{50}$  signal and dose response curve and orange lines represent the  $pIRIR_{225}$  signal and dose response curve.

Dose rates for the K-feldspar aliquots varied between  $2.46 \pm 0.16$  and  $3.31 \pm 0.25$  Gy/ka (Table 3.2). Fading-corrected ages estimated for the  $IR_{50}$  signal varied between  $18.5 \pm 2.1$  and  $168.3 \pm 57.5$  ka whereas fading-corrected ages estimated for the  $pIRIR_{225}$  signal varied from  $14.7 \pm 1.0$  to  $163.4 \pm 18.4$  ka (Table 3.4). The limitations of the method of calculation used to estimate the fading-corrected age (Kreutzer, 2018) prevented the determination of an  $IR_{50}$  age from sample L0680 as the corrected age exceeded 500 ka.

Table 3.4. Equivalent doses data and  $IR_{50}$  and  $pIRIR_{225}$  ages obtained in K-feldspar aliquots.

Study site and deposit	Sample	Depth (m)	Stimulation temperature (°C)	n/N <sup>a</sup>	OD (%) <sup>b</sup>	D <sub>0</sub> (Gy) <sup>c</sup>	D <sub>e</sub> (Gy)	g-value (%/decade)	Uncorrected age (ka)	Fading-corrected age (ka)
Naguayán Aeolian	L0670	0.35	50	24/24	21.2	174 ± 53	38.9 ± 1.7	6.45 ± 0.87	11.8 ± 1.0	25.8 ± 5.9
			225	24/24	11.0	173 ± 53	65.0 ± 1.5	1.00 ± 0.93	19.7 ± 1.6	21.4 ± 3.2
	L0672	0.95	50	19/24	26.7	205 ± 44	63.8 ± 3.9	6.49 ± 0.75	22.3 ± 2.0	51.4 ± 11.0
			225	23/24	11.6	186 ± 19	104.1 ± 2.5	0.70 ± 0.24	36.5 ± 2.5	38.8 ± 2.8
L0675	Modern analogue	50	5/5	0		0.9 ± 0.2				
		225	5/5	2.8		2.1 ± 0.2				

Mejillones Alluvial	L0673	4	50	13/24	20.9	403 ± 144	113.2 ± 6.7	7.93 ± 0.74	42.8 ± 3.7	156.7 ± 75.0
			225	15/24	10.5	382 ± 153	206.7 ± 5.9	1.18 ± 0.24	78.2 ± 5.5	87.4 ± 6.6
	L0674	20	50	27/32	20.7	336 ± 38	142.4 ± 5.7	7.10 ± 0.79	57.8 ± 4.4	168.3 ± 57.5
225			27/32	20.2	319 ± 34	310.3 ± 12.2	2.50 ± 0.66	126.0 ± 9.6	163.4 ± 18.4	
Salar del Carmen Colluvial	L0677	1	50	14/24	15.7	187 ± 47	25.6 ± 1.1	6.09 ± 0.45	9.2 ± 0.7	18.5 ± 2.1
			225	17/24	11.3	295 ± 175	34.9 ± 1.1	1.75 ± 0.14	12.6 ± 0.9	14.7 ± 1.0
	L0678	1	50	21/24	21.4	177 ± 37	79.0 ± 3.7	7.13 ± 0.68	28.0 ± 2.2	76.7 ± 21.1
			225	20/24	23.4	225 ± 110	125.0 ± 6.7	4.27 ± 0.93	44.3 ± 3.7	71.0 ± 12.8
	L0680	2.5	50	23/24	57.6	343 ± 85	61.1 ± 7.4	18.77 ± 2.06	24.5 ± 3.3	n/a
			225	18/24	37.3	350 ± 70	126.7 ± 11.2	6.77 ± 1.05	50.8 ± 5.5	131.6 ± 74.2
L0682	Modern analogue	50	6/6	67.9		2.1 ± 0.7				
		225	4/6	54.1		4.6 ± 1.4				

<sup>a</sup>  $n$  is the number of accepted aliquots;  $N$  is the number of measured aliquots

<sup>b</sup>  $OD$  is the overdispersion of  $D_e$  distributions

<sup>c</sup>  $D_0$  refers to the characteristic dose of dose response curve (Wintle and Murray, 2006)

### 3.6.3. Quartz and K-feldspar ages comparison

Most quartz OSL ages are significantly younger than both  $IR_{50}$  and  $pIRIR_{225}$  ages for the same samples (Fig. 3.11). The differences between OSL and  $IR_{50}$  ages are significant considering the athermal fading affecting low temperature IRSL signals. Samples from the alluvial deposit show the largest age difference between OSL and  $pIRIR_{225}$  ages. Quartz OSL ages ( $15.4 ± 2.3$  and  $12.2 ± 2.6$  ka) obtained for the alluvial deposits are significantly younger than fading-uncorrected  $IR_{50}$  ages ( $42.8 ± 3.7$  and  $57.8 ± 4.4$  ka) and  $pIRIR_{225}$  ages ( $78.2 ± 5.5$  and  $126.0 ± 9.6$  ka). Samples from the aeolian (L0670 and L0672) and colluvial deposits (L0677, L0678 and L0680) also show an age difference between quartz and K-feldspar aliquots. Quartz OSL ages calculated through the EBG  $D_e$  values were also younger than  $IR_{50}$  and  $pIRIR_{225}$  ages. Unfortunately, high fading rates from sample L0680 impeded to estimate fading-corrected ages for the  $IR_{50}$  signal. Quartz ages from sample L0680 are the only ones exceeding fading-uncorrected  $IR_{50}$  and  $pIRIR_{225}$  ages, though the fading-corrected  $pIRIR_{225}$  age is twice the quartz LBG age.

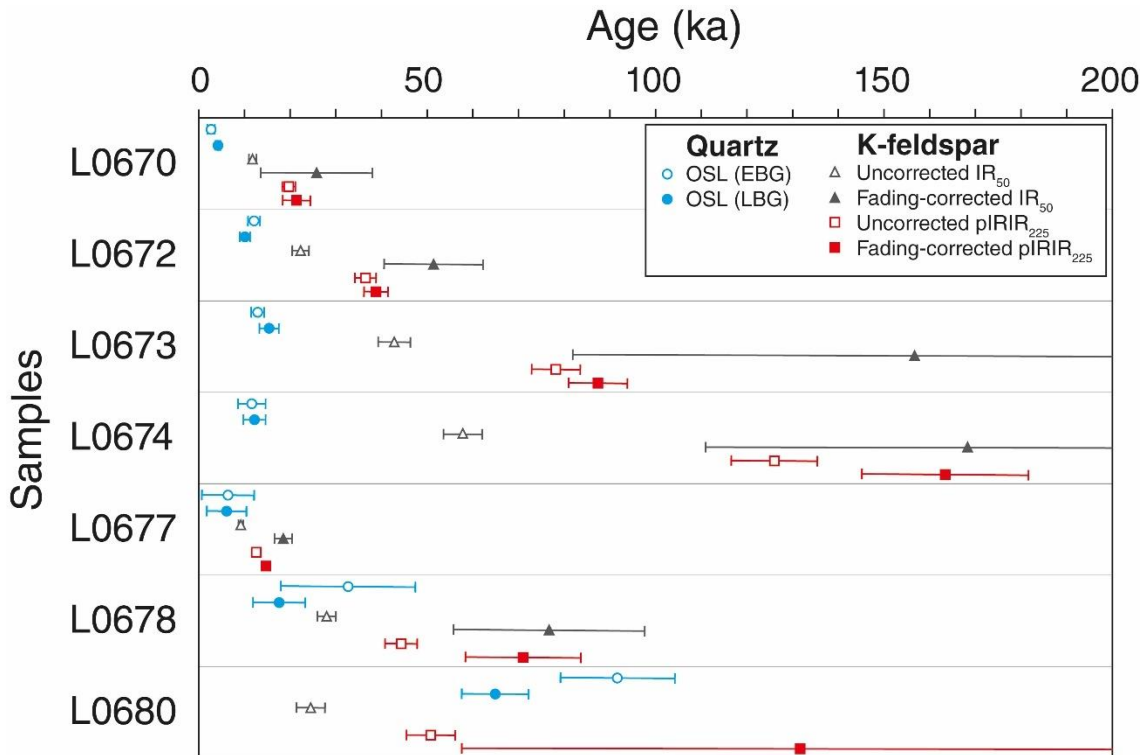


Fig. 3.11. Comparison between quartz OSL ages and K-feldspar IR<sub>50</sub> and pIRIR<sub>225</sub> ages.

### 3.7. Discussion

#### 3.7.1. Limitations of luminescence dating of quartz from Atacama Desert sediments

The calculated photoionisation cross-section values and the deconvolution of LM-OSL curves indicate that OSL signals from most of the studied Atacama Desert sediment samples are dominated by medium or slow OSL components rather than by the fast component. According to the photoionisation cross-section values (Table S3.1), the analysis of individual OSL components for samples L0672 (Table S3.1a) and L0673 (Table S1b) showed that a fast OSL component, as is defined by Jain et al. (2003), is absent in most of the analyzed quartz aliquots. Indeed, photoionisation cross-section values from samples L0672 and L0673 ( $\sim 10^{-18}$  -  $\sim 10^{-19}$  cm<sup>2</sup>) have similar magnitudes to values attributed to the medium ( $5.59 \pm 0.44 \times 10^{-18}$  cm<sup>2</sup>) and slow OSL components ( $2.08 \pm 0.46 \times 10^{-19}$  cm<sup>2</sup>) from Jain et al. (2003). Sample L0680 (Table S3.1c) showed four OSL components with photoionisation cross-sections between  $3.57 \pm 0.91 \times 10^{-17}$  and  $8.14 \pm 1.39 \times 10^{-22}$  cm<sup>2</sup>, comparable to the values attributed

to the fast, medium, slow 2 and slow 4 components (Jain et al., 2003). This suggests the presence of a fast OSL component in the studied quartz grains from sample L0680.

According to trap depth (E) and frequency factor (s) estimations through isothermal decay experiments, Mineli et al. (under review) suggest that quartz from sediments of the Atacama Desert presents a fast OSL component, but with a very low degree of sensitization, hindering its measurement when low doses (<50 Gy) are applied. Trap lifetimes between 125 and 897 ka at 20 °C are calculated from the E and s values estimated for sample L0674 (Mineli et al., under review), depending on the fitting method applied to estimate the trap parameters (Table S3.4). According to these results, the OSL trap can be considered thermally unstable since it is expected that trap lifetime should exceed 10 times the sample age to be considered thermally stable (Aitken, 1998). In comparison, Singarayer and Bailey (2003) estimated a trap lifetime of 310 Ma at 20 °C for the fast OSL component of quartz. Nonetheless, the presence of a fast OSL component is suggested by LM-OSL curves obtained after irradiation with a dose of 200 Gy (Fig. 3.3), at least for sample L0680. Pulse annealing tests confirmed that the LBG and EBG OSL signals from these samples are thermally unstable under a range of preheat temperatures higher than at least 180 °C. Evidence of an unstable fast component was already reported by Fan et al. (2011).

An early contribution of medium OSL component with relatively higher intensity might be hampering the measurement of a low sensitivity fast OSL component. Subtracting a background immediately after the initial integration is a common practice to isolate the fast OSL component and prevent its contamination by slower components (Ballarini et al., 2007; Cunningham and Wallinga, 2010). Despite Singarayer and Bailey (2003) obtained trap lifetimes over 100 Ma at 20 °C for the medium OSL component, other authors reported that the medium component significantly underestimate the  $D_e$  when compared to  $D_e$  obtained from the fast OSL component (Li and Li, 2006; Pawley et al., 2010). This suggests that thermal stability of the medium OSL component can vary among quartz samples. Since an early integration time for background calculation allows to reduce the influence of slower components on the fast OSL signal, therefore it would be expected to obtain  $D_e$  values suggesting a reliable sediment burial time (Li and Li, 2006). However, the LBG and the EBG approaches showed similar  $D_e$  values for the studied quartz aliquots, pointing out that medium

or slow OSL components effectively dominate the initial OSL emission (0-1 s) even when an early background approach is applied. The quartz OSL ages estimated using the LBG and EBG approaches are younger than the IR<sub>50</sub> K-feldspar ages, indicating an underestimation of D<sub>e</sub> measured in quartz. These results, in combination with the pulse-annealing results, suggest that the OSL signals (initial 0.4 or 0.8s) used for equivalent dose estimation in the studied quartz aliquots are dominated by thermally unstable medium and slow OSL components.

The D<sub>0</sub> values reported here for the quartz OSL signal are relatively high compared to the characteristic doses usually reported for the fast OSL component of quartz, which are commonly around 100 Gy (Wintle and Adamiec, 2017). Quartz aliquots from some of the studied samples showed D<sub>0</sub> values reaching up to ~240 Gy, which would allow to estimate D<sub>e</sub> values of up to approximately 400 Gy (~2D<sub>0</sub>). High D<sub>0</sub> values (>200 Gy) have been previously described for coarse-grained (~200 µm) quartz (Yoshida et al., 2000; Arnold et al., 2016). Nonetheless, D<sub>0</sub> values between ~258-250 Gy have been defined for the medium and slow OSL components (Singarayer and Bailey, 2003), reinforcing the hypothesis that the initial OSL signal (i.e. first 1 s) of the studied samples is dominated by medium and slow OSL components.

Significant changes in the OSL sensitivity of the studied quartz aliquots were observed during the SAR cycles for D<sub>e</sub> estimation, with OSL sensitivity varying up to 4 times in relation to the sensitivity measured in the first SAR cycle. In most aliquots, sensitivity increased with subsequent SAR cycles, confirming the increase of luminescence sensitivity with the repetition of irradiation-heating-bleaching cycles (Wintle and Murray, 1999; Pietsch et al., 2008; Fitzsimmons et al., 2010). Previous works demonstrate that sediment reworking (erosion-burial cycles) in Earth surface systems like rivers increase the luminescence sensitivity of quartz (Pietsch et al., 2008; Sawakuchi et al., 2018), with a higher sensitization of the fast OSL component in relation to the medium and slow components (Sawakuchi et al., 2011). Thus, the sensitization of the fast OSL component due to sediment transport improve the capacity of quartz grains as radiation dosimeters to determine sediment burial ages. The studied sediments in the Atacama Desert have a short sedimentary history due to the proximity (few kilometers) of their primary source rocks (Paleozoic metamorphic rocks and Mesozoic granodiorites) as indicated by clast composition of alluvial and colluvial deposits as well as by fault activity promoting surface uplift and faster sediment erosion. This geological context would explain

the low sensitivity of the fast OSL component in studied quartz and consequent difficulties to determine reliable  $D_e$  values.

Due to the low OSL sensitivity of quartz from the studied sediment samples, especially the quartz from the colluvial deposit, multiple grain aliquots with high number of grains (~400 grains) were used for  $D_e$  estimation. This should homogenize the luminescence characteristics of each aliquot, therefore favoring  $D_e$  distributions with lower overdispersion (OD <30%) (Duller, 2008). However, most studied samples show quartz  $D_e$  distributions with high overdispersion (up to 80.5%, Table 3.3), pointing that even large aliquots are not suitable to reduce the variability of equivalent doses among quartz aliquots of the same sediment sample.  $D_e$  distributions with high OD could also be the result of mixing poorly bleached grains with different residual signals or post-depositional mixing of grains from different sediment layers (Kenworthy et al., 2014). The incomplete bleaching effect can be intensified in quartz with a fast OSL component showing low sensitivity due to the differential bleaching rates of medium and slow OSL components relative to the fast component (Singarayer and Bailey, 2004). However, the studied sedimentary system would provide adequate conditions for bleaching before deposition as indicated by the relatively low residual doses associated to the pIRIR<sub>225</sub> signal of K-feldspar aliquots. Additionally,  $D_e$  distributions of K-feldspar aliquots have low overdispersion (Table 3.4) compared to quartz  $D_e$  distributions (Table 3.3), excluding incomplete bleaching and post-depositional mixing of grains as major controls of the high OD in quartz  $D_e$  distributions. Therefore, the low sensitivity of the fast OSL component and its sensitivity changes during SAR cycles could explain the high OD in quartz  $D_e$  distributions.

Variation of water content through time, radionuclides mobility through the sediment profile and dose rate heterogeneities could eventually contribute to the subtle inversion of quartz OSL ages observed in the alluvial deposit of Mejillones. The variation in pore water content can lead to changes in the dose rate through time, promoting age underestimation or overestimation, respectively, if the water content decrease or increase through time. The studied sediments have water contents of less than 5% (relative to dry sample weight), which is considered a relatively high value for the climatic context of the study location due to the high rates of evaporation (>2000 mm/a) in the Atacama Desert (Houston, 2006). Therefore, the variation of water content through time is considered negligible and unsuitable to promote

the age inversion observed in the alluvial deposit profile. In order to detect any radioactive disequilibrium indicative of radionuclides mobility due to weathering, the activities of  $^{238}\text{U}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  and  $^{214}\text{Pb}$  of all samples were compared. Both  $^{238}\text{U}/^{214}\text{Pb}$  and  $^{238}\text{U}/^{226}\text{Ra}$  ratios were within or close to unity, indicating a radioactive equilibrium (Fig. S3.4) and absence of significant leaching or uptake of radionuclides in the studied sediment layers. The concentrations of U, Th and K show a narrow range of variation in the studied profiles (Table 3.2), suggesting that sediments are relatively homogenous regarding composition and that dose rate heterogeneities are not responsible for the inversion of quartz OSL ages in the alluvial deposit.

### 3.7.2. Reliability of K-feldspar $\text{IR}_{50}$ and $\text{pIRIR}_{225}$ dating

A main drawback of using  $\text{pIRIR}$  dating protocols is the presence of harder-to-bleach signals when measuring luminescence emissions at high temperatures (Buylaert et al., 2011; Kars et al., 2014). Sedimentary environments dominated by episodic deposition such as colluvial and alluvial deposits may be challenging for luminescence dating because of the conditions needed to complete signal resetting by sunlight exposure (Preusser et al., 2006). In those sedimentary settings, quartz usually presents an advantage over feldspar due to its fast signal resetting when exposed to sunlight (Murray and Wintle, 2000). Hartley et al. (2005) suggested that climate is the major force behind the sedimentation activity of alluvial fans found in the coastal areas of the Atacama Desert, concluding that alluvial fans localized in the western side of the Coastal Cordillera must have recorded more episodes of sediment reworking and deposition than fans located at its eastern border. The typical depositional characteristics of alluvial fan systems, i.e. high discharge events and deposition of centimetric-to-metric beds of sediment in a short period of time and/or transported for short distances, determine that sediment grains transported in the uppermost layers will have better chances of fully bleaching than grains transported in lower layers (Robinson et al., 2005). Hence, since samples from the studied alluvial deposit were collected from layers interpreted as aeolian-reworked sediments, they are expected to be complete bleached samples. On the other hand, depositional processes of colluvial deposits such as high-density gravity flows combined with a relatively small transport distance may hamper a completely bleaching of underlying layers (Fuchs and Lang, 2009) which could be the reason for the relatively higher OD of sample

L0680. Therefore, a key aspect in luminescence dating, especially when working with this kind of sediments in the Atacama Desert, must be an optimal selection of the sampling level regarding its complete bleaching potential within a sedimentary deposit.

Dose recovery test carried out on K-feldspar exposed to a solar simulator lamp for 24 hours resulted in an overestimation of the given doses. Calculated-to-given dose ratios higher than unity obtained from the pIRIR signals can be attributed to residual signals due to incomplete bleaching under the solar simulator lamp. Nonetheless, when the dose recovery tests used K-feldspar aliquots infrared stimulated at room temperature, the results improved with calculated-to-given dose ratios within 10% of unity. Buylaert et al. (2012), after comparing pIRIR ages and ages obtained using independent methods, concluded that a dose recovery ratio outside of the  $1.00 \pm 0.10$  range does not necessarily mean that the sample will produce an inaccurate  $D_e$  measure. Furthermore, bleaching test results suggest residual signals of less than 10% for the IR<sub>50</sub> and up to 20% for pIRIR<sub>225</sub> signals after ~24 hours of light exposure (Fig. 3.8) which may explain the overestimated calculated-to-given dose ratios (Table S3.3). Considering that IR<sub>50</sub> signals are bleached faster than pIRIR<sub>225</sub> signals, fading corrected IR<sub>50</sub> ages should be younger than fading corrected pIRIR<sub>225</sub> ages, assuming reliable fading correction and the presence of higher residual pIRIR<sub>225</sub> signals. Most samples yielded ratios between fading corrected IR<sub>50</sub> and pIRIR<sub>225</sub> ages between 1.00 and 1.35; sample L0673 is an exception with an IR<sub>50</sub>/pIRIR<sub>225</sub> age ratio of 1.79. An IR<sub>50</sub>/pIRIR<sub>225</sub> age ratio over unity may also indicate an overestimation of the IR<sub>50</sub> fading rate. A fading rate overestimation is supported by the fact that pIRIR<sub>225</sub> fading rates are in the range of previously published values while the IR<sub>50</sub> fading rates are higher (Thomsen et al., 2008), especially for sample L0680 (Table 3.4). Furthermore, low overdispersion (<30%) of  $D_e$  distributions for K-feldspar aliquots (Table 3.4) and low residual doses detected in modern surface sediments suggest well bleaching of the pIRIR<sub>225</sub> signal in the studied setting. Only sample L0680 showed a  $D_e$  distribution with higher overdispersion, which could result from grains with variable bleaching degree (Table 3.4), post-depositional mixing of grains or dose rate heterogeneities (Neudorf et al., 2012). However, it is difficult to attribute this high OD to a specific cause. Therefore, it can be considered that both IR<sub>50</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signals from the studied samples (except sample L0680) were well bleached before deposition. Despite these observations, it is advised to

consider the effect of residual doses when dating sediments from the Atacama Desert presenting lower natural doses (<20 Gy).

The athermal loss of luminescence signal with time or fading of the IRSL signal of feldspar is the consequence of quantum mechanical tunneling of electrons directly from the ground state to nearby recombination centers (e.g. Thomsen et al., 2008). Though pIRIR dating protocols were designed to circumvent fading effects on  $D_e$  determination by exciting electrons into higher energy states that can access distant holes yielding a more stable signal (Jain and Ankjaergaard, 2011), pIRIR<sub>225</sub> signal instability cannot be discarded. While g-values for IR<sub>50</sub> signals are similar among samples from the three studied sedimentary environments, pIRIR<sub>225</sub> g-values vary among samples from colluvial, alluvial and aeolian deposits (Table 3.4). It is interesting to mention the low g-values obtained from samples L0670, L0672 and L0673. These samples show a pIRIR<sub>225</sub> fading rate similar to higher temperature (>270 °C) pIRIR signals, which usually have lower g-values (<1.5 %/decade), interpreted as an evidence of pIRIR signal stability (Thiel et al., 2011; Buylaert et al., 2012). On the contrary, colluvial samples L0678 and L0680 yielded a pIRIR<sub>225</sub> g-value of  $4.27 \pm 0.93$  and  $6.77 \pm 1.05$  %/decade which are closer to IR<sub>50</sub> g-values from literature (Huntley and Lamothe, 2001). Extremely high IR<sub>50</sub> fading rates from sample L0680 ( $18.77 \pm 2.06$  %/decade) could be related to the chemical composition, specifically to calcium content (Valla et al., 2016), suggesting a contamination with calcium plagioclase. However, mineral chemistry data are necessary to evaluate the contamination of K-feldspar aliquots by plagioclase.

The dating results from the alluvial package in the Mejillones Fault agree with the chronology presented by Victor et al. (2011). In that work, Victor et al. (2011) applied U series to date in situ mollusk shells collected from the underlying shallow marine sediments, obtaining ages of  $124.0 \pm 3.4$  and  $161.9 \pm 1.9$  ka. By contrast, radiocarbon ages on mollusk shells reported by González-Alfaro et al. (2018) from the same underlying marine sediments range between 34 and >47 ka, being substantially younger than the pIRIR<sub>225</sub> ages obtained in this study for the overlying alluvial sediments. Differences between luminescence and <sup>14</sup>C ages are extensively documented and discussed in the literature (Briant and Bateman, 2009; Pigati et al., 2007; Lai et al. 2014; Long and Shen, 2015; Song et al., 2015) and can be attributed to several factors. In previous works, underestimation of <sup>14</sup>C ages are attributed to incorporation

of low levels of modern radiocarbon while luminescence age overestimation is the most common problem (Briant and Bateman, 2009). The overestimation of luminescence ages can be produced through  $D_e$  overestimation due to incompletely bleached grains or dose rate underestimation due to leaching of radionuclides during weathering. In the studied sediments,  $D_e$  overestimation can be rejected according to the low residual doses suggested by the bleaching test results and the  $IR_{50}$  and  $pIRIR_{225}$   $D_e$  values from the modern analogues. Dose rate underestimation due to leaching of radionuclides after sediment deposition is unsuitable under the hyper-arid climatic conditions of the studied region, where the depth and storage of infiltrated rainwater is limited (Jordan et al., 2015; Scott et al., 2017). González-Alfaro et al. (2018) used X-ray diffraction analysis to discard any possible carbonate recrystallization affecting their radiocarbon ages. However, some carbonate precipitates may produce the same polymorph as the original shell carbonate (Busschers et al., 2014).

### 3.7.3. Implications for Quaternary sedimentation and fault activity in the Coastal Cordillera

As the luminescence analysis results showed K-feldspar capable of yielding reliable ages without evidence of  $D_e$  overestimation, fading-corrected  $pIRIR_{225}$  ages are compared with previously published independent ages and then discussed in terms of sedimentation patterns and fault activity in the study sites.

According to the fading-corrected  $pIRIR_{225}$  ages from samples L0673 and L0674, the alluvial package in the hanging wall of the Mejillones Fault was deposited between  $87.4 \pm 6.6$  and  $163.4 \pm 18.4$  ka. This age range indicates an accumulation of ~20 m of sediment over ~76 ka, which results in a long-term accumulation rate of ~0.26 m/ka, in the same range of slip rates ( $0.46 \pm 0.41$  m/ka) determined for the Mejillones Fault using cosmogenic nuclides ages (Cortés et al., 2012). This indicates an equilibrium between the generation of accommodation space opened by fault activity and sediment accumulation in the hundred thousand years timespan. The fading-corrected  $pIRIR_{225}$  ages obtained for sediments from the trenches in the Naguayán Fault and the Salar del Carmen Fault suggest Late Quaternary fault activity. The dated sediment layers are affected by small faults (Fig. 3.2b, 3.2c) indicating a maximum age for fault development and confirming continued fault activity in the Coastal Cordillera during

the Late Quaternary. In the case of the Naguayán fault, the obtained pIRIR<sub>225</sub> ages show that fault activity is younger than  $21.4 \pm 3.2$  ka while in the Salar del Carmen Fault, the pIRIR<sub>225</sub> ages indicate fault activity younger than  $14.7 \pm 1.0$  ka. So far, the youngest evidence of past activity of the Salar del Carmen Fault was an age of  $424 \pm 151$  ka obtained using cosmogenic <sup>21</sup>Ne on quartz from an alluvial surface displaced by fault reactivation (González et al., 2006). As the pIRIR<sub>225</sub> dating method has been proved useful in yielding reliable sediment burial ages, future studies will be focused on increasing the number of luminescence ages from fault-related sediments in the Atacama Desert to obtain a detailed paleoseismological characterization of upper plate faults.

### 3.8. Conclusions

The comparison between quartz and K-feldspar ages from seven sediment samples collected in three sites of the Atacama Desert shows unreliable  $D_e$  values from quartz due to: (i) low OSL sensitivity impeding signal detection in most aliquots; (ii) lack of a dominant stable fast OSL component; (iii) differential signal stability leading to  $D_e$  underestimation; (iv) equivalent dose distributions with large overdispersion not related with incomplete bleaching; and (v) increased feldspar concentration requiring improved laboratory procedures to isolate pure quartz grains. The isolation of a stable fast OSL component by means of an early background subtraction seems to have little effect for determination of reliable  $D_e$  as the ages from both LBG and EBG methods were similar. The mentioned OSL characteristics imply defective  $D_e$  values, pointing that most quartz from the Atacama Desert sediments is unsuitable to determine reliable sediment burial ages.

On the other hand, IR<sub>50</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signals of K-feldspar aliquots show luminescence characteristics adequate to estimate reliable  $D_e$  values (i.e. bright natural signals, recycling ratio within  $1.0 \pm 0.1$ , recuperation <5%, low residual signals in modern sediments, calculated-to-given dose ratio within  $1.0 \pm 0.1$ ). Despite significant fading rates observed for both signals, the equivalent doses calculated for the IR<sub>50</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signal yield reliable sediment burial ages. In summary, K-feldspar ages are considered more reliable than quartz OSL ages to constrain sediment deposition in the Atacama Desert. Finally, fading-corrected pIRIR<sub>225</sub> ages indicate that the alluvial deposit associated to the Mejillones Fault is limited to a time interval

between 90 and 160 ka ago while the sedimentary deposits associated to the Naguayán and Salar del Carmen Faults suggest that both faults had younger activity (<20 ka ago).

### **Acknowledgements**

This research was supported by funding provided by CONICYT (Chile) through the PhD Scholarship 21160616, the FONDECYT grant 1140846 and the FONDAP grant 15110017. We would like to thank Luciana Nogueira, Thays Mineli and Fabiano Pupim for their assistance during sample preparation and luminescence measurements. Additionally, thanks are given to Camilo Rojas, Georgette Mell and Luis Astudillo for their assistance during the field campaigns. AOS is supported by Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq grant 304727/2017-2). We are also grateful to the two anonymous reviewers for their detailed comments and suggestions that greatly improved the manuscript.

## **CAPÍTULO IV: DETERMINACION DE LA EDAD DE ESCARPES DE FALLAS DEL SFA EN LAS INMEDIACIONES DE ANTOFAGASTA Y PENINSULA DE MEJILLONES**

### **4.1. Introducción**

La actividad de fallas localizadas en la placa superior supone un proceso de gran relevancia en la evolución del relieve de la Cordillera de la Costa frente a la Península de Mejillones. Esto es debido a los abruptos cambios topográficos que produce y la presencia de escarpes de falla preservados en depósitos aluviales cuaternarios. Investigaciones previamente realizadas en la SFA con el objetivo de obtener edades de formación de escarpes han estado centradas en las fallas Mejillones y Salar del Carmen. En la primera, Cortés et al. (2012) obtuvo edades holocénicas aplicando OSL en cuarzo en cuñas coluviales y núcleos cosmogénicos en superficies separadas por la traza de la falla que resultaron en tasas de actividad de  $\sim 0.4$  m/ka para los últimos 40 ka. Por otro lado, Vargas et al. (2011) usó series de uranio en cristales de yeso formados en el interior de la Falla Mejillones, obteniendo tasas de deslizamiento máximas de 0.4-0.5 m/ka desde el Pleistoceno. En ese mismo trabajo, se da cuenta de al menos tres eventos ocurridos en los últimos 30 ka. En la Falla Salar del Carmen, González y Carrizo (2003) estimaron edades en base a modelos de difusión del escarpe, resultando en edades de 4 a 400 ka. En esta misma falla, González et al. (2006) obtuvo una edad de  $424 \pm 151$  ka en superficies aluviales cortadas por la falla, interpretada como la edad máxima de la última actividad de la falla.

Como fue mencionado en el capítulo 3, el uso de señales post-IR IRSL medidas a 225 °C en feldespato potásico minimiza la presencia de posibles cargas residuales mientras que los valores de fading se mantienen suficientemente bajos como para obtener márgenes de error cerca de un 10% del valor de la edad corregida. En el presente capítulo, se presentan los resultados obtenidos al usar dichas señales en granos de feldespato potásico aplicados al estudio de la paleosismología de las Falla Naguayán.

El objetivo principal en este capítulo es completar el estudio paleosismológico de la Falla Naguayán. En particular, se pretende determinar la tasa de deslizamiento de la falla, número de eventos y estimación de magnitudes para los eventos descritos. El estudio paleosismológico

fue iniciado por Villalobos (2014) quien describió en detalle la ocurrencia de escarpes en depósitos aluviales de presumible edad Cuaternaria. Luego, los estudios fueron continuados por Astudillo (2016), quien describió un grupo de trincheras excavadas en la traza de la Falla Naguayán en el marco del Proyecto FONDECYT 1140846.

Para completar la historia paleosismológica de la Falla Naguayán se seleccionaron dos áreas de estudio en función de sus propiedades sedimentológicas y geomorfológicas donde se ubican las trincheras excavadas en el marco del proyecto arriba mencionado. Las superficies a ambos lados de la traza de la falla fueron estudiadas mediante modelos digitales del terreno de alta resolución realizados mediante vehículos aéreos no tripulados y software de reconstrucción digital 3D. Utilizando un GPS diferencial, fueron realizados perfiles topográficos perpendiculares al escarpe de la falla para estimar el desplazamiento entre las superficies de los bloques. El análisis paleosismológico realizado por Astudillo (2016), fue posteriormente complementado mediante el estudio detallado y muestreo de los sedimentos expuestos en las paredes de las trincheras.

En el presente capítulo se presenta un manuscrito en preparación en el que se muestran los resultados del análisis dataciones mediante post-IR IRSL en feldespatos en muestras extraídas de trincheras excavadas en la Falla Naguayán y la interpretación paleosismológica extraída de dicha geocronología en términos de tasas de deslizamiento, recurrencia y magnitudes potenciales de la falla. Los resultados de los perfiles topográficos perpendiculares a la falla muestran un desplazamiento medio entre las superficies aluviales del bloque alzado y del bloque hundido de 2.8 m. Las paredes de las trincheras permitieron describir hasta 3 eventos paleosísmicos con deslizamientos cosísmicos de ~2 m. A partir de los valores geomorfológicos se pudieron obtener magnitudes de paleosismos de  $M_w$  6.8 a  $M_w$  7.2. Los resultados de datación por luminiscencia sugieren tasas de deslizamiento bajas de ~0.06 m/ka. Adicionalmente, se actualizan los datos geocronológicos para la Falla Salar del Carmen usando señales pIRIR<sub>225</sub>. Las nuevas edades muestran actividad en la falla hasta hace ~15 ka.

## 4.2. Updating the Quaternary activity of the Atacama Fault System, northern Chile by using infrared luminescence in feldspars: the study case of Naguayán Fault

### Abstract

This contribution is aimed to constrain the age of fault scarp formation along the Naguayán Fault. This fault is one of the main branches of the Atacama Fault System (AFS) in the northern Chile forearc. Quaternary fault activity along the AFS is expressed by conspicuous fault scarp well preserved in alluvial fan surfaces. Our study reports the results of post-infrared infrared stimulated luminescence (post-IR IRSL) dating procedure applied to sediment extracted from previously excavated paleoseismological trenches. Samples were collected in two different sedimentary environments: Site A represents colluvial and wash-slope deposits generated by fault scarp degradation, while Site B corresponds to an outcrop-scale pull-apart basin created by fault activity and filled with aeolian and alluvial sediments. Experiments performed using post-IR IRSL signals measured at 225 °C (pIRIR<sub>225</sub>) confirmed the suitability of the protocol to obtain reliable ages. Stratigraphic relationships exposed in trench walls together with fading-corrected pIRIR<sub>225</sub> ages from  $0.3 \pm 0.3$  to  $52.5 \pm 3.3$  ka provide robust evidences that the scarp along the Naguayán Fault formed during at least three earthquakes events occurred throughout the Pleistocene-Holocene.

**Keywords:** Paleoseismology, Upper plate fault, Chilean subduction, Atacama Fault System, Luminescence dating, Seismic hazard

### 4.3. Introduction

For more than 1300 km in a NS sense, a basin and range topography dominates the first order morphology of the Coastal Cordillera in northern Chile. Several authors have shown that this structural controlled topography resulted from the reactivation during the Cenozoic of the Atacama Fault System (AFS) in an extensional regime (Arabasz, 1971; Armijo and Thiele, 1990, Scheuber and Andriessen, 1990, Scheuber and Hammerschmidt, 1995; Delouis et al., 1998 and Allmendinger and González, 2011). Numerous and diverse evidences of Quaternary fault activity have been reported over the last years by the extensive use of high-resolution satellite images (Carrizo et al., 2007; Allmendinger et al, 2011; González et al., 2003, 2006;

Cortés et al., 2012). The clearest evidence of the latest fault activity along some branches of the AFS came from the occurrence of fault scarps in Quaternary alluvial fans (Arabasz, 1971; Armijo and Thiele, 1991; Delouis et al., 1996; González et al., 2003). The morphology and age of these still enigmatic scarps is poorly described and temporally unconstrained with numerical ages. González et al. (2006), described a conspicuous fault scarp preserved in Quaternary alluvial fan along the main branches of the AFS close to Antofagasta city (~24°S). The main conclusion of this work is that the in average 5 m in high fault scarp was generated by normal faulting of alluvial surfaces. Exposure ages based on Ne<sup>21</sup> indicate that the faulted alluvial fan surfaces became inactive close 400 ka before present (González et al., 2006). It is not clear if the inactivation was produced by the latest activity of the AFS or it was controlled by local base variation. Beside this unanswered aspect, the Ne<sup>21</sup> exposure poses a lower temporal limit for the fault scarp formation. Vargas et al. (2011) reported U-Th disequilibrium ages in gypsum veins intruded along the main fault plane, which forms the fault scarp studied by González et al. (2005). The age obtained by Vargas et al. (2011) indicates that the gypsum veins were intruded during the Holocene. This age is an upper temporal limit for formation of this fault scarp. Other precise age constrain are not available and other tectonic branches forming fault scarp along the AFS are still not studied.

In this contribution, we described the surface rupture of the Naguayán Fault, which is a main branch of the AFS disposes along the Coastal Cordillera north of Antofagasta. This fault generates a ~3 m in high fault scarp in alluvial fan surfaces, which form the uppermost part of a continental graben infill of structural controlled basins of the Coastal Cordillera. The near surface rupture along the Naguayán Fault can be followed for more than 30 km in the western border of the Coastal Cordillera. Nine trenches across the fault trace were excavated to understand the paleoseismology of this fault. Eleven samples from the trench walls were collected to constrain the ages of faulted alluvial-colluvial sediments applying feldspar luminescence dating. The aim of this study is to provide a better age constrain of the AFS during the Quaternary and to unravel the paleoseismological significance upper plate faults in the northern Chile forearc. This work contributes to improve the seismic hazard assessment in subduction zones.

#### 4.4. Morphology of the Coastal Cordillera and regional expression of the AFS

For over 1000 km, the Coastal Cordillera represents a prominent geological feature of northern Chile. It runs parallel to the Perú-Chile trench with a wide between 25 to 45 km and heights of 1-2 km above sea level (asl). The western border of the Coastal Cordillera is prominent coastal cliff (Arabasz, 1971). At its eastern limit, the Coastal Cordillera transitions into the Central Depression, a low relief basin situated at ~1000 m asl and filled with Miocene-Pleistocene alluvial, fluvial and lacustrine deposits. The topography of the Coastal Cordillera is marked by a conspicuous basin and range relief (Fig. 4.1) related to normal faulting accommodated by main structures of the AFS during the Cenozoic (Delouis et al., 1998, Allmendinger and González, 2011). Beside this currently dominant structural controlled morphological expression, the large-scale geometry of the AFS generated during the Late Jurassic-Early Cretaceous as trench-linked strike-slip fault (Scheuber and Andriesen, 1990).

The Cenozoic normal faulting along the AFS has produced mountain fronts of up to 300 m (González et al., 2003; Cortés et al., 2015) with maximum accumulated displacements between basin floor and range top of ~1700 m (Fig. 4.1). In the Mejillones Peninsula the most prominent normal faults are the Caleta Herradura and Mejillones faults. In the Coastal Cordillera, the most conspicuous normal faults are the Naguayán, Mititus, Ordoñez, and Salar del Carmen faults. The more recent activity along some of these faults is marked by fault-scarp preserved in Quaternary alluvial fan surfaces disposed at the piedmont of mountain fronts. These fault scarps attest for fault reactivation occurred during the Quaternary. Other faults, like Ordoñez Fault, remain without surface expression of Quaternary fault reactivation (Fig. 4.1)

Topographic benches produced by reverse faulting in the middle part of cumulative mountain fronts of the AFS have been reported by Allmendinger and González (2010). This reverse activity displaces volcanic ash dated in 3.5 and 5 Ma (González et al., 2003). This field observation implies that E-W extension periods have been alternated with E-W compression periods. Based on Quaternary stream offsets, Armijo and Thiele (1990) also described left-lateral strike-slip displacement of up to 100 m for structures in the AFS affecting Quaternary alluvial deposits, however Delouis et al. (1998) limit the offset to 20 m. The local left-lateral

displacement along the AFS is thought to be the consequence of N-S variation of E-W shortening in the subandean region of the Andes (Armijo and Thiele, 1990). In contrast Delouis et al. (1998) suggest that this local left lateral displacement is related to E-W extension.

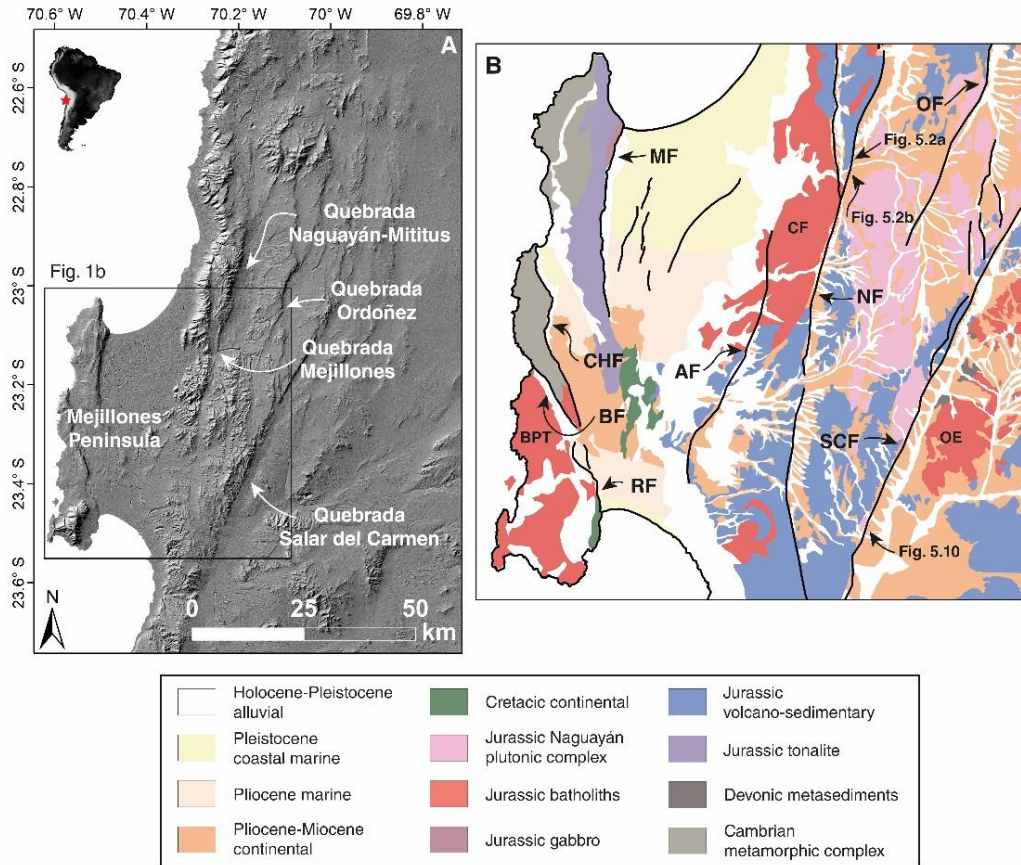


Fig. 4.1. Hillshade (A) and geological (B) maps of the Atacama Fault System (AFS) in the Mejillones Peninsula (~23 °S) area showing the location of the main alluvial basins which are defined by the presence of major structural branches of the AFS. Downthrown blocks are represented by small tick marks along fault traces. MF: Mejillones Fault, CHF: Caleta Herradura Fault, BF: Bandurria Fault, RF: Rinconada Fault, AF: Aeropuerto Fault, NF: Naguayán Fault, OF: Ordoñez Fault, SCF: Salar del Carmen Fault, BPT: Bolfin-Punta Tetas Metadiorites, CF: Cerro Fortuna Dioritoid, OE: Oficina Ercilla Dioritic Batholith, LN: La Negra formation. The geological map is based on Cortés et al., 2007.

#### 4.4.1. The Naguayán Fault and its related fault-scarp

The Naguayán Fault is located in the western border of the Coastal Cordillera forming an up to 600 m in high sharp mountain front separating an uplifted block of Mesozoic igneous rocks in the west from a sedimentary and structural controlled basin in the east. The

sedimentary basin is filled with nearly 200 m of continental sediments integrated by Miocene-Pliocene poor consolidated and unconsolidated alluvial gravels. Pleistocene to Holocene alluvial fans overly partially the Miocene-Pliocene gravels, particularly at the mouth of active valleys crossing the mountain front (Fig. 4.1). The striking N10E mountain front can be traced as a continuous morphological feature for ~40 km along its strike. Natural exposure and trench exposure of the fault plane show that this fault dips  $67^{\circ}$  to  $80^{\circ}$  to east.

In the piedmont of this mountain front several subparallel fault scarps can be traced in the alluvial surfaces. Some of these fault related scarps are continuous for up to 6 km whereas others are shorter than 1 km. These scarps can be easily mapped in the high-resolution satellite images (Fig. 4.2). By using these images, we identified two important features: i) the fault-scarps have a clear-cut relationship with alluvial surfaces of different ages and ii) fault scarps exhibit slope to the east and to the west. In fact, older preserved alluvial surfaces are affected by the fault-scarp formation process, whereas younger alluvial surfaces and active alluvial channels are not affected by fault scarps. It indicates that faults scarps have been partially eroded by run-off processes since their formation. The fault-scarps with west facing slope are more discontinuous along strike and they have a more irregular distribution in the piedmont than the east facing fault scarps. Because of this reason we assume that both scarps formed in different time, being east facing scarps younger. For this reason, we concentrate our effort to elucidate the scarp formation processes in the east facing fault-scarp.

The east facing fault-scarp is exposed as a continued feature by 5 km, only interrupted at the intersection with the Quebrada Naguayán-Mititus and Quebrada Mejillones. Farther to the south of the Quebrada Naguayán-Mititus the east facing scarp is poorly preserved for 1.5 km. We concentrate our study in the fault-scarp exposed to the north of Naguayán Valley, focusing on two sites (Fig. 4.1b, 4.2). A first site (site A, Fig. 4.2a) is located at the foot of the mountain front of the Naguayán Fault, where there is a steep fault-scarp of ~4.7 m high is preserved. The second site (site B, Fig. 4.2b) is located in the interfluvium between Quebrada Mejillones and Quebrada Naguayán-Mititus. Here, a fault-scarp vertically displaces the top Mio-Pliocene gravels and alluvial channels incised in these gravels. Given the transport direction of the channels from east to the west, the fault activity has created a small structural

controlled basin where the sediments have been trapped, allowing for a detailed study of the stratigraphy associated to the fault activity.

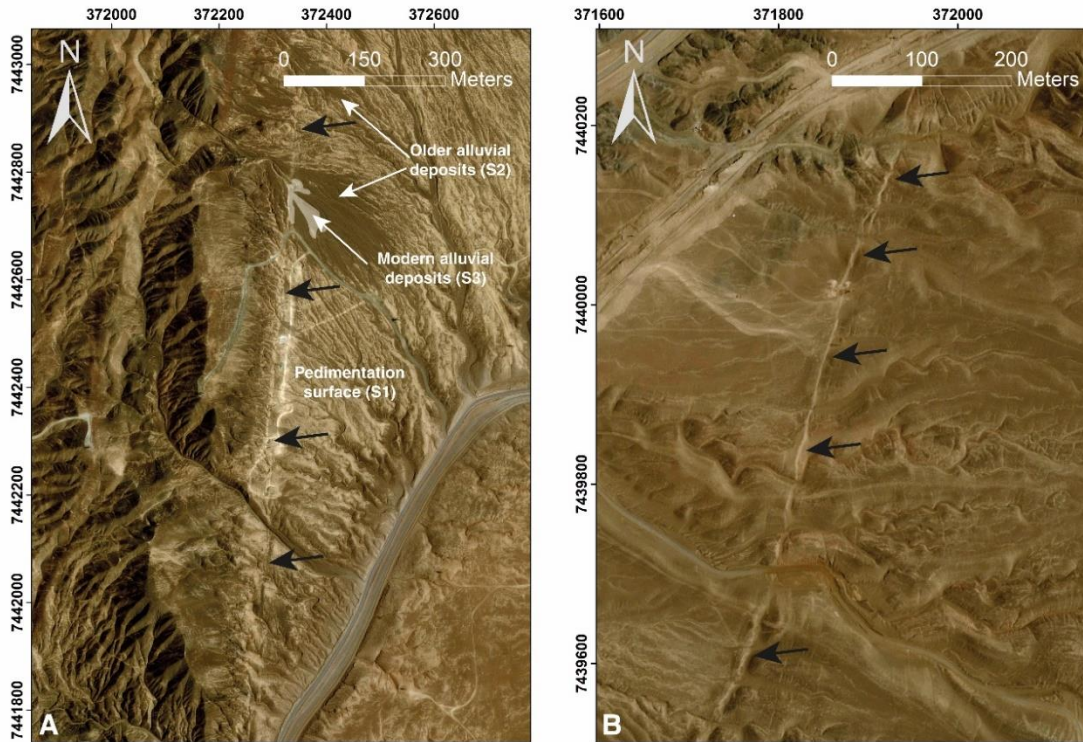


Fig. 4.2. High contrast satellite images showing the study area in site A (left) and Site B (right). Black arrows show the position of the fault trace. In the satellite image in the left side, it is possible to observe the mountain front to the west of the fault trace and the piedmont to the east. The latter is formed as a polygenetic surface composed of an old alluvial surface more intensely eroded by stream channels draining to the Quebrada Mejillones. The pale brown color of this surface is given by a gypsum soil formed at the top of Mio-Pliocene gravels. Younger alluvial deposits (S2) can be distinguished as alluvial fans cut by the Naguayán Fault. Local active alluvial fans (S3) are formed right at the east of the fault scarp. These alluvial fans are not deformed by the fault scarp. In site B it is possible to see the east facing scarp transecting the macro-form of the relief.

## 4.5. Materials and methods

### 4.5.1. Fault trace and scarp morphology

The absence of vegetation and manmade structures in the Atacama Desert allow to build high-resolution digital elevation models (DEM) using unmanned aerial vehicles (UAV). Thus, fault scarp and fan surfaces from the two previously mentioned study places were surveyed to

reconstruct the 3D morphology using structure from motion (SfM) techniques (Bemis et al., 2014). Up to 2000 images were collected using a 4K resolution camera installed on a Phantom 3 Professional UAV to build one 3D model of the scarp for each study site. Images were then processed using the SfM software Agisoft (Agisoft, 2011). Surface altitudes of the DEMs were corrected using fourteen ground control points obtained with a double frequency GPS. From the altitude-corrected surface, we generated two DEMs with a resolution of 7.35 and 16.54 cm/pix for site A and site B, respectively. We also generated two orthomosaics covering the trench walls of both study sites with resolutions of 1.95 and 4.13 cm/pix for sites A and B, respectively.

Seven trenches were dug in site A while two trenches were excavated on site B. Trench walls more stable were prioritized to the study. Following McCalpin (2009) sedimentary units were defined by numbering layers. Sampling for luminescence dating was then performed after a thorough inspection of the wall trenches to collect samples for optical stimulation luminescence dating from colluvial wedges and deposits capping fractures.

#### 4.5.2. Sample preparation and luminescence measurements

Samples for OSL analysis were collected using steel tubes. The samples were prepared in a dark room illuminated with subdued red light. They were wet sieved and treated with H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> and HCl (30%) to eliminate organic components and carbonates, respectively. Grains of potassium feldspar (K-feldspar, <2.58 g/cm<sup>3</sup>) were separated using a lithium metatungstate solution. After that, K-feldspar grains were treated with HF (10% for 40 min) to etch the alpha-irradiated outer layer, and a last treatment of HCl (30%) was applied to dissolve any possible fluoride precipitation.

A group of samples (Samples T22-5, T22-7, T22-8 and T22-9) were analyzed in the Gamma Spectrometry and Luminescence Laboratory in the Instituto de Geociências at the Universidade de São Paulo (Brazil) and another group of samples (T11-1, T11-2, T22-3) were analyzed in the Luminescence Laboratory of the Geology Department in Middlebury College (U.S.A). In Brazil, the equipment consists in a Risø TL/OSL DA-20 reader system equipped with a <sup>90</sup>Sr/<sup>90</sup>Y beta source. In the U.S.A, measurements were performed on a Daybreak 2200 also with a <sup>90</sup>Sr/<sup>90</sup>Y beta source. K-feldspar multigrain aliquots were mounted on 9.7 mm

aluminum discs. Stimulation was carried out using infrared LEDs ( $870 \pm 20$  nm) at 90% of its power ( $\sim 130$  mW/cm<sup>2</sup>) and light detection was conducted in the blue-violet window using a Corning 7-59 and Schott BG-39 filter combination. IRSL signals at 50 °C (IR<sub>50/225</sub>) and post-IR IRSL signals with stimulation temperature at 225 °C (pIRIR<sub>225</sub>) were measured for equivalent dose (D<sub>e</sub>) estimation following the protocols designed by Buylaert et al. (2009). The suitability of the pIRIR<sub>225</sub> dating protocol was assessed by means of a dose recovery test. Fading rates for IR<sub>50/225</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signals were determined following Auclair et al. (2003). Fading rates were estimated delivering an initial dose of 120 Gy and a test dose of 40 Gy. Measurements delays were between 1.2 and 300 ks.

IR<sub>50/225</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signals were recorded every 0.05 s. Equivalent doses were determined integrating the first 1 s of decay curve and the last 10 s were used as background. Only aliquots that satisfied the following criteria were used for calculation of D<sub>e</sub>: (i) recycling ratios within a  $1.0 \pm 0.1$  range; (ii) recuperation under 5%; and (iii) an initial integrated signal 3 times the background. All dose response curves were fitted with a single saturating exponential growth function. Data was analyzed using the software Analyst v4.31.9 (Duller, 2015) and the R package “Luminescence” v0.7.5 (Kreutzer et al., 2012). The Central Age Model (CAM) or the Minimum Age Model (MAM) were applied to estimate equivalent doses (Galbraith et al., 1999).

Radiation dose rates from samples T22-5, T22-7, T22-8 and T22-9 were calculated through radionuclides concentrations (U, Th and K) determined using high-resolution gamma ray spectrometry with a high-purity germanium (HPGe) detector (relative efficiency of 55% and energy resolution of 2.1 keV at 1332 keV) encased in an ultralow background shield from Canberra Industries. Water content was calculated from samples weighting before and after drying at 60°C for 24 hours. Gamma ray spectrometry was performed after samples storage for at least 21 days in sealed plastic containers to allow for radon reequilibrium. Dose rates were calculated using the conversion factors from Guérin et al. (2011). Cosmic dose rates were calculated according to Prescott and Hutton (1994). Internal beta dose rate was calculated assuming a K content of 12.5% in K-feldspar grains (Huntley and Baril, 1997). Dose rates from samples T11-1, T11-2, and T22-3 were calculated in the Short-lived Isotope Lab at Darmouth College. They were converted into dry infinite matrix dose rates using the constants

of Adamiec and Aitken (1988). Dose rates were then corrected for cosmogenic component, water content, grain size, and attenuation using the DRAC calculator (Durcan et al., 2015).

Dose recovery, bleaching and fading test results can be found in the supplementary material. Final results of luminescence dating are shown in Table 4.1.

## 4.6. Results

### 4.6.1. Fault-scarp morphology and surface offset

We extracted from the high-resolution DEMs 20 profiles crossing the fault-scarp at the site A and Site B. Along these profiles, we measured slope angles and surface offsets. In the trench excavated in Site A the main fault forming the fault-scarp strikes N-S and dips 70° to 80° to the east. In this site, the Naguayán Fault cuts Miocene-Pliocene gravels. A volcanic ash layer interbedded in the gravels was dated providing two  $Ar^{40}/Ar^{39}$  ages in single crystal of sanidine and biotite of  $4.97 \pm 0.02$  Ma and  $4.92 \pm 0.02$  Ma, respectively (González et al., unpublished results). The gravels are strong cemented by gypsum limiting the subaerial degradation of the fault-scarp (Fig. 4.4). The slope of the fault-scarp profile is in average is 35°, indicating that the slope appearance is dominated by the detritus talus. At the foot of the scarp a gentler slope of 20° is dominating. This part represents the dominance of wash-slope deposits. The fault-scarp was formed by a vertical displacement of an old inactive alluvial surface dipping 10° to the east. This surface preserves a gypsum soil formed on top of the Miocene-Pliocene gravels. Surface offset varies between 2.4 to 4.6 m, and averages 3.3 m (Fig. 4.5). Several active alluvial channels crossing the fault-scarp show knickpoints indicating that the channels were incised during fault reactivation. Detailed geomorphological field observations evidence a composite nature of the fault scarp at this site. Two steeper slopes are locally exposed in the middle part of the scarp profile, these steeper slopes resulted from the latest reactivation of the Naguayán Fault (Fig. 4.4b, 4.5). The vertical separation of the top surface formed on Miocene-Pliocene gravels and the absence of lateral displacement in the channel crossing the fault indicate that slip on the Naguayán Fault at this site is dominated by east-side down vertical displacement. The fact that the main fault dips to the east evidences a normal faulting as dominant process for the scarp formation.

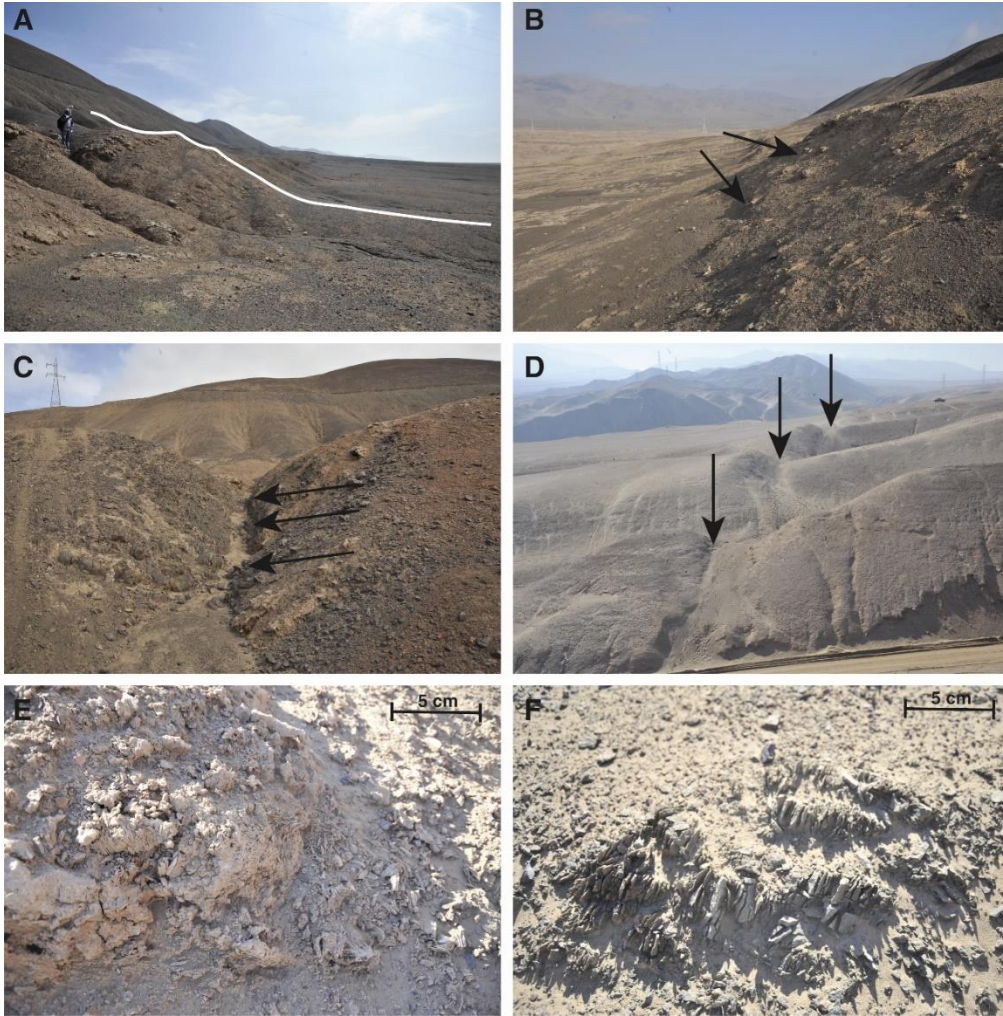


Fig. 4.4. Field photographs showing details and aspects of the study areas. A) Side view of the fault scarp on Site A. The person is 1.70 m tall. B) In some places of Site A it can be distinguished a double scarp well-preserved by a salt crust. C) Knickpoints at a drainage on the fault scarp on Site A. D) Backscarp produced by fault activity in Site B. View is oriented northwards. E) Detail of the salt crust covering Quaternary alluvial deposits. F) Brecciation of andesitic blocks as evidence of weathering.

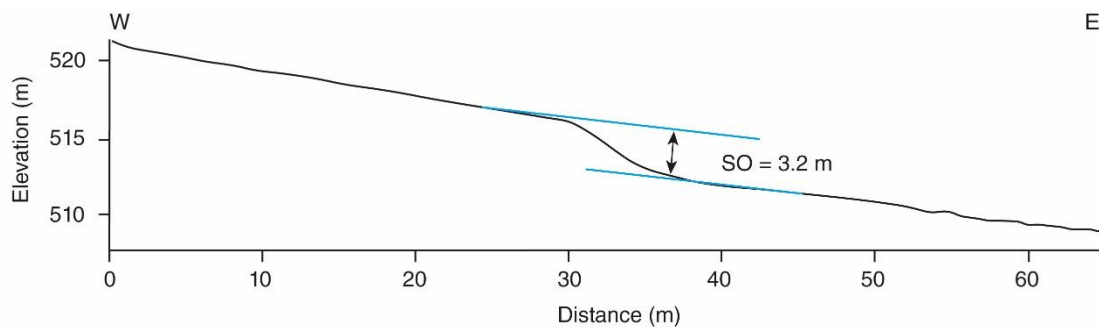


Fig. 4.5. Example of a topographic profile performed perpendicular to the fault trace.

In Site B, the Naguayán Fault strikes N16E to N21E and dips 70° to 67°E displacing the same gravels cropping out in the Site A. Here several active west-directed channels crossing the fault-scarp are also affected by fault displacements. The surface offset is lesser than site A varying between 0.6 to 2.7 m; the average of the surface offset is 1.77 m. Map view of the channels crossing the scarp evidence clearly lateral deflection. High resolution fault-parallel profiles show clearly that the cumulative displacement along the Naguayán Fault is oblique, made of the contribution of vertical displacement dominated by normal faulting with east-down and left-lateral displacement. We measured the lateral and vertical displacement and calculated the net displacement by using the dislocated ridges extracted from the high resolution DEMs (Fig 4.6, 4.7). The measured lateral displacement is  $3.3 \pm 0.2$  m (uncertainty represents variation of the lateral displacement), whereas the vertical displacement is  $0.81 \pm 0.47$  m. The obtained net displacement is  $5.9 \pm 1.0$  m.

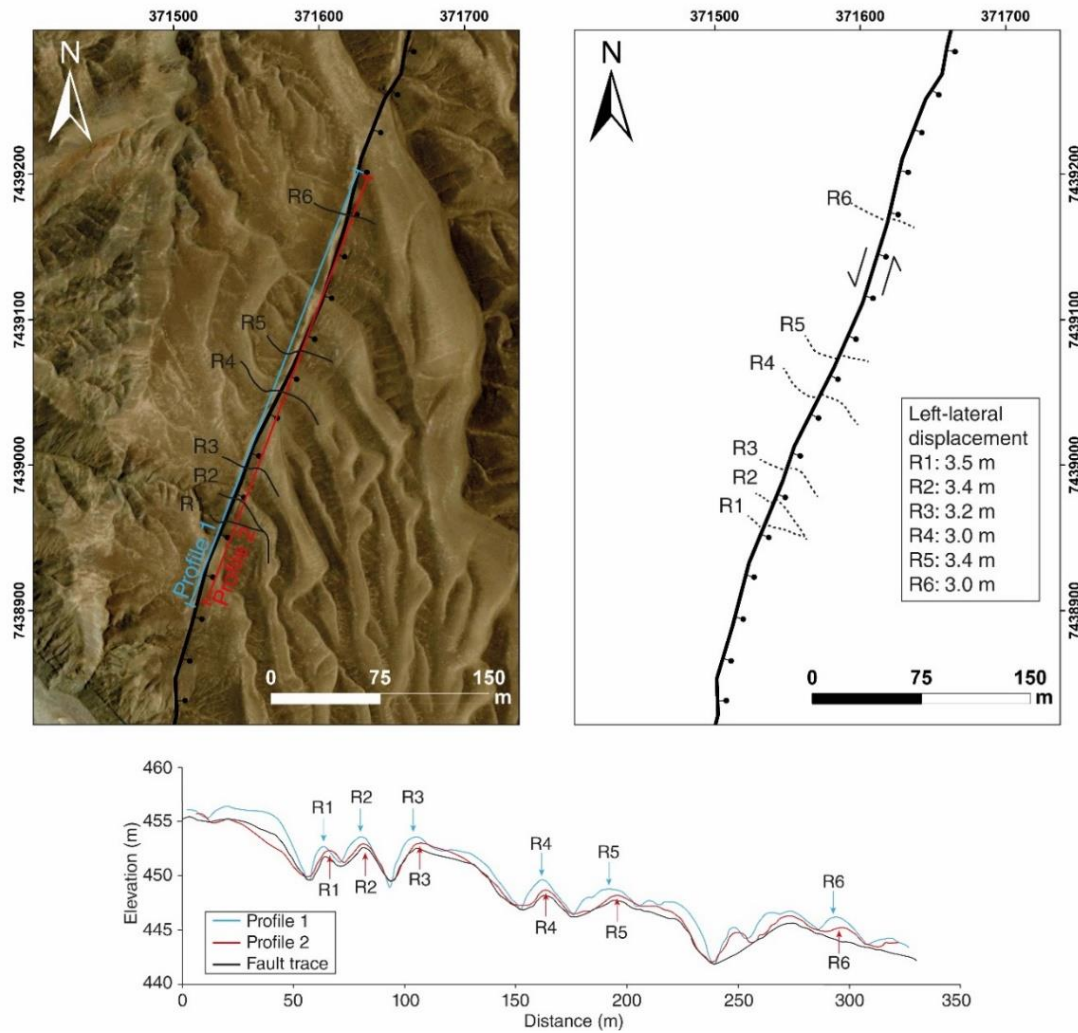


Fig. 4.6. Satellite image of site B showing the left-lateral displacement of ridges. A) location of GPS profiles along both fault blocks. B) Reconstruction of undeformed ridges. C) Along strike GPS profiles performed along the fault trace (black), the hangingwall (red) and the footwall (blue).

#### 4.6.2. Trench stratigraphy

Stratigraphy along the trenches excavated on site A generally consists mainly of the Mio-Pliocene alluvial unit integrated by gravels strongly cemented by gypsum. These units were deposited on top of the andesitic lavas of La Negra Formation (Fig. 4.7). The alluvial deposit presents horizontal lamination and the uppermost centimeters consist generally in a thick gypsum soil masking the alluvial stratigraphy (Fig. 4.7a). In the upthrown block of trench T16 it is possible to identify a reverse fault subparallel to the main fault displacing volcanic ash

horizon interbedded in alluvial deposits (Fig. 4.7b, e). Depending on the trench, one or two laminated colluvial deposits are preserved. Locally, colluvial wedges are covered by laminated sediments interpreted as wash slope deposits which are also fractured (Fig. 4.7a, c, d). These wash slope deposits also fill fractures formed in the alluvial unit as in the colluvial deposits.

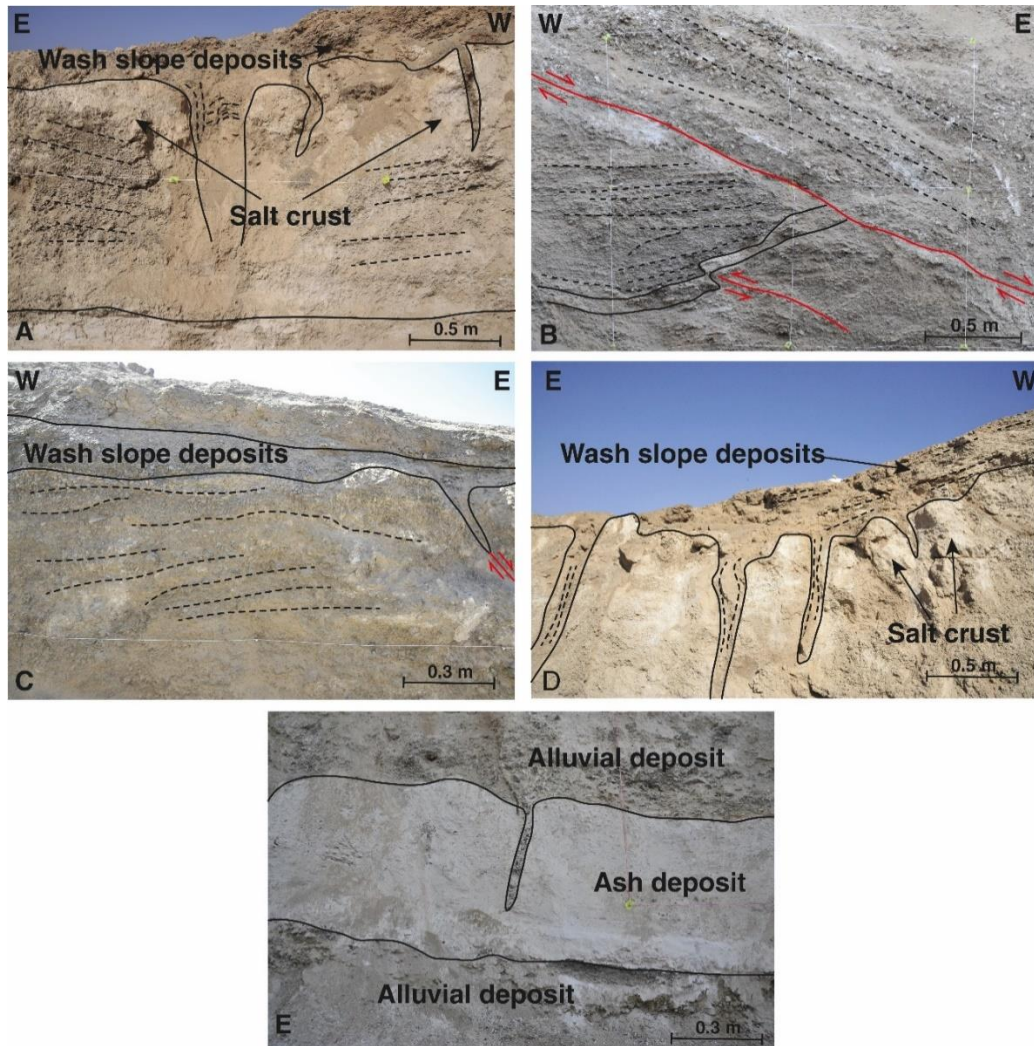


Fig. 4.7. Details of trench walls from Site A. A) Trench T13 showing the cracks filled with different generations of sediments. Cracks are opened on an alluvial deposit cemented by salt. B) On the northern wall of trench T16 it is possible to observe remaining evidences of reverse faulting. C) Wash slope deposits filling cracks on trench T14. D) Picture from trench T17 showing the cracks filled with sediments from the Quaternary alluvial deposits. E) Field aspect of the ash layer between alluvial deposits on trench T14. Ash layers are also affected by faulting. The thickness of the ash layer is ~50 cm.

Our paleoseismological studies in Site A were focused on the northern wall of trench T11 (Fig. 4.8). On this trench we were able to identify five units. Unit 1 corresponds to the andesitic basement. Unit 2 corresponds to the Mio-Pliocene alluvial gravels, formed by pebbles of andesite, with horizontal lamination. Upwards, this unit presents an increasing accumulation of gypsum, suggesting a soil formation process. The unit 3 is formed by a light brown sandy deposit, which has infiltrated open fractures. A detailed inspection of the filled fractures reveals an internal subvertical fabric of layering suggesting a repeating aperture of the cracks. Over this unit, there is the unit 4, composed of an accumulation of material with an irregular and not well-developed stratigraphic layering interpreted as a colluvial wedge deposit. The maximum thickness of this colluvial wedge is  $1.1 \pm 0.1$  m. On the top, unit 5 displays a horizontally stratified deposit interpreted as a wash deposit. Units 4 and 5 can be interpreted as a scarp-derived colluvium composed of a colluvial wedge (Unit 4) and a wash slope deposit (Unit 5) (Nelson, 1992). Samples for luminescence dating were collected from the wash slope deposit (T11-1) and the colluvial wedge cut by the fault trace (T11-2). Luminescence dating of samples collected from trench T11 (Table 4.1) yielded  $pIRIR_{225}$  ages of  $38.1 \pm 2.0$  (T11-2) and  $43.2 \pm 1.8$  ka (T11-1).

Table 4.1. Luminescence dating results for the  $pIRIR_{225}$  signal. Sample T22-0 was analyzed to detect residual doses in a modern analogue.

Sample	Lab code	Depth (m)	n	OD (%)	De (Gy)	Dose rate (Gy/ka)	Fading-corrected age (ka)
T11-1		0.26	47	25	$98.8 \pm 4.1$	$2.29 \pm 0.06$	$43.2 \pm 1.8$
T11-2		0.50	39	29	$77.7 \pm 4.0$	$2.04 \pm 0.05$	$38.1 \pm 2.0$
T22-3		0.05	20	28	$34.9 \pm 2.5$	$2.99 \pm 0.19$	$11.7 \pm 0.8$
T22-5	L0669	0.08	25	41	$30.6 \pm 3.1$	$3.17 \pm 0.22$	$10.4 \pm 1.3$
T22-7	L0670	0.35	24	11	$65.0 \pm 1.5$	$3.31 \pm 0.25$	$21.4 \pm 3.2$
T22-8	L0671	0.73	24	29	$126.0 \pm 8.1$	$3.08 \pm 0.24$	$44.1 \pm 4.7$
T22-9	L0672	0.95	24	12	$104.1 \pm 2.5$	$2.86 \pm 0.18$	$38.8 \pm 2.8$
T22-0	L0675	0	5	3	$2.1 \pm 0.2$		

*n* is the number of accepted aliquots; *OD* is the overdispersion

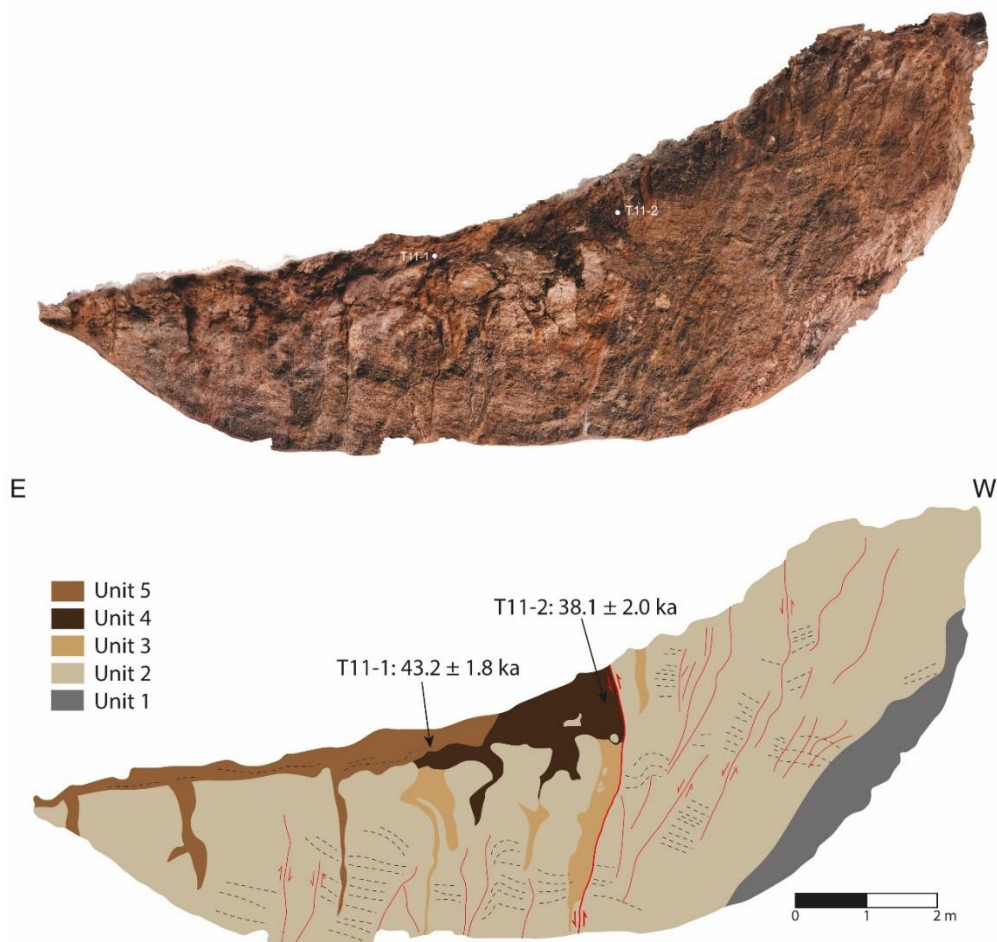


Fig. 4.8. Stratigraphic log and luminescence dating results of the southern wall of trench T11. Red lines mark the position of fractures. Grosser red line shows the position of the main fault plane. Black lines indicate the stratification and lamination of the alluvial deposits.

Trenches from site B displays a different sedimentary structure due to the orientation of the fault in relation to the eastern origin of the sediments, the fault creates local structural basins (sag ponds) where the sediments are entrapped. The trench walls allow to observe thin layers (1-5 cm) of sediments dominated by silt and fine-grained sand. The layers often display a lenticular structure and can be followed along the trench walls.

On site B we focused the study on the northern wall of trench T22 (Fig. 4.9). The northern wall displays a detailed stratigraphic section with a complex sedimentation with up to 15 sedimentary units with its stratigraphic disposition being strongly controlled by fault activity. Individual sedimentary units can be grouped in three groups:

- Facies A: poorly sorted, rounded pebbles of up to 1 cm in a sandy matrix. Interpreted as debris flow deposits corresponding to Units 2, 4a, 5, 11 and 14.
- Facies B: medium to fine grain sized sand with horizontal lamination. Interpreted as aeolian deposits corresponding to Units 6, 7, 9a, 9c, 12 and 15.
- Facies C: very fine, horizontal laminated sand. Interpreted as mud drapes corresponding to Units 3, 8, 9b, 10 and 13.

In the downthrown block, the progressive displacement produced by the fault creates a negative flower structure in which the posterior sediments are deposited with an onlapping sedimentary architecture. The displacement of the units varies between 1 to 20 cm. At the bottom of the downthrown there is a deposit cemented by gypsum corresponding to unit 1. The continuity, thickness and grain size of units from Facies C suggest that they were deposited in a wetter environment, perhaps by shallow water ponds contained by the fault scarp. On the contrary, units with coarser grain size, as Facies A, are discontinuous and often concentrated close to the fault plane. Units 2, 4a, 6, 9c and 11 show a bed containing coarse grain size sand and gravel, thinning progressively towards the fault plane and often displaying an internal cross lamination. Unit 15 is capping previous ruptures. Close to the main fault plane, the blocks of the units are progressively rotated, especially for units 2 to 5. Due to an intense deformation and the presence of salt in the upthrown block, it is difficult to correctly identify and correlate units from the downthrown block. Samples from units 6, 7, 12 and 15 were collected for luminescence dating yielding pIRIR<sub>225</sub> ages from  $10.4 \pm 1.3$  to  $44.1 \pm 4.7$  ka (Table 4.1).

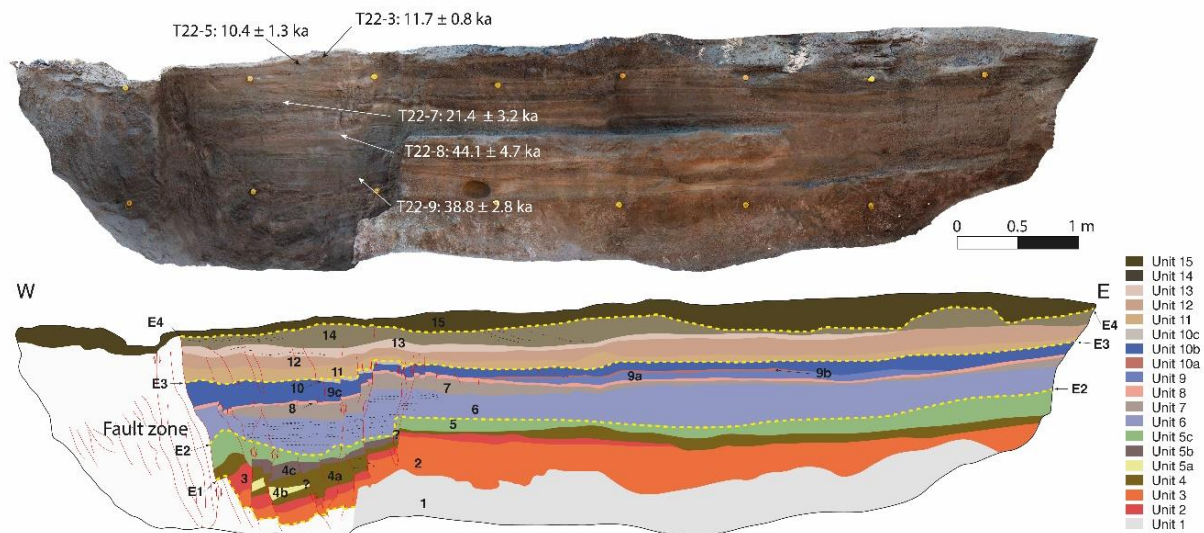


Fig. 4.9. Stratigraphy and luminescence dating results of the northern wall of trench T22. Red lines show the position of fractures. Black dashed lines show the presence of parallel and cross lamination. Yellow dashed lines indicate individual event horizons.

## 4.7. Discussion

### 4.7.1. Fault-scarp morphology and sedimentary record

The aridity of the Atacama Desert largely controls the sediment availability and the transport of the sediments due to low erosion rates (Placzek et al., 2010). Sedimentary characteristics as a well-stratified disposition, low slope of deposition and grain size of the sediments conforming units 2 and 5 of trench T11 in Site A (Fig. 4.8) suggest that they were deposited under wetter conditions. Rain events in the Coastal Cordillera are scarce (<10 mm/a) (Houston and Hartley, 2003) but can have a significant impact in the sedimentology and the geomorphology of the area, originating alluvial deposits of up 3 m thick after a few hours of strong rains (Vargas et al., 2000; Barrett et al., 2016). This type of climate events could be the responsible for a single deposition of the colluvial and wash slope deposits observed in Site A. Usually, the coastal fog is the main source of humidity and salt that helps to form the salt crust, made mostly by gypsum, that favors the preservation of the scarp (Rech et al., 2003).

The sedimentary record studied in trench T22 suggests an alternance of arid and slightly wetter periods marked by the presence of aeolian deposits with discontinuous silt layers of thickness less than 5 cm. Unit 6 presents a well-sorted sand lens with parallel lamination

whereas other units, as 9c or 12, occasionally contain coarser grains with granules of up to 1 cm. These sedimentary characteristics imply an aeolian origin. Grain size and lenticular disposition of silt layers (Facies C) indicate that they should have deposited during wetter episodes, otherwise they would have been blown by wind. Silt grains also would need a low energy stream and a physical obstacle that would limit the transport of the sediment downstream. All this suggest that the environment and the sedimentary system in which this silt layers where deposited were similar to the present and that the backscarp created by fault activity was present during sedimentation. Previous investigations suggested a wetter period in the Coastal Cordillera after the Last Glacial Maximum (~16 ka) reaching up to 3 ka ago (Herrera and Custodio, 2014). Units 13, 14 and 15, which cover that time range, lack sedimentary features that could indicate a wetter period. Instead, aeolian depositional features as grain size, sorting or parallel laminations are still common in these units. Whether units displaying features of wetter environments where eroded remains unknown. It is interesting to notice that evidences of vegetation that could disturb the sedimentary record are totally absent.

#### 4.7.1. Paleoseismic interpretation, fault slip rates and seismic hazard potential

From the relation between fractures, cracks and sedimentary deposits we can estimate the number of paleoearthquakes occurred in the studied timespan. From trench T11 at least two paleoearthquakes can be inferred (Fig. 4.8): one generating the colluvial wedge and another posterior event resulting in the fault cutting the colluvial wedge. Samples for luminescence dating collected from the colluvial wedge (T11-2) and the wash slope deposit (T11-1) resulted in a pIRIR<sub>225</sub> age between  $38.1 \pm 2.0$  and  $43.2 \pm 1.8$  ka. At trench T22, there can be recognized at least four events. The older event, E1, would be responsible for the opening of the hemigraben that was followed by the deposition of units 2 to 4. The angular discordance between units 4, 5 and 6 (Fig. 4.9) evidences the occurrence of a second event, E2. This event, E2, rotates and fractures the downthrown block with an increasing relative displacement between units closer to the fault zone. According to the pIRIR<sub>225</sub> ages obtained for trench T22, event E2 affected to units 1 to 5 and would be older than  $38.8 \pm 2.8$  ka. Then, units 6 to 10 are deposited. E3 occurs after deposition of unit 10, which was deposited in a depression. The progressive displacement produced by the faults of units 11 and 12 suggests that sedimentation of this unit was coeval to the event E3, which would had occurred between

$44.1 \pm 4.7$  ka and  $21.4 \pm 3.2$  ka ago. A fourth event E4, is evidenced by the faults that reach the current surface cutting through units 11, 12, 13 and 14. This E4 paleoearthquake would happen after  $21.4 \pm 3.2$  and before  $10.4 \pm 1.3$  ka. According to the luminescence ages, the paleoearthquake recognized in trench T11 might be equivalent to the events E2 or E3 described here.

By the standard convention it is assumed that a colluvial wedge thickness is half of the total coseismic vertical displacement during a normal fault event (McCalpin, 2009). Therefore, we estimate a coseismic vertical slip of  $2.2 \pm 0.2$  m for the colluvial wedge on trench T11 that resulted in a pIRIR<sub>225</sub> age of  $38.1 \pm 2.0$  ka. According to this coseismic vertical slip and the resulting age of the colluvial deposit we can estimate a slip rate of  $0.06 \pm 0.01$  mm/a. We also estimate slip rates using the pIRIR<sub>225</sub> ages obtained from the alluvial sediments deposited at channels located in the downthrown block and the surface offset. Considering an average surface offset of  $2.8 \pm 0.6$  m and an average age of  $43.8 \pm 6.2$  ka for the alluvial sediments dated we can estimate a minimum slip rate of  $0.06 \pm 0.02$  mm/a. These slip rates agree with other long-term slip rates obtained for other faults from the AFS (González et al., 2006; Allmendinger and González, 2010; Cortés et al., 2012). According to the regression analysis from Wells and Coppersmith (1994), for a fault trace of  $\sim 70$  km (considering its maximum surface rupture length), this displacement would correspond to a M7.2 earthquake; while for an average displacement of  $\sim 2$  m would correspond to a M6.8 earthquake. These event magnitudes agree with other magnitudes estimated for normal faults from the AFS (Cortés et al., 2012; Ewiak et al., 2015). It must be noticed that while for the surface rupture length we assumed the largest rupture extent, for the average displacement we may be estimating minimum earthquake magnitudes since the colluvial wedge has experienced erosion after deposition.

From the trench T22 ages we can extract information about the timing of the described events. Luminescence dating results suggest that events E1 and E2 were older than  $\sim 40$  ka. Event E3 occurred between 40 and 20 ka ago while the last event, E4, occurred near the Holocene-Pleistocene limit ( $\sim 11$  ka). These ages suggest a recurrence interval of  $\sim 10$  ka. Considering the displacement of  $2.2 \pm 0.3$  m for a single event observed in trench T11 and a slip rate of  $0.06 \pm 0.01$  m/ka, the recurrence interval results in  $36.7 \pm 7.9$  ka. From trench T22

a recurrence interval of ~20 ka is estimated based on the two events recognized after deposition of unit 6 ( $38.8 \pm 2.8$  to  $44.1 \pm 4.7$  ka). These recurrence intervals agree with what it is expected for a low activity fault (Slemmons and Depolo, 1986). However, such recurrence intervals must be put in context of the AFS activity and subduction cycle. Recurrence period of subduction earthquakes are believed to be in the order of 100-300 a (Comte and Pardo, 1991; Vargas et al., 2005). Vargas et al. (2011) estimated that the Mejillones Fault, located in the westernmost part of the AFS, would reactivate once every 40 to 50 subduction events. Given the number of upper plate faults located above the seismogenic zone in the study area (Fig. 4.1), if any of those faults follow the reactivation patterns proposed by Vargas et al. (2011) it would result in an upper plate fault reactivation for every 5-10 subduction earthquakes of  $M_w > 8$ . In that case, it is possible a reconciliation between subduction earthquake rates and the low activity of the faults where reactivation rates would be distributed between them.

#### 4.7.2. Faulting behavior and tectonic evolution of the forearc

Evidences of previous reverse faulting on current normal faults of northern Chile have been previously described (González et al., 2003; Allmendinger and González, 2010). A reverse faulting mechanism is supported by the presence of west-tilted ash layers found in the upthrown block and by the appearance of antithetic structures (Fig. 4.7). Ages from these ash deposit suggests that reverse faulting occurred at least after the Pliocene. Another ash layers can be found outcropping in adjacent areas interbedded with alluvial deposits in a similar sedimentary pattern as the one described for the Naguayán Fault associated deposits. González et al. (2003) used K-Ar on biotite crystals to date a reworked ash layer dislocated by the Salar del Carmen Fault, 20 km at the east of the Naguayán Fault, resulting in ages of  $2.9 \pm 0.5$  and  $5.2 \pm 0.5$  Ma. This suggests that a reverse mechanism could be operating on this fault at times as recent as ~3 Ma.

A reverse mechanism can be explained as the result of differential stress changes during both coseismic and interseismic periods. To justify the occurrence of reverse and normal faulting in the forearc, Loveless et al. (2010) proposed a conceptual model in which interplate earthquakes modify the state of stress controlling the reactivation of upper plate faults as reverse or normal faults depending on the resulting state of stress. Cortés-Aranda et al. (2015)

also considered the distribution of the faults along the upper plate concluding that during a megathrust earthquake, stresses would decrease in areas closer to the trench driving reverse faulting while on areas further from the trench stress would increase promoting normal failures. During the interseismic period, upper plate stresses would flip, and previous normal faults would operate as reverse. Considering the position of the Naguayán Fault as intermediate regarding the interplate surface depth, we suggest that its reactivation and faulting mechanism would be heavily controlled by stress variations as low as 0.5 MPa (Loveless et al., 2010) caused by the occurrence of megathrust earthquakes. Such low stresses would constrain the fault failure to the shallow portion of the upper plate faults, which would increase the possible damage produced by the faults.

In a similar tectonic setting in northern Chile, the 2011 Mw 9 Tohoku-Oki earthquake, the stress changes produced by the seismic event reactivated a normal fault in the upper plate (Imanishi et al., 2012). However, past megathrust events with moment magnitudes between Mw 7.7 and Mw 8.2 occurred in northern Chile did not triggered normal nor reverse faulting. Cortés-Aranda et al. (2015) proposed that the reactivation of normal faults would need specific conditions as the orientation of the seismic event, the stage in which the upper plate fault is at the seismic event and an Mw value over 8.8, as it occurred in southern Chile after the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake which triggered a Mw 7.4 event in the Pichilemu Fault (Lange et al., 2012). It is possible that for megathrust events of  $Mw < 8.8$ , tension loads on upper plate normal faults could be released by opening cracks in the surface of the forearc (Loveless et al., 2005; González et al., 2006; Loveless et al., 2009), thus minimizing the effect of upper plate normal faults in vertical movements of forearc blocks. The number of cracks filled with sediments observed on the trench walls of Site A and the graben formed by fault activity in Site B support this hypothesis.

#### **4.8. Conclusions**

We performed a detailed paleoseismological study in the Naguayán Fault combining geomorphological and paleoseismological analysis of the fault scarp and luminescence dating on the sediments associated to the fault activity. The interpreted sedimentary record suggests that the conditions of deposition of the sediments were equivalent to the present environment.

Thin silt units deposited found in Site B suggest that they were deposited under wetter conditions. This type of sediments aid to preserve and identify ruptures. The salt crust found in site A hindered the correct assessment of a slip rate by preserving the surface and preventing colluvial wedge deposition. Though the hyper-arid conditions may promote the preservation of geomorphic forms associated to fault activity, they inhibit the erosion and posterior deposition of sediments that record the occurrence of paleoseismic events.

We estimated a slip rate of  $\sim 0.06$  mm/a from the thickness of the colluvial wedge during the last  $\sim 40$  ka. Considering the surface offset, we could estimate a minimum vertical slip rate of  $\sim 0.06$  mm/a. Considering the rupture length and paleoseismic parameters provided (slip rate/number of events/earthquake recurrence), the Naguayán Fault could generate strong earthquakes ( $M_w$  6.8-7.2). For this type of faults, a recurrence interval of  $\sim 10$  ka can be estimated. According to the estimated pIRIR<sub>225</sub> ages, the Naguayán Fault presented seismic activity during the Holocene. Despite its low slip rate, the magnitude of the earthquakes that the Naguayán Fault could generate along with the associated seismic danger of reactivation of others AFS structures make mandatory the detailed paleoseismological study of nearby upper plate faults.

## **Acknowledgments**

This research was conducted thanks to the funding provided through CONICYT, by the PhD Scholarship grant 21160616, the FONDECYT grant 1140846 and the FONDAP grant 15110017. The Brazilian National Council for Scientific and Technological Development supports AOS (CNPq grant 3009223/2014-8). We would like to thank Luciana Nogueira and Thays Desiree Minelli for their assistance during luminescence measurements. Also, thanks to Georgette Mell for her assistance in field campaigns.

#### 4.9. Paleosismología de la Falla Salar del Carmen: nuevos resultados de datación por luminiscencia usando señales post-IR IRSL

La Falla Salar del Carmen se localiza en el límite oriental de la Cordillera de la Costa (Fig. 4.10), marcando el comienzo de la depresión central con una traza NNE-SSO de unos 60 km divididos en tres segmentos (González et al., 2003). Es visible en el terreno debido al escarpe de hasta 600 m creado como consecuencia de la actividad principalmente normal desde el Mioceno (González et al., 2003, 2006). Sin embargo, algunos autores han descrito un mecanismo de rumbo basándose en la presencia de drenajes desplazados (Armijo y Thiele, 1990).

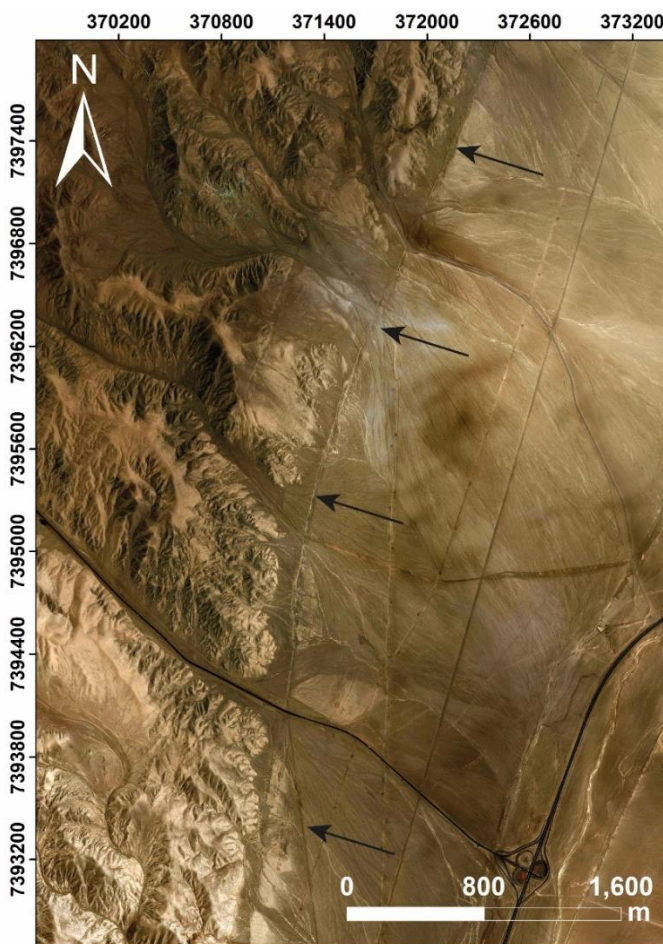


Fig. 4.10. Imagen de satélite de alto contraste mostrando el área de estudio en la Falla Salar del Carmen. Las flechas negras marcan la posición del escarpe de falla.

La actividad Cuaternaria de la falla queda evidenciada por el desplazamiento de los depósitos aluviales localizados al pie de la traza. Estos depósitos fueron datados mediante núcleos cosmogénicos por González et al. (2006) resultando en una edad de la superficie de  $424 \pm 151$  ka. La presencia de grietas abiertas en la superficie también sugiere actividad extensional durante el Cuaternario (Loveless et al., 2005; 2009).

La investigación de Cortés (2012) documentó al menos tres paleosismos en base a la presencia de cuñas coluviales. La datación mediante OSL en granos de cuarzo resultó en edades entre  $0.28 \pm 0.02$  a  $11.63 \pm 2.12$  ka. Sin embargo, los análisis de las propiedades luminiscentes realizadas en granos de cuarzo extraídos de sedimentos coluviales asociados a la actividad de la Falla Salar del Carmen han demostrado que debido a la ausencia de una fuerte componente rápida en la señal natural de OSL las edades obtenidas son subestimadas (ver capítulo 3).

El objetivo de este estudio es determinar nuevas edades usando señales post-IR IRSL a  $225\text{ }^{\circ}\text{C}$  procedentes de feldespatos potásicos para obtener tasas de deslizamiento y contribuir a la interpretación paleosismológica de la Falla Salar del Carmen. Para completar dichos objetivos, cinco muestras fueron extraídas de la pared de una trinchera excavada perpendicularmente a la traza de la falla. Además, una sexta muestra (FSCAN-0) a modo de análogo moderno fue recogida de la superficie para estudiar las capacidades de bleaching de los sedimentos coluviales. Todas las muestras fueron analizadas siguiendo el protocolo de Buylaert et al. (2009) y siguiendo los criterios y procedimientos establecidos en la sección 4.5.2 de este capítulo.

#### 4.9.1. Resultados

Los resultados de los test de recuperación fueron positivos, obteniendo relaciones entre la dosis administrada y recuperada de  $1.11 \pm 0.04$  y  $1.10 \pm 0.06$  para las señales  $\text{IR}_{50/225}$  y  $\text{pIRIR}_{225}$ , respectivamente, tras 24 horas de exposición a la luz en un simulador solar. Un segundo test consistente en una estimulación con LEDs IR a temperatura ambiente ( $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) previa a la administración de la dosis resultó en una relación entre la dosis calculada y la dosis administrada de  $1.01 \pm 0.02$  para la señal de  $\text{IR}_{50/225}$  y de  $1.02 \pm 0.02$  para la señal  $\text{pIRIR}_{225}$ .

La capacidad de bleaching fue analizada mediante la medida de las señales naturales de dos alícuotas tras periodos de exposición a la luz tras 2, 20 y 72 horas (Fig. 4.11). En la imagen puede verse como la señal  $IR_{50/225}$  desciende hasta un 13% de la señal natural tras solo 2 horas de exposición. Por el contrario, la señal  $pIRIR_{225}$  tras dos horas alcanza un 66% para descender hasta un 17% tras 20 horas. A las 72 horas de exposición muestra un 7% de la señal  $pIRIR_{225}$  natural. Como comparación, fue realizado un test de bleaching extra utilizando el protocolo  $pIRIR_{290}$  de Buylaert et al. (2012) para determinar la efectividad de la exposición a la luz para resetear las señales IRSL medida a 50 °C ( $IR_{50/290}$ ) y la señal post-IR IRSL medida a 290 °C ( $pIRIR_{290}$ ). En la Fig. 4.11 se muestra un peor comportamiento atendiendo a los valores de señales residuales encontrados tras 2 horas con un 38 y un 126% de las señales  $IR_{50/290}$  y  $pIRIR_{290}$ , respectivamente. Las señales residuales descienden progresivamente hasta alcanzar un 36 y un 21% para  $IR_{50/290}$  y  $pIRIR_{290}$ , respectivamente, tras 72 horas. El aumento de la señal ( $Lx/Tx$ ) para la señal  $pIRIR_{290}$  observado tras dos horas de estimulación puede deberse a diferencias de sensibilidad entre alícuotas.

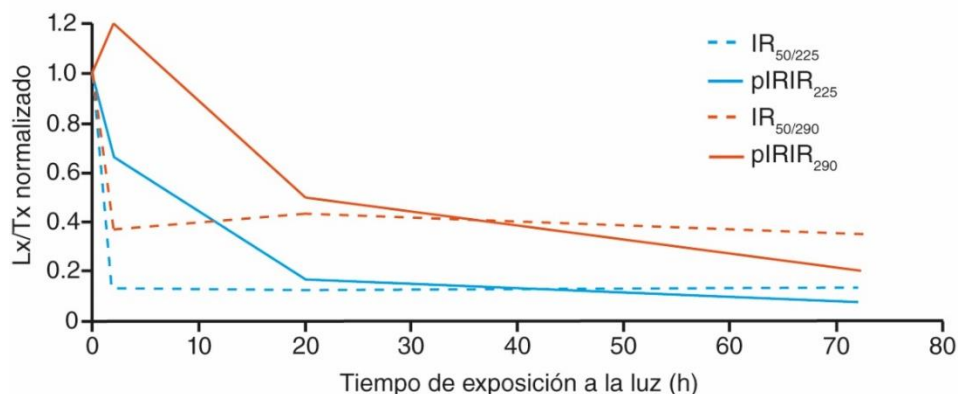


Fig. 4.11. Pérdida de señal en relación con el tiempo de exposición para la muestra L0680. Las líneas representan los dos protocolos de datación usados:  $pIRIR_{290}$  en rojo y  $pIRIR_{225}$  en azul.

Los test de fading fueron realizados en cuatro alícuotas de las muestras FSCAN-2, -3 y -5. Para la señal  $IR_{50/225}$  los valores  $g$  variaron entre  $6.09 \pm 0.45$  y  $18.77 \pm 2.06$  %/década, mientras que para la señal  $pIRIR_{225}$  los valores  $g$  se encontraron entre  $1.75 \pm 0.14$  y  $6.77 \pm 1.05$  %/década. Como fue mencionado en el capítulo 3, tal variabilidad entre valores  $g$  puede atribuirse a la presencia de plagioclasa (Valla et al., 2016). Desafortunadamente, tal

variabilidad en las tasas de fading conlleva un error sistemático que varía entre el 20 al 50% de la edad corregida estimada.

Las tasas de dosis estimadas se muestran en las Tabla 4.2. No se observaron disequilibrios radiométricos que pudiesen originar subestimación o sobreestimaciones de las edades. Las tasas de dosis fueron consistentes, variando entre  $2.494 \pm 0.155$  y  $2.820 \pm 0.182$  Gy/ka.

Tabla 4.2. Resultados de la medición de dosimetría.

Muestra	Código	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Contenido en agua (%)	Tasa de dosis cósmica (Gy/ka)	Tasa de dosis total (Gy/ka)
FSCAN-2	L0677	$2.183 \pm 0.077$	$4.642 \pm 0.166$	$0.956 \pm 0.040$	0.3	$0.191 \pm 0.041$	$2.772 \pm 0.179$
FSCAN-3	L0678	$2.420 \pm 0.085$	$4.830 \pm 0.172$	$0.936 \pm 0.039$	0.4	$0.191 \pm 0.041$	$2.820 \pm 0.182$
FSCAN-4	L0679	$2.034 \pm 0.072$	$4.836 \pm 0.172$	$1.019 \pm 0.043$	0.3	$0.179 \pm 0.027$	$2.802 \pm 0.180$
FSCAN-5	L0680	$1.393 \pm 0.052$	$4.505 \pm 0.161$	$0.912 \pm 0.038$	0.4	$0.157 \pm 0.017$	$2.494 \pm 0.155$
FSCAN-6	L0681	$1.868 \pm 0.067$	$4.559 \pm 0.164$	$0.953 \pm 0.040$	0.2	$0.179 \pm 0.027$	$2.677 \pm 0.170$

Los resultados de los análisis de luminiscencia y las edades obtenidas se encuentran en la Tabla 5.3. Las dosis equivalentes obtenidas para la señal  $IR_{50/225}$  variaron entre  $25.6 \pm 1.1$  y  $102.6 \pm 7.9$  Gy, mientras que para la señal  $pIRIR_{225}$  variaron entre  $34.3 \pm 1.1$  y  $156.4 \pm 12.4$  Gy (Fig. 4.12). La muestra de superficie FSCAN-0 resultó en  $D_{eS}$  de  $2.1 \pm 0.7$  y  $4.6 \pm 1.4$  para las señales  $IR_{50/225}$  y  $pIRIR_{225}$ , respectivamente, demostrando que las dosis residuales pueden ser consideradas insignificantes respecto a las  $D_{eS}$  obtenidas para el resto de las muestras. Los valores de overdispersion (OD) resultantes se mantuvieron generalmente por debajo de un 30%, lo que indica ausencia de una población importante de granos con cargas residuales significativas. Las distribuciones de  $D_e$  de las muestras FSCAN-4 y -5 dieron valores de OD por encima de un 30%, mientras que el resto de las muestras estuvieron por debajo de dicho umbral, sugiriendo la ausencia de cargas residuales que puedan producir una sobrestimación de la edad. Los valores relativamente altos de OD encontrados para la muestra FSCAN-0 pueden ser explicados debido a la posible mezcla de granos con cargas residuales y granos que han sido reseteados por completo. Las edades  $IR_{50/225}$  variaron entre  $8.1 \pm 0.6$  y  $36.6 \pm 3.7$  ka y entre  $12.6 \pm 0.9$  y  $50.8 \pm 5.5$  ka para la señal  $pIRIR_{225}$ . Una vez corregidas por fading, las edades finales variaron entre  $18.1 \pm 4.8$  y  $89.9 \pm 21.2$  ka y  $14.7 \pm 1.0$  y  $131.6 \pm 74.2$  para las señales  $IR_{50/225}$  y  $pIRIR_{225}$ , respectivamente. Las edades muestran orden estratigráfico y son consistentes internamente.

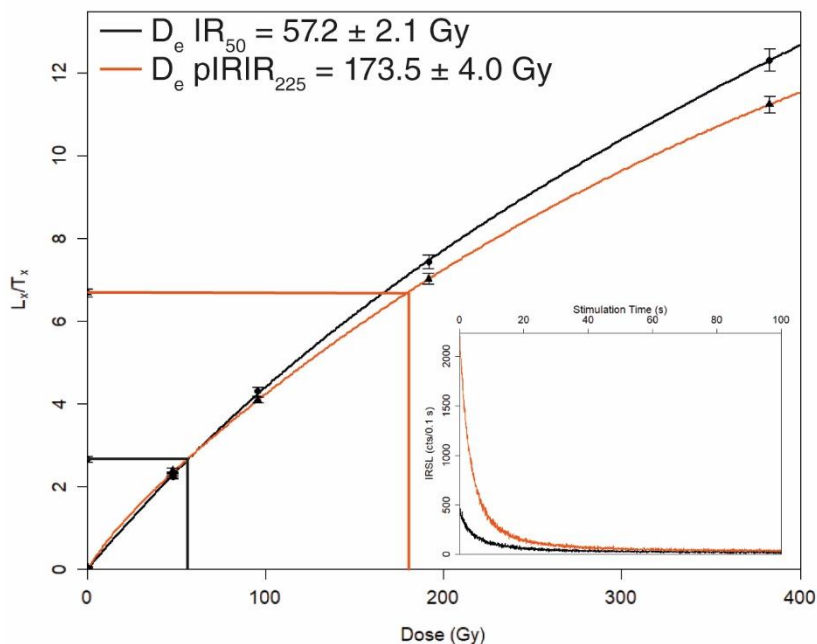


Fig. 4.12. Curvas de crecimiento de dosis para las señales  $IR_{50/225}$  (negro) y  $pIRIR_{225}$  (naranja) para una alícuota de la muestra L0680. En el recuadro se muestran las señales naturales de  $IR_{50/225}$  (negro) y  $pIRIR_{225}$  (naranja).

Tabla 4.3. Resultados de las medidas de luminiscencia para  $IR_{50/225}$  y  $pIRIR_{225}$  con edades corregidas. n/N corresponde al número de alícuotas aceptadas para el cálculo del modelo de edades y el número de alícuotas analizadas. OD se refiere a la overdispersion. Un valor g promedio de  $6.61 \pm 0.73$  %/década fue usado para corregir las edades de las muestras FSCAN-4 y -6. El resto de las edades fueron corregidas usando el valor g correspondiente a cada muestra, el cual está indicado en la Tabla 3.4.

Muestra	Código	Temperatura (°C)	n/N	OD (%)	De (Gy)	Edad (ka)	Edad corregida (ka)
FSCAN-2	L0677	50	14/24	15.7	$25.6 \pm 1.1$	$9.2 \pm 0.7$	$18.5 \pm 2.1$
		225	17/24	11.3	$34.9 \pm 1.1$	$12.6 \pm 0.9$	$14.7 \pm 1.0$
FSCAN-3	L0678	50	21/24	21.4	$79.0 \pm 3.7$	$28.0 \pm 2.2$	$76.7 \pm 21.1$
		225	20/24	23.4	$125.0 \pm 6.7$	$44.3 \pm 3.7$	$71.0 \pm 12.8$
FSCAN-4	L0679	50	22/30	34.9	$102.6 \pm 7.9$	$36.6 \pm 3.7$	$89.9 \pm 21.2$
		225	20/30	34.3	$156.4 \pm 12.4$	$55.8 \pm 5.7$	$76.0 \pm 24.2$
FSCAN-5	L0680	50	20/24	23.4	$61.1 \pm 7.4$	$24.5 \pm 3.3$	n/a
		225	23/24	57.6	$126.7 \pm 11.2$	$50.8 \pm 5.5$	$131.6 \pm 74.2$
FSCAN-6	L0681	50	23/24	18.5	$21.6 \pm 0.9$	$8.1 \pm 0.6$	$17.9 \pm 3.2$
		225	23/24	15.9	$36.5 \pm 1.2$	$13.6 \pm 1.0$	$18.1 \pm 4.8$
FSCAN-0	L0682	50	6/6	67.9	$2.1 \pm 0.7$		
		225	4/6	54.1	$4.6 \pm 1.4$		

Estas edades difieren de las presentadas por Cortés (2012). De acuerdo con estas edades, los depósitos coluviales asociados a la Falla Salar del Carmen alcanzan el Pleistoceno Superior

( $14.7 \pm 1.0$  ka para la muestra L0677), pero sin llegar al Holoceno, como se concluye en el trabajo de Cortés (2012).

#### 4.9.2. Interpretación y discusión

En la trinchera excavada (Fig. 4.13) se pueden distinguir al menos dos cuñas coluviales (unidad 2 y 4) y dos depósitos de lavado asociados (unidad 3 y 5). Las cuñas coluviales se caracterizan por presentar una estructura masiva con una estratificación incipiente localizada en las partes distales del depósito. Los depósitos de lavado presentan una estratificación más evidente marcada por paquetes coluviales formados por mezcla de material fino y clastos de entre 1 a 5 cm de andesita.

Las cuñas coluviales presentan un espesor de entre 0.7 a 1 m de espesor en su parte más próxima al plano de falla. De acuerdo con McCalpin (2009), el desplazamiento total cosísmico se corresponde al doble de la del espesor de la cuña coluvial. De esta manera, la ruptura cosísmica total pudo haber variado entre 1.4 para la cuña coluvial representada por la unidad 2 y 2 m para la cuña coluvial correspondiente a la unidad 4.

El número de cuñas coluviales permite diferenciar al menos dos eventos sísmicos. El evento sísmico más antiguo, denominado E1, habría ocurrido hace  $\sim 76$  ka de acuerdo con las edades  $^{225}\text{PIRIR}$ , generando la cuña coluvial inferior. Posteriormente se habría formado el depósito de lavado correspondiente a la unidad 3. Un paleoterremoto posterior, denominado E2, habría ocurrido hace  $\sim 18$  ka, rompiendo las unidades 1, 2 y 3 y dando lugar al depósito de la cuña coluvial correspondiente a la unidad 4. El depósito de lavado de la unidad 5 se habría formado posteriormente al evento E2.

Considerando una ruptura cosísmica de  $1.4 \pm 0.2$  m para el paleoterremoto E1, este representaría una tasa de deslizamiento de  $0.03 \pm 0.01$  m/ka. Para el paleoterremoto E2, esta tasa sería de  $0.11 \pm 0.03$  m/ka. Estos resultados coinciden con otros valores de tasas de deslizamiento publicadas para la Falla Salar del Carmen usando datación de núcleos cosmogénicos aplicados en las superficies aluviales (González et al., 2006).

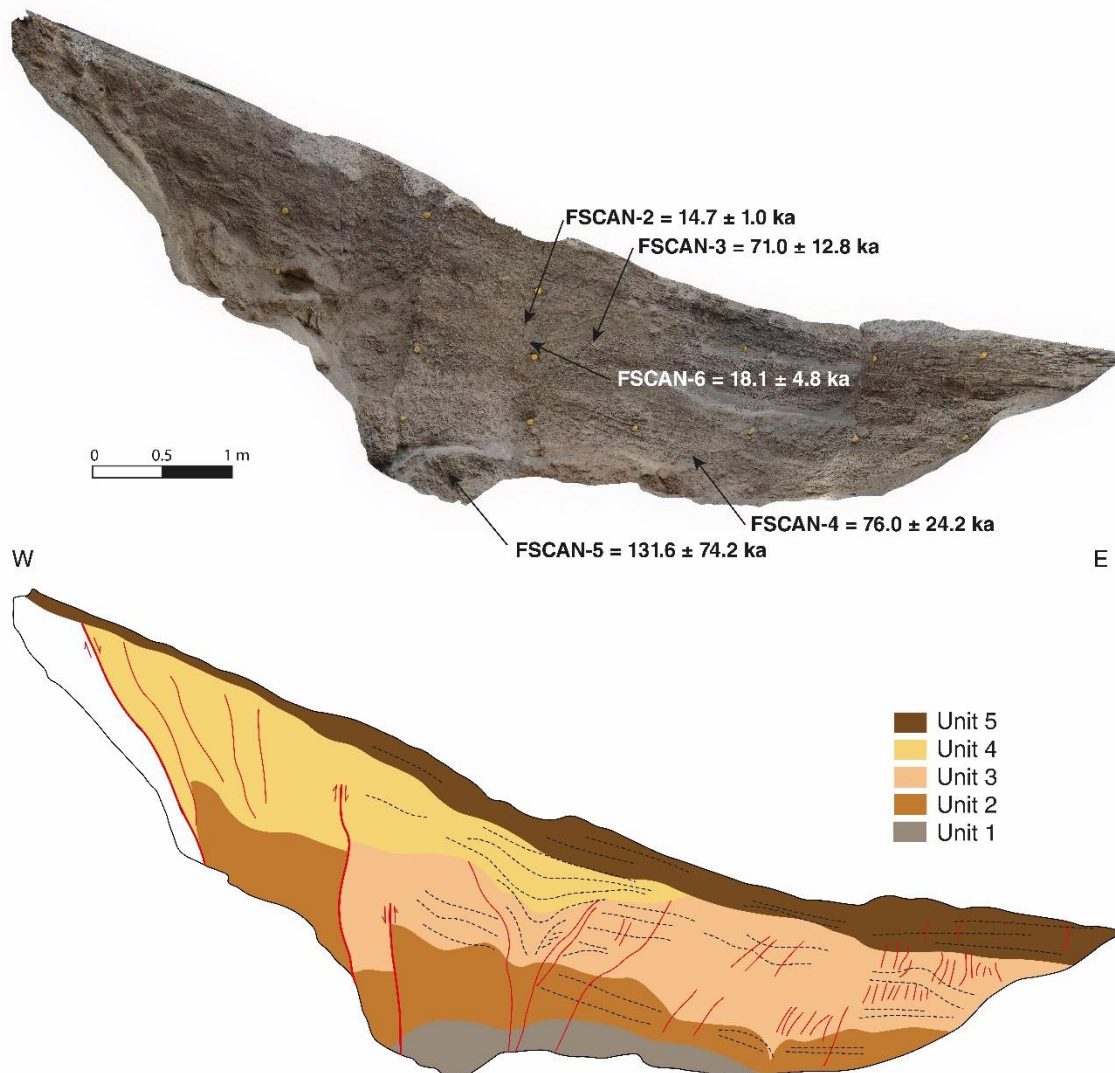


Fig. 4.13. Registro estratigráfico e interpretación de la trinchera FSCAN. Las líneas rojas indican la posición de fracturas. Líneas rojas más gruesas indican los planos de falla principales. Las líneas discontinuas muestran la estratificación y laminación.

Siguiendo las regresiones propuestas por Wells y Coppersmith (1994), un desplazamiento cosísmico de  $1.7 \pm 0.3$  m (tomado como el promedio obtenido del espesor de las dos cuñas coluviales) correspondería a terremotos de magnitudes 6.6-6.8. Estos resultados son ligeramente inferiores que los que se pueden obtener mediante el uso del largo de la traza de la falla tomando una longitud de 40 a 60 km, cuyas magnitudes resultantes varían entre 6.9 y 7.2. Esta diferencia puede deberse a la segmentación de la falla siendo limitada la ruptura mediante la presencia de rampas tectónicas entre segmentos (González et al., 2003).



## **CAPÍTULO V: EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y SEDIMENTARIA DE LA PAMPA MEJILLONES DURANTE EL PLEISTOCENO MEDIANTE EL USO DE SEÑALES POST-IR IRSL DE ALTA TEMPERATURA**

### **5.1. Introducción**

La Pampa Mejillones, en el norte de la Península de Mejillones, presenta abundantes evidencias geomorfológicas de movimientos verticales durante el Cuaternario (e.g. Ortlieb et al., 1996a, b; Victor et al., 2011). Un set de hasta 300 líneas de paleocosta sugiere una progresiva emersión y un descenso del nivel del mar relativo desde, al menos, hace 700 ka (Marquardt et al., 2005). Estudios previos en las líneas de paleocosta y el acantilado costero han reportado un amplio intervalo de tasas de alzamiento desde 0.2 hasta 1.7 m/ka. González-Alfaro et al. (2018) dataron restos fósiles de bivalvos recogidos en el acantilado costero mediante radiocarbono, obteniendo edades cercanas al límite superior de aplicación de dicho método.

El análisis geomorfológico de superficies aluviales mediante la producción de modelos de elevación del terreno de alta resolución permite estudiar las huellas dejadas en la superficie del terreno por los procesos tectónicos. En este sentido, los depósitos aluviales son excelentes marcadores de la actividad tectónica y climática dado que son depositados durante cortos periodos de tiempo para después ser continuamente retrabajados (Hartley and Jolley, 1995; Hartley et al., 2005; Clarke, 2015). El análisis de la configuración sedimentaria y superficial de abanicos aluviales asociados a fallas de placa superior activas proporciona información de los efectos tectónicos sobre la topografía (e.g. Whipple y Trayler, 1996). Además, las condiciones climáticas imperantes en el Desierto de Atacama permiten la preservación de evidencias de procesos tectónicos que en otros ambientes climáticos pudieran haber sido eliminados (Riquelme et al., 2007).

La convergencia entre placas tectónicas produce principalmente deformación elástica y solo un 5% se transfiere como deformación plástica a la placa superior (Van Dinther et al., 2013). Dado que esta deformación plástica se presenta principalmente como fallas de placa superior (Allmendinger y González, 2010), el estudio de la interacción entre el proceso de subducción y la actividad de fallas de placa superior en el norte de Chile es esencial para una mejor comprensión sobre la reactivación de fallas intracorticales y su historial de actividad a escala de

decenas a cientos de miles de años. Así, en el presente capítulo se integran conocimientos estratigráficos, tectónicos y geomorfológicos y resultados de datación con técnicas post-IR IRSL de sedimentos costeros y aluviales de la Pampa Mejillones para tratar de comprender los efectos y las implicaciones de la interacción entre el proceso de subducción y las fallas de placa de superior.

Después de describir las propiedades luminiscentes de cuarzo procedente de diferentes ambientes sedimentarios del Desierto de Atacama, se concluyó que su uso no es apto para la datación de sedimentos debido a la subestimación de las edades estimadas. En el anterior capítulo se vio que el uso de señales post-IR IRSL procedentes de granos de feldespato potásico se convierte entonces en la mejor alternativa, en parte gracias a la ubicuidad de dicho material. El protocolo de datación de post-IR IRSL a 290 °C (pIRIR<sub>290</sub>) desarrollado por Thiel et al. (2011) y Buylaert et al. (2012) presenta la ventaja de usar señales post-IR IRSL consideradas estables durante los periodos geológicos estudiados. Los granos de feldespato potásico analizados con este protocolo durante el desarrollo de esta investigación confirman la estabilidad de la señal post-IR IRSL al haberse encontrado señales naturales en saturación. Además, algunas de las señales naturales presentaron dosis de saturación (i.e. valores de 2D<sub>0</sub>) por encima del nivel de saturación del laboratorio. Los test de fading demuestran que las señales pIRIR<sub>290</sub> tienen valores de g entre 0 y 2 %/década. Estos valores pueden considerarse despreciables teniendo en cuenta la edad de las muestras y la presencia de señales pIRIR<sub>290</sub> en saturación, que sugiere que los resultados de los test de fading pueden atribuirse a errores instrumentales (Thiel et al., 2011). No obstante, los valores resultantes de las medidas de fading tanto de señales IRSL como de post-IR IRSL presentan variaciones relativamente altas que dan lugar a errores asociados por encima del 20%. Esto puede atribuirse a deficiencias en la corrección de las señales entre medidas debido al uso de una alta temperatura (>270 °C) de precalentamiento alta (Westaway, 2017).

La presencia de señales residuales como consecuencia de dosis remanentes tras exponer las alícuotas a la luz durante varias horas es la principal desventaja de usar señales post-IR IRSL a altas temperaturas. El decaimiento de las señales naturales fue estudiado exponiendo a la luz dos alícuotas durante diferentes periodos de tiempo. Las curvas de decaimiento muestran como la señal IR<sub>50/290</sub> desciende por debajo de un 10% de la señal natural tras las primeras 24 horas de exposición mientras que la señal residual de las señales pIRIR<sub>290</sub> no alcanza esos niveles hasta

pasadas 72 horas e incluso algunas alícuotas mantienen un 20% de la carga residual inicial. Por otro lado, el análisis de muestras de análogos modernos extraídos de la playa actual sugiere que las cargas residuales no superan los 6 Gy. Estos resultados demuestran la idoneidad de usar señales pIRIR<sub>290</sub> para los sedimentos costeros de la Pampa Mejillones y el posterior uso de dichas edades para interpretar la evolución de la pampa durante el Pleistoceno. De este modo, en este capítulo se presentan los resultados de análisis de señales pIRIR<sub>290</sub> para datar granos de feldespato potásico y su aplicación para estudiar la evolución de la Pampa Mejillones durante el Cuaternario centrándose en las implicaciones tectónicas y geomorfológicas de las edades obtenidas.

El objetivo principal de este capítulo es, por tanto, determinar la edad de los sedimentos costeros y aluviales afectados por el alzamiento durante el Pleistoceno, estimar una tasa de alzamiento y entender la evolución sedimentaria, geomorfológica y tectónica de la Pampa Mejillones. Esta investigación incluye el uso de trincheras para estudiar la arquitectura estratigráfica de las líneas de paleocosta y un detallado análisis geomorfológico de las superficies aluviales afectadas por la actividad Cuaternaria de la Falla Mejillones. En el presente capítulo se incluye un manuscrito en preparación que muestra los resultados de datación de sedimentos costeros y aluviales de la Pampa Mejillones mediante el uso de señales IRSL y post-IR IRSL en feldespato potásico y se comparan los resultados obtenidos con las edades de radiocarbono previamente publicadas, entre otras, y las implicaciones tectónicas, geomorfológicas y sedimentológicas del nuevo modelo geocronológico basado en luminiscencia.



## 5.2. Interaction between tectonic uplift and upper plate faulting and their implications in Late Quaternary landscape evolution: the case of the Mejillones Peninsula, northern Chile

Ian del Río <sup>a, b\*</sup>, Gabriel González <sup>a, b</sup>, André O. Sawakuchi <sup>c</sup>, Luc Ortlieb <sup>d</sup>, Gabriel Vargas <sup>e</sup>, José González-Alfaro <sup>e</sup>

<sup>a</sup> Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile.

<sup>b</sup> National Research Center for Integrated Natural Disaster Management CONICYT/FONDAP/1511007 (CIGIDEN), Santiago, Chile.

<sup>c</sup> Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, São Paulo, SP, 05508-080, Brasil.

<sup>d</sup> IRD-Sorbonne Universités (UPMC, Univ. Paris 06)-CNRS- MNHN, LOCEAN Laboratory, IRD France-Nord, Bondy, France.

<sup>e</sup> Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

\* Corresponding author: idelrio@alumnos.ucn.cl (Ian del Río)

### Abstract

The interplay between tectonic uplift due to the subduction process and upper plate normal faulting leaves a geomorphological imprint in the northern Chile coast. Differential uplifting of marine terraces and beach ridges in the Mejillones Peninsula reveal a relationship between the tectonic uplift and upper plate normal fault activity. In this study, we aim to refine the age model of the beach ridge sediments by using post-infrared infrared stimulated luminescence (pIRIR) on potassium feldspar from coastal and alluvial sediments to constrain the tectonic history of the Mejillones Peninsula during the late Quaternary. We obtained pIRIR ages from  $70.6 \pm 5.1$  to over 330 ka for the marine coastal sediments while alluvial sediments resulted in deposition ages from  $87.4 \pm 6.6$  to  $163.4 \pm 18.4$  ka. Our results suggest that long-term uplift rates ranged from  $0.30 \pm 0.03$  to  $1.01 \pm 0.08$  m/ka. The comparison between the uplift rate here determined for the strandplain with uplift rates for the marine terraces reported in the literature allows to estimate a long-term slip rate of  $\sim 0.26$  m/ka for the Mejillones Fault. It is hypothesized that the Mejillones

fault slip rate has balanced and eventually exceed the uplift rate of the strandplain during the last ~200 ka.

**Keywords:** Pleistocene, luminescence dating, tectonic uplift, upper plate faults, landscape evolution.

### 5.3. Introduction

The northern coast of Chile shows marine terraces and beach ridges tens to hundreds of meters above sea level, pointing to a conspicuous Late Quaternary tectonic uplift, with estimated uplift rate of ~0.3 m/ka (Regard et al., 2010; Saillard et al., 2012; Martinod et al., 2016; Melnick, 2016). Previous studies about the effect of tectonic processes in central and northern Chilean coast have been focused on dating marine terraces to estimate Quaternary uplift rates (Saillard et al., 2009; Martinod et al., 2016; Binnie et al., 2016). Along the northern coast of Chile, geochronological determinations using mollusk shell fragments from regressive sedimentary deposits have been limited due to the availability of carbonate biogenic components suitable for radiocarbon and uranium series dating methods (Ortlieb et al., 1996c). However, previous works have shown that beach ridges from settings analogous to the northern Chilean coast can be used to determine uplift mechanisms in active tectonic margins (Bookhagen et al., 2006; Goff et al., 2014; Kelsey et al., 2015; Monecke et al., 2015).

Our study focuses on the Mejillones Peninsula, which is protruding the linear coast of northern Chile. The Mejillones Peninsula is located right above the seismogenic zone defined by the South American and Nazca tectonic plates. Recent earthquakes in this area were the 1995 Mw 8.0 Antofagasta and the 2007 Mw 7.7 Tocopilla megathrust earthquakes (e.g. Béjar-Pizarro et al., 2010; Victor et al., 2011; Métois et al., 2013). Both earthquakes produced a coastal uplift of 0.8 m at the south and of 0.3 m at the northern end of the Mejillones Peninsula (Ortlieb et al., 1996a; Loveless et al., 2010). Long-term uplift rates obtained on the marine terraces located at the northernmost point of the peninsula indicate a continuous uplifting of this part of the Mejillones Peninsula during the Late Quaternary (Binnie et al., 2016) with accelerated uplift rate during the late part of the Pleistocene. González-Alfaro et al. (2018) provided new ages of marine transgressive sediments cropping out near the coastline based on radiocarbon  $^{14}\text{C}$ . The main conclusion of these authors is that the most recent uplift of the Mejillones produced the emersion

of marine deposits, which pertains to the Marine Isotopic stage MIS 3. This is the first report in northern Chile that illustrate young coastal uplift. Worldwide, the occurrence of MIS 3 has been attributed to rapid uplift processes. Because this work used radiocarbon ages that are in the limit the confidentiality of this method, we decide to use optical dating as an independent dating method to confirm or discard the age of the presumable sediments belonging to the MIS 3. To resolve this issue is crucial to understand the late Quaternary processes related to the active subduction process in the Andean margin.

The development of luminescence dating has been a major contribution to the geochronology of Quaternary deposits and processes (Rhodes, 2011; Buylaert et al., 2012; Wintle and Adamiec, 2017). We applied post-IR IRSL dating protocols on K-feldspar as it has been previously demonstrated that OSL in quartz from the Atacama Desert yields a significant age underestimation whereas IRSL in feldspars is suitable to obtain burial ages (del Río et al., 2019). In recent years, post-IR IRSL dating protocols have allowed to extend the age range and increase the reliability and accuracy by using higher preheat and stimulation temperatures which result in more stable IRSL signals (e.g. Buylaert et al., 2009; Thiel et al., 2011; Buylaert et al., 2012). It is known that IRSL signals from K-feldspars are affected by anomalous fading: an athermal loss of signal due to quantum mechanical tunneling of electrons from the ground state of thermally stable traps to near recombination centers (or holes). In post-IR IRSL dating protocols, a low temperature IRSL stimulation (50 °C) access these unstable electron-hole pairs while a subsequent post-IR IRSL stimulation at a higher temperature produce signals arising from electron-holes pairs separated by longer energetic distances, then producing a more stable signal (Thomsen et al., 2008; Jain and Ankjaergaard, 2011). In this contribution, we use post-IR IRSL signals to delimit the age of beach-ridge and alluvial sediments and the results are compared with the ages published in González-Alfaro et al. (2018). To promote signal stability, 10 samples from beach ridge deposits are dated using a post-IR IRSL signal stimulated at 290 °C. The alluvial dating results presented in del Río et al. (2019) are expanded to 6 samples using a post-IR IRSL signal stimulated at 225 °C to favor signal resetting.

#### 5.4. Geological setting

The geomorphology of the Mejillones Peninsula is dominated by fault-bounded horsts and hemigrabens (Fig. 5.1). At the west, the promontories of Morro Mejillones, Morro Jorgino and Cerro Moreno horsts show the highest altitudes of the Peninsula between 400 to 1050 masl. These horsts are mainly composed of schists and gneisses from the Mejillones Metamorphic Complex and granodiorites of Late Triassic to Lower Jurassic age (Cortés et al., 2007). Morro Mejillones and Morro Jorgino are tectonic horsts limited by normal faults at their eastern sides (González et al., 2003). On their surfaces, there is a well-preserved stack of Pliocene to Late Pleistocene marine terraces carved during coastal uplift (Di Celma et al., 2013; Nielsen, 2013; Binnie et al., 2016). The Morro Mejillones horst presents two sets of marine terraces: one set formed by a high lying marine terraces of Pliocene age and other set integrated by low lying marine terraces of Pleistocene age, being both sets separated by a ~100 m high paleocliff (Marquardt, 2005). Both sets are partially covered by marine and alluvial deposits. The age of the older terrace, located at 580 m asl (above sea level), was dated using  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  on an ash layer yielding a Pliocene age ( $3.25 \pm 0.17$  Ma), which allows to infer a long-term uplift rate of  $0.18 \pm 0.02$  m/ka (Marquardt, 2005). Binnie et al. (2016) dated the low-lying marine terraces using cosmogenic  $^{10}\text{Be}$ , obtaining an uplift rate of  $0.53 \pm 0.18$  m/ka since ~480 ka. These results suggest an increase of the uplift rates from Pliocene to Pleistocene. The Morro Jorgino horst presents a similar configuration where up to 8 marine terraces can be distinguished on its surface.

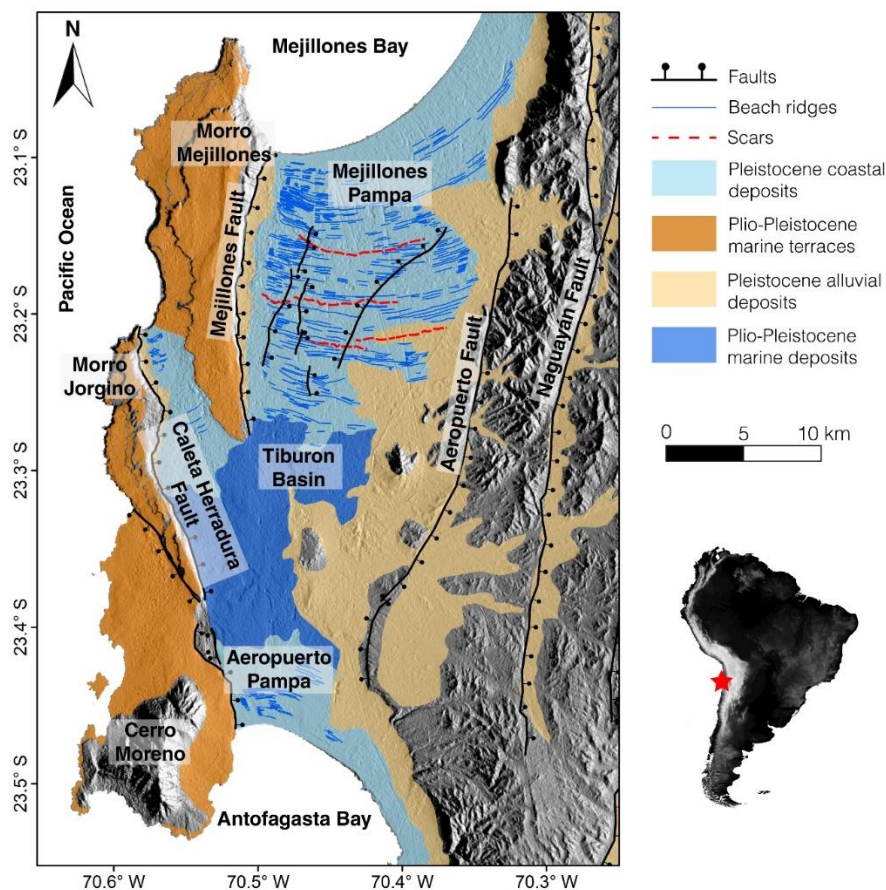


Fig. 5.1. Morphotectonic map of the Mejillones Peninsula showing the location and distribution of beach ridges in the strandplains. The different geomorphic settings (marine terraces in the western part and the strandplains at its eastern part) are bounded by the presence of upper plate faults.

Normal faults play an important role in the geomorphological configuration of the Mejillones Peninsula. East-west extensional faulting has been active since the Miocene (Hartley and Jolley, 1995). It has been proposed that the main mechanism driving this faulting is a combination of subduction erosion, underplating of removed crustal material and the collapse of the front margin of the subducting South American Plate (Armijo and Thiele, 1990; von Huene et al., 1999). Coseismic extension during megathrust earthquakes has been observed from GPS stations (González et al., 2003). Upper plate bending during the interseismic period related to the subsidence caused by subduction erosion would also contribute to the long-term extension (Delouis et al., 1998). The combination of coseismic and interseismic displacements measured

by GPS indicates that coseismic extension would be concentrated near the coast while the forearc would be under interseismic contraction (Ruegg et al., 1996; Chlieh et al., 2004).

These normal faults control the development of a set of hemigrabens where marine and continental sediments have been deposited since the Miocene (Di Celma and Cantalamessa, 2007). Three main faults stand out: Caleta Herradura Fault, Rinconada Fault and Mejillones Fault. The most conspicuous structure in the Mejillones Peninsula is the Mejillones Fault: a N-S striking, normal fault dipping  $\sim 65^\circ$  to the east, which its Quaternary activity has created a cumulative fault scarp of up to 300 m bounding the Morro Mejillones and the Pampa Mejillones (Fig. 5.1, 5.2). The height of this fault scarp progressively decreases to the south for  $\sim 40$  km until disappearing completely (Cortés et al., 2012). The Mejillones Fault is considered active at least since the Pliocene (González et al., 2003). At its foot, there is deposited a set of alluvial fans that forms a piedmont related to an active mountain front created by the Mejillones Fault activity (González et al., 2003). Vargas et al. (2011) using U-series dating of gypsum veins emplaced along the main fault plane defined at least three paleoearthquakes during the Late Pleistocene and one in the Late Holocene. From cosmogenic nuclide data and a thorough paleoseismological analysis, Cortés et al. (2012) inferred a slip rate of  $0.46 \pm 0.41$  m/ka for the last  $\sim 35$  ka. Located at the west and the south of the peninsula, respectively, the Caleta Herradura and Rinconada Faults strike  $\sim 15^\circ$ W with a  $\sim 65^\circ$  dip to ENE. The Caleta Herradura Fault defines the Caleta Herradura hemigraben (Fig. 5.1). At the south of the Peninsula, the Rinconada Fault delimits the Pampa Aeropuerto subbasin.

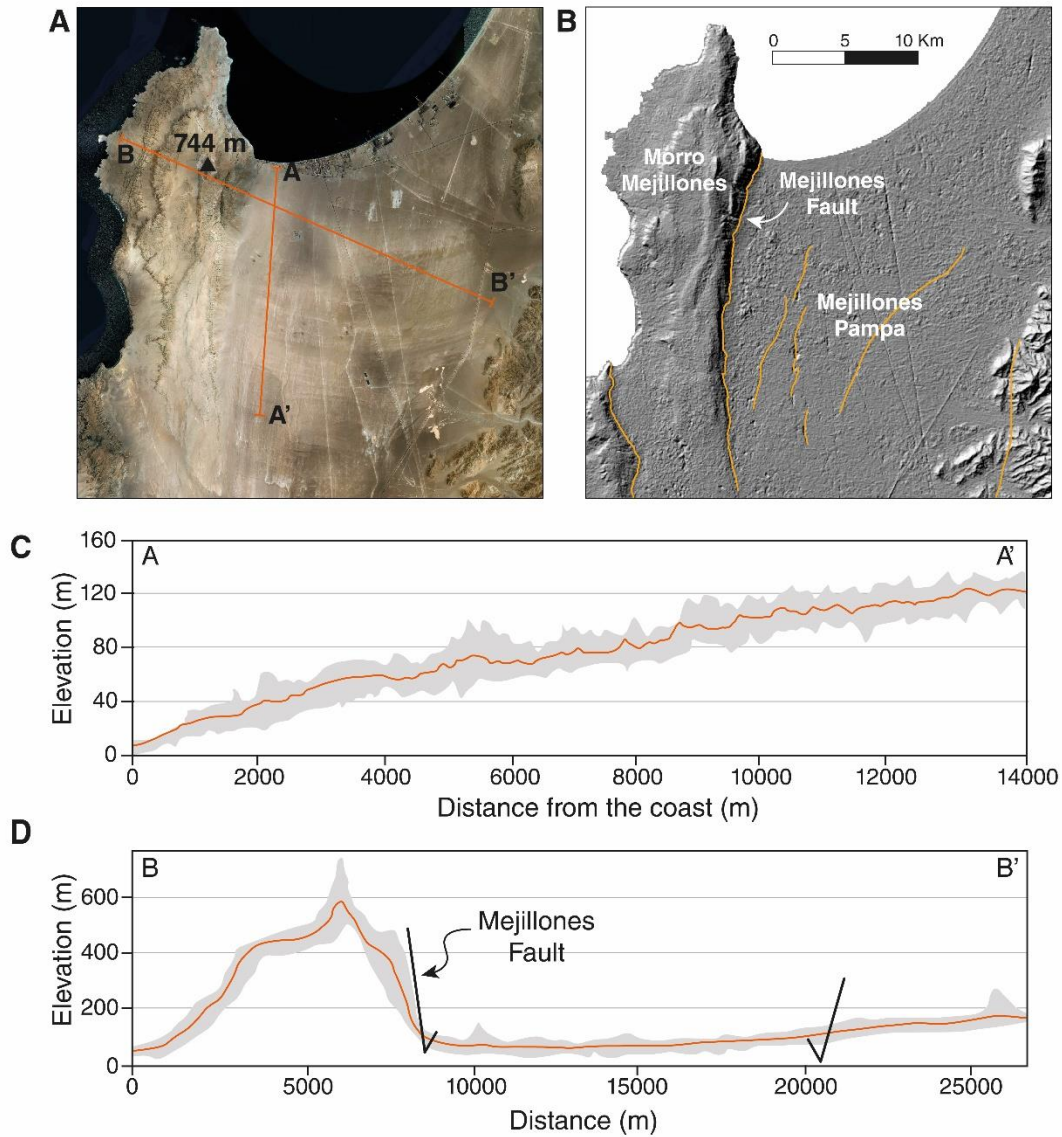


Fig. 5.2. A) Satellite image showing the beach ridge lines. B) Relief image of the study area showing the main faults (orange lines) crossing the Pampa Mejillones. C: topographic swath profile perpendicular to the beach ridges. D: W-E topographic swath profile across the Pampa Mejillones strandplain showing the fault scarp generated by the Mejillones Fault. Topographic swath profiles were calculated using the ASTER DEM with a resolution of 30 m. An area of  $\pm 1$  km to both sides was integrated to estimate the topographic variation.

The sedimentary infill of the hemigraben basins consists in two main formations: the Miocene-Pliocene La Portada formation and the Pleistocene Mejillones Formation. The La Portada Formation is a littoral marine sequence composed by a variety of consolidated and semi-consolidated clastic sediments dominated by silty clay, fine sand and diatomite deposits (Di

Celma et al., 2013; Tapia et al., 2015). An ash layer interbedded in a diatomitic deposit from the La Portada Formation was dated by Ar/Ar on biotite yielding ages of  $3.91 \pm 0.1$  and  $4.17 \pm 0.12$  Ma (Marquardt, 2005; Breitzkreuz et al., 2014). The stratigraphic contact between the La Portada Formation and the overlying Pleistocene sediments of the Mejillones Formation is a sharp unconformity exposed along the coastal area of the Mejillones Bay. This unconformity is exposed at different elevation above sea level around the peninsula, suggesting that uplift rates through the Quaternary have been variable in the study area. An ash lens from the limit between both sedimentary formations dated by Ar/Ar on sanidine yielded an age of  $0.79 \pm 0.03$  Ma (Marquardt, 2005). The Mejillones formation is composed of sand layers interbedded with bioclastic coarse-grained gravels. For this sedimentary unit, Ortlieb et al. (1996c) defined a thermally anomalous molluscan assemblage (TAMA) typical from warmer waters. This fauna would have migrated from northern warmer waters during the Marine Isotope Stage (MIS) 11 (420-370 ka) (Ortlieb et al., 2003; Ragaini et al., 2008). Younger stages of the Pleistocene (~330 ka) and Holocene fauna include assemblages from cooler waters (Ortlieb et al., 1996a). The Pleistocene shallow and coastal marine deposits are partially covered by alluvial sediments deposited at the foot of the Mejillones Fault scarp (Fig. 5.3b, Fig. 5.3c). The alluvial deposits are locally offset by the fault producing displacements of up to 15 m high. Cosmogenic nuclide dating performed in those alluvial fan surfaces resulted in ages from ~15 to ~59 ka (Cortés et al., 2012).

Hemigraben basins surfaces are characterized by sea-level regressive features that allow to define them as strandplains (Otvos, 2000; Tamura, 2012). The Pampa Mejillones strandplain is a ~280 km<sup>2</sup> geomorphic surface originated by coastline regression (Ortlieb et al., 1996a). It is slightly inclined towards the sea, with a slope of ~0.5° and limited to the north by an active coastal cliff. To the south, the Pampa Mejillones is limited by the Tiburon Basin, where Miocene-Pliocene marine sediments are exposed due to erosion at an altitude of ~200 m (Tapia et al., 2015). The Caleta Herradura hemigraben strandplain also presents evidences of coastline regression though weathering and fault activity have eroded most of the geomorphological features evidencing coastline regression on its surface, hindering the identification of individual beach ridges. The Pampa Aeropuerto strandplain, located at the south of the Peninsula between the Tiburon Basin and the Antofagasta Bay, presents a similar topographic configuration as the Pampa Mejillones, although the slope of this strandplain is ~1.5° and its surface is more rugged,

mainly due to the effect of an extensive normal fault subsystem associated to the Rinconada Fault. The Aeropuerto strandplain ends in a beach that connects to the east with a coastal cliff progressively rising to the east.

Our study case is focused on the Pampa Mejillones strandplain and the Mejillones Formation, where more than 300 beach ridges can be distinguished. These beach ridges present a very low relief, with individual ridges hardly identifiable on the ground, though very distinctive from aerial view due to color variation between beach ridges crests and swales. On the ground surface, it is observed that the proportion of lithic clasts (mainly from quartz veins and granodiorite) increases towards the crest of the beach ridges, showing a lighter coloration. In the swales between crests, there are small aeolian dunes composed of very rounded pebbles of ~1 cm of diameter, bearing a darker coloration. Three erosion scars can be observed in the surface of the Pampa Mejillones strandplain (Herm, 1969). These scars are also concave to the sea and their presence influences the shape of immediately younger beach ridges (Fig. 5.3a).

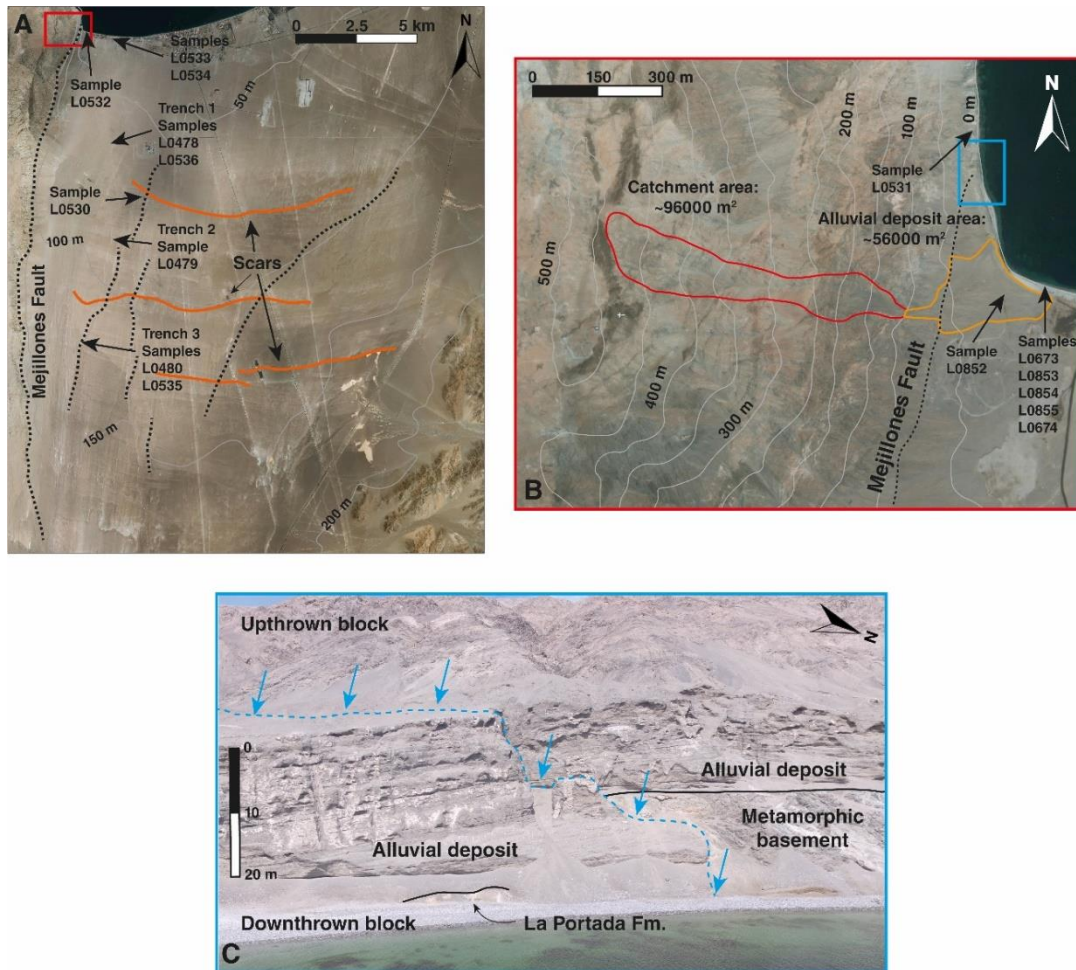


Fig. 5.3. A) Detail of the Pampa Mejillones strandplain showing the Mejillones Fault System (dashed lines) and the scars (orange lines). Position of sampling sites and coastal sediment samples are depicted with black arrows. B) Aerial detail of the studied alluvial deposit. The red curve encloses the catchment area and the orange curve shows the deposit area. Location of alluvial samples extraction site is shown. C) The Mejillones Fault plane (blue arrows and dashed line) displacing the La Portada Formation, the Metamorphic basement and the alluvial deposits.

## 5.5. Methods

### 5.5.1. 3D reconstruction and topographic profiles

In order to characterize the alluvial surface morphology and its relationship with the Mejillones Fault plane and the Pleistocene coastal deposits, we build a 3D model of the alluvial surface and the coastal cliff applying photogrammetric techniques (Bemis et al., 2014). Up to 500 images were collected using a Phantom 3 Professional unmanned aerial vehicle equipped with a 4K camera. For the 3D reconstruction, images were processed using the photogrammetry-based

software Agisoft (Agisoft, 2011). Surface altitudes were corrected using 14 ground control points (CGP) obtained with a double frequency GPS from Trimble. From the altitude corrected surface, we generated a digital elevation model (DEM) with a resolution of 3.57 cm/pixel and a point density of 785 points/m<sup>2</sup>. We also generated an orthomosaic covering all the area with a resolution of 1.78 cm/pixel. DEM surface was then processed using the software ArcGIS 10.2 with the toolbox hydrology to obtain the water flux direction and constrain the drainage system. For this purpose, we selected only streams that reached up to 20,000 pixels of accumulated flow.

### 5.5.2. Sample preparation and luminescence measurements

After a thorough inspection of the alluvial and coastal sediments, samples for luminescence dating were collected in selected localities (Fig. 5.3). All sediment samples for luminescence were collected hammering steel tubes into excavation walls to avoid light exposure. For natural radioactivity estimation, sediment from the interior of holes left after extracting the sampling tubes were scratch up to a distance of 10 cm for dose rate homogenization. The sediment samples were prepared for luminescence measurements under subdued orange/red light conditions. Sediment samples were wet sieved to acquire the 180-250  $\mu\text{m}$  grain size interval and then treated with H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> and HCl (30%) to eliminate organic components and carbonate minerals, respectively. Grains of K-feldspar (< 2.58 g/cm<sup>3</sup>) were separated from heavy minerals, plagioclase and quartz using lithium metatungstate solutions of densities at 2.75, 2.62 and 2.58 g/cm<sup>3</sup>, respectively. After that, K-feldspar grains were treated with HF (10% for 40 min) to etch the alpha-irradiated outer layer, and a last treatment of HCl (30%) was applied to dissolve any possible fluoride precipitation.

K-feldspar multigrain aliquots were mounted in stainless steel cups (strandplain and active coastal cliff samples) and aluminum discs (alluvial samples) for luminescence measurements in a Risø TL/OSL DA-20 reader system equipped with a <sup>90</sup>Sr/<sup>90</sup>Y beta source delivering a dose rate of  $0.108 \pm 0.004$  Gy/s for cups and  $0.1323 \pm 0.004$  Gy/s for discs. Stimulation was carried out using infrared LEDs (870  $\pm$  20 nm) at 90% of its power ( $\sim$ 130 mW/cm<sup>2</sup>) and light detection was conducted in the blue-violet window using a Corning 7-59 and Schott BG-39 filter combination. IRSL signals at 50 °C (IR<sub>50/225</sub> and IR<sub>50/290</sub>) and post-IR IRSL signals with stimulation temperature at 225 °C (pIRIR<sub>225</sub>) and 290 °C (pIRIR<sub>290</sub>) were used for equivalent dose ( $D_e$ )

estimation following the protocols designed by Buylaert et al. (2009) and Buylaert et al. (2012), respectively (Table 5.1).

Table 5.1. Overview of the luminescence dating protocols applied in this study.

Step	Post-IR IRSL <sub>290°C</sub> (Buylaert et al., 2012)	Post-IR IRSL <sub>225°C</sub> (Buylaert et al., 2009)	Obs.
1	Dose	Dose	
2	Preheat at 320°C for 60s	Preheat at 250°C for 60s	
3	IRSL at 50°C for 200s	IRSL at 50°C for 100s	
4	IRSL at 290°C for 200s	IRSL at 225°C for 100s	$L_n/L_x$
5	Test dose	Test dose	
6	Preheat at 320°C for 60s	Preheat at 250°C for 60s	
7	IRSL at 50°C for 200s	IRSL at 50°C for 100s	
8	IRSL at 290°C for 200s	IRSL at 225°C for 100s	$T_n/T_x$
9	IRSL at 320°C for 200s	IRSL at 290°C for 40s	
10	Return to step 1	Return to step 1	

Dose recovery tests were carried out to evaluate the suitability of K-feldspar grains from the studied sediments to estimate  $D_e$  values under laboratory conditions. Thus, dose recovery tests using protocols based on the pIRIR<sub>290</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signals were performed on samples L0478 and L0674, respectively. Residual doses on the marine coastal samples were evaluated by means of a modern analogue (sample L0559) which was collected from the intertidal surface. Due to the erosive nature of the alluvial surface, a modern analogue is not representative of the bleaching performance of the studied alluvial sediments. Therefore, we carried out bleaching tests on alluvial samples L0852, L0673 and L0674. Aliquots from samples L0852, L0673 and L0674 were exposed to sunlight in a solar simulator for different times, from 0.5 to 72 hours. Measurements to estimate fading rates were conducted for the IR<sub>50/225</sub>, IR<sub>50/290</sub>, pIRIR<sub>225</sub> and pIRIR<sub>290</sub> signals. Fading rates for the IR<sub>50/225</sub>, IR<sub>50/290</sub>, pIRIR<sub>225</sub> and pIRIR<sub>290</sub> were determined using three aliquots from samples L0536, L0673 and L0674 following the method described in Auclair et al. (2003). Age correction for fading was performed following Huntley and Lamothe (2001). Fading rates were estimated delivering an initial dose of 120 Gy and a test dose of 40 Gy. Measurements delays were between 1.2 and 260 ks. Sensitivity changes throughout measurement cycles were evaluated for IR and pIRIR signals by the ratio between the first test dose measurement ( $T_x$ ) and consecutive test dose measurements ( $T_n$ ).

The IR<sub>50/290</sub> and pIRIR<sub>290</sub> light emissions were recorded at every 0.1 s, while the IR<sub>50/225</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signals were recorded every 0.05 s. The  $D_e$  values from the coastal samples were determined through the integration of the first 2 s of the IR<sub>50/290</sub> or pIRIR<sub>290</sub> decay curves and a

subtraction of the last 10 s as background. For the alluvial samples, the IR<sub>50/225</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signals used for  $D_e$  calculation were determined through the integration of the first 1 s of the decay curve minus the last 10 s as background. Only aliquots that satisfied the following criteria were used for calculation of  $D_e$ : (i) recycling ratios within a  $1.0 \pm 0.1$  range; (ii) recuperation under 5%; and (iii) an initial integrated signal 3 times the background. Dose response curves were best fitted with the sum of two exponential functions (Sohbati et al., 2011; Murray et al., 2014). From pIRIR<sub>290</sub> signals in field saturation, minimum doses estimates were calculated using the value corresponding to twice the characteristic dose ( $D_0$ ) (Wintle and Murray, 2006). Data was analyzed using the software Analyst v4.31.9 (Duller, 2015) and the **R** package “Luminescence” v0.7.5 (Kreutzer et al., 2012). Final  $D_e$  values were calculated using the Central Age Model (CAM) approach (Galbraith et al., 1999).

Radiation dose rates were calculated through radionuclides concentrations ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  and  $^{40}\text{K}$ ) determined using high-resolution gamma ray spectrometry with a high-purity germanium (HPGe) detector (relative efficiency of 55% and energy resolution of 2.1 keV at 1332 keV) encased in an ultralow background shield from Canberra Industries. A subsample of ~250 g was weight before and after drying at 60°C for 24 hours for water content estimation. Gamma ray spectrometry was performed after samples storage for at least 21 days in sealed plastic containers to allow radon reequilibrium. Dose rates were calculated using the conversion factors from Guérin et al. (2011). Cosmic dose rates were calculated according to Prescott and Hutton (1994). Internal beta dose rate was calculated assuming a K content of 12.5% in K-feldspar (Huntley and Baril, 1997).

## 5.6. Results

### 5.6.1. Alluvial deposits and drainage system description

Stratigraphically, on top of the coastal marine sediments of the Mejillones Formation, there is a Pleistocene alluvial deposit of 20-27 m thick (Fig. 5.4). The coastal cliff cuts the alluvial deposit allowing to access the entire alluvial sequence which is in direct contact with the underlying marine sequence of the Mejillones Formation. The sediments of this alluvial deposit consist of an alternation of decimeter to meter-thick packages of a poorly sorted debris-flow

gravels with clasts between 2 and 50 cm of diameter and a coarse sand matrix (Fig. 5.4b). Gravel packages are separated by 5- to 10-cm-thick, reddish sandy beds with horizontal lamination.

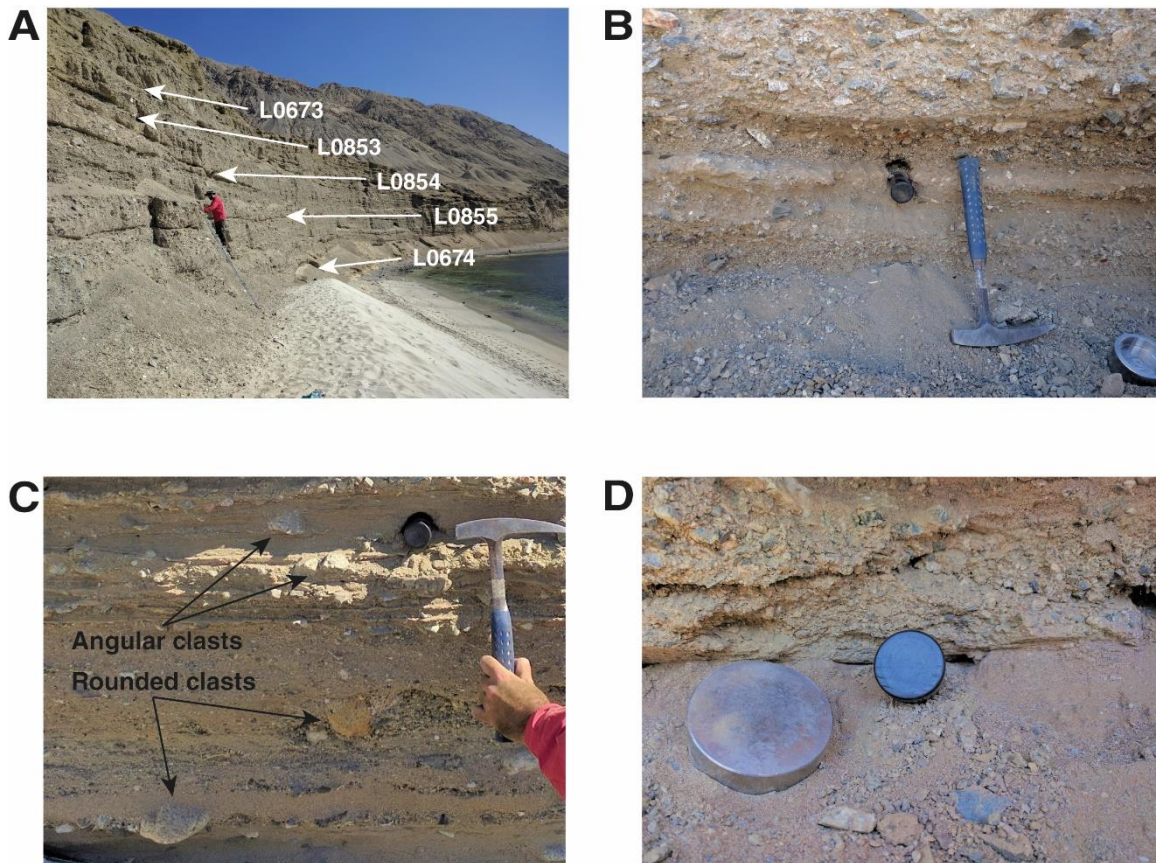


Fig. 5.4. Sampling sites of the alluvial sediment samples. A) General picture showing the active coastal cliff formed at the Rinconada beach on the western extension of the Mejillones Bay. B) The image shows sample L0852, with the sampler tube hammered in fine sand layer interbedded in alluvial gravels. C) This image shows sample L0674. In this picture, it can be observed the reworked marine sediments, represented here by rounded clasts of up to 10 cm of diameter and small fragments of bivalve shells. D) Detail showing the thin, reddish layer of fine sand from where the alluvial samples were extracted. In the picture is depicted sample L0673 while collection.

The exposed alluvial surface bears signs of prolonged exposure to erosion such as clast brecciation and numerous incisions of depths ranging from few centimeters to 1 m. Its proximal domain is mainly formed by deposits of ancient debris flows with cobble-sized rocks and a blanket of clasts in different weathering stages (Fig. 5.5a). The distal domain presents a smoother surface. On the apex boundary, the fault scarp is partially eroded by several alluvial channels. The direction of the channels is deflected northwards at their path over the fault trace. From the

high-resolution DEM, three groups of channels can be defined depending on their orientation from the main drainage area (Fig. 5.5b). From north to south, the first group (in red in Fig. 5.5c) presents the more incised channels, which have directions  $\sim 45^\circ\text{E}$ . The second group (in yellow in Fig. 5.5c) presents directions of  $\sim 65^\circ\text{E}$  and are perpendicular to the active coastal cliff, where the channels do not produce significant erosion and scarp recession compared to the channels from the first group. The surface between the channels from the second group presents many rock blocks of up to 1 m of diameter with weathering features such as desert varnish and clast brecciation. These channels are cut by the main drainage channel of the first group (black arrows in Fig. 5.5). The third group (in blue in Fig. 5.5c) has a main direction of  $\sim 80^\circ\text{E}$  and coincides with the direction of the catchment neck. The surface presents a low proportion of clasts, its channels are poorly incised and are also cut by the main channel from the first group. We interpret the parallel orientation pattern observed in the third group of channels as an evidence that the surface is currently controlled by erosion more than by depositional processes. Interestingly, the current channel flows into a section of the cliff wall that is located 28 m asl while abandoned channels end at lower heights of 20-24 masl.

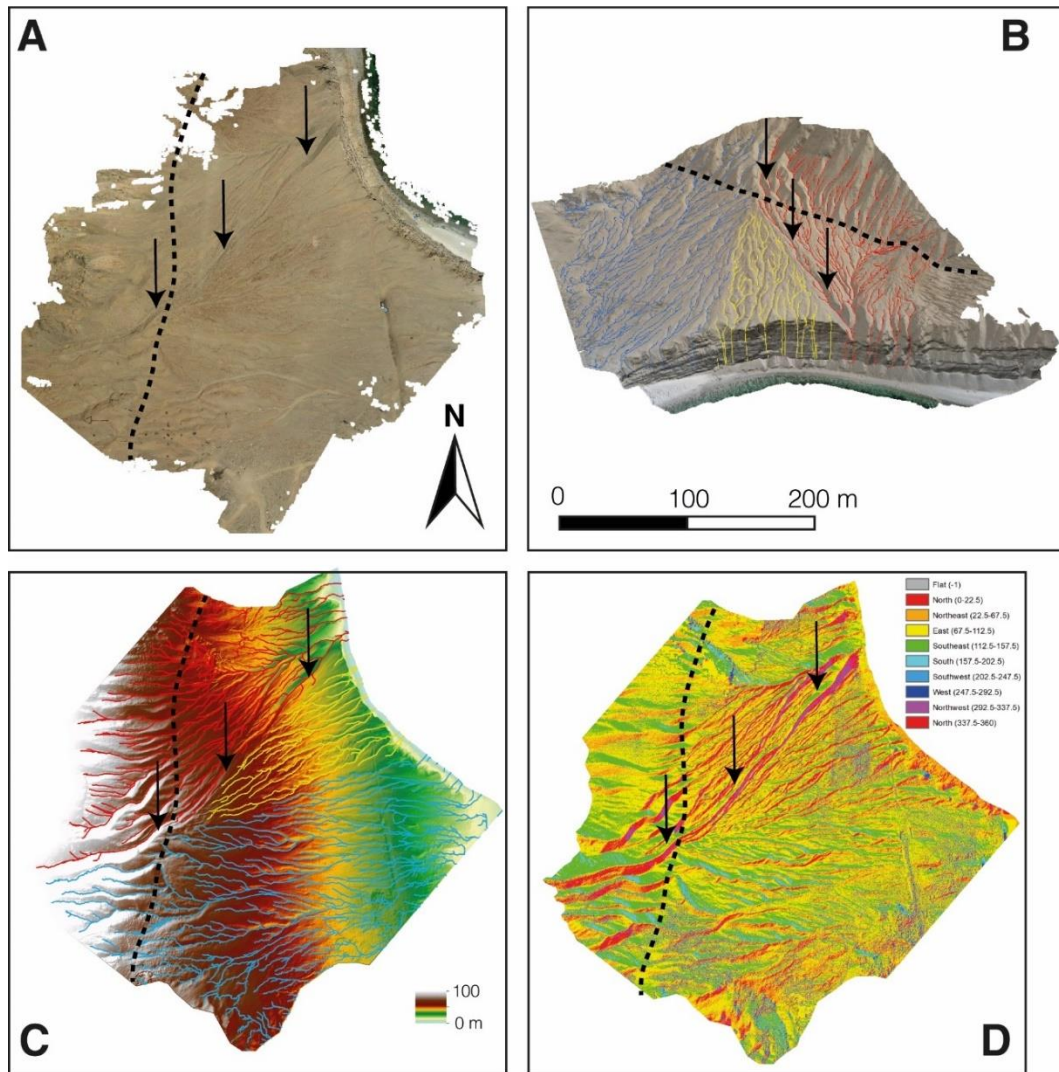


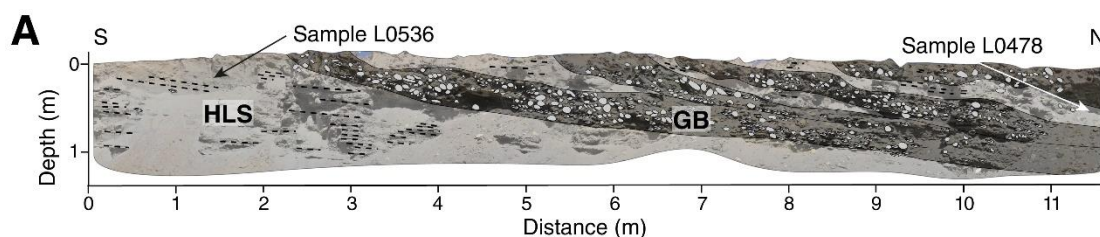
Fig. 5.5. A) Orthomosaic of the 3D reconstruction of the alluvial surface. Black arrows mark the main current drainage path and the dashed line marks the Mejillones Fault trace. B) Drainage network overlying the high-resolution DEM. C) Drainage network on the alluvial 3D reconstruction model with the channels sorted into three categories depending on their flow direction. D) Orientation of the alluvial surfaces and the channel walls. The image shows surface features with three main orientations: one to the east (in yellow) representing the general orientation of the alluvial and the footwall surfaces; another group of surfaces oriented to the north (in red), mainly integrated by the heavily incised channels; the third one (in light blue) is formed by the southeast-oriented walls of the W-E oriented channels.

### 5.6.2. Coastal marine deposits

The sediments comprising the sedimentary sequence in the Pampa Mejillones strandplain consist, generally, in alternating lenses of rounded gravels and packages of fine-to-medium grain sized sand enriched in shells. In the active coastal cliff, the sedimentary record comprises the

Miocene-Pleistocene La Portada Formation and the Pleistocene Mejillones Formation. The Mejillones Formation exposed by the coastal cliff is formed by an upward fining sequence of gravel and sand. At the bottom of this sequence, there is a densely packed pebbled-sized conglomerate with a coquina on top covering the lower 1 m of the sequence. The upper ~4 m consists of packages of medium-to-fine grain-sized sand intercalated with gravel lenses. Occasionally, there are centimeter-thick sand-supported layers composed of bivalves from genus *Argopecten* and *Choromytilus*.

The coastal marine deposits from the Mejillones Formation forming the beach ridges present a general sedimentary structure consisting in a fine to medium grain sized sand deposit with horizontal lamination and bivalve shells with one or more lenticular gravel beds of variable thickness dipping  $\sim 10^\circ$  to the coast overlying the sandy deposit (Fig. 5.6a, 5.7a). The sandy package displays horizontal lamination though a 10-cm thick layer of cross-laminated sand can be observed (Fig. 5.6b, 5.7b). These sandy sediments are partially cemented by salt. The contact between the sandy sediments and the gravel beds is discordant and erosive as is denoted by the truncated horizontal lamination of the sandy sediments by the gravel beds. The gravel beds are composed of imbricated seawards, pebbled-sized, rounded clasts and contain cold-water fossils, mainly mollusks as *Argopecten purpuratus* and, in less quantity, gastropods as *Calyptraea trochiformis*, *Crepipatella dilatata* among others (Table S5.1). On the site where the sample L0530 was collected, a horizontal laminated, fine grain-sized sand is covered by a densely packaged gastropod coquina from genus *Tegula* (Fig. 5.7c). Sparse fragments of *Argopecten* shells populate the sand. A warm-water molluscan assemblage (Ortlieb et al., 1996b) is found further south at an elevation of  $\sim 115$  masl (Fig. 5.6c, 5.7d).



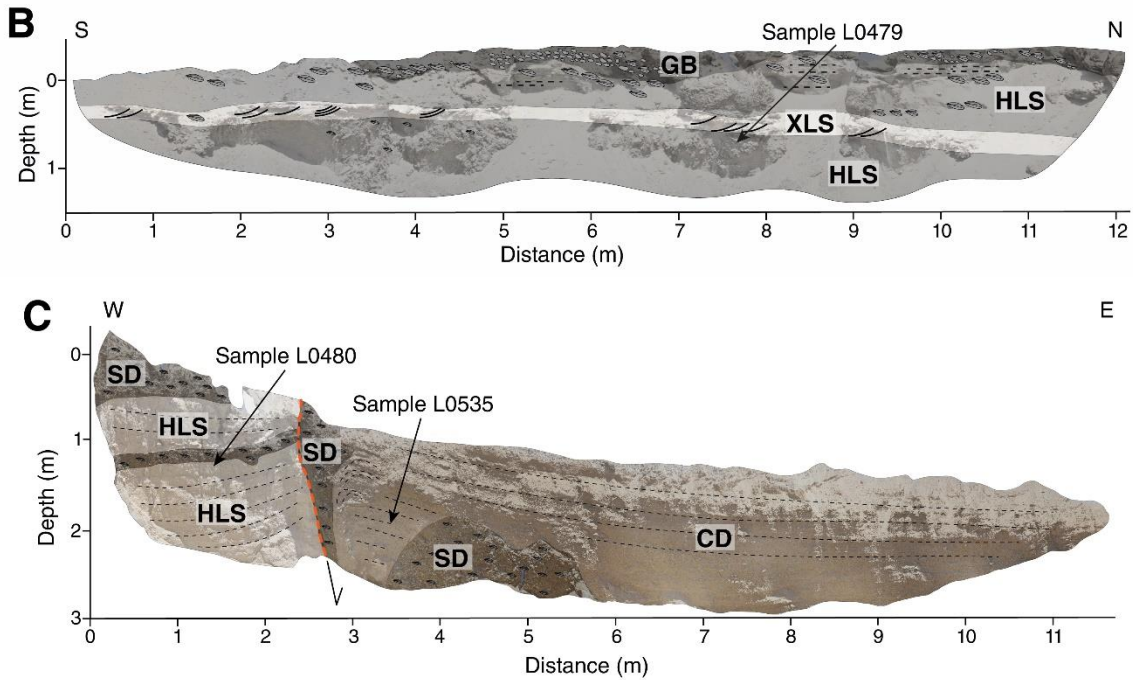


Fig. 5.6. A) Trench 1 showing the internal sedimentary architecture of a beach ridge. B) Trench 2 showing coastal deposits consisting in fine sand with horizontal and cross lamination. Dashed lines represent the horizontal lamination. C) Trench 3 showing the displacement produced on Quaternary coastal sediments by a small normal fault. GB: gravel bed; HLS: horizontal-laminated sand; XLS: cross-laminated bed. Layer colors have been altered for clarity.

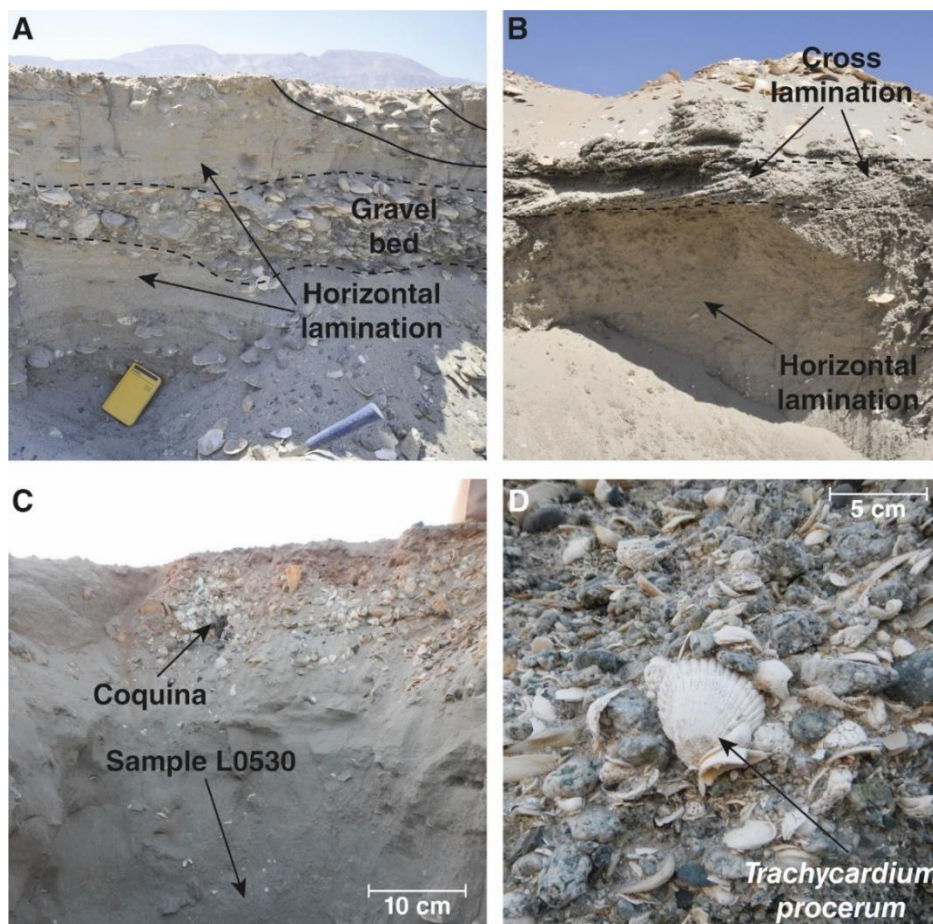


Fig. 5.7. Detail of the sampling sites in the excavated trenches. A) Detail of the horizontal lamination and the contact between the gravel and the sand deposits in trench 1. B) Detail of the cross lamination in trench 2. C) Where the sample L0530 was extracted and D) Detail of trench 3 showing a shell of *Trachycardium procerum*, which is indicative of a warmer water fauna (Ortlieb et al., 1996b).

### 5.6.3. Luminescence properties and dating results

To determine the age of the studied deposits, ten sediment samples from marine coastal deposits of the Mejillones Formation and six sediment samples of alluvial deposits were collected for luminescence dating (Fig. 5.8). After thorough examination of the sedimentary sequences, six sediment samples were extracted from excavations in the beach ridges (L0478, L0479, L0480, L0530, L0535 and L0536), four samples were collected from marine strata exposed at the coastal cliff of the Mejillones Bay (L0531, L0532, L0533 and L0534) and six sediment samples were extracted from the alluvial deposits (L0673, L0674, L0852, L0853, L0854 and L0855). Figure 5.8 shows the stratigraphic relationships between collected samples.

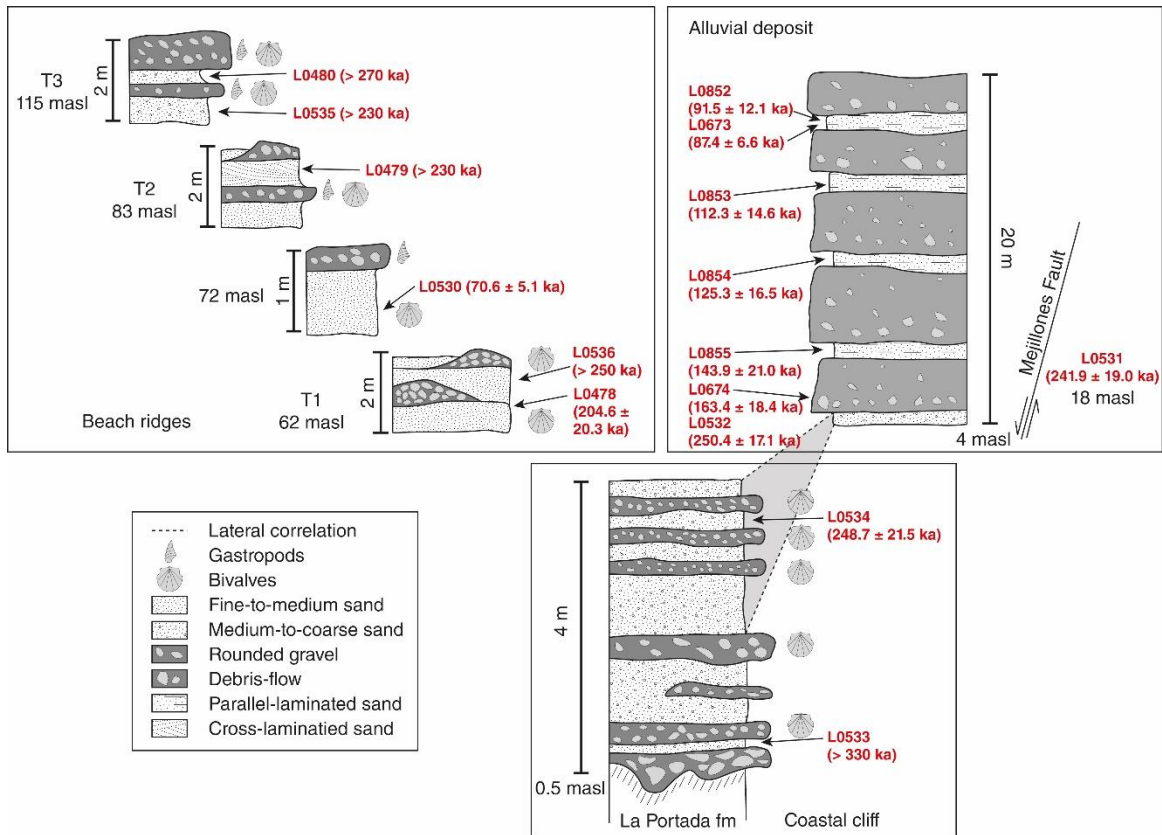


Fig. 5.8. Stratigraphic columns of the study area with the location of the sediment samples used for luminescence dating. Sample L0531 was collected at the other side of the Mejillones Fault from the same stratigraphic level as sample L0532.

Bleaching tests performed on alluvial samples L0673, L0674 and L0852 show that after only 2 hours IR<sub>50/225</sub> signals already decreased below a 5% of their natural signals while pIRIR<sub>225</sub> signals still present up to a 55% of their corresponding natural signals. After 24 hours of light exposure, IR<sub>50/225</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signals were below a 2% and 10%, respectively. PIRIR<sub>225</sub> signals decreased continuously to reach an average of 8% of its natural signal after 72 hours. We also tested the bleaching capacity for the pIRIR<sub>290</sub> protocol for the alluvial sample L0674. Four aliquots of sample L0674 were bleached for 24 hours and compared to the natural signal. For the IR<sub>50/290</sub> and pIRIR<sub>290</sub> signals, the residual doses were considerably higher in comparison to the pIRIR<sub>225</sub> measurement protocol, with a 7% and a 28% of its natural signal, respectively. Bleaching performance of the coastal samples was evaluated by measuring the natural D<sub>e</sub> of a modern analogue (sample L0599) collected from the shoreface of the current beach where the fair-weather waves break. Natural doses were 1.2 ± 0.1 and 2.9 ± 0.4 Gy for IR<sub>50/290</sub> and pIRIR<sub>290</sub>

signals (Table 5.2), respectively, which can be considered negligible in relation to the equivalent dose range (>100 Gy) expected for the analyzed samples. Thus, for alluvial samples we preferred to use the pIRIR<sub>225</sub> protocol to reduce the possible overestimation due to hard-to-bleach signals, while for the coastal marine samples we prioritize the use of stable pIRIR<sub>290</sub> signals given the low residual doses obtained from the modern analogue sample.

Table 5.2. Natural equivalent doses for the modern analogue sample L0559.

Sample	Stimulation temperature (°C)	n/N	OD (%)	De (Gy)
L0559	50	11/12	25.0	1.2 ± 0.1
	290	10/12	39.1	2.9 ± 0.4

Dose rate results are shown in Table 5.3 and luminescence measurements and age results are shown in Table 5.4. Dose response curves (Fig. 5.9) showed characteristic doses ( $D_0$ ) of the K-feldspar grains analyzed in this study ranging from 125 to 342 Gy for the IR<sub>50/290</sub> signal and from 119 to 464 Gy for the pIRIR<sub>290</sub> signal (Table 5.4). Strandplain samples (L0478, L0479, L0580, L0535 and L0536) yielded IR<sub>50/290</sub>  $D_e$  values from  $267.9 \pm 7.7$  to  $332.4 \pm 13.4$  Gy. Samples L0478 and L0530 (Fig. 5.9a) showed natural pIRIR<sub>290</sub> signals below saturation yielding  $D_e$  values of  $506.9 \pm 38.8$  and  $224.0 \pm 6.7$  Gy, respectively. pIRIR<sub>290</sub> signals from strandplain samples L0479, L0480, L0535 and L0536 were in field saturation (Fig. 5.9b) with  $D_0$  values between  $199 \pm 63$  and  $381 \pm 53$  Gy, i.e. minimum equivalent doses ( $2D_0$ ) from ~400 to ~760 Gy (as a sum of two exponentials is used to fit the growth curves, the  $D_0$  value represents the second part of the double exponential function). IR<sub>50/290</sub>  $D_e$  values from the active coastal cliff samples (L0531, L0532, L0533 and L0534) ranged between  $182.5 \pm 8.5$  and  $339.7 \pm 13.0$  Gy. For the pIRIR<sub>290</sub> signal, samples L0531, L0532 and L0534 yielded  $D_e$  values between  $510.4 \pm 15.2$  and  $543.7 \pm 23.6$  Gy. Sample L0533 presented a natural pIRIR<sub>290</sub> signal in field saturation, yielding a  $2D_0$  value of ~720 Gy. In general, strandplain samples, especially L0480, L0535 and L0536, showed high saturation levels, suggesting that signal saturation in nature is slightly above laboratory saturation for pIRIR<sub>290</sub> signals (Fig. 5.9).

Table. 5.3. Radionuclides concentrations and dose rate data.

Location	Sample	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Water content (%)	Cosmic dose rate (Gy/ka)	Dose rate (Gy/ka)
Pampa	L0478	1.64 ± 0.04	2.40 ± 0.08	0.96 ± 0.03	0.1	0.174 ± 0.037	2.48 ± 0.16
Mejillones	L0479	4.38 ± 0.15	1.18 ± 0.08	1.02 ± 0.04	0.1	0.164 ± 0.056	3.10 ± 0.22
strandplain	L0480	4.48 ± 0.15	0.67 ± 0.07	0.77 ± 0.03	0.2	0.154 ± 0.019	2.82 ± 0.18

	L0530	5.44 ± 0.18	1.22 ± 0.07	0.85 ± 0.04	0.8	0.182 ± 0.029	3.17 ± 0.21
	L0535	4.22 ± 0.14	1.72 ± 0.09	0.81 ± 0.04	0.2	0.176 ± 0.037	2.89 ± 0.19
	L0536	1.64 ± 0.04	2.40 ± 0.08	0.96 ± 0.03	0.1	0.186 ± 0.076	2.49 ± 0.17
<b>Current coastal cliff</b>	L0531	1.50 ± 0.06	1.62 ± 0.08	0.97 ± 0.04	0.2	0.063 ± 0.008	2.29 ± 0.15
	L0532	1.53 ± 0.06	1.46 ± 0.08	0.71 ± 0.03	0.1	0.085 ± 0.014	2.04 ± 0.13
	L0533	1.78 ± 0.07	1.87 ± 0.09	0.78 ± 0.03	0.3	0.106 ± 0.023	2.21 ± 0.14
	L0534	1.71 ± 0.06	1.50 ± 0.08	0.66 ± 0.03	0.2	0.134 ± 0.046	2.08 ± 0.13
<b>Alluvial deposit</b>	L0852	1.45 ± 0.05	4.23 ± 0.15	0.99 ± 0.04	0.4	0.173 ± 0.054	2.58 ± 0.17
	L0673	2.68 ± 0.09	3.25 ± 0.13	0.89 ± 0.04	0.7	0.119 ± 0.017	2.64 ± 0.17
	L0853	1.20 ± 0.05	4.05 ± 0.15	1.07 ± 0.05	0.4	0.063 ± 0.005	2.49 ± 0.16
	L0854	1.58 ± 0.06	3.80 ± 0.14	1.04 ± 0.04	0.3	0.038 ± 0.03	2.50 ± 0.17
	L0855	1.56 ± 0.06	3.91 ± 0.15	1.08 ± 0.05	0.4	0.035 ± 0.003	2.54 ± 0.17
	L0674	1.67 ± 0.06	4.89 ± 0.18	0.92 ± 0.04	0.6	0.027 ± 0.002	2.46 ± 0.16

Alluvial samples (L0852, L0673, L0853, L0854, L0855 and L0674) yielded  $IR_{50/225}$   $D_e$  values between  $106.2 \pm 6.3$  and  $139.1 \pm 5.6$  Gy while for the  $pIRIR_{225}$  signal  $D_e$  values were between  $197.7 \pm 8.8$  and  $305.3 \pm 12.3$  Gy. For both  $IR_{50/225}$  and  $pIRIR_{225}$  signals, alluvial samples are in stratigraphic order as  $D_e$  values increase from bottom to the top of the deposit. Overdispersion (OD) values of the equivalent dose distributions for both coastal and alluvial samples were below 30%. With these OD values and the results from the modern analogue and bleaching tests, we consider that the K-feldspars grains were well-bleached (Reimann and Tsukamoto, 2012; Smedley et al., 2015).

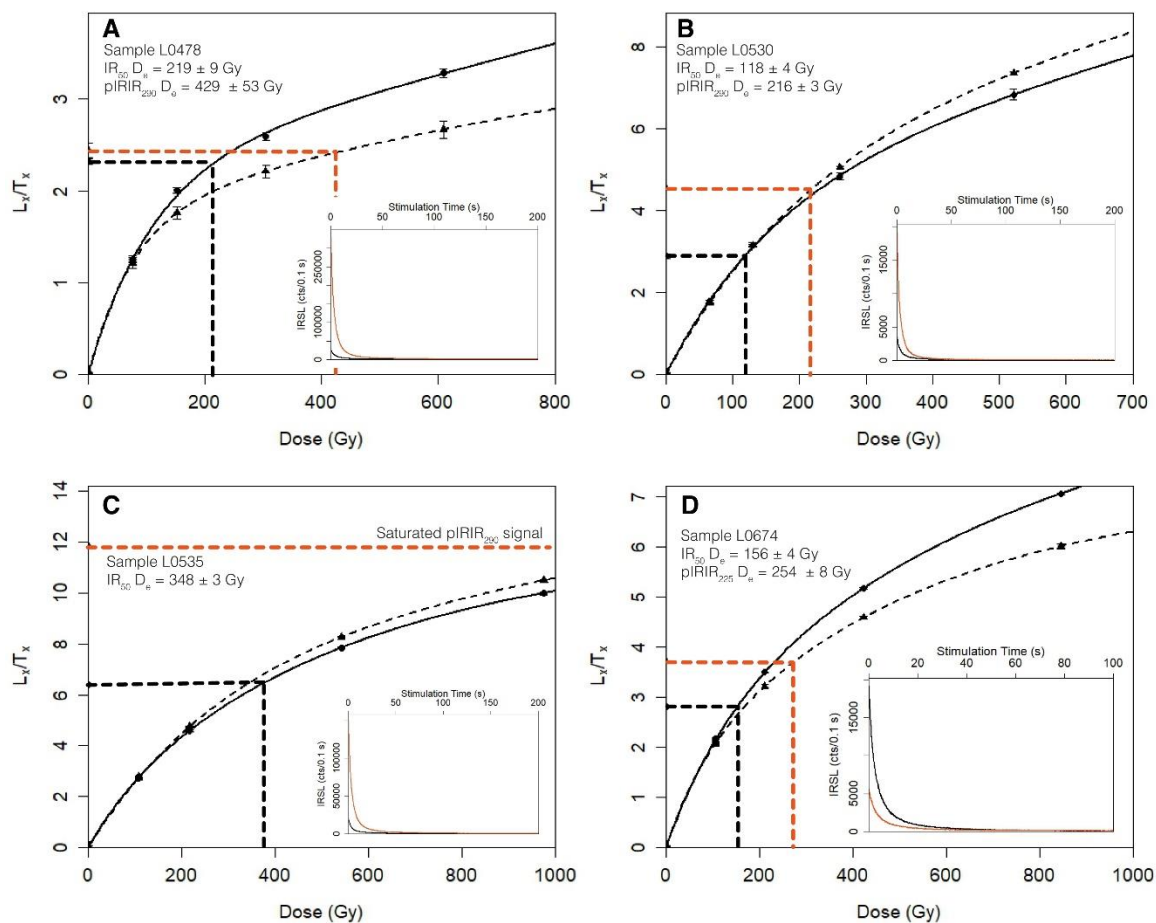


Fig. 5.9. Dose response curves of samples A) L0478, B) L0530, C) L0535 and D) L0674. Continuous dose response curves correspond to the IR signal while dashed dose response curves are related with the pIRIR signals. Insets show the natural IR (in black) and pIRIR (in orange) decay curves.

Five of the ten studied samples from the coastal samples presented natural pIRIR<sub>290</sub> signals close or above saturation. Though this means that the pIRIR<sub>290</sub> signal is stable and is not affected by a significant fading (Thiel et al., 2011), still is necessary to assess the fading rate of both IR<sub>50/290</sub> and pIRIR<sub>290</sub> signals. Fading test results showed scattering of the measurements for the IR<sub>50/290</sub> signal. Because of the scattering observed while measuring fading rates with steel cups, it was decided to repeat the measurements with steel discs (Thomsen et al., 2008). Another dose recovery test and an additional dating measurement was performed for sample L0536 to test whether the differences between the two approaches were significant. The results agreed with those obtained using steel cups. A g-value of  $5.84 \pm 0.72$  %/decade was obtained for the IR<sub>50/290</sub> signal (Fig. 5.10). For the pIRIR<sub>290</sub> signal, a g-value of  $1.87 \pm 0.73$  %/decade, which can be

assumed as a laboratory artifact since we found pIRIR<sub>290</sub> signals in field saturation (Thiel et al., 2011). Therefore, pIRIR<sub>290</sub> ages were not corrected for fading. These g-values agrees with other g-values previously published for the IR and pIRIR signals from K-feldspar (Buylaert et al., 2012; Huntley and Lian, 2006). Once corrected, the relationship between uncorrected IR<sub>50/290</sub> and fading-corrected IR<sub>50/290</sub> ages is  $0.46 \pm 0.01$ . Relationship between ages calculated using fading-corrected IR<sub>50/290</sub> and pIRIR<sub>290</sub> ages for samples with the later not in saturation is  $1.09 \pm 0.35$ . The overestimation of fading-corrected IR<sub>50/290</sub> ages in relation to pIRIR<sub>290</sub> ages can be attributed to the fact that IR<sub>50/290</sub> are beyond the linear part of the dose response curve, hence the age cannot be properly corrected (Murray et al., 2014). Because of this, pIRIR<sub>290</sub> ages will be used for further interpretation of the obtained ages from the coastal samples. Measured fading rates for the alluvial samples were  $7.93 \pm 0.74$  and  $7.10 \pm 0.79$  %/decade for the IR<sub>50/225</sub> signal from samples L0673 and L0674, respectively. For the pIRIR<sub>225</sub> signal from samples L0673 and L0674 fading rates resulted in  $1.18 \pm 0.24$  and  $2.50 \pm 0.66$  %/decade, respectively (Fig. 5.10).

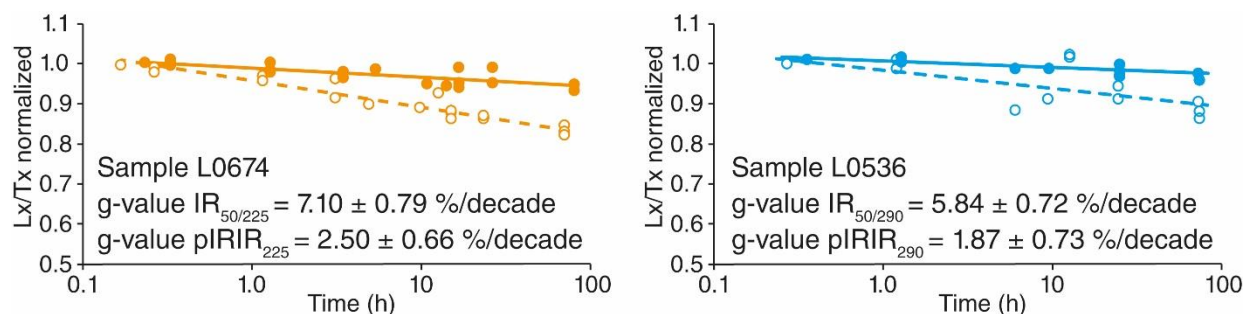


Fig. 5.10. Fading results for (A) sample L0536 and (B) sample L0674. Note the scattering of the IR<sub>50/290</sub> measurements of sample L0536 in relation to the IR<sub>50/225</sub> signal from sample L0674.

Table 5.4. Summary of equivalent doses and age results. Uncorrected ages are calculated with the Central Age Model (CAM). For saturated samples, age is calculated with the 2D<sub>0</sub> value and thus considered as a minimum age. Ages from IR<sub>50/290</sub> signals are corrected for fading using a g-value of  $5.84 \pm 0.72$  %/decade while pIRIR<sub>290</sub> ages were not corrected as we assumed that these signals are stable. Ages from IR<sub>50/225</sub> and pIRIR<sub>225</sub> signals are corrected using an average g-value of  $7.52 \pm 0.59$  and  $1.84 \pm 0.93$  %/decade, respectively, except for samples L0673 and L0674 which were corrected using the corresponding g-value.

Location	Sample	Stimulation temperature (°C)	n/N	OD (%)	D <sub>0</sub> (Gy)	Saturation level	De (Gy)	Uncorrected Age (ka)	Fading-corrected Age (ka)
Pampa Mejillones strandplain	L0478	50	16/24	11.7	199 ± 63	0.50 ± 0.06	287.7 ± 10.4	116.2 ± 8.5	258.4 ± 53.6
		290	16/24	27.0	342 ± 185		506.9 ± 38.8	204.6 ± 20.3	
	L0479	50	14/18	29.6	308 ± 84	0.92 ± 0.24	270.6 ± 23.5	87.4 ± 9.7	191.1 ± 40.3
		290	14/18		357 ± 65		Saturated	>230	
L0480	50	11/14	27.9	368 ± 91	1.14 ± 0.15	312.1 ± 26.8	110.7 ± 11.9	245.4 ± 54.7	
	290	14/14		381 ± 53		Saturated	>270		

## Evolución de la Pampa Mejillones

	L0530	50	21/23	18.6	266 ± 31		107.7 ± 4.4	33.9 ± 2.6	70.2 ± 12.4
		290	22/23	14.1	291 ± 36	0.30 ± 0.03	224.0 ± 6.7	70.6 ± 5.1	
	L0535	50	12/12	13.1	333 ± 29		332.4 ± 13.4	115.5 ± 8.8	255.8 ± 51.1
		290	12/12		359 ± 42	1.08 ± 0.07	Saturated	>230	
	L0536	50	14/21	9.3	230 ± 11		267.9 ± 7.7	107.3 ± 8.1	238.4 ± 45.2
		290	20/21		309 ± 48	1.03 ± 0.05	Saturated	>250	
<b>Current coastal cliff</b>	L0531	50	20/24	16.3	320 ± 31		200.7 ± 7.6	89.3 ± 6.7	195.5 ± 39.8
		290	21/24	18.6	332 ± 30	0.67 ± 0.07	543.7 ± 23.6	241.9 ± 19.0	
	L0532	50	14/16	25.8	284 ± 26		197.9 ± 13.9	97.1 ± 9.1	213.6 ± 46.4
		290	14/16	8.9	323 ± 22	0.64 ± 0.07	510.4 ± 15.2	250.4 ± 17.1	
	L0533	50	11/12	11.0	241 ± 23		339.7 ± 13.0	153.6 ± 11.2	347.3 ± 75.1
		290	12/12		362 ± 30	1.23 ± 0.02	Saturated	>330	
	L0534	50	15/16	17.1	284 ± 74		182.5 ± 8.5	87.6 ± 6.9	191.5 ± 38.3
		290	14/16	20.8	340 ± 29	0.63 ± 0.07	518.2 ± 30.7	248.7 ± 21.5	
<b>Alluvial deposit</b>	L0852	50	21/24	26.0	374 ± 60		108.4 ± 6.2	41.9 ± 3.7	134.2 ± 40.0
		225	22/24	20.7	337 ± 66		197.7 ± 8.8	76.5 ± 6.1	91.5 ± 12.1
	L0673	50	13/24	20.9	403 ± 144		113.2 ± 6.7	42.8 ± 3.7	156.7 ± 75.0
		225	15/24	10.5	382 ± 153		206.7 ± 5.9	78.2 ± 5.5	87.4 ± 6.6
	L0853	50	21/24	19.2	362 ± 55		110.3 ± 4.7	44.3 ± 3.5	142.8 ± 44.5
		225	21/24	18.7	307 ± 55		233.0 ± 9.6	93.7 ± 7.3	112.3 ± 14.6
	L0854	50	24/24	20.8	322 ± 42		125.3 ± 5.4	50.2 ± 4.0	164.3 ± 50.7
		225	22/24	19.0	278 ± 45		260.6 ± 10.7	104.4 ± 8.2	125.3 ± 16.5
	L0855	50	24/24	25.4	373 ± 44		132.2 ± 6.9	52.1 ± 4.4	171.2 ± 46.7
		225	24/24	23.2	303 ± 54		304.0 ± 14.5	119.8 ± 9.9	143.9 ± 21.0
	L0674	50	27/32	20.7	336 ± 38		142.4 ± 5.7	57.8 ± 4.4	168.3 ± 57.5
		225	27/32	20.2	319 ± 34		310.3 ± 12.2	126.0 ± 9.6	163.4 ± 18.4

*n* is the number of accepted aliquots; *N* is the number of aliquots tested

Samples L0478 and L0530 resulted in pIRIR<sub>290</sub> ages of  $204.6 \pm 20.3$  and  $70.6 \pm 5.1$  ka, respectively. Strandplain samples found in field saturation yielded minimum ages of 230 ka (sample L0479) and 270 ka (sample L0480). Samples from the active coastal cliff with pIRIR<sub>290</sub> signals below saturation resulted in ages tightly clustered from  $241.9 \pm 19.0$  ka (sample L0531) to  $250.4 \pm 17.1$  ka (sample L0532). Sample L0533, in field saturation, yielded a minimum age of 330 ka. After correcting for fading, pIRIR<sub>225</sub> ages of the alluvial deposit has been constraint between  $87.4 \pm 6.6$  ka (L0673) and  $163.4 \pm 18.4$  ka (L0674). Since fading correction of IR<sub>50/225</sub> and IR<sub>50/290</sub> signals produced ages with larger errors than their corresponding pIRIR signals, in the following we will use the pIRIR ages for further discussion. PIRIR ages are displayed over six sea level curves from literature in Figure 5.11.

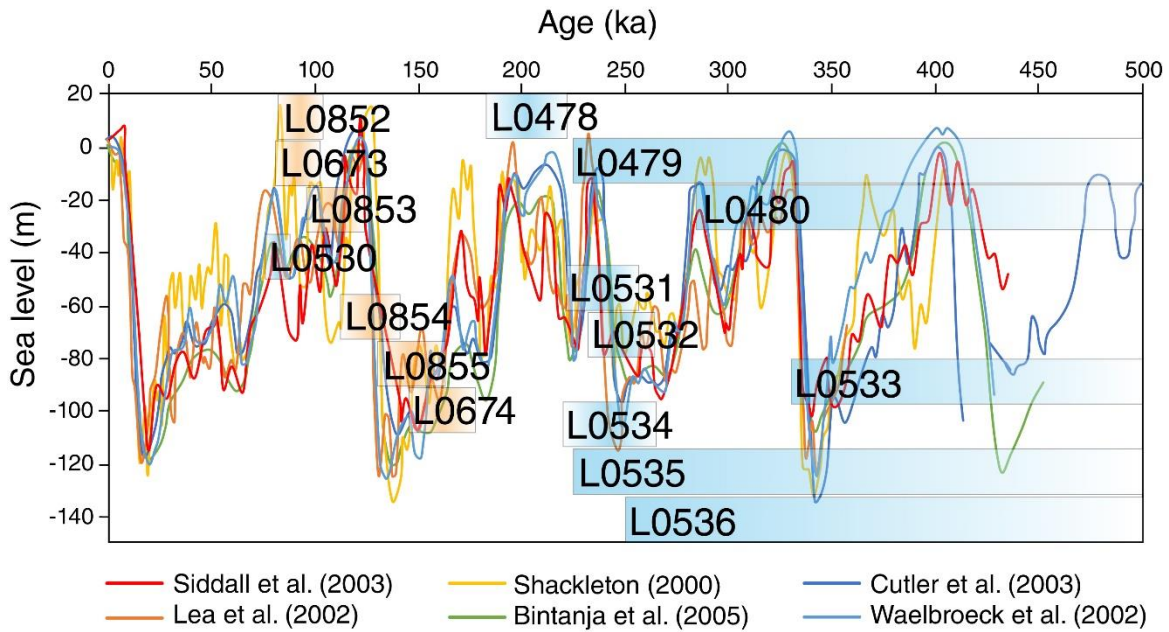


Fig. 5.11. Age interval of the dated sediments in relation to sea level changes for the last 500 ka (modified from Siddall et al., 2006, and references therein). Orange squares and blue squares show the age interval for alluvial and coastal sediment samples, respectively.

## 5.7. Discussion

### 5.7.1. Reliability of pIRIR ages and comparison with independent ages

High temperature pIRIR signals are presumed to be stable (Thiel et al., 2011; Buylaert et al., 2012). This is confirmed by the presence of pIRIR<sub>290</sub> signals in field saturation on our studied samples. This characteristic of the pIRIR<sub>290</sub> signals is an advantage given that the signal stability strengthens the reliability of the obtained ages but also limits the dating window. In our case study, the resulting 2D<sub>0</sub> values, with a maximum of ~750 Gy (L0480, table 5.4), sets the upper age limit to ~300 ka (assuming a dose rate of 2.5 Gy/ka, Table 5.3), though precise ages of up to 600 ka have been obtained from pIRIR<sub>290</sub> signals (Buylaert et al., 2012). Considering that luminescence sensitivity of quartz (Preusser et al., 2006, 2009) and feldspar (Gliganic et al., 2017) depend on their sedimentary history (i.e. number of irradiation-bleaching cycles), we hypothesize that the D<sub>0</sub> value from the obtained pIRIR signals may be the result of a low number of erosion and deposition cycles of the studied sediments.

The presence of residual doses due to partial bleaching during sediment transport could cause overestimation of the  $D_e$ , especially using high temperature ( $>270\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) pIRIR signals. The overestimation of  $D_e$  values due to the presence of unbleached doses or poorly bleached IRSL signals has been well documented in literature (e.g. Thomsen et al., 2008; Kars et al., 2014; Buylaert et al., 2012). However, coastal systems are among the best environments for complete bleaching due to their sedimentary dynamics, which allow multiple cycles of sediment transport and sunlight exposure before final burial (Reimann et al., 2011; Neudorf et al., 2015). Moreover, the  $D_e$  values obtained from the modern analogue sample suggest that residual doses are negligible in comparison to the  $D_e$  estimated from the studied samples, accounting for 1 to 2.5% of the resulting natural  $D_e$  value. Alluvial deposits can present higher residual doses due to a short transport distance of a highly dense sediment package that could hinder the penetration of sunlight. However, the sampled layers were carefully chosen to avoid poorly bleached sediments, collecting samples from fine sand sheets with horizontal lamination that suggest aeolian reworking, hence promoting the complete bleaching of the K-feldspar grains by a longer exposure to sunlight.

For pIRIR protocols, Chen et al. (2013) observed that the luminescence sensitivity ( $T_x/T_n$ ) of pIRIR<sub>225</sub> and pIRIR<sub>290</sub> signals from poorly bleached grains of K-feldspar decreased up to a 40% relative to the initial sensitivity after the first measurement cycle (i.e. irradiation-preheat-stimulation) whereas the sensitivity of well-bleached samples showed increases of a 50% for the IR<sub>50/290</sub> signal and a slight decrease of 20% for the pIRIR<sub>290</sub> signal. Sensitivity changes as a function of measurement cycles for the studied coastal samples L0478, L0530 and L0536 show a continuous increase for the IR<sub>50/290</sub> signal while pIRIR<sub>290</sub> signals display a decrease of a 20% after the first measurement cycle followed by a progressive sensitivity increase (Fig. 5.12). For the alluvial sample L0673, the luminescence behavior is similar with a  $T_x/T_n$  ratio close to unity for the IR<sub>50/225</sub> signal and an initial decrease of ~10% of the sensitivity for the pIRIR<sub>225</sub> signal. These results further suggest that the studied coastal and alluvial samples were well bleached before deposition and that pIRIR<sub>290</sub> and pIRIR<sub>225</sub> ages are not overestimated due to residual doses.

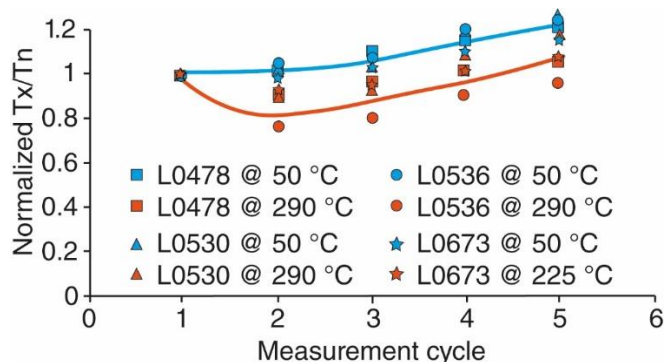


Fig. 5.12. Normalized sensitivity ( $T_x/T_n$  ratio) changes through measurement cycles for  $IR_{50/290}$  (blue) and  $pIRIR_{290}$  (red) signals for samples L0478, L0530, L0536 and L0673. The curves show the trend of the respective signals.

Another source for age overestimation is a dose rate underestimation. However, this question was previously addressed by del Rio et al. (under review) concluding that the absence of radioactive disequilibrium and the homogeneity of the sedimentary record did not introduce any bias towards a dose rate underestimation. The dose rates obtained for the coastal samples could be underestimated by 10-25% due to the presence of shells shielding the feldspar grains from natural radiation (Cunningham, 2016). Such a dose rate underestimation would imply an age overestimation of up to a 20%, which still does not amount to the difference between our  $pIRIR_{290}$  and independent ages reported in the literature.

Victor et al. (2011) used U series method to date in situ mollusk shells from the coastal marine deposits at the active coastal cliff, obtaining ages from  $124.0 \pm 3.4$  to  $161.9 \pm 1.9$  ka. Our  $pIRIR_{290}$  ages indicate that the coastal cliff sediments have an age between  $>330$  and  $\sim 250$  ka. Even considering high residual doses ( $\sim 50$  Gy), our  $pIRIR_{290}$  ages exceed the U series ages by  $\sim 100$  ka. A possible explanation for this chronological discrepancy is a late diagenetic uranium uptake that could lead to underestimation of the ages obtained from mollusk shells presented by Victor et al. (2011). This problem was already outlined by Ortlieb et al. (1996c) when dating mollusk shells from the Pampa Mejillones strandplain also using U series method.

González-Alfaro et al. (2018) obtained  $^{14}C$  ages on mollusk shells between 34 to 47 ka while our  $pIRIR_{290}$  ages ranged between 240 to  $>330$  ka (samples L0532, L0533 and L0534). The fact that our fading-uncorrected  $IR_{50/225}$  and  $IR_{50/290}$  ages from the alluvial and coastal samples exceed the  $^{14}C$  ages suggest that the latter are underestimated since bleaching test results

show that IR<sub>50/225</sub> and IR<sub>50/290</sub> signals are rapidly bleached and the age underestimation produced by the IR<sub>50/225</sub> and IR<sub>50/290</sub> signal instability. Since we already demonstrated that the main sources of IRSL and pIRIR age overestimation (i.e. dose rate underestimation or residual doses) are not present in our samples, we can only hypothesize that the radiocarbon ages reported by González-Alfaro et al. (2018) were underestimated. Nonetheless, several studies have demonstrated that radiocarbon ages near the <sup>14</sup>C detection limit can be underestimated when compared to independent dating results (Pigati et al., 2007; Briant and Bateman, 2009; Lai et al., 2014; Song et al., 2015). Long and Shen (2015) dated mollusk shells by <sup>14</sup>C and compared the resulting ages with OSL dating using quartz demonstrating that radiocarbon ages were underestimated for sediments older than 30 ka. This age underestimation can be attributed to contamination by modern atmospheric carbon occurring during burial as bacterial activity or carbonate leaching from overlying sediments, sampling or preparation of the samples. For old samples (~50 ka), Pigati et al. (2007) estimated that less than a 1% of modern carbon contamination can introduce a 30% of age underestimation. Furthermore, though González-Alfaro et al. (2018) discard any recrystallization based on their X-ray diffraction analysis, other carbonate polymorphs may be producing the same diffraction pattern (Busschers et al., 2014).

### 5.7.2. Implications for the Late Quaternary tectonic and sedimentary history of the Pampa Mejillones

In order to address the Quaternary evolution of the Mejillones Peninsula, it is necessary to interpret the sedimentary and geomorphological evolution of the studied deposits. In the present-day beach profile, it is possible to distinguish a berm composed of well-rounded seaward-imbriated pebbles. Such sedimentary facies resemble to those described in trenches 1 and 2 (Fig. 5.6, 5.7). Therefore, the paleoenvironment where the gravel beds were deposited can be interpreted as the foreshore of a beach, concretely, it would correspond to the berm located over the maximum swash height (Otvos, 2000; Plint, 2010; Tamura, 2012). The horizontal and cross lamination observed in the sandy packages can be interpreted as part of the upper shoreface (Plint, 2010; Tamura, 2012). Based on the presence of horizontal lamination and the shells of shallow water fauna and the occasional alluvial sheets interbedded within the upper section of the sedimentary sequence, the sediments exposed in the coastal cliff are interpreted as intertidal and supratidal, corresponding to the middle to upper shoreface.

Individual beach ridges are related to a relative sea level fall and/or to progradation of the shoreline (Saillard et al., 2009). Bookhagen et al. (2006) attributed the presence of Holocene beach ridges in the Santa Maria Island, in southern Chile, to the coseismic uplifting produced by great megathrust earthquakes ( $M_w > 8$ ). In the Mejillones Peninsula, a coseismic uplift of up to 80 cm was measured at its southernmost point after the Mw 8.0 1995 Antofagasta earthquake (Ortlieb et al., 1996a, b; Victor et al., 2011). During the Mw 7.7 2007 Tocopilla earthquake, the CAnTO cGPS network (data available at <http://tectonics.caltech.edu/resources/kmlandes.html>) registered a coseismic vertical displacement of up to 35 cm for the station located at the Morro Jorgino Horst. Considering the active margin tectonic context of the studied area, the preservation of individual beach ridges can be associated to the abandonment produced by the sudden uplift of the coastline caused by subduction earthquakes (Burbank and Anderson, 2011; Goff et al., 2014; Kelsey et al., 2015; Monecke et al., 2015).

Sequences of beach ridges can be interpreted as the superficial expression resulting from the positive sediment supply in the inner shelf causing a coastal system progradation during a sea-level highstand (HST) and the subsequent forced sea-level regression, hence describing a falling stage system tract (FSST) (Plint and Numedal, 2000). The sedimentary sequence described in the active coastal cliff can be interpreted as a transgressive episode based on its fining-upwards trend and the erosive, discordant contact of the basal gravel with the Pliocene-Pleistocene La Portada Formation. Such transgressive episode would end with a flooding of the Pampa Mejillones strandplain and a subsequent regressive episode that would form a new beach ridge set. Then, the origin of the scars on the strandplain surface (Fig. 5.3a) could be attributed to the coastal erosion caused during the maximum flooding episode. An erosive process related to a Pleistocene transgressive system tract (TST) has been described for the Pampa Aeropuerto, in the southern part of the Mejillones Peninsula (Cantalamessa et al., 2006). Then, each scar could correspond to a maximum flooding surface. As the relative sea level falls, the scars are abandoned and preserved from posterior erosion. In this scenario, a beach ridge set is delimited by scars resulting from transgressive episodes.

The obtained pIRIR<sub>225</sub> ages in the Mejillones alluvial succession are consistent with a wetter period occurred in northern Chile, between 100 and 160 ka (Veit et al., 2015). Since then, sediment aggradation has stopped or been extremely low, with prevalence of sediment reworking

and weathering processes as is suggested by the numerous incised channels, development of salt crusts and clast brecciation. In the northernmost continuation of the alluvial surface, highly incised channels on the alluvial fan surface support the hypothesis that erosion processes are dominant, and sediments transported by the active channels are bypassing from the catchment area directly to the coast. These conditions imply that the age of the alluvial surface should be younger than 100 ka. Surface exposure dating based on cosmogenic nuclides (Cortés et al., 2012) indicate an age of 40-50 ka for the alluvial surfaces located 5 km southward of the study area. Sedimentological and geomorphological properties of the alluvial sediments dated by Cortés et al. (2012), as color and sediment composition, suggest correspondence to the surface of the study site. Therefore, the studied alluvial surface should be abandoned and become inactive between 50 and 100 ka ago.

### 5.7.3. Coastal uplift and fault slip rate

Uplift rates for the Pampa Mejillones strandplain can be calculated following a similar procedure as the already used for marine terraces (Regard et al., 2010; Saillard et al., 2011). Sample L0478 ( $204.6 \pm 20.3$ ) yielded an uplift rate of  $0.30 \pm 0.03$  m/ka and according to the dating results from sample L0530 the uplift rate would have increased to  $1.01 \pm 0.08$  m/ka for the last 70 ka (Table 5.5). Unfortunately, since four of the samples from the strandplain yielded pIRIR<sub>290</sub> signals in field saturation (L0479, L0480, L0535 and L0536) it was only possible to estimate maximum uplift rates from these samples, which varied between 0.25 and 0.5 m/ka.

The stratigraphic position and age of sample L0530 entail two main problems: (i) the position of a younger deposit (L0530) located at a higher elevation (i.e. a lower stratigraphic position in the strandplain sedimentary framework) than an older sediment (sample L0478); and (ii), the position of an older alluvial deposit without evidence of marine erosion despite being at a relatively lower elevation than sample L0530. A possible explanation is the occurrence of a subsidence process during the period between deposition of samples L0478 and L0530. The origin of this subsidence could be attributed to the Mejillones Fault activity. However, for the alluvial fans to be unaffected by the posterior transgression, the alluvial deposit must have been originally deposited at a higher elevation. This can be explained due to the local effect of the Mejillones Fault activity, which faulting mechanism would be affecting only the closer area to

the fault trace (<300 m). Since sample L0530 was collected ~20 m southward from the scar S1 (Fig. 5.3), the genesis of the deposit and the geomorphic feature could be related. A plausible scenario (Fig. 13) is that the maximum flooding event that generated the scar S1 could have deposited the sediments from where sample L0530 was collected. A posterior forced sea-level regression could have eroded the previously deposited sediments, exposing older sediments from which the sample L0478 forms part. The posterior fault activity of the Mejillones Fault System could have produced the relative downwards displacement of the alluvial deposit to its current position. Nonetheless, to test this hypothesis, more evidences as additional age data from other locations along the same elevation or from adjacent beach ridge deposits are needed.

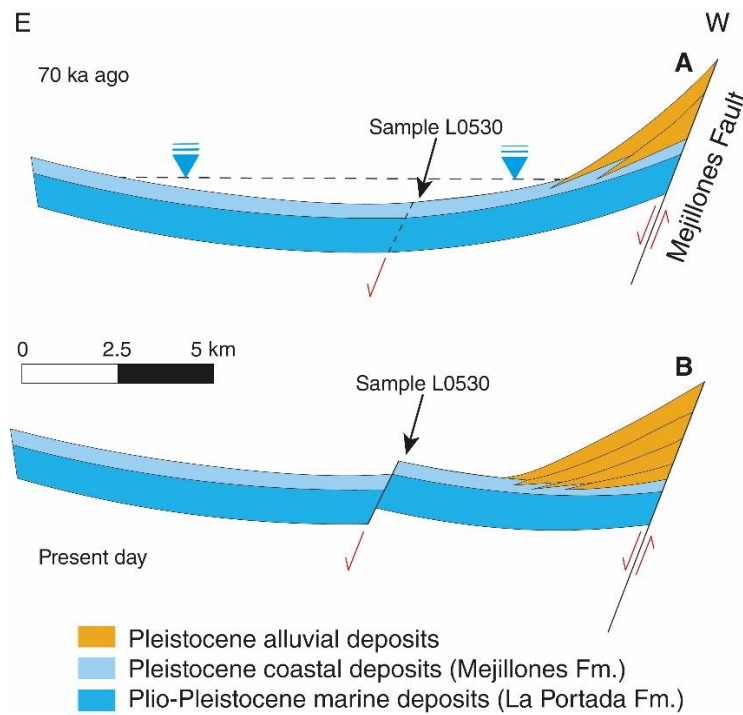


Fig. 5.13. Proposed model for the tectonic and sedimentary conditions on the Pampa Mejillones before (A) and after (B) deposition of sample L0530. Dashed black line and blue triangles show the elevation of the relative sea level 70 ka ago.

Table 5.5. Summary of uplift rates for the Pampa Mejillones strandplain.

Sample	Elevation (masl)	Age (ka)	Uplift rate (m/ka)
L0478	62	204.6 ± 20.3	0.30 ± 0.03
L0536	62	>250	<0.25
L0530	72	70.6 ± 5.1	1.01 ± 0.08
L0479	83	>230	<0.36
L0480	115	>270	<0.43
L0535	115	>230	<0.50

By subtracting the uplift rate estimated by Binnie et al. (2016) for the Morro Mejillones block for the period between 480 and 40 ka ago ( $0.53 \pm 0.18$  m/ka) and the uplift rate estimated from sample L0478, we infer a long-term slip rate for the Mejillones Fault of  $\sim 0.23$  m/ka. This value agrees with the results from Ritz et al. (2019) which determined a long-term slip rate of 0.2 m/ka using cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  dating. The long-term slip rate of 0.23 m/ka for the Mejillones Fault helps to explain the existence of a submerged coastal cliff which would correspond to younger MIS and the presence of a current coastal cliff instead of a prograding strandplain in the study area as it is observed in the Pampa Aeropuerto (Ortlieb et al., 1996b). Since the formation of a coastal cliff requires a period of stable sea level to erode the surface and retreat the cliff wall (Lajoie, 1986; Keller and Pinter, 2002), this implies that Mejillones Fault slip rates must balance the tectonic uplift rates for the coastal cliff to be able to develop.

#### 5.7.4. Interaction between tectonic uplifting and the Mejillones Fault activity

The geomorphological interpretation of the strandplain surface combined with the presented luminescence ages and previously published ages from the marine terraces allow to demonstrate a continuous uplifting of both Morro Mejillones and Pampa Mejillones strandplain tectonic blocks. Furthermore, this uplift process is coeval to the activity of the Mejillones Fault at least from the MIS 13 ( $\sim 490$  ka) to the present. Alluvial sediments displaced by the Mejillones Fault confirm that fault activity has been continued through the Late Pleistocene concomitantly to the uplifting process.

The presence of channels with different directions over the alluvial surface allows to interpret that the activity of the Mejillones Fault dominates the sedimentary and geomorphological configuration of the area adjacent to the Pampa Mejillones strandplain. Hartley and Jolley (1995) suggested that, in the Mejillones Peninsula area, upper plate normal faults tilt the fault-bonded blocks following a N-S horizontal axis. Tectonically driven uplifting of the Mejillones Peninsula during upper plate fault events can explain the variation in channel orientation in the alluvial fan system as the result of a base-level change simultaneously to the erosion of the alluvial surface. We propose a tectonic and sedimentary model in which the Mejillones Fault and other associated normal faults located inside the Mejillones hemi-graben basin are reactivated, sinking and rotating the surfaces of the Pampa Mejillones (Fig. 5.14). Then,

during the period of inactivity, both the hanging and the footwall blocks rise with the same uplift rate due to tectonic uplift. Fault activity would cause tectonic blocks to rotate due to the activity of the block-bounding normal faults in a domino structured extensional system (von Huene and Ranero, 2003). Subsequent sea-level highstands erode the strandplain surface and when the maximum flooding surface is at its highest elevation a scar is generated due to the coastal erosion and posterior abandonment of that surface as the relative sea level falls (Fig. 5.14). Subsequent tectonic uplifting and fault reactivations, in combination with sea-level variations, drive the depositional configuration of the Pampa Mejillones strandplain and the development of marine terraces (Fig. 5.14). According to this model, the present landscape of the Pampa Mejillones strandplain is the result of tectonic uplift due to subduction and subsidence caused by the Mejillones Fault activity. Therefore, it is difficult to describe its tectonic evolution by a single uplift rate, since it depends on the combination of fault slip rates and uplift rates on both tectonic blocks and on eustatic sea level changes through time.

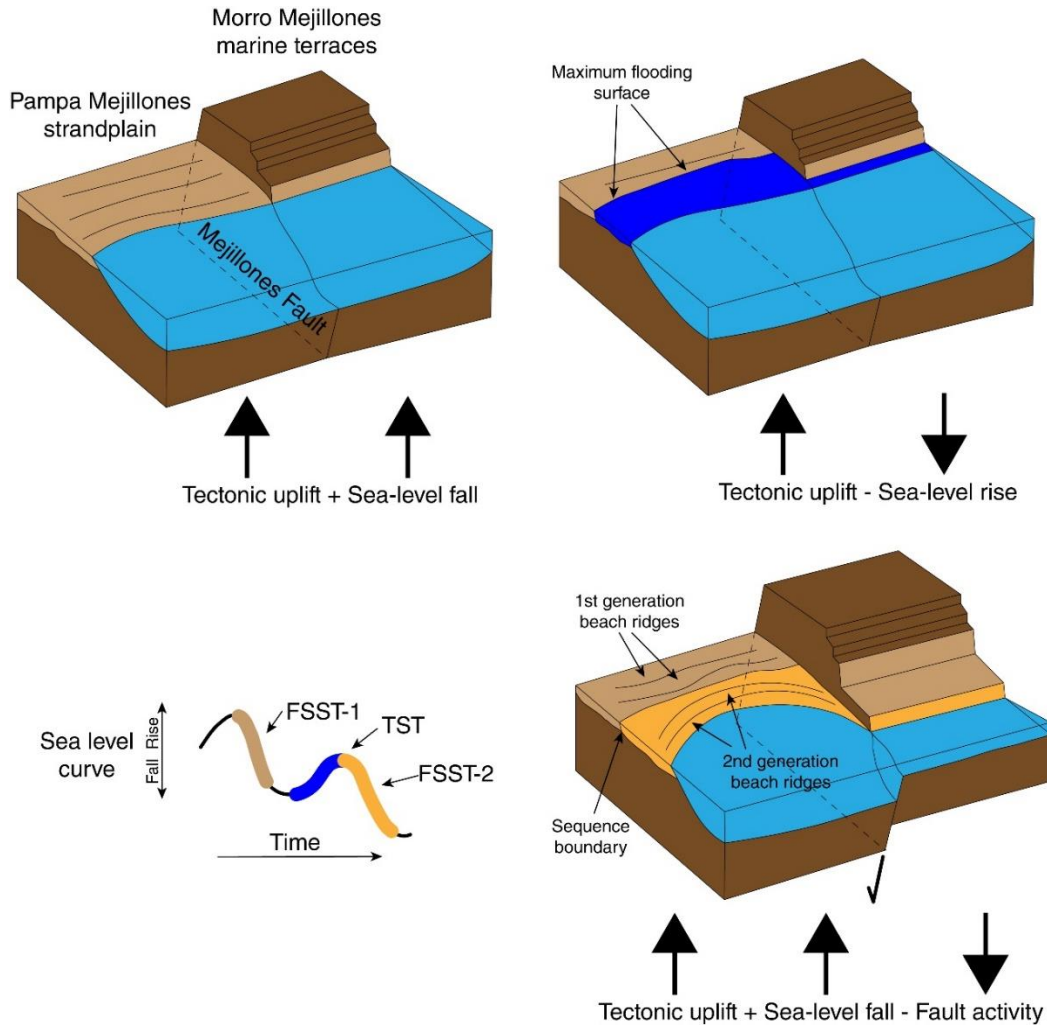


Fig. 5.14. Schematic model (not to scale) showing the interaction between tectonic uplift, activity of the Mejillones Fault and the sea-level variations. Colors show different generations of geomorphological units. Black arrows illustrate the uplift input of each process involved. During a first sea-level fall (FSST-1), the first group of beach ridges are being deposited in the strandplain and a coastal cliff is developing (light brown). In a second phase, a sea-level highstand (TST), marked by the sequence boundary, causes the partial erosion of the beach ridges deposits. Posterior tectonic uplifting rises the marine terraces at the Morro Mejillones while the activity of the Mejillones Fault partially compensates the net uplift rate. Subsequently, a new set of beach ridges is deposited simultaneously to the construction of a new coastal cliff (yellow) under the combined effect of tectonic uplift and sea-level fall (FSST-2).

## 5.8. Conclusions

Ten sediment samples from coastal deposits of the Mejillones Peninsula in northern Chile were dated using a pIRIR<sub>290</sub> protocol and six samples from alluvial deposits were dated using a pIRIR<sub>225</sub> protocol. Most of the natural pIRIR<sub>290</sub> signals were close to or in field saturation,

confirming their signal stability in the Mid and Late Pleistocene age range. According to the results from bleaching tests,  $D_e$  values estimated from a modern analogue and the analysis of signal sensitivity changes, we conclude that the influence of residual doses in the final ages is minimum and that the obtained  $pIRIR_{225}$  and  $pIRIR_{290}$  ages are not overestimated. This research demonstrated that, despite the limitations imposed by relatively low  $D_0$  values,  $pIRIR$  protocols on K-feldspar grains are a suitable dating method to obtain reliable ages from sediment deposition in the coastal region of the Atacama Desert. Final sediment deposition ages range from  $70.6 \pm 5.1$  to  $>330$  ka for the coastal marine sediments and from  $87.4 \pm 6.6$  ka and  $163.4 \pm 18.4$  ka for the alluvial succession.

The  $pIRIR_{290}$  ages from the strandplain samples allow to estimate an uplift rate between 0.25 to 1.01 m/ka for the Late Quaternary. In combination with the uplift rates from the Morro Mejillones (Binnie et al., 2016), the long-term slip rate estimated for the Mejillones Fault can be estimated in  $\sim 0.26$  m/ka. The geomorphological analysis of the alluvial surface shows evidence of an interplay between the regional uplift due to subduction processes and the fault-related subsidence of the Pampa Mejillones strandplain. The results presented here show that the uplift history of the Pampa Mejillones has not only been controlled by subduction processes but, rather, by the activity of the Mejillones Fault and other upper plate normal faults and relative sea level changes during the Late Quaternary influenced the uplifting history of the Pampa Mejillones.

### **Acknowledgments**

This research was conducted thanks to the funding provided through CONICYT, by the PhD Scholarship grant 21160616, the FONDECYT grant 1140846 and the FONDAP grant 15110017. The Brazilian National Council for Scientific and Technological Development supports AOS (CNPq grant 304727/2017-2). We would like to thank Luciana Nogueira and Thays Desiree Minelli for their assistance during luminescence measurements. Also, thanks to Camilo Rojas, Isabel Santibañez, Georgette Mell and Luis Astudillo for their assistance in field campaigns and to Alberto Fernández-Mort for the fruitful discussions.

## CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES

Durante el desarrollo de esta tesis, y siguiendo los objetivos marcados en el capítulo 1, se ha analizado el comportamiento luminescente del cuarzo y el feldespató potásico en el Desierto de Atacama y su potencial uso para la datación por luminiscencia ópticamente estimulada. Los resultados de la datación permitieron obtener tasas de alzamiento para la Pampa Mejillones y tasas de deslizamiento para las fallas Naguayán y Salar del Carmen. El análisis geomorfológico y estructural, junto con las edades obtenidas de los depósitos aluviales asociados a las Fallas Mejillones, Naguayán y Salar del Carmen permitieron determinar las tasas de actividad de estas fallas y las magnitudes de los terremotos históricos durante el Cuaternario. Con todos estos datos se pudo proponer un modelo de evolución tectónica y geomorfológica de la zona circundante a la Península de Mejillones en base al alzamiento tectónica y la actividad de las fallas corticales.

El cuarzo presenta señales luminescentes débiles con una componente OSL rápida a menudo indetectable. En la mayoría de las muestras se observó que la señal de OSL está dominada por componentes OSL medias y lentas. Los valores de OD fueron generalmente elevados (>30%) para la mayoría de las muestras. Adicionalmente, la presencia de contaminación por feldespató, grandes variaciones en la sensibilidad OSL, y la ocurrencia de señales inestables llevan a la conclusión de que es desaconsejable el uso de cuarzo para datación por luminiscencia en el Desierto de Atacama.

El feldespató potásico presenta los problemas característicos intrínsecos a este mineral: señales residuales moderadas a altas y subestimación de la edad debido a la pérdida atómica de señal. Sin embargo, estos problemas han sido ampliamente estudiados en la literatura y es posible corregirlos aplicando los protocolos de corrección necesarios. En concreto, la señal IR<sub>50/225</sub> presenta altas tasas de fading que dificultan la obtención de edades corregidas con alta precisión. Por otro lado, se demostró que la señal es rápidamente reseteable, presentando bajas señales residuales tras solo dos horas de exposición a la luz. Las señales pIRIR presentan problemas de alta dispersión a altas temperaturas y cargas residuales más altas. El protocolo pIRIR<sub>290</sub> confirmó la estabilidad de esta señal al presentar muestras cuya señal natural se encontró saturada. Por el contrario, se originaron problemas a la hora de corregir efectivamente

la señal debido a la dispersión de los resultados producida durante los ensayos de fading. El protocolo pIRIR<sub>225</sub> mostró una ligera subestimación de las dosis equivalentes obtenidas debido a bajos valores de fading y fue necesario corregir las edades finales. Sin embargo, este protocolo permitió obtener edades precisas con errores inferiores al 10% de la edad. Asimismo, las señales pIRIR<sub>225</sub> mostraron menores señales residuales en comparación con el protocolo pIRIR<sub>290</sub>. Debido a esto, es aconsejable el uso del protocolo pIRIR<sub>290</sub> para datar sedimentos con edades superiores a 100-150 ka, mientras que para sedimentos con edades inferiores a dicho límite es mejor usar los protocolos IR<sub>50/225</sub> o pIRIR<sub>225</sub>, dando preferencia a este último. Las dosis características ( $D_0$ ) de las señales pIRIR<sub>290</sub> limitan la ventana de datación a muestras que hayan absorbido un máximo de ~400 Gy.

Las tasas de dosis obtenidas mediante espectrometría de rayos gamma para el cuarzo variaron entre  $1.77 \pm 0.15$  a  $2.55 \pm 0.21$  Gy/ka mientras que para el feldespató resultaron en valores de  $2.04 \pm 0.13$  a  $3.31 \pm 0.25$  Gy/ka. La comparación de las actividades de  $^{238}\text{U}$  con los isótopos hijos  $^{210}\text{Pb}$  y  $^{226}\text{Ra}$  no mostraron desequilibrio radiactivo en la cadena de decaimiento del uranio o del torio. El contenido en agua es excepcionalmente bajo, en parte debido a las condiciones climáticas. Esto supone que la tasa de dosis del terreno puede haberse sobrestimado ligeramente (<20%) si durante el Cuaternario Tardío los eventos lluviosos fueron más numerosos. En el caso de las muestras obtenidas de las líneas de paleocosta, la tasa de dosis puede haber visto afectada debido a la presencia de conchas, disminuyendo el valor de la tasa de dosis en hasta un 10%. En general, las tasas de dosis calculadas para el cuarzo y para el feldespató potásico presentan una diferencia de un 25%, siendo superiores las tasas de dosis asociadas al feldespató debido a la presencia de isótopos radiactivos del potasio ( $^{40}\text{K}$ ). Considerando los valores de  $D_0$  y las tasas de dosis obtenidas, los protocolos pIRIR podrían datar sedimentos de hasta 250 ka.

Esta investigación ha pretendido sentar unas primeras bases para la aplicación sistemática de técnicas de datación por luminiscencia en el Desierto de Atacama. En ese aspecto, se ha conseguido optimizar el uso de protocolos de datación ya publicados. Sin embargo, el desarrollo de técnicas alternativas como, por ejemplo, otras fuentes de luz como estimulación óptica usando la franja del violeta (405 nm), podrían ampliar tanto la ventana de datación como las opciones de materiales a poder usar, incluyendo de este modo el cuarzo

(Ankjaergaard et al., 2016). Por ahora, y a pesar de las limitaciones debido a unas dosis características relativamente bajas, los protocolos pIRIR son la mejor herramienta para obtener edades por estimulación óptica en el Desierto de Atacama. El feldespató potásico, no obstante, siendo fácil de encontrar, se encuentra superado en ubicuidad por las plagioclasas debido a la geología de naturaleza andesítica dominante en la Cordillera de la Costa. El estudio de las características de este material podría aumentar la idoneidad de la datación por luminiscencia para utilizar protocolos pIRIR para datar superficies en Marte usando el Desierto de Atacama como análogo de experimentación (Jain et al. 2006). Por último, cabe recordar la importancia de seleccionar correctamente la ubicación de las muestras, no solo para datar el proceso sedimentario adecuado sino para tratar de evitar posibles inconvenientes que afecten el cálculo de la edad correcta.

Mediante la aplicación de protocolos de datación pIRIR<sub>225</sub> en sedimentos asociados a la actividad de la Falla Naguayán se obtuvieron edades entre  $1.4 \pm 0.4$  a  $52.5 \pm 3.3$  ka, evidenciando una continua actividad que alcanza hasta el Holoceno. En la trinchera T22 se observó una inversión estratigráfica en las edades pIRIR<sub>225</sub> obtenidas para las muestras L0671 (T22-8) y L0672 (T22-9) la cual puede ser explicada debido a dosis residuales diferenciales entre dichas muestras. Asimismo, es necesario mencionar que ambas muestras presentan edades indistinguibles cuando se comparan los intervalos temporales (esto es, incluyendo el error asociado a la edad). Para la Falla Salar del Carmen las edades resultantes variaron entre  $14.7 \pm 1.0$  y  $131.6 \pm 74.2$  ka. Estas edades se traducen en tasas de deslizamiento relativamente bajas de entre 0.03 a 0.11 m/ka. De acuerdo con los resultados de los análisis paleosismológicos, estas fallas podrían reactivarse con deslizamientos cosísmicos de hasta 2 m y generando terremotos de magnitudes entre Mw 6.8 a Mw 7.2. Estos eventos sísmicos presentarían periodos de recurrencia de entre 10 a 30 ka para cada falla. Dado el gran número de fallas intracorticales en la región de la Península de Mejillones, este periodo se traduciría en una reactivación de una falla de placa superior cada 5-10 ka. Esta hipótesis deberá ser estudiada ampliando la investigación realizada por Cortés et al. (2015) en materia de transferencia de esfuerzos entre fallas corticales y su relación con el proceso de subducción, incluyendo los datos de nuevas fallas pertenecientes al Sistema de Fallas de Atacama.

La presencia de múltiples grietas rellenas con material procedente de cuñas coluviales sugiere que estas fallas pueden presentar eventos en los cuales no se produce deslizamiento alguno a lo largo del plano de falla, sino que la apertura de la grieta absorbería parte de la deformación. Teniendo en cuenta su relación genética con los terremotos de subducción, se sugiere que la reactivación de estas fallas está limitada por la magnitud de los eventos de subducción y, por lo tanto, por debajo de cierto límite solo se produce la apertura de grietas en la superficie.

El relieve de la Cordillera de la Costa está controlado en primer grado por la actividad de las fallas de placa superior pertenecientes al Sistema de Fallas de Atacama. La actividad de estas estructuras desde el Mioceno ha generado escarpes de entre 100 a 500 m combinando reactivaciones con mecanismos inversos y, al menos desde el Plioceno, normales. El segundo factor de control de la topografía es el clima. Aunque durante los últimos 12 Ma el clima hiperárido ha caracterizado el Desierto de Atacama, ciertos eventos climáticos extremos, como el vivido en marzo de 2015, pueden provocar la movilización de grandes cantidades de material que dan lugar a depósitos de gran espesor. Los procesos de erosión en la Cordillera de la Costa están controlados principalmente por el viento y los efectos de intemperismo como haloclastia. Por otro lado, el espray marino en forma de neblina puede penetrar varios kilómetros tierra adentro, proporcionando sales al terreno que precipitan cementando y consolidando material suelto, favoreciendo su resistencia a la erosión. Estos dos procesos, de erosión eólica y de precipitación de sales, controlan en gran medida la preservación de los escarpes de falla estudiados.

El depósito aluvial estudiado en la Pampa Mejillones coincide temporalmente con un periodo más húmedo definido a partir de otros depósitos descritos en zonas costeras de los Andes (Veit et al., 2015; Ritter et al., 2019). Además, el marco temporal en el que se encuentra dicho depósito aluvial puede ser correlacionado con diversos registros sedimentarios a lo largo de la costa oeste de Suramérica que evidencian una mayor humedad durante el MIS 5 (82-125 ka) seguido por un periodo hiperárido durante el MIS 4 (57-71 ka) (Calvo et al., 2001; Rincón-Martínez et al., 2010). Dicho periodo hiperárido posterior explicaría por qué no hay sedimentos posteriores a 90 ka en el depósito aluvial estudiado.

Las muestras obtenidas en las líneas de paleocosta y en el acantilado costero produjeron señales pIRIR<sub>290</sub> con señales naturales cerca o en estado de saturación. Para muestras con señales pIRIR<sub>290</sub> naturales en saturación se obtuvieron edades mínimas de 174 a 250 ka para las líneas de paleocosta, mientras que las edades estimadas de señales pIRIR<sub>290</sub> no saturadas fueron entre  $70.6 \pm 5.1$  y  $204.6 \pm 20.3$  ka. Las muestras recogidas en el acantilado costero dieron edades pIRIR<sub>290</sub> entre  $241.9 \pm 19.0$  a  $>330$  ka. El depósito aluvial asociado a la Falla Mejillones presentó edades pIRIR<sub>225</sub> entre  $87.4 \pm 6.6$  a  $163.4 \pm 18.4$  ka. Estos resultados, en combinación con los datos de edades basadas en <sup>10</sup>Be cosmogénico reportados en la literatura para el depósito aluvial asociado a la Falla Mejillones (Marquardt, 2005; Vargas et al., 2011; Cortés et al., 2012; Ritz et al., 2019) apoyan la hipótesis de que las edades de radiocarbono presentadas por González-Alfaro et al. (2018) han sido subestimadas y, por tanto, la tasa de alzamiento reportada en ese trabajo habría sido sobrestimada.

Estas edades resultan en una tasa de alzamiento a largo plazo de entre  $\sim 0.25$  hasta un máximo de 0.5 m/ka. Sin embargo, la edad obtenida de la muestra costera L0530 sugiere una aceleración del alzamiento costero desde hace 70 ka, alcanzando una tasa de 1.01 m/ka. Mediante la comparación entre la tasa de alzamiento obtenida mediante la muestra L0478 ( $0.30 \pm 0.03$  m/ka) y la tasa obtenida por Binnie et al. (2016) para el Morro Mejillones ( $\sim 0.56 \pm 0.18$  m/ka) se puede estimar una tasa de deslizamiento a largo plazo para la Falla Mejillones de  $\sim 0.26$  m/ka. A partir de las edades obtenidas del depósito aluvial en la Pampa Mejillones se puede establecer una tasa de sedimentación de  $\sim 0.26$  m/ka para el intervalo comprendido entre 90 a 160 ka, sugiriendo un equilibrio entre la tasa de sedimentación y la tasa de deslizamiento de la Falla Mejillones. Esta tasa de deslizamiento sugiere que la calculada por Cortés et al. (2012) podría haber sido ligeramente sobrestimada, en parte, debido a la subestimación de edades OSL en cuarzo. Estos resultados sugieren que la actividad de la falla es uno de los principales controles de la tasa de creación de espacio de acomodación en la Pampa Mejillones.

Las variables influyentes en la evolución del alzamiento costero durante el Cuaternario, véase el alzamiento tectónico, el clima y la actividad de fallas corticales, cobran protagonismo dependiendo de la escala de tiempo analizada. A escalas de tiempo de  $10^7$  a  $10^8$  años el alzamiento tectónico representa el factor de mayor impacto en la geomorfología ya que es el que ha conducido la emersión de la superficie costera desde el Mesozoico. A escalas de tiempo

de  $10^4$  a  $10^6$  años el clima ha controlado parcialmente tanto la erosión como el depósito, favoreciendo o impidiendo el relleno de cuencas sedimentarias y la suavización del relieve. A pesar de que se considera que el clima hiperárido ha dominado los últimos ~10-20 Ma (Hartley y Chong, 2002; Dunai et al., 2005) cortos eventos extremos como el vivido en 2015 (Jordan et al., 2015) pueden modificar rápidamente la disposición y distribución de los depósitos sedimentarios dentro de una cuenca aluvial. Los depósitos costeros de la Pampa Mejillones han sido condicionados por la posición relativa del nivel del mar, el cual depende variaciones y ciclos climáticos con recurrencias de 10 a 500 ka. A escalas de tiempo menores de  $10^3$  a  $10^5$  años, la actividad de las fallas corticales ha controlado el relieve reflejándose en los escarpes de falla de hasta 500 m observables en la actualidad.

La actividad de la Falla Mejillones junto con la actividad tectónica, son los principales mecanismos que gobiernan la geometría y evolución de la Pampa Mejillones. La superficie de la pampa se alza debido a la actividad tectónica (terremotos de subducción) mientras que las reactivaciones de la Falla Mejillones descienden la superficie. Sin embargo, la actividad de la falla es más baja que la actividad tectónica, por lo que el alzamiento es el proceso dominante. Por otro lado, la actividad de la falla parece quedar limitada localmente, no llegando a afectar más allá de las primeras centenas de metros. En su lugar, otras fallas con la misma orientación y mecanismo que la Falla Mejillones, pero de menor extensión, son reactivadas, dislocando diferentes bloques de la pampa. La combinación de los dos procesos, alzamiento tectónico y subsidencia asociada a la actividad de la Falla Mejillones define la formación de las líneas de paleoplayas y las discordancias observadas, así como los depósitos aluviales, los cuales muestran variaciones en la dirección de los drenajes que pueden ser explicadas con este modelo.

A lo largo de la costa de Chile y sur de Perú, las evidencias de un juego combinado entre el alzamiento tectónico de la costa y la actividad de fallas corticales son numerosas. Ahí están, por ejemplo, la Península de Arauco (Jara-Muñoz et al., 2015), la Península de Talinay (Saillard et al., 2009), o San Juan de Marcona (Saillard et al., 2011). Esto indica que hay un cierto comportamiento sismotectónico particular de estas áreas, el cual queda ampliamente registrado como deformación plástica. Los resultados de esta investigación confirman la actividad coetánea de las fallas de la placa superior y el alzamiento costero tanto a corto como

a largo plazo. Así, se ha sugerido un comportamiento diferencial en el tiempo de las fallas de la placa superior que sería dependiente tanto de la actividad de otras fallas corticales y de su relación respecto al ciclo sísmico como de la magnitud de terremotos de subducción (Vargas et al., 2011; Cortés-Aranda et al., 2015). Del mismo modo, estas penínsulas actúan a modo de barreras sísmicas, impidiendo la propagación de la ruptura sísmica (e.g. Delouis et al., 1998). Aunque se ha especulado que el bajo acoplamiento en el contacto interplaca bajo la Península de Mejillones responde a un deslizamiento asísmico (i.e. *creeping*) durante el periodo postsísmico que disminuiría el esfuerzo al que se encuentra sometido dicho contacto (Victor et al., 2011), nuevos datos muestran la influencia de la concentración de fluidos en la sismicidad en el plano interplaca (Moreno et al., 2018; Pastén-Araya et al., 2018). La entrada de fluidos está controlada por la permeabilidad, que a su vez vendría definida por la presencia de fracturas y fallas. Así, la penetración de fluidos en la zona inferior de la placa continental disminuiría la presión de poro en las fallas de la placa superior, favoreciendo su reactivación.

Reconciliando los datos obtenidos a largo plazo con los modelos sugeridos para corto plazo (e.g. Victor et al., 2011; Imanishi et al., 2012; Moreno et al., 2018) cabe pensar en una relación entre la ocurrencia de terremotos de subducción y la inyección de fluidos en las fallas de la placa superior que favorezca la reactivación de estas últimas durante el periodo postsísmico o intersísmico, cuando el deslizamiento asísmico posterior al terremoto de subducción permita que la presión de poro supere al esfuerzo al que están expuestos el plano interplaca y las fallas de la placa continental. Esto, junto con la progresiva flexión a la que está sometido el antearco favorecería la reactivación de las fallas corticales simultáneamente con el alzamiento costero y explicaría la diferencia en comportamiento de las fallas y la variación del alzamiento respecto a la distancia a la fosa (Henry et al., 2014; Saillard et al., 2017) que, a su vez, vendría dada por la profundidad y la convexidad del plano interplaca. Dadas las evidencias de mecanismos inversos pasados en las fallas estudiadas, no se puede descartar que la reactivación de fallas de la placa continental pudiera dar lugar a un estado metaestable en la superficie interplaca desencadenando la nucleación de un terremoto de subducción, de manera similar al evento de subducción Mw 8.1 con epicentro en Pisagua ocurrido en 2014 (González et al., 2015).

El estudio de la tectónica costera en la Península de Mejillones y la actividad de las fallas corticales circundantes permite mejorar la evaluación del peligro sísmico asociado a los eventos de subducción y de las fallas de placa superior. Sin embargo, es necesario ampliar el área de estudio a otras localizaciones que presentan una configuración tectónica semejante como es el caso de la Península de Arauco o Talinay. Además, junto a adicionales modelos geocronológicos tanto a corto (<10 ka) como a largo plazo (>100 ka), deben ser implementadas de manera sistemática modelos de caracterización de condiciones mecánicas de fallas de placa continental y su interacción con el plano de subducción en términos de esfuerzos y presión de poro por fluidos. El estudio paleosismológico en detalle de fallas de placa superior presentes a lo largo de los más de 1000 km del Sistema de Fallas de Atacama y su relación con el mecanismo de subducción es imperativo si se quiere tener una estimación real y certera del peligro sísmico en el norte de Chile.

## 6.1. Conclusiones

A continuación, se detallan las principales conclusiones:

- La presencia de componentes OSL medias y lentas térmicamente inestables son la principal causa de subestimación de las edades obtenidas mediante OSL en cuarzo.
- El feldespato potásico es la opción óptima para datar sedimentos en el Desierto de Atacama debido a las relativas bajas dosis residuales encontradas en las muestras de ambientes análogos modernos y las tasas de fading cercanas a la estabilidad. Protocolos de datación como el pIRIR<sub>225</sub> permiten obtener edades fiables, aunque no se puede descartar una sobrestimación asociada a dosis residuales dependiendo del ambiente sedimentario.
- Las fallas del norte de Chile estudiadas pueden ser clasificadas como fallas lentas. Su potencial sismogénico, sin embargo, las caracteriza como fallas peligrosas debido a su ubicuidad y cercanía a centros urbanos e industriales.
- El alzamiento de la Pampa Mejillones ha sido variable durante los últimos 400 ka con tasas de alzamiento entre 0.25 a 0.5 m/ka. Una muestra sugiere una aceleración de hasta 1 m/ka para los últimos 70 ka.

- El relieve actual de la costa norte de Chile responde a la combinación de variaciones del nivel del mar, del alzamiento tectónico y de la actividad de fallas de placa superior.
- La estimación del riesgo sísmico debe incluir el alzamiento tectónico y la actividad pasada de fallas corticales para obtener una correcta evaluación del potencial daño que podrían producir dichos procesos geológicos en el norte de Chile.



## REFERENCIAS

- Adam, J., Reuther, C.D., 2000. Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc. *Tectonophysics*, 321(3), 297-325, doi: 10.1016/S0040-1951(00)00074-3.
- Adamiec, G., Aitken, M.J., 1998. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, 16, 37-46.
- Agisoft, 2011. Image-Based 3D Modelling. Available at: [www.agisoft.com](http://www.agisoft.com).
- Aitken, M.J., 1985. Thermoluminescence dating. Academic press.
- Aitken, M.J., 1998. An introduction to optical dating. Oxford University Press, New York.
- Aitken, M.J., Tite, M.S., Reid, J., 1964. Thermoluminescent Dating of Ancient Ceramics. *Nature*, 202, 1032-1033, doi: 10.1038/2021032b0
- Allmendinger, R.W., González, G., 2010. Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics*, 495(1), 93-110, doi: 10.1016/j.tecto.2009.04.019.
- Angermann, D., Klotz, J., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca- South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 329-334.
- Arabasz, W.J., 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault zone in northern Chile. Unpublished PhD Thesis, California, Institute of Technology.
- Aranguiz, R., González G., González, J., Catalán, P.A., Cienfuegos, R., Yagi, Y., Okuwaki, R., Urra, L., Contreras, K., del Río, I., Rojas, C., 2016. The 16 September 2015 Chile Tsunami from the Post-Tsunami Survey and Numerical Modeling Perspectives. *Pure and Applied Geophysics*, 173, 333-348, doi: 10.1007/s00024-015-1225-4.
- Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., Carrizo, D., 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews*, 143, 1-35, doi: 10.1016/j.earscirev.2015.01.005.
- Armijo, R., 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, doi: 10.1016/0012-821X(90)90087-E.
- Arnold, L.J., Duval, M., Demuro, M., Spooner, N.A., Santonja, M., Pérez-González, A., 2016. OSL dating of individual quartz 'supergrains' from the Ancient Middle Palaeolithic site of Cuesta de la Bajada, Spain. *Quaternary Geochronology*, 36, 78-101, doi: 10.1016/j.quageo.2016.07.003.
- Astudillo, L.A., 2016. Paleosismología en trincheras de la falla Mititus, Cordillera de la Costa. Tesis de Grado, Antofagasta, Chile, 104 pp.
- Athanassas, C., Zacharias, N., 2010. Recuperated-OSL dating of quartz from Aegean (South Greece) raised Pleistocene marine sediments: current results. *Quaternary Geochronology*, 5(1), 65-75, doi: 10.1016/j.quageo.2009.09.010.
- Auclair, M., Lamothe, M., Huot, S., 2003. Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements*, 37(4-5), 487-492, doi: 10.1016/S1350-4487(03)00018-0.

- Bailey, R.M., 2001. Towards a general kinetic model for optically and thermally stimulated luminescence of quartz. *Radiation Measurements*, 33(1), 17-45, doi: 10.1016/S1350-4487(00)00100-1.
- Bailey, R.M., Arnold, L.J., 2006. Statistical modelling of single grain quartz De distributions and an assessment of procedures for estimating burial dose. *Quaternary Science Reviews*, 25(19-20), 2475-2502, doi: 10.1016/j.quascirev.2005.09.012.
- Bailey, R.M., Smith, B.W., Rhodes, E.J., 1997. Partial bleaching and the decay form characteristics of quartz OSL. *Radiation Measurements*, 27(2), 123-136, doi: 10.1016/S1350-4487(96)00157-6.
- Baker, A., Allmendinger, R.W., Owen, L.A., Rech, J.A., 2013. Permanent deformation caused by subduction earthquakes in northern Chile. *Nature Geoscience*, 6, 492-496, doi: 10.1038/ngeo1789.
- Balescu, S., Huot, S., Mejri, H., Barré, M., Brisson, L.F., Lamothe, M., Oueslati, A., 2015. Luminescence dating of Middle Pleistocene (MIS 7) marine shoreline deposits along the eastern coast of Tunisia: A comparison of K-feldspar and Na-feldspar IRSL ages. *Quaternary Geochronology*, 30(B), 288-293, doi: 10.1016/j.quageo.2015.05.019.
- Ballarini, M., Wallinga, J., Wintle, A.G., Bos, A.J.J., 2007. A modified SAR protocol for optical dating of individual grains from young quartz samples. *Radiation Measurements* 42, 360-369, doi: 10.1016/j.radmeas.2006.12.016.
- Banerjee, D., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L., Lang, A., 2001. Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains. *Radiation Measurements*, 33(1), 73-94, doi: 10.1016/S1350-4487(00)00101-3.
- Barrett, B.S., Campos, D.A., Veloso, J.V., Rondanelli, R., 2016. Extreme temperature and precipitation events in March 2015 in central and northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121, 4563-4580, doi: 10.1002/2016JD024835.
- Bateman, H., 1910. The Transformation of the Electrodynamical Equations. *Proceedings of the London Mathematical Society*, 2-8(1), 223-264, doi: 10.1112/plms/s2-8.1.223.
- Béjar-Pizarro, M., Carrizo, D., Socquet, A., Armijo, R., Barrientos, S., Bondoux, F., Bonvalot, S., Campos, J., Comte, D., de Chabaliér, J.B., Charade, O., Delorme, A., Gabalda, G., Galezka, J., Genrich, J., Nercessian, A., Olcay, M., Ortega, F., Ortega, I., Remy, D., Ruegg, J.C., Simons, M., Valderas, C., Vigny, C., 2010. Asperities and barriers on the seismogenic zone in North Chile: state-of-the-art after the 2007 M w 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data. *Geophysical Journal International*, 183(1), 390-406, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04748.x.
- Béjar-Pizarro, M., Socquet, A., Armijo, R., Carrizo, D., Genrich, J., Simons, M., 2013. Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone. *Nature Geoscience*, 6(6), 462-467, doi: 10.1038/NGEO1802.
- Bemis, S.P., Micklethwaite, S., Turner, D., James, M.R., Ackiz, S., Thiele, S.T., Bangash, H.A., 2014. Ground-based and UAV-Based photogrammetry: A multi-scale, high-resolution mapping tool for structural geology and paleoseismology. *Journal of Structural Geology*, 69(B), 163-178, doi: 10.1016/j.jsg.2014.10.007.
- Bevis, M., Kendrick, E.C., Smalley, R., Brooks, B., Allmendinger, R., Isacks, B., 2001. On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes: An analysis of the interseismic velocity field. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(11), doi: 10.129/2001GC000198, 2001.

- Bevis, M., Kendrick, E.C., Smalley, R., Herring, T., Godoy, J., Galban, F., 1999. Crustal motion north and south of the Arica deflection: comparing recent geodetic results from the central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1, 1005, doi:10.1029/1999GC000011.
- Blair, M.W., Yukihara, E.G., McKeever, S.W.S., 2005. Experiences with single-aliquot OSL procedures using coarse-grain feldspars. *Radiation Measurements*, 39(4), 361-374, doi: 10.1016/j.radmeas.2004.05.008.
- Binnie, A., Dunai, T.J., Binnie, S.A., Victor, P., González, G., Bolten, A., 2016. Accelerated late quaternary uplift revealed by <sup>10</sup>Be exposure dating of marine terraces, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Quaternary Geochronology*, 36, 12-27, doi: 10.1016/j.quageo.2016.06.005.
- Bintanja, R., van der Wal, R.S.W., Oerlemans, J., 2005. Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature*, 437, 125-128, doi: 10.1038/nature03975.
- Bookhagen, B., Echtler, H.P., Melnick, D., Strecker, M.R., Spencer, J.Q.G., 2006. Using uplifted Holocene beach berms for paleoseismic analysis on the Santa María Island, south-central Chile. *Geophysical Research Letters*, 33(5), L15302, doi: 10.1029/2006GL026734.
- Boulton, S.J., Stewart, I.S., 2015. Holocene coastal notches in the Mediterranean region: Indicators of palaeoseismic clustering? *Geomorphology*, 237, 29-37, doi: 10.1016/j.geomorph.2013.11.012.
- Bøtter-Jensen, L., 1997. Luminescence techniques: instrumentation and methods. *Radiation Measurements*, 27(5-6), 749-768, doi: 10.1016/S1350-4487(97)00206-0.
- Bøtter-Jensen, L., Thomsen, K.J., Jain, M., 2010. Review of optically stimulated luminescence (OSL) instrumental developments for retrospective dosimetry. *Radiation Measurements*, 45(3-6), 253-257, doi: 10.1016/j.radmeas.2009.11.030.
- Breitkreuz, C., de Silva, S.L., Wilke, H.G., Pfänder, J.A., Renno, A.D., 2014. Neogene to Quaternary ash deposits in the Coastal Cordillera in northern Chile: Distal ashes from supereruptions in the Central Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 269, 68-82, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2013.11.001.
- Briant, R.M., Bateman, M.D., 2009. Luminescence dating indicates radiocarbon age underestimation in late Pleistocene fluvial deposits from eastern England. *Journal of Quaternary Science*, 24(8), 916-927, doi: 10.1002/jqs.1258.
- Brown, N.D., Rhodes, E.J., Antinao, J.L., McDonald, E.V., 2015. Single-grain post-IR IRSL signals of K-feldspars from alluvial fan deposits in Baja California Sur, Mexico. *Quaternary International*, 362, 132-138, doi: 10.1016/j.quaint.2014.10.024.
- Bulur, E., 1996. An alternative technique for optically stimulated luminescence (OSL) experiment. *Radiation Measurements*, 26(5), 701-709, doi: 10.1016/S1350-4487(97)82884-3.
- Bulur, E., 2000. A simple transformation for converting CW-OSL curves to LM-OSL curves. *Radiation Measurements*, 32(2), 141-145, doi: 10.1016/S1350-4487(99)00247-4.
- Burbank, D. W., & Anderson, R. S., 2011. *Tectonic geomorphology*. John Wiley & Sons, 460 pp.
- Buske, S., Lüth, S., Meyer, H., Patzig, R., Reichert, C., Shapiro, S., Wigger, P., Yoon, M., 2002. Broad depth range seismic imaging of the subducted Nazca Slab, North Chile. *Tectonophysics* 350, 273–282.

- Busschers, F.S., Wesselingh, F.P., Kars, R.H., Versluijs-Helder, M., Wallinga, J., Bosch, J.H.A., Timmer, J., Nierop, K.G.J., Meijer, T., Bunnik, F.P.M., De Wolf, H., 2014. Radiocarbon dating of Late Pleistocene marine shells from the southern North Sea. *Radiocarbon*, 56(3), 1151-1166, doi: 10.2458/56.16505.
- Buylaert, J.P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Thiel, C., Sohbati, R., 2012. A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas* 41, 435-451, doi: 10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x.
- Buylaert, J.P., Murray, A.S., Huot, S., 2008. Optical dating of an Eemian site in Northern Russia using K-feldspar. *Radiation Measurements*, 43(2-6), 715-720, doi: 10.1016/j.radmeas.2008.01.027.
- Buylaert, J.P., Murray, A.S., Gebhardt, A.C., Sohbati, R., Ohlendorf, C., Thiel, C., Wastergard, S., Zolitschka, B., The PASADO Science Team, 2013. Luminescence dating of the PASADO core 5022-1D from Laguna Potrok Aike (Argentina) using IRSL signals from feldspar. *Quaternary Science Reviews*, 71, 70-80, doi: 10.1016/j.quascirev.2013.03.018.
- Buylaert, J.P., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Jain, M., 2009. Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiation Measurements*, 44(5-6), 560-565, doi: 10.1016/j.radmeas.2009.02.007.
- Buylaert, J.P., Thiel, C., Murray, A.S., Vandenberghe, D.A.G., Yi, S., Lu, H., 2011. IRSL and post-IRSL residual doses recorded in modern dust samples from the Chinese Loess Plateau. *Geochronometria*, 38(4), 432-440, doi: 10.2478/s13386-011-0047-0.
- Calvo, E., Pelejero, C., Herguera, J.C., Palanques, A., Grimalt, J.O., 2001. Insolation dependence of the southeastern Subtropical Pacific sea surface temperature over the last 400 kyrs. *Geophysical Research Letters*, 28(12), 2481-2484, doi: 10.1029/2000GL012024.
- Cantalamesa, G., Di Celma, C., Ragaini, L., 2006. Tectonic controls on sequence stacking pattern and along-strike architecture in the Pleistocene Mejillones Formation, northern Chile: Implications for sequence stratigraphic models. *Sedimentary Geology*, 183(1-2), 125-144, doi: 10.1016/j.sedgeo.2005.09.010.
- Clarke, L.E., 2015. Experimental alluvial fans: Advances in understanding of fan dynamics and processes. *Geomorphology*, 244, 135-145, doi: 10.1016/j.geomorph.2015.04.013.
- Comte, D., Pardo, M., 1991. Reappraisal of great historical earthquake in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards*, 4(1), 23-44, doi: 10.1007/BF00126557.
- Cortés, J.A., 2012. Actividad de fallas de la placa superior en el antearco costero del norte de Chile (~23°30's): Paleosismología, implicancias neotectónicas y relación con el ciclo de subducción. Unpublished PhD thesis. Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile -Université Paul Sabatier Toulouse III, France, 346 pp.
- Cortés J., González G., Binnie, S. A., Robinson, R., Freeman, S.P.H.T., Vargas G., 2012. Paleoseismology of the Mejillones Fault, northern Chile: Insights from cosmogenic <sup>10</sup>Be and optically stimulated luminescence determinations. *Tectonics*, 31, TC2017, doi: 10.1029/2011TC002877.
- Cortés-Aranda, J., González, G., Rémy, D., Martinod, J., 2015. Normal upper plate fault reactivation in northern Chile and the subduction earthquake cycle: From geological observations and static Coulomb Failure Stress (CFS) change. *Tectonophysics*, 639, 118-131, doi: 10.1016/j.tecto.2014.11.019.
- Cortés, J., Marquardt, C., González, G., Wilke, H., 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.

- Chapot, M.S., Roberts, H.M., Duller, G.A.T., Lai, Z.P., 2012. A comparison of natural- and laboratory-generated dose response curves for quartz optically stimulated luminescence signals from Chinese Loess. *Radiation Measurements*, 47(11-12), 1045-1052, doi: 10.1016/j.radmeas.2012.09.001.
- Chen, Y., Li, S.H., Li, B., 2013. Residual doses and sensitivity change of post-IR IRSL signals from potassium feldspar under different bleaching conditions. *Geochronometria*, 40(4), 229-238, doi: 10.2478/s13386-013-0128-3.
- Chithambo, M.L., Preusser, F., Ramseier, K., Ogundare, F.O., 2007. Time-resolved luminescence of low sensitivity quartz from crystalline rocks. *Radiation Measurements*, 42, 205-212, doi: 10.1016/j.radmeas.2006.07.005.
- Chlieh, M., Avouac, J.P., Sieh, K., Natawidjaja, D. H., Galetzka, J, 2008. Heterogeneous coupling of the Sumatran megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113, B05305, doi:10.1029/2007JB004981.
- Chlieh, M., de Chabaliere, J.B., Ruegg, J.C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., 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, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02326.x.
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J.P., Remy, D., Nocquet, J.M., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, G., Bonvalot, S., 2011. Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116, B12405, doi:10.1029/2010JB008166.
- Choi, J.H., Duller, G.A.T., Wintle, A.G., 2006. Analysis of quartz LM-OSL curves. *Ancient TL*, 24(1), 9-20.
- Cunningham, A.C., 2016. External beta dose rate to mineral grains in shell-rich sediment. *Ancient TL*, 34,(1), 1-5.
- Cunningham, A.C., Wallinga, J., 2010. Selection of integration time intervals for quartz OSL decay curves. *Quaternary Geochronology*, 5(6), 657-666, doi: 10.1016/j.quageo.2010.08.004.
- Cutler, K.B., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C.D., Cutler, P.M., Burr, G.S., Bloom, A.L., 2003. Rapid sea level fall and deep ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(3-4), 253-271, doi: 10.1016/S0012-821X(02)01107-X.
- Darwin, C.H, 1846. *Geological Observations on South America*. Smith, Elder and Co., London.
- Dekens, P.S., Ravelo, A.C., McCarthy, M.D., 2007. Warm upwelling regions in the Pliocene warm period. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 22(3), 3211, doi: 10.1029/2006PA001394.
- Del Río, I., Sawakuchi, A.O., González, G., 2019. Luminescence dating of sediments from central Atacama Desert, northern Chile. *Quaternary Geochronology*, 53, 101002, doi: 10.1016/j.quageo.2019.05.001.
- Delouis, B., Monfret, T., Dorbath, L., Pardo, M., Rivera, L., Comte, D., Haessler, H., Caminade, J.P., Ponce, L., Kausel, E., Cisternas, A., 1996. 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, 427-445.

- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., Cisternas, A., 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International*, 132(2), 302-338, doi: 10.1046/j.1365-246x.1998.00439.x.
- Di Celma, Cantalamessa, G., 2007. Sedimentology and high-frequency sequence stratigraphy of a forearc extensional basin: The Miocene Caleta Herradura Formation, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Sedimentary Geology*, 198(1-2), 29-52, doi: 0.1016/j.sedgeo.2006.11.003.
- Di Celma, C., Pierantoni, P.P., Cantalamessa, G., 2013. Geological map of the Miocene-Pleistocene successions of the Mejillones Peninsula, Northern Chile. *Journal of Maps*, 10(2), 350-363, doi: 10.1080/17445647.2013.867419.
- Dillehay, T.D., Ocampo, C., Saavedra, J., Sawakuchi, A.O., Vega, R.M., Pino, M., Collins, M.B., Cummings, L.S., Arregui, Villagran X.S., Hartmann, G.A., Mella, M., González, A., Dix, G., 2015. New archaeological evidence for an early human presence at Monte Verde, Chile. *PLoS One*, 10(11), e0141923, doi: 10.1371/journal.pone.0141923.
- Duller, G.A.T., 2003. Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements. *Radiation Measurements*, 37(2), 161-165, doi: 10.1016/S1350-4487(02)00170-1.
- Duller, G.A.T., 2006. Single grain optical dating of glacial deposits. *Quaternary Geochronology*, 1(4), 196-304, doi: 10.1016/j.quageo.2006.05.018.
- Duller, G.A.T., 2008. Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. *Boreas*, 37(4), 589-612, doi: 10.1111/j.1502-3885.2008.00051.x
- Duller, G.A.T., 2015. The Analyst software package for luminescence data: overview and recent improvements. *Ancient TL*, 33(1), 35-42.
- Dunai, T.J., González, G., 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, doi: 10.1130/G21184.1.
- Durcan, J.A., King, G.E., Duller, G.A.T., 2015. DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology*, 28, 54-61, doi: 10.1016/j.quageo.2015.03.012.
- Ewiak, O., Victor, P., Oncken, O., 2015. Investigating multiple fault rupture at the Salar del Carmen segment of the Atacama Fault System (northern Chile): Fault scarp morphology and knickpoint analysis. *Tectonics*, 34(2), doi: 10.1002/2014TC003599.
- Fan, A., Li, S.H., Li, B., 2011. Observation of unstable fast component in OSL in quartz. *Radiation Measurements*, 46(1), 21-28, doi: 10.1016/j.radmeas.2010.10.001.
- Fitzroy, R., 1839. Proceedings of the second expedition, 1831-1836, under the command of Captain Robert FitzRoy. Volume II of Narrative of the Surveying Voyages of His Majesty's Ships Adventure and Beagle between the Years 1826 and 1836, Describing their Examination of the southern shores of South America, and the Beagle's circumnavigation of the globe, London, UK.
- Fitzsimmons, K.E., Rhodes, E.J., Barrows, T.T., 2010. OSL dating of southeast Australian quartz: A preliminary assessment of luminescence characteristics and behavior. *Radiation Measurements*, 5(2-3), 91-95, doi: 10.1016/j.quageo.2009.02.009.

- Flower, B.P., Kennett, J.P., 1993. Middle Miocene ocean–climate transition: High resolution oxygen and carbon isotopic records from Deep Sea Drilling Project Site 588A, Southwest Pacific. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 8(6), 811–843, doi: 10.1029/93PA02196.
- Fu, X., Li, S.H., Li, B., 2015. Optical dating of aeolian and fluvial sediments in north Tian Shan range, China: Luminescence characteristics and methodological aspects. *Quaternary Geochronology*, 30(B), 161-167, doi: 10.1016/j.quageo.2015.03.001.
- Fuchs, M., Lang, A., 2009. Luminescence dating of hillslope deposits—A review. *Geomorphology*, 109(1-2), 17-26, doi: 10.1016/j.geomorph.2008.08.025.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., 2012. Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: An overview and some recommendations. *Quaternary Geochronology*, 11, 1-27, doi: 10.1016/j.quageo.2012.04.020.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: part I, experimental design and statistical models\*. *Archaeometry*, 41(2), 339-364, doi: 10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Yoshida, H., 2005. Error variation in OSL palaeodose estimates from single aliquots of quartz: a factorial experiment. *Radiation Measurements*, 39(3), 289-307, doi: 10.1016/j.radmeas.2004.03.023.
- Ghosh, P., Garzzone, C.N., Eiler, J.M., 2006. Rapid uplift of the Altiplano revealed through  $^{13}\text{C}$ – $^{18}\text{O}$  bonds in paleosol carbonates. *Science*, 311(5760), 511–515, doi: 10.1126/science.1119365.
- Glasser, N.F., Harrison, S., Ivy-Ochs, S., Duller, G.A.T., Kubik, P.W., 2006. Evidence from the Rio Bayo valley on the extent of the North Patagonian Icefield during the Late Pleistocene–Holocene transition. *Quaternary Research*, 65(1), 70-77, doi: 10.1016/j.yqres.2005.09.002.
- Gliganic, L.A., Cohen, T.J., Meyer, M., Molenaar, A. 2017. Variations in luminescence properties of quartz and feldspar from modern fluvial sediments in three rivers. *Quaternary Geochronology* 41, 70-82, doi: 10.1016/j.quageo.2017.06.005.
- Goff, J., Sugawara, D., 2014. Seismic-driving of sand beach ridge formation in northern Honshu, Japan? *Marine Geology*, 358, 138-149, doi: 10.1016/j.margeo.2014.04.005.
- González-Alfaro, J., Vargas, G., González, G., Ortlieb, L., Bonvalot, S., Gabalda, G., 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 XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena.
- González-Alfaro, J., Vargas, G., Ortlieb, L., González, G., Ruiz, S., Baez, J.C., Maden-Yogo, M., Caquineau, S., Álvarez, G., del Campo, F., 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, doi: 10.1016/j.epsl.2018.08.043.
- González, G., Carrizo, D., 2003. Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía de la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas de Atacama, (23°40'S), norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, 30(2), 223-244, doi: 10.4067/S0716-02082003000200005.
- González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., 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, doi: 10.1016/S0895-9811(03)00100-7.

- González, G., Dunai, T., Carrizo, D., Allmendinger, R., 2006. Young displacements on the Atacama Fault System, northern Chile from field observations and cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$  concentrations. *Tectonics*, 25, TC3006, doi:10.1029/2005TC001846.
- González, G., Salazar, P., Loveless, J.P., Allmendinger, R.W. Aron, F., Shrivastava, M., 2015. Upper plate reverse fault reactivation and the unclamping of the megathrust during the 2014 northern Chile earthquake sequence. *Geology*, 43 (8): 671-674, doi: 10.1130/G36703.1.
- Gray, H.J., Mahan, S.A., 2015. Variables and potential models for the bleaching of luminescence signals in fluvial environments. *Quaternary International*, 362, 42-49, doi: 10.1016/j.quaint.2014.11.007.
- Grosse, P., van Wyk de Vries, B., Euillades, P.A., Kervyn, M., Petrinovic, I.A., 2012. Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology*, 136(1), 114-131, doi: 10.1016/j.geomorph.2011.06.001.
- Guérin, G., Christophe, C., Philippe, A., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Tribolo, C., Urbanova, P., Jain, M., Guilbert, P., Mercier, N., Kreutzer, S., Lahaye, C., 2017. Absorbed dose, equivalent dose, measured dose rates, and implications for OSL age estimates: Introducing the Average Dose Model. *Quaternary Geochronology*, 41, 163-173, doi: 10.1016/j.quageo.2017.04.002.
- Guérin, G., Mercier, N., Adamiec, G., 2011. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, 29(1), 5-8.
- Guralnik, B., Jain, M., Herman, F., Ankjaergaard, C., Murray, A.S., Valla, P.G., Preusser, F., King, G.E., Chen, R., Lowick, S.E., Kook, M., Rhodes, E.J., 2015. OSL-thermochronometry of feldspar from the KTB borehole, Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 423, 232-243, doi: 10.1016/j.epsl.2015.04.032.
- Haddadchi, A., Olley, J., Pietsch, T., 2016. Using LM-OSL of quartz to distinguish sediments derived from surface-soil and channel erosion. *Hydrological Processes*, 30, 637-647, doi: 10.1002/hyp.10646.
- Harrison, S., Glasser, N., Winchester, V., Haresign, E., Warren C., Duller, G.A.T., Bailey, R., Ivy-Ochs, S., Jansson, K., Kubik, P., 2008. Glaciar León, Chilean Patagonia: late-Holocene chronology and geomorphology. *Holocene*, 18(4), 643-652, doi: 10.1177/0959683607086771.
- Hartley, A.J., Chong, G., 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology*, 30(1), 43-46, doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0043:LPAFTA>2.0.CO;2.
- Hartley, A.J., Jolley, E., 1995. Tectonic implications of Late Cenozoic sedimentation from the Coastal Cordillera of northern Chile (22-24°S). *Journal of the Geological Society*, 152(1), 51-63, doi: 10.1144/gsjgs.152.1.0051.
- Hartley, A. J., Mather, A.E., Jolley, E., Turner, P., 2005. Climatic controls on alluvial-fan activity, Coastal Cordillera, northern Chile. *Geological Society of London, Special Publications*, 251(1), 95-116, doi: 10.1144/GSL.SP.2005.251.01.08.
- Haug, E., Kraal, E.R., Sewall, J.O., Van Dijk, M., Chong, G., 2010. Climatic and geomorphic interactions on alluvial fans in the Atacama Desert, Chile. *Geomorphology*, 121(3-4), 184-196, doi: 10.1016/j.geomorph.2010.04.005.
- Henry, H., Regard, V., Pedoja, K., Husson, L., Martinod, J., Witt, C., Heuret, A., 2014. Upper Pleistocene uplifted shorelines as tracers of (local rather than global) subduction dynamics. *Journal of Geodynamics*, 78, 8-20, doi: 10.1016/j.jog.2014.04.001.

- Herm, D., 1969. Marines Pliozan und Pleistozan in Nord und mittel Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken- Faunen. *Zitteliana*, 2, 1-187.
- Herrera, C., Custodio, E., 2014. Origin of waters from small springs located at the northern coast of Chile, in the vicinity of Antofagasta. *Andean Geology*, 41(2), 314-341, doi: 10.5027/andgeoV41n2-a03.
- Houston, J., 2006. Evaporation in the Atacama Desert: An empirical study of spatio-temporal variations and their causes. *Journal of Hydrology*, 330(3-4), 402-412, doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.03.036.
- Houston, J., 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*, 23, 1453-1464, doi: 10.1002/joc.938.
- Howell, A., Jackson, J., England, P., Higham, T., Synolakis, C., 2015. Late Holocene uplift of Rhodes, Greece: evidence for a large tsunamigenic earthquake and the implications for the tectonics of the eastern Hellenic Trench System. *Geophysical Journal International*, 203(1), 459-474, doi: 10.1093/gji/ggv307.
- Hu, G., Yi, C.L., Zhang, J.F., Liu, J.H., Jiang, T., 2015. Luminescence dating of glacial deposits near the eastern Himalayan syntaxis using different grain-size fractions. *Quaternary Science Reviews*, 124, 124-144, doi: 10.1016/j.quascirev.2015.07.018.
- Huntley, D.J., 2006. An explanation of the power-law decay of luminescence. *Journal of Physics: Condensed Matter*, 18(4), 1359-1365, doi: 10.1088/0953-8984/18/4/020.
- Huntley, D.J., Baril, M.R., 1997. The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. *Ancient TL*, 15(1), 11-13.
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I., Thewalt, M.L.W., 1985. Optical dating of sediments. *Nature*, 313, 105-107, doi: 10.1038/313105a0.
- Huntley, D.J., Lamothe, M. 2001. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38(7), 1093–1106, doi: 10.1139/e01-013
- Husen, S., Kissling, E., Flueh, E., 2000. Local earthquake tomography of shallow subduction in North Chile: a combined onshore and offshore study. *Journal of Geophysical Research* 105, 28183–28198.
- Husen, S., Kissling, E., Flueh, E., 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, doi: 10.1046/j.1365-246x.1999.00893.x.
- Hyndman, R.D., Yamano, M., Oleskevich, D.A., 1997. The seismogenic zone of subduction thrust faults. *Island Arc*, 6: 244–260, doi: 10.1111/j.1440-1738.1997.tb00175.x.
- Ibaraki, M., 1997. Closing of the Central American Seaway and Neogene coastal upwelling along the Pacific Coast of South America. *Tectonophysics*, 281(1-2), 99-104, doi: 10.1016/S0040-1951(97)00161-3.
- Imanishi, K., Ando, R., Kuwahara, Y., 2012. Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Geophysical Research Letters*, 39(9), L09306, doi: 10.1029/2012GL051491.

- Ishman, S.E., Reilly, T.P., Wilson, G.S., Martinez-Pardo, R., Pinter, N., Wilke, H.G., Chong, G., 2003. Late Cenozoic evolution of the Mejillones Peninsula, northern Chile. En American Geophysical Union, Fall Meeting 2003, San Francisco, EE.UU.
- Jain, M., 2009. Extending the dose range: Probing deep traps in quartz with 3.06 eV photons. *Radiation Measurements*, 44(5-6), 445-452, doi: 10.1016/j.radmeas.2009.03.011.
- Jain, M., Ankjaergaard, C., 2011. Towards a non-fading signal in feldspar: Insight into charge transport and tunnelling from time-resolved optically stimulated luminescence. *Radiation Measurements*, 46(3), 292-309, doi: 10.1016/j.radmeas.2010.12.004.
- Jain, M., Duller, G.A.T., Wintle, A.G., 2007. Dose response, thermal stability and optical bleaching of the 310 °C isothermal TL signal in quartz. *Radiation Measurements*, 42(8), 1285-1293, doi: 10.1016/j.radmeas.2007.08.008.
- Jain, M., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L., 2003. Characterisation of blue-light stimulated luminescence components in different quartz samples: implications for dose measurement. *Radiation Measurements*, 37(4-5), 441-449, doi: doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00052-0.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., 2015. Unraveling sea-level variations and tectonic uplift in wave-built marine terraces, Santa María Island, Chile. *Quaternary Research*, 83, 216-228, doi: 10.1016/j.yqres.2014.10.002.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Brill, D., 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, doi: 10.1016/j.quascirev.2015.01.005.
- Jordan, T.E., Kirk-Lawlor, N.E., Blanco, N., Rech, J.A., Cosentino, J., 2014. Landscape modification in response to repeated onset of hyperarid paleoclimate states since 14 Ma, Atacama Desert, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 126(7-8), 1016-1046, doi: 10.1130/B30978.1.
- Jordan, T., Riquelme, R., González, G., Herrera, C., Godfrey, L., Colucci, S., Gironás león, J., Gamboa, C., Urrutia, J., Tapia, L., Centella, k., Ramos, H., 2015. Hydrological and geomorphological consequences of the extreme precipitation event of 24–26 March 2015, Chile. En XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile.
- Kars, R.H., Reimann, T., Anjaergaard, C., Wallinga, J. 2014. Bleaching of the post-IR IRSL signal: new insights for feldspar luminescence dating. *Boreas*, 43(4), 780-791, doi: 10.1111/bor.12082.
- Kars, R.H., Wallinga, J., Cohen, K.M., 2008. A new approach towards anomalous fading-correction for feldspar IRSL dating - tests on samples in field saturation. *Radiation Measurements*, 43(2-6), 786-790, doi: 10.1016/j.radmeas.2008.01.021.
- Keller, E.A., Pinter, N., 2002. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*, 2<sup>a</sup> edn., 362 p. Prentice-Hall, New York.
- Kelsey, H.M., Witter, R.C., Engelhart, S.E., Briggs, R., Nelson, A., Haeussler, P., Corbett, D.R., 2015. Beach ridges as paleoseismic indicators of abrupt coastal subsidence during subduction zone earthquakes, and implications for Alaska-Aleutian subduction zone paleoseismology, southeast coast of the Kenai Peninsula, Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 113, 147-158, doi: 10.1016/j.quascirev.2015.01.006.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R.B., Laura, E., Fortes, L.P.S., 2003. The Nazca South America Euler vector and its rate of change, *Journal of South American Earth Science*, 16(2), 125–131.

- Kenworthy, M.K., Rittenour, T.M., Pierce, J.L., Sutfin, N.A., Sharp, W.D., 2014. Luminescence dating without sand lenses: An application of OSL to coarse-grained alluvial fan deposits of the Lost River Range, Idaho, USA. *Quaternary Geochronology*, 23, 9-25, doi: 10.1016/j.quageo.2014.03.004.
- Kijek, N., Chruscinska, A. 2016. Natural and laboratory OSL growth curve - Verification of the basic assumption of luminescence dating. *Radiation Measurements*, 90, 233-237, doi: 10.1016/j.radmeas.2016.01.024.
- Kijek, N., Chruscinska, A. 2017. On the equivalence of natural and laboratory growth curves in luminescence dating - The effect of deep traps and luminescence centres. *Radiation Measurements*, 106, 477-482, doi: 10.1016/j.radmeas.2017.05.014.
- Kim, J.C., Roberts, H.M., Duller, G.A.T., Lee, Y.I., Yi, S.B., 2009. Assessment of diagnostic tests for evaluating the reliability of SAR  $D_e$  values from polymineral and quartz fine grains. *Radiation Measurements*, 44(2), 149-157, doi: 10.1016/j.radmeas.2009.01.003.
- King, G.E., Sanderson, D.C.W., Robinson, R.A.J., Finch, A.A., 2014. Understanding processes of sediment bleaching in glacial settings using a portable OSL reader. *Boreas*, 43(4), 955-972, doi: 10.1111/bor.12078.
- Kreutzer, S., 2018. `calc_FadingCorr()`: Apply a fading correction according to Huntley & Lamothe (2001) for a given g-value and a given  $t_c$ . Function version 0.4.2. In: Kreutzer, S., Burrow, C., Dietze, M., Fuchs, M.C., Schmidt, C., Fischer, M., Friedrich, J. (2018). *Luminescence: Comprehensive Luminescence Dating Data Analysis*. R package version 0.8.6.
- Kreutzer, S., Schmidt, C., Fuchs, M.C., Dietze, M., Fischer, M., Fuchs, M., 2012. Introducing an R package for luminescence dating analysis. *Ancient TL*, 30(1), 1-8.
- Haddadchi, A., Olley, J., Pietsch, T., 2016. Using LM-OSL of quartz to distinguish sediments derived from surface-soil and channel erosion. *Hydrological Processes*, 30(4), 637-647, doi: 10.1002/hyp.10646.
- Lai, Z., Mischke, S., Madsen, D., 2014. Paleoenvironmental implications of new OSL dates on the formation of the "Shell Bar" in the Qaidam Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau. *Journal of Paleolimnology*, 51(2), 197-210, doi: 10.1007/s10933-013-9710-1.
- Lajoie, K.R., 1986. Coastal tectonics. In: Wallace, R.E. (Ed.), *Active Tectonics*. The National Academies Press, Washington, D.C, pp. 95-124.
- Lange, D., Tilmann, F., Barrientos, S.E., Contreras-Reyes, E., Methe, P., Moreno, M., Heit, B., Agurto, H., Bernard, P., Vilotte, J.P., Beck, S., 2012. Aftershock seismicity of the 27 February 2010 Mw 8.8 Maule earthquake rupture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318, 413-425, doi: 10.1016/j.epsl.2011.11.034.
- Latorre, C., Moreno, P.I., Vargas, G., Maldonado, A., Villa-Martínez, R., Armesto, J.J., Villagrán, C., Pino, M., Nuñez, L., Grosjean, M., 2007. Late Quaternary environments and palaeoclimate. En: Moreno, T. y Gibbons, W. (eds), *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, 309-328.
- Lea, D.W., Martin, P.A., Pak, D.K., Spero, H.J., 2002. Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 283-293, doi: 10.1016/S0277-3791(01)00081-6.
- Li, G., Li, F., Jin, M., Duan, Y., Madsen, D., Wang, L., Chen, F., 2017. Late Quaternary lake evolution in the Gaxun Nur basin, central Gobi Desert, China, based on quartz OSL and K-feldspar pIRIR dating of paleoshorelines. *Journal of Quaternary Science*, 32(3), 347-361, doi: 10.1002/jqs.2928.

- Li, B., Li, S.H., 2006. Comparison of  $D_e$  estimates using the fast component and the medium component of quartz OSL. *Radiation Measurements*, 41(2), 125-136, doi: 10.1016/j.radmeas.2005.06.037.
- Li, B., Li, S.H., 2011. Luminescence dating of K-feldspar from sediments: A protocol without anomalous fading correction. *Quaternary Geochronology*, 6(5), 468-479, doi: 10.1016/j.quageo.2011.05.001.
- Li, G., Jin, M., Duan, Y., Madsen, D.B., Li, F., Yang, L., Wei, H., Chen, F., 2015. Quartz and K-feldspar luminescence dating of a Marine Isotope Stage 5 megalake in the Juyanze Basin, central Gobi Desert, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 440, 96-109, doi: 10.1016/j.palaeo.2015.08.033.
- Lomnitz, C., 2004. Major Earthquakes of Chile: A Historical Survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75(3), 368-378, doi: 10.1785/gssrl.75.3.368.
- Long, H., Shen, J., 2015. Underestimated  $^{14}\text{C}$ -based chronology of late Pleistocene high lake-level events over the Tibetan Plateau and adjacent areas: evidence from the Qaidam Basin and Tengger Desert. *Science China Earth Sciences*, 58(2), 183-194, doi: 10.1007/s11430-014-4993-2.
- Loveless, J.P., Allmendinger, R.W., Pritchard, M.E., Garroway, J.L., González, G., 2009. Surface cracks record long-term seismic segmentation of the Andean margin. *Geology*, 37(1), 23-26, doi: 10.1130/G25170A.1.
- Loveless, J.P., Allmendinger, R.W., Pritchard, M.E., González, G., 2010. Normal and reverse faulting driven by the subduction zone earthquake cycle in the northern Chilean fore arc. *Tectonics*, 29(2), TC2001, doi:10.1029/2009TC002465.
- Loveless, J.P., Hoke, G.D., Allmendinger, R.W., González, G., Isacks, B.L., Carrizo, D.A., 2005. Pervasive cracking of the northern Chilean Coastal Cordillera: New evidence for forearc extension. *Geology*, 33(12), 973-976, doi: 10.1130/G22004.1.
- Loveless, J.P., Pritchard, M.E., 2008. Motion on upper-plate faults during subduction zone earthquakes: Case of the Atacama Fault System, northern Chile. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(12), doi: 10.1029/2008GC002155.
- Marquardt, C., 2005. Deformations néogènes le long de la côte nord du Chile ( $23^\circ$ – $27^\circ\text{S}$ ), avant-arc des Andes Centrales. Unpublished PhD thesis, Université Toulouse III, Paul Sabatier, Toulouse, France, 212 pp.
- Marquardt, C., Fomari, M., Lavenu, A., Vargas, G., Ortlieb, L., Ritz, J.F., Philip, H., Marinovic, N., 2005. Volcanic ash dating from the Mejillones Peninsula ( $23^\circ\text{S}$ ): Implications for the Neogene outer forearc stratigraphy, tectonics and volcanic relationships, paper presented at 6<sup>th</sup> International Symposium of Andean Geodynamics, Barcelona, Spain.
- Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., Comte, D., 2004. Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile ( $27^\circ\text{S}$ ). *Tectonophysics*, 394(3-4), 193-219, doi: 10.1016/j.tecto.2004.07.059.
- Martinod, J., Regard, V., Riquelme, R., Aguilar, G., Guillaume, B., Carretier, S., Cortés-Aranda, J., Leanni, L., Héral, G., 2016. Pleistocene uplift, climate and morphological segmentation of the Northern Chile coasts ( $24^\circ\text{S}$ – $32^\circ\text{S}$ ): Insights from cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  dating of paleoshorelines. *Geomorphology*, 274, 78-91, doi: 10.1016/j.geomorph.2016.09.010.
- McCalpin, J., 2005. Late Quaternary activity of the Pajarito fault, Rio Grande rift of northern New Mexico, USA. *Tectonophysics*, 408(1-4), 213-236, doi: 10.1016/j.tecto.2005.05.038.

- McCalpin, J., 2009. *Paleoseismology*. Academic Press, California.
- Melnick, D., 2016. Rise of the central Andean coast by earthquakes straddling the Moho. *Nature Geoscience*, 9, 401-407, doi:10.1038/ngeo2683.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Echtler, H.P., 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, doi: 10.1130/B25865.1.
- Melnick, D., Cisternas, M., Moreno, M., Norambuena, R., 2012. Estimating coseismic coastal uplift with an intertidal mussel: calibration for the 2010 Maule Chile earthquake (Mw = 8.8). *Quaternary Science Reviews*, 42, 29-42, doi: 10.1016/j.quascirev.2012.03.012.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M.R., 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*, 114, B01407, doi:10.1029/2008JB005788.
- Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., 2012. Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 117, B03406, doi: 10.1029/2011JB008736.
- Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., Carrizo, D., Peyrat, S., Delorme, A., Maureira, E., Valderas-Bermejo, Ortega, I., 2013. Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*, 194(3), 1283-1294, doi: 10.1093/gji/ggt183.
- Métois, M., Vigny, C., 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, doi: 10.1007/s00024-016-1280-5.
- Métois, M., Vigny, C., Socquet, A., Delorme, A., Morvan, S., Ortega, I., Valderas-Bermejo, C.M., 2014. GPS-derived interseismic coupling on the subduction and seismic hazards in the Atacama region, Chile. *Geophysical Journal International*, 196(2), 644-655, doi: 10.1093/gji/ggt418.
- Mineli, T., Sawakuchi, A., Guralnik, B., Lambert, R., Jain, M., Pupim, F., del Río, I., Guedes, C., Nogueira, L. (under review). Variation of luminescence sensitivity and characteristic dose of quartz from rocks and sediments. Submitted to *Radiation Measurements*.
- Monecke, K., Templeton, C.K., Finger, W., Houston, B., Luthi, S., McAdoo, B.G., Meilianda, E., Storms, J.E.A., Walstra, D.J., Amna, R., Hood, N., Karmanocky III, F.J., Nurjanah, Rusydy, I., Sudrajat, S.U., 2015. Beach ridge patterns in West Aceh, Indonesia, and their response to large earthquakes along the northern Sunda trench. *Quaternary Science Reviews*, 113, 159-170, doi: 10.1016/j.quascirev.2014.10.014.
- Moreno, M., Li, S., Melnick, D., Bedford, J.R., Baez, J.C., Motagh, M., Metzger, S., Vajedian, S., Sippl, C., Gurknecht, B.D., Contreras-Reyes, E., Deng, Z., Tassara, A., Oncken, O., 2018. Chilean megathrust earthquake recurrence linked to frictional contrast at depth. *Nature Geosciences*, 11, 285-290, doi: 10.1038/s41561-018-0089-5.
- Moreiras, S.M., Hermanns, R.L., Fauqué, L., 2015. Cosmogenic dating of rock avalanches constraining Quaternary stratigraphy and regional neotectonics in the Argentine Central Andes (32°S). *Quaternary Science Reviews*, 112, 45-58, doi: 10.1016/j.quascirev.2015.01.016.
- 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.

- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M., 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 420, 162-165, doi: 10.1038/nature01194.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R., Schumann, R.R., Groves, L.T., DeVogel, S.B., Minor, S.A., Laurel, D., 2014. Coastal tectonics on the eastern margin of the Pacific Rim: late Quaternary sea-level history and uplift rates, Channel Islands National Park, California, USA. *Quaternary Science Reviews*, 105, 209-238, doi: 10.1016/j.quascirev.2014.09.017.
- Murray, A.S., Funder, S., 2003. Optically stimulated luminescence dating of a Danish Eemian coastal marine deposit: a test of accuracy. *Quaternary Science Reviews*, 22(10-13), 1177-1183, doi: 10.1016/S0277-3791(03)00048-9.
- Murray, A.S., Thomsen, K.J., Masuda, N., Buylaert, J.P., Jain, M., 2012. Identifying well-bleached quartz using the different bleaching rates of quartz and feldspar luminescence signals. *Radiation Measurements*, 47(9), 688-695, doi: 10.1016/j.radmeas.2012.05.006.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32(1), 57-73, doi: 10.1016/S1350-4487(99)00253-X.
- Murray, A.S., Schmidt, E.D., Stevens, T., Buylaert, J.P., Markovic, S.B., Tsukamoto, S., Frechen, M., 2014. Dating Middle Pleistocene loess from Stari Slankamen (Vojvodina, Serbia) — Limitations imposed by the saturation behavior of an elevated temperature IRSL signal. *Catena*, 117, 34-42, doi: 10.1016/j.catena.2013.06.029.
- Murray A.S., Wintle A.G. 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements* 37(4-5), 377-381, doi: 10.1016/S1350-4487(03)00053-2.
- Nash, D.J., Bateman, M.D., Bullard, J.E., Latorre, C., 2018. Late Quaternary coastal evolution and aeolian sedimentation in the tectonically-active southern Atacama Desert, Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 490, 546-562, doi: 10.1016/j.palaeo.2017.11.040.
- Nelson, A.R., 1992. Lithofacies analysis of colluvial sediments - An aid in interpreting the recent history of Quaternary normal faults in the Basin and Range Province, western United States. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(4), 607-621, doi: 10.1306/D426796F-2B26-11D7-8648000102C1865D.
- Nentwig V., Tsukamoto, S., Frechen, M., Bahlburg, H., 2015. Reconstructing the tsunami record in Tirúa, Central Chile beyond the historical record with quartz-based SAR-OSL. *Quaternary Geochronology*, 30(B), 299-305, doi: 10.1016/j.quageo.2015.05.020.
- Neudorf, C.M., Roberts, R.G., Jacobs, Z., 2012. Sources of overdispersion in a K-rich feldspar sample from north-central India: Insights from De, K content and IRSL age distributions for individual grains. *Radiation Measurements*, 47(9), 696-702, doi: 10.1016/j.radmeas.2012.04.005.
- Nielsen, S.N., 2013. A new Pliocene mollusk fauna from Mejillones, northern Chile. *Paläontologische Zeitschrift*, 87(1), 33-66.
- Niemeyer, H., González, G., Martínez-De Los Ríos, E., 1996. Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, 23(2), 165-185.
- Noller, J.S., Sowers, J.M., Lettis, W.R., 2000. Lead-210 chronology, In: Noller, J.S., Sowers, J.M., Colman, S.M., Pierce, K.L., (Eds.). *Quaternary geochronology: Methods and applications*. American Geophysical Union, Washington DC., pp. 115-120.

- Ortlieb, L., Barrientos, S., Guzman, N., 1996a. Coseismic coastal uplift and coralline algae record in northern Chile: the 1995 Antofagasta earthquake case. *Quaternary Science Reviews* 15(8-9), 949-960, doi: 10.1016/S0277-3791(96)00056-X.
- Ortlieb, L., Diaz A., Guzman, N., 1996b, A warm interglacial episode during oxygen isotope stage 11 in northern Chile. *Quaternary Science Reviews*, 15(8–9), 857–871, doi: 10.1016/S0277-3791(96)00062-5.
- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Cournoyer, L., 1996c. 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, doi: 10.1016/S0277-3791(96)00066-2.
- Otvos, E.G., 2000. Beach ridges – definitions and significance. *Geomorphology*, 32(1-2), 83-108, doi: 10.1016/S0169-555X(99)00075-6.
- Pasten-Araya, F., Salazar, P., Ruiz, S., Rivera E., Potin, B., Maksymowicz, A., Torres, E., Villarroel, J., Cruz, E., Valenzuela, J., Jaldín, D., González, G., Bloch, W., Wigger, P., Shapiro, S.A., 2018. Fluids Along the Plate Interface Influencing the Frictional Regime of the Chilean Subduction Zone, Northern Chile. *Geophysical Research Letters*, 45, doi: 10.1029/2018GL079283.
- Pawley, S.M., Toms, P., Armitage, S.J., Rose, J., 2010. Quartz luminescence dating of Anglian Stage (MIS 12) fluvial sediments: comparison of SAR age estimates to the terrace chronology of the Middle Thames valley, UK. *Radiation Measurements*, 5(5), 569-582, doi: 10.1016/j.quageo.2009.09.013.
- Pietsch, T.J., Olley, J.M., Nanson, G.C, 2008. Fluvial Transport as a natural luminescence sensitizer of quartz. *Quaternary Geochronology*, 3(4), 365-376, doi: 10.1016/j.quageo.2007.12.005.
- Pigati, J.S., Quade, J., Wilson, J., Timothy Jull, A.J., Lifton, N.A., 2007. Development of low-background vacuum extraction and graphitization systems for <sup>14</sup>C dating of old (40–60 ka) samples. *Quaternary International*, 166(1), 4-14, doi: 10.1016/j.quaint.2006.12.006.
- Placzek, C.J., Matmon, A., Granger, D.E., Quade, J., Niedermann, S., 2010. Evidence for active landscape evolution in the hyperarid Atacama from multiple terrestrial cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(1-2), 12-20, doi: 10.1016/j.epsl.2010.03.006.
- Plint, A.G., 2010. Wave- and Storm-Dominated Shoreline and Shallow-Marine System. In: N. P. James and R. W. Dalrymple (Eds.), *Facies Models 4* (167-201). Toronto: Geological Association of Canada.
- Plint, A.G., Numedal, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: Hunt, D. & Gawthorpe, R. L. (Eds.), *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. Geological Society of London, Special Publications, 172, 1-17, doi: 10.1144/GSL.SP.2000.172.01.01.
- Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, 23(2-3), 497-500, doi: 10.1016/1350-4487(94)90086-8.
- Preusser, F., Chithambo, M.L., Gotte, G., Martini, M., Ramseyer, K., Sendezera, E.J., Susino, G.J., Wintle, A.G., 2009. Quartz as a natural luminescence dosimeter. *Earth-Science Reviews*, 97(1-4), 184-214, doi: 10.1016/j.earscirev.2009.09.006.
- Preusser, F., Ramseyer, K., Schlüchter, C., 2006. Characterization of low OSL intensity quartz from the New Zealand Alps. *Radiation Measurements*, 41(7-8): 871-877, doi: 10.1016/j.radmeas.2006.04.019.

- 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. *Düsseldorfer Geographische Schriften*, 27, 246 pp.
- Rech, J.A., Currie, B.S., Michalski, G., Cowan, A.M., 2006. Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology*, 34(9), 761-764, doi: 10.1130/G22444.1.
- Rech, J.A., Quade, J., Betancourt, J.L., 2002. Late Quaternary paleohydrology of the central Atacama Desert (lat 22°–24°S), Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 114(3), 334-348, doi: 10.1130/0016-7606(2002)114<0334:LQPOTC>2.0.CO;2.
- Rech, J.A., Quade, J., Hart, W.S., 2003. Isotopic evidence for the source of Ca and S in soil gypsum, anhydrite and calcite in the Atacama Desert, Chile. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(4), 575-586, doi: 10.1016/S0016-7037(02)01175-4.
- Regard, V., Saillard, M., Martinod, J., Audin, L., Carretier, S., Pedoja, K., Riquelme, R., Paredes, P., Hérail, G., 2010. Renewed uplift of the Central Andes Forearc revealed by coastal evolution during the Quaternary. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(1-2), 199-210, doi: 10.1016/j.epsl.2010.06.020.
- Reimann, T., Notenboom, P.D., De Schipper, M.A., Walling, J., 2015. Testing for sufficient signal resetting during sediment transport using a polymineral multiple-signal luminescence approach. *Quaternary Geochronology*, 25, 26-36, doi: 10.1016/j.quageo.2014.09.002.
- Reimann, T., Thomsen, K.J., Jain, M., Murray, A.S., Frechen, M., 2012. Single-grain dating of young sediments using the pIRIR signal from feldspar. *Quaternary Geochronology*, 11, 28-41, doi: 10.1016/j.quageo.2012.04.016.
- Reimann, T., Tsukamoto, S., 2012. Dating the recent past (<500 years) by post-IR IRSL feldspar e Examples from the North Sea and Baltic Sea coast. *Quaternary Geochronology*, 10, 180-187, doi: 10.1016/j.quageo.2012.04.011.
- Reimann, T., Tsukamoto, S., Naumann, M., Frechen, M., 2011. The potential of using K-rich feldspars for optical dating of young coastal sediments e A test case from Darss-Zingst peninsula (southern Baltic Sea coast). *Quaternary Geochronology*, 6(2), 207-222, doi: 10.1016/j.quageo.2010.10.001.
- Rehak, K., Niedermann, S., Preusser, F., Strecker, M.R., Echtler, H.P., 2010. Late Pleistocene landscape evolution in south-central Chile constrained by luminescence and stable cosmogenic nuclide dating. *Geological Society of America Bulletin*, 122(7-8), 1235-1247, doi: 10.1130/B26545.1.
- Regard, V., Saillard, M., Martinod, J., Audin, L., Carretier, S., Pedoja, K., Riquelme R., Paredes, P., Hérail, G., 2010. Renewed uplift of the Central Andes Forearc revealed by coastal evolution during the Quaternary. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(1-2), 199-210, doi: 10.1016/j.epsl.2010.06.020.
- Rhodes, E.J., 2011. Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 461-488, doi: 10.1146/annurev-earth-040610-133425.
- Rincón-Martínez, D., Lamy, F., Contreras, S., Leduc, G., Bard, E., Saukel, C., Blanz, T., Mackensen, A., Tiedemann, R., 2010. More humid interglacials in Ecuador during the past 500 kyr linked to latitudinal shifts of the equatorial front and the Intertropical Convergence Zone in the eastern tropical Pacific. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 25(2), PA2210, doi: 10.1029/2009PA001868.

- Riquelme, R., Hérail, G., Martinod, J., Charrier, R., Darrozes, J., 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S–28°S). *Geomorphology*, 86(3-4), 283-306, doi: 10.1016/j.geomorph.2006.09.004.
- Ritter, B., Wennrich, V., Medialdea, A., Brill, D., King, G., Schneiderwind, S., Niemann, K., Fernández-Galego, E., Diederich, J., Rolf, C., Bao, R., Melles, M., Dunai, T.J., 2019. Climatic fluctuations in the hyperarid core of the Atacama Desert during the past 215 ka. *Scientific Reports*, 9, 5270, doi: 10.1038/s41598-019-41743-8.
- Ritz, J.F., Braucher, R., Bourlès, D., Marquardt, C., Lavenu, A., Philip, H., 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*, doi: 10.1111/ter.12401.
- Roberts, R.G., Galbraith, R.F., Yoshida, H., Laslett, G.M., Olley, J.M., 2000. Distinguishing dose populations in sediment mixtures: a test of single-grain optical dating procedures using mixtures of laboratory-dosed quartz. *Radiation Measurements* 32(5-6), 459-465, doi: 10.1016/S1350-4487(00)00104-9.
- Robinson, R.A.J., Spencer, J.Q.G., Strecker, M.R., Richter, A., Alonso, R.N., 2005. Luminescence dating of alluvial fans in intramontane basins of NW Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 251, 153-168, doi: 10.1144/GSL.SP.2005.251.01.11.
- Rodbell, D., Seltzer, G., Anderson, D., Abbott, M., Enfield, D., Newman, J., 1999. A 15000 year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science*, 283(5401), 516–520, doi: 10.1126/science.283.5401.516.
- Ruegg, J., Campos, J., Armijo, R., Barrientos, S., Briole, P., Thiele, R., Arancibia, M., Cañuta, J., Duquesnoy, T., Chang, M., Lazo, D., Lyon-Caen, H., Ortlieb, L., Rossignol, J., Serrurier, L., 1996. The Mw = 8.1 Antofagasta (North Chile) earthquake of July 30, 1995: first results from teleseismic and geodetic data. *Geophysical Research Letters*, 23(9), 917–920, doi: 10.1029/96GL01026.
- Ruegg, J.C., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., Chabaliér, J.B., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., Dimitrov, D., 2009. Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2), 78-85, doi: 10.1016/j.pepi.2008.02.015.
- Sáez, A., Cabrera, L., Garcés, M., van den Bogaard, P., Jensen, A., Gimeno, D., 2012. The stratigraphic record of changing hyperaridity in the Atacama Desert over the last 10 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 355-356, 32-38, doi: 10.1016/j.epsl.2012.08.029.
- Sáez, A., Godfrey, L.V., Herrera, C., Chong, G., Pueyo, J.J., 2016. Timing of wet episodes in Atacama Desert over the last 15 ka. The Groundwater Discharge Deposits (GWD) from Domeyko Range at 25°S. *Quaternary Science Reviews*, 145, 82-93, doi: 10.1016/j.quascirev.2016.05.036.
- Saillard, M., Audin, L., Rousset, B., Avouac, J. P., Chlieh, M., Hall, S. R., Husson, L., Farber, D. L., 2017. From the seismic cycle to long-term deformation: linking seismic coupling and Quaternary coastal geomorphology along the Andean megathrust. *Tectonics*, 36(2), 241-256, doi: 10.1002/2016TC004156.
- Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Regard, V., Hérail, G., 2011. Andean coastal uplift and active tectonics in southern Peru: <sup>10</sup>Be surface exposure dating of differentially uplifted marine terrace sequences (San Juan de Marcona, ~15.4°S). *Geomorphology*, 128(3-4), 178-190, doi: 10.1016/j.geomorph.2011.01.004.

- Saillard, M., Hall, S. R., Audin, L., Farber, D. L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R.C., Bondoux, F., 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from <sup>10</sup>Be dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(1-2), 50-63, doi: 10.1016/j.epsl.2008.09.039.
- Saillard, M., Riotte, J., Regard, V., Violette, A., Hérail, G., Audin, L., 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.
- Sallarès, V., Ranero, C.R., 2005. Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile (23°30'S). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B6), B06101, doi: 10.1029/2004JB003418.
- Sawakuchi, A.O., Blair, M.W., DeWitt, R., Faleiros, F.M., Hyppolito, T., Guedes, C.C.F., 2011. Thermal history versus sedimentary history: OSL sensitivity of quartz grains extracted from rocks and sediments. *Radiation Measurements*, 6(2), 261-272, doi: 10.1016/j.quageo.2010.11.002.
- Sawakuchi, A.O., Jain, M., Mineli, T.D., Nogueira, L., Bertassoli Jr., D.J., Häggi, C., Sawakuchi, H.O., Pupim, F.N., Grohmann, C.H., Chiessi, C.M., Zabel, M., Mulitza, S., Mazoca, C.E.M., Cunha, D.F., 2018. Luminescence of quartz and feldspar fingerprints provenance and correlates with the source area denudation in the Amazon River basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 492, 152-162, doi: 10.1016/j.epsl.2018.04.006.
- Sawakuchi, A.O., Mendes, V R., Pupim, F.D.N., Mineli, T.D., Ribeiro, L.M.A.L., Zular, A., Guedes, C.C.F., Giannini, P.C.F., Nogueira, L., Filho, W.S., Assine, M.L., 2016. Optically stimulated luminescence and isothermal thermoluminescence dating of high sensitivity and well bleached quartz from Brazilian sediments: from Late Holocene to beyond the Quaternary? *Brazilian Journal of Geology*, 46, 209-226, doi: 10.1590/2317-488920160030295.
- Scheuber, E., Andriessen, P.A.M., 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone: northern Chile. *Journal of Structural Geology*, 12(2), 243–257, doi: 10.1016/0191-8141(90)90008-M.
- Scheuber, E., 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, doi: 10.1029/1999TC900024.
- Scheuber, R., Hammerschmidt, K., Friedrichsen, H., 1995. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and Rb-Sr analyses from ductile shear zones from the Atacama Fault Zone, northern Chile: the age of deformation. *Tectonophysics*, 250(1-3), 61-87, doi: 10.1016/0040-1951(95)00044-8.
- Schurr, B., Asch, G., Rosenau, M., Wang, R., Oncken, O., Barrientos, S., Salazar, P., Vilotte, J.P., 2012. The 2007 M7.7 Tocopilla northern Chile earthquake sequence: Implications for along-strike and downdip rupture segmentation and megathrust frictional behavior. *Journal of Geophysical Research*, 117(B5), doi: 10.1029/2011JB009030.
- Scott, C.P., Allmendinger, R.W., González, G., Loveless, J.P., 2016. Coseismic extension from surface cracks reopened by the 2014 Pisagua, northern Chile, earthquake sequence. *Geology*, 44(5), 387-390, doi: 10.1130/G37662.1.
- Scott, C.P., Lohman, R.B., Jordan, T.E., 2017. InSAR constraints on soil moisture evolution after the March 2015 extreme precipitation event in Chile. *Scientific Reports*, 7, 4903, doi: 10.1038/s41598-017-05123-4.

- Shackleton, N., 2000. The 100,000 year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity. *Science*, 289(5486), 1897–1902, doi: 10.1126/science.289.5486.1897.
- Shaw, B., Jackson, J.A., Higham, T.F.G., England, P.C., Thomas, A.L., 2010. Radiometric dates of uplifted marine fauna in Greece: Implications for the interpretation of recent earthquake and tectonic histories using lithophagid dates. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(3-4), 395-404, doi: 10.1016/j.epsl.2010.06.041.
- Shirzaei, M., Bürgmann, R., Oncken, O., Walter, T.R., Victor, P., Ewiak, O., 2012. Response of forearc crustal faults to the megathrust earthquake cycle: InSAR evidence from Mejillones Peninsula, Northern Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 333-334, 157-164, doi: 10.1016/j.epsl.2012.04.001.
- Siddall, M., Chappell, J., Potter, E.K., 2006. Eustatic sea level during past interglacials. In: Sirocko, F., Claussen, M., Sanchez Goñi, M.F., Litt, T. (Eds.), *The Climate of Past Interglacials*. Elsevier, Amsterdam, pp. 75–92.
- Singarayer, J.S., 2003. Linearly modulated optically stimulated luminescence of sedimentary quartz: physical mechanisms and implications for dating. Tesis doctoral, University of Oxford, 346 pp.
- Singarayer, J.S., Bailey, R.M., 2003. Further investigations of the quartz optically stimulated luminescence components using linear modulation. *Radiation Measurements*, 37(4-5), 451-458, doi: 10.1016/S1350-4487(03)00062-3.
- Singarayer, J.S., Bailey, R.M., 2004. Component-resolved bleaching spectra of quartz optically stimulated luminescence: preliminary results and implications for dating. *Radiation Measurements*, 38(1), 111-118, doi: 10.1016/S1350-4487(03)00250-6.
- Slemmons, D.B., Depolo, C., 1986. Evaluation of Active Faulting and Associated Hazards. In: *Active Tectonics: Studies in Geophysics*, pp. 45-62, The National Academies Press, Washington, D. C.
- Smedley, R.K., 2015. A new R function for the Internal External Uncertainty (IEU) model. *Ancient TL.*, 33(1), 16-21.
- Smedley, R.K., Duller, G.A.T., Roberts, H.M., 2015. Bleaching of the post-IR IRSL signal from individual grains of K-feldspar: Implications for single-grain dating. *Radiation Measurements*, 79, 33-42, doi: 10.1016/j.radmeas.2015.06.003.
- Smith, B.W., Rhodes, E.J., 1994. Charge movements in quartz and their relevance to optical dating. *Radiation Measurements* 23(2-3), 329-333, doi: 10.1016/1350-4487(94)90060-4.
- Snaveley, N., Seitz, S.N., Szeliski, R., 2008. Modeling the world from internet photo collections. *International Journal of Computer Vision*, 80(2), 189-210, doi: 10.1007/s11263-007-0107-3.
- Sohbati, R., Murray, A.S., Buylaert, J.P., Ortuño, M., Cunha, P.P., Masana, E., 2011. Luminescence dating of Pleistocene alluvial sediments affected by the Alhama de Murcia fault (eastern Betics, Spain) – a comparison between OSL, IRSL and post-IR IRSL ages. *Boreas*, 41(2), 250-262, doi: 10.1111/j.1502-3885.2011.00230.x.
- Song, Y., Lai, Z., Li, Y., Chen, T., Wang, Y., 2015. Comparison between luminescence and radiocarbon dating of late Quaternary loess from the Ili Basin in Central Asia. *Quaternary Geochronology*, 30(B), 405-410, doi: 10.1016/j.quageo.2015.01.012.

- Spencer, J.Q.G., Robinson, R.A.J., 2008. Dating intramontane alluvial deposits from NW Argentina using luminescence techniques: Problems and potential. *Geomorphology*, 93(1-2), 144-155, doi: 10.1016/j.geomorph.2006.12.021.
- Spooner, N.A., 1994. On the optical dating signal from quartz. *Radiation Measurements* 23(2-3), 593-600, doi: 10.1016/1350-4487(94)90105-8.
- Spooner, N.A., Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1988. The effect of illumination wavelength on the bleaching of the thermoluminescence (TL) of quartz. *Quaternary Science Reviews*, 7(3-4), 325-329, doi: 10.1016/0277-3791(88)90023-6.
- Steffen, D., Preusser, F., Schlunegger, F., 2009. OSL quartz age underestimation due to unstable signal components. *Quaternary Geochronology*, 4, 353-362, doi: 10.1016/j.quageo.2009.05.015.
- Stevens, T., Buylaert, J.P., Thiel, C., Újvári, G., Yi, S., Murray, A.S., Frechen, M., Lu, H., 2018. Ice-volume-forced erosion of the Chinese Loess Plateau global Quaternary stratotype site. *Nature Communications*, 9, 983, doi: 10.1038/s41467-018-03329-2.
- Sugisaki, S., Buylaert, J.P., Murray, A., Tsukamoto, S., Nogi, Y., Miura, H., Sakai, S., Iijima, K., Sakamoto, T., 2010. High resolution OSL dating back to MIS 5e in the central Sea of Okhotsk. *Quaternary Geochronology*, 5(2-3), 293-298, doi: 10.1016/j.quageo.2009.01.008.
- Sulli, A., Lo Presti, V., Gasparo Morticelli, M., Antonioli, F., 2013. Vertical movements in NE Sicily and its offshore: Outcome of tectonic uplift during the last 125 ky. *Quaternary International*, 288, 168-182, doi: 10.1016/j.quaint.2012.01.021.
- Tamura, T., 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth Science Reviews*, 114(3-4), 279-297, doi: 10.1016/j.earscirev.2012.06.004.
- Tapia, C.A., Wilson, G.S., Ishman, S.E., Wilke, H.G., Wartho, J.A., Winter, D., Martínez-Pardo, R., 2015. An integrated sequence stratigraphic and chronostratigraphic analysis of the Pliocene, Tiburon Basin succession, Mejillones Peninsula, Chile. *Global and Planetary Change*, 131, 124-147, doi: 10.1016/j.gloplacha.2015.05.005.
- Timar-Gabor, A., Buylert, J.P., Guralnik, B., Trandafir-Antohei, O., Constantin, D., Anechitei-Deacu, V., Jain, M., Murray, A.S., Porat, N., Hao, Q., Wintle, A.G., 2017. On the importance of grain size in luminescence dating using quartz. *Radiation Measurements*, 106, 464-471, doi: 10.1016/j.radmeas.2017.01.009.
- Timar-Gabor, A., Constantin, D., Buylaert, J.P., Jain, M., Murray, A.S., Wintle, A.G., 2015. Fundamental investigations of natural and laboratory generated SAR dose response curves for quartz OSL in the high dose range. *Radiation Measurements*, 81, 150-156, doi: 10.1016/j.radmeas.2015.01.013.
- Thiel, C., Buylaert, J.P., Murray, A.S., Elmejdoub, N., Jedoui, Y., 2012. A comparison of TT-OSL and post-IR IRSL dating of coastal deposits on Cap Bon peninsula, north-eastern Tunisia. *Quaternary Geochronology*, 10, 209-217, doi: 10.1016/j.quageo.2012.03.010.
- Thiel, C., Buylaert, J.P., Murray, A.S., Terhorst, B., Hofer, I., Tsukamoto, S., Frechen, M., 2011. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) e Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quaternary International*, 234(1-2), 23-31, doi: 10.1016/j.quaint.2010.05.018.
- Thomsen, K.J., Jain, M., Bøtter-Jensen, L., Murray, A.S., Jungner, H., 2003. Variation with depth of dose distributions in single grains of quartz extracted from an irradiated concrete block. *Radiation Measurements*, 37(4-5), 315-321, doi: 10.1016/S1350-4487(03)00006-4.

- Thomsen, K.J., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L., Kinahan, J., 2007. Determination of burial dose in incompletely bleached fluvial samples using single grains of quartz. *Radiation Measurements*, 42(3) 370–379, doi: 10.1016/j.radmeas.2007.01.041.
- Thomsen, K.J., Murray, A.S., Jain, M., 2011. Stability of IRSL signals from sedimentary K-feldspar samples. *Geochronometria*, 38(1), 1-13, doi: 10.2478/s13386-011-0003-z.
- Thomsen, K.J., Murray, A.S., Jain, M., Bøtter-Sensen, L., 2005. Sources of variability in OSL dose measurements using single grains of quartz. *Radiation Measurements*, 39(1), 47-61, doi: 10.1016/j.radmeas.2004.01.039.
- Thomsen, K.J., Murray, A.S., Jain, M., Bøtter-Sensen, L., 2008. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements*, 43(9-10), 1474-1486, doi: 10.1016/j.radmeas.2008.06.002.
- Timar-Gabor, A., Constantin, D., Buylaert, J.P., Jain, M., Murray, A.S., Wintle, A.G., 2015. Fundamental investigations of natural and laboratory generated SAR dose response curves for quartz OSL in the high dose range. *Radiation Measurements*, 81, 150-156, doi: 10.1016/j.radmeas.2015.01.013.
- Trauerstein, M., Lowick, S.E., Preusser, F., Schlunegger, F., 2014. Small aliquot and single grain IRSL and post-IR IRSL dating of fluvial and alluvial sediments from the Pativilca valley, Peru. *Quaternary Geochronology*, 22, 163-174, doi: 10.1016/j.quageo.2013.12.004.
- Trauerstein, M., Lowick, S.E., Preusser, F., Veit, H., 2017. Testing the suitability of dim sedimentary quartz from northern Switzerland for OSL burial dose estimation. *Geochronometria*, 44, 66-76, doi: 10.1515/geochr-2015-0058.
- Tsodoulos, I.M., Stamoulis, K., Caputo, R., Koukouvelas, I., Chatzipetros, A., Pavlides, S., Gallousi, C., Papachristodoulou, C., Ioannides, K., 2016. Middle–Late Holocene earthquake history of the Gyrtoni Fault, Central Greece: Insight from optically stimulated luminescence (OSL) dating and paleoseismology. *Tectonophysics*, 687, 14-27, doi: 10.1016/j.tecto.2016.08.015.
- Tsukamoto, S., Duller, G.A.T., Wintle, A.G., Frechen, M., 2010. Optical dating of a Japanese marker tephra using plagioclase. *Quaternary Geochronology*, 5(2-3), 274-278, doi: 10.1016/j.quageo.2009.02.002.
- Tsukamoto, S., Kondo, R., Lauer, T., Jain, M., 2017. Pulsed IRSL: A stable and fast bleaching luminescence signal from feldspar for dating Quaternary sediments. *Quaternary Geochronology*, 41, 26-36, doi: 10.1016/j.quageo.2017.05.004.
- Tudhope, A.W., Cillcott, C.P., McCulloch, M.T., Cook, E.R., Chappell, J., Ellam, R.M., Lea, D.W., Lough, J.M., Shimmield, G.B., 2001. Variability in the El Niño/Southern Oscillation through a glacial–interglacial cycle. *Science*, 291(5508), 1511–1517, doi: 10.1126/science.1057969.
- Valla, P.G., Lowick, S.E., Herman, F., Champagnac, J.D., Steer, P., Guralnik, B., 2016. Exploring IRSL<sub>50</sub> fading variability in bedrock feldspars and implications for OSL thermochronometry. *Quaternary Geochronology*, 36, 55-66, doi: 10.1016/j.quageo.2016.08.004.
- Van Dinther, Y., Gerya, T.V., Dalguer, L.A., Mai, P.M., Morra, G., Giardini, D., 2013. The seismic cycle at subduction thrusts: Insights from seismo-thermo-mechanical models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 6183-6202, doi: 10.1002/2013JB010380.
- Vandenberghe, D., De Corte, F., Buylaert, J.-P., Kučera, J. & Van den haute, P. On the internal radioactivity in quartz. *Radiation Measurements*, 43, 771–775 (2008), doi: 10.1016/j.radmeas.2008.01.016.

- Vargas, G., Ortlieb, L., Chapron, E., Valdes, J., Marquardt, C., 2005. Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23°S). *Tectonophysics*, 399(1-4), 381-398, doi: 10.1016/j.tecto.2004.12.031.
- Vargas, G., Ortlieb, L., Rutllant, J., 2000. Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista Geológica de Chile*, 27(2), 157-176, doi: 10.4067/S0716-02082000000200002.
- Vargas, G., Palacios, C., Reich, R., Luo, S., Shen, C., González, G., 2011. U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S). *Tectonophysics*, 497(1-4), 34-44, doi: 10.1016/j.tecto.2010.10.017.
- Vargas, G., Rutland, J., Ortlieb, L., 2006. ENSO tropical-extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°–24°S). *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), 467–483, doi: 10.1016/j.epsl.2006.07.022.
- Veit, H., Preusser, F., Trauerstein, M., 2015. The Southern Westerlies in Central Chile during the two last glacial cycles as documented by coastal aeolian sand deposits and intercalating palaeosols. *Catena*, 134, 30-40, doi: 10.1016/j.catena.2014.11.002.
- Victor, P., Sobiesiak, M., Glodny, J., Nielsen, S.N., Oncken, O., 2011. Long-term persistence of subduction earthquake segment boundaries: evidence from Mejillones Peninsula, northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116, 22, doi: 10.1029/2010JB007771.
- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J.C., Madariaga, R., Campos, J., Alvarez, M., 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2), 86–95.
- Vigny C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.C., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Béjar-Pizarro, M., Barrientos, S., Armijo, R., Aranda, C., Valdera-Bermejo, M.C., Ortega, I., Bondoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, J.P., Bevis, M., Brooks, B., Smalley, R., Parra, H., Baez, J.C., Blanco, M., Cimbaro, S., Kendrick, E., 2011. The 2010 Mw 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. *Science*, 332 (6036): 1417-1421, doi: 10.1126/science.1204132.
- Villalobos, A.P., 2014. Fallas Míticas y Naguayán: evaluación del potencial sismogénico mediante análisis geomorfológico. Tesis de Grado no publicada. Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile, 152 pp.
- Visocekas, R., 1985. Tunnelling radiative recombination in labradorite: its association with anomalous fading of thermoluminescence. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 10(4-6), 521-529, doi: 10.1016/0735-245X(85)90053-5.
- Von Huene, R., Ranero, C.R., 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *Journal of Geophysical Research*, 108(B2), 2079, doi: 10.1029/2001JB001569.
- Von Huene, R., Ranero, C.R., Vannucchi, P., 2004. Generic model of subduction erosion. *Geology*, 32(10), 913-916, doi: 10.1130/G20563.1.
- Von Huene, R., Weinrebe, W., Heeren, F., 1999. Subduction erosion along the North Chile margin. *Journal of Geodynamics*, 27(3), 345-358, doi: 10.1016/S0264-3707(98)00002-7.

- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea level and deep-water temperature changes derived from benthonic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 295–305, doi: 10.1016/S0277-3791(01)00101-9.
- Wallace, R.E. 1977. Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 88(9), 1267-1281, doi: 10.1130/0016-7606(1977)88<1267:PAAOYF>2.0.CO;2.
- Wallace, R.E. 1980. Degradation of the Hebgen Lake fault scarps of 1959. *Geology*, 8(5), 225–229, doi: 10.1130/0091-7613(1980)8<225:DOTHLF>2.0.CO;2.
- Wallinga, J., Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. The single-aliquote regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. *Radiation Measurements* 32(5-6), 529-533, doi: 10.1016/S1350-4487(00)00091-3.
- Wang, X.L., Wintle, A.G., Lu, Y.C., 2006. Thermally transferred luminescence in fine-grained quartz from Chinese loess: Basic observations. *Radiation Measurements*, 41(6), 649-658, doi: 10.1016/j.radmeas.2006.01.001.
- Walker, M., 2005. *Quaternary dating methods*. John Wiley & Sons, 304 pp.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- Wesson, R.L., Melnick, D., Cisternas, M., Moreno, M., Ely, L.L., 2015. Vertical deformation through a complete seismic cycle at Isla Santa María, Chile. *Nature Geoscience*, 8, 547-551, doi: 10.1038/ngeo2468.
- Westaway, K.E., 2017. Heavily fading feldspars from Southeast Asia; is pIR-IRSL<sub>270</sub> the sweet spot? 15th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating. Cape Town, South Africa.
- Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J., Reynolds, J.M., 2012. ‘Structure-from-Motion’ photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300-314, doi: 10.1016/j.geomorph.2012.08.021.
- Whipple K.X., Trayler C.R., 1996. Tectonic control on fan size: the importance of spatially variable subsidence rates. *Basin Research*, 8, 351-366, doi: 10.1046/j.1365-2117.1996.00129.x.
- Wintle, A.G., Adamiec, G., 2017. Optically stimulated luminescence signals from quartz: A review. *Radiation Measurements* 98, 10-33, doi: 10.1016/j.radmeas.2017.02.003.
- Wintle, A.G., Murray, A.S., 1999. Luminescence sensitivity changes in quartz. *Radiation Measurements*, 30(1), 107-118, doi: 10.1016/S1350-4487(98)00096-1.
- Wintle, A.G., Murray, A.S. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*, 41 (4), 369-391, doi: 10.1016/j.radmeas.2005.11.001.
- Yoshida, H., Roberts, R.G., Olley, J.M., Laslett, G.M., Galbraith, R.F., 2000. Extending the age range of optical dating using single ‘supergrains’ of quartz. *Radiation Measurements*, 32(5-6), 439-446, doi: 10.1016/S1350-4487(99)00287-5.

Zhao, H., Liu, Z., Wang, C.M., Li, S.H., 2015. Luminescence dating of volcanic eruptions in Datong, northern China. *Quaternary Geochronology*, 30(B), 357-362, doi: 10.1016/j.quageo.2015.04.012.

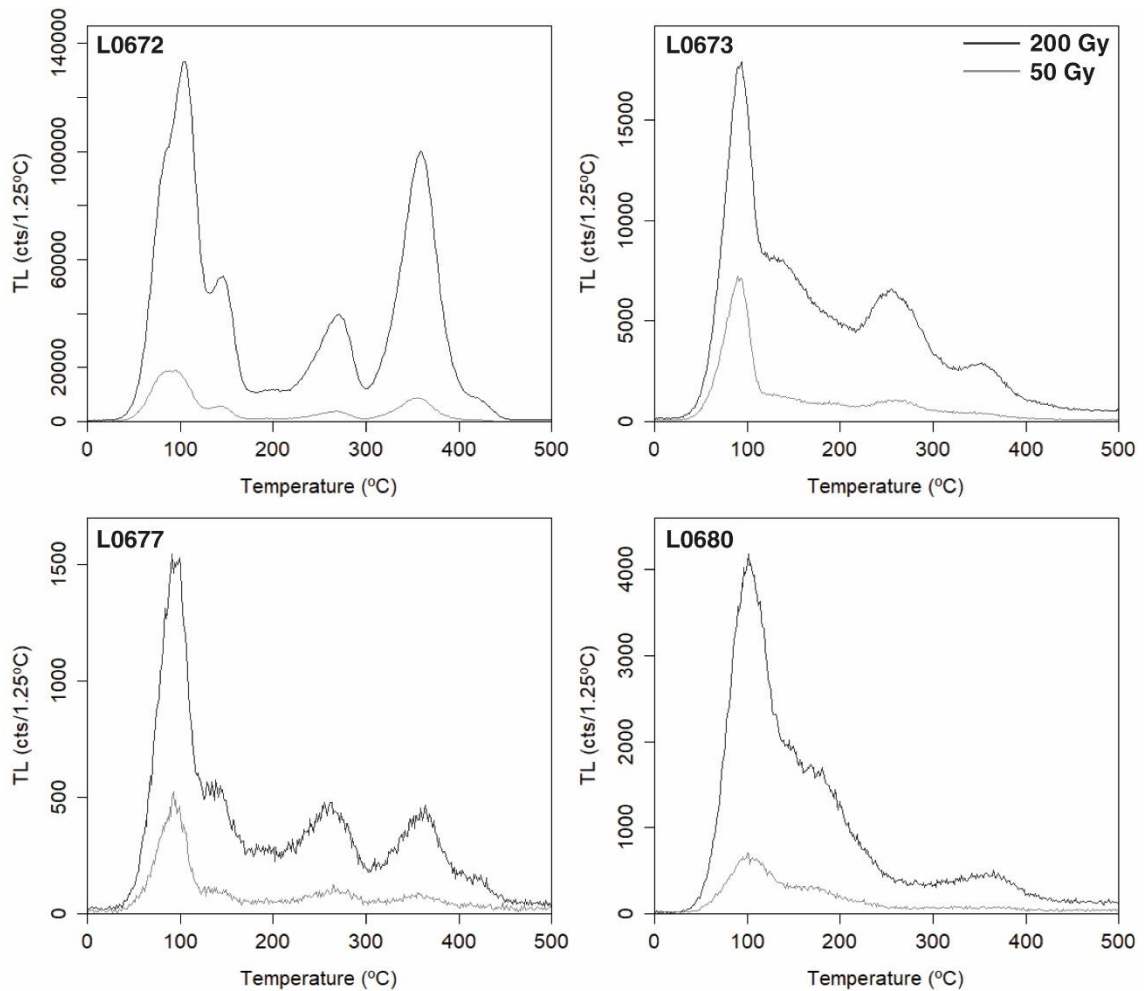
Zheludev, N., 2007. The life and times of the LED — a 100-year history. *Nature Photonics* 1, 189-192, doi: 10.1038/nphoton.2007.34.

## ANEXO I - Capítulo III

### Supplementary material

#### TL analysis

TL glow curves up to 500 °C (heating rate of 5 °C/s) were recorded for two quartz aliquots of samples L0672, L0673, L0677 and L0680 irradiated with doses of 50 and 200 Gy. All aliquots used to acquire TL curves were previously bleached with blue LEDs at room temperature and tested for feldspar contamination. Mass and volume of grains were standardized using an acrylic plate with a microhole (1470 µm diameter per 1860 µm depth) to minimize the effects of different number of grains between aliquots on luminescence sensitivity (Sawakuchi et al., 2018). Large aliquots were used (~4 mm of diameter) due to the expected low OSL sensitivity.



*Fig. S3.1. TL glow curves for quartz aliquots from samples L0672, L0673, L0677 and L0680 samples after receiving doses of 50 Gy and 200 Gy.*

Samples L0672 and L0673 yielded higher TL intensities than samples L0677 and L0680. The higher sensitivity of quartz from sample L0672 is also showed by the intensity of the 110 °C TL peak measured after a given dose of 200 Gy. Relative TL intensities between peaks also varied for every sample. Sample L0672 showed a well-represented 360 °C TL peak while for samples L0673 and L0680, this peak is very small compared to the 110 °C one of each sample. Other TL peaks may be observed between 150 and 300 °C and a well-defined peak at 270 °C is present in samples L0672, L0673 and L0677.

The fast OSL component sensitivity has been associated with the sensitivity of the 110 °C TL peak (Smith and Rhodes, 1994; Wintle and Murray, 1997; Steffen et al., 2009). Samples L0672 and L0673 samples presented a higher 110 °C TL peak sensitivity than samples L0677 and L0680 and, correspondingly, the former samples showed a relative higher sensitivity than samples from the colluvial deposit as it is observed from natural OSL shine down curves. Steffen et al. (2009) showed that for low sensitivity quartz that was previously irradiated with a high dose (135 Gy) its 110 °C TL peak is masked by the next peak while for lower doses (20 Gy) a weak 110 °C TL peak can be distinguished. In the studied samples, the 110 °C TL peak was conspicuous even in the low-sensitivity samples L0677 and L0680 at both low (50 Gy) and high (200 Gy) doses. It is also noticeable that while sample L0672 presents a strong 110 °C TL peak, the results from LM-OSL deconvolution performed on that same aliquot demonstrate that the fast component was absent. This is in disagreement with the findings of Steffen et al. (2009), which proposed that, for the alluvial Peruvian quartz that they studied, a well-defined 110 °C TL peak points to an OSL signal dominated by the fast component. In the case of quartz from the Atacama, a well-defined 110 °C TL peak seems to be related to a higher OSL sensitivity but there is no evidence of a correlation between the TL curve and the presence of a fast component.

Generally, quartz aliquots showed three TL peaks comparable to the TL peaks at 110 °C, 325 °C and 375 °C given in the literature (Spooner et al., 1988; Price, 1994; Wintle and Murray, 1997), along with other peaks found between 200 and 280 °C (Preusser et al., 2009). Aliquots from samples L0672 and L0673 exhibited a well-represented 360 °C TL peak that can be

associated with the 375 °C TL peak (Spooner et al., 1988). On the contrary, samples L0677 and L0680 yielded a relatively lower, though still distinguishable, 360 °C TL peak. The fact that the 360 °C TL peak was present in every sample tested suggests that those TL peaks may be suitable for isothermal TL dating (Jain et al., 2007). Further experiments are required to test this hypothesis.

## Photoionisation cross-section

Table S3.1a. Photoionisation cross-section values for sample L0672 fitted following the methodology developed by Choi et al., (2006).  $N$  is the number of components. Goodness of fit is determined by the pseudo- $R^2$  (Lave, 1970).

	Photoionisation cross-section ( $\text{cm}^2$ )	
	$N = 2$	$N = 3$
<b>Comp 1</b>	$1.24 \pm 0.18 \times 10^{-18}$	$2.36 \pm 0.35 \times 10^{-18}$
<b>Comp 2</b>	$2.63 \pm 1.07 \times 10^{-22}$	$6.81 \pm 1.01 \times 10^{-20}$
<b>Comp 3</b>		$4.22 \pm 0.62 \times 10^{-27}$
<b><math>R^2</math></b>	0.7676	0.9006

Table S3.1b. Photoionisation cross-section values for sample L0673 fitted following the methodology developed by Choi et al., (2006).  $N$  is the number of components. Goodness of fit is determined by the pseudo- $R^2$  (Lave, 1970).

	Photoionisation cross-section ( $\text{cm}^2$ )		
	$N = 2$	$N = 3$	$N = 4$
<b>Comp 1</b>	$1.66 \pm 0.25 \times 10^{-19}$	$1.76 \pm 0.20 \times 10^{-18}$	$8.616 \pm 1.385 \times 10^{-18}$
<b>Comp 2</b>	$6.79 \pm 1.53 \times 10^{-22}$	$5.21 \pm 0.61 \times 10^{-20}$	$9.864 \pm 1.213 \times 10^{-19}$
<b>Comp 3</b>		$1.10 \pm 0.19 \times 10^{-21}$	$4.164 \pm 0.481 \times 10^{-21}$
<b>Comp 4</b>			$6.035 \pm 1.584 \times 10^{-22}$
<b><math>R^2</math></b>	0.6579	0.5317	0.7032

Table S3.1c. Photoionisation cross-section values for sample L0680 fitted following the methodology developed by Choi et al., (2006).  $N$  is the number of components. Goodness of fit is determined by the pseudo- $R^2$  (Lave, 1970).

	Photoionisation cross-section ( $\text{cm}^2$ )			
	$N = 2$	$N = 3$	$N = 4$	$N = 5$
<b>Comp 1</b>	$1.42 \pm 0.21 \times 10^{-18}$	$4.44 \pm 0.48 \times 10^{-18}$	$1.19 \pm 0.22 \times 10^{-17}$	$3.57 \pm 0.91 \times 10^{-17}$
<b>Comp 2</b>	$2.06 \pm 0.26 \times 10^{-21}$	$1.51 \pm 2.78 \times 10^{-19}$	$1.28 \pm 0.24 \times 10^{-18}$	$4.68 \pm 8.72 \times 10^{-18}$
<b>Comp 3</b>		$1.16 \pm 0.17 \times 10^{-21}$	$9.25 \pm 1.27 \times 10^{-20}$	$6.66 \pm 1.31 \times 10^{-19}$
<b>Comp 4</b>			$8.92 \pm 1.43 \times 10^{-22}$	$7.77 \pm 1.09 \times 10^{-20}$
<b>Comp 5</b>				$8.14 \pm 1.39 \times 10^{-22}$
<b><math>R^2</math></b>	0.4186	0.7117	0.7598	0.7706

## Dose recovery test results

Table S3.2. Summary results of dose recovery tests for quartz aliquots.

Sample	Preheat temperature (°C)	n/N <sup>1</sup>	Given dose (Gy)	Calculated-to-given dose ratio	Recycling ratio	Recuperation (%)
L0672	180	9/10	50	0.96 ± 0.03	1.06 ± 0.07	<0.1
L0673	180	2/3	50	1.02 ± 0.11	1.01 ± 0.12	8.35 ± 0.45
L0674	180	3/3	50	1.01 ± 0.02	0.98 ± 0.02	<0.1
	200	3/3	50	1.00 ± 0.03	0.98 ± 0.02	<0.1
	220	2/3	50	0.95 ± 0.05	1.02 ± 0.08	<0.1
	240	3/3	50	1.02 ± 0.04	1.03 ± 0.06	<0.1
L0677	180	3/5	48.5	0.94 ± 0.18	1.05 ± 0.05	<0.1
	200	3/4	48.5	0.97 ± 0.06	1.11 ± 0.04	<0.1
	220	4/5	48.5	0.83 ± 0.04	1.05 ± 0.13	<0.1
	240	1/4	48.5	0.87 ± 0.09	1.10 ± 0.05	<0.1
	260	5/8	48.5	0.95 ± 0.07	1.05 ± 0.21	<0.1

<sup>1</sup> n is the number of accepted aliquots, N is the number of measured aliquots

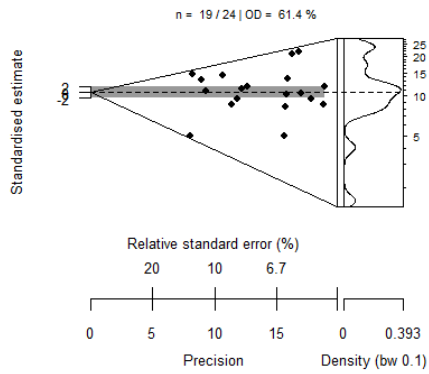
Table S3.3. Summary results of dose recovery tests for K-feldspar aliquots.

Sample	Stimulation temperature (°C)	n/N <sup>1</sup>	Given dose (Gy)	Calculated-to-given dose ratio	Calculated-to-given dose ratio with an additional 40 s IR stimulation at room temperature <sup>2</sup>
L0672	50	3/3	38	1.01 ± 0.04	1.02 ± 0.02 (6/6)
	225	3/3	38	1.20 ± 0.04	1.01 ± 0.02 (6/6)
L0674	50	3/3	38	1.09 ± 0.04	
	225	3/3	38	1.25 ± 0.08	
L0677	50	3/3	38	1.10 ± 0.04	1.00 ± 0.01 (6/6)
	225	3/3	38	1.12 ± 0.03	1.02 ± 0.02 (5/6)

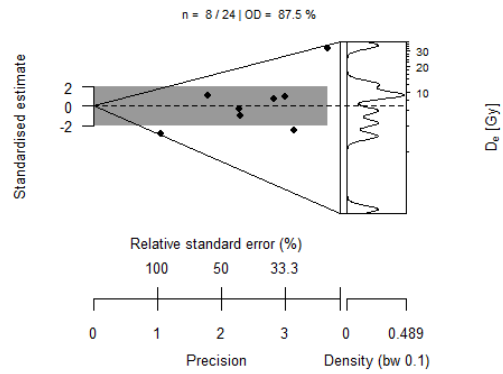
<sup>1</sup> n is the number of accepted aliquots, N is the number of tested aliquots

# Quartz OSL $D_e$ distributions

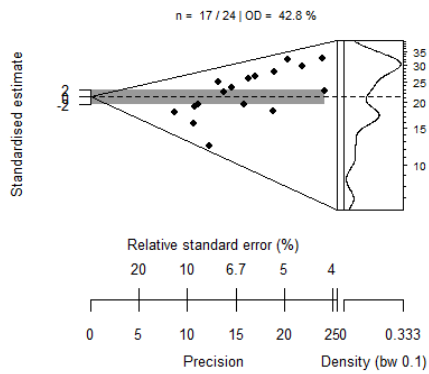
**Sample L0670 | CAM:  $10.6 \pm 1.5$  Gy**



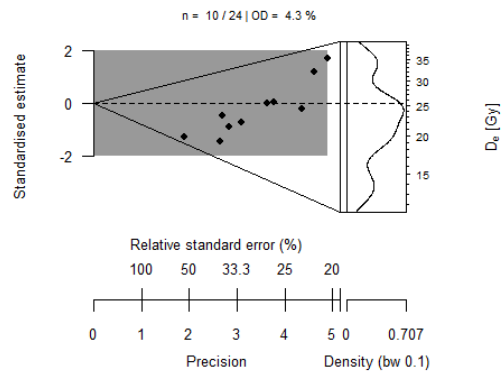
**Sample L0670 ebg | CAM:  $6.8 \pm 2.4$  Gy**



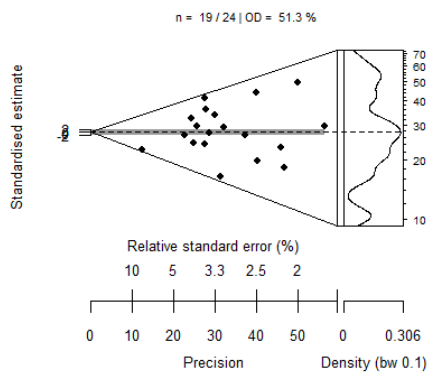
**Sample L0672 | CAM:  $21.2 \pm 2.2$  Gy**



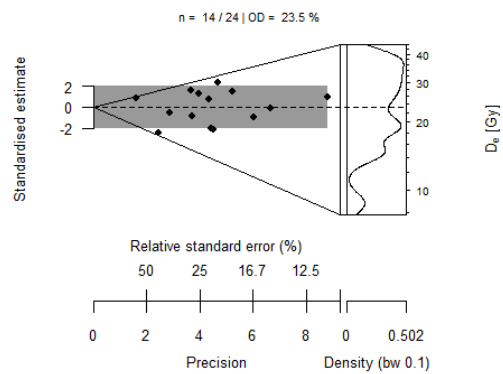
**Sample L0672 ebg | CAM:  $25.4 \pm 2.3$  Gy**



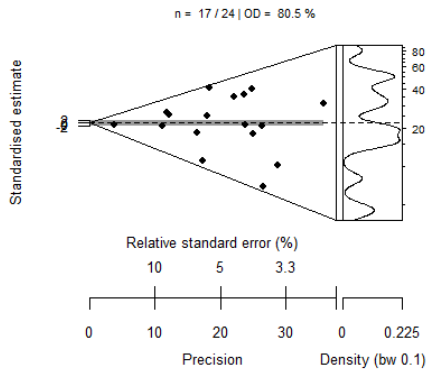
**Sample L0673 | CAM:  $27.7 \pm 3.3$  Gy**



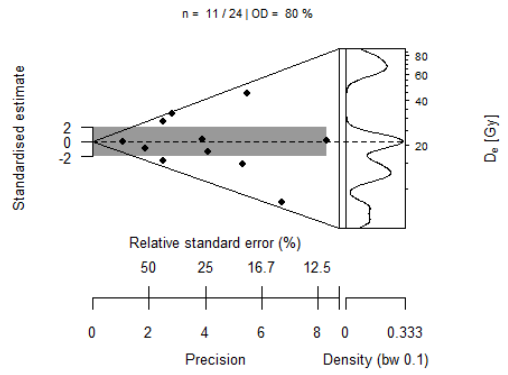
**Sample L0673 ebg | CAM:  $23.3 \pm 2.1$  Gy**



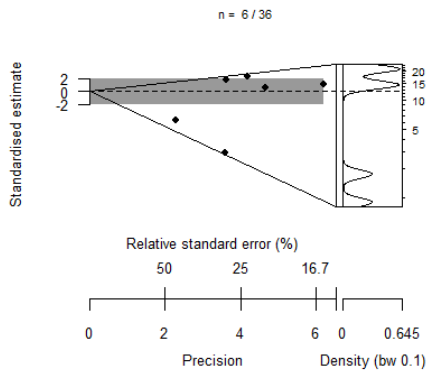
**Sample L0674 | CAM:  $21.9 \pm 4.3$  Gy**



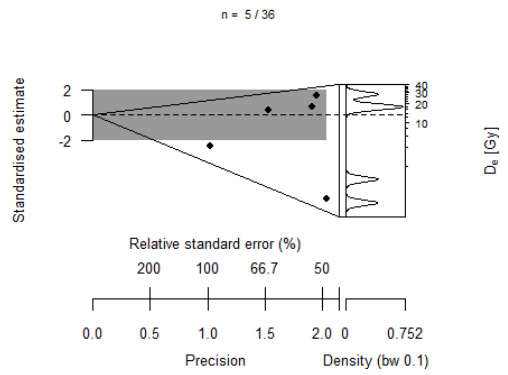
**Sample L0674 ebg | CAM:  $20.9 \pm 5.5$  Gy**



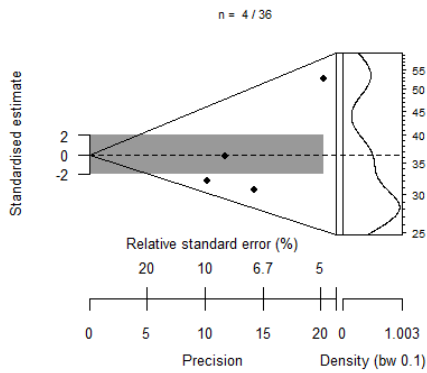
**Sample L0677 | Mean:  $12.4 \pm 9.1$  Gy**



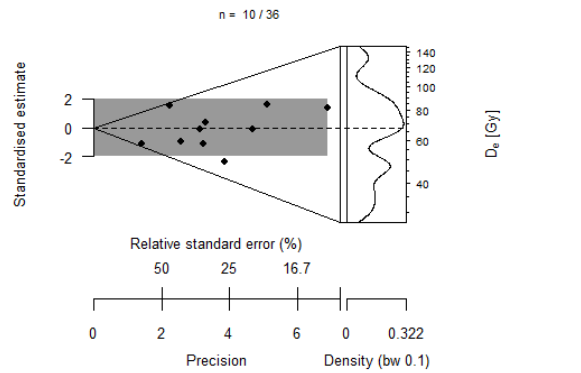
**Sample L0677 ebg | Mean:  $13 \pm 11.9$  Gy**



**Sample L0678 | Mean:  $36.4 \pm 12$  Gy**



**Sample L0678 ebg | Mean:  $67.7 \pm 30.2$  Gy**



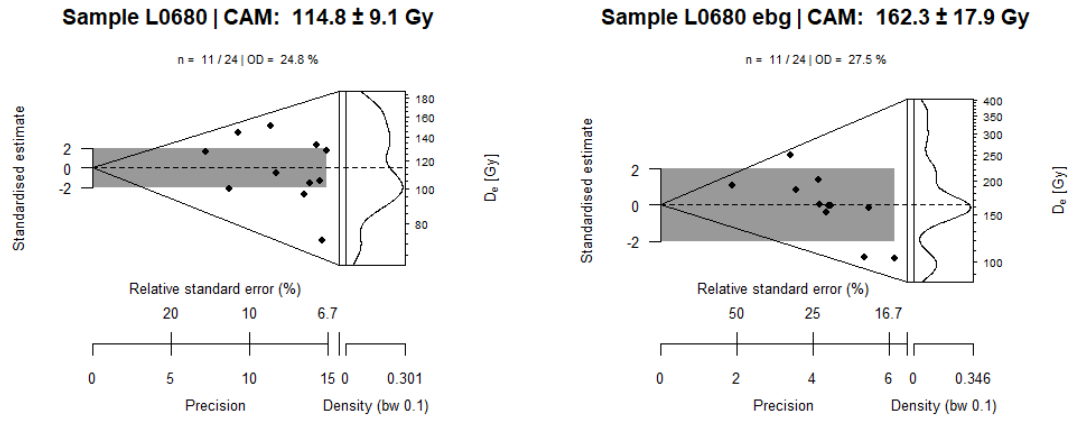
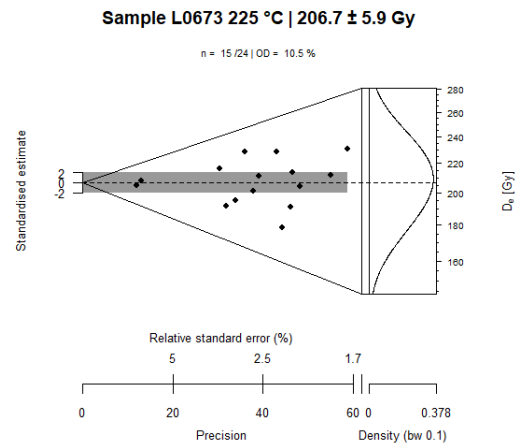
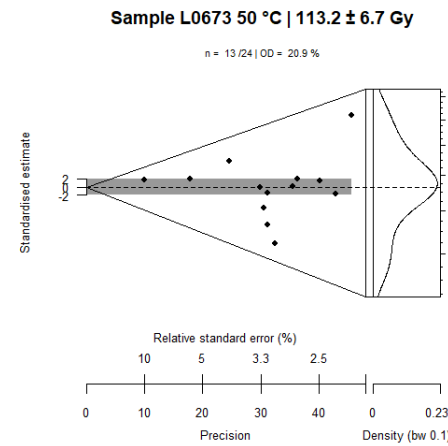
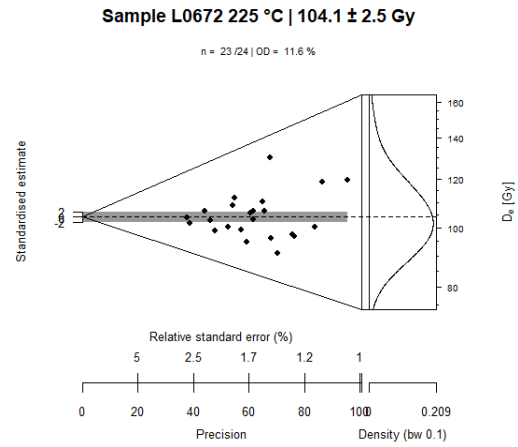
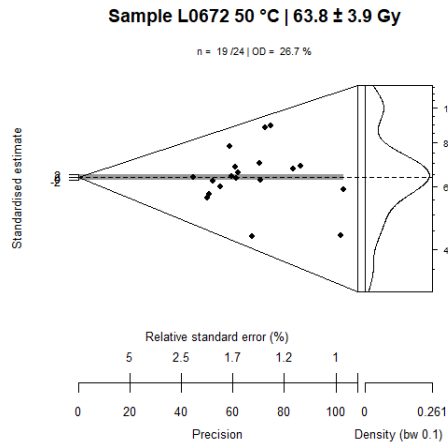
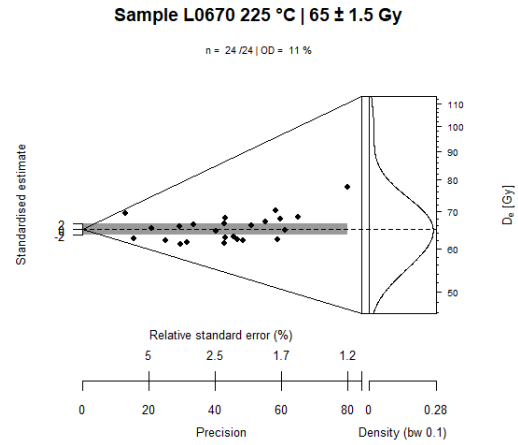
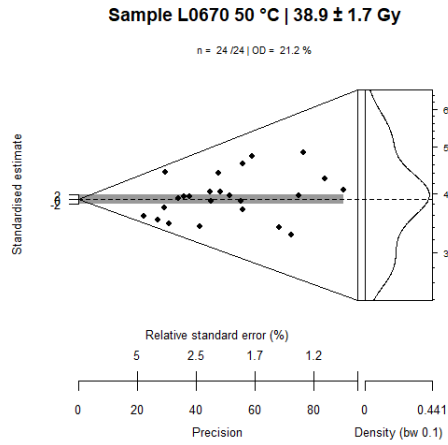


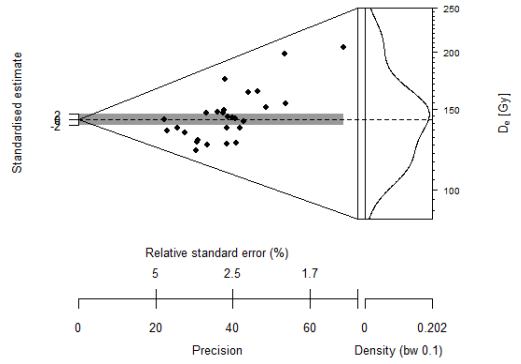
Fig. S3.2.  $D_e$  distributions for quartz measurements obtained through the LBG method (left column) and through the EBG method (right column).

# K-feldspar IRSL and post-IR IRSL $D_e$ distributions



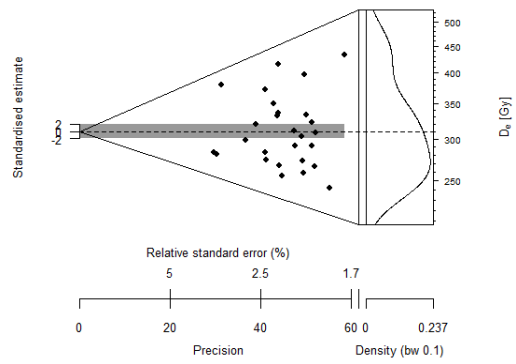
**Sample L0674 50 °C | 142.4 ± 5.7 Gy**

n = 27 / 32 | OD = 20.7 %



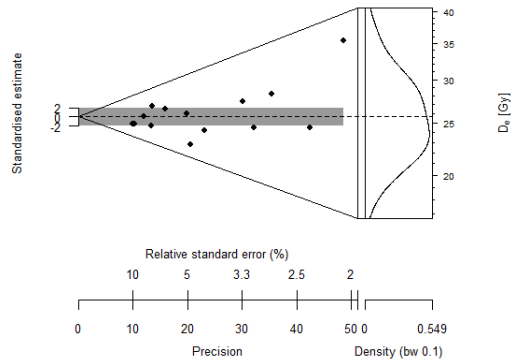
**Sample L0674 225 °C | 310.3 ± 12.2 Gy**

n = 27 / 32 | OD = 20.2 %



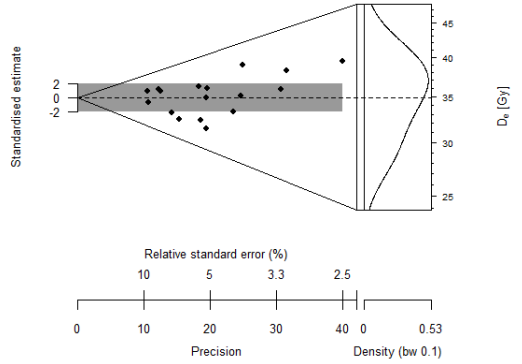
**Sample L0677 50 °C | 25.6 ± 1.1 Gy**

n = 14 / 24 | OD = 15.7 %



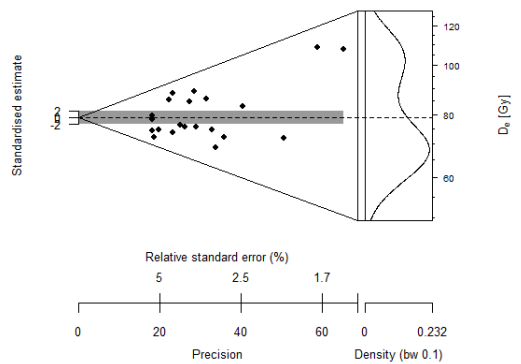
**Sample L0677 225 °C | 34.9 ± 1.1 Gy**

n = 17 / 24 | OD = 11.3 %



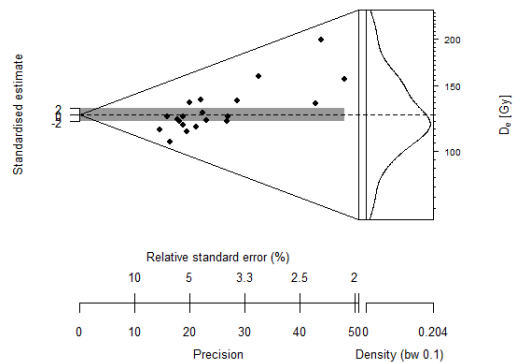
**Sample L0678 50 °C | 79 ± 3.7 Gy**

n = 21 / 24 | OD = 21.4 %



**Sample L0678 225 °C | 125 ± 6.7 Gy**

n = 20 / 24 | OD = 23.4 %



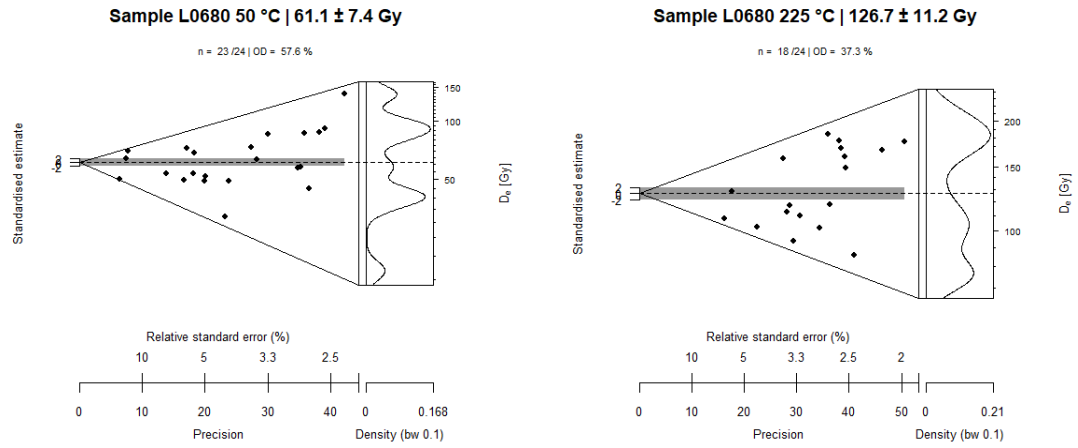


Fig. S3.3.  $D_e$  distributions for K-feldspar analysis from IRSL (left column) and post-IR IRSL measurements (right column).

## Radionuclide ratios

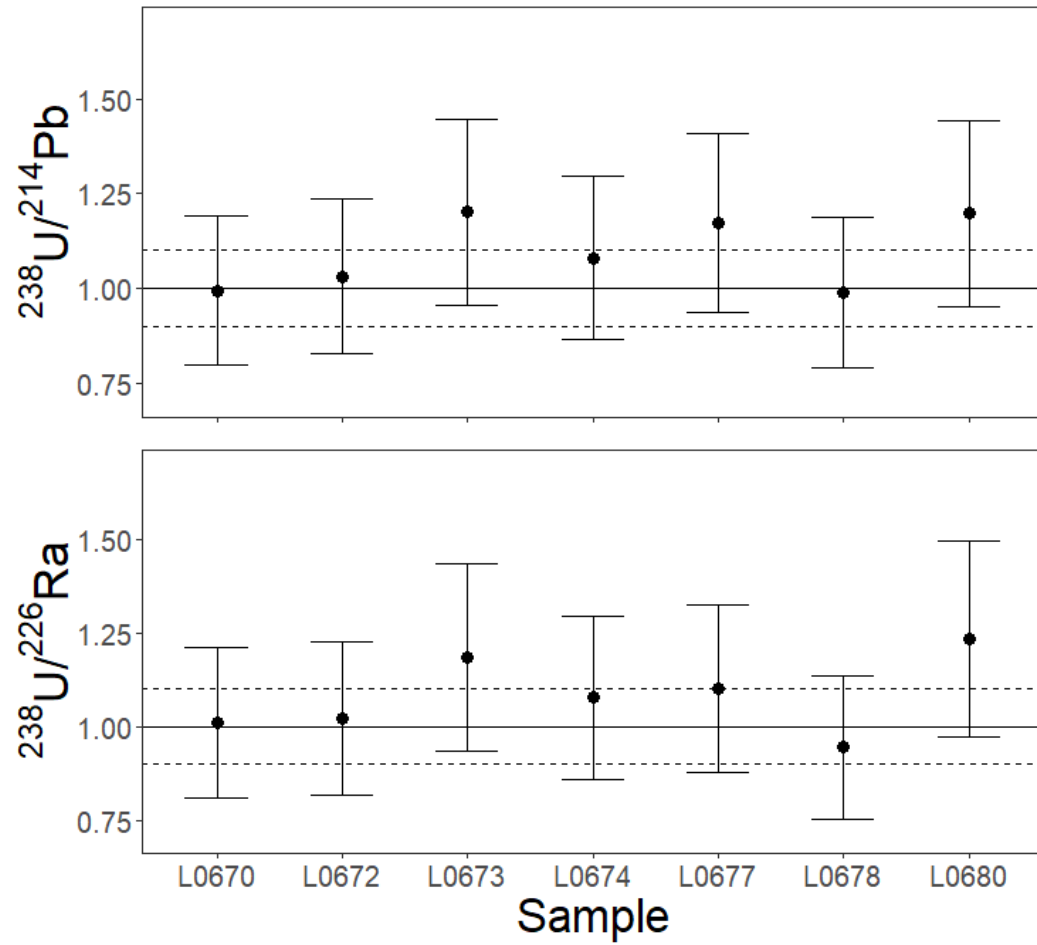


Fig. S3.4.  $^{238}\text{U}/^{214}\text{Pb}$  and  $^{238}\text{U}/^{226}\text{Ra}$  ratios for all samples. Horizontal black and dashed lines represent the  $1.0 \pm 0.1$  range.

## References

Choi, J.H., Duller, G.A.T., Wintle, A.G., 2006. Analysis of quartz LM-OSL curves. *Ancient TL*, 24(1), 9-20.

Lave, C.A.T., 1970. The Demand for Urban Mass Transportation. *The Review of Economics and Statistics*, 52 (3), 320-323.



## ANEXO II - Capítulo IV

### Supplementary material

#### Luminescence measurements

Both  $IR_{50/225}$  and  $pIRIR_{225}$  signals were strong (Fig. S4.1). Dose recovery tests performed on samples T22-7 and T22-9 resulted in calculated-to-given dose ratio within a  $1.00 \pm 0.10$  range confirming the ability to correctly recover a given dose under laboratory conditions. Bleaching of  $IR_{50/225}$  and  $pIRIR_{225}$  signals were studied by means of a modern analogue and by performing bleaching tests. Bleaching tests were performed on eight aliquots of sample T22-7 after being exposed to a solar simulator for 2, 20 and 72 hours. Bleaching tests results show signals below 10% of the natural after 2 hours for  $IR_{50/225}$  and after 24 hours for  $pIRIR_{225}$  (Fig. S4.2).  $D_e$  measurements on a modern analogue (sample T22-0) were performed to measure possible residual signals, resulting in  $0.9 \pm 0.2$  and  $2.1 \pm 0.2$  Gy for  $IR_{50/225}$  and  $pIRIR_{225}$  signals, respectively. Fading tests resulted in g-values between  $6.45 \pm 0.87$  and  $6.49 \pm 0.75$  %/decade for the  $IR_{50/225}$  signal and between  $0.70 \pm 0.24$  and  $1.00 \pm 0.93$  %/decade for the  $pIRIR_{225}$  signal.  $D_e$  estimations for  $IR_{50/225}$  ranged from  $21.0 \pm 1.9$  to  $71.5 \pm 4.1$  Gy while for  $pIRIR_{225}$  ranged between  $30.6 \pm 3.1$  and  $126.0 \pm 8.1$  Gy. Overdispersion were usually below 30%, except for sample T22-5 (41%), suggesting that K-feldspar grains were well-bleached before deposition. As the  $pIRIR_{225}$  fading rate was low and residual doses were small, in the following we will use the fading-corrected  $pIRIR_{225}$  ages for paleoseismological interpretation and discussion.

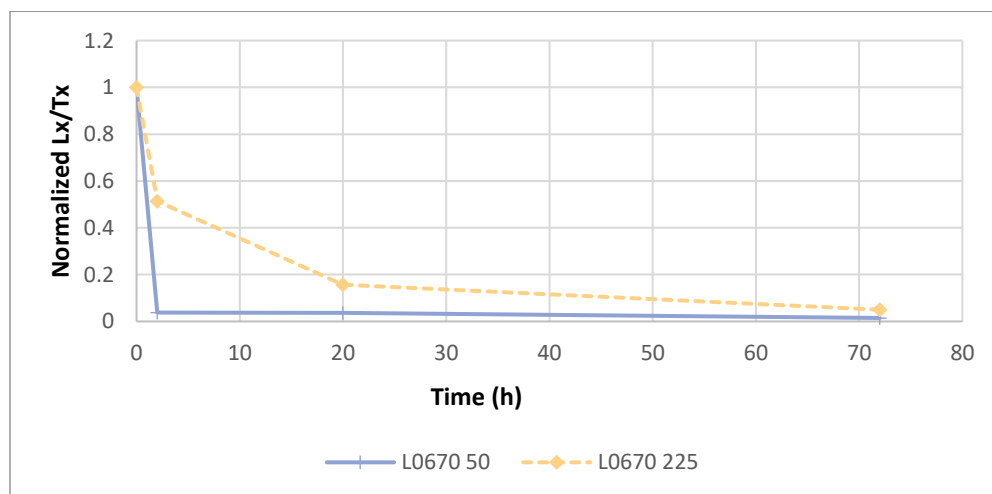


Fig. S4.1. Bleaching decay curves for sample L0670 for signals  $IR_{50}$  (blue) and  $pIRIR_{225}$  (yellow).

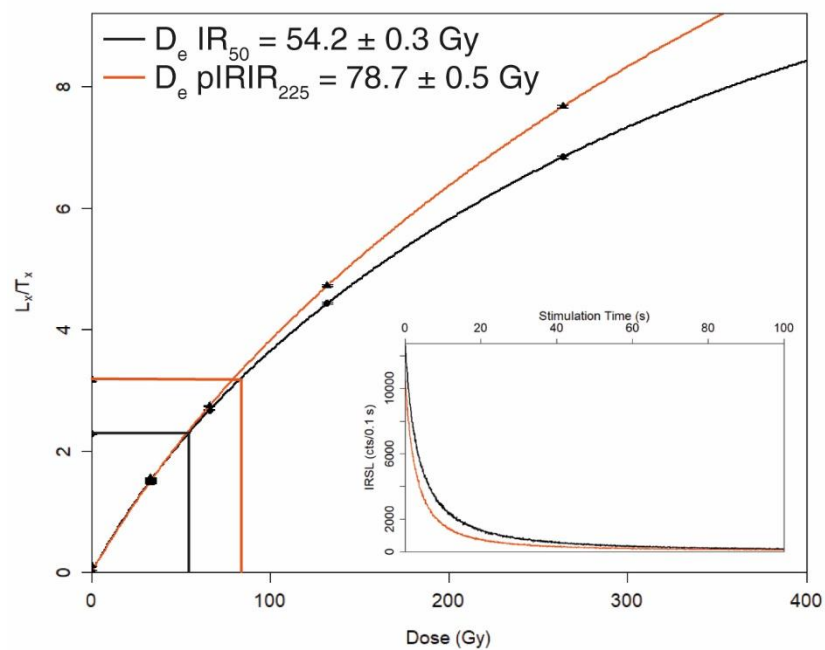


Fig. S4.2. Example of typical IRSL (black) and  $pIRIR$  (orange) growth curve and IRSL decay curves (inset) from sample T22-7.

## ANEXO III - Capítulo V

### Supplementary material

#### Paleofauna

Table S5.1. Paleofauna found on the trenches.

Height (masl)	Trench	Bivalves	Gastropods
62	T1	Argopecten purpuratus Protothaca thaca Mulinia cf. M. edulis	Fissurella peruviana Tegula euryomphala Aeneator fontainei Xantochorus cassidiformis Priene scabrum, Calyptraea trochiformis Turritella cingulata
83	T2	Argopecten purpuratus Tagelus dombei Cumingia mutica	Xantochorus cassidiformis Tegula euryomphala Crepidatella dilatata
115	T3	Argopecten purpuratus Mulinia cf. M. edulis Tagelus dombei Choromytilus chorus Protothaca sp. A Trachycardium procerum Tagelus dombei Raeta undulata Pholas chiloensis	Crepidatella dilatata Tegula euryomphala



**Tesis Doctoral**

*Técnicas de datación por luminiscencia en el norte de Chile: implicación para la evolución tectónica y geomorfológica de la Península de Mejillones durante el Cuaternario*

© Ian Aitor del Río García, 2019

*Universidad Católica del Norte*