



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

GEOMORFOLOGÍA, ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE  
DEPÓSITOS DE PALEOTSUNAMIS EN TONGOY

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

FELIPE IGNACIO MANDIOLA ARANEDA

PROFESOR GUÍA

GABRIEL EASTON VARGAS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

JOSÉ GONZÁLEZ ALFARO

**Proyecto FONDECYT 1201387**

SANTIAGO DE CHILE

2022

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA  
OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO  
POR: Felipe Ignacio Mandiola Araneda  
FECHA: 2022  
PROF. GUÍA: Gabriel Easton Vargas**

**Geomorfología, estratigrafía y sedimentología de depósitos de paleotsunamis en Tongoy**

La costa de Chile ha sido históricamente afectada por grandes tsunamis provocados por terremotos interplaca, debido a la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. En septiembre de 2015 el terremoto  $M_w$  8.3 con epicentro en la localidad de Illapel produjo un tsunami que golpeó fuertemente las costas de la Región de Coquimbo. Esto motivó diversos estudios geológicos algunos de los cuales entregaron información valiosa acerca de las características de los depósitos dejados por el tsunami en las costas de la región.

Este estudio presenta los resultados de la investigación realizada a partir de los registros sedimentarios hallados en la bahía de Tongoy, en específico en la ribera del estero homónimo. Con el objetivo de identificar depósitos de paleotsunamis, durante diciembre de 2021 se realizaron tres calicatas a lo largo del estero Tongoy, donde se procedió a registrar observaciones estratigráficas y sedimentológicas, identificando de esta manera cuatro capas de arena anómalas, categorizadas como posibles depósitos de tsunami. Posteriormente, para dilucidar el origen tsunamigénico de estas capas se llevaron a cabo análisis granulométricos, geoquímicos y micropaleontológicos a las muestras extraídas, realizando una comparación entre las mismas.

Los depósitos interpretados como producto de la inundación de flujos de tsunami presentaron un aumento en las concentraciones de Ca, Fe y/o Ti, una disminución de su espesor hacia el continente, un borde inferior erosivo y contenido de foraminíferos marinos como indicadores paleo ambientales.

A partir de las observaciones realizadas en terreno y los análisis de laboratorio se pudo verificar la ocurrencia de tres paleoeventos tsunamigénicos, cuya determinación cronoestratigráfica permitió dilucidar su edad, siendo el primero anterior a  $1108 \pm 77$  C.E., el segundo evento cercano a  $1346 \pm 50$  C.E. y uno fechado en torno a  $1473 \pm 37$  C.E. (C.E.: años de nuestra era).

Finalmente, se realizaron comparaciones temporales y espaciales con otros eventos registrados, a modo de proponer un posible origen común, señalando megaterremotos como eventos detonantes de estos paleotsunamis.

## **Agradecimientos**

En primer lugar, me gustaría agradecer a mis padres por su apoyo, guía y sacrificio, ya que sin ellos no estaría terminando esta etapa. Darle las gracias también a mis hermanos, por estar siempre que los necesite, ya sea para dar un consejo o para escucharme.

Quisiera agradecer especialmente a mi profesor guía Gabriel Easton, por haber confiado en mí a lo largo de este trabajo, y quien con sus correcciones y orientación me ayudo a comprender de mejor manera la geología. Por sobre todo, darle las gracias por su tiempo y disposición.

Gracias a los miembros de la comisión Valentina Flores y José González, por sus correcciones que fueron fundamentales en esta investigación.

Darle las gracias también al grupo de geólogos que formaron parte del trabajo en terreno, Angelo Villalobos, Ismael Murillo, Daniela Villela por sus consejos y su ayuda.

Agradecer también a Christian Nievas, por orientarme para realizar los análisis de granulometría laser y FRX; a Maximiliano Forch, por enseñarme más del mundo de la micropaleontología; a Andrés Ibáñez por ayudarme con los análisis de DRX.

Dar las gracias también a mis amigos de plan común y de geología que siempre me apoyaron y confiaron en mí.

Finalmente agradecer a mis amigos del colegio por estar siempre que los necesite para distraerme, aguantarme y para darme apoyo.

# Tabla de Contenido

<b>Capítulo 1 Introducción .....</b>	<b>1</b>
1.1. Planteamiento del problema de investigación .....	1
1.1.1. Hipótesis de trabajo .....	3
1.2. Objetivos.....	3
1.2.1. Objetivo general.....	3
1.2.2. Objetivos específicos .....	3
1.3. Ubicación y acceso .....	4
1.3.1. Ubicación .....	4
1.3.2. Accesos .....	5
1.4. Marco geodinámico .....	5
1.4.1. Marco geológico y contexto geomorfológico .....	5
1.4.2. Clima y vegetación.....	11
1.4.3. Variaciones en el nivel del mar .....	13
1.4.4. Terremotos y tsunamis históricos en la región.....	14
<b>Capítulo 2 Metodología .....</b>	<b>16</b>
2.1. Recopilación de antecedentes y bibliografía .....	16
2.2. Análisis geomorfológico .....	16
2.2.1. Captura de imágenes en terreno por medio de dron.....	16
2.2.2. Realización de fotomosaico y DEM .....	17
2.2.3. Cartografía geomorfológica.....	18
2.3. Estratigrafía y toma de muestras en terreno .....	19
2.3.1. Metodología de reconocimiento de depósitos distintivos potencialmente de tsunamis, en terreno .....	19
2.3.2. Excavación de calicatas .....	20
2.3.3. Muestreo.....	21
2.4. Metodología análisis de laboratorio .....	23

2.4.1. Análisis de granulometría.....	24
2.4.2. Análisis de fluorescencia de rayos x (FRX).....	25
2.4.3. Análisis de difracción de rayos x (DRX).....	26
2.4.4. Análisis micropaleontológico y madurez textural .....	28
2.5. Determinación cronoestratigráfica.....	30
<b>Capítulo 3 Resultados.....</b>	<b>31</b>
3.1. Cartografía geomorfológica.....	31
3.2. Registro terremotos tsunamigénicos.....	35
3.3. Estratigrafía, sedimentología y paleontología de cada calicata.....	41
3.3.1. Calicata 3.....	41
3.3.2. Calicata 4.....	46
3.3.3. Calicata 5.....	50
3.4. Difracción de rayos X (DRX).....	54
<b>Capítulo 4 Discusión.....</b>	<b>56</b>
4.1. Mecanismos de sedimentación y preservación de los depósitos paleotsunamis... ..	56
4.2. Determinación de paleotsunamis a partir de las evidencias recopiladas, correlación de capas y alcance de cada evento .....	58
4.3. Comparación con el registro histórico y antecedentes.....	61
4.4. Modelo conceptual.....	62
<b>Capítulo 5 Conclusión.....</b>	<b>64</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>66</b>
<b>Anexos.....</b>	<b>71</b>
Anexo A Muestreo realizado por calicatas .....	71
Anexo B Resultados FRX.....	74
Anexo C Resultados madurez y micropaleontología.....	88

# Índice de Tablas

<b>Tabla 1. Terremotos que han afectado la Región de Coquimbo con registro histórico.....</b>	<b>14</b>
<b>Tabla 2. Consecuencias ocasionadas por el maremoto del 11 de noviembre de 1922. Fuente Servicio Sismológico de Chile año de 1922. ....</b>	<b>37</b>
<b>Tabla 3. Resultados análisis DRX.....</b>	<b>54</b>
<b>Tabla 4. Correlación entre los depósitos de paleotsunamis en Tongoy con registros de depósitos de paleoterremotos y paleotsunamis en otras regiones.....</b>	<b>61</b>
<b>Tabla 5. Resultados FRX % Calicata 3 [1/3].....</b>	<b>74</b>
<b>Tabla 6. Resultados FRX % Calicata 3 [2/3].....</b>	<b>76</b>
<b>Tabla 7. Resultados FRX % Calicata 3 [3/3].....</b>	<b>78</b>
<b>Tabla 8. Resultados FRX % Calicata 4 [1/3].....</b>	<b>80</b>
<b>Tabla 9. Resultados FRX % Calicata 4 [2/3].....</b>	<b>82</b>
<b>Tabla 10. Resultados FRX % Calicata 4 [3/3].....</b>	<b>84</b>
<b>Tabla 11. Resultados FRX % Calicata 5.....</b>	<b>86</b>
<b>Tabla 12. Resultados esfericidad y redondeamiento, Micropaleontología.....</b>	<b>88</b>

# Índice de Ilustraciones

<b>Figura 1. (a) Áreas de ruptura de los terremotos interplaca mayores a 7.6 Ms ocurridos en las costas de Chile entre los 10°-50°S desde el siglo 18 extraído de Easton et al. (2022). (b) Contexto tectónico regional de Chile, señalando los mayores terremotos tsunamigénicos desde el siglo 19, el rectángulo azul muestra el área de estudio (modificado de Easton et al., 2022).</b> .....	2
<b>Figura 2. Mapa área de estudio escala 1:300.000.</b> .....	4
<b>Figura 3. Acceso área de estudio.</b> .....	5
<b>Figura 4. Mapa geológico del área de Tongoy, Modificado de Le Roux et al., 2006, fuente Emparan y Pineda (2006).</b> .....	6
<b>Figura 5. Margen de convergencia de Chile, indicando la zona de flat slab. En el rectángulo rojo el área de estudio, extraído y modificado de Maksymowicz (2015).</b> .....	9
<b>Figura 6 . Bloque diagrama representando a la región de costas abrasivo y erosivo-tectónicas con bahías lobuladas extraído de Vergara (1976).</b> .....	10
<b>Figura 7. Principales quebradas presentes en el área de estudio.</b> .....	11
<b>Figura 8. Circulación general de la atmósfera, Fuente Instituto Geográfico Militar de Chile, 2011.</b>	12
<b>Figura 9. Registro de las variaciones del nivel del mar en los últimos 150.000 años. la curva roja representa el Holoceno, extraído de Lambeck et al. (2002).</b> .....	13
<b>Figura 10 . Dron Phantom 4 Pro.</b> .....	17
<b>Figura 11. Extracto nube de puntos densas obtenida del estero Tongoy y construcciones adyacentes (imagen referencial).</b> .....	18
<b>Figura 12. Fotografía Estero Tongoy área de estudio, vista hacia la costa.</b> .....	19
<b>Figura 13. Excavación calicata durante el terreno, diciembre 2021.</b> .....	21
<b>Figura 14. (a) Ejemplo capa con conchillas para datación(b) y (c) Software StraboSpot indicando muestreo.</b> .....	22
<b>Figura 15. Representación de la toma de muestras realizada en la calicata 4.</b> .....	23

<b>Figura 16. Tamices malla 200 (izq.), malla 18 (der.)</b> .....	24
<b>Figura 17. Imagen referencial equipo Mastersizer 2000</b> .....	25
<b>Figura 18. Representación del uso del Software Match, a la derecha se muestra el filtro de elementos realizado mediante FRX)</b> .....	28
<b>Figura 19. Comparación visual para estimar madurez textural Powers (1953)</b> .....	29
<b>Figura 20. Ubicación calicatas realizadas por Easton et al. (2022) señaladas con un punto negro y en rojo las realizadas en el presente estudio.</b> .....	30
<b>Figura 21. Imagen satelital del estero y llanura de inundación del estero Tongoy, representando una forma meándrica.</b> .....	31
<b>Figura 22. Duna embrionaria en primer plano seguida de dunas anteriores, bahía de Tongoy Imagen extraída del proyecto FONDECYT N° 1120234.</b> .....	32
<b>Figura 23. Dunas transversales vegetadas en la zona distal de la bahía de Tongoy Imagen extraída del proyecto FONDECYT N° 1120234.</b> .....	33
<b>Figura 24. Terrazas marinas presentes en el área de estudio, elaboración mediante QGIS, basado en la bibliografía y curvas de nivel.</b> .....	34
<b>Figura 25. Mapa cartográfico con las morfologías evidenciadas en el área de estudio, Elaboración propia mediante software QGIS.</b> .....	35
<b>Figura 26. Imágenes tomadas luego del terremoto y tsunami de 1922. A la izquierda el muelle de Coquimbo destruido, a la derecha bodegas y oficinas de The Coquimbo Agencies Co., fuente Álbum gráfico del terremoto del norte (1923).</b> .....	37
<b>Figura 27. Carta de inundación del tsunami de 2015 en Tongoy modificada de Aránguiz et al. (2017), abajo imágenes de la evolución de la barra de arena del estero Tongoy pre y post tsunami.</b>	39
<b>Figura 28. Ubicación calicatas</b> .....	41
<b>Figura 29. Calicata 3 estero Tongoy.</b> .....	42
<b>Figura 30. Columna estratigráfica y gráfico representando alguno de las concentraciones de elementos obtenidas de la calicata 3. A la derecha imágenes representativas de los microorganismos hallados. Capa X espícula (triacinas). Capa C (Bucella Peruviana).</b> .....	44

<b>Figura 31. Mapeo geológico calicata 3 estero Tongoy (en celeste los depósitos de paleotsunamis inferidos) .....</b>	<b>45</b>
<b>Figura 32. Calicata 4 estero Tongoy.....</b>	<b>46</b>
<b>Figura 33. Estructuras producto de la erosión del tsunami sobre la capa subyacente Calicata 4.....</b>	<b>47</b>
<b>Figura 34. Columna estratigráfica y gráfico representando algunas de las concentraciones de elementos obtenidas de la calicata 4, a la derecha imágenes representativas de los microorganismos hallados en las capas A B y C, (Bucella Peruviana).....</b>	<b>48</b>
<b>Figura 35. Mapeo geológico calicata 4 estero Tongoy (en celeste los depósitos de paleotsunamis inferidos).....</b>	<b>49</b>
<b>Figura 36. Calicata 5 estero Tongoy.....</b>	<b>50</b>
<b>Figura 37. Columna estratigráfica y gráfico representando algunas de las concentraciones de elementos obtenidas de la calicata 5, a la derecha imágenes representativas de foraminíferos hallados en la capa A (Bucella Peruviana).....</b>	<b>52</b>
<b>Figura 38. Mapeo geológico calicata 5 estero Tongoy (en celeste los depósitos de paleotsunamis inferidos).....</b>	<b>53</b>
<b>Figura 39. Perfil referencial de las calicatas. Incluyendo las columnas y los respectivos eventos asociados a cada capa.....</b>	<b>60</b>
<b>Figura 40. Muestras tomadas calicata 3.....</b>	<b>71</b>
<b>Figura 41. Muestras tomadas calicata 4.....</b>	<b>72</b>
<b>Figura 42. Muestras tomadas calicata 5.....</b>	<b>73</b>

# Capítulo 1

## Introducción

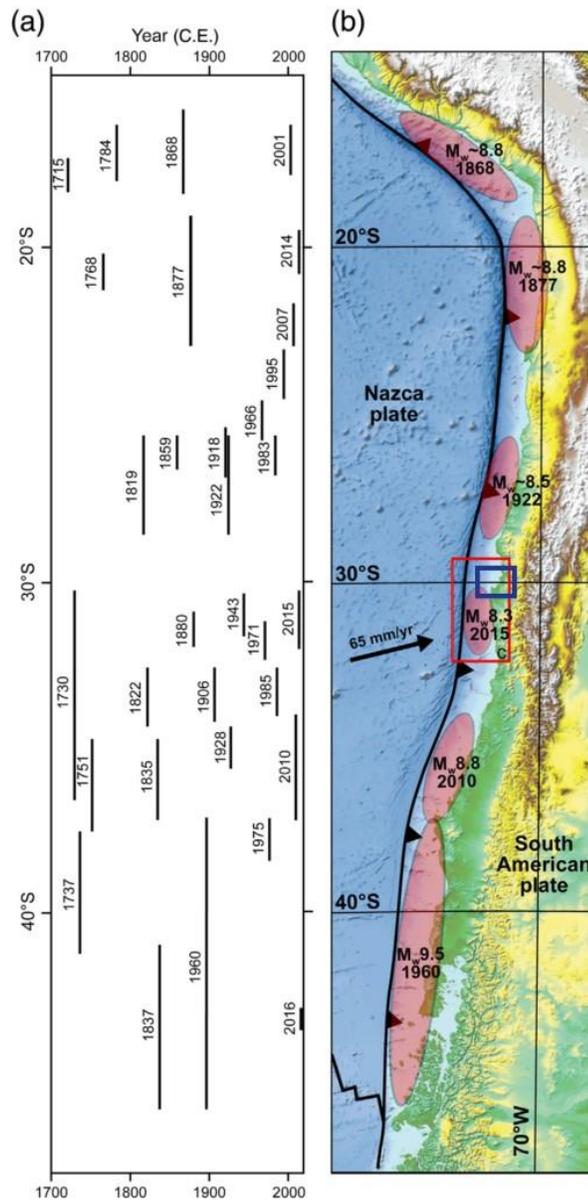
### 1.1. Planteamiento del problema de investigación

Chile es considerado uno de los países más sísmicos del mundo, esto debido a que se encuentra ubicado en la zona de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, con una tasa de convergencia en promedio de 67 mm/año con dirección noreste (Angermann *et al.*, 1999; Ruiz y Madariaga, 2018). Teniendo esto en cuenta, es esperable que se produzcan grandes terremotos en la zona, que desde mediados del siglo pasado cuentan con un registro histórico y con estudios acerca de sus áreas de ruptura (**Figura 1**). Estos eventos sísmicos sumados a la extensa costa que posee el país hacen factible la ocurrencia de tsunamis, de los cuales se tiene evidencia a través de registros históricos y sedimentológicos.

Los estudios sedimentológicos han centrado su foco en capas de arena encontradas en humedales, estuarios y lagunas. Es fundamental caracterizar estos depósitos para poder realizar un modelamiento inverso y poder determinar las posibles consecuencias y alcances de eventos futuros. Debido al poco tiempo que se lleva estudiando y caracterizando estos depósitos, no más de tres décadas, estos estudios poseen diversos inconvenientes como pueden ser el diferenciar los depósitos de tormentas de aquellos producidos por paleotsunamis (Abad *et al.*, 2020), o la dificultad de preservación, ya que hay que tener en cuenta que el clima y la morfología afectan de forma directa a la preservación de este tipo de depósitos.

Así, el sur parece a priori un área más favorable para encontrar registros de paleotsunamis debido a su clima templado y a la presencia de ambientes como estuarios, lagunas y humedales, en contraste con el norte del país en donde predomina un clima árido a hiperárido con morfologías como acantilados escarpados y estrechas llanuras costeras, donde la conservación de estos depósitos es limitada (León *et al.*, 2019; Goff *et al.*, 2020).

Debido a las dificultades intrínsecas y a la escasez de investigaciones en el norte del país, se hace necesario realizar este tipo de estudios para complementar el trabajo regional, relacionando esto con estudios como por ejemplo el realizado por León *et al.* (2019) en la región de Taltal.



**Figura 1. (a) Áreas de ruptura de los terremotos interplaca mayores a 7.6 Ms ocurridos en las costas de Chile entre los 10°-50°S desde el siglo 18 extraído de Easton et al. (2022). (b) Contexto tectónico regional de Chile, señalando los mayores terremotos tsunamigénicos desde el siglo 19, el rectángulo azul muestra el área de estudio (modificado de Easton et al., 2022).**

Este estudio se realizó en localidad de Tongoy ubicada en la Región de Coquimbo, Chile, en una zona de transición entre el clima hiperárido de Atacama y el clima mediterráneo de la zona central, lugar donde se reúnen algunas condiciones para la preservación de depósitos de paleotsunamis. Esta localidad ha sido recientemente afectada, en el año 2015, por un gran terremoto  $M_w$  8.3 seguido de un tsunami que alcanzó hasta unos 5 m de altura de inundación en la localidad homónima (Aránguiz *et al.*, 2015).

### **1.1.1. Hipótesis de trabajo**

El norte de Chile ha sido recurrentemente afectado por tsunamis de los cuales se tiene registro histórico y otros anteriores, que son denominados paleotsunamis. En particular la bahía de Tongoy ha sido escenario de estos fenómenos naturales, que han modificado su geomorfología y sedimentología. Recientemente, el año 2015 esta región fue afectada por el tsunami provocado por el terremoto  $M_w$  8.3 con epicentro a 37 kilómetros al noroeste de los Vilos, en la Región de Coquimbo. Luego, se plantea esta bahía como un lugar de estudio que presenta condiciones aptas para el registro y preservación de depósitos de tsunamis, debido a sus características tales como la baja pendiente de los terrenos aledaños a la línea de costa, lo cual hace factible que los depósitos de tsunami puedan emplazarse de manera extensa en el área y la presencia de cuerpos de agua como el estero Tongoy, que contribuyen a la preservación de los mismos. Estos factores favorecen un estudio completo, considerando la sedimentología, geomorfología y paleontología de registros de paleotsunamis.

## **1.2. Objetivos**

### **1.2.1. Objetivo general**

Determinar un registro de depósitos de tsunamis y paleotsunamis en la bahía de Tongoy, dilucidando su génesis y distribución mediante estudios estratigráficos y sedimentológicos con el fin de elaborar un modelo conceptual para la génesis y preservación de este tipo de depósitos en la región.

### **1.2.2. Objetivos específicos**

- Identificar y caracterizar los depósitos de paleotsunamis de acuerdo con sus propiedades estratigráficas, sedimentológicas, geoquímicas y contenido micropaleontológico.
- Evaluar el alcance espacial de los eventos de paleotsunamis deducidos a partir de los depósitos.
- Determinar una cronoestratigrafía para la ocurrencia de los eventos de paleotsunamis y establecer los eventos que dieron lugar a los mismos.

## 1.3. Ubicación y acceso

### 1.3.1. Ubicación

La zona de estudio corresponde a la bahía de Tongoy la cual está ubicada en el sector costero de la Región de Coquimbo, Chile, se encuentra a aproximadamente 40 kilómetros al suroeste de la ciudad de Coquimbo, entre los 30°15 S y 71°31 O.

La bahía de Tongoy es una bahía que se encuentra abierta hacia el norte la cual presenta 2 playas, al noreste playa Socos con una extensión aproximada de 2,2 kilómetros y al suroeste playa grande con una extensión aproximada de 6.8 kilómetros.

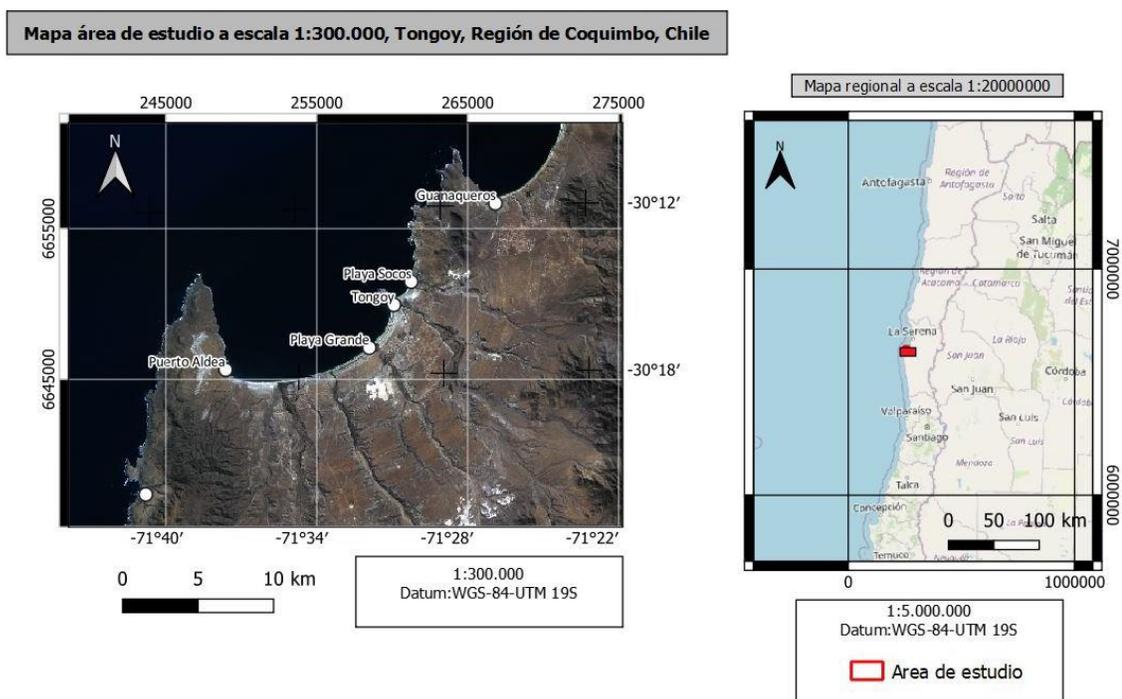


Figura 2. Mapa área de estudio escala 1:300.000.

Para este estudio se seleccionó como lugar de trabajo el Estero Tongoy que desemboca en la playa Socos, al ser un lugar de fácil acceso y que cumple las condiciones claves del estudio. Esto debido a la baja pendiente del terreno aledaño a la bahía y a que cuenta con el estero Tongoy, factor importante para el aporte sedimentario que favorece la preservación de los depósitos.

### 1.3.2. Accesos

Se puede acceder a la zona donde se levantaron las calicatas para el muestreo, desde el sur a través de la ruta 5 N virando en la ruta D-440 y finalmente la D-430, luego al cruzar el estero Tongoy se encuentra el acceso a la playa Socos desde donde se accede a pie hasta el sitio de muestreo, desde el norte se puede acceder directamente a la ruta D-430 desde la ruta 5N.

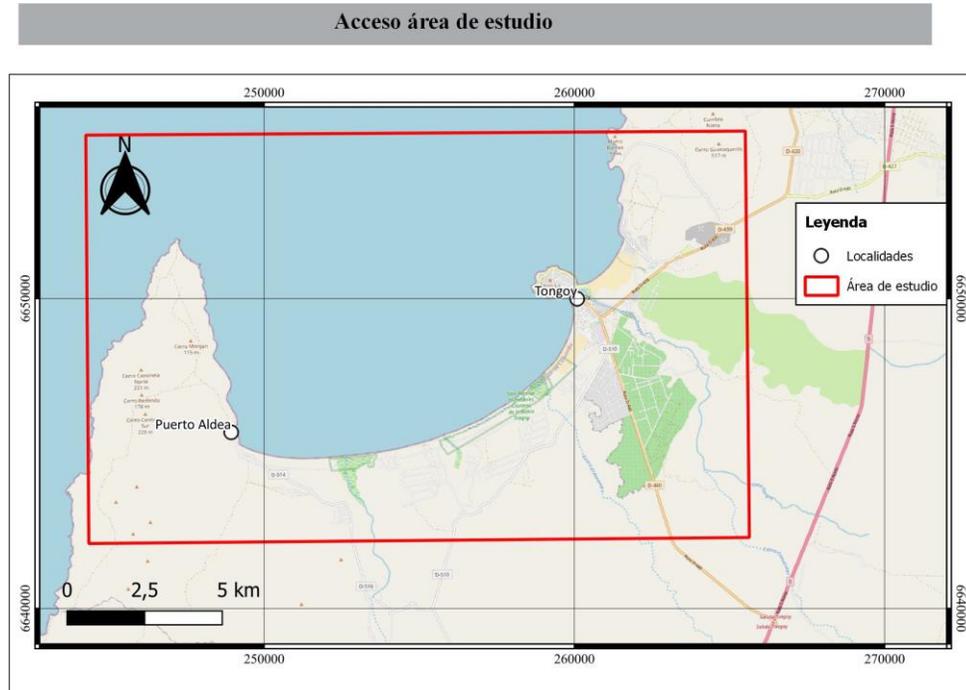


Figura 3. Acceso área de estudio.

## 1.4. Marco geodinámico

### 1.4.1. Marco geológico y contexto geomorfológico

#### Marco geológico

En la zona de estudio afloran distintas formaciones, cuyas descripciones y edades descritas a continuación se basan en la Carta Geológica del Área Andacollo - Puerto Aldea de Emparan y Pineda (2006):

Las rocas más antiguas presentes en el área son parte del Complejo Metamórfico de Choapa (Pzch) el cual presenta dos afloramientos, el primero al noroeste del área de estudio en la zona denominada Punta Lengua de Vaca (a) y el segundo al suroeste

del área (b) (**Figura 4**) ambos afloramientos comprenden rocas que han sido descritas como esquistos, metabasitas cuarcitas, filitas, metaconglomerados y gneises por Gana (1991), con edades del Devónico-Carbonífero. El complejo metamórfico de Choapa se encuentra intruido por el Complejo Plutónico Altos de Talinay (Trat) el cual se extiende a lo largo del cordón montañoso Altos de Talinay desde Punta Lengua de Vaca (30°S) hasta los Altos de Talinay (31°S) y que está delimitado al oeste por el océano Pacífico y al este por la falla Puerto Aldea. Este complejo posee una edad triásica superior y está compuesto principalmente por rocas cataclásticas y miloníticas de protolito plutónico. Éstas se dividen en dos facies una melanocrática con rocas de protolito diorítico intruida por diques leucocráticos y una leucocrática con rocas de protolito de monzo y sienogranito.

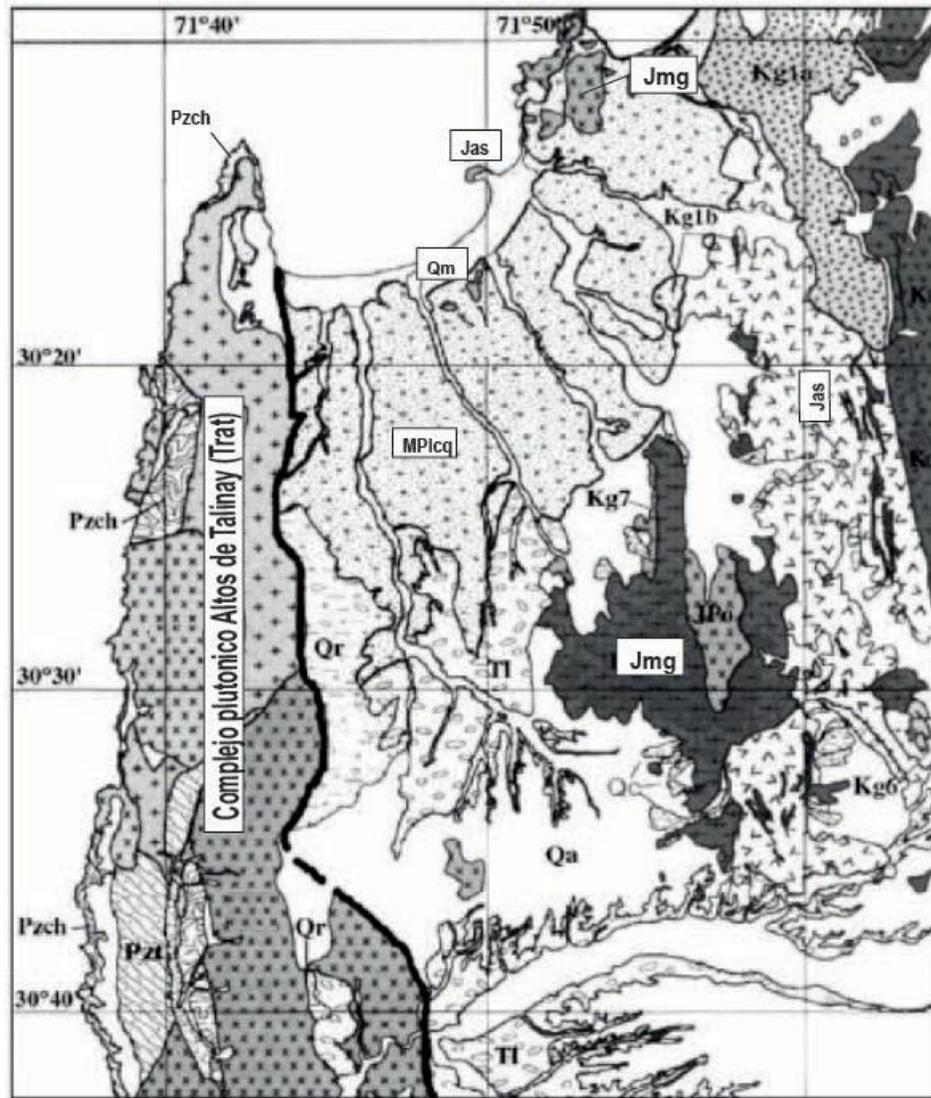


Figura 4. Mapa geológico del área de Tongoy, Modificado de Le Roux et al., 2006, fuente Emparan y Pineda (2006).

Hacia el este, en la separación entre la bahía Barnes y la bahía de Tongoy aflora el complejo volcánico Agua Salada (Jas) el cual presenta edades del Jurásico. Éste está compuesto por una secuencia de rocas volcánicas y subvolcánicas continentales, andesíticas y dacíticas, con algunas intercalaciones de lutitas y areniscas. En la península de Tongoy afloran metatobas que son incorporadas como parte de este complejo. El complejo volcánico Agua Salada (Jas) está instruido por intrusivos Monzodioríticos-Granodioríticos (Jmg), los cuales se presentan en el sector sureste del área de estudio y en la península de Guanaquero (**Figura 4**). Está compuesto principalmente por rocas plutónicas de composición variable, desde monzodioritas a granodioritas, con predominio de las monzodioritas cuarcíferas. Presenta edades del Jurásico Medio-Superior y se encuentra cubierto en discordancia por los depósitos de las formaciones Confluencia y Coquimbo.

La Formación Coquimbo (MPlcq) presenta edades Mioceno-Pleistoceno y está definida como una secuencia sedimentaria marina fosilífera, bien estratificada, con débil litificación y de color pardo anaranjado, en el sector de Tongoy se estimó un espesor total de 140 metros por López (1965). Ésta aflora discontinuamente en toda la longitud de la zona costera del mapa, se presenta en una franja de 19 a 5 km hacia el sur de la bahía de Guanaquero en la denominada Cuenca Cenozoica (Heinze, 2003) junto con la Formación Confluencia. La cual es una secuencia sedimentaria continental, bien estratificada, con débil litificación, y de color pardo, se presenta formando planicies o terrazas en los valles y quebradas principales (Empanan y Pineda, 2006).

Con respecto al cuaternario se presentan los siguientes depósitos.

- Depósitos Fluviales (Qf) (Pleistoceno-Holoceno): Están distribuidos en los valles y en el curso medio e inferior de grandes quebradas, formando terrazas de 1 a 10 metros de altura, están constituidos por depósitos estabilizados y depósitos activos, por este motivo se han subdividido en dos facies.
  - Antiguos: Gravas gruesas y muy gruesas polimícticas con abundante matriz de arena y débilmente consolidadas. Forman terrazas.
  - Recientes (Holoceno): Gravas gruesas y muy gruesas polimícticas con abundante matriz de arena, no consolidadas; presentan clastos orientados e imbricados. Constituyen los cauces actuales.
- Depósitos Aluvionales (Qa) (Pleistoceno-Holoceno): Constituyen el relleno de quebradas y forman conos en la salida de ellas, depositados por flujos turbulentos y breves, están constituidos por brechas no consolidadas, polimícticas, con matriz de arena y limo.
- Depósitos Coluviales (Qc) (Pleistoceno-Holoceno): Constituyen depósitos no

consolidados, adosados a las laderas, generalmente de aspecto macizo, aunque localmente se puede observar una mala estratificación subparalela, esta constituidos por clastos oligomícticos y monomícticos, angulosos, con matriz de limo.

- Depósitos de Playas Marinas (Qm): Constituyen los depósitos litorales cuya granulometría varía en las distintas playas, para el sector de las bahías de Barnes y Tongoy, presentan arenas medias a gruesas arcóscicolíticas, no consolidadas, de color gris claro amarillento y con un contenido variable de bioclastos.
- Depósitos Eólicos (Qe): Constituyen los depósitos no consolidados activos en áreas vecinas a las playas marinas actuales, están constituidos por arenas finas arcóscicas, no consolidadas, de color pardo claro grisáceo. Se ubican principalmente en el sector de la bahía Tongoy, en el área vecina a la playa y en la ladera posterior de la planicie costera.

•

### **Marco geomorfológico**

Con respecto a la geomorfología el área de estudio se encuentra en la zona de Chile (27° - 33°S) que evidencia ausencia de la denominada depresión intermedia presente en el resto del país (**Figura 5**), esto producto a la subducción de la dorsal de Juan Fernández bajo la placa de Nazca (Charrier *et al.*, 2007), por lo que el relieve de la Región está dominado por la presencia de la cordillera de la Costa y de los Andes, junto con la presencia de valles fluviales transversales.

A modo de contexto general la bahía de Tongoy se agrupa dentro de la clasificación realizada para regiones morfológicas, como una región de costas abrasivo y erosivo tectónicas con bahías lobuladas protegidas (**Figura 6**). Esto debido a la alternancia entre las rocas graníticas, con rocas blandas del Terciario y del Cuaternario, predominando en el sector las terrazas marinas y bahías en herradura (Vergara, 1976).

Los estudios geomorfológicos realizados en el sector han puesto foco en los distintos niveles de terrazas marinas que se han desarrollado en los alrededores durante el Cenozoico y en el estudio de calcretas asociadas a una antigua extensión marina (Ferrando *et al.*, Le Roux *et al.*, 2006; 1977; Ota *et al.*, Pfeiffer *et al.*, 2011; 1995; Saillard *et al.*, 2009, 2012).

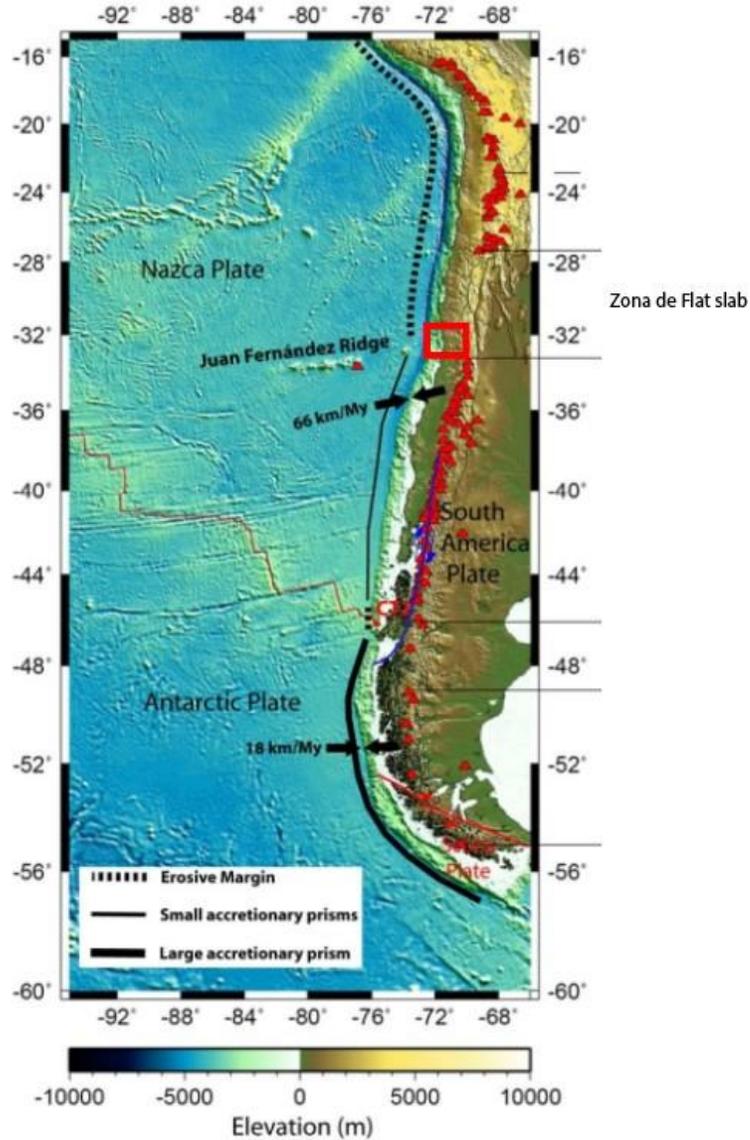
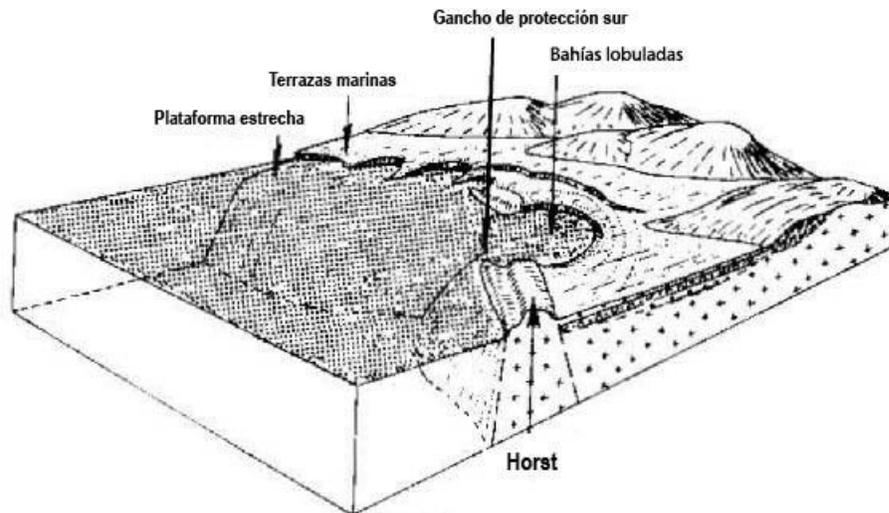


Figura 5. Margen de convergencia de Chile, indicando la zona de flat slab. En el rectángulo rojo el área de estudio, extraído y modificado de Maksymowicz (2015).

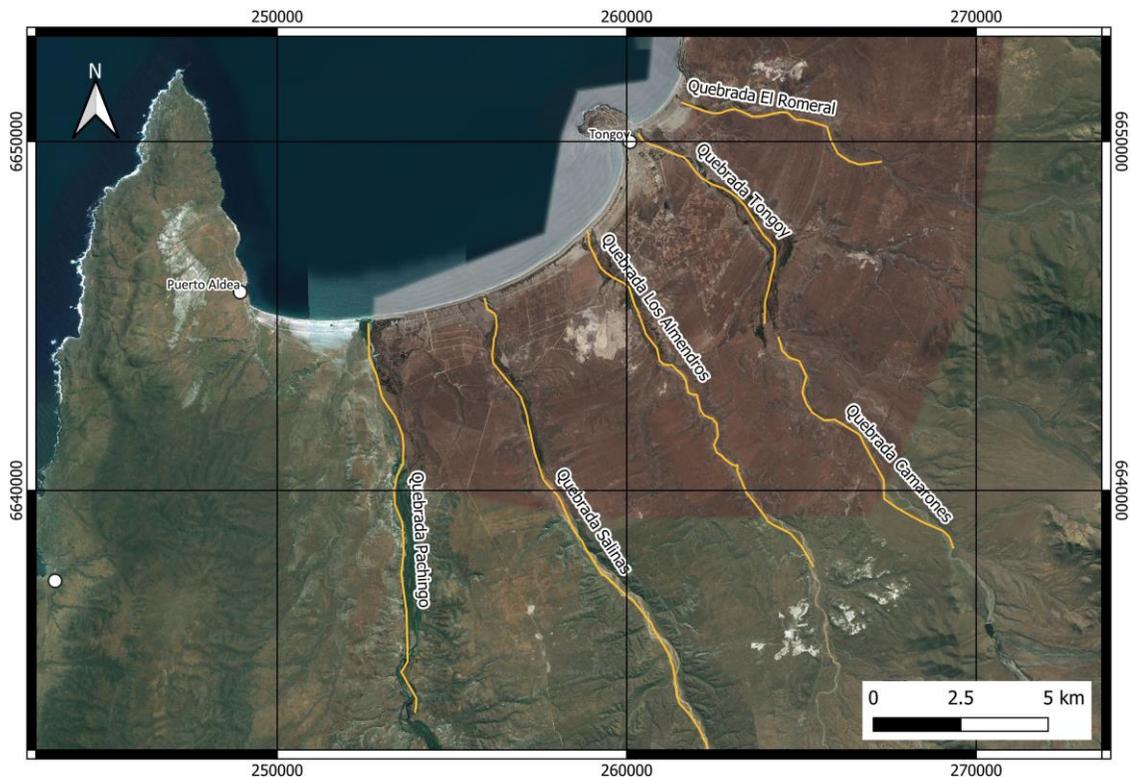
La zona está compuesta principalmente por dos unidades geomorfológicas determinantes, la cadena montañosa en el sector oeste con dirección norte-sur denominada Altos de Talinay, y la plataforma fluvio-marina que presenta distintos niveles de terrazas marinas con una serie de quebradas norte-sur; los estudios con respecto a la interacción entre estas unidades han permitido reconstruir la geodinámica cuaternaria del área (Saillard *et al.*, 2009; 2012).



**Figura 6 . Bloque diagrama representando a la región de costas abrasivo y erosivo-tectónicas con bahías lobuladas extraído de Vergara (1976).**

La bahía de Tongoy se encuentra abierta hacia el norte y presenta 2 playas arenosas junto con diversas quebradas con dirección norte-sur que aportan sedimentos a la bahía (**Figura 7**) de oeste a este, quebrada Pachingo, Salinas, Almendros, Tongoy y El Romeral (Emparan y Pineda, 2006); la mayoría de estas no alcanza el mar en los meses menos lluviosos, formando de esta manera humedales.

En la quebrada Tongoy se presenta el estero del mismo nombre, el cual desemboca en el mar al norte de la localidad de Tongoy, posee una extensión de 14 kilómetros, su principal afluente proviene del río Camarones, proveniente de la quebrada homónima, en su desembocadura se encuentra una barra de arena litoral, que no alcanza a tapar por completo su curso.



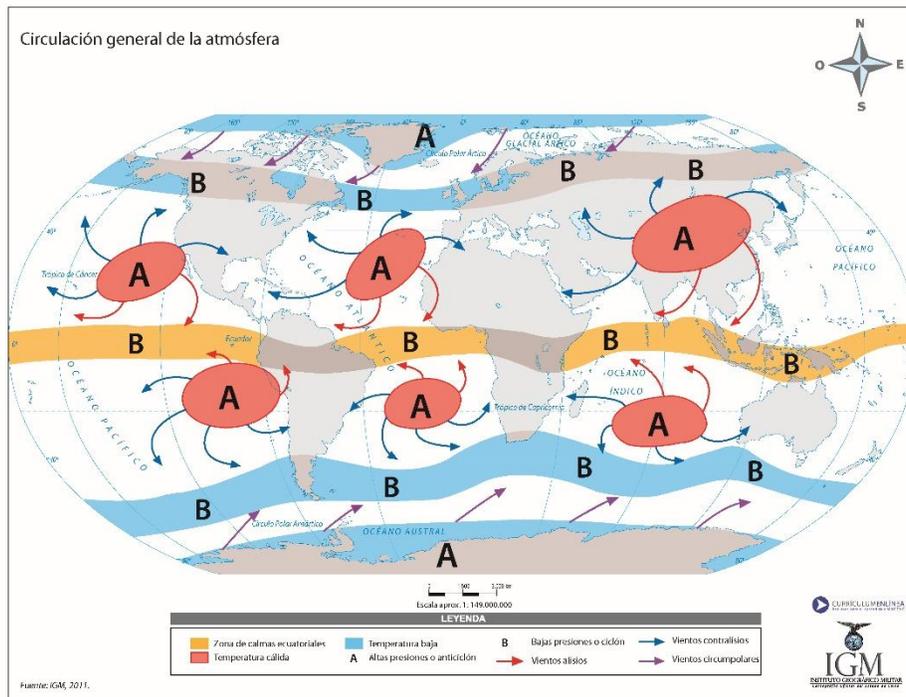
**Figura 7. Principales quebradas presentes en el área de estudio.**

En el área de bahía Tongoy y bahía Barnes se han identificado diversas geomorfologías, entre las que se encuentran morfologías fluviales y fluvio-marinas como lagunas litorales, planicies de inundación que responden a la baja pendiente de las quebradas generando depósitos de tipo meándrico-anastomosado; morfologías eólicas, principalmente formas dunares, como dunas embrionarias, transversales y tipo nebkas, con variaciones a lo largo de la bahía Barnes y Tongoy; morfologías marinas principalmente terrazas marinas.

#### **1.4.2. Clima y vegetación**

El área de estudio se encuentra en una zona de transición entre los climas mediterráneo y desértico; está caracterizada por un régimen de lluvias irregulares y un déficit de humedad durante al menos 9 meses al año. La precipitación anual raramente excede el 50 % de la evotranspiración potencial y la temperatura media anual es de 13,6°C, con una mínima media anual de 9,2 °C y máxima media anual de 20,6°C (Declaración de Impacto Ambiental, Plan Regulador Comunal de Coquimbo, 2006).

Los factores más influyentes en el clima local son el anticiclón del Pacífico suroriental, el cual bloquea la influencia de las masas de aire cargadas de humedad provenientes del sur del país (**Figura 8**) y la corriente de fría de Humboldt, que actúa como moderadora del régimen térmico, limitando la formación de nubes que generan precipitación (Sfeir, 2006).



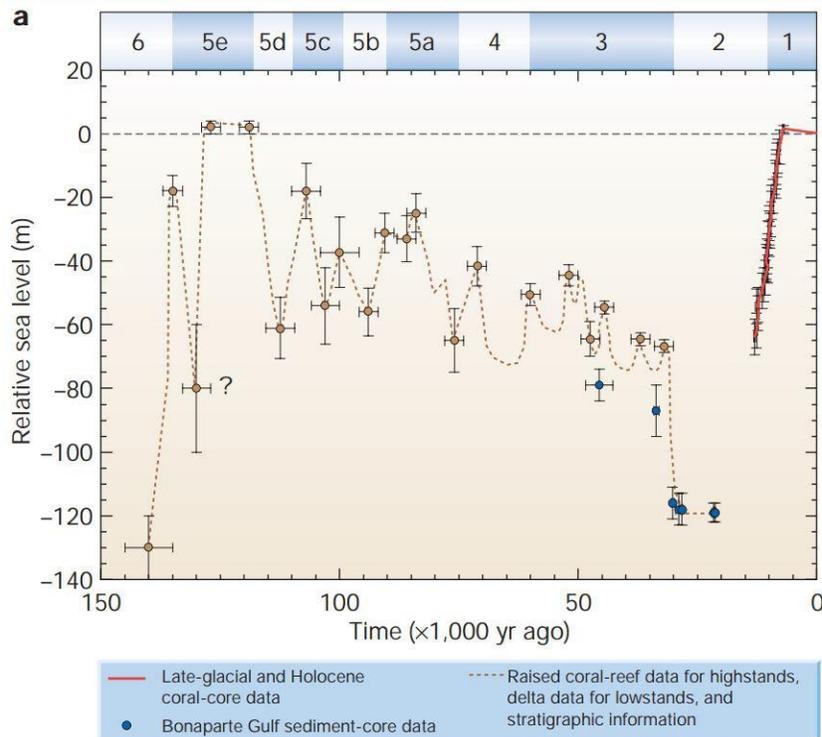
**Figura 8. Circulación general de la atmósfera, Fuente Instituto Geográfico Militar de Chile, 2011.**

A lo largo de la costa perteneciente al área de estudio se presenta un clima estepárico costero o nuboso, cuyas principales características son la abundante nubosidad, humedad y temperaturas moderadas, con un promedio de precipitaciones de 130 mm anuales. La vegetación que presentan las planicies litorales de la región son matorrales arbustivos poco densos con especies como cactáceas y espinos, a su vez la abundante humedad que se presenta al sur de la bahía de Tongoy permite la subsistencia de bosques relictos de tipo selva valdiviana como los de Fray Jorge y Altos de Talinay (Información territorial Biblioteca del Congreso Nacional de Chile, 2021).

### 1.4.3. Variaciones en el nivel del mar

Las variaciones en el nivel del mar durante el Cuaternario han sido reportadas como consecuencia del aumento y decaimiento cíclico de las capas de hielo a escala global. Los últimos modelamientos realizados se basan en la determinación de los cambios en la composición de los isótopos del oxígeno ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) contenido en microfósiles marinos calcáreos denominados foraminíferos, con los que se puede obtener un registro continuo de la sedimentación para intervalos temporales prolongados y así identificar intervalos climáticos (Lambeck *et al.*, 2002).

A finales de la última glaciación, 18.000 años antes del presente, el nivel global del mar descendió entre 120 y 150 metros, posteriormente se reporta que las condiciones del planeta cambiaron desde un máximo glacial a interglacial, aumentando gradualmente el nivel del mar durante el periodo entre 18.000 a 7.000 AP, con la mayor contribución de la fusión de los hielos, este aumento progresivo culminó hace aproximadamente 6.000 años AP como se observa en la **Figura 9**. Momento a partir del cual el nivel del mar ha sido dominado por procesos regionales y locales como subsidencias, alzamientos tectónicos, erosión y sedimentación asociados a cambios climáticos o actividad antropogénica (Jelgersma y Tooley, 1995).



**Figura 9.** Registro de las variaciones del nivel del mar en los últimos 150.000 años. la curva roja representa el Holoceno, extraído de Lambeck et al. (2002).

#### 1.4.4. Terremotos y tsunamis históricos en la región

Los terremotos han sido una constante en la historia de Chile, al encontrarse sobre el Cinturón de Fuego del Pacífico, el país es reconocido como una de las regiones más sísmicas del planeta. Sin embargo, el registro histórico de estos eventos en Chile comienza el 8 de febrero de 1570, con el terremoto de magnitud estimada en 8.3 escala Richter ocurrido en la ciudad de Concepción y posterior tsunami los cuales destruyeron la ciudad (Palacios A., 2016). Desde ese momento hay registros escritos de los eventos ocurridos; no obstante, muchos de estos textos son imprecisos, aun así, permiten comprender la cantidad y la recurrencia de estos sucesos en tiempos históricos. Para complementar este trabajo se presenta una recopilación de terremotos que afectaron la Región de Coquimbo, su magnitud y si fueron la génesis de un tsunami. Posteriormente en el capítulo de resultados se profundiza esta sección con las características de cada evento relevante para la presente investigación.

Cabe señalar que existen registros sedimentológicos que dan cuenta de eventos previos a los señalados en la **Tabla 1**, evidenciados por ejemplo en trabajos como el de Easton *et al.* (2022), en el cual se describen tres depósitos de palotsunamis con sus respectivas características sedimentológicas y presencia de microfósiles; para estos se pudo datar la capa subyacente, obteniendo edades de 1108  $\pm$ 77 C.E., 1346  $\pm$ 50 C.E. y 1473  $\pm$ 37 C.E. delimitando temporalmente la ocurrencia de estos eventos.

**Tabla 1. Terremotos que han afectado la Región de Coquimbo con registro histórico.**

Fecha	Lugar	Magnitud	Descripción
Diciembre 1604	La Serena	Desconocida	Se redujo a ruinas gran parte de la ciudad (Taulis, 1938).
8 de julio 1730	Valparaíso	M <sub>w</sub> 9.0 (estimada)	Terremoto tsunamigénico en el centro de Chile, posterior tsunami que afecto desde Coquimbo a Valdivia (Udias <i>et al.</i> , 2012).
3 de abril 1819	Copiapó	M <sub>w</sub> 8.3	Terremoto y posterior tsunami menor en las costas de Coquimbo (Taulis, 1938).
17 de diciembre 1849	Coquimbo	Desconocida	Terremoto y posterior tsunami menor en las costas de

			Coquimbo (Taulis, 1938)
11 de noviembre 1876	Illapel	M <sub>w</sub> 7.5 (estimada)	Terremoto (Taulis, 1938)
9 de mayo 1877	Iquique	M <sub>w</sub> 8,7 y 8,9 (estimada)	Gran terremoto tsunamigénico el tsunami afectó las costas de Chile y tuvo efectos en otras regiones del Pacífico (Compte y Pardo, 1991; Kausel, 1986)
15 de agosto 1880	Illapel	M <sub>w</sub> 7.7	Terremoto (Taulis, 1938)
11 de noviembre 1922	Vallenar	M <sub>w</sub> 8.5	Terremoto y posterior tsunami, fuente Servicio Sismológico de Chile año 1922
6 de abril 1943	Illapel	M <sub>w</sub> 8.2	Terremoto tsunamigénico (Ruiz y Madariaga, 2018)
8 de julio 1971	La Ligua	M <sub>w</sub> 7.5	Terremoto
16 de septiembre 2015	Illapel	M <sub>w</sub> 8.3	Terremoto tsunamigénico, Afecto las costas de la Región de Coquimbo

# Capítulo 2

## Metodología

### 2.1. Recopilación de antecedentes y bibliografía

Como primera tarea de la presente memoria, durante los primeros meses se llevó a cabo una recopilación bibliográfica relacionada con la geomorfología y geología del área a estudiar, y posteriormente respecto de los depósitos de tsunami y paleotsunamis. Lo anterior, con el objetivo de plantear la metodología a seguir tanto en terreno, para el reconocimiento de depósitos distintivos eventualmente originados por paleotsunamis, como para analizar las muestras con el fin de dilucidar la génesis de los mismos.

A su vez, se realizó una recopilación de los registros históricos, tanto informes sismológicos como diarios o crónicas asociados a eventos importantes que afectaron la Región de Coquimbo desde la segunda mitad del siglo XVI, que es el momento en el cual se comienza a tener registro de estos eventos que podrían haber ocasionado un tsunami en las costas de la región, o también deslizamientos, con el fin de poder correlacionar los depósitos encontrados con eventos pasados y, de no ser el caso, asociarlos a un paleoevento no registrado.

### 2.2. Análisis geomorfológico

#### 2.2.1. Captura de imágenes en terreno por medio de dron

Previo al terreno y de acuerdo con lo que se explicitó en el apartado anterior se realizó el reconocimiento de la geomorfología presente en el área de estudio mediante bibliografía y el uso de softwares como Google Earth y QGIS analizando las imágenes satelitales del sector.

Durante el terreno se realizó un reconocimiento del área a estudiar en detalle recorriendo el estero Tongoy y analizando la geomorfología presente, así como la extensión de los depósitos hallados; también se realizó un recorrido a la playa Socos para identificar las morfologías costeras.

Con el objetivo de establecer de la manera más precisa posible la geomorfología del área en donde se preservaron los depósitos de paleotsunamis estudiados, se llevó a cabo la tarea de obtener la fotogrametría de la zona de estudio abarcando el estero Tongoy y la playa Socos, esta se realizó mediante el dron UAV Phantom 4 Pro (**Figura 10**), al cual se le programa una ruta establecida en forma de malla, a una determinada elevación. Obteniendo así imágenes georeferenciadas abarcando un área de 1 kilómetro cuadrado aproximadamente, con las que realizar con mayor precisión espacial el mapeo y análisis geomorfológico asociado a los depósitos de tsunami.



**Figura 10 . Dron Phantom 4 Pro.**

### **2.2.2. Realización de fotomosaico y DEM**

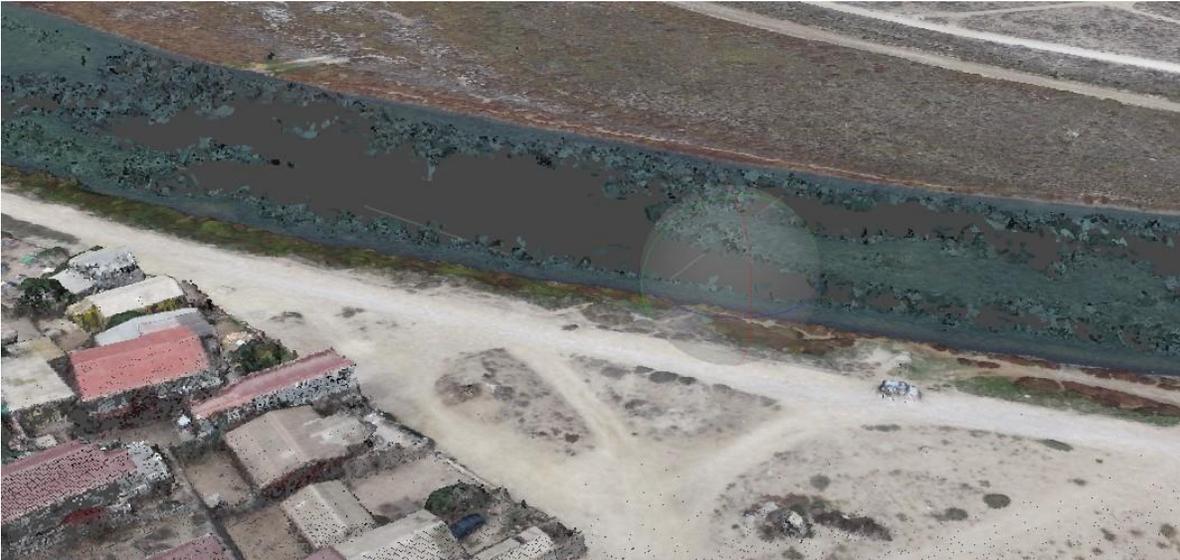
El procesamiento de las imágenes obtenidas a través del dron se realizó mediante el software Agisoft Metashape Professional, los procedimientos llevados a cabo en el programa se describen a continuación.

Primero se cargaron las 621 imágenes obtenidas al proyecto de Agisoft, luego ya con las fotos cargadas se procede a orientar estas en el espacio con la información que poseen, esto se realiza mediante **Flujo de trabajo - Orientar fotos** seleccionando calidad alta y los ajustes por defecto, con 40.000 puntos claves por foto.

Posteriormente se realiza la nube de puntos densa, que es un conjunto de vértices en un sistema de coordenadas tridimensional, son la representación de la superficie externa del proyecto, este proceso tarda algunas horas y se inicia mediante **Flujo de trabajo - Crear nube de puntos densa**, se selecciona la calidad alta entendiendo que mientras más alta la calidad de todos los pasos realizados se obtendrá un mejor resultado final y un filtrado de profundidad moderado, ya que el área no posee pequeños detalles significativos.

Luego se realiza el modelo digital de elevaciones (DEM), tomando de base la nube de puntos densas previamente obtenida mediante **Flujo de trabajo - Crear modelo digital de elevaciones**, seleccionando calidad alta y clase de puntos: terreno.

Con el modelo digital de elevaciones listo, se procede a realizar el ortomosaico **Flujo de trabajo-Crear ortomosaico** seleccionando en superficie el DEM obtenido.



**Figura 11. Extracto nube de puntos densas obtenida del estero Tongoy y construcciones adyacentes (imagen referencial).**

Siguiendo estos pasos se obtuvo el fotomosaico del área el cual fue exportado para su posterior mapeo en los softwares utilizados, en el caso de esta memoria Google Earth y QGIS.

### **2.2.3. Cartografía geomorfológica**

Para realizar la cartografía geomorfológica de detalle del área de estudio se utilizaron imágenes satelitales de Google Earth y el fotomosaico creado mediante el procesamiento realizado a las imágenes obtenidas a través de fotogrametría, con el objetivo de tener una visión actual del área de estudio y poder contrastar las imágenes satelitales de años anteriores con las obtenidas en el terreno y así determinar si existieron cambios morfológicos recientes, en particular asociados al terremoto y tsunami del año 2015.

Con estas herramientas se procedió a mapear en el software QGIS las distintas morfologías presentes, principalmente en el área abarcada por el fotomosaico realizado, identificando las distintas morfologías fluviales, eólicas y marinas, obteniendo finalmente un mapeo cartográfico del área a detalle.

## **2.3. Estratigrafía y toma de muestras en terreno**

### **2.3.1. Metodología de reconocimiento de depósitos distintivos potencialmente de tsunamis, en terreno**

Reconocer e identificar depósitos de tsunami no es una labor sencilla, debido a que la investigación sobre este tipo de depósitos es reciente, no obstante en las últimas décadas han surgido investigaciones que han abordado metodologías y características distintivas de estos depósitos, como lo son las capas de arena con bases erosivas que disminuyen su potencia hacia el continente, aumento relativo de concentraciones de elementos indicativos de minerales pesados, identificación de microorganismos marinos, entre otras. También hay que tener en cuenta el evento que provocó el tsunami, ya que, aunque estos son generados en su mayoría por terremotos, esta no es la única causa; también se cuentan entre estas deslizamientos o erupciones volcánicas. Determinar el evento desencadenante del tsunami es fundamental; sin embargo, al hablar de paleotsunamis determinar la génesis es sumamente complejo y se opta por correlacionar los resultados obtenidos de eventos registrados o comparar depósitos similares tanto en características sedimentológicas como en edades, en distintas costas cercanas o distantes dependiendo la magnitud de éste.



**Figura 12. Fotografía Estero Tongoy área de estudio, vista hacia la costa.**

Uno de los factores por los cuales fue escogida el área de estudio es la recurrencia de tsunamis que han tenido lugar en sus costas y que han sido registrados históricamente; estos en su mayoría han sido provocados por grandes terremotos. También es necesario que el área de estudio cuente con las condiciones para que los depósitos generados por tsunamis puedan ser preservados, idealmente en zonas de lagunas o estuarios ya que el aporte de sedimento asociado a estos ambientes y su baja energía de transporte pueden generar una capa de sedimentos que llegue a cubrir el depósito de tsunami y protegerlo frente a la erosión. Sin embargo, en el norte del país la presencia de estos ambientes es escasa, por lo que se deben buscar lugares alternativos para realizar estos estudios como lo son pequeñas bahías con pendientes relativamente bajas en los terrenos aledaños, que permiten que los depósitos producidos por el tsunami puedan penetrar más fácilmente en el continente y se puedan depositar de manera extensa en la zona. También pequeñas quebradas con baja pendiente que desembocan en el mar pueden ser propicias para que el flujo del tsunami penetre con mayor facilidad hacia el continente depositando así su carga de sedimentaria.

Con estos puntos en cuenta el área escogida para realizar el estudio fue la desembocadura del estero Tongoy ubicado entre la bahía de Tongoy y la de Barnes, con una pendiente baja y aporte de sedimento por parte del estero capaz de preservar estos depósitos.

### **2.3.2. Excavación de calicatas**

En la campaña de terreno, luego de seleccionar el estero Tongoy como área de investigación favorable para el reconocimiento de depósitos de tsunamis, se realizó un primer acercamiento a lo largo de la ladera sur del estero, identificando los puntos donde era factible realizar una calicata que contuviera la mayor información posible.

Se excavó en distintos lugares para reconocer unidades sedimentológicas a lo largo del estero, con el objetivo de tener una imagen del panorama completo, identificando en algunos sitios hasta 3 potenciales depósitos de tsunami, posteriormente se escogieron tres lugares, separados por 180 y 120 metros respectivamente, en los cuales se procedió a excavar y limpiar las calicatas de aproximadamente 1.3 metros de alto y 2 metros de ancho cada una; una vez realizado esto se trabajó en un reconocimiento estratigráfico tanto lateral como verticalmente.

Las calicatas se realizaron durante los días 21 y 23 de diciembre de 2021, especialmente durante la mañana, debido a que durante la tarde la falta de iluminación impedía el reconocimiento de las distintas capas de sedimento, sus características sedimentológicas, estructuras, contactos, entre otras; junto con este proceso se realizó el registro fotográfico y escrito de toda la información obtenida de las calicatas, junto con sus respectivas columnas estratigráficas.



**Figura 13. Excavación calicata durante el terreno, diciembre 2021.**

### **2.3.3. Muestreo**

Se realizaron dos muestreos en el terreno para cada calicata, uno sedimentológico y otro a las capas con contenido orgánico y conchillas para realizar dataciones mediante carbono 14.

El primer muestreo se realizó determinando el lugar de la calicata donde su estratigrafía fuera más representativa, para posteriormente extraer muestras con una distancia vertical de entre 2 a 5 centímetros dependiendo de la variación sedimentológica. Para los candidatos a depósitos de tsunami se extrajeron muestras cada 2 centímetros para tener una mayor densidad de muestras y de esta manera determinar en detalle su variación vertical y reducir el error al realizar los análisis de laboratorio respectivos (ejemplo de la toma de muestras **Figura 15**) Cada muestra fue guardada en bolsas plásticas con cierre hermético etiquetándolas de la siguiente forma TO21-C (número de calicata)-M (número de muestra)- (altura desde la cual se tomó esta muestra).

Con relación a las muestras de Carbono-14, estas fueron extraídas directamente de las capas con contenido orgánico o seleccionando conchas de distintos niveles, para luego envolverlas en láminas de aluminio y posteriormente guardarlas en bolsas plásticas con cierre hermético.

Cabe señalar que el registro del muestreo se realizó tanto en las libretas como en el software StraboSpot, aplicación que permite registrar sobre una fotografía el lugar exacto del cual se extrajo la muestra junto a una breve descripción (**Figura 14**).

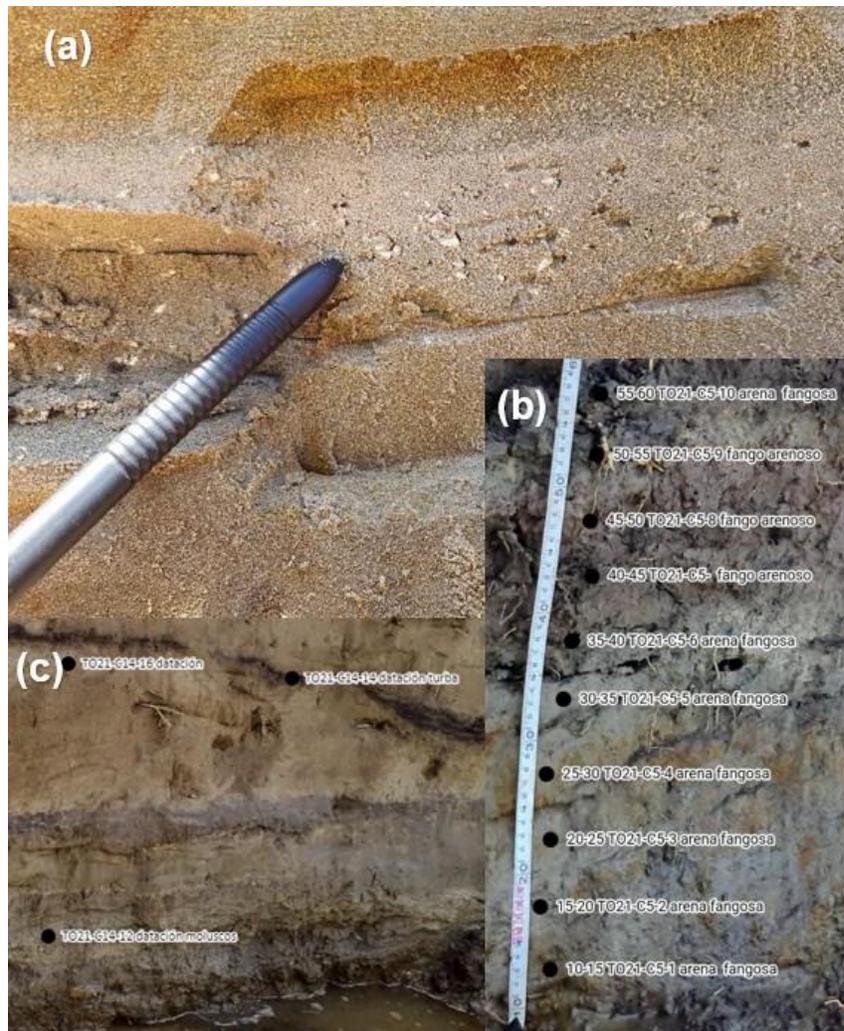


Figura 14. (a) Ejemplo capa con conchillas para datación(b) y (c) Software StraboSpot indicando muestreo.

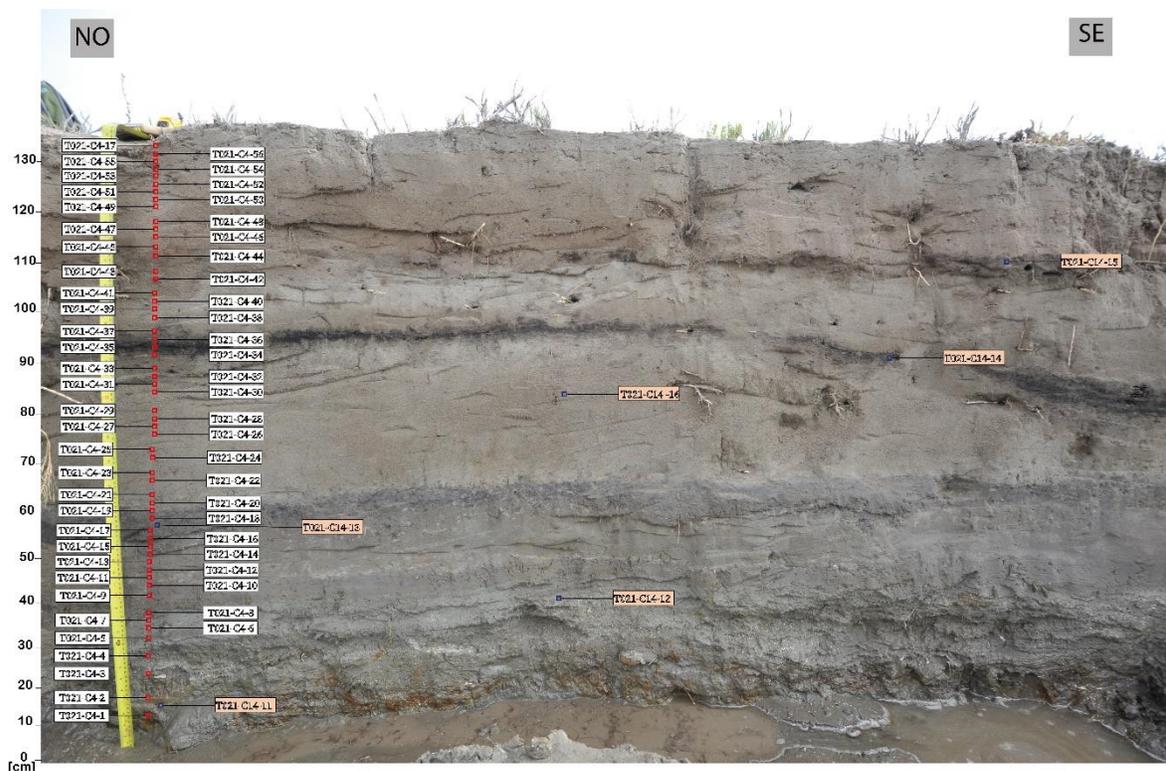


Figura 15. Representación de la toma de muestras realizada en la calicata 4.

## 2.4. Metodología análisis de laboratorio

Durante los primeros días de febrero de 2022 se llevó a cabo el secado de las 137 muestras extraídas de las 3 calicatas realizadas en terreno con fines sedimentológicos, esto se hizo en el Laboratorio de Sedimentología de la Universidad de Chile, en el horno dispuesto para esta tarea; esto se realizó a una temperatura constante de 40° C.

Con las muestras ya secas se procedió a realizar el tamizaje manual de cada una de las muestras. Para esto se seleccionó la malla 18 (1 mm) y malla 200 (74 micrones), obteniendo así de cada muestra 4 productos distintos, todos los productos fueron embolsados y etiquetados en bolsas plásticas con cierre hermético.

- Resultado malla 18
- Resultado malla 200
- Resto de la muestra original
- Excedentes tamizaje malla 18/200

### 2.4.1. Análisis de granulometría

El análisis de granulometría se realizó durante el mes de febrero de 2022, en el Laboratorio de Sedimentología de la Universidad de Chile; este se realizó mediante granulometría láser, con el objetivo de identificar los parámetros sedimentológicos de las distintas capas evidenciadas en terreno para cada calicata realizada.



Figura 16. Tamices malla 200 (izq.), malla 18 (der.)

Para este fin se utilizó el equipo Malvern Mastersizer 2000 (**Figura 17**), el cual emplea la difracción láser, mediante la cual mide las distribuciones de tamaño de las partículas a partir de la variación angular de la intensidad de la luz dispersada cuando un rayo láser pasa a través de la muestra de partículas dispersas. Así, las partículas de mayor tamaño dispersan la luz en ángulos pequeños en relación con el rayo láser, en cambio, las partículas pequeñas dispersan la luz en ángulos mayores, posteriormente analiza los datos de la intensidad de la dispersión angular, para así calcular el tamaño de las partículas responsables de la dispersión; esto de acuerdo con la teoría de Mie de la dispersión de la luz, donde el tamaño de la partícula se registra como un diámetro de esfera equivalente al volumen.

Para realizar esto se introducen las partículas en un medio líquido con índice de refracción conocido, en este caso agua, el cual transporta estas a través de una celda de vidrio normal a un haz de láser, registrando así la luz difractada por las partículas mediante detectores ubicados detrás de la celda.

Con respecto al uso del software del equipo Malvern Mastersizer 2000, se comenzó realizando ajustes al proceso de forma manual mediante **Measure-Manual** para establecer el **Background** creado por el medio líquido y para alinear el haz de láser; esto se realiza de forma automática, sin embargo, si presenta valores alejados de cero (punto en el cual no existe difracción), se puede ajustar manualmente. Con estos pasos

realizados se procedió a utilizar el equipo para analizar las muestras, primero utilizando la función **Clean** para limpiar el equipo (paso realizado también entre cada muestra añadida), para posteriormente dar inicio al análisis con los siguientes parámetros

- Stirrer: 500-700 rpm
- pump: 1250-1400 rpm
- ultrasound: <50

Para cada muestra se agregó una cantidad de manera controlada hasta obtener aproximadamente 15 % de obturación, luego se indica al software a realizar el análisis mediante la opción **Start** ubicada en la pestaña **Measurement Display**. Se configuró el programa para que realizara 3 mediciones y un promedio de estas teniendo así un resultado confiable, este proceso se realizó para las 137 muestras obtenidas de las calicatas, obteniendo resultados exportables con los cuales se trabajó en Excel para graficar las curvas de distribución de tamaño.



Figura 17. Imagen referencial equipo Mastersizer 2000

#### 2.4.2. Análisis de fluorescencia de rayos x (FRX)

Para realizar la caracterización química de los depósitos encontrados se utilizó la espectrometría de fluorescencia de rayos x, la cual consiste en analizar la radiación característica generada por una muestra al ser irradiada con rayos x; de esta forma se obtienen los análisis químicos de manera rápida y sin destruir la muestra.

En el presente trabajo se utilizó el espectrómetro de fluorescencia de rayos x por energía dispersiva Shimadzu EDX-720, que posee un detector compuesto de un semiconductor de Si (Li) enfriado por nitrógeno líquido. Este detector registra la respuesta de los

distintos elementos frente a la radiación x generada, entregando el análisis químico elemental cuantitativo y cualitativo de cada muestra.

El montaje de las muestras en cada porta muestra se realizó durante la segunda mitad del mes de febrero de 2022 y el análisis se realizó en tandas de 15 muestras en el Laboratorio de Sedimentología de la Universidad de Chile.

Este análisis se realizó con el objetivo de determinar concentraciones de elementos útiles para determinar el ambiente o la fuente de los sedimentos. Con esto presente se estudiaron las concentraciones obtenidas de elementos asociados a agua salada como el cloro, sodio, magnesio, azufre, calcio, potasio, bromo entre otros, simultáneamente la presencia de elementos que son parte de minerales pesados y que indican un evento de transporte de alta energía tales como el titanio, hierro y circonio o anomalías en las concentraciones de calcio que podrían indicar la presencia de esqueletos de organismos carbonatados, como foraminíferos, conchas de moluscos o la presencia de algas marinas.



**Figura 2.9. Imagen referencial equipo Shimadzu EDX-720**

Finalmente se analizaron las 137 muestras obteniendo los datos exportables a un archivo de texto donde se procedió a identificar las anomalías o similitudes entre las concentraciones de los elementos previamente mencionados para cada capa en cuestión.

### **2.4.3. Análisis de difracción de rayos x (DRX)**

Con el objetivo de caracterizar los minerales presentes en las distintas capas sedimentarias halladas se realizó el análisis de difracción de rayos x (DRX), este fue realizado en el laboratorio de Cristalografía y Difracción de Rayos X del departamento de Física de la Universidad de Chile.

El análisis se realizó con un Difractómetro de Rayos-X de Polvo, con las siguientes características y parámetros:

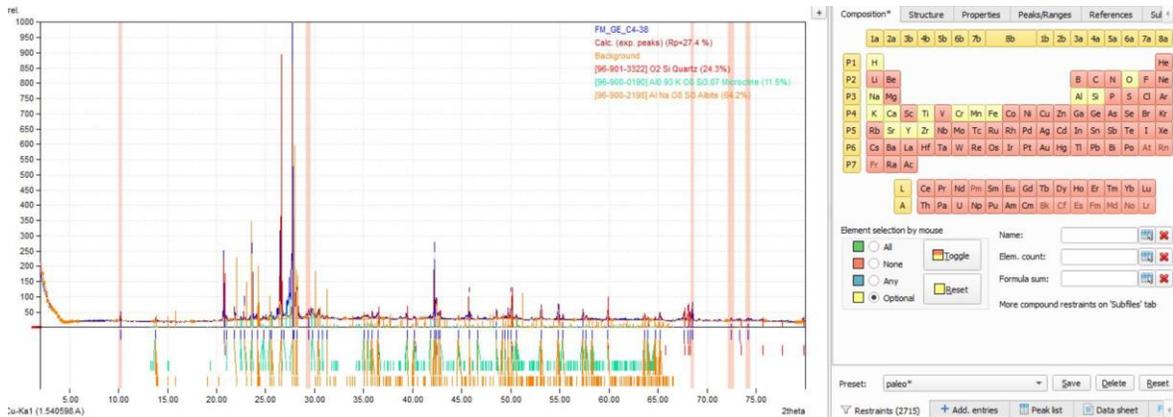
- Marca: Bruker
- Geometría del equipo: Bragg-Brentano
- Modelo: D8 Advance
- Tubo de R-X: Cu (Radiación CuK $\alpha$ 1 = 1,5604 Angstroms)
- Filtro: Níquel
- Detector: Lineal LynxEye
- Potencia utilizada: 40KV / 30mA
- Óptica: Variable

La técnica empleada permite conocer la estructura interna de la materia de forma detallada para determinar la fase cristalina, es decir los minerales de las distintas muestras analizadas. Esto, mediante la interacción de un haz de rayos x, de una determinada longitud de onda, con una sustancia cristalina; la técnica se basa en la dispersión coherente del haz de rayos x por parte de la materia y en la interferencia constructiva de las ondas que están en fase, las cuales se dispersan en determinadas direcciones del espacio.

Para esto se usa la ley de Bragg que indica la dirección en la que se da la interferencia constructiva entre haces de rayos x dispersados coherentemente por un cristal  $n\lambda=2dsen$ .

Posteriormente con los datos obtenidos y la información manejada a través de los softwares Match y Xpowder utilizando la base de datos de Crystallography Open Database (Cod), la cual contiene las respuestas de los distintos minerales a la difracción por rayos x, se compararon visualmente las respuestas para determinar los principales minerales que componen cada una de las 12 muestras analizadas, previamente tamizadas bajo malla 200 para cumplir el tamaño de grano requerido por el equipo.

Cabe señalar que al realizar el análisis en el software Match, para cada muestra se agregó la información obtenida de la fluorescencia de rayos x, descartando los elementos con concentraciones nulas y seleccionando los elementos reportados.



**Figura 18.** Representación del uso del Software Match, a la derecha se muestra el filtro de elementos realizado mediante FRX).

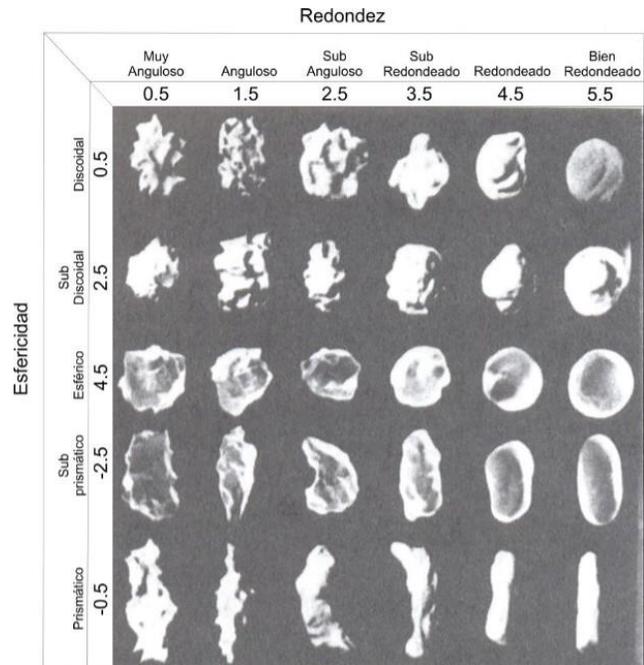
#### 2.4.4. Análisis micropaleontológico y madurez textural

A fin de realizar el análisis micropaleontológico y de madurez textural se utilizó la lupa binocular facilitada por el Laboratorio de Sedimentología de la Universidad de Chile, durante abril de 2022.

Para estimar la madurez textural se utilizó la clasificación propuesta por Powers (1953 y 1982) para poder establecer la media de redondeamiento y esfericidad (**Figura 19**) de cada muestra, con el objetivo de determinar los posibles ambientes de origen y transporte de los sedimentos analizados.

La micropaleontología es uno de los factores determinantes para clasificar depósitos de paleotsunamis, esto debido a que encontrar microfauna asociada a un determinado ambiente, en este caso fondo marino, indicaría un evento de alta energía capaz de trasladar estos restos a una distancia considerable de la línea de costa y aún más desde la profundidad a la cual están ligados, es por esta razón que se enfocó el trabajo en revisar cada muestra obtenida mediante la lupa binocular para identificar foraminíferos especialmente del orden Rotaliina al ser el orden más abundante presente en las costas de la región con 99.8 % como evidencia el trabajo realizado por Fonseca Valdebenito (2018), en "Paleoecología de foraminíferos bentónicos holocenos de la Bahía de Guanaqueros, Región de Coquimbo, Chile", también se identificaron algunos especímenes como ostrácodos y espículas. Con esto presente se buscó establecer un parámetro de evidencia de paleotsunamis en las capas registradas.

Para estos dos procesos se utilizó la muestra original seca sin tamizaje previo, sin embargo, algunas muestras fueron lavadas con el objetivo de poder identificar de mejor manera el contenido de microfósiles en éstas.



**Figura 19. Comparación visual para estimar madurez textural Powers (1953).**

## 2.5. Determinación cronoestratigráfica

con respecto al análisis cronoestratigráfico, en el presente estudio se recopilamos 17 muestras de conchillas y restos orgánicos para su posterior datación mediante radiocarbono, cuyo análisis se encuentran pendiente. Por esta razón, se utilizaron las dataciones obtenidas en el trabajo realizado por Easton *et al.* (2022), en el que se describieron dos calicatas (**Figura 20**) cercanas a las tres realizadas en este estudio, con el objetivo de identificar y determinar la cronoestratigrafía de depósitos de paleotsunamis. Para esto se dataron las capas superiores e inferiores de estos depósitos de arena distintivos, acotando cada capa temporalmente; de esta manera obtuvieron tres edades representativas para las capas de paleotsunamis: 1108 ( $\pm 77$ ) C.E, 1346 ( $\pm 50$ ) C.E y 1473 ( $\pm 37$ ) C.E. (Easton *et al.*, 2022).



Figura 20. Ubicación calicatas realizadas por Easton *et al.* (2022) señaladas con un punto negro y en rojo las realizadas en el presente estudio.

Debido a la cercanía de estas calicatas y a la semejanza en los estudios realizados se procedió a realizar una correlación cronoestratigráfica entre las capas estudiadas, comparando sus características sedimentológicas y estratigráficas para poder establecer una continuidad espacial y temporal.

# Capítulo 3

## Resultados

### 3.1. Cartografía geomorfológica

En el área de estudio se identificaron diversas geomorfologías apoyándose en las imágenes satelitales, imágenes del dron, bibliografía y observaciones realizadas en terreno. A continuación, se presenta un listado de estas acompañado del mapeo cartográfico realizado a escala del área de estudio en la bahía Barnes (Tongoy).

#### Formas fluviales y costeras

- Quebradas con pendiente suave, perpendiculares a los cordones litorales que disectan los niveles de terrazas marinas; presentan flujos de tipo meándrico hacia la costa variando a anastomosado río arriba (**Figura 21**).



**Figura 21.** Imagen satelital del estero y llanura de inundación del estero Tongoy, representando una forma meándrica.

- Terrazas fluviales, ubicadas en la base de los valles, se corresponden con la llanura de inundación actual, por donde fluyen los cauces. Son depósitos no consolidados, compuestos por gravas de diverso tamaño y matriz de arena abundante; la forma de los bancos y canales que poseen se reacomodan ante cada evento de crecidas. Sobre este nivel de terrazas fluviales se presenta un nivel superior aterrizado con

sedimentos aluviales y fluviales, este nivel solo se inunda bajo crecidas mayores; se observa una vegetación más espesa y abundante, que da cuenta de un mayor tiempo sin inundaciones destructivas.

- Lagunas litorales, presentes en las desembocaduras de los cauces asociados a las quebradas (**Figura 7**), se encuentran cerradas al mar por una barrera litoral, en el caso del estero Tongoy esta barra no se encuentra cerrada en su totalidad y presenta una abertura al mar siguiendo la ladera sur de poco más de 20 metros. En estos lugares se encuentra vegetación tipo palustre asociadas a humedales.

### Formas Eólicas

Las formas eólicas presentes en el área de estudio son principalmente distintos tipos de formas dunares que se extienden a lo largo de la bahía Tongoy y Barnes.

- Bahía Tongoy: Se observa una sucesión desde la playa hacia la zona distal de dunas embrionarias (**Figura 22**); seguido de dunas anteriores con forma de *nebka* cubiertas de *Ambrossia Chamissonis*. Tras estas dunas surge el nivel palustre, donde aparece el nivel freático y vegetación palustre. Posteriormente se presentan dunas secundarias más antiguas, estabilizadas, con un color más pardo y vegetación sobre estas. En algunas zonas es posible diferenciar dos tipos de depósitos dunares con características transversales, estableciendo el más reciente de un color más claro y con menos densidad de vegetación (**Figura 23**); estos depósitos se extienden desde la costa hasta el pie del acantilado producto de la terraza marina más próxima.



**Figura 22. Duna embrionaria en primer plano seguida de dunas anteriores, bahía de Tongoy Imagen extraída del proyecto FONDECYT N° 1120234.**

- Bahía Barnes: en esta bahía se presentan desde la playa al continente, dunas embrionarias en la playa, seguido de cordones de dunas anteriores vegetados también por *Ambrosia Chamissonis*. Al igual que en la bahía Tongoy se presenta una depresión interdunar con características palustres. Posteriormente se presentan dunas estabilizadas por vegetación y con alta intervención humana (caminos en varias direcciones), extendiéndose alrededor de 200 metros. Seguido por una zona con mayor sedimentación que presenta remanentes de dunas vegetadas erosionadas, seguidas de dunas transversales con una extensión hacia el continente de alrededor de 300 metros.



**Figura 23. Dunas transversales vegetadas en la zona distal de la bahía de Tongoy Imagen extraída del proyecto FONDECYT N° 1120234.**

### **Formas Marinas**

- Terrazas marinas: en el área de estudio se presentan 3 de las 5 terrazas marinas descritas por diversos autores (Ferrando *et al.*, 1977; Ota *et al.*, 1995; Saillard *et al.*, 2009, 2012; Le Roux *et al.*, 2006; Pfeiffer *et al.*, 2011), estas terrazas son producto de la erosión marina, alzamientos tectónicos y variaciones del nivel del mar. Fueron identificadas comparando la bibliografía con los escarpes presentados entre estas en las curvas de nivel.



**Figura 24. Terrazas marinas presentes en el área de estudio, elaboración mediante QGIS, basado en la bibliografía y curvas de nivel.**

- Paleocordones de playa: geformas dispuestas paralelas a la línea de playa, se presentan sobre el nivel de terrazas marina 2, son producto de una etapa regresiva del nivel del mar debido a un alzamiento tectónico continental, datado en el Pleistoceno Medio (Emparan y Pineda, 2006), la preservación de este paleorelieve se debe a el desarrollo de calcretas resistentes a las condiciones húmedas (Pfeiffer, 2011).

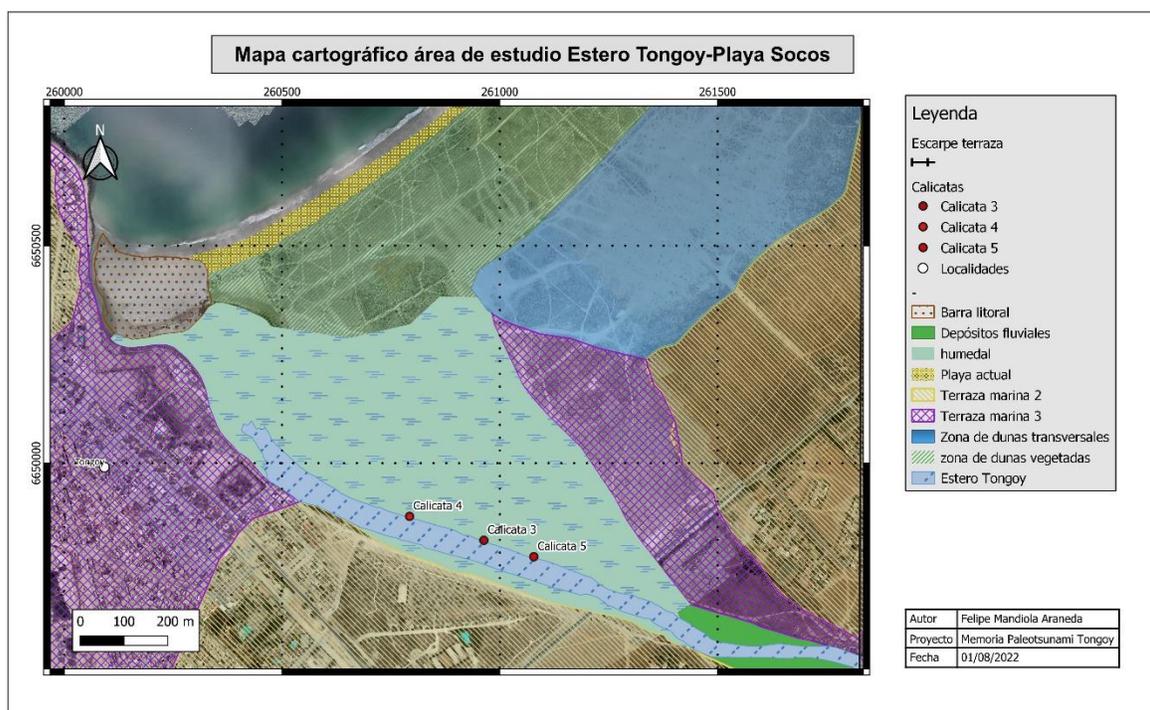


Figura 25. Mapa cartográfico con las morfologías evidenciadas en el área de estudio, Elaboración propia mediante software QGIS.

### 3.2. Registro terremotos tsunamigénicos

Como se estableció en el apartado de introducción las costas de la Región de Coquimbo han sido golpeadas numerosas veces por eventos sísmicos, provocados principalmente por aquellos generados en la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, algunos de los cuales han producido tsunamis como han sido los casos de 1730, 1849, 1880, 1922 y 2015 (Taulis, 1938; Udías *et al.*, 2012). Esto ha ocasionado diversas consecuencias tanto humanas, geológicas y materiales; sin embargo, para este estudio se profundizará solo en los eventos tsunamigénicos que han afectado considerablemente las costas de la bahía de Tongoy. Con esto presente se seleccionaron los terremotos de Vallenar 1922 y Illapel 2015, para los cuales se realizó un catastro de sus consecuencias, así como los principales registros históricos tanto a nivel local como regional.

#### Terremoto 1922

Para el terremoto de 1922 el boletín del Servicio Sismológico de Chile año de 1922 (Carlos Bobillier, 1922) reportó lo siguiente:

El 10 de noviembre a las 23:53 se registró por parte de las oficinas del telégrafo de la ciudad de Vallenar la alerta de temblor (“está temblando”), movimiento percibido 10 segundos más tarde por la oficina de Copiapó; no pudo registrarse observaciones

instrumentales ya que el péndulo Wiechert de la estación sismológica de Copiapó se rompió (Sismógrafo utilizado).

Consecuencias del terremoto en la provincia de Coquimbo.

- **La Serena:** "La población sufrió muchos perjuicios 30 casa quedaron reducidas a ruinas; el edificio de la intendencia quedo en mal estado; en el cuartel del regimiento Arica se destruyó el pabellón de la enfermería; los postes del telégrafo y teléfono se cayeron, se cortó la luz eléctrica; Hubo varios heridos".
- **Vicuña:** "Los edificios de la gobernación, cuartel de policía, escuela superior y otros quedaron en ruinas. Los demás edificios de la población sufrieron perjuicios de consideración. No hubo desgracias personales".
- **Tongoy:** "Los edificios quedaron en mal estado. No hubo desgracias personales".
- **Illapel:** "Se sintió muy fuerte de tres minutos de duración; pero no causo perjuicios de consideración. Los temblores continuaron a cortos intervalos".

Las ciudades y pueblos al sur de Illapel no tuvieron daños.

### **Tsunami 1922**

20 o 30 minutos después del temblor, según cada localidad se produjo el tsunami que causó grandes daños y víctimas en el tramo de costa comprendido entre los puertos de Chañaral y Coquimbo.

Se reportó que el tsunami presento tres salidas del mar y por consiguiente tres reflujos mayores seguidos por flujos más pequeños, estos terminaron alrededor de las 5:30 A.M del día 11 de noviembre.

Consecuencias del Tsunami en la provincia de Coquimbo.

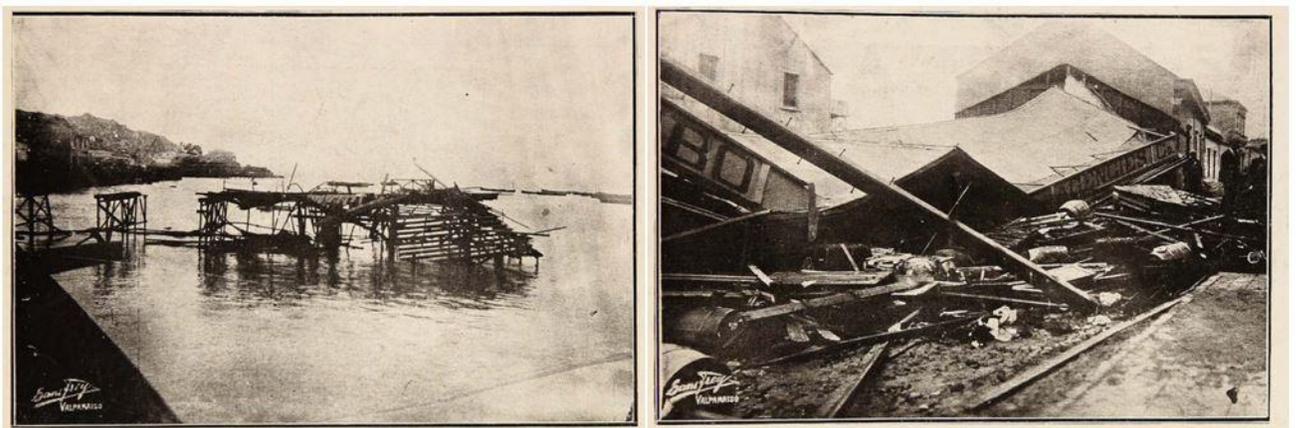
- **Coquimbo:** "Según observadores que merecen fe el primer ascenso de las aguas tuvo lugar media hora después del terremoto y alcanzo a + 2.3 metros sobre la marea media. Un cuarto de hora después sucedió la segunda salida del mar y otro cuarto de hora más tarde, es decir alrededor de las 1h. del día 11 tuvo lugar la tercera onda ascendente máxima que alcanzo a + 4.6 mts. en algunas partes el mar salió hasta 4 cuadras, inundando la población obrera "Victoria", barrio de unas 200 casitas, que fueron arrasadas por las aguas. El maremoto destruyo las bodegas y oficinas del ferrocarril, parte del malecón, muelle de pasajeros. Sufrieron perjuicios la Plaza Vicuña Mackenna, Maestranza Mac-Auliffe, fábrica de velas The Coquimbo Agencias Co, Sociedad pesquera y frigorífico, estación radiotelegráfica".

Víctimas: A causa de la inundación y destrucción de la población "Victoria" hubo 24 muertos y algunos heridos.

- **Los Vilos:** El maremoto destruyó una docena de casitas de pescadores y en gran parte del muelle.

**Tabla 2. Consecuencias ocasionadas por el maremoto del 11 de noviembre de 1922. Fuente Servicio Sismológico de Chile año de 1922.**

Puertos	Coordenadas Lat./Long	Muertos	Altura máxima del mar
Arica	18°28′/70°20′	no registrados	no registrado
Antofagasta	23°39′/70°24′	no registrados	no registrado
Taltal	25°25′/70°35′	no registrados	no registrado
Chañaral	26°20′/70°40′	no registrados	+5,50 metros
Caldera	27°3′/70°52′	20	5,50 metros
Carrizal Bajo	28°5′/71°12′	no registrados	Se interno 2 kilómetros
Huasco	28°28′/71°17′	no registrados	Se interno 1,5 kilómetros
Coquimbo	29°57′/71°21′	24	4,60 metros
Los Vilos	31°55′/71°31′	no registrados	no registrado



**Figura 26. Imágenes tomadas luego del terremoto y tsunami de 1922. A la izquierda el muelle de Coquimbo destruido, a la derecha bodegas y oficinas de The Coquimbo Agencies Co., fuente Álbum gráfico del terremoto del norte (1923).**

## **Terremoto 2015**

- Fecha: 16 de septiembre de 2016, 19:54:31.
- Epicentro: coordenadas 71.864°W y 31.553°S a 11 kilómetros de profundidad (reportado por el Centro Sismológico Nacional) (CSN) y 71.670°W 31.570°S a 20,7 kilómetros de profundidad por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS).
- Magnitud: (Mw) 8.4 (CSN) y (Mw) 8.3 (USGS).
- Tipo: Sismo inter-placa (Nazca y Sudamérica).

El día 16 de septiembre de 2016 a las 19:54 se registró un sismo de magnitud 8.4 en las costas de la Región de Coquimbo producto de la ruptura en la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, duró cerca de 70 segundos y causó gran destrucción en el norte de Chile, el sismo fue percibido en gran parte de Chile y en algunas zonas de Argentina.

Este terremoto se produjo en una zona donde han ocurrido terremotos del mismo tipo (interplaca), como es el caso del terremoto del 6 de abril de 1943, con una magnitud  $M_w$  8.2 sin embargo el tsunami reportado por el sismo de 1943 es considerablemente menor al ocurrido en 2015. Estudios han determinado la zona de ruptura fue cercana a los 200 kilómetros entre los 30 y 32° S y podría haber sido desencadenado por la deformación viscoelástica de la astenósfera tras el terremoto de 2010 en la Región del Biobío, enmarcándolo en una secuencia de eventos desde el mega terremoto de 1730 (Ruiz *et al.*, 2016). Trabajos recientes indican que el alzamiento de la costa (uplift) producto del terremoto fue de entre 20-40 centímetros en las costas cercanas al epicentro y de 5-10 centímetros hacia el norte y sur de estas (Easton *et al.*, 2022).

Según confirma la Cámara Chilena de la Construcción, fueron siete regiones que sufrieron las consecuencias del movimiento. Sin embargo, la más afectada fue Coquimbo que registró considerables daños en sus estructuras, entre las que destacan el hospital, el Faro, el centro de la Teletón, la costanera, el Liceo de Coquimbo, el mall de La Serena entre otros.

## **Tsunami 2015**

Después de siete minutos de ocurrido el terremoto el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA), decretó alarma de tsunami para todo el borde costero. El tsunami golpeó las costas de la Región de Coquimbo a las 20:14, provocando graves inundaciones en la región, con olas que alcanzaron los 4.5 metros.

Se han reportado y realizado modelos para determinar las cotas máximas de inundación (run ups) producidas por el tsunami, estableciéndolas entre 4 a 11 metros aproximadamente en la Región de Coquimbo (Aránguiz *et al.*, 2015; Easton *et al.*, 2022). Esta inundación dejó depósitos de arena de tsunami de entre 10 a 50 centímetros de espesor con una superficie basal erosiva y enriquecidos en minerales pesados, como reportan Bahlburg *et al.* (2018).

En el caso de la bahía de Tongoy se reportaron run-ups de entre 3.8 y 5.7 metros (Aránguiz *et al.*, 2015); estos se muestran junto con la carta de inundación de Tongoy en la **Figura 27**. Se registró también el impacto del tsunami a la vegetación de la planicie aluvial en el estero Tongoy y una capa de arena de tsunami en la orilla norte del estero Tongoy. Ésta presentaba una base erosiva sobre sedimentos aluviales de hasta 15 centímetros de espesor, a la cual se le realizaron análisis sedimentológicos en Easton *et al.* (2022).



**Figura 27.** Carta de inundación del tsunami de 2015 en Tongoy modificada de Aránguiz *et al.* (2017), abajo imágenes de la evolución de la barra de arena del estero Tongoy pre y post tsunami.

Una evidencia visible del tsunami de 2015 en las costas de Tongoy fue la erosión de casi la totalidad de la barra de arena litoral encontrada en la desembocadura del estero con el mar, sin embargo 4 años después la barra fue restaurada en su totalidad por los

procesos sedimentológicos que involucran al mar y al estero Tongoy (**Figura 27**).

Producto del terremoto y posterior tsunami 15 personas perdieron la vida; 2 resultaron heridas; 10 albergados; 27.722 damnificados; 2.442 viviendas destruidas y 2.712 con daño mayor no habitable según indica la Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior (ONEMI). Cabe señalar la oportuna evacuación de los habitantes en el borde costero y el funcionamiento de las instituciones encargadas de alertar a la población, las que fueron un factor clave para no aumentar el número de fallecidos y heridos (según el Reporte del Gobierno Regional de Coquimbo 17 de septiembre).

Al ser el terremoto de 2015 más reciente, es el que cuenta con los datos más fiables y con mayor cantidad de registros tanto audiovisuales como de investigación. En el campo de la geología se han realizado investigaciones tanto a las características del terremoto y tsunami como a los depósitos dejados por éste último (Aránguiz *et al.*, 2017; DePaolis *et al.*, 2021; Easton *et al.*, 2022). Se ha entendido como una oportunidad privilegiada para establecer las características estratigráficas, sedimentológicas y evidencias geomorfológicas dejadas por el evento reciente para poder compararlas con el paleo registro geológico presente en la zona.

### 3.3. Estratigrafía, sedimentología y paleontología de cada calicata

En el siguiente apartado se presentan los resultados obtenidos de los análisis sedimentológicos, estratigráficos y químicos llevados a cabo durante los meses de febrero, marzo y abril de 2022, para representar estos resultados se optó por dividirlos por calicata para facilitar su posterior correlación espacial.

Para ubicar previamente las áreas de trabajo, específicamente los lugares donde se levantaron las calicatas, se presenta la (Figura 28) indicando la ubicación exacta de cada una de estas.

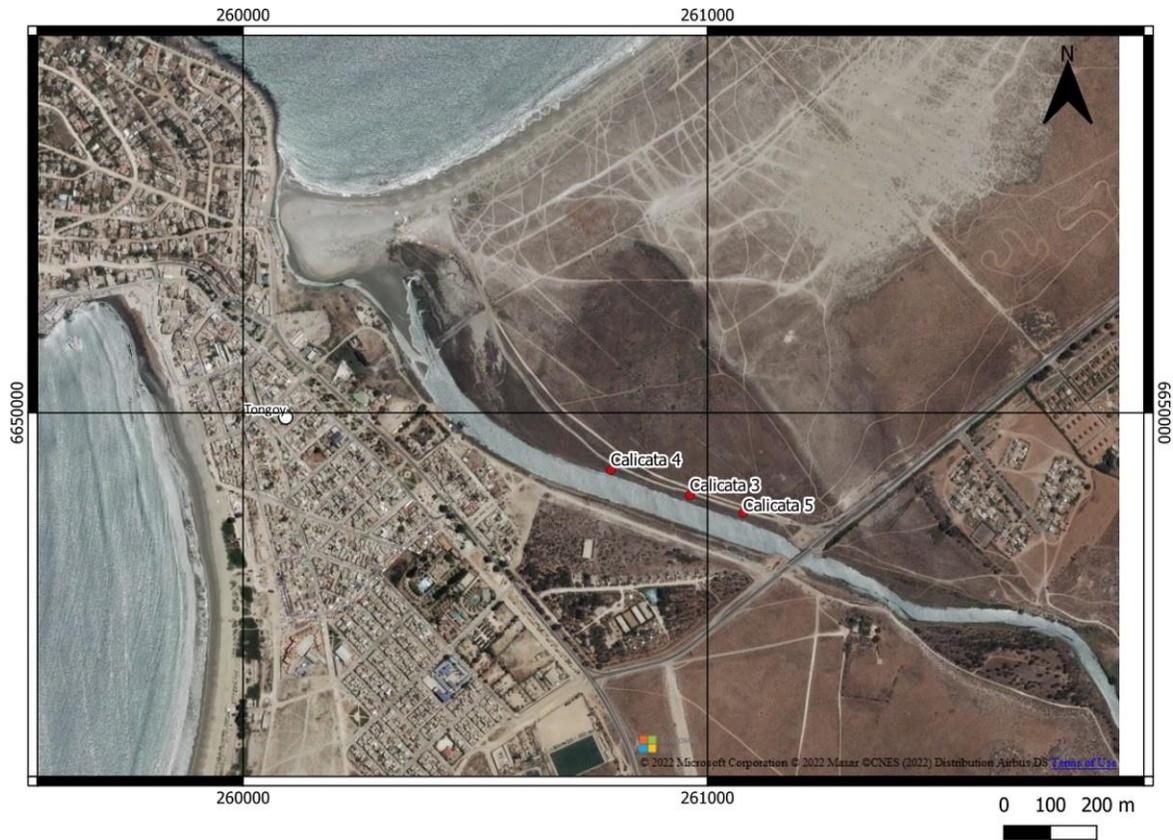


Figura 28. Ubicación calicatas.

#### 3.3.1. Calicata 3

La calicata 3 fue realizada a 975 metros de la costa presenta una profundidad de 1.2 metros y un largo de 4.5 metros, en esta calicata se reconocieron mediante el análisis estratigráfico tres capas de arena fina (A, C, D) de un color marrón claro, distintiva

respecto de las capas infra y sobreyacentes (**Figura 31**), con presencia de una base erosiva, espesor variable y cierta continuidad lateral, junto con además de una pequeña capa (X) aislada de arena fina que presentaba similitudes con las otras tres capas identificadas, todas interpretadas como depósitos de tsunami. El análisis granulométrico, este evidenció características en común entre las capas reportadas con 2 peaks en su curva granulométrica, uno pequeño alrededor de los 30  $\mu\text{m}$  con menos del 2 % y otro mayor cercano a los 150  $\mu\text{m}$  de un 10-14 % (**Figura 31**).



**Figura 29. Calicata 3 estero Tongoy.**

Incluyendo las cuatro capas de arena previamente mencionadas, se reconocieron ocho capas en total. De base a techo, una capa de arena fina de al menos 70 centímetros de potencia con presencia de óxidos y conchillas asociada a un ambiente supralitoral, con una curva granulométrica de un solo máximo a los 180  $\mu\text{m}$ ; sobre esta, la capa de arena C con un espesor variable de entre 5-10 centímetros, seguida de una capa de arena fina-media marrón oscuro, que presenta una curva granulométrica más suavizada con dos pequeños máximos en 40 y 150  $\mu\text{m}$ . Sobre esta última se encuentra la capa de arena B de entre 10-15 centímetros de potencia, seguida de una capa de fango de 30 centímetros de potencia con pequeñas capas de turba de un color negro hacia el techo de esta; finalizando se encuentra la capa de arena A con una potencia de solo 2 a 5 centímetros cubierta por 20 centímetros de sedimentos aluviales.

Los análisis químicos realizados mediante fluorescencia de rayos x (FRX) dan cuenta de un aumento apreciable en las concentraciones de Ti, Ca, Sr y Fe especialmente en las dos capas inferiores (C y D), indicando un posible origen marino y un transporte de mayor energía para la depositación de elementos pesados en estas capas.

Los análisis realizados en la lupa binocular permitieron identificar especies de microorganismos, principalmente foraminíferos (*Buccella Peruviana*, *Ammonia Beccarii*), ostrácodos, espículas y pequeños gastrópodos; los foraminíferos fueron hallados en las cuatro capas previamente señaladas como depósitos de tsunamis y al ser organismos presentes en ambientes marinos son importantes para identificar el paleoambiente de la fuente de los sedimentos. Los foraminíferos encontrados responden a un ambiente marino somero a profundo de entre 10-200 metros de profundidad y es fundamental señalar que el hallazgo de estos microorganismos se corresponde con el aumento de las concentraciones de calcio en estas capas, al ser la calcita el principal mineral que compone su estructura (**figura 30**).

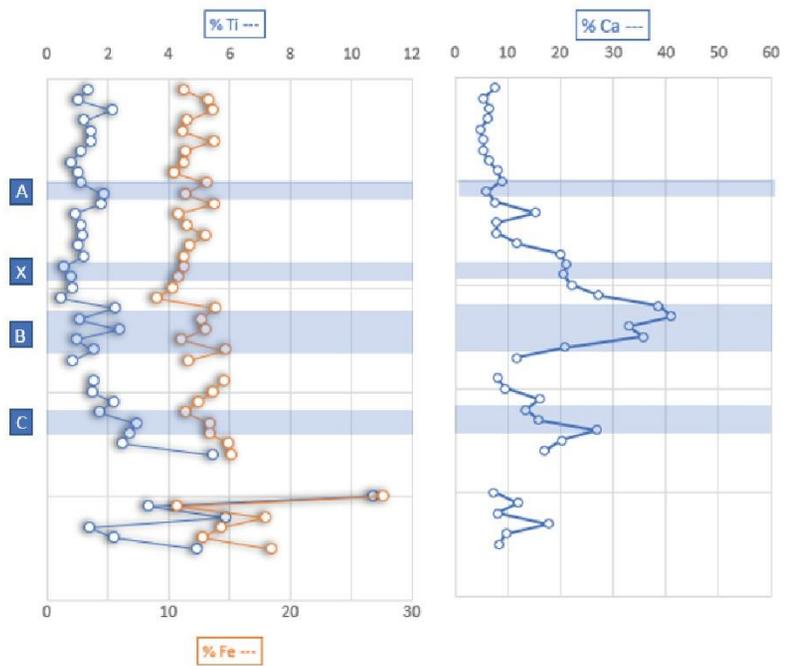
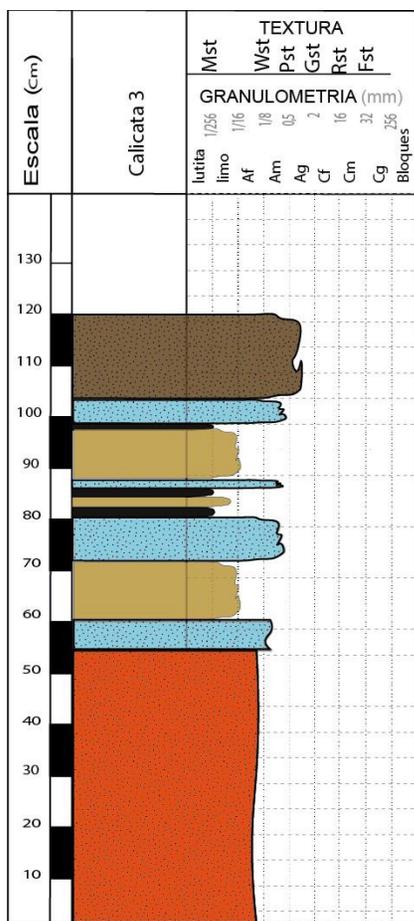


Figura 30. Columna estratigráfica y gráfico representando alguno de las concentraciones de elementos obtenidas de la calicata 3. A la derecha imágenes representativas de los microorganismos hallados. Capa X espícula (triatinas). Capa C (Buccella Peruviana).

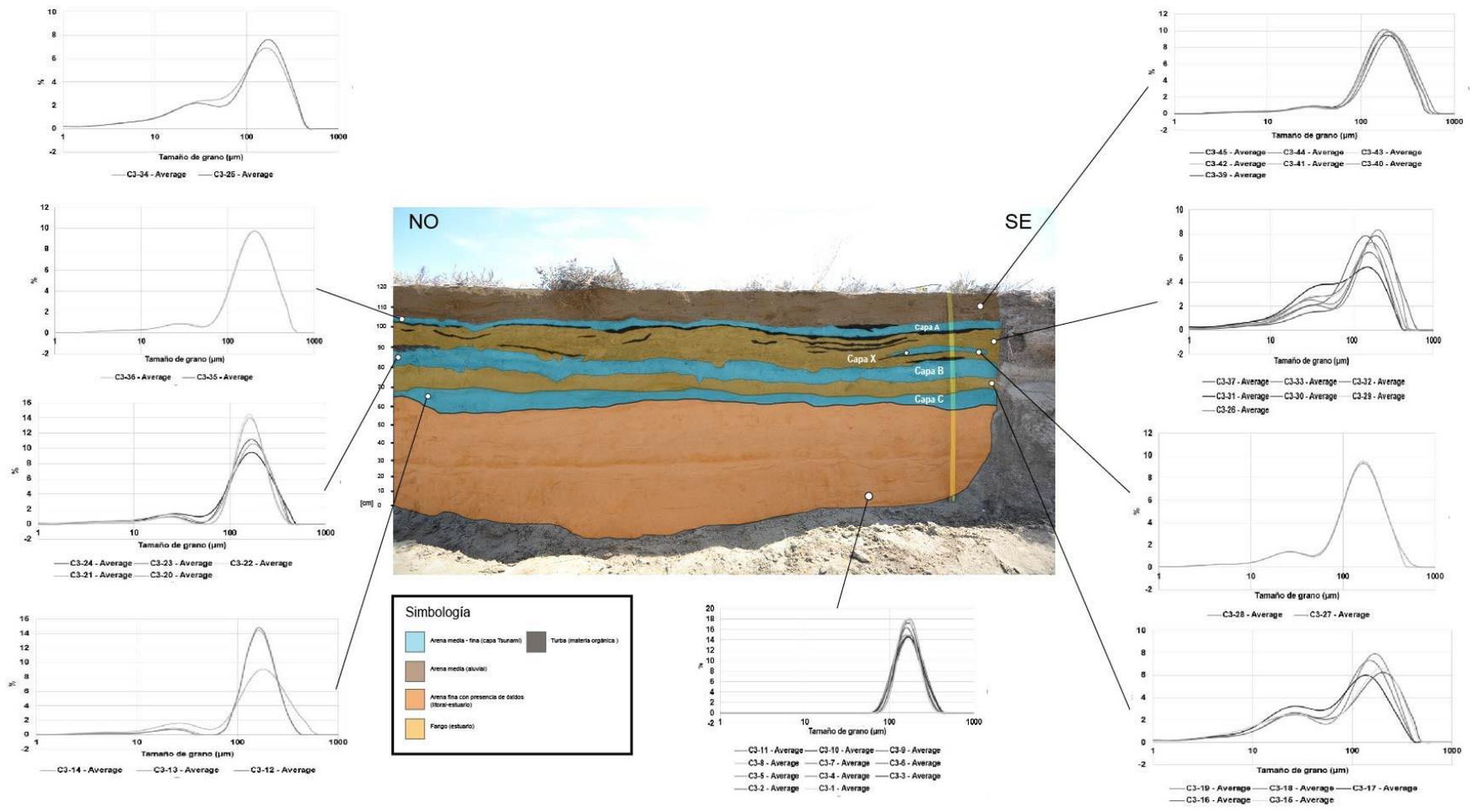


Figura 31. Mapeo geológico calicata 3 estero Tongoy (en celeste los depósitos de paleotsunamis inferidos)

### 3.3.2. Calicata 4

La calicata 4 fue la calicata realizada más cerca de la línea de costa a 810 metros de ésta, presenta una profundidad de 1.33 metros y un largo de 5 metros. En ésta calicata se reconocieron, mediante el análisis estratigráfico ocho capas sedimentológicas, de base a techo, unidad basal de al menos 20 centímetros de espesor compuesto por arena fina con presencia de óxidos y capas con conchillas, se asocia a un ambiente supralitoral, seguida de una capa de fango de un color marrón oscuro con alrededor de 10 centímetros de espesor. Sobre esta última se emplaza mediante un contacto erosivo una capa de arena de grano medio-fino continua de 10 centímetros de espesor, esta capa se asoció potencialmente a un paleotsunami (C). Cubriendo a la capa C se presenta otra capa de fango de similares características, ambas capas de fango se plantean como pertenecientes a un ambiente de estuario. A continuación, se presentan las dos capas de arena media-fina de mayor potencia halladas (A y B) de entre 20-30 centímetros variando lateralmente entre estos espesores; estas están separadas por una fina capa de turba de 2-5 centímetros de potencia, ambas capas presentan contacto inferior erosivo, finalizando con una capa de arena media.



Figura 32. Calicata 4 estero Tongoy.



**Figura 33.** Estructuras producto de la erosión del tsunami sobre la capa subyacente Calicata 4.

En el análisis granulométrico realizado se evidenció una similitud entre las curvas granulométricas reportadas para las tres capas de arena anómalas encontradas en esta calicata denominadas A, B y C, con dos máximos uno pequeño cercano a los  $40 \mu\text{m}$  y uno mayor alrededor de los  $200 \mu\text{m}$  (**Figura 35**).

Los análisis químicos realizados mediante fluorescencia de rayos x (FRX) entregaron resultados tales como, el aumento de las concentraciones de Ti y Fe en las capas A, B y C, así como un aumento considerable en las concentraciones de Ca en la capa B disminuyendo hacia el techo, este aumento de las concentraciones de Ca es leve en la capa C y no es apreciable en la capa A (**Figura 34**).

Con respecto a los microorganismos encontrados, al igual que para la calicata 3 se encontraron foraminíferos bentónicos (*Bucella Peruviana*), en todas las capas de arena previamente seleccionadas como posibles depósitos de paleotsunami, con una mayor abundancia en la base de la capa B (Muestras C4-20, 21, 22), además de la presencia de ostrácodos lisos y algas carofitas. Estas concentraciones de microorganismos se corresponden con el aumento de las concentraciones de Ca como se puede observar en la **Figura 34**.

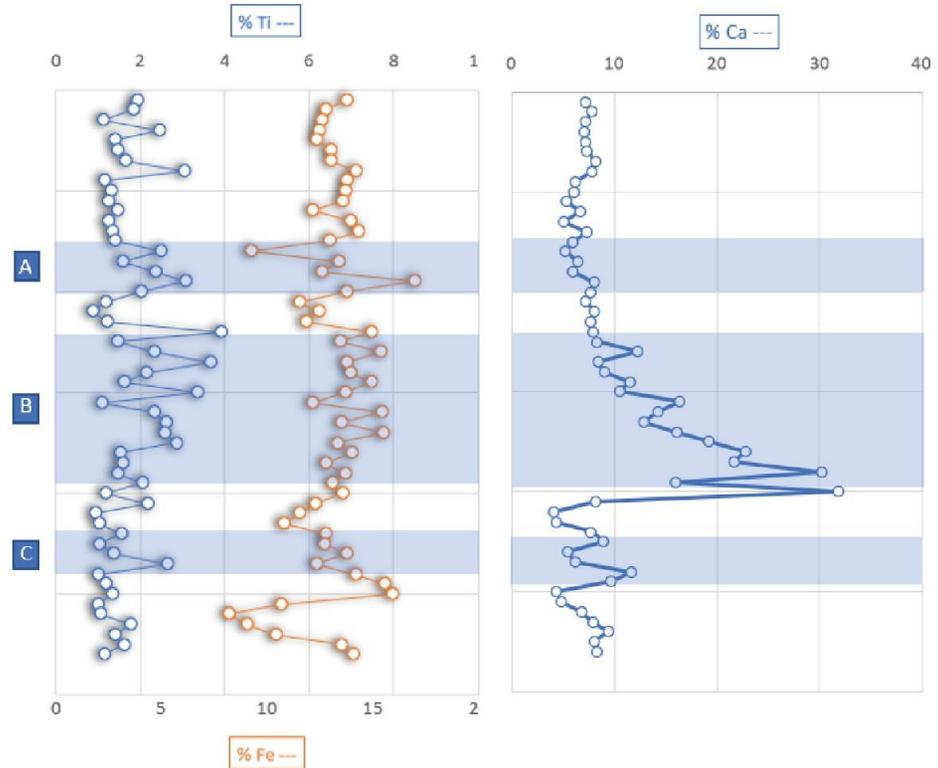
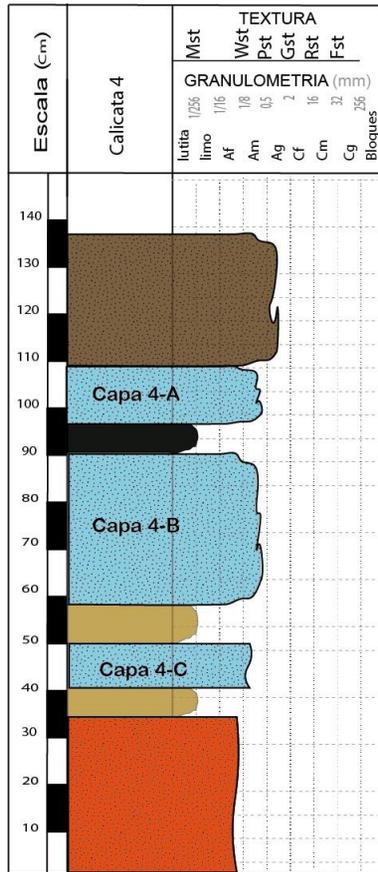


Figura 34. Columna estratigráfica y gráfico representando algunas de las concentraciones de elementos obtenidas de la calicata 4, a la derecha imágenes representativas de los microorganismos hallados en las capas A B y C, (*Bucella Peruviana*).

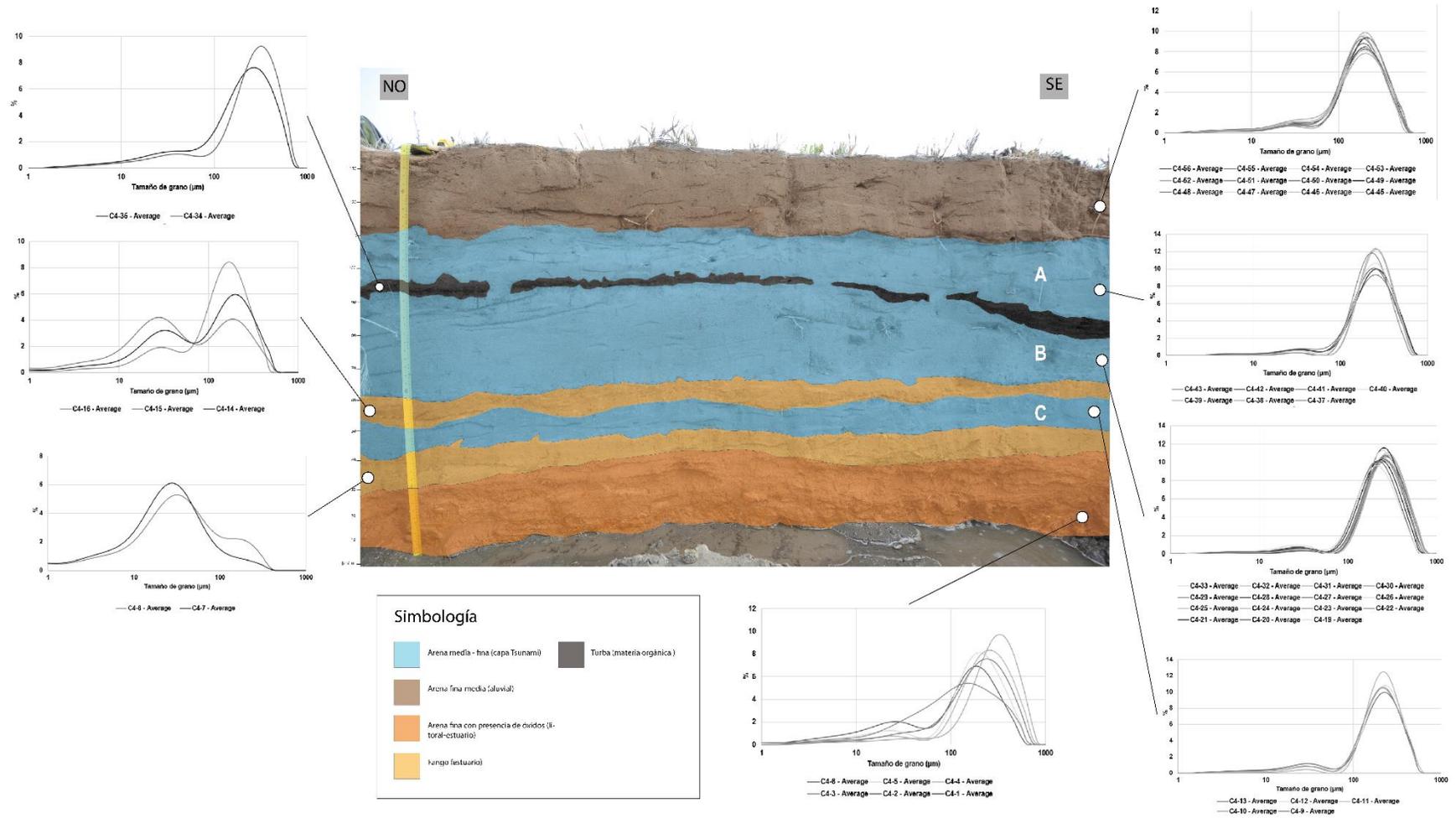


Figura 35. Mapeo geológico calicata 4 estero Tongoy (en celeste los depósitos de paleotsunamis inferidos).

### 3.3.3. Calicata 5

La calicata 5 fue realizada a 1118 metros de la costa, presenta una profundidad de 1.3 metros y un largo de 3 metros, su estratigrafía dio cuenta de ocho capas de sedimentos. Su base al igual que en la calicata 3 y 4 presenta una capa de sedimento de arena fina con presencia de óxidos y restos de conchas asociadas a un ambiente supralitoral, sobre esta una intercalación de depósitos aluviales, con depósitos de tipo fango y turba asociados a un ambiente de tipo estuario, ya hacia el techo de ésta calicata se encontró una capa de arena media-fina con base erosiva estableciéndola como posible depósito de paleotsunami, finalizando con una capa de arena media.



Figura 36. Calicata 5 estero Tongoy.

El análisis granulométrico realizado para las muestras de arena de la capa cuyo origen se propone como producto de un paleotsunami, entregó una curva granulométrica con 2 máximos uno cercano a los 30  $\mu\text{m}$  y otro mayor cerca de los 180  $\mu\text{m}$ , como se puede apreciar en la **Figura 38**.

En lo que respecta a la concentración de elementos entregada por los análisis de fluorescencia de rayos x (FRX) se pudo apreciar un aumento considerable de elementos pesados como el Ti principalmente y el Fe en la capa A (candidato a depósito de tsunami), sin embargo, no se presentó un aumento en las concentraciones de calcio en esta, a su vez en esta capa se encontró escasa presencia de microorganismos, encontrando solo 2 foraminíferos en las 3 muestras analizadas a la lupa binocular.

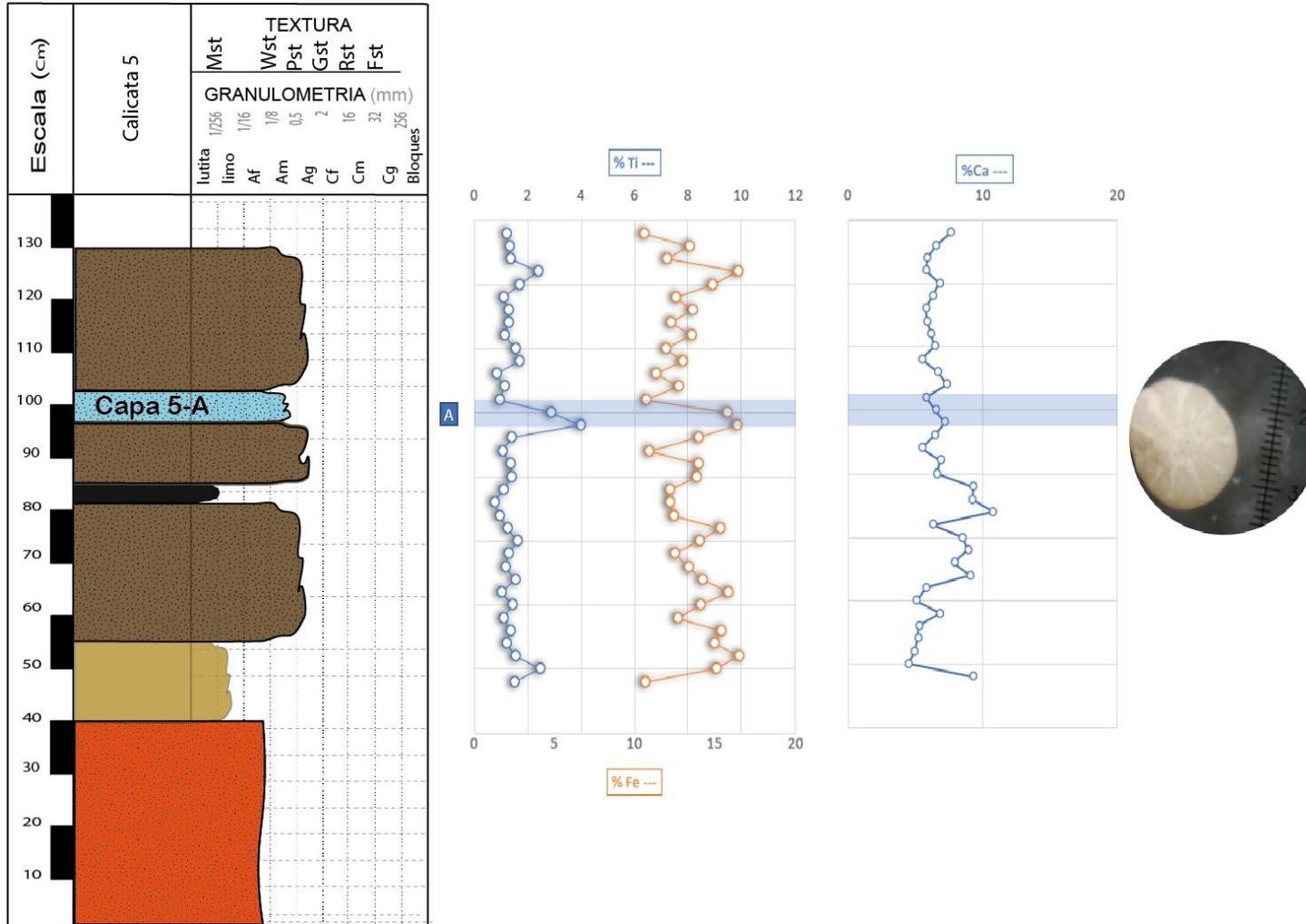
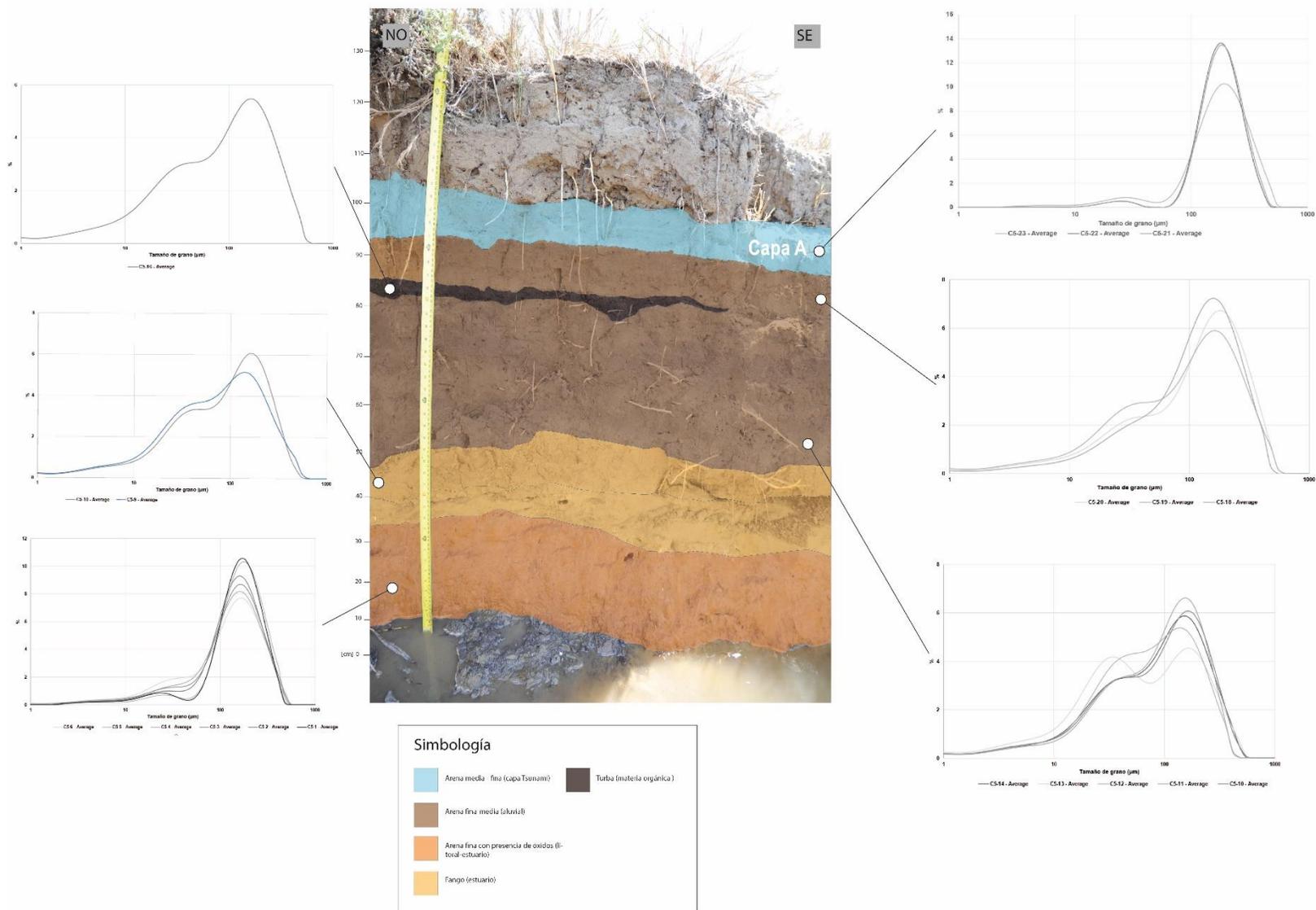


Figura 37. Columna estratigráfica y gráfico representando algunas de las concentraciones de elementos obtenidas de la calicata 5, a la derecha imágenes representativas de foraminíferos hallados en la capa A (Bucella Peruviana).



**Figura 38. Mapeo geológico calicata 5 estero Tongoy (en celeste los depósitos de paleotsunamis inferidos).**

### 3.4. Difracción de rayos X (DRX)

A continuación, se presentan una tabla con los resultados obtenidos mediante el tratamiento de los datos del difractómetro de rayos X para cada muestra analizada, indicando su capa y calicata de origen. Esto con la finalidad de tener una referencia mineralógica de cada unidad analizada.

Se obtuvieron un total de 10 fases minerales en las muestras analizadas, entre las cuales se encuentran cuarzo, microclina, halita, albita, wollastonita, anortita, calcita, estilpnomelana, biotita y muscovita; sin embargo, las facies que presentaron mayor consistencia en las muestras fueron cuarzo y albita.

**Tabla 3. Resultados análisis DRX.**

Descripción muestras	Código	Altura calicata (Cm)	Minerales
Arena fina(supralitoral)	C4-2	15-20	Cuarzo, Biotita, Anortita, Wollastonita
Limo arenoso color marrón oscuro	C3-16	62-64	Cuarzo, Anortita, Estilpnomelana
Turba color negro	C3-25	80-82	Albita, Cuarzo, Calcita
Arena media (deposito aluvial)	C4-45	112-114	Cuarzo, Microclina, Halita, Albita, Wollastonita
Arena media-fina (candidato paleotsunami)	C3-13	55-57	Cuarzo, Albita, Titanita
Arena media-fina (candidato paleotsunami)	C3-21	72-74	Cuarzo, Calcita, Anortita
Arena media-fina (candidato paleotsunami)	C3-28	86-87	Cuarzo, albita, Calcita, Anortita
Arena media-fina (candidato paleotsunami)	C3-35	97-99	Cuarzo, Anortita
Arena media-fina (candidato paleotsunami)	C4-10	42-44	Cuarzo, Microclina, muscovita, Anortita

Arena media-fina (candidato paleotsunami)	C4-27	76-78	Cuarzo, Microclina, Albita
Arena media-fina (candidato paleotsunami)	C4-38	98-100	Cuarzo, Microclina, Albita
Arena media-fina (candidato paleotsunami)	C5-22	98-100	Cuarzo, Microclina, Anortita

# Capítulo 4

## Discusión

### 4.1. Mecanismos de sedimentación y preservación de los depósitos paleotsunamis

Con respecto a la sedimentación, las olas de tsunami son capaces de erosionar y transportar sedimentos desde la plataforma marina hasta aguas menos profundas o incluso la costa, pudiendo constituir estos sedimentos, junto con el material aportado por la erosión de la costa, gran parte de los depósitos de tsunami (Morton *et al.*, 2011). En el caso del tsunami de 2015 en Tongoy la barra de arena que delimita el estero del mismo nombre fue completamente erosionada por el tsunami y sus sedimentos pasaron a formar parte del flujo, pudiendo ser depositados dependiendo de la capacidad de transporte del tsunami (Easton *et al.*, 2022). Hay que tener en cuenta la erosión producto del regreso de la masa de agua transportada por el tsunami al mar (*backwash*). Esta erosión va a depender directamente de la pendiente que posea la costa, siendo menor cuando la costa es menos inclinada (MacInnes *et al.*, 2009), esta es una de las razones por las que se indica que los depósitos de tsunami dependen directamente de trampas topográficas o planicies que permitan la extensión de los depósitos y su protección frente a la erosión producida por el mismo tsunami al retornar o eventos futuros.

El estudio de depósitos de tsunamis tiene inherente el problema asociado a la preservación de estos y es necesario tener en cuenta que no todo tsunami dejará un registro sedimentológico duradero; es por esto que se hace primordial señalar cuales fueron las condiciones del ambiente para que algunos depósitos de tsunami se conservaran en el mismo sitio donde en eventos posteriores no fue posible. En el área de estudio, después del terremoto y tsunami de 2015 se realizaron observaciones a partir de los depósitos dejados por el tsunami en las riberas del estero Tongoy por Easton *et al.* (2022) y en la marisma Pachingo en la bahía de Tongoy por DePaolis *et al.* (2021). Sin embargo, las capas reportadas en el estero Tongoy de hasta aproximadamente 17 centímetros de espesor como depósitos del tsunami de 2015, a la fecha de este trabajo, realizado en el mismo sector en diciembre 2021, se vieron considerablemente reducidas, entendiéndose este resultado como acción de la erosión eólica, ante la ausencia de eventos aluviales de alta energía cuyos depósitos puedan servir como cobertura sobre los

depósitos de tsunami; no obstante es esperable una mejor conservación en los ambientes subacuáticos con mayor estabilidad y baja energía como la marisma Pachingo o el mismo lecho del estero Tongoy.

Hay diversos factores para tener en cuenta al momento de analizar e interpretar un posible depósito de paleotsunami, como el ambiente en el cual se depositan, los cuales pueden ser marinos, lacustres o costeros. En el caso de estudio del presente trabajo se trata de un ambiente costero con algunas características lacustres; esto relacionado con la presencia de humedales en la zona. Los depósitos de tsunami en ambientes costeros se caracterizan por varias capas de arenas que disminuyen su espesor tierra adentro (Atwater, 1987), representadas por extensas capas de arenas sobre planicies costeras; en cambio, en los ambientes lacustres se identifican como intercalaciones de capas de arena dentro de sedimentos limosos o arcillosos, asociados a ambientes de baja energía, en ambos casos se presenta una base erosiva asociada a la erosión del flujo de agua durante el tsunami.

Para determinar el método por el cual estos depósitos encontrados e inferidos en el presente informe como paleotsunamis, fueron preservados, es necesario entonces referirse a los sedimentos que los engloban principalmente a las capas sobreyacentes a los mismos. Como se infirió una correlación lateral entre las capas halladas en las distintas calicatas, se usará la calicata número tres como referencia para esto; las capas C y D presentan ambas una capa superior de arena limosa, lo cual se asocia a un ambiente de baja energía tipo estuario, por lo que podemos suponer la conservación de estos depósitos en un periodo posterior de relativa tranquilidad donde se depositaron estas capas cubriendo los depósitos de tsunami y preservándolos de la erosión causada por agentes externos. Para el caso de la capa A se encuentra cubierta por sedimentos de arena fina-media, asociados a un evento o una serie de estos de moderada energía que cubrieron rápidamente los sedimentos; este evento debió tener lugar en un periodo de tiempo breve desde que ocurrió el tsunami. Eventos como estos en el sitio de estudio están ligados a flujos aluviales provenientes de la quebrada Tongoy, en periodos de tiempo más lluviosos o con mayor intensidad en las precipitaciones y a los sedimentos aportados por el estero.

Es valioso señalar el significativo aporte sedimentario del estero Tongoy, prueba de esto es la rápida recuperación de la barra de arena litoral post tsunami de 2015 (**Figura 27**).

## 4.2. Determinación de paleotsunamis a partir de las evidencias recopiladas, correlación de capas y alcance de cada evento

La metodología usada para determinar depósitos de paleotsunamis fue comparar las características sedimentológicas halladas con eventos análogos ocurridos en el presente, para los cuales se posee información, en particular respecto de las similitudes entre los depósitos dejados por el tsunami de 2015 y los registrados en este trabajo.

En la presente investigación se consideraron factores clave para el reconocimiento de estos depósitos como lo es la identificación de estructuras estratigráficas que den cuenta del flujo de alta energía producto del tsunami; la geoquímica, para indicar concentraciones anómalas de elementos presentes en las unidades analizadas, concentraciones que permiten asociar los sedimentos a ambientes paleosalinos y de fondo marino; y finalmente la presencia de microorganismos marinos usados para determinar el origen y profundidad a la cual se encontraban antes del paleoevento.

Los resultados obtenidos de los distintos análisis permiten establecer una correlación espacial entre los depósitos hallados en las distintas calicatas, indicando su posible cronología y su mínimo alcance. Se proponen tres paleoeventos tsunamigénicos causantes de los depósitos analizados en esta memoria:

**Evento 1:** lateralmente lo componen las capas C de la calicata 3 y 4, las cuales presentan una pequeña disminución en el tamaño de grano hacia el continente, asociable a la pérdida de la capacidad de transporte del flujo al adentrarse en el continente (Fujiwara, 2008; Engel *et al.*, 2020), y un adelgazamiento de 15 a 10 centímetros entre la calicata 3 y 4; ambas capas presentaron aumento en sus concentraciones de Ti, Fe y Zr indicadores de minerales pesados transportados por un paleoevento de alta energía, sin embargo las concentraciones de Ca varían entre ambas capas siendo la capa C de la calicata 3 la con mayor concentración de Ca, alrededor de un 30 %, en contraste con los 11 % de la calicata 4. Lo anterior se corresponde con los hallazgos de foraminíferos, ya que la capa C de la calicata 3 presenta abundantes especímenes de *Bucella Peruviana* y *Ammonia Beccarii* mientras que en la calicata 4 solo fue posible identificar un espécimen de *espicula*; a pesar de esto se plantean ambas capas producto del mismo evento. No se reportó la presencia de registros sedimentológicos de este evento en la calicata 5.

**Evento 2:** Lateralmente compuesto por las capas B de la calicata 3 y 4 y la capa A de la calicata 5. Este es el evento que presenta las capas con mayor espesor, variando de alrededor de 30 centímetros en la calicata 4, 10-15 centímetros en la calicata 3 y menos de 10 centímetros en la calicata 5. Presenta un contacto erosivo, sobre una capa de arena limosa a lo largo de toda la extensión reportada, en todas las capas se presenta una relación entre las concentraciones de elementos entregadas por FRX, Ti y Fe entre el 4

y 15 % respectivamente y el calcio en concentraciones elevadas para la calicata 3 y 4 respectivamente, sobre el 40 y 30 % en las bases de las capas señaladas. El análisis de microorganismos aporta una correlación sustancial al hallarse *Bucella Peruviana* y ostrácodos lisos en las 3 capas, aunque con mayor abundancia en la calicata 3.

**Evento 3:** Lateralmente compuesto por las capas A de las calicatas 3 y 4. Esta capa reduce su espesor considerablemente a medida que se interna al continente pasando de 20-30 centímetros de potencia en la calicata 4 a 5 centímetros aproximadamente en la calicata 3. No se presenta indicios de este evento en la calicata 5. Se propone este evento como el responsable de la erosión de la capa limosa subyacente a la capa A presente en la calicata 4, pero no en la calicata 3; evidencia un contacto inferior erosivo en toda su extensión. Se presenta también un aumento significativo en las concentraciones de Ti y Fe, así como un aumento de % de Ca hacia la base de estas capas; fueron hallados especímenes de *Bucella Peruviana* en ambas capas y espículas en la calicata 3.

Cabe señalar que estos depósitos se descartaron como posibles depósitos de grandes tormentas basados en el contenido micropaleontológico de estos y las distancias a la línea de costa, de 975, 810 y 1118 metros para las calicatas 3, 4 y 5, respectivamente. Ya que las olas provenientes de tormentas no erosionan ni transportan sedimentos del fondo de la plataforma oceánica como postula Engel *et al.* (2020) y los reportes entregados en Carvajal *et al.* (2017) para la tormenta ocurrida en agosto de 2015 indican distancias de inundación considerablemente inferiores a los señalados en este trabajo que van desde los 810 metros a más de 1 kilómetro de la costa.

Con respecto a la geocronología de estos eventos, como se mencionó en el apartado de metodología se correlacionaron las capas halladas en este trabajo con las datadas en Easton *et al.* (2022) (**Figura 20**) en la calicata número 2, estableciendo las edades relativas para los paleotsunamis registrados en 1473 ( $\pm 37$ ) C.E. para el evento 3, cercano a 1346 ( $\pm 50$ ) C.E. para el evento 2 y antes de 1108 ( $\pm 77$ ) C.E. para el evento 1, a la espera de realizar las dataciones a las muestras tomadas en este estudio.

**Capa X:** La capa X presenta características similares a las halladas en el resto de las capas señaladas como depósitos de paleotsunamis, asemejándose en su granulometría y geoquímica principalmente, sin embargo, no fue posible hallar restos de foraminíferos ni establecer una continuidad lateral de esta capa, debido a que solo se presentaba en una sección menor de la calicata número 3. De acuerdo con esta falta de consistencia en la evidencia se considera a esta capa como un potencial depósito de paleotsunami.

De ser la capa X confirmada como depósito de paleotsunamis en trabajos futuros, ya sea mediante su hallazgo en localidades aledañas o en el mismo estero Tongoy o mediante dataciones más precisas, se tendría que ampliar la cantidad de eventos aquí señalados, incluyendo una división entre los eventos datados entre 1400 y 1470 para dar explicación a este depósito.

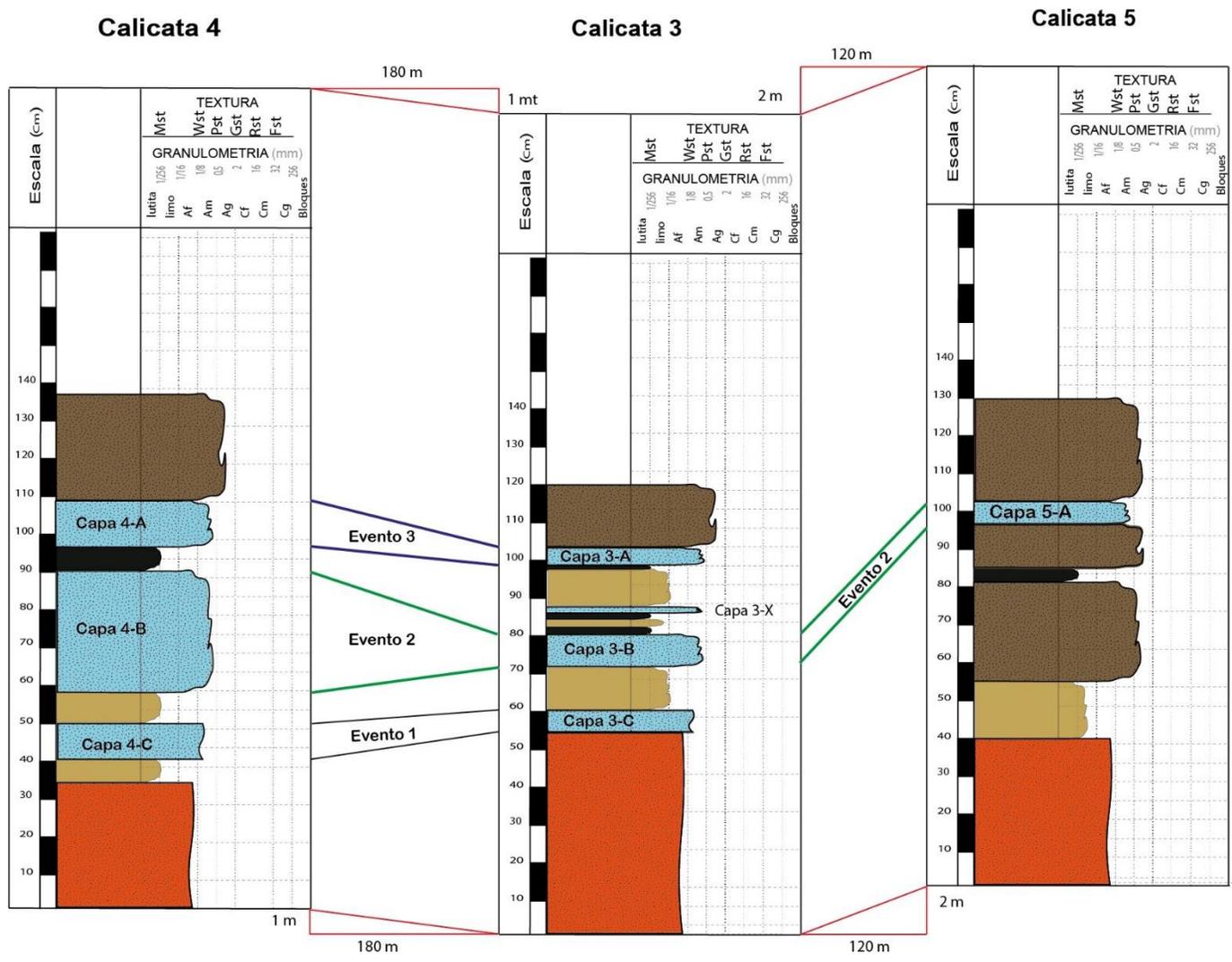


Figura 39. Perfil referencial de las calicatas. Incluyendo las columnas y los respectivos eventos asociados a cada capa.

### 4.3. Comparación con el registro histórico y antecedentes

Tomando en cuenta las cartas de inundación y el trabajo realizado por Aránguiz *et al.* (2015), al delimitar la inundación producida por el tsunami de 2015 (**Figura 27**) y considerando que el área no ha sufrido grandes cambios geomorfológicos ni aumentos significativos del nivel del mar, podemos inferir que los eventos aquí establecidos tuvieron al menos la magnitud del tsunami ocasionado en 2015, esto debido a que depósitos de tsunami del evento de 2015 han sido registrados en el área por Easton *et al.* (2022), y a que la máxima extensión de los depósitos de tsunami no coinciden generalmente con la máxima inundación producida por el tsunami, ya que el área de inundación suele ser mayor al área de los depósitos dejados de acuerdo con lo evidenciado por Engel *et al.* (2020).

Se presenta a continuación una tabla con las posibles relaciones entre los depósitos paleotsunamis en Tongoy con reportes de depósitos de paleotsunamis en otras regiones y sus dataciones, a modo de indicadores de macro eventos.

**Tabla 4. Correlación entre los depósitos de paleotsunamis en Tongoy con registros de depósitos de paleoterremotos y paleotsunamis en otras regiones.**

Depósito en Tongoy	Lugares con depósitos de tsunami	Dataciones
Evento 3-1473 ( $\pm 37$ ) C.E.	Mejillones (23.06°S) Bahía Cisnes (27.25°S) Japón	1429 $\pm 20$ C.E. (Vargas <i>et al.</i> , 2005) 1300-1600 C.E. (Abad <i>et al.</i> , 2020) 7 de septiembre 1420 (Tsuji, 2013)
Evento 2-1346 ( $\pm 50$ ) C.E.	Bahía Inglesa (27.10°S) Nueva Zelanda	1182-1351 C.E. (Castillo <i>et al.</i> , 2017) 1300-1400 C.E. (Goff <i>et al.</i> , 2020)
Evento 1-1108 ( $\pm 77$ ) C.E.	Taltal (25.4°S)	863 $\pm 199$ (León <i>et al.</i> , 2019)

En el caso del tsunami registrado en Japón, el 7 de septiembre de 1420 no se percibió ningún movimiento sísmico y se asocia su origen a un terremoto ocurrido en las costas chilenas por Tsuji (2013). Esto, sumado a la evidencia encontrada en Mejillones y en Bahía Cisnes, permite inferir que este evento de ser solo uno, habría sido producido por un mega terremoto en la zona de subducción del norte de Chile.

A pesar de que el registro realizado en Taltal podría coincidir geocronológicamente con el evento 1 registrado en esta memoria, en Easton *et al.* (2022) se plantea que los hallazgos de Taltal reflejan de mejor manera un terremoto ocurrido en el norte de Chile, afectando las costas de Japón en el año 799 C.E. y Nueva Zelanda 660-775 C.E. (Goff *et al.*, 2020; Tsuji, 2013), lo anterior eventualmente podría verificarse al realizar las dataciones pendientes a partir de las muestras recopiladas en este trabajo.

Finalmente cabe mencionar que no fue posible encontrar registros sedimentológicos asociados al tsunami de 1922 en el área de estudio, a pesar de que se conoce su impacto en la zona. Probablemente gran parte de estos depósitos al igual que los del tsunami de 2015 fueron erosionados, por haberse emplazado, al igual que en el caso del evento de 2015, en la parte superficial de la terraza aluvial levantada, ahora inactiva con respecto al curso actual del estero Tongoy (Easton *et al.*, 2022).

#### **4.4. Modelo conceptual**

Con la información recopilada y los datos obtenidos en este informe, se plantea un listado con los principales factores para tener en cuenta al momento de buscar y estudiar depósitos de arena tsunamigénicos.

##### **Búsqueda de un cuerpo de agua**

Diversos estudios realizados a partir de depósitos de paleotsunamis indican que la manera más efectiva de hallar estos paleo depósitos es realizando estudios en marismas, humedales o esteros (DePaolis *et al.*, 2021; Dura *et al.*, 2015; Easton *et al.*, 2022). Lo anterior, debido a su relativa calma energética y al continuo aporte sedimentario, que otorga protección frente a la erosión y permite a su vez cubrir los depósitos, lo que favorece estudios en profundidad al hallar un lugar propicio.

##### **Posible fuente de los depósitos**

Estudiar las posibles fuentes de sedimentos actuales, tales como dunas, playas, barras litorales u otras fuentes de sedimentos, entrega un buen acercamiento al tamaño de grano y a las características químicas y sedimentológicas que pudiese poseer un paleo depósito de tsunami en el mismo sector, ya que se ha demostrado que la distribución del tamaño de grano de un depósito de paleotsunamis depende de la fuente y tiene correlación con eventos anteriores (Bahlburg *et al.*, 2018; DePaolis *et al.*, 2021; Easton *et al.*, 2022; Goff *et al.*, 2020).

##### **Correlación depósitos cercanos**

Si bien es posible definir un depósito de paleotsunamis como tal de acuerdo con las características que posea y la zona en la que se encuentre es fundamental poder relacionarlo temporalmente con algún otro depósito de paleotsunamis de la misma región o de zonas

alejadas espacialmente. Esto, debido a que los tsunamis en su mayoría son eventos regionales, por lo que al encontrar un depósito de tsunami es de suma importancia acotarlo temporalmente, para establecer el evento de origen y así develar las magnitudes del mismo.

Luego, es posible inferir los procesos que dieron origen a la sedimentación y que permitieron la conservación de los depósitos estudiados en esta memoria. Un tsunami es capaz de arrastrar sedimento del lecho marino para trasportarlo hacia el continente; evidencia de esto son las concentraciones de minerales pesados en la base de estas capas y el aumento de calcio relacionado al contenido de conchillas y foraminíferos marinos arrastrados por el tsunami. Estos sedimentos fueron depositados en el lecho del estero Tongoy; prueba de lo anterior son las capas de sedimentos finos asociados a un ambiente de estuario como el fango y las turbas que cubren el evento 1 y 2. De esta forma se plantea que realizando un estudio en el lecho del actual estero Tongoy, sería posible encontrar depósitos asociados al tsunami de 1922 y al reciente tsunami de 2015, los cuales no fueron identificados en la ladera del mismo estero a la fecha de este estudio.

# Capítulo 5

## Conclusión

La Bahía de Tongoy corresponde a una localidad costera, de la Región de Coquimbo, motivo por el cual ha estado expuesta a numerosos tsunamis originados por eventos locales o trans-Pacífico; el más reciente de estos ocurrido en septiembre de 2015 en la localidad de Illapel. El trabajo geomorfológico, sedimentológico y estratigráfico realizado en este estudio, complementado con la bibliografía y trabajos previos, permitió identificar 4 capas de arena distintivas en el registro. Estas se encuentran intercaladas por depósitos de limo arenoso y sedimentos aluviales, las cuales presentan las siguientes características: un contacto inferior erosivo, adelgazamiento a medida que penetran en el continente, un alto contenido de microfauna marina, enriquecimiento en minerales pesados, además de compartir características granulométricas con los depósitos del reciente tsunami de 2015. Estos factores permiten señalar tres de las cuatro capas aquí propuestas como depósitos de paleotsunamis (Evento 1, 2 y 3). Además, se propone ampliar el estudio para la capa X ya que los datos aquí reportados no son suficientes para confirmar su origen tsunamigénico.

Con respecto a la magnitud de los tsunamis responsables de estos depósitos, esto se infiere basándose en los datos entregados en este trabajo y la información disponible de eventos recientes que fueron al menos de la misma magnitud que el tsunami de septiembre de 2015. Lo anterior, considerando que el alcance espacial de los sedimentos encontrados en esta memoria es similar a los niveles de inundación del evento de 2015, lo que no considera los posibles alzamientos tectónicos producidos por eventos sísmicos posteriores a los paleoeventos.

Las edades disponibles a partir del trabajo previo de Easton *et al.* (2022), permitieron delimitar la temporalidad de estos paleotsunamis, siendo el primero anterior a  $1108 \pm 77$  C.E., el segundo evento cercano a  $1346 \pm 50$  C.E. y por último el evento C en  $1473 \pm 37$  C.E.; se espera confirmar o precisar estas determinaciones cronoestratigráficas al datar las muestras extraídas en el terreno realizado para este trabajo.

Cabe señalar que las similitudes temporales entre los eventos aquí reportados y los registrados en el norte del país, en Japón y Nueva Zelanda, evidencian que, de tratarse del mismo origen, se trataría de depósitos dejados por tsunamis asociados a megaterremotos, con magnitudes superiores a  $M_w$  8.5, que pudieron haber ocurrido tanto en Chile como en algún lugar del Océano Pacífico.

Se propone continuar la investigación de paleotsunamis en las costas del norte de Chile, para ampliar el rango espacial y temporal de los eventos aquí señalados. En especial, establecer el origen de la capa X, lo cual podría significar un aporte al registro sedimentológico ya que toda información acerca de paleoeventos, en especial de paleotsunamis, es útil para mitigar posibles daños provocados por tsunamis futuros, más aún teniendo la certeza que son fenómenos recurrentes en las costas del país.

# BIBLIOGRAFÍA

- Abad, M., Izquierdo, T., Cáceres, M., Bernárdez, E., y Rodríguez-Vidal, J. (2020). Coastal boulder deposit as evidence of an oceanwide prehistoric tsunami originated on the Atacama Desert coast (northern Chile). *Sedimentology*, 67 (3), 1505–1528. doi: 10.1111/sed.12570.
- Aedo, D., Melnick, D., Garrett, E., y Pino, M. (2021). Origen y distribución de depósitos de tsunami en la marisma de Chaihuín (40° s/73, 5° o), Chile. *Andean geology*, 48 (1), 125–152. doi: 10.5027/andgeoV48n1-3258.
- Araneda, Á., Araneda, M., y Celedon, E. (2016). Marco tectónico y su correlación con la hidrología en las cuencas de Tongoy y Limarí, Chile. *Revista Geofísica* (66), 43–56. Descargado de <https://www.revistasipgh.org/index.php/regeofi/article/view/226>.
- Aránguiz, R., González, G., Cienfuegos, R., Yagi, Y., Okuwaki, R., Urra, L., . . . others (2017). The 16 september 2015 chile tsunami from the posttsunami survey and numerical modeling perspectives. En *The Chile-2015 (illapel) earthquake and tsunami* (pp. 219– 234). Springer. doi: 10.1007/s00024-015-1225-4
- Atwater, B. F. (1987). Evidence for great holocene earthquakes along the outer coast of Washington state. *Science*, 236 (4804), 942–944.
- Avilés Nahuelpán, J. E. (2016). Estratigrafía y sedimentología de registros marinos de las bahías de Tongoy y Guanaqueros (~30s), y sus implicancias paleohidrológicas. Repositorio Académico de la Universidad de Chile, <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/143344>.
- Bahlburg, H., Nentwig, V., y Kreutzer, M. (2018). The september 16, 2015 Illapel tsunami, Chile—sedimentology of tsunami deposits at the beaches of la serena and Coquimbo. *Marine Geology*, 396, 43–53. doi: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.011>
- Barrientos, S. (2015). Informe técnico terremoto Illapel 16 septiembre 2015. *Centro Sismológico Nacional*, 56 (2), 19.
- Bäuerle, M. V. S., Valenzuela, S. S., Märker, M., y Salazar, G. L. (s.f.). Geodinámica actual de cuencas y bahías del semiárido chileno y su incidencia en la generación de amenazas de origen natural. bahía de Tongoy, Coquimbo.

- Bernasconi, E., Cusminsky, G. C., y Gomez, E. A. (2009). Foraminíferos bentónicos del holoeno del Golfo Nuevo, Argentina: inferencias paleoclimáticas.
- Carvajal, M., Contreras-López, M., Winckler, P., y Sepúlveda, I. (2017). Meteotsunamis occurring along the southwest coast of south america during an intense storm. *Pure and Applied Geophysics*, 174(8), 3313–3323.
- Castillo, A., Valdés, J., Sifeddine, A., Reyss, J.-L., Bouloubassi, I., y Ortlieb, L. (2017). Changes in biological productivity and ocean-climatic fluctuations during the last ~ 1.5 kyr in the humboldt ecosystem off northern Chile (27 s): a multiproxy approach. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 485, 798–815. doi: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.07.038>
- Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the andean orogen in Chile.
- Comte, D., y Pardo, M. (1991). Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural hazards*, 4(1), 23–44.
- DePaolis, J. M., Dura, T., MacInnes, B., Ely, L. L., Cisternas, M., Carvajal, M., . . . others (2021). Stratigraphic evidence of two historical tsunamis on the semiarid coast of north-central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 266, 107052.
- Dura, T., Cisternas, M., Horton, B. P., Ely, L. L., Nelson, A. R., Wesson, R. L., y Pilarczyk, J. E. (2015). Coastal evidence for holocene subduction-zone earthquakes and tsunamis in central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 113, 93–111.
- Dura, T., Engelhart, S. E., Vacchi, M., Horton, B. P., Kopp, R. E., Peltier, W. R., y Bradley, S. (2016). The role of holocene relative sea-level change in preserving records of subduction zone earthquakes. *Current Climate Change Reports*, 2(3), 86–100.
- Easton, G., González-Alfaro, J., Villalobos, A., Álvarez, G., Melgar, D., Ruiz, S., . . . others (2022). Complex rupture of the 2015 m w 8.3 Illapel earthquake and prehistoric events in the central Chile tsunami gap. *Seismological Society of America*, 93(3), 1479–1496.
- Easton, G., Ortlieb, L., Chapron, E., Valdes, J., y Marquardt, C. (2005). Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23 s). *Tectonophysics*, 399(1-4), 381–398.
- Emparan, C., y Pineda, G. (2006). Geología del área Andacollo-Puerto Aldea, región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, 96(85), 1.
- Engel, M., Pilarczyk, J., May, S. M., Brill, D., y Garrett, E. (2020). *Geological records of tsunamis and other extreme waves*. Elsevier.

- Ferrando, Muñoz, S., Avendaño Vaquer, Busquet Irribarra, J., Herrera Neumann, M. Á., Sánchez Ulloa, R., Castro, I., ... others (1977). Estudio de las comunidades agrícolas iv región. (pub. iren n° 20).
- Fonseca Valdebenito, F. J. (2018). Paleoecología de foraminíferos bentónicos holocenos de la bahía de Guanaqueros, Región de Coquimbo, Chile.
- Fujiwara, O. (2008). Bedforms and sedimentary structures characterizing tsunami deposits. En *Tsunamiites* (pp. 53–64). Elsevier.
- Goff, J., Witter, R., Terry, J., y Spiske, M. (2020). Palaeotsunamis in the sino-pacific region. *EarthScience Reviews*, 210, 103352.
- Heinze, B. (2003). *Active intraplate faulting in the forearc of north central chile (30°-31° s): implications from neotectonic field studies, gps data, and elastic dislocation modeling* (Tesis Doctoral no publicada). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ Potsdam.
- Hromic, T. (2009a). Distribución batimétrica de foraminíferos bentónicos (protozoa: Foraminiferida) al sur del estrecho de Magallanes (52-56 s), Chile. En *Anales del instituto de la Patagonia* (Vol. 37, pp. 23–38).
- Hromic, T. (2009b). Estructura comunitaria del taxa foraminiferida (protozoa), según profundidad, en el fiordo Comau, Chiloé, Chile. En *Anales del instituto de la Patagonia* (Vol. 37, pp. 39–51).
- Jelgersma, S., y Tooley, M. (1995). Sea-level changes during the recent geological past. *Journal of Coastal Research*, 123–139.
- Kausel, E. (1986). Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el sur del Perú y norte de Chile. *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, 3(1), 8–13.
- Klein, E., Vigny, C., Fleitout, L., Grandin, R., Jolivet, R., Rivera, E., y Métois, M. (2017). A comprehensive analysis of the Illapel 2015 Mw 8.3 earthquake from GPS and InSAR data. *Earth and Planetary Science Letters*, 469, 123–134.
- Lagos, G. (2013). Caracterización geomorfológica y dinámica costera de bahías del semiárido de Chile. *Casos de estudio: Bahía Tongoy y Bahía Barnes, región de Coquimbo [Thesis]*. Santiago: Universidad de Chile.
- Lambeck, K., Esat, T. M., y Potter, E.-K. (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419(6903), 199–206.

- León, T., Vargas, G., Salazar, D., Goff, J., Guendon, J. L., Andrade, P., y Alvarez, G. (2019). Geo-archaeological records of large holocene tsunamis along the hyperarid coastal Atacama Desert in the major northern Chile seismic gap. *Quaternary Science Reviews*, 220, 335–358.
- León Cortés, T. A. (2018). Registro de tsunamis y paleotsunamis en la costa de Taltal, región de Antofagasta, Chile.
- Le Roux, J., Olivares, D. M., Nielsen, S. N., Smith, N. D., Middleton, H., Fenner, J., y Ishman, S. E. (2006). Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo formation (miocene–pliocene), bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology*, 184(1-2), 133–153.
- Lomnitz, C. (2004). Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75 (3), 368–378.
- López, M. (1965). Estudio de los depósitos marinos de la bahía de Tongoy. *Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*.
- MacInnes, B. T., Bourgeois, J., Pinagina, T. K., y Kravchunovskaya, E. A. (2009). Tsunami geomorphology: Erosion and deposition from the 15 november 2006 kuril island tsunami. *Geology*, 37(11), 995–998.
- Maksymowicz, A. (2015). The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile. *Tectonophysics*, 659, 183–196.
- Mardones Morales, P. A. (2019). Análisis estadístico de precipitaciones desencadenantes de flujos de detritos en la Región de Coquimbo.
- Melgar, D., Fan, W., Riquelme, S., Geng, J., Liang, C., Fuentes, M., . . . Fielding, E. J. (2016). Slip segmentation and slow rupture to the trench during the 2015, mw8. 3 Illapel, Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 43(3), 961–966.
- Morton, R. A., Gelfenbaum, G., Buckley, M. L., y Richmond, B. M. (2011). Geological effects and implications of the 2010 tsunami along the central coast of Chile. *Sedimentary Geology*, 242(1-4), 34–51.
- Ota, Y., Miyauchi, T., Paskoff, R., y Koba, M. (1995). Plio-quaternary marine terraces and their deformation along the Altos de Talinay, north-central Chile. *Andean Geology*, 22 (1), 89–102.
- Palacios, A. (2016). Fuentes para la Historia sísmica de Chile (1570-1906). Santiago de Chile.
- Petit-Breuilh, M. (1995). El efecto de los desastres naturales en las ciudades chilenas: siglos xvi al xx. *A report prepared for Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile*.

- Pfeiffer, M. (2011). *Evolución y génesis de calcretas pedogénicas en la paleobahía de Tongoy* (Tesis Doctoral no publicada). Universidad de Chile.
- Pfeiffer, M., Le Roux, J. P., Solleiro-Rebolledo, E., Kemnitz, H., Sedov, S., y Seguel, O. (2011). Preservation of beach ridges due to pedogenic calcrete development in the Tongoy palaeobay, north-central Chile. *Geomorphology*, 132 (3-4), 234–248.
- Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 23 (2), 117–119.
- Powers, M. C. (1982). Comparison chart for estimating roundness and sphericity. *AGI data sheet*, 18 (1).
- Ruiz, S., Klein, E., del Campo, F., Rivera, E., Poli, P., Metois, M., . . . others (2016). The seismic sequence of the 16 september 2015 mw 8.3 Illapel, Chile, earthquake. *Seismological Research Letters*, 87 (4), 789–799.
- Ruiz, S., y Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733, 37–56.
- Saillard, M., Hall, S., Audin, L., Farber, D., Hérail, G., Martinod, J., . . . Bondoux, F. (2009). Non-steady longterm uplift rates and pleistocene marine terrace development along the andean margin of Chile (31 s) inferred from 10be dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 277 (1-2), 50–63.
- Saillard, M., Riotte, J., Regard, V., Violette, A., Hérail, G., Audin, L., y Riquelme, R. (2012). Beach ridges u–th dating in Tongoy bay and tectonic implications for a peninsula–bay system, chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 40, 77–84.
- Sfeir, R. (2006). Estudio e identificación de clusters exportadores regionales región de Coquimbo. *Programa Regional de Investigación Científica y Tecnológica. CONICYT*.
- Taulis, E. (1938). Terremotos y grandes temblores habidos en chile. *Revista Chilena de Historia Natural*, 42, 302–12.
- Tsuji, Y. (2013). Catalog of distant tsunamis reaching Japan from Chile and Peru. *Rep. Tsunami Eng*, 30, 61–68.
- Udías, A., Madariaga, R., Buforn, E., Muñoz, D., y Ros, M. (2012). The large chilean historical earthquakes of 1647, 1657, 1730, and 1751 from contemporary documents. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102 (4), 1639–1653.
- Vergara, J. F. A. (1976). Reconocimiento de tipos e individuos geomorfológicos regionales en la costa de Chile. *Investigaciones Geográficas* (23), pág.9.

# Anexos

## Anexo A- Muestreo realizado por calicatas



Figura 40. Muestras tomadas calicata 3

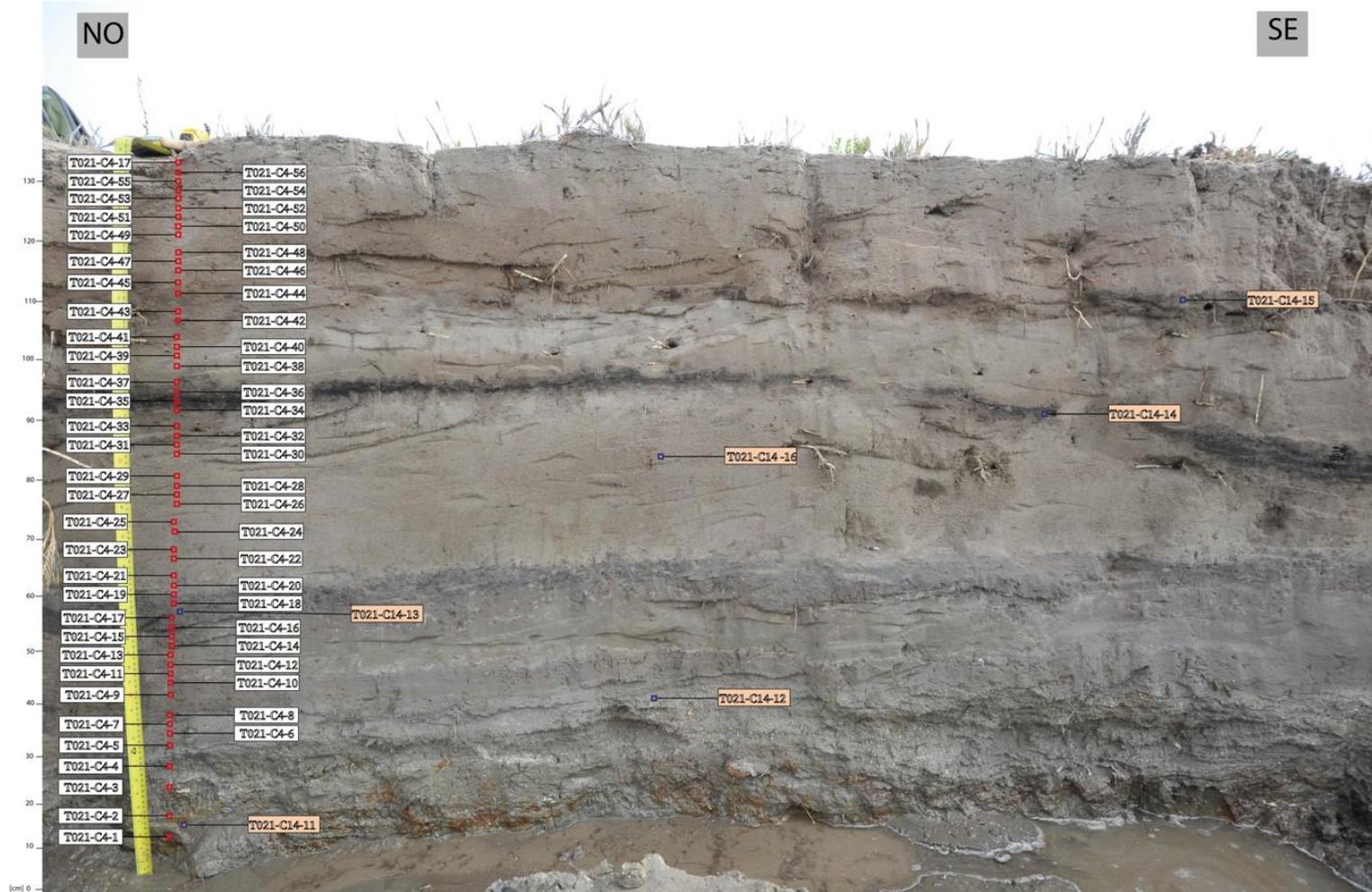


Figura 41. Muestras tomadas calicata 4.



Figura 42. Muestras tomadas calicata 5.

## Anexo B - Resultados FRX

Tabla 5. Resultados FRX % Calicata 3 [1/3].

Muestra	Altura (Cm)	Si	Al	Ba	Br	Ca	Cl	Cu	Fe
C3-45	120	53.548	18.673	0.620	0.017	7.524	2.981		11.177
C3-44	116	53.177	18.793	1.189	0.018	5.494	2.593		13.138
C3-43	114	52.381	18.972	0.541	0.019	6.533	2.023		13.544
C3-42	112	49.237	19.166		0.022	6.308	2.662		11.439
C3-41	110	50.091	19.168		0.032	4.782	3.299		11.061
C3-40	108	51.585	19.541	0.494	0.036	5.497	3.237		13.600
C3-39	106	47.822	18.201	0.437	0.042	5.386	4.353		11.261
C3-38	104	45.569	17.558	0.470	0.043	6.374	4.310		11.206
C3-37	102	47.917	17.996	0.240	0.026	8.148	2.605		10.382
C3-36	100	48.079	18.069	0.544	0.030	8.987	4.482		13.073
C3-35	99	57.669	19.220			6.000			11.302
C3-34	97	50.784	18.958	0.451	0.025	7.642	2.242		13.619
C3-33	92 a 94	38.339	14.484	0.283	0.033	15.249	4.279	0.040	10.764
C3-32	94	46.526	18.544	0.780	0.022	7.915	2.755		11.437
C3-31	92	46.348	16.680	0.381	0.027	7.971	3.635		12.909
C3-30	80 a 89	43.144	17.372	0.334	0.023	11.823	2.876		11.636
C3-29	89	34.262	13.342	0.769	0.030	19.949	4.511		11.241
C3-28	87	36.158	12.641	0.713	0.036	21.198	4.712		11.216
C3-27	86	34.075	13.760	0.219	0.036	20.552	4.962		10.667
C3-26	84	32.824	11.618	0.282	0.039	22.220	3.928		10.305
C3-25	82	31.244	11.311	0.961	0.038	27.326	4.988		8.913
C3-24	80	26.964	10.185	1.323	0.036	38.560	3.950		13.762
C3-23	78	27.435	10.127	1.085	0.036	41.064	3.518		12.567
C3-22	76	29.530	11.326	0.765	0.039	32.955	6.230		12.961
C3-21	74	32.088	11.671		0.048	35.650	4.344		10.916
C3-20	72	40.608	16.050		0.033	20.899	2.536		14.551

C3-19	70	40.490	15.206	0.840	0.039	11.656	4.896	11.566
C3-18	68							
C3-17	66	51.289	18.165	0.819		8.113	1.798	14.436
C3-16	64	50.877	17.738	0.459		9.573	2.048	13.528
C3-15	62	47.573	17.727			16.158		12.402
C3-14	60	50.662	18.585			13.497		11.334
C3-13	57	46.741	16.949	0.825		15.928		13.291
C3-12	55	39.944	13.959			26.842		13.276
C3-11	53	41.764	15.583	1.354		20.296		14.872
C3-10	50	43.033	15.871			17.012		15.018
C3-9	45							
C3-8	40							
C3-7	35							
C3-6	30	35.097	15.076			7.425		27.528
C3-5	25	52.914	17.734			11.879		10.630
C3-4	20	49.661	15.795			8.140		17.867
C3-3	15	46.464	16.213	0.936		17.671		14.301
C3-2	10	53.715	16.940	0.702		9.714		12.723
C3-1	5	47.332	17.563			8.444		18.307

**Tabla 6. Resultados FRX % Calicata 3 [2/3].**

Muestra	Altura (Cm)	K	Mg	Mn	P	Rb	S	Sm	Sr
C3-45	120	3.244		0.232		0.031	0.350		0.120
C3-44	116	3.582		0.245		0.028	0.242		0.107
C3-43	114	3.186		0.219		0.029			0.111
C3-42	112	3.181	5.902	0.209		0.027	0.390		0.095
C3-41	110	3.201	6.234	0.170		0.025	0.282		0.089
C3-40	108	3.593		0.214		0.026	0.579		0.101
C3-39	106	3.043	7.015	0.187		0.022	0.988		0.083
C3-38	104	3.485	8.713	0.186		0.023	1.120		0.091
C3-37	102	2.817	6.669	0.189	0.791	0.020	1.034		0.100
C3-36	100	3.040		0.268		0.034	1.877		0.131
C3-35	99	3.525		0.172		0.028			0.108
C3-34	97	3.396		0.230		0.028	0.621		0.115
C3-33	92 a 94	2.652	11.596	0.197		0.022	0.883		0.153
C3-32	94	3.153	6.510	0.268		0.026	0.766		0.102
C3-31	92	2.756	7.274	0.202		0.025	0.569		0.104
C3-30	80 a 89	3.076	7.474	0.245		0.023	0.727		0.128
C3-29	89	2.409	11.274	0.191		0.019	0.506		0.184
C3-28	87	2.536	9.513			0.024	0.485		0.193
C3-27	86	2.378	11.028	0.205	0.656	0.020	0.470		0.210
C3-26	84	2.091	14.916	0.207		0.019	0.509		0.213
C3-25	82	2.002	12.096			0.015	0.430		0.246
C3-24	80	1.770		0.358		0.019	0.443		0.325
C3-23	78	2.047		0.266		0.021	0.530		0.276
C3-22	76	2.288		0.318		0.019	0.532		0.234
C3-21	74	2.809		0.202		0.020	0.525		0.232

C3-20	72	2.925		0.198	0.026	0.362	0.157
C3-19	70	2.871	10.020	0.211	0.023	1.067	0.156
C3-18	68						
C3-17	66	3.373		0.217	0.031		0.125
C3-16	64	3.870		0.198	0.032		0.138
C3-15	62	3.025		0.239	0.027		0.157
C3-14	60	3.361		0.221	0.025	0.240	0.162
C3-13	57	2.675		0.232	0.022		0.222
C3-12	55	1.943		0.213	0.019	0.204	0.394
C3-11	53	2.837		0.294		0.228	0.144
C3-10	50	2.280		0.271			0.123
C3-9	45						
C3-8	40						
C3-7	35						
C3-6	30	1.549		0.579			0.061
C3-5	25	2.794		0.214	0.019		0.130
C3-4	20	1.882		0.341			0.100
C3-3	15	2.490		0.207	0.026		0.129
C3-2	10	3.007		0.209	0.520		0.102
C3-1	5	2.342		0.320		0.174	0.084

**Tabla 7. Resultados FRX % Calicata 3 [3/3].**

Muestra	Altura (Cm)	K	Mg	Mn	P	Rb	S	Sm	Sr
C3-45	120	3.244		0.232		0.031	0.350		0.120
C3-44	116	3.582		0.245		0.028	0.242		0.107
C3-43	114	3.186		0.219		0.029			0.111
C3-42	112	3.181	5.902	0.209		0.027	0.390		0.095
C3-41	110	3.201	6.234	0.170		0.025	0.282		0.089
C3-40	108	3.593		0.214		0.026	0.579		0.101
C3-39	106	3.043	7.015	0.187		0.022	0.988		0.083
C3-38	104	3.485	8.713	0.186		0.023	1.120		0.091
C3-37	102	2.817	6.669	0.189	0.791	0.020	1.034		0.100
C3-36	100	3.040		0.268		0.034	1.877		0.131
C3-35	99	3.525		0.172		0.028			0.108
C3-34	97	3.396		0.230		0.028	0.621		0.115
C3-33	92 a 94	2.652	11.596	0.197		0.022	0.883		0.153
C3-32	94	3.153	6.510	0.268		0.026	0.766		0.102
C3-31	92	2.756	7.274	0.202		0.025	0.569		0.104
C3-30	80 a 89	3.076	7.474	0.245		0.023	0.727		0.128
C3-29	89	2.409	11.274	0.191		0.019	0.506		0.184
C3-28	87	2.536	9.513			0.024	0.485		0.193
C3-27	86	2.378	11.028	0.205	0.656	0.020	0.470		0.210
C3-26	84	2.091	14.916	0.207		0.019	0.509		0.213
C3-25	82	2.002	12.096			0.015	0.430		0.246
C3-24	80	1.770		0.358		0.019	0.443		0.325
C3-23	78	2.047		0.266		0.021	0.530		0.276
C3-22	76	2.288		0.318		0.019	0.532		0.234
C3-21	74	2.809		0.202		0.020	0.525		0.232

C3-20	72	2.925		0.198	0.026	0.362	0.157
C3-19	70	2.871	10.020	0.211	0.023	1.067	0.156
C3-18	68						
C3-17	66	3.373		0.217	0.031		0.125
C3-16	64	3.870		0.198	0.032		0.138
C3-15	62	3.025		0.239	0.027		0.157
C3-14	60	3.361		0.221	0.025	0.240	0.162
C3-13	57	2.675		0.232	0.022		0.222
C3-12	55	1.943		0.213	0.019	0.204	0.394
C3-11	53	2.837		0.294		0.228	0.144
C3-10	50	2.280		0.271			0.123
C3-9	45						
C3-8	40						
C3-7	35						
C3-6	30	1.549		0.579			0.061
C3-5	25	2.794		0.214	0.019		0.130
C3-4	20	1.882		0.341			0.100
C3-3	15	2.490		0.207	0.026		0.129
C3-2	10	3.007		0.209	0.520		0.102
C3-1	5	2.342		0.320		0.174	0.084

**Tabla 8. Resultados FRX % Calicata 4 [1/3].**

Muestra	Altura (Cm)	Si	Al	Ba	Br	Ca	Cl	Cu	Fe
C4-56	137	52.516	19.274	1.050		7.158			13.757
C4-55	134	52.804	18.715			7.834			12.741
C4-54	132	54.593	20.196			7.153			12.551
C4-53	130	50.180	18.768			7.101			12.441
C4-52	128	53.746	19.726	0.806	0.021	7.220			12.356
C4-51	126	52.173	17.602	1.203		7.373	2.212		12.982
C4-50	124	52.647	19.618	0.543		8.147			13.007
C4-49	122	50.716	18.933	0.940		7.797			14.171
C4-48	120	53.380	20.611	0.456		6.170			13.742
C4-47	118	53.982	20.228	0.513	0.018	6.049			13.700
C4-46	116	53.113	19.854	0.299		5.316	2.250		13.539
C4-45	114	53.944	19.527			6.661	2.029		12.145
C4-44	112	54.925	20.045	0.533		5.107			13.967
C4-43	110	53.004	19.746	0.364	0.017	7.272			14.331
C4-42	108	55.435	19.960	0.508		5.976			12.917
C4-41	106	60.203	18.702			5.254			9.220
C4-40	104	54.025	19.479	0.897		6.408			13.407
C4-39	102	56.543	17.228	1.268		5.953			12.573
C4-38	100	50.465	18.195			8.094			16.958
C4-37	98	52.002	19.243	0.773		7.725			13.764
C4-36	96	51.497	19.197			7.242			11.529
C4-35	94	47.441	18.204	0.476	0.025	8.044	2.835		12.455
C4-34	92	47.305	15.225	0.488	0.034	7.665	3.463		11.844
C4-33	90	49.561	18.884	0.926		7.936			14.951
C4-32	88	53.340	19.180	0.456		8.340			13.453
C4-31	86	47.313	17.772	1.048		12.320			15.383
C4-30	84	51.129	18.061	1.274		8.417			13.752
C4-29	82	52.760	17.546	0.775		9.037			13.952
C4-28	80	49.370	17.519	1.393		11.563			14.913

C4-27	78	50.707	17.923			10.538		13.688
C4-26	76	47.287	16.327	0.532		16.414	2.284	12.136
C4-25	74	44.556	16.755	1.026		14.231	1.898	15.396
C4-24	72	48.564	17.180	1.421		12.868		13.485
C4-23	70	42.848	15.933	0.839		16.147	2.358	15.512
C4-22	68	42.837	15.087			19.212	2.973	13.301
C4-21	66	42.538	15.002	0.541		22.771		14.019
C4-20	64	36.228	14.885		0.020	21.661	2.715	12.746
C4-19	62	33.865	12.540	0.566	0.028	30.271	3.241	13.699
C4-17	60	45.949	15.863		0.022	16.041	3.241	13.059
C4-18	58	33.958	12.396	0.345	0.038	31.891	3.221	13.555
C4-16	56	51.485	19.619			8.204	2.173	12.266
C4-15	54	51.872	20.556	0.606		4.078		11.547
C4-14	52	50.197	21.109	0.471		4.379	1.873	10.801
C4-13	50	55.181	18.264	0.380		7.733		12.745
C4-12	47	52.416	18.414	0.716		9.000	2.113	12.686
C4-11	45	54.843	19.601	0.805		5.484		13.755
C4-10	44	54.867	18.770			6.232		12.317
C4-9	42	48.283	17.951	0.530		11.650	2.489	14.187
C4-8	40	50.650	18.660	0.329		9.718		15.565
C4-7	38	53.189	20.993	0.544		4.326	0.063	15.924
C4-6	36	61.981	17.031	0.631		4.800		10.654
C4-5	34	65.862	14.569			6.781		8.201
C4-4	30	62.374	15.039			7.891		9.045
C4-3	26	50.092	17.572	0.546		9.426		10.407
C4-2	20	54.747	18.511			8.044		13.507
C4-1	15	53.527	18.382	0.893		8.325		14.080

**Tabla 9. Resultados FRX % Calicata 4 [2/3].**

Muestra	Altura (Cm)	K	Mg	Mn	P	Rb	S	Sm	Sr
C4-56	137	3.485		0.231		0.027	0.476		0.111
C4-55	134	3.368		0.282		0.031	0.827		0.124
C4-54	132	3.413		0.183		0.032	0.519		0.119
C4-53	130	2.868	5.190	0.257		0.023	0.540		0.093
C4-52	128	3.531		0.209		0.028	0.710		0.115
C4-51	126	3.560		0.223		0.030	0.977		0.104
C4-50	124	3.267		0.213		0.029	0.630		0.106
C4-49	122	3.128		0.351		0.032	0.659		0.124
C4-48	120	3.401		0.224		0.037	0.609		0.107
C4-47	118	3.221		0.229		0.028	0.446		0.100
C4-46	116	3.575		0.221		0.027	0.413		0.098
C4-45	114	3.437		0.203		0.028	0.353		0.114
C4-44	112	3.340		0.219		0.026	0.373		0.102
C4-43	110	3.039		0.229		0.026	0.368		0.114
C4-42	108	3.087		0.252		0.032	0.237		0.109
C4-41	106	3.406		0.197		0.032	0.336		0.113
C4-40	104	3.706		0.202		0.025			0.102
C4-39	102	3.337		0.177		0.036			0.094
C4-38	100	2.620		0.197					0.107
C4-37	98	3.183		0.193	0.464	0.028	0.340		0.113
C4-36	96	2.820	6.093	0.210		0.025			0.105
C4-35	94	3.152	5.803	0.239		0.021	0.306		0.083
C4-34	92	2.745	9.181	0.279		0.019	0.461		0.085
C4-33	90	2.547		0.365			0.298		0.119
C4-32	88	3.024		0.194		0.023	0.293		0.109
C4-31	86	2.907		0.226		0.029	0.411		0.138
C4-30	84	2.968		0.264			0.303		0.112
C4-29	82	2.757		0.213		0.023	0.310		0.152
C4-28	80	2.810		0.204		0.025	0.288		0.123
C4-27	78	2.805		0.178		0.027	0.320		0.126

C4-26	76	2.820		0.158	0.027	0.408	0.256	0.128
C4-25	74	3.029		0.272	0.025	0.270		0.136
C4-24	72	2.981		0.206	0.027	0.339		0.128
C4-23	70	2.883		0.256	0.028	0.312		0.148
C4-22	68	2.915		0.223	0.027	0.381		0.142
C4-21	66	2.479		0.197	0.027	0.508		0.157
C4-20	64	2.400	6.712	0.164		0.389	0.130	0.140
C4-19	62	2.521		0.215	0.715	0.029	0.579	0.202
C4-17	60	2.929		0.196		0.024	0.489	0.145
C4-18	58	2.308		0.212		0.025	0.530	0.219
C4-16	56	3.322		0.184		0.031	0.234	0.091
C4-15	54	3.080	7.119	0.137		0.026		0.065
C4-14	52	3.180	6.726	0.138		0.027		0.072
C4-13	50	3.465		0.158		0.035	0.313	0.104
C4-12	47	2.909		0.158		0.030	0.265	0.098
C4-11	45	3.512		0.168		0.031	0.236	0.098
C4-10	44	3.790		0.147	0.823	0.029	0.265	0.105
C4-9	42	3.200		0.164		0.032		0.114
C4-8	40	3.201		0.187		0.036	0.248	0.095
C4-7	38	3.203		0.215		0.038		0.069
C4-6	36	3.231		0.190		0.024	0.270	0.061
C4-5	34	2.962		0.153		0.022	0.206	0.061
C4-4	30	3.216		0.142		0.028	0.276	0.086
C4-3	26	2.690	7.266	0.166		0.023	0.177	0.095
C4-2	20	3.130		0.198		0.029		0.089
C4-1	15	3.085		0.180		0.037		0.130

**Tabla 10. Resultados FRX % Calicata 4 [3/3].**

Muestra	Altura (Cm)	Ti	V	Y	Zn	Zr	Cr
C4-56	137	1.916					
C4-55	134	1.816	0.080	0.017		1.079	
C4-54	132	1.102		0.013		0.126	
C4-53	130	2.440		0.008		0.090	
C4-52	128	1.403		0.010		0.118	
C4-51	126	1.445		0.012		0.106	
C4-50	124	1.640		0.014		0.141	
C4-49	122	3.019		0.012		0.118	
C4-48	120	1.155		0.012		0.095	
C4-47	118	1.306		0.013	0.023	0.147	
C4-46	116	1.229				0.066	
C4-45	114	1.453		0.012		0.095	
C4-44	112	1.225		0.012		0.125	
C4-43	110	1.318				0.171	
C4-42	108	1.393				0.094	
C4-41	106	2.484				0.054	
C4-40	104	1.575				0.174	
C4-39	102	2.350		0.010		0.432	
C4-38	100	3.063		0.018		0.179	0.103
C4-37	98	2.014		0.012		0.145	
C4-36	96	1.172		0.009		0.100	
C4-35	94	0.861				0.054	
C4-34	92	1.207					
C4-33	90	3.906		0.018		0.488	
C4-32	88	1.459		0.010		0.118	
C4-31	86	2.327		0.010	0.025	0.092	
C4-30	84	3.638		0.015		0.067	
C4-29	82	2.143		0.014		0.318	

C4-28	80	1.593			0.198
C4-27	78	3.349	0.010		0.234 0.094
C4-26	76	1.072	0.010		0.139
C4-25	74	2.317	0.013		0.076
C4-24	72	2.610			0.191
C4-23	70	2.563			0.175
C4-22	68	2.844			0.056
C4-21	66	1.508	0.014		0.239
C4-20	64	1.561			0.248
C4-19	62	1.458			0.072
C4-17	60	2.027	0.016		
C4-18	58	1.158			0.144
C4-16	56	2.160	0.011		0.220
C4-15	54	0.914			
C4-14	52	1.019	0.009		
C4-13	50	1.544	0.009		0.068
C4-12	47	1.028	0.013		0.152
C4-11	45	1.361			0.106
C4-10	44	2.643	0.011		
C4-9	42	0.974	0.012		0.415
C4-8	40	1.179	0.013		0.118
C4-7	38	1.325	0.013	0.023	0.075
C4-6	36	0.977		0.018	0.131
C4-5	34	1.049	0.032	0.008	0.093
C4-4	30	1.763	0.009		0.074 0.056
C4-3	26	1.392			0.148
C4-2	20	1.618			0.127
C4-1	15	1.144			0.216

**Tabla 11. Resultados FRX % Calicata 5.**

Muestra	Altura(Cm)	Si	Al	Ba	Br	Ca	Cl	Cu	Fe	K	Mg	Mn	P	Rb	S	Sr	Ti	V	Y	Zn	Zr	Cr	
C5-36	130	54.743	20.496	0.374		7.624			10.561	3.721		0.227		0.027	0.869	0.110	1.189					0.058	
C5-35	126	53.261	19.353			6.538	1.849		13.409	3.524		0.184		0.027	0.311	0.114	1.320		0.010			0.099	
C5-34	124	55.154	18.850	0.416		5.869	2.125		12.021	3.501		0.163		0.028	0.272	0.097	1.337		0.009			0.158	
C5-33	122	52.213	18.369	1.075		5.784			16.469	2.531		0.288		0.031	0.486	0.112	2.398		0.011			0.233	
C5-32	120	52.982	18.950	0.582		6.782			14.841	2.979		0.300		0.030	0.419	0.111	1.664		0.013			0.347	
C5-31	118	52.618	20.115	0.332	0.016	6.261	2.581		12.578	3.666		0.254		0.027	0.337	0.106	1.097		0.011				
C5-30	116	52.335	19.683	0.527	0.017	5.774	2.513		13.613	3.440		0.260		0.033	0.367	0.100	1.264					0.075	
C5-29	114	55.643	20.220		0.020	5.879			12.281	3.657		0.277		0.026	0.502	0.104	1.260					0.132	
C5-28	112	54.285	19.643	0.385	0.017	6.148			13.547	3.773		0.219		0.031	0.583	0.099	1.126		0.011	0.022		0.110	
C5-27	110	52.504	19.392		0.019	6.402	3.466		11.930	3.735		0.227		0.028	0.559	0.102	1.535		0.011			0.090	
C5-26	108	55.477	19.676	0.533	0.016	5.469			13.013	3.272		0.241		0.028	0.339	0.099	1.698					0.139	
C5-25	106	50.030	19.259	0.748		6.685	2.506		11.298	3.033	4.445	0.242		0.028	0.705	0.090	0.841					0.092	
C5-24	104	52.061	18.835	0.451	0.021	7.343	1.977		12.757	3.892		0.201		0.027	1.112	0.100	1.107		0.011			0.106	
C5-23	102	53.919	19.224	0.464	0.016	5.795			10.713	3.238	4.215	0.160		0.023	1.151	0.087	0.924	0.007		0.017		0.047	
C5-22	100	49.369	18.882	1.194		6.500			15.764	2.721		0.233			1.772	0.089	2.873					0.603	
C5-21	98	46.208	18.516	1.031	0.019	7.166	2.284		16.410	2.651		0.309			1.072	0.135	3.995		0.014			0.190	
C5-20	95	53.604	19.627		0.025	6.448			14.005	3.585		0.226		0.031	0.833	0.102	1.396				0.024	0.094	
C5-19	92	48.942	19.574	0.743		5.473	2.827		10.881	3.375	6.356	0.203		0.023	0.334	0.090	1.053					0.124	
C5-18	90	53.674	19.625	0.375		6.840			13.979	3.435		0.217		0.033	0.289	0.108	1.333					0.092	
C5-17	88	54.166	19.857	0.465		6.587			13.841	2.984		0.201		0.031	0.261	0.111	1.383					0.114	
C5-16	85	43.992	17.107	0.339	0.027	9.306	2.551	0.050	12.212	2.968	9.537	0.311		0.022	0.351	0.106	1.087		0.011	0.024			
C5-15	82	48.136	17.777	0.426	0.024	9.214			12.198	3.204	7.028	0.243	0.470	0.025	0.296	0.103	0.766					0.088	

C5-14	80	45.113	18.188	0.723	0.018	10.763		12.442	2.793	8.291	0.239	0.026	0.333	0.122	0.949				
C5-13	75	53.199	19.231	0.845	0.022	6.313		15.352	3.130		0.237	0.035	0.236	0.103	1.225		0.072		
C5-12	70	52.710	19.062		0.026	8.491		14.045	3.269		0.235	0.032	0.342	0.114	1.594	0.013	0.067		
C5-11	65	48.304	18.578	0.339		8.883		12.515	3.029	6.481	0.186	0.030	0.239	0.116	1.290	0.009			
C5-10	60	52.431	19.963	0.876		7.870	0.052	13.386	3.754		0.196	0.036		0.111	1.175	0.012	0.024	0.112	
C5-9	55	50.898	20.065			9.033		14.237	3.541		0.186	0.032	0.243	0.109	1.522	0.059		0.075	
C5-8	50	52.928	20.157	0.617		5.791		15.869	3.129		0.187	0.034		0.106	1.023	0.013		0.144	
C5-7	45	55.297	19.828	0.528		5.081		14.110	3.400		0.188	0.032		0.109	1.411			0.014	
C5-6	40	54.418	20.438	0.289		6.802	0.054	12.705	3.803		0.151	0.030		0.103	1.089			0.117	
C5-5	35	52.751	20.560	1.084		5.257		15.410	3.109		0.143	0.031		0.108	1.337	0.013		0.143	0.056
C5-4	30	54.919	18.863	0.572		5.172		14.985	3.598		0.167	0.030	0.345	0.130	1.207	0.013			
C5-3	25	52.909	19.770	0.528		4.941		16.540	3.279		0.171	0.031		0.108	1.547	0.015			0.161
C5-2	20	48.984	19.098	0.722		4.494		15.086	2.751	5.637	0.244			0.086	2.462	0.014			0.421
C5-1	15	49.624	18.883	0.405		9.264		10.662	3.231	5.750	0.232	0.026	0.313	0.101	1.492			0.016	

## Anexo C – Resultados madurez y micropaleontología

Tabla 12. Resultados esfericidad y redondeamiento, Micropaleontología.

Muestra	Redondez	Esfericidad	Micropaleontología
C3-12	1.5	4.5	<i>Ammonia beccarii</i>
C3-13	1.5	4.5	<i>Bucella Peruviana</i>
C3-14	3.5	-2.5	<i>Bucella Peruviana</i>
C3-20	1.5	4.5	<i>Bucella Peruviana</i>
C3-21	2.5	2.5	<i>Bucella Peruviana</i>
C3-22	1.5	2.5	<i>Bucella Peruviana</i> Ostracodos lisos
C3-23	1.5	4.5	<i>Bucella Peruviana</i>
C3-24	3.5	2.5	-
C3-27	2.5	2.5	<i>Bucella Peruviana</i>
C3-28	3.5	2.5	Carofitas
C3-35	2.5	2.5	Espiculas
C3-36	3.5	2.5	<i>Bucella Peruviana</i> + Espícula(triactina)
C4-9	1.5	2.5	-
C4-10	3.5	-2.5	-
C4-11	1.5	2.5	-
C4-12	2.5	2.5	Espicula
C4-13	2.5	2.5	-
C4-18	1.5	-2.5	Ostrácodos lisos y Carofitas
C4-19	2.5	2.5	<i>Bucella Peruviana</i>
C4-20	2.5	2.5	Abundantes <i>Bucella Peruviana</i> y Ostrácodos lisos
C4-21	0.5	-2.5	-
C4-22	1.5	-2.5	-
C4-23	2.5	2.5	-

C4-24	2.5	2.5	-
C4-25	2.5	2.5	<i>Bucella Peruviana</i> + Ostrácodos liso
C4-26	3.5	-2.5	Ostrácodos lisos
C4-27	2.5	-2.5	-
C4-28	3.5	2.5	-
C4-29	1.5	2.5	<i>Bucella Peruviana</i>
C4-30	2.5	2.5	-
C4-31	2.5	-2.5	Abundantes <i>Bucella Peruviana</i>
C4-32	3.5	2.5	<i>Bucella Peruviana</i>
C4-33	2.5	2.5	-
C4-37	1.5	2.5	-
C4-38	2.5	-2.5	-
C4-39	2.5	-2.5	-
C4-40	2.5	2.5	<i>Bucella Peruviana</i>
C4-41	1.5	2.5	-
C4-42	2.5	2.5	-
C5-21	2.5	3.5	-
C5-22	2.5	3.5	<i>Bucella Peruviana</i>
C5-23	2.5	2.5	-