



HAL
open science

Reconstitution des événements extrêmes (tsunamis, tempêtes et crues) à partir des archives sédimentaires littorales dans la région de Coquimbo, 30 ° S, Chili.

Karen Araya Flores

► To cite this version:

Karen Araya Flores. Reconstitution des événements extrêmes (tsunamis, tempêtes et crues) à partir des archives sédimentaires littorales dans la région de Coquimbo, 30 ° S, Chili.. Sciences de la Terre. Université de Montpellier, 2022. Français. NNT : 2022UMONG027 . tel-04135812

HAL Id: tel-04135812

<https://theses.hal.science/tel-04135812>

Submitted on 21 Jun 2023

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

En Géosciences

École doctorale GAIA – Biodiversité, Agriculture, Alimentation, Environnement, Terre, Eau

Unité de recherche Géosciences Montpellier

Reconstitution des événements extrêmes (tsunamis, tempêtes et crues) à partir des archives sédimentaires littorales dans la région de Coquimbo, 30 ° S, Chili.

Présentée par Karen Susana ARAYA

Sous la direction de Frédéric Bouchette (directeur de thèse)
et Laurent Dezileau (co-directeur de thèse).

Devant le jury composé de

Nadia MHAMMDI, PU HDR, Université Mohamed V, Agdal, Maroc	[Rapporteur]
Boris DEWITTE, DR IRD, LEGOS, France CNRS, M2C Caen, France	[Rapporteur]
Bernadette TESSIER, DR CNRS, M2C Caen, France	[Examineur]
Gil MAHé, DR IRD, Hydrosociences Montpellier, France	[Examineur]
Frédéric BOUCHETTE, MCF HDR, Géosciences Montpellier, France	[Directeur]
Laurent DEZILEAU, PU, M2C Caen, Université de Caen Normandie, France	[Co-directeur]
Praxedes MUÑOZ, MCF HDR, Universidad Católica del Norte, Chili	[invitée]



UNIVERSITÉ
DE MONTPELLIER

Résumé

La côte semi-aride Chilienne est exposée à de nombreux aléas naturels, comme les tsunamis, les tempêtes et les crues. Ces événements extrêmes ont causé d'importantes pertes humaines et économiques le long des côtes chiliennes ces dernières décennies. Puisque ces événements extrêmes sont par nature relativement rare, il est primordial de reconstituer ces événements extrêmes dans le temps afin d'identifier une récurrence ou pas de ces événements sur une échelle de temps plus longue. Cette compréhension peut aider les décideurs à préciser la vulnérabilité ou le risque d'une zone côtière. Dans ce contexte, l'étude des dépôts sédimentaires des zones côtières (lagunes ou deltas) peut apporter des informations intéressantes sur les événements extrêmes du passé. Dans cette étude, nous nous sommes focalisés sur la région de Coquimbo au Chili en travaillant sur des zones topographiquement basses, sensibles aux phénomènes de submersion ou d'inondation. Nous avons réalisé notre recherche sur deux sites géographiques différents, Pachingo et Los Choros éloignés l'un de l'autre de 110 km. Sur le site de Pachingo, nous avons étudié des archives sédimentaires extraites d'une lagune et sur le site de Los Choros, nous avons étudié des archives sédimentaires prélevées sur une terrasse fluviale côtière. Sur ces archives sédimentaires, nous avons réalisé une étude multi-proxie (granulométrie, géochimie, diatomée, pollen) et des datations par le ^{14}C et le ^{137}Cs . Les résultats obtenus révèlent que la zone Nord de Coquimbo, Los Choros a permis d'identifier des paléo-crues intenses en lien avec le phénomène El Niño. Nous avons identifié les événements d'inondation de 1957, 1965, 1984, 1987, 1991, 1997, 2002, 2015 et 2017. Nous montrons que les terrasses fluviales côtières peuvent être de bons objets pour reconstituer les crues du passé. Ces terrasses peuvent aussi enregistrer dans certain cas des paléo-tsunamis, comme celui de 1922 par exemple qui a été l'un des événements les plus intenses ayant affecté toute la zone côtière de la région de Coquimbo. Ces résultats sont confirmés grâce à des travaux de modélisation numérique de tsunami. Concernant la zone sud, nous montrons que la lagune de Pachingo est sensible aux événements de submersion marine (tsunamis et tempêtes). Nous avons pu identifier les tsunamis de 1420 et 1922, ainsi que la tempête la plus importante de ces dernières décennies, celle de 1984. Sur ces deux zones, c'est-à-dire sur ces deux sites éloignés de plus de 110 km, les crues extrêmes de 1997 et de 1957 ainsi que le tsunami de 1922 ont été identifiés.

Mots-clés : Evènements extrêmes – crues – submersion - tempêtes- archives sédimentaires - El Niño – Semi-aride Chili

Abstract

The semi-arid coast of Chile is exposed to many natural hazards, such as tsunamis, storms and floods. These extreme events have caused significant human and economic losses along the Chilean coast in recent decades. Since these extreme events are by nature relatively rare, it is essential to reconstruct these extreme events over time to identify a recurrence or non-recurrence of these events on a longer time scale. This understanding can help decision makers clarify the vulnerability or risk of a coastal zone. In this context, the study of sedimentary deposits in coastal areas (lagoons or deltas) can provide interesting information on past extreme events. In this study, we focus on the Coquimbo de Chile working in topographically low areas, sensitive to immersion phenomena or flood region. We carried out our research in two different geographical sites, “Pachingo” and “Los Choros” 110 km apart. At the “Pachingo” site, we studied sedimentary archives taken from a lagoon and at the “Los Choros site”, we studied sedimentary archives taken from a coastal fluvial terrace. On these sedimentary archives, we carried out a multi-proxy study (particle size, geochemistry, diatom, pollen) and ^{14}C and ^{137}Cs dating. The results obtained reveal that the northern zone of “Coquimbo”, “Los Choros”, has made it possible to identify intense paleo-floods in relation to the “El Niño” phenomenon. We identify flood events from 1957, 1965, 1984, 1987, 1991, 1997, 2002, 2015 and 2017. We show that coastal fluvial terraces can be used to reconstruct past flood events. These terraces can also record paleo-tsunamis in some cases, such as the one in 1922, for example, which was one of the most intense events that affected the entire coastal area of the Coquimbo region. These results are confirmed through tsunami numerical modeling work. Regarding the southern area, we show that the “Pachingo” lagoon is sensitive to marine immersion events (tsunamis and storms). We were able to identify the tsunamis of 1420 and 1922, as well as the largest storm of recent decades, in 1984. In these two areas more than 100 km apart, extreme flooding has been identified in 1997 and 1957, as well as the tsunami in 1922.

Keywords: Extremes events –flood – submersion - storms - archives sedimentary – El Niño – Semi-arid Chilean

Table des matières

Liste Figures	7
Index Tableaux	12
1 Introduction générale.....	13
2 Chapitre 1 : Les aléas naturels au chili.....	17
2.1 Origine et données historiques des principaux événements de tsunamis, de tempêtes et de crues sur les côtes chiliennes	17
2.1.1 <i>Origine des tsunamis</i>	17
2.1.2 <i>Données historiques des Tsunamis au Chili.</i>	19
2.1.3 <i>Origine des tempêtes ou des « bravezas » au Chili</i>	20
2.1.4 <i>Données historiques des tempêtes au Chili</i>	22
2.1.5 <i>Phénomène El Niño, pluies intenses, inondations et données historiques</i>	26
2.2 Méthodes de reconstitution des paléo-événements de submersion (tempêtes et tsunamis) et de crues	28
2.2.1 Paléohydrologie et paléotempestologie.....	28
2.2.2 <i>Limites des approches en paléotempestologie et paléohydrologie</i>	29
2.3 Conclusion.....	30
3 Chapitre 2 : Présentation de la zone d'étude	31
3.1 Introduction.....	31
3.1.1 <i>Géographie</i>	31
3.1.2 <i>Climatologie</i>	31
3.1.3 <i>Géomorphologie et tectonique</i>	33
3.1.4 <i>Dynamique du soulèvement côtier dans la région de Coquimbo</i>	34
3.2 Présentation de la zone humide de Los Choros	37
3.2.1 <i>Géologie du bassin versant de Los Choros.</i>	39
3.2.2 <i>Systèmes de failles sur le bassin-versant de Los Choros</i>	40
3.2.3 <i>Climatologie et hydrologie</i>	41
3.2.4 <i>Paramètres hydrographiques marins</i>	43
3.3 Présentation de Pachingo	44
3.3.1 <i>Géologie du bassin-versant de Pachingo</i>	46
3.3.2 <i>Le système de faille de la Quebrada Pachingo</i>	47
3.3.3 <i>Climatologie et Hygrologie.</i>	48
3.3.4 <i>Paramètres hydrographiques marins</i>	48
4 Chapitre 3: Article 1 : in prep.	50

4.1	« Reconstruction of extreme floods and tsunamis from the coastal sedimentary archives in the Choros, Coquimbo region, 28 ° S, Chile. »	50
4.2	Introduction	51
4.3	Study area	53
4.4	Sampling and analytical methods	55
4.4.1	<i>Granulometry</i>	56
4.4.2	<i>Geochemistry</i>	57
4.4.3	<i>Geochronology</i>	57
4.4.4	<i>Tsunami model</i>	58
4.5	Results and Discussion	59
4.5.1	<i>Characterization of surface samples and identification of sources</i>	59
4.5.2	Granulometric and geochemical characterization of PCH6 and PCH7 deposits	62
4.5.3	<i>Geochroology</i>	65
4.5.4	<i>Model tsunami</i>	67
4.6	Reconstruction of extreme historical events	67
4.6.1	<i>Reconstitution of flood events</i>	68
4.6.2	<i>Reconstitution of Marine Submersion deposit</i>	71
4.6.3	<i>Paleoflood and paleotsunami records completeness</i>	72
4.7	Conclusion	73
4.8	Appendix	74
5	Chapitre 4: Article Geosciences:	75
5.1	Extreme Sea Surges, Tsunamis and Pluvial Flooding Events during the Last ~1000 Years in the Semi-Arid Wetland, Coquimbo Chile.	75
5.2	Introduction:	76
5.3	Study Area	78
5.4	Methodology	78
5.4.1	<i>Lithology and Stratigraphy</i>	79
5.4.2	<i>Geochemical Characterization</i>	80
5.4.3	<i>Geochronology</i>	80
5.4.4	<i>Biogenic Components in the Sedimentary Records</i>	81
5.4.5	<i>SWAN Model</i>	82
5.5	Results	84
5.5.1	<i>Lithostratigraphic Description</i>	84
	85	
5.5.2	<i>Geochemistry</i>	86

5.5.3	<i>Biogenic Components</i>	88
5.5.4	<i>Marine and Flood Layer Identification</i>	89
5.5.5	<i>Geochronology</i>	89
5.5.6	<i>SWAN Model</i>	90
5.6	Discussion.....	91
5.6.1	<i>Extreme Events Identification</i>	91
5.6.2	<i>Reconstitution of Marine Submersion Deposits</i>	92
5.6.3	Reconstitution of Flooding Associated Extreme Rain	95
5.7	Conclusions.....	97
5.8	Appendix.....	98
6	Chapitre 5: Synthèse des principaux résultats, conclusions et perspectives futures.....	101
6.1	Principaux résultats.....	101
6.2	Perspectives.....	102
	Références	103

Liste Figures

Figure 1: Représentation des sources potentielles d'un tsunami. 1a) Glissement de terrain aérien ou subaérien, 1b) Glissement de terrain sous-marin, 2) Séisme sous-marin ou proche du littoral, 3) Eruption volcanique ou effondrement de caldeira, 4) Chute de météorite. Source : Péroche, 2016.	17
Figure 2: Représentation des différents stades d'un tsunami et sa propagation. Source : Péroche, 2016	18
Figure 3: Représentation schématique d'une inondation par tsunami (Péroche, 2016).	19
Figure 4: Modèles des trois plus grands tsunamis transocéaniques du Chili : 1960 (A), 2010 (B) et 2015 (C). Source : NOAA	20
Figure 5: A) Ceinture de basse pression dans l'hémisphère sud et propagation de la houle. B). Comportement de systèmes frontaux originaires de l'hémisphère nord, Source : https://blog.meteochile.gob.cl C) Les basses pressions de l'hiver austral ; D) Les anticyclones froids et le « Surazo ; E) Les cyclones tropicaux du Pacifique sud. Source : https://blog.meteochile.gob.cl	22
Figure 6 : Photos de tempêtes (catégorie > V) qui ont touché les côtes du Chili ces dix dernières années.	24
Figure 7 :A) Ce diagramme montre un modèle des températures de surface, des vents, des zones de montée d'air et de la thermocline (surface bleue) dans le Pacifique tropical pendant les périodes El Niño, normales et La Niña. Cliquez pour agrandir. Source: Bureau de projet NOAA. B)Comparaison entre l'indice El Nino et les précipitations annuelles dans le semi-aride chilien. Condition El Niño (rouge), condition neutre (blanc), condition La Niña (bleu). Source: Ortega et al. (2012).....	27
Figure 8 : Reconstitution des paléosubmersions et des paléocrues	30
Figure 9 : (A) Localisation de la zone d'étude, (B) Région Coquimbo avec localisation de Los Choros et Pachingo, avec le réseau fluvial.	31
Figure 10 : A) Types de climats présents dans la région de Coquimbo. a) Bassin versant de Los Choros et b) Bassin versant de Pachingo. Modifié à partir de Ocampo, 2015. B) Température moyenne de la région de Coquimbo. Source Montecinos et al., (2016).....	32
Figure 11 : A) Carte présentant les grands systèmes de failles au niveau de la zone de Flat-Slab et le faisceau de failles d'Atacama (SFA), système de failles de San Félix (SFVSF), système Choyai Toro (SFBTC) (Cabello, 2015). B) Carte Géologique et bathymétrique de la région de Coquimbo,	

a) Bassin versant de Los Choros et b) Bassin versant de Pachingo. Modifié à partir de Villagran, 2015.....33

Figure 12 : Position de la zone de subduction par rapport à la côte chilienne et vitesse moyenne de soulèvement à la côte.34

Figure 13 : représentation des différents stades de formation de terrasses marines. A : Stade initial – Côte avant érosion par les vagues. B : Début de la formation de la terrasse marine lors d’un haut niveau marin à T1 (stade interglaciaire) entaille de la falaise, sapement par les vagues et formation de la falaise côtière (falaise vive) ; érosion du platier. C : La terrasse marine TI est formée, le platier est complètement aplani (temps t1). La terrasse a une pente de quelques degrés vers la mer. D : La terrasse marine TI a été soulevée et préservée lors du stade glaciaire suivant (chute du niveau marin) et/ou du soulèvement rapide du continent – La terrasse marine TII se forme, selon le même schéma, lors du stade interglaciaire suivant (temps t2). E : La terrasse marine TII est à son tour soulevée et préservée lors du stade glaciaire suivant t2 et du soulèvement rapide du continent. Lors de la formation de TII, la falaise côtière a reculé et TI a été en partie érodée. La largeur de sa surface a diminué. Deux terrasses marines se sont donc formées au temps t1 et t2. Source : Saillard, 2008.....35

Figure 14 : A, B/ Datations des terrasses marines par 10Be au niveau de l’Altos de Talinay (Chili, 30°S) et C/ Evolution du taux de surrection depuis 600 ans (d’après Saillard et al., 2009)36

Figure 15: Evolution des altitudes des terrasses marines depuis le Pérou au Nord au Chili au Sud. Les hauteurs des différentes terrasses sont plus faibles au niveau de Tongoy, Chili (d’après Saillard et al., 2009.....37

Figure 16 : Photographie aérienne de la zone côtière de la Quebrada de Los Choros. Zone qui est caractérisée par la présence d’une lagune alimentée par un « rio seco » ou rivière sèche.38

Figure 17: a) Carte du Bassin-versant de Los Choros, Photographies a) Zone humide de La Boca, b) Photographie aérienne de la zone des dunes côtières de la Quebrada de Los Choros. C) Zone aval de la Quebrada de Los Choros, d) Zone amont de la Quebrada Los Choros.....38

Figure 18: Carte géologique de Los Choros, modifié à partir de la carte M.O.P et al. (2005).....40

Figure 19 : Principaux systèmes de failles qui affectent le bassin de Los Choros. Les talwegs sont représentés par de fines lignes brisées de couleur bleu clair. Source : Ocampo, 2015.....41

Figure 20: A) record de précipitation annuel de 1983 à 2018 à la station EL Trapiche (29°20’36.81’’S – 71°08’54.77’’O/ altitude 300 m), source DGA (General Direction d’eau, Chili) et <https://explorador.cr2.cl/>. B) Variation de la température et des précipitations annuelles de Los Choros ; C) Distribution des précipitations en fonction de l’altitude sur le bassin de Los Choros. Les étoiles représentent les stations. Modifié à partir de Ocampo, 201542

Figure 21 : Diagramme de réfraction des vagues.43

Figure 22 : Diagramme de l'incidence des vagues44

Figure 23 : A). Carte de la région de Coquimbo avec l'emplacement du site d'étude de Pachingo. B) Carte du bassin-versant de de la quebrada de Pachingo.45

Figure 24 : A) Photographie aérienne de la zone humide de Pachingo avec position des sites d'étude PT1 et PT4. B) photographie aérienne de la zone humide. C) Photographie aérienne du littoral. F) photographie de la zone d'extraction des archives sédimentaires.....45

Figure 25 : A) Carte géologique du baie Tongoy , Source : Saillard 2008. B) Carte géologique du secteur de Pachingo.....46

Figure 26 : Figure : système de faille affectant Pachingo. Source Emparan and Pineda (2006).....47

Figure 27 : Enregistrement des précipitations de 1983 à 2018 à la station La Torre et climogramme du secteur Pachingo48

Figure 28 : Diagramme de l'incidence de vagues49

Figure 29 : Diagramme des vagues et de l'incidence de Punta Lengua de Vaca, dans la baie de Tongoy49

Figure 30: (A) Location of the study area, (B) Location of La Boca wetland (C) Location of sampling sites of Quebrada Los Choros, (D) location of sediment core sampling sites (PCH6 and PCH7) in La Boca wetland. The red triangles indicate the sampling sites of superficial samples and the yellow ones the position of the cores (PCH6 and PCH7)......53

Figure 31: Rainfall data for the Coquimbo region. A) Junta del Carmen Station (28°46'29.21"S - 70°29'37.65"W), 92 km north of Quebrada Los Choros. B) Trapiche Station (29°21'31.34"S- 71°9'42.65"W; DGA:0412001), over the Los Choros Basin. C) La Florida Station, La Serena (29°54'16"S - 71°14'56"W; DMC:29000) 61 km south of Quebrada Los Choros. D) La Torre station (30° 40' 41.88"S - 71° 31' 48"W; DGA:04552002), 139 km further south of Quebrada Los Choros. Source: (<https://explorador.cr2.cl/> (access date: March 20, 2022). The blue dotted line represents intense rain that affected the entire study area.....55

Figure 32 : Location of the study area in north-central Chile. The white line show rupture lengths and extent of main historical earthquakes between 28° S and 32° S, Chili [23, 34, 48-59, 63, 64];Tsunami historical data. Symbol (*) represent historical accounts of damage for tsunami [23,34,55,65; NOAA, 23/04/2022; <https://www.ngdc.noaa.gov/hazel/view/hazards/tsunami/event-data?maxYear=2015&minYear=1200&country=CHILE>)56

Figure 33 : The initial vertical displacement of the seafloor shown. It was calculated using linear elastic dislocation theory according Okada (1985) model.59

Figure 34 : Average granulometric characterization (particle diameter and Sand Silt Clay Diagram) of three sources of sediments that contribute to the filling of the Boca wetland. The eight samples were used to characterize the basin (A), Eight samples for the dune (B) and eleven for the coastal area (C). See figure 2C and 2D.....60

Figure 35: Granulometric distribution of the surface sediments, collected from the high Quebrada Los Choros to the coastal area (beach, dune and fluvial sediment).....61

Figure 36: A) PCA (Principal Component Analysis) of geochemical data from coastal, dune and watershed surface samples. B,C and D Maps of Potassium (K), Strontium (Sr) and Zirconium (D) contents around Quebrada Los Choros.61

Figure 37: Photo of the fluvial high-standing terrace and sedimentology and geochemistry datas of PCH6 (B) and PCH7 (C). Blue is associated to marine deposit; gray to dune deposit and brown to continental deposit.63

Figure 38: A) Annual precipitation in Trapich station (29°20'36.81''S – 71°08'54.77''W/ height 300 m), and Junta del Carmen Station (28°46'29.21"S - 70°29'37.65"W/ height 770 m), stationsource DGA (General Direction of Waters, Chile) and <https://explorador.cr2.cl/>. The proposed chronology for the PCH6 and PCH7 flood deposits, B) Photo, LOG and Geochronology of PCH6 and PCH7 (C). In brown, the fine grain size associated with continental deposits, and blue, coarse grain size related with marine deposits.66

Figure 39: Simulation flood that 1922 tsunami in Los Choros (A). Data the times series of the free surface elevation located Coquimbo (B).....67

Figure 40: Graphique Oceanic niño index (ONI), 1950 to 2017.68

Figure 41: Comparison of sedimentary log between PCH6 and PCH7 and reconstruction of events (blue layers represent marine events and brown layers represent continental events.....72

Figure 42: (A) Location of the study area, (B) Pachingo Wetland and in red tsunami flood zone according to Contreras-López et al. (2016), (C) location of sediment core sampling sites (PT1 and PT4). Source: QGis3.16 (google satellite). Details of sampling sites and cores are shown in the table below.79

Figure 43: (A) Wave conditions at deep water (5.67 m) from 28 June to 11 July 1984 and (B) wave conditions at deep water (4.87 m) from 9 July to 20 July 1984. Hs: wave height, Tp: peak period, Dp: peak direction. The point is -31, -73 (<https://oleaje.uv.cl/descargas.html>). The data come from the Universidad Valdivia wave atlas database, which is a hindcasting (reconstruction) of wave conditions.83

Figure 44: Lithologic diagram of PT1 core units (C: clay, S: silt, FS: fine sand, MS: medium sand, CS: coarse and very coarse sand), X-ray, photographic records of each lithologic unit and details of

sediment composition in each deposit considered as events. Rip-up clasts are highlighted in unit 1 and wood charcoal fragments in units 2 and 4. Seashells are present in units 1, 3 and 5.....85

Figure 45 : Sedimentological features of PT1 (A) and PT4 (B) cores; in gray, the deposits associated with thick granulometry; in brown, the fine grain size, related with marine and continental deposits. Each marine or fluvial deposit is highlighted with numbers 1, 3 and 5 and 2, 4 and 6, respectively.85

Figure 46 : Principal Component Analysis (PCA) showing the relationship between the geochemical elements in response to the environmental gradient. The main two factors of the PCA explain 64.48% and 15.51% of the variance, respectively. In blue, it is the negative loading marine representative marine and in brown, positive loading associated continental deposit.87

Figure 47 : Biological features of the PT1 (A) and PT4 (B) core; in gray, the deposits associated with thick granulometry; in brown, deposits associated with a fine grain size, related with marine (1, 3 and 5) and continental deposits (2, 4 and 6).88

Figure 48 : Lithology description, and ^{210}Pb (black) and ^{137}Cs (Red) graphic with gray bars indicating the flood and marine events identified, in correspondence with the estimated Cal BC/AD ages from radionuclide activities (^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{14}C). The calibrated ages were obtained using the cal-ib 8.2 program. For unit 1, an age range was obtained using three reservoir ages according to the values reported for this area (see Table 4).90

Figure 49: SWAN model propagation for mid-resolution mesh 100×100 (A,C) and SWAN model propagation for high-resolution mesh 20×20 (B,D). Hs: indicates the wave height in m. Black square indicates the zoom area for images on the left side (B,C).91

Figure 50: Location of sampling core PT1 and PT4, tsunami flood zone, according to SHOA flood chart (A), and the river overflow zone (B). (C) comparison of sedimentary log between PT1 and PT4 and reconstruction of events (gray layers represent marine events and brown layers represent continental events.....93

Index Tableaux

Tableau 1 : Description des différentes catégories de tempêtes d’’après R. Campos-Caba (2016)	23
Tableau 2 : Les dix événements de tempête les plus importantes au cours du XX-XXI ^{eme} siècle au Chili.....	24
Tableau 3 : Sedimentological of meteorological event deposits along the PCH6 and PCH7.	64
Tableau 4 : Radiocarbon details and resulted ages on shells (<i>Heleobia</i> sp.) and wood charcoal from the PT1 core. The dates obtained for the snail shells were calibrated using Calib 8.20, and the marine 20.14C curve, testing three reservoir ages (a, b and c); for wood charcoal age, it was calibrated using the Shcal20.14C curve [65,66].	81
Tableau 5 : Wave parameters in deep water for SWAN model propagation. Hs: wave height, Tp: peak period, Dp: peak direction.....	83
Tableau 6 : Sedimentological characteristics of meteorological event deposits along the PT1 and PT4 cores.*40 cm Rip-up clast.....	84

1 Introduction générale

Le Chili est un pays constamment frappé par des catastrophes naturelles (pluies intenses, crues, tempêtes, séismes, tsunamis, éruptions volcaniques, etc.). La zone côtière chilienne longue de plus de 6 435 km est affectée par ces aléas d'origine climatique et tellurique. Selon, le recensement 2017, 58 % de la population chilienne vit sur la zone côtière et est donc particulièrement vulnérable. Ceci constitue un véritable défi pour les politiques publiques en termes de prévention et de mitigation dans un contexte de changement climatique global qui vient exacerber la vulnérabilité côtière.

Notre planète se réchauffe depuis l'époque préindustrielle, l'influence humaine sur le système climatique est démontrée (IPCC, 2007) et les émissions anthropiques récentes de gaz à effet de serre sont les plus élevées depuis le dernier millénaire (IPCC, 2014; IPCC, 2007). Ce réchauffement se manifeste par l'augmentation des températures de surface du continent et des océans et il est évalué à +0,6 °C depuis la fin du XIX^{ème} siècle. L'augmentation de la température de la surface des océans est estimée à 0,1°C par décennie de 1971 à 2010. Ce réchauffement est particulièrement observé dans l'océan Pacifique à cause de l'augmentation de la fréquence du phénomène El Niño (El Niño – Southern Oscillation) mais aussi d'une phase positive de la Tropical Pacific Decadal Variability (PPD) de plus en plus marquée (Lindsey & Dahlman, 2020; IPCC, 2014; Hasen, et al., 2010; Trenberth, et al., 2007; Solomon, et al., 2007). D'autre part, le phénomène El Niño provoque une augmentation des anomalies des pluies le long des zones arides et semi-arides d'Amérique du Sud-Ouest, principalement en Équateur, au Pérou et sur les côtes nord et centrale du Chili (Curtis & Adler, 2003; Aiguo & Wingley, 2000; Rutllant & Fuenzalida, 1991; Aceituno, 1988). Dans la région semi-aride du Chili, les précipitations annuelles sont faibles (90 à 100 mm en moyenne annuelle) et augmentent de manière drastique durant les périodes El Niño (200 à 400 mm) (Ortega, et al., 2012; Rutllant & Montecinos, 2002; Rutllant & Fuenzalida, 1991).

Le rapport IPCC (2017) suggère que le réchauffement climatique engendrera une augmentation de l'intensité et de la fréquence des événements météorologiques extrêmes tels que les ouragans, les crues et les sécheresses. En Amérique du Sud, les pluies extrêmes ont augmenté en Equateur, dans le nord-ouest du Pérou, et le nord Chili. Par contre, depuis 1960, les pluies ont diminué dans le centre et le sud du Chili, le sud-ouest de l'Argentine et le sud du Pérou, provoquant une sécheresse extrême (IPCC, 2014). Ces évènements peuvent avoir un impact socio-économique très important. En 2015, des pluies et crues extrêmes ont touché la région d'Atacama et causées la mort de 28 personnes ainsi que des pertes économiques estimées à 1,5 millions de dollars. Cet évènement a généré des glissements de

terrain et des inondations associées à des coulées de boue. Plus de la moitié de la ville de Copiapo s'est retrouvée sous une coulée de boue de plus d'un mètre d'épaisseur. Pendant cet événement, plusieurs villages ont été inondés par des « rios secos », des rivières inactives historiquement (SERNAGEOMIN, 2017).

Le changement climatique a un impact sur l'augmentation du niveau des océans. Cette augmentation est de 10 à 20 cm au cours du siècle dernier et de l'ordre de 2 à 3 mm au cours des 20 dernières années. La vitesse d'augmentation du niveau marin a doublé depuis 1990, ceci est lié à trois causes principales : i) La dilatation thermique de l'eau ; ii) La diminution du volume de glace stockée au Groenland et dans l'Ouest de l'Antarctique ; iii) La fonte des glaciers de montagne (Chen, et al., 2017; IPCC, 2014; Mal, et al., 2018). Le recul des glaciers s'est particulièrement intensifié ces dernières décennies atteignant des conditions critiques dans les pays andins (GIEC, 2014). Un exemple de la fonte des glaciers et des calottes polaires peut se voir sur le territoire chilien Antarctique qui a subi la fonte la plus grave au cours de l'année 2020. Cette fonte s'explique par des températures record atteignant 18,3°C, le 6 février 2020 (NASA, 2020). L'élévation du niveau de la mer pourrait accentuer les inondations littorales liées aux tempêtes, aux marées et aux tsunamis et augmenter le risque de submersion. Ces effets combinés ont un fort impact sur la zone côtière en provoquant, par exemple, un recul accéléré du trait de côte. Ce mécanisme induit des pertes économiques importantes le long des côtes fortement anthropisées (Tech, 2018; Li, et al., 2018).

Des submersions marines peuvent aussi être provoquées par des tsunamis associés à des aléas d'origine tellurique comme les séismes ou les éruptions volcaniques. Ces phénomènes se produisent aux frontières des plaques lithosphériques, principalement le long de la ceinture de feu, entourant l'océan Pacifique. A l'échelle globale, les séismes les plus forts enregistrés au cours de ces soixante dernières années sont ceux du Chili (Magnitude 9,5 sur l'échelle de Richter, Puerto Montt, 1960), de l'Alaska (Magnitude 9,2, 1964), de l'Indonésie (Magnitude 9,1, Sumatra, 2004) et du Japon (Magnitude 9.1, Tohoku, 2001) (Eglitis, s.f.; National Geophysical, 2018). Le séisme le plus puissant enregistré à ce jour à l'échelle mondiale s'est produit au Chili le 22 mai 1960 dans la région de Puerto Montt et de Valdivia, provoquant un tsunami dont le run-up maximal est estimé à 25 mètres (SERNAGEOMIN, 2017). Le séisme à lui seul a généré de forts dégâts sur une distance de plus de 1000 km de l'épicentre. Historiquement, les tsunamis les plus puissants qui ont touché le Chili sont ceux de 1868 dans la partie Nord à la suite d'un séismes de magnitude 8,5 (run-up maximum estimé de 18 mètres) ; de 1922, également dans le secteur nord avec un séisme de magnitude 8,7 (run-up de 9 mètres), qui a également affecté le Japon, les Samoa américaines, le Pérou et l'Asie ; et celui de 1960 dans la partie centrale du Chili associé à un séisme de magnitude 9,5 (run-up de 25 mètres) (National Geophysical, 2018; Eglitis, s.f.). Depuis 1950, le Chili compte plus de 3100 personnes décédés des conséquences d'un séisme et

45 par un tsunami. Sur une période plus longue encore, c'est-à-dire depuis 1751, il est estimé que 6644 personnes sont décédées suite à un tsunami (Eglitis, s.f.; National Geophysical, 2018).

Que ce soit pour l'étude du risque de submersion marine ou d'inondation côtière lié à des aléas d'origine climatique (crues éclairs, tempêtes) ou des aléas d'origine tellurique (tsunamis), l'analyse des données actuelles est trop réduite et n'intègre pas une échelle de temps suffisamment longue. Les chroniques sont à ce jour encore trop courtes, et ne couvrent pas plus de quelques décennies. Il est essentiel de placer de tels événements dans un contexte temporel plus large, et de retracer l'histoire de ces événements sur plusieurs siècles pour identifier ou pas des récurrences ou des tendances sur une échelle de temps plus longue. L'étude d'archives sédimentaires est le moyen de reconstituer de longues chroniques. Les systèmes côtiers (lagune, delta, estuaire) reçoivent du matériel sédimentaire marin provenant de l'avant côte en période de tempête ou de tsunami. A partir de l'étude d'archives sédimentaires extraites de ces complexes margino-littoraux, il est possible de reconstituer l'alternance des événements extrêmes de tempête ou de tsunami au cours des derniers milliers d'années (Liu & Fearn, 1993; Liu & Fearn, 2000; Donnelly, et al., 2001; Dezileau, et al., 2005; Sabatier, et al., 2008; . May, et al., 2013; Camacho, et al., 2016; Baumann, 2017; Affouri, et al., 2017; Abad, et al., 2020). Au moment d'une crue, du matériel sédimentaire continental est déposé dans le champ d'inondation provoquant une aggradation des terrasses fluviales. L'étude de ces dépôts fluviaux permet d'identifier des événements de crue sur plusieurs siècles (Baker, 1987; Baker, et al., 2002; Benito, et al., 2003; Hasen, et al., 2010; Ortega, et al., 2012; Dezileau, et al., 2014; Affouri, et al., 2017). Cette approche qui se nomme la paléohydrologie a surtout été utilisée sur les hauts et médians bassins versants et peu dans les zones côtières. Dans le cadre de cette thèse, nous utiliserons une approche multiproxie pour identifier et estimer la récurrence des événements extrêmes (tempêtes, crues, tsunamis) qui ont affecté la région de Coquimbo (Chili) au cours du dernier millénaire.

Le manuscrit s'organisera en 5 chapitres :

Le chapitre 1 : Présentation des principaux événements de tsunamis, tempêtes et crues ayant affecté les côtes chiliennes.

Le chapitre 2 : Ce chapitre présentera les caractéristiques géologiques, climatiques et hydrologiques des deux zones d'étude (Los Choros et Pachingo) de la région de Coquimbo.

Le chapitre 3 : Présentation des résultats de Los Choros. Article 1: « Reconstruction of extreme floods from the coastal sedimentary archives in the Choros, Coquimbo region, 28 ° S, Chile. » in prep.

Le chapitre 4 : Présentation des résultats de Pachingo. Article 2: « Extreme Sea Surges, Tsunamis and Pluvial Flooding Events during the Last ~1000 Years in the Semi-Arid Wetland, Coquimbo Chile ». *Geosciences*, 2022, 12, 135.

Le chapitre 5 : Synthèse des principaux résultats acquis et les enseignements obtenus de cette recherche avec les principales conclusions. Des perspectives futures de recherche et quelques recommandations seront également proposées.

2 Chapitre 1 : Les aléas naturels au chili

2.1 Origine et données historiques des principaux événements de tsunamis, de tempêtes et de crues sur les côtes chiliennes

2.1.1 Origine des tsunamis

Les tsunamis, dénommés parfois vagues sismiques océaniques sont générés principalement par des séismes (90 %), parfois par des glissements de terrains sous-marins, plus rarement par des éruptions volcaniques et exceptionnellement par l'impact d'un gros météorite dans l'océan (Van Dorn, 1987; SEO, 1994; COI, 2013) (Figure 1).

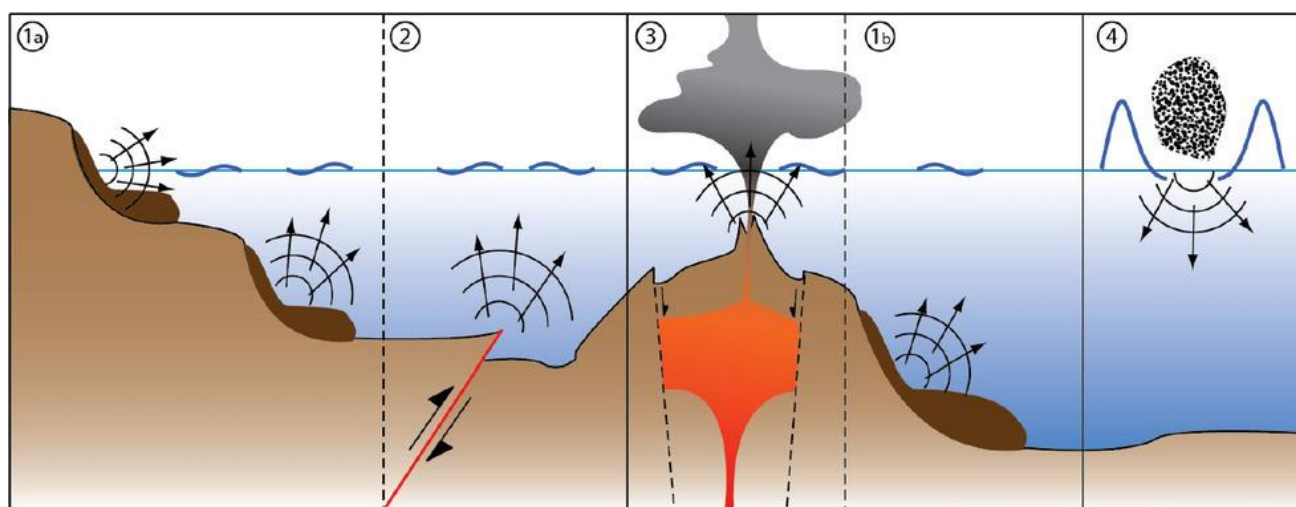


Figure 1: Représentation des sources potentielles d'un tsunami. 1a) Glissement de terrain aérien ou subaérien, 1b) Glissement de terrain sous-marin, 2) Séisme sous-marin ou proche du littoral, 3) Eruption volcanique ou effondrement de caldeira, 4) Chute de météorite. Source : Péroche, 2016.

Les séismes génèrent des vagues de grande longueur d'onde (centaines de kilomètres) et de grande période (minutes à heure). L'onde de tsunami se propage dans toutes les directions avec une grande énergie (Figure 2). Des vagues d'abord peu perceptibles d'une hauteur de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres et qui se propagent à travers l'océan à des vitesses comprises entre 500 et 800 Km/h. Lorsque la profondeur de l'eau diminue, à l'approche d'un plateau continental, leur vitesse ralentie jusqu'à quelques dizaines de Km/h seulement. Leur amplitude en revanche augmente. Les vagues les plus hautes peuvent atteindre 30 mètres. Plusieurs facteurs vont influencer les caractéristiques d'amplitude des vagues de tsunami et leurs impacts à la côte comme la bathymétrie, la topographie et la morphologie de la zone littorale (Okal & Synolakis, 2004; Fine, et al., 2015; Péroche, 2016).

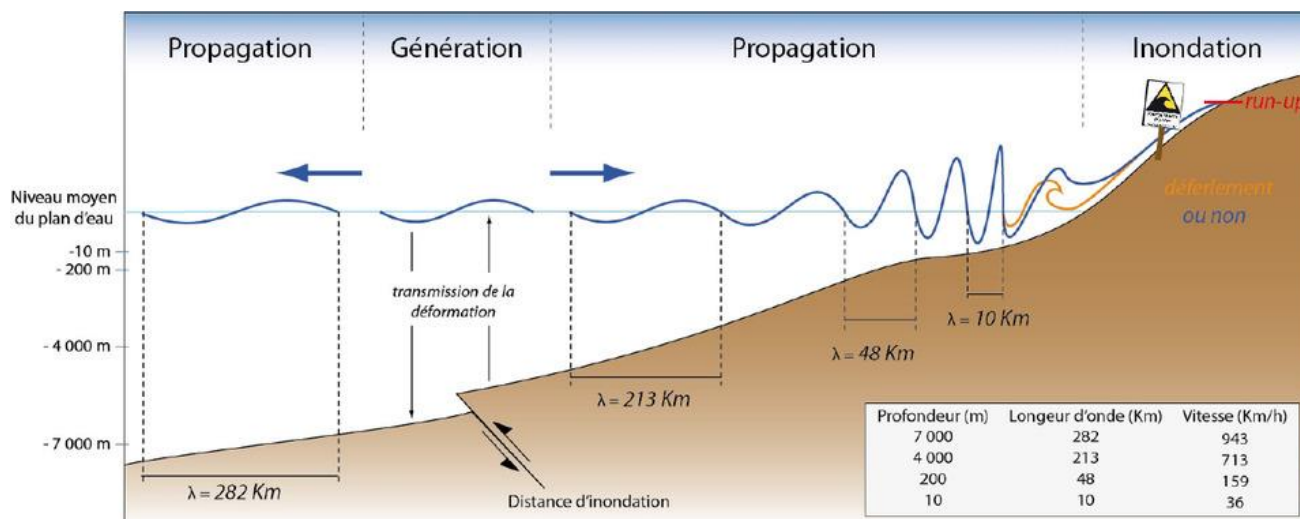


Figure 2: Représentation des différents stades d'un tsunami et sa propagation. Source : Péroche, 2016

Les tsunamis peuvent être classés en fonction de leur amplitude, c'est à dire de l'énergie totale qu'ils libèrent, à l'image de ce qui se fait pour les séismes. Plusieurs échelles coexistent pour permettre la comparaison entre les différents événements. Les premières échelles utilisées pour mesurer l'intensité d'un tsunami est l'échelle Sieberg-Ambraseys utilisée dans la mer Méditerranée et l'échelle d'Imamura-Iida utilisée dans l'océan Pacifique. Cette échelle a été modifiée par Soloviev, qui a calculé l'intensité Tsunami selon la formule :

$$I = \frac{1}{2} + \log_2 H_{av}$$

où H_{av} est la hauteur moyenne des vagues le long de la côte. Cette échelle connue comme l'échelle d'intensité de tsunami Soloviev-Imamura est utilisée dans les catalogues de tsunami mondiales compilées par le NGDC / NOAA. Elle propose un classement des tsunamis du degré 1 (très léger ; perceptible par un marégraphe mais sans dégâts à la côte) à 6 (désastreux ; avec des destructions de constructions jusqu'à une certaine distance du rivage).

Il existe aussi une échelle de magnitude proposée par Murty et Loomis basée sur l'énergie potentielle:

$$M_t = a \log h + b \log R = D$$

où h est l'amplitude de l'onde maximale (en m) mesurée par un marégraphe à une distance R de l'épicentre. Cette échelle est rarement utilisée. Il y a l'échelle de Wiegel qui a combiné les échelles proposées par Inamura et Iida. Les paramètres utilisés sont la hauteur de la vague (H), qui correspond à la différence de niveau entre la crête et le creux de la vague et le niveau maximal d'inondation (R) correspondant à l'endroit de la côte où les effets du tsunami sont maximaux (Figure 3). Enfin, il existe

une échelle plus récente, celle de Papadopoulos-Imamura (2001) qui comporte 12 degrés et qui tient compte de l'impact du tsunami sur la population, les objets naturels et artificiels, et les dommages subis par les bâtiments.

Pour mesurer ces paramètres d'intensité et de magnitude.

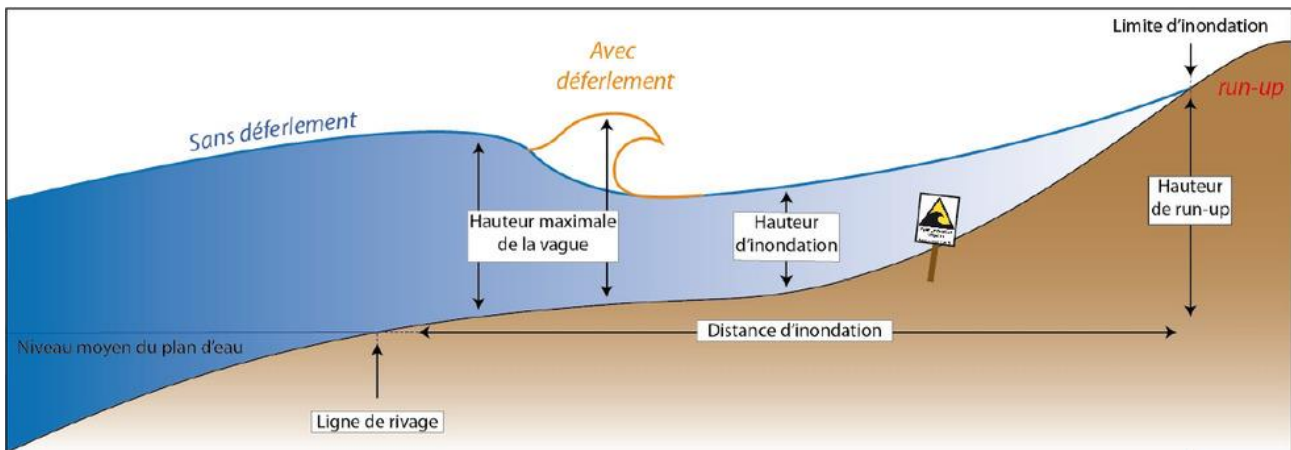


Figure 3: Représentation schématique d'une inondation par tsunami (Péroche, 2016).

2.1.2 Données historiques des Tsunamis au Chili.

Le Chili est situé sur la ceinture de feu du Pacifique, au niveau d'une zone de subduction, où les plaques de Nazca et d'Amérique du Sud convergent à des taux parmi les plus élevés sur Terre (68 mm/an) (Pardo, et al., 2002; Métois, et al., 2013; Dura, et al., 2015). Cette convergence provoque une forte déformation du continent et génère une grande activité sismique et volcanique. Dans certains cas, cette activité sismique est responsable de tsunamis qui se propagent dans tout le Pacifique.

D'après les archives historiques, le tsunami le plus ancien s'est produit en 1420, avec un tremblement de terre de magnitude 8.8–9.4 Mw dans l'Atacama (27°S, nord, Chili), à 350 km au nord de Coquimbo (Abad, et al., 2020; Araya, et al., 2022). Depuis 1562, le Chili a enregistré 43 tsunamis (Lomnitz, 1970; NCEI/WDS, 2000; CERESIS, 1885). Récemment le Chili a été frappé par trois tsunamis importants. Le tsunami de 1960 est associé à un tremblement de terre de magnitude 9,5 Mw et a particulièrement affecté Valdivia. Il s'agit du tsunami transocéanique le plus puissant jamais enregistré. Il a affecté les côtes de 13 pays, dont les plus touchés ont été le Chili, le Japon et Hawaï (Figure 4). Le Chili a subi le plus grand impact, avec des vagues de tsunami atteignant 25 m. Au Japon, les vagues ont atteint 6,3 m et à Hawaï, 10,7 m (Sakate, et al., 2020; Lomnitz, 2004; Cisternas, et al., 2005; Cisternas, et al., 2017; Ely, et al., 2014; Melnick, et al., 2018), (Sievers, et al., 1963; Plafker & Savage, 1970). Le deuxième tsunami le plus important est celui du 27 février 2010. Le tremblement de terre de magnitude 8,8 Mw s'est produit dans la région du Valparaíso (35°S) avec une vague d'une hauteur maximale de 29 m. Il a également touché les côtes de la Polynésie Française, les États-Unis, la Russie et la Nouvelle-

Zélande. Le troisième tsunami est celui du 22 mai 2015 à Illapel avec un tremblement de terre de magnitude 8.3 Mw (Ye, et al., 2015; Barnhart, et al., 2016; Contreras-Lopez, et al., 2016) a affecté 500 km de côtes de Huasco à San Antonio (28,5° - 33,5° S). Ce tsunami a généré un run-up maximal de 10 m au plus proche de l'épicentre sur la côte. Dans la région de Coquimbo, il a été mesuré à +4,5 m (Contreras-Lopez, et al., 2016; Barnhart, et al., 2016). Ce tsunami est le dernier tsunami qui a touché le Chili.

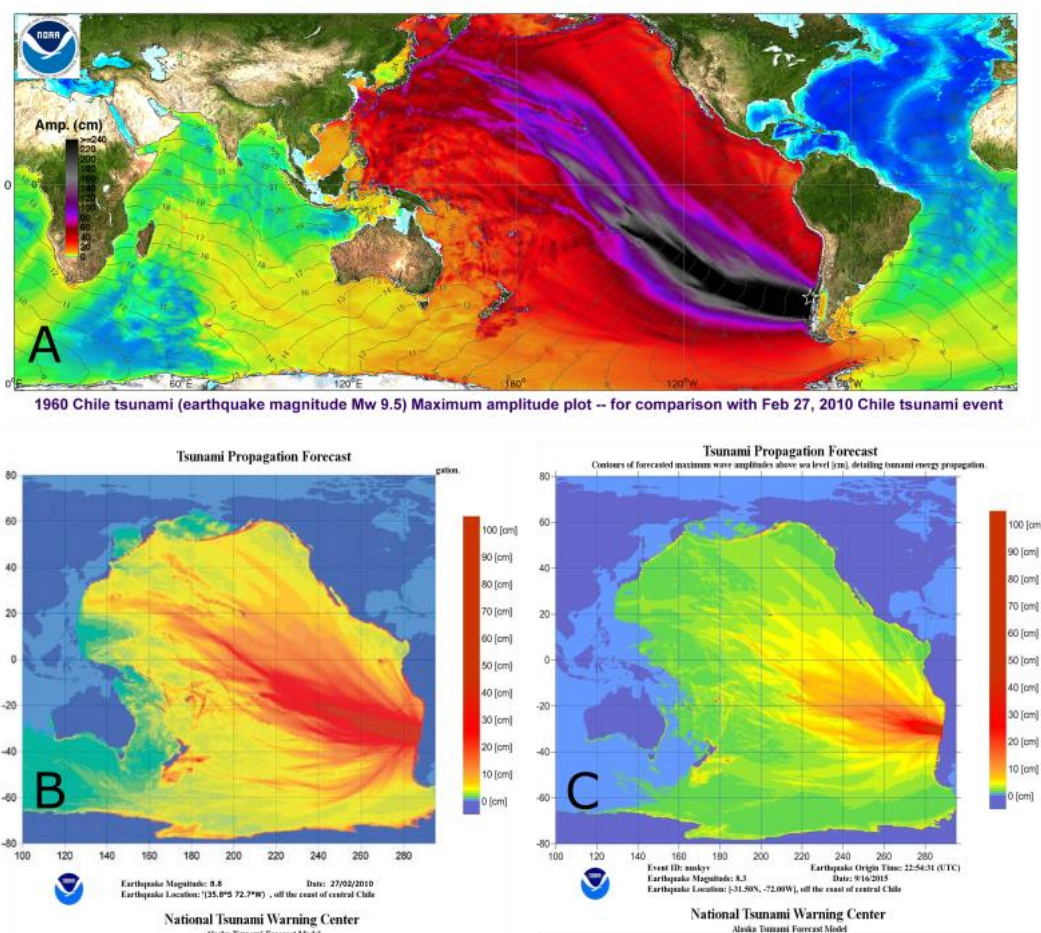


Figure 4: Modèles des trois plus grands tsunamis transocéaniques du Chili : 1960 (A), 2010 (B) et 2015 (C). Source : NOAA

2.1.3 Origine des tempêtes ou des « bravesas » au Chili

La tempête est un phénomène atmosphérique caractérisé par des vents violents produits par une dépression barométrique fortement marquée. Les météorologues désignent comme « tempêtes », les systèmes dépressionnaires générant des rafales de vent approchant les 100 km/h dans l'intérieur des terres et 120 km/h sur les côtes. Ce terme désigne à la fois une zone étendue de vents violents et la dépression génératrice.

Il existe cinq origines différentes de tempêtes au Chili :

a) Les dépressions de l'hémisphère sud (F1).

La ceinture dépressionnaire de l'hémisphère sud se situe entre 45°- 55°S de latitude. Ces dépressions circulent d'Ouest en Est. Elles génèrent des vents puissants qui forment des vagues qui se propagent sous forme de houle sur des centaines de kilomètres jusqu'au Chili. Les côtes chiliennes sont en permanence touchées par ces houles. C'est pour cette raison que, dans la région sud et centrale du Chili, la plupart des ports et des infrastructures côtières sont construits dans des baies protégées de ces houles d'orientation sud à sud-ouest (Figure 5A).

b) Les dépressions de l'hémisphère nord (F2) :

Des systèmes de basse pression se déplacent à travers les latitudes moyennes de l'océan Pacifique Nord en période hivernale. Les vents associés à ces basses pressions produisent des vagues qui se propagent vers le sud-est et atteignent la côte du Chili sous la forme d'une houle de Nord-Ouest. Ce phénomène affecte une zone depuis Arica (18°S) jusqu'au golfe d'Arauco (37°S°) (Figure 5B).

c) Les basses pressions d'hiver austral (F3) :

Pendant l'hiver austral, des basses pressions associées à des tempêtes, mieux connues sous le nom de systèmes frontaux se produisent sur la partie centrale et sud du Chili. Celles-ci génèrent des houles provenant du nord-ouest du Chili et affectent directement le littoral central et méridional du Chili. Cette houle affecte les côtes chiliennes, puisque les principales villes et ports sont orientés vers le nord (F1). Dans cette configuration, les dégâts sur le littoral sont plus importants (Figure 5C).

d) Les Anticyclones froids (F4)

Les anticyclones froids atteignent le continent chilien, apportant avec eux des vents violents du sud, communément appelés "surazos". Ils développent des vents forts et constants du Sud à Sud-Ouest, qui dans leur persistance et leur extension, génèrent une houle de même direction, affectant les ports de la côte centrale et du nord du chili (Figure 5D).

e) Les cyclones tropicaux du Pacifique Sud (F5)

Les tempêtes tropicales (appelées ouragans ou cyclones tropicaux) se produisent principalement de novembre à avril. Celles-ci peuvent générer des houles importantes et des

houles de Ouest à Nord-Ouest, et atteignent les côtes chiliennes avec des houles dont la hauteur peut dépasser 4 mètres (Figure 5E).

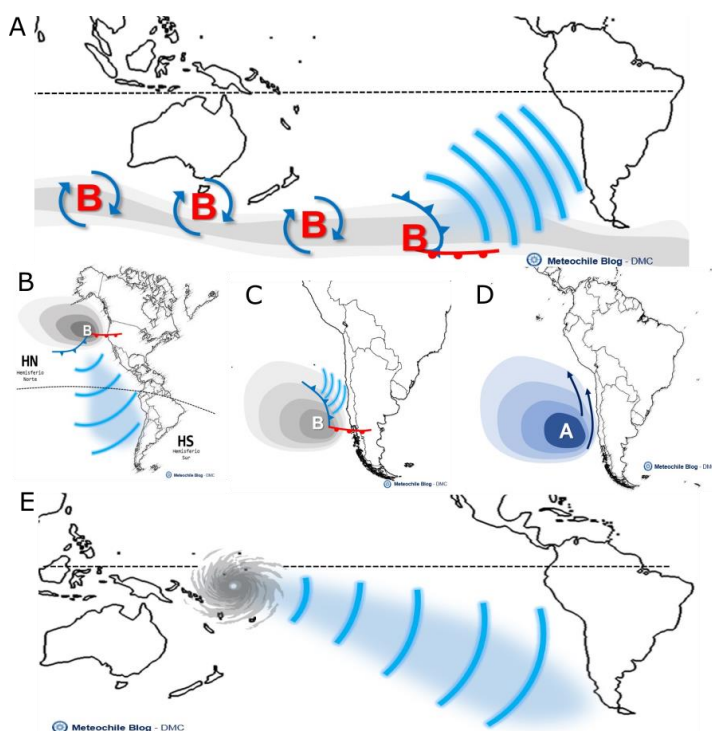


Figure 5: A) Ceinture de basse pression dans l'hémisphère sud et propagation de la houle. B.) Comportement de systèmes frontaux originaires de l'hémisphère nord, Source : <https://blog.meteochile.gob.cl> C) Les basses pressions de l'hiver austral ; D) Les anticyclones froids et le « Surazo ; E) Les cyclones tropicaux du Pacifique sud. Source : <https://blog.meteochile.gob.cl>.

En fonction de l'orientation de la zone littorale, ces différentes conditions vont avoir un impact différent. La baie de Los Choros va être plus sensible aux houles du Nord-Ouest, c'est-à-dire par les scénarios F1 et F4. Par contre, la baie Tongoy (Pachingo) non protégée des houles et vagues du Sud-Ouest va être affecté par des scénarios de type F2, F3 et F5. Les houles de tempête arrivant sur la Baie de Tongoy par le nord pendant l'été austral (entre décembre et février) sont généralement associés à des hauteurs de vague plus faibles (Beya, et al., 2016; Beya, et al., 2017).

2.1.4 Données historiques des tempêtes au Chili

Campos-Caba et al., (2015) ont collecté, analysé et caractérisé les différentes tempêtes historiques qui ont affectés la zone côtière chilienne en fonction des dommages et des impacts entre 1823 et 2015. Pour réaliser cette compilation de données, les auteurs ont recueilli des informations dans des journaux officiels, des magazines, ainsi que des mesures in-situ. Ils ont aussi proposé une échelle d'intensité des dommages de tempêtes ou « Brazeras », cette échelle classe les différents événements entre 1 et 7 (Table1) (Campos-Caba, et al., 2015; Campos-Caba, 2016).

Les tempêtes les plus importantes et d'intensité majeure qui ont touché le Chili entre 1825 à 2015 sont : i) la tempête d'août 1965. C'est l'une des tempêtes les plus violentes des dernières décennies. Cette tempête a causé de graves dommages depuis la région du Biobio (36°S) à la région d'Arica (18°S). Les pertes économiques pour le pays ont été plus importantes que celles causées par le tremblement de terre de la même année. ii) la tempête de 2013 a affecté la zone nord du Chili, principalement la région d'Antofagasta (25°S), iii) la tempête de 2015 a eu des conséquences similaires à la tempête de 1965 et a affecté l'ensemble des régions du Biobío (38°S) à Coquimbo (30°S). Les impacts les plus importants ont touché la région de Valparaiso (33°S). Les hauteurs maximales des vagues ont atteint des hauteurs allant jusqu'à 10 mètres, et ont causé divers dommages, notamment des dommages sur les infrastructures côtières, la suspension des opérations portuaires, cinq décès et des milliers de sinistrés (Campos-Caba, 2015; Campos-Caba, et al., 2016). Ces trois événements ont été classés VII sur l'échelle de Campos-Camba (Table 2 et figure 6).

Tableau 1 : Description des différentes catégories de tempêtes d'après R. Campos-Caba (2016)

Catégorie	Description
1	Fermeture des ports et protection des navires. Suspension des activités de plongée, de ramassage de fruit de mer et d'algues, des sports nautiques et de plages (plages non propices à la baignade)
2	Fermeture des ports. Dommages sur les petits bateaux de pêcheurs. La circulation piétonne dans les secteurs côtiers peut être interdite.
3	Fermeture des ports. Dommages sur tous types de navires avec perte ou naufrage des petits bateaux de pêcheurs. Possibilité d'inondation des locaux commerciaux, les maisons et autres installations à proximité du littoral.
4	Fermeture des ports. Perte ou naufrage de petits bateaux et avaries graves sur les navires. Inondations des locaux commerciaux, habitations et installations près du littoral. Coupures des circulations sur les routes côtières. Dommages mineurs aux infrastructures côtières, aux locaux commerciaux, aux habitations ou à d'autres types de travaux de génie civil à proximité du littoral.
5	Fermeture des ports. Perte ou naufrage à tout type de navires. Inondations des locaux commerciaux, habitations, infrastructures côtières et coupures de circulations dans les secteurs côtiers. Dommages majeurs sur les infrastructures côtières, locaux commerciaux, habitations près du littoral.
6	Fermeture des ports. Perte ou naufrage à tout type de navires. Inondations des locaux commerciaux, habitations, autres installations côtières et coupures de circulations dans les secteurs côtiers. Graves dommages sur les infrastructures côtières, locaux commerciaux, habitations près du littoral.
7	Fermeture des ports. Perte ou naufrage à tout type de navires. Inondations des locaux commerciaux, habitations, installations côtières et coupures de circulations dans les secteurs côtiers. Destructures d'infrastructures côtières, locaux commerciaux, habitations près du littoral.

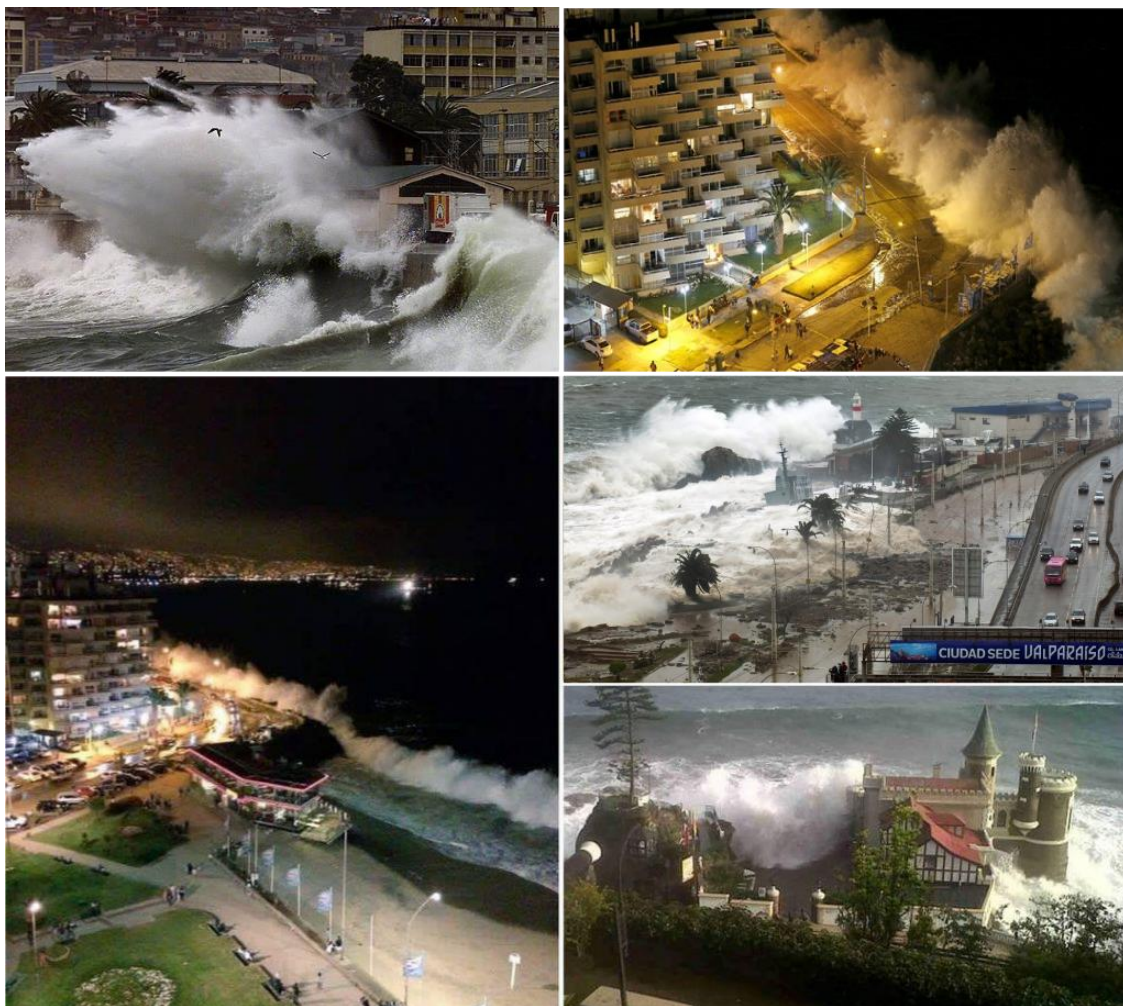


Figure 6 : Photos de tempêtes (catégorie > V) qui ont touché les côtes du Chili ces dix dernières années.

Tableau 2 : Les dix événements de tempête les plus importantes au cours du XX-XXI^{ème} siècle au Chili.

Date	Dommages et zones affectées	Catégorie
26/05/1915	V région de Valparaiso (33°S). Le quai flottant de « Valparaíso » coule à cause d'une forte tempête.	V région : 1
04-08/06/1924	XV région d'Arica (18°S) : Débordement littoral et 23 bateaux ont coulé. I région de Tarapaca (20°S) : Destruction d'une barge et de 5 bateaux à la dérive. II région d'Antofagasta (23°S) Destruction du quai à Pisagua, destruction de 30 [m] de Molo à Antofagasta. III région d'Atacama (29°S) Destruction de la promenade littorale et du quai de Casa Francesa, perte de 2 chaloupes et de 2 bateaux. IV région de Coquimbo (30°S) : 2 bateaux échoués, inondation de rues côtières à La Serena et Los Vilos.	XV région: 4 I région : 3 II région: 5 III région : 5 IV région : 3
09/08/1929	II région (d'Antofagasta, 23°) et III région (d'Atacama, 29°S) : Dommages sur les infrastructures côtières ; V régions (de Valparaiso): Dommages de locaux commerciaux et d'habitations.	II région: 5 III région: 6 V région: 4

22/05/1940	V Région de Valparaiso (33°S) : Naufrage du quai flottant «Valparaiso II ». Il s'est renversé à cause d'une forte tempête.	V région : 5
10/08/1965	XV région d' Arica (18°S): Fermeture du port ; II région d' Antofagasta (23°S) : inondations en divers points, dégâts sur les infrastructures côtières, 7 bateaux endommagés, noyades ; III région d'Atacama (29°S) : Dégâts sur les infrastructures côtières, 2 bateaux endommagés ; IV région de Coquimbo (30°S) : Dommages sur les infrastructures côtières, fermeture du port, 58 bateaux endommagés, autres types de dommages ; V région de Valparaiso (33°S): Débordements, dommages sur les infrastructures côtières, dommages de locaux commerciaux et d'habitations, fermetures de ports, dommages aux navires, noyades, autres types de dommages ; VIII région de Biobio (36°S) : Débordements, dommages sur les infrastructures côtières, dommages de locaux commerciaux et d'habitations, fermeture de ports, dommages aux navires.	XV région: 1 II région : 6 III région : 5 IV région : 7 V région: 7 VIII région: 7
01-03/05/1986	I région de Tarapaca (20°S): navires non amarrés ; II région Antofagasta (23°S): Destruction d'un petit navire de pêche et mort de 3 pêcheurs ; III région d'Atacama (29°S): 3 pêcheurs morts; IV région de Coquimbo (30°S): Dégâts considérables sur le littoral; V région de Valparaiso (33°S): inondations et dommages sur les infrastructures côtières, dommages de locaux commerciaux et d'habitations; VIII région de Biobio (36°) : Habitations littorales endommagées.	I région : 2 II région : 3 IV région : 4 V région : 4 VIII région : 4
20-24/06/1997	I région Tarapaca (20°) : 1 noyade ; II région Antofagasta (23°) : inondations ; III région d'Atacama (29°) : Dommages sur les infrastructures côtières, dommages de 5 bateaux et autres types de dommages ; IV région de Coquimbo (30°S) : Fermeture du port ; V région de Valparaiso (33°S) : Fermeture des ports, 11 bateaux endommagés et autres types de dommages ; VI région de Curico (34°S): Effondrement de l' esplanade; VII région Maule (35°S): Destruction de cabanes de pêcheurs et autres types de dégâts ; VIII région de Biobio (36°S): Navire emporté par la mer, 13 bateaux endommagés.	I région : 1 II région: 3 III région: 4 IV région: 1 V région : 3 VI région: 4 VII région : 4 VIII région : 4
08-15/08/2011	XV région d' Arica (18°S): Fermeture du port ; I région de Tarapaca (20°S): disparition d'un surfeur ; II région d'Antofagasta (23°S): inondations, dégâts sur des navires, fermeture de ports; IV région de Coquimbo (30°S) : Fermeture du port, dommages sur des locaux commerciaux ; V région de Valparaiso (33°S) : Dépassement, dégâts de locaux commerciaux, vague frappe un minibus et est à l'origine de plusieurs blessés.	XV région: 1 II région: 4 IV région: 3 V région: 4

03-04/07/2013	XV région d'Arica (18°S): naufrage, déplacement de blocs de protection portuaire, déviations du trafic routier ; I région de Tarapaca (20°S): naufrage et interruption de la circulation, dommages sur des locaux commerciaux et des habitations, fermeture du Port; II région d'Antofagasta (23°S) : 4 personnes blessées, inondations, coupures de la circulation, dégâts considérables de port, voitures emportées par des vagues ; III région d'Atacama (29°S): Fermeture des ports ; IV région de Coquimbo (30°S) : Fermeture des ports dans toute la région ; V Région de Valparaiso (33°S) : Dommages sur des locaux commerciaux à Reñaca, fermeture de ports, inondation de l'avenue Borgoño, viaducs à Saint-Domingue et Carthagène ; VII région de Maule (35°S) : Inondation par débordement, dégâts aux habitations, 4 bateaux emportés par la mer, dégâts sur des locaux commerciaux, dégâts du quai des Magallanes ; VIII région de Biobio (36°S): Inondation par débordement ; IX : Dommages d'habitations.	XV région: 4 I région: 4 II région:6 III région:1 IV région: 1 V région: 5 VII région: 5 VIII région: 4 IX région: 4
08/08/2015	XV région d'Arica (18°S) : dégradations diverses ; II région d'Antofagasta (23°S): Jeune homme emporté par les vagues alors qu'il pêchait, inondations et suspension de la circulation. Effondrement du chemin de Taltal ; IV région de Coquimbo (30°S): Fermeture du port, inondations, dommages sur des locaux commerciaux; V région de Valparaiso (33°S) : inondations, dommages sur les infrastructures côtières, multiples dommages sur des ouvrages publics et privés entre Valparaíso et Viña del Mar, fermeture de ports, 60 bateaux endommagés, dommages sur des locaux commerciaux, deux morts, sauvetage de personnes, pêcheurs affectés, autres types de dommages ; IX région de l'Araucania (37°S): Effondrement d'une partie de falaise ; XIV région de Los Rios (39°S): Débordement et destruction du front de mer à Lago Ranco.	XV région: 3 II région: 4 IV région : 4 V région: 7 IX région: 5 XIV région: 5

2.1.5 Phénomène El Niño, pluies intenses, inondations et données historiques

L'expression « El Niño » prend son origine au Pérou; les pêcheurs ayant identifié la présence saisonnière d'eau chaude, autour de la fête de Noël. Pour cette raison, ils ont décidé de nommer ce phénomène "le courant El Niño", en référence à la naissance de l'Enfant Jésus (Trenberth, 1997). El Niño est un phénomène climatique global et local d'origine naturelle, résultat de processus interactifs et rétroactifs entre l'océan et l'atmosphère, qui se développe au niveau de l'océan Pacifique équatorial (Trenberth, 1997). Le Pacifique équatorial présente dans sa partie Ouest des eaux de surface chaudes associées à de la convection et des précipitations, et à l'est par des eaux froides dû à la remontée d'eau profonde et associé à de faibles précipitations (Dayan, et al., 2014) (Figure 7). À la suite d'une perturbation de l'équilibre initial, le système océan/atmosphère évolue vers un nouvel état d'équilibre, appelé « El Niño », qui se caractérise par un réchauffement de la région du Pacifique équatorial central

associé au déplacement de l'ensemble du système de convection/précipitation vers l'est du Pacifique. El Niño est la phase positive d'un mode de variabilité oscillatoire du Pacifique tropical: El Niño Southern Oscillation (ENSO). Sa phase négative est représentée par « La Niña ». Cette phase a des caractéristiques physiques symétriques à celles du phénomène El Niño (Rutllant & Fuenzalida, 1991; Trenberth, 1997; Maturana, et al., 2004; Dayan, et al., 2014).

Le phénomène El Niño affecte de manière importante la zone semi-aride du Chili (entre 18 et 29°S) avec une augmentation importante des précipitations, ce qui provoque l'activation de rivières et de ruisseaux inactifs (« rios secos » en espagnol) avec des inondations et des débordements de rivières. Les trois El Niño les plus importants de ces dernières décennies sont ceux de 1982-1984, 1997-1998 et 2015-2017 (Figure 7) (Rutllant & Fuenzalida, 1991; Maturana, et al., 2004; Ortega, et al., 2012).

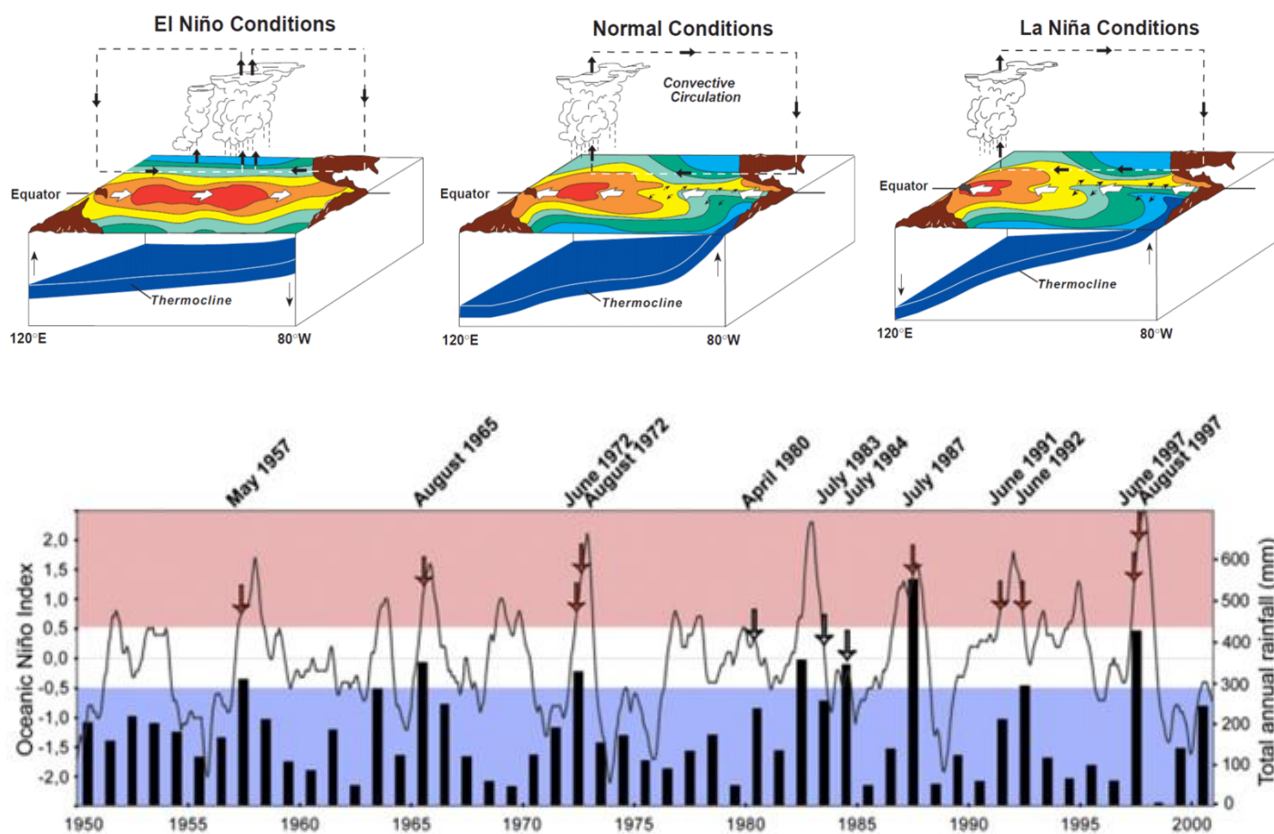


Figure 7 :A) Ce diagramme montre un modèle des températures de surface, des vents, des zones de montée d'air et de la thermocline (surface bleue) dans le Pacifique tropical pendant les périodes El Niño, normales et La Niña. Cliquez pour agrandir. Source: Bureau de projet NOAA. B) Comparaison entre l'indice El Niño et les précipitations annuelles dans le semi-aride chilien. Condition El Niño (rouge), condition neutre (blanc), condition La Niña (bleu). Source: Ortega et al. (2012)

D'autre part, l'oscillation décennale du Pacifique (PDO) est un mode de variabilité climatique qui se développe dans tout le nord de l'océan Pacifique. Ce phénomène peut intensifier ou diminuer les

impacts d'El Niño selon la phase dans laquelle il se trouve. Si le PDO est dans une phase positive en période El Niño, les impacts seront amplifiés par rapport aux schémas normaux, c'est-à-dire qu'il y aura une augmentation des précipitations encore plus fortes. Au contraire, si le PDO en phase positive se produit pendant une période La Niña, les effets sur les précipitations seront affaiblis, la région sera plus sèche encore (Wang, et al., 2014; Yang & Oh, 2020).

2.2 Méthodes de reconstitution des paléo-événements de submersion (tempêtes et tsunamis) et de crues

2.2.1 Paléohydrologie et paléotempestologie

Les milieux côtiers comme les zones humides, les lagunes, les estuaires et les deltas sont des milieux fortement influencés par des événements marins (tempêtes et/ou tsunamis) et continentaux (crues). Les submersions marines sont des inondations, temporaires et rapides des espaces côtiers littoraux et des embouchures des fleuves. Elles sont liées à une élévation du niveau de la mer due à la combinaison de plusieurs phénomènes comme les tempêtes, les tsunamis et les marées d'équinoxes associées à des vents forts. Ces événements peuvent causer des dommages sur les environnements littoraux et les infrastructures humaines côtières.

La crue, quant à elle, est un accroissement important du débit et de la hauteur d'eau d'un fleuve ou d'une rivière. Elle est liée à une augmentation forte des précipitations sur le bassin versant. Ces crues peuvent transporter du sédiment, des débris et les fortes précipitations peuvent être à l'origine de glissements de terrain (Naranjo & Varela, 1996; Hauser, 1997; Sepulveda & Padilla, 2008). Il est possible de reconstituer dans le temps ces événements de submersion marine ou de crue. Pour cela, il est possible d'utiliser les archives sédimentaires en utilisant deux approches, la paléotempestologie et la paléohydrologie.

La paléotempestologie est une méthode qui permet de reconstituer les événements extrêmes de tempêtes et de tsunamis. Elle est basée sur l'analyse d'archives sédimentaires extraites des zones côtières (Liu and Fearn, 1993, 2000). Cette méthodologie utilise différentes approches comme la sédimentologie, la granulométrie, la géochimie, les traceurs biologiques (pollen, diatomées, foraminifères, malacofaune et la macrofaune), la susceptibilité magnétique et l'étude de la matière organique (Morton & Sallenger, 2003; Dezileau, et al., 2005; Morton, et al., 2007; Raji, et al., 2015; Maanan & Pouzet, 2019; Khalfaoui, et al., 2019).

La paléohydrologie, est une méthode qui permet de reconstituer les événements extrêmes de crue. Au moment d'une crue, du matériel sédimentaire est déposé dans le champ d'inondation provoquant une aggradation des terrasses fluviales. L'étude de ces dépôts fluviaux permet non seulement d'identifier des événements de crue mais aussi de reconstituer le niveau moyen atteint par les plus forts

événements depuis plusieurs siècles. Cette approche utilise différentes approches comme la sédimentologie, la géochimie, les traceurs biologiques (pollen, et la macrofaune), la susceptibilité magnétique et l'étude de la matière organique (Baker, 1987; Baker, et al., 2002; Benito, et al., 2003; Hasen, et al., 2010; Ortega, et al., 2012; Dezileau, et al., 2014).

2.2.2 *Limites des approches en paléotempestologie et paléohydrologie*

2.2.2.1 *Paléohydrologie*

L'objectif principal d'une reconstitution des crues du passé est tout d'abord d'identifier les dépôts de crues représentées dans l'enregistrement stratigraphique aussi précisément et complètement que possible mais aussi de déterminer leur chronologie le plus précisément possible (Kochel & Baker, 1988). Plusieurs incertitudes peuvent compliquer cette tâche : les effets d'ambiguïté stratigraphique (deux crues rapprochées dans le temps, de faciès similaire peuvent être identifiées comme une seule crue), les effets d'érosion (sous-estimation du nombre de crue), les effets de seuil d'enregistrement d'une crue (une terrasse enregistrera des crues dont la hauteur d'eau la submerge, le seuil d'enregistrement évolue donc avec l'aggradation de la terrasse), pour ne citer que les effets les plus importants. Une fois ces dépôts de crue identifiés il y a les incertitudes de datation (Dezileau, et al., 2014). La prise en compte de ces effets a des implications importantes pour évaluer l'intérêt d'un site à reconstituer des événements passés (Figure 8).

2.2.2.2 *Paléotempestologie*

La reconstitution des tempêtes ou des tsunamis du passé à partir d'archives sédimentaires prélevées dans des lagunes ou des zones humides à l'arrière d'une barrière sableuse peut être affectée par différents facteurs. L'évolution du trait de côte et de la morphologie de la barrière sableuse évolue dans le temps, entre autres, avec l'évolution du niveau marin, de la succession d'événements de submersion qui produisent une diminution de la hauteur de la barrière, du vent et dans notre contexte d'étude, la tectonique active qui peut affaisser ou surélever la zone côtière. La sensibilité d'un site à enregistrer un événement de submersion évolue donc dans le temps et l'espace. Là encore, la prise en compte de ces effets a des implications importantes pour évaluer l'intérêt d'un site à reconstituer des événements passés (Figure 8).

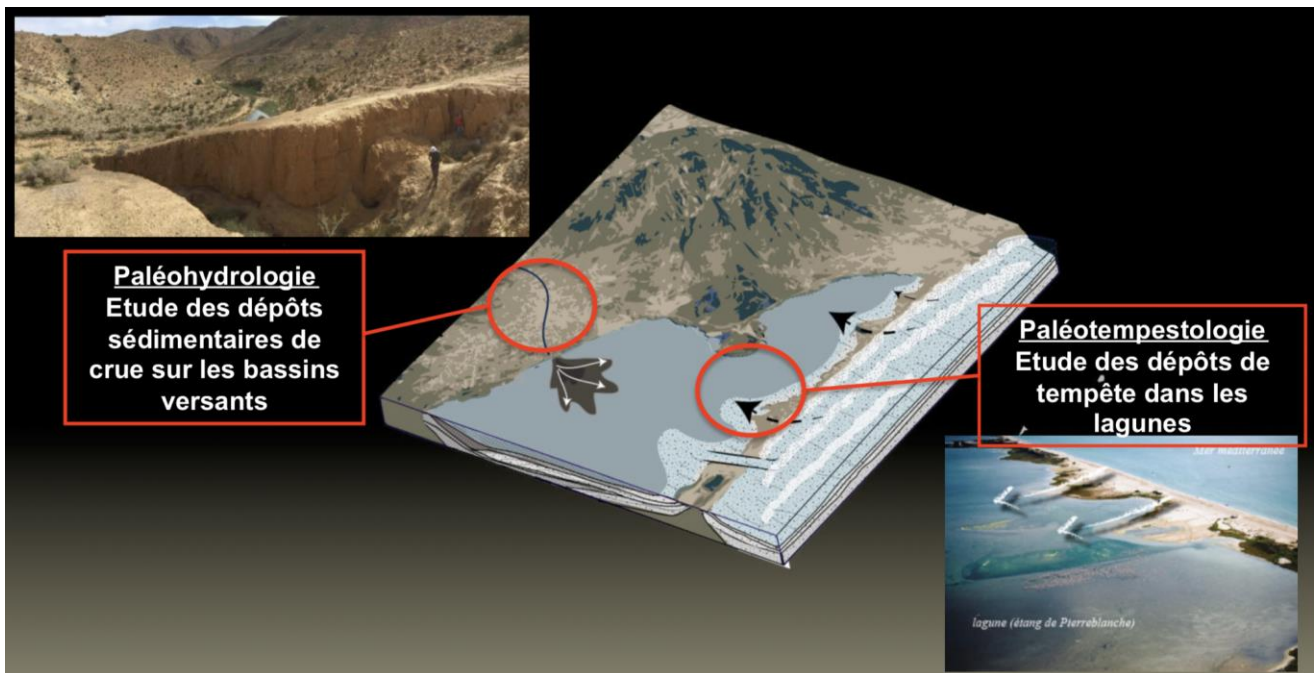


Figure 8 : Reconstitution des paléosubmersions et des paléocrues

2.3 Conclusion

La région semi-aride du Chili est une zone soumise à des aléas d'origine climatique ou tellurique. Ces aléas ont un impact économique et social important. Dans ce contexte, il est nécessaire d'obtenir une meilleure lisibilité des changements futurs mais aussi d'avoir des analogues passés d'événements extrêmes (pluies intenses, tempêtes et tsunamis), l'obtention de ces informations est donc capital pour évaluer l'importance du risque. Dans ce contexte, les archives sédimentaires côtières peuvent apporter des informations sur l'importance d'évènements marins ou continentaux historiques non observés au cours des dernières décennies. Ces archives géologique peuvent nous permettent d'évaluer l'intensité et la fréquence d'évènements passé, des évènements qui pourraient se produire dans le futur. Ceci est important afin de mettre en place des politiques et des stratégies pour minimiser les risques et les dommages causés sur les populations et les infrastructures.

3 Chapitre 2 : Présentation de la zone d'étude

3.1 Introduction

3.1.1 Géographie

La région de Coquimbo, est située au Nord de Chili, $29^{\circ} 20' - 32^{\circ} 15' S$, en zone semi-aride. Elle a une superficie de 40 579 km². Dans cette région, la cordillère des Andes atteint son altitude maximale à 6 252 mètres. L'altitude diminue progressivement vers l'ouest au niveau de la cordillère de la Costa puis de la plaine côtière. Cette dernière est une grande étendue de près de 40 km de large avec une altitude qui varie de 200 mètres au-dessus du niveau de la mer (fin de la cordillère de la Costa) à zéro (littoral). Le relief de la région de Coquimbo se caractérise par la présence de trois vallées transversales, orientées d'est en ouest. Celles-ci naissent dans la cordillère des Andes et s'étendent jusqu'à la plaine côtière. Ces trois vallées sont séparées par des chaînes de montagnes de 600 – 1200 mètres d'altitude. Chaque vallée a un cours d'eau principal, du même nom: Elqui, Limari et Choapa (Figure 9). Ces vallées sont caractérisées par un système complexe de terrasses, formées principalement par les variations du niveau de la mer au cours du Quaternaire (Paskoff, 1993).

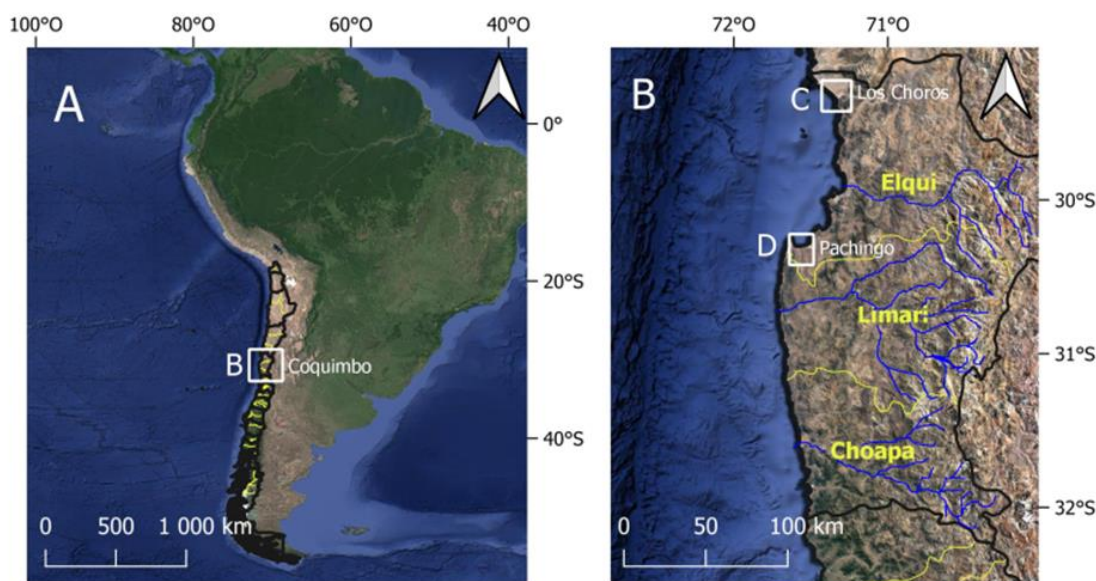


Figure 9 : (A) Localisation de la zone d'étude, (B) Région Coquimbo avec localisation de Los Choros et Pachingo, avec le réseau fluvial.

3.1.2 Climatologie

Le climat dans la région de Coquimbo est très varié, tant en latitude qu'en longitude. La température et les précipitations montrent un net gradient latitudinal (Montecinos, et al., 2016). La côte présente un climat de steppe (moyenne annuelle de $14.7^{\circ}C$) avec une humidité relative de 85%. Dans les vallées

à plus de 800 m d'altitude, le climat est steppique chaud, caractérisé par l'absence de nébulosité et par un air sec (humidité relative 20%). Les secteurs andins, présentent un climat semi-aride de montagne, qui varie du tempéré chaud au tempéré froid, avec des précipitations de type neigeux (Figure 10). Les caractéristiques du climat semi-aride de la région de Coquimbo sont causées principalement par divers facteurs : la présence de l'anticyclone du Pacifique sud-oriental, le courant de Humbolt et la topographie. Le courant froid de Humbolt produit un effet sur les températures et l'humidité de la région, entraînant des anomalies thermiques négatives, de la brume et une nébulosité nocturne et matinale (Antonioletti, et al., 1972). En général, la région est donc dominée par un climat aride, avec la présence de cette nébulosité. En été, les températures sont modérées ou chaude (25°C) avec une certaine sècheresse (3 mm). En hiver, il y a davantage d'humidité (78 mm) et de fraîcheur (7°C). La pluviométrie annuelle moyenne est de 130 mm avec une période sèche de huit à neuf mois (Van Husen, 1967; Fiebig-Wittmaack & Pérez, 2008). Les fronts de mauvais temps sont rares, les précipitations annuelles augmentent significativement pendant les périodes El Niño : de 90-100 mm par année à 200-400 mm (Rutllant & Fuenzalida, 1991; Rutlland & Montecinos, 2002; Ortega, et al., 2012), et c'est pendant cette période que l'on observe des crues importantes qui génèrent de grandes pertes économiques et humaines (Izquierdo et al., 2021 ; CIGIDEN: Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres/Chile).

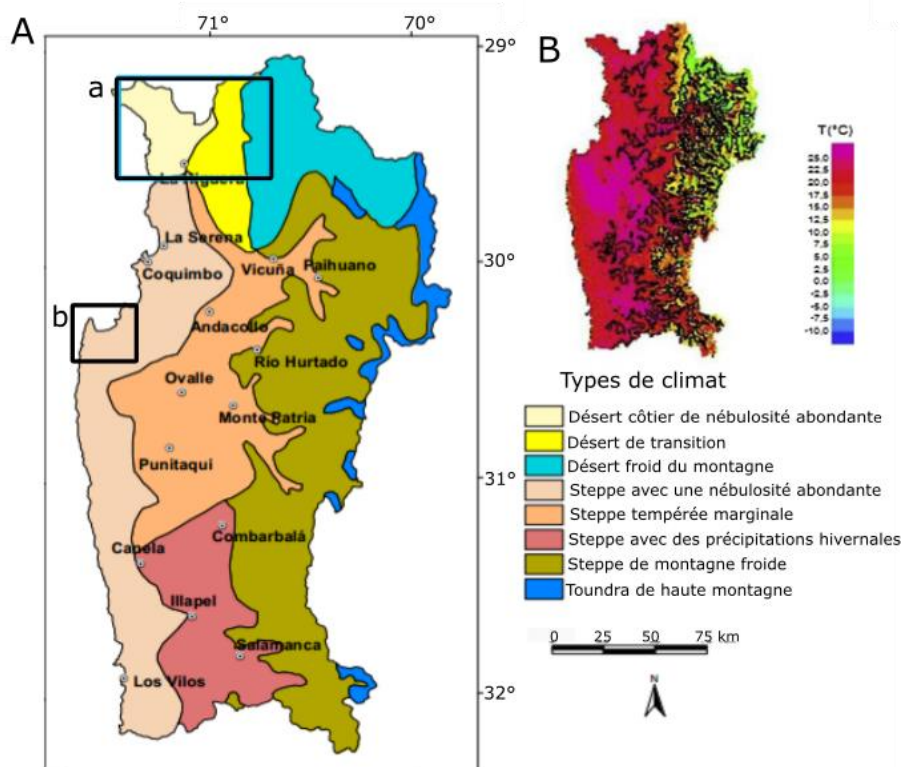


Figure 10 : A) Types de climats présents dans la région de Coquimbo. a) Bassin versant de Los Choros et b) Bassin versant de Pachingo. Modifié à partir de Ocampo, 2015. B) Température moyenne de la région de Coquimbo. Source Montecinos et al., (2016).

3.1.3 Géomorphologie et tectonique

La côte semi-aride du Chili reflète l'interaction entre des processus endogènes et exogènes responsables de la dynamique évolutive des paysages hérités au cours du Quaternaire et qui configurent la morphologie actuelle de la côte. L'évolution de la paléodynamique côtière se reflète dans les terrasses marines. Elles traduisent les variations climatiques et les modifications du niveau de la mer sous l'effet du glacioeustatisme et de l'activité tectonique (Paskoff, 1970; Araya-Vergara, 1979; Ortlieb & Machre, 1990; Bird, 2008; Saillard, 2008; Aguilar, 2010; Aguilar, et al., 2013). Dans la zone semi-aride du Chili, l'activité tectonique résulte du jeu du système de failles d'Atacama. C'est la structure la plus importante des Andes centrales, qui s'étend sur plus de 1000 km (Figure 11), d'Iquique (20°S) à La Serena (30°S), son activation a commencé au cours du Mésozoïque (Jurassique-Crétacé). Ce système contrôle la géomorphologie de la Cordillère de la Costa au nord du Chili (Almonacid, 2007; Aguilar, et al., 2013).

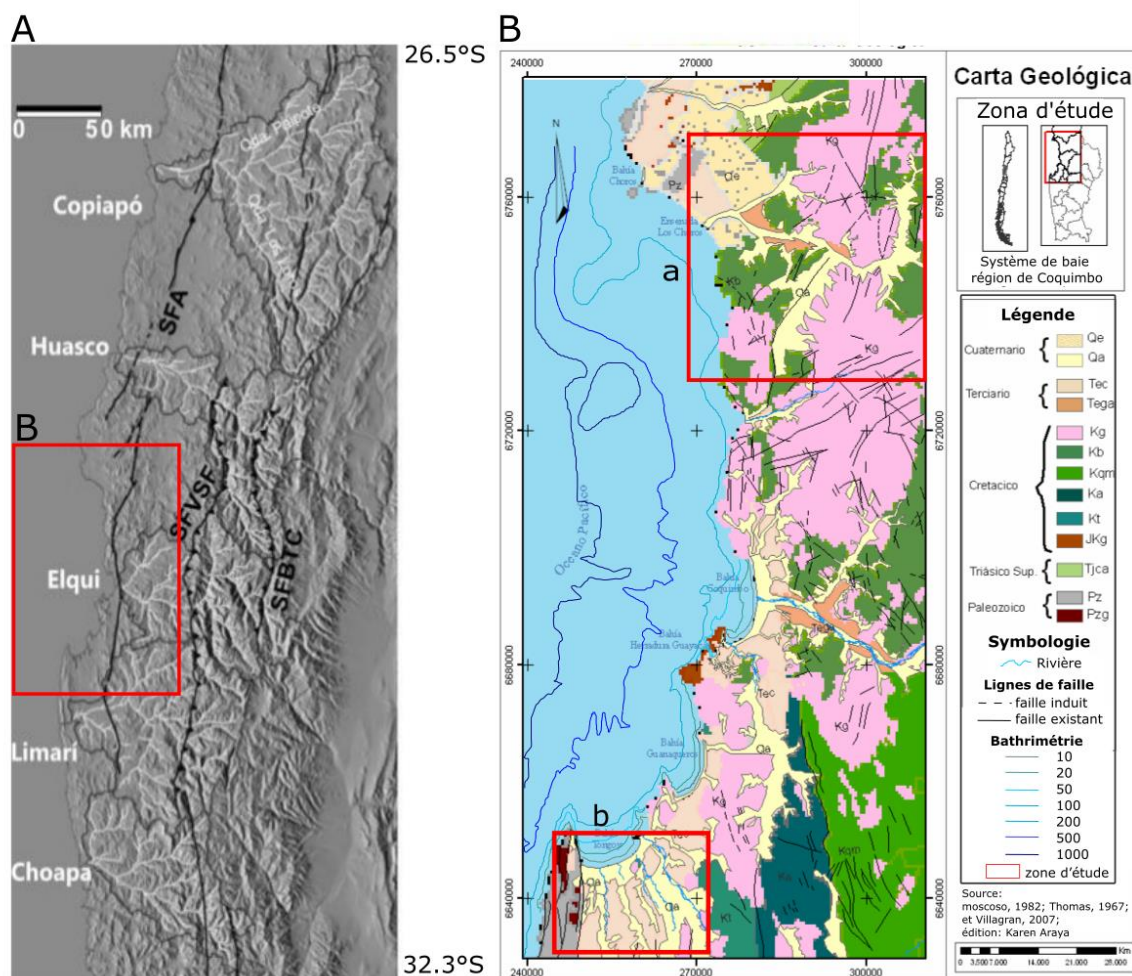


Figure 11 : A) Carte présentant les grands systèmes de failles au niveau de la zone de Flat-Slab et le faisceau de failles d'Atacama (SFA), système de failles de San Félix (SFVSF), système Choyai Toro (SFBTC) (Cabello, 2015). B) Carte Géologique et bathymétrique de la région de Coquimbo, a) Bassin versant de Los Choros et b) Bassin versant de Pachingo. Modifié à partir de Villagran, 2015.

D'autre part, cette région est située au-dessus d'un segment de subduction horizontale délimitée au Nord de 27°S et au Sud de 33°S par des segments de subduction normale (Gutscher, et al., 2000; Yañez, et al., 2001)(Figure 12). Ce segment de subduction horizontale de la plaque Nazca est probablement lié au passage en subduction de la ride de Juan Fernandez qui plonge à 33°S, sous l'Amérique du Sud, dans la même direction depuis 10 Ma (Yañez, et al., 2001). La vitesse de convergence relative de la plaque Nazca est d'environ 82 mm/a (DeMets, et al., 1994) et orientée N75°. La subduction de la ride de Juan Fernandez entraîne un allègement de la plaque plongeante qui, en subductant, soulève la plaque continentale et la déforme. Ceci a donc un rôle majeur sur la tectonique côtière de la région de Coquimbo en provoquant un soulèvement de la marge.

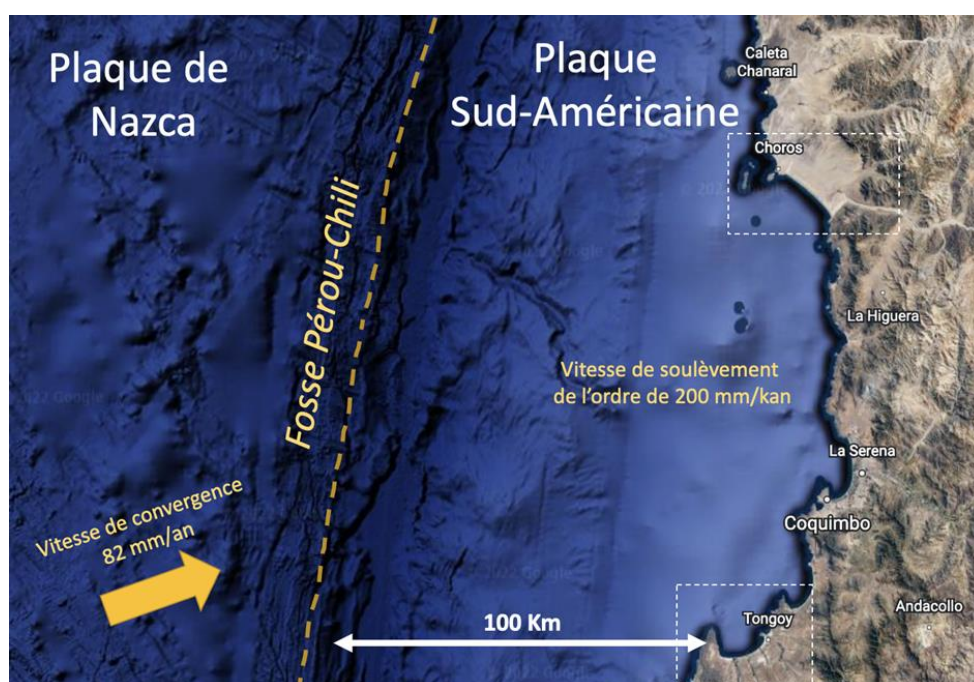


Figure 12 : Position de la zone de subduction par rapport à la côte chilienne et vitesse moyenne de soulèvement à la côte.

3.1.4 Dynamique du soulèvement côtier dans la région de Coquimbo

Les terrasses marines sont un marqueur géomorphologique que l'on utilise pour quantifier le taux de surrection. Elles sont le résultat d'interaction entre les fluctuations du niveau marin, les mouvements tectoniques le long d'une marge active et l'érosion du continent (Figure 13) (Bradley & Griggs, 1976; Merritts & Bull, 1989; Anderson, 1990; Muh, et al., 2012; Pedoja, *arth-Science Reviews*). La zone de Tongoy a été étudiée de nombreuses fois et présente une séquence de cinq terrasses d'abrasion marine (e.g. Paskoff, 1966, 1970 ; Chávez, 1967 ; Herm, 1969 ; Ota et al., 1995 ; Benado, 2000, Saillard et al., 2009 ; Pedoja et al., 2014). Ces terrasses marines sont associées à de hauts niveaux marins, c'est-à-dire aux stades interglaciaires et sont particulièrement bien préservées sur cette marge active en surrection. Ces terrasses sont aussi recouvertes par des dépôts marins peu profonds (e.g. cordons

littoraux) d'épaisseur variable et en superposition stratigraphique. Ces terrasses marines et paléocordons littoraux de la région de Tongoy ont été datés par 10Be et U/Th (Saillard, et al., 2009). Ces travaux ont permis d'obtenir des taux de soulèvement de 738 \pm 151 mm/ka sur l'intervalle de temps de 690 (t1) - 321 ka (t2), 1158 \pm 416 mm/ka sur le temps intervalle 321(t2) - 233 ka (t3), 389 - 149 mm/ka pour l'intervalle de temps entre 233 (t3) - 122 ka (t4), 103 \pm 69 mm/ka pour l'intervalle de temps 122 (t4) - 6 ka (t5) (figure 12). Pour la période la plus récente, les résultats ne sont pas clairs et doivent être l'objet d'autres travaux (Saillard et al., 2009). Un travail similaire sur les terrasses marines a été mené par Pedoja et al., (2014) et ils trouvent une valeur moyenne de 200 mm/ka en prenant en compte l'intervalle de temps 125 ka - actuel sur la région de Coquimbo (Figure 13).

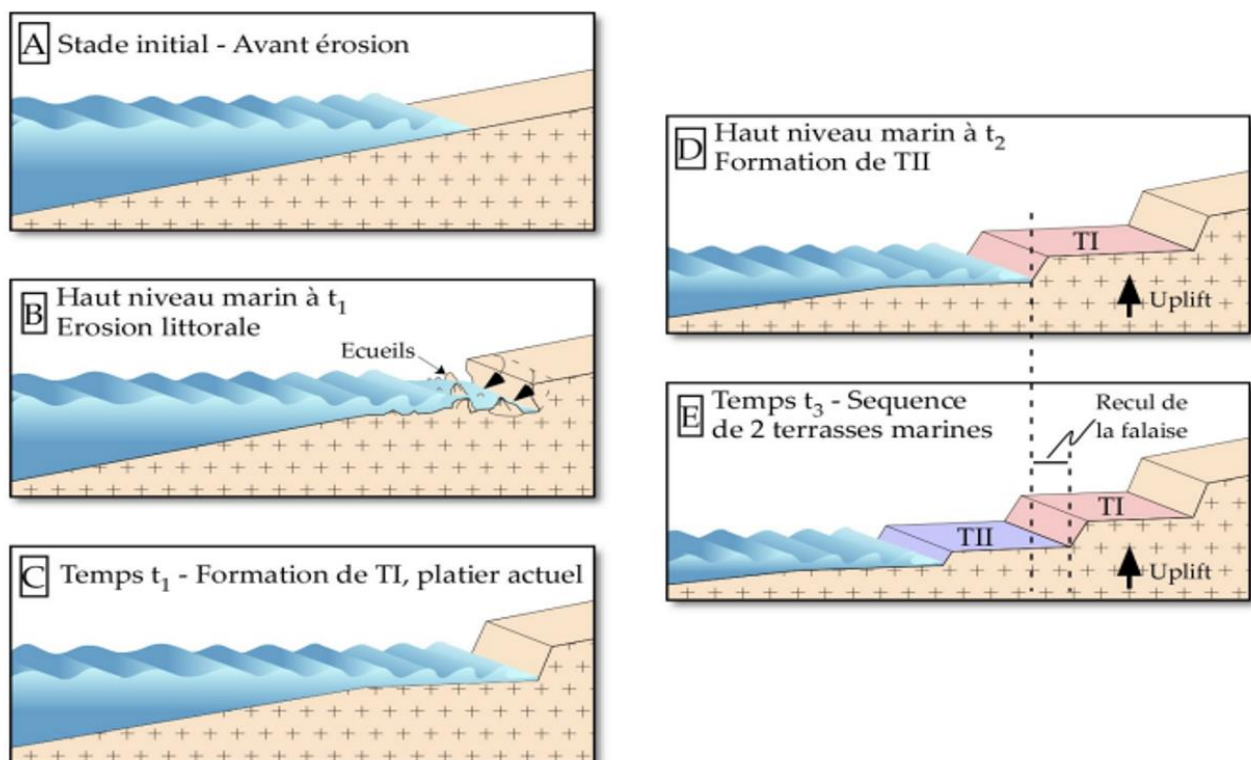


Figure 13 : représentation des différents stades de formation de terrasses marines. A) Stade initial – Côte avant érosion par les vagues. B) Début de la formation de la terrasse marine lors d'un haut niveau marin à T1 (stade interglaciaire) entaille de la falaise, sapement par les vagues et formation de la falaise côtière (falaise vive) ; érosion du platier. C) La terrasse marine TI est formée, le platier est complètement aplani (temps t1). La terrasse a une pente de quelques degrés vers la mer. D) La terrasse marine TI a été soulevée et préservée lors du stade glaciaire suivant (chute du niveau marin) et/ou du soulèvement rapide du continent – La terrasse marine TII se forme, selon le même schéma, lors du stade interglaciaire suivant (temps t2). E) La terrasse marine TII est à son tour soulevée et préservée lors du stade glaciaire suivant t2 et du soulèvement rapide du continent. Lors de la formation de TII, la falaise côtière a reculé et TI a été en partie érodée. La largeur de sa surface a diminué. Deux terrasses marines se sont donc formées au temps t1 et t2. Source : Saillard, 2008

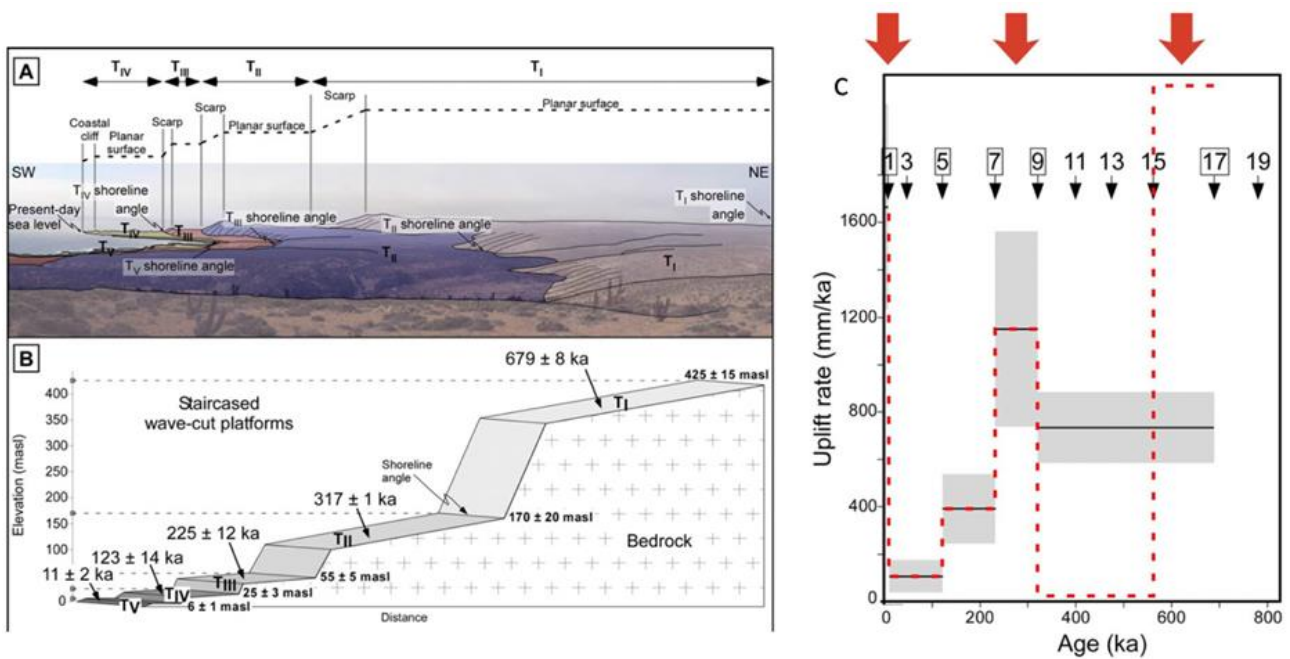


Figure 14 : A, B) Datations des terrasses marines par ^{10}Be au niveau de l'Altos de Talinay (Chili, 30°S) et C) Evolution du taux de surrection depuis 600 kans (d'après Saillard et al., 2009)

Saillard et al., (2009) et Pedoja et al., (2014) présentent plusieurs résultats intéressants : 1/ Les taux de soulèvement calculés évoluent dans le temps. Ce résultat conduit à la conclusion qu'un taux de soulèvement moyen ne peut pas être utilisé pour valider les estimations sur le long terme. 2/ L'étude de terrasses marines observable le long de la zone côtière des Andes depuis le sud du Pérou jusqu'à la zone de Tongoy au Chili, a permis de mettre en évidence que l'altitude des terrasses marines diminue vers le Sud, de la zone du Cerro El Huevo (Pérou ; $15,3^{\circ}\text{S}$) jusqu'au niveau de la baie de Tongoy puis les altitudes remontent par la suite au sud des Altos de Talinay (Chili ; $30,2^{\circ}\text{-}31^{\circ}\text{S}$). Cette information est importante car elle suggère que le soulèvement vertical au niveau de la région de Coquimbo (Baies de Los Choros et de Tongoy) est la plus faible et de l'ordre de 200 mm/ka (Figure 15).

Pour finir, d'après Saillard et al., (2009), ces soulèvements épisodiques, au cours du Pléistocène, résulterait d'une variation de la distance fosse-côte ainsi que des processus liés à la zone de subduction. Les processus qui pourraient expliquer cette variation de la distance sont des alternances de périodes d'activité plus ou moins intense d'érosion tectonique et de sous-placage de matériel érodés sous l'avant-arc andin avec des périodes de développement d'un prisme d'accrétion.

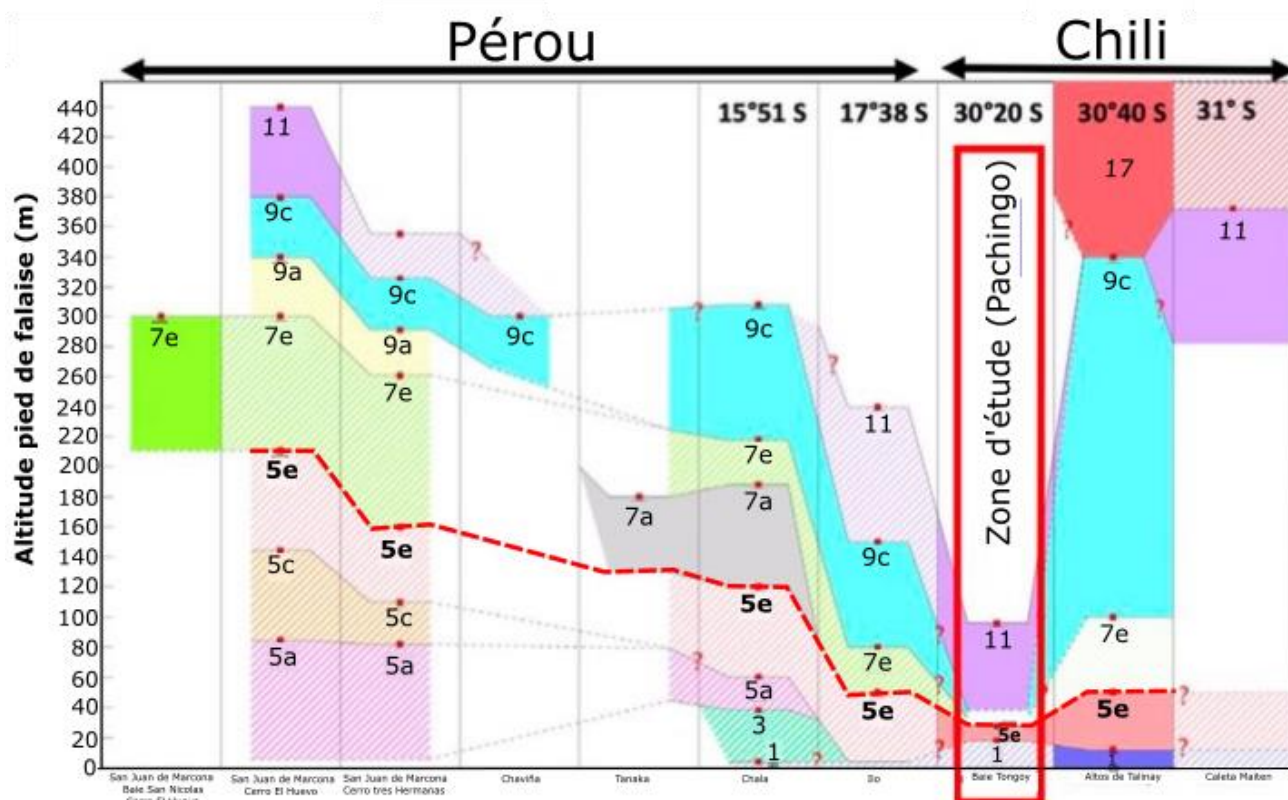


Figure 15: Evolution des altitudes des terrasses marines depuis le Pérou au Nord au Chili au Sud. Les hauteurs des différentes terrasses sont plus faibles au niveau de Tongoy, Chili (d'après Saillard et al., 2009).

3.2 Présentation de la zone humide de Los Choros

La bassin versant de Los Choros a une surface de 4058 km² (Figure 16-17). Il est situé entre les coordonnées 29°09'S - 29°33'S, et 71°18' - 70°34'O, à environ 80 km au nord de La Serena, dans le secteur le plus aride de la région de Coquimbo, la province de l'Elqui. Ce secteur borde le désert le plus aride du monde, le désert d'Atacama (Figure 10B). La Quebrada de Los Choros est caractérisée par la présence d'un « rio seco » ou rivière sèche. Une rivière qui présente un écoulement superficiel uniquement lors d'événements de pluies intenses en période El Niño, souvent à caractère catastrophique (García-Huidobro, 2007).

Le bassin versant de Los Choros est caractérisé par trois entités morphologiques : i) La plaine côtière (20 km de large) présentant un vaste champ de dunes et différentes terrasses marines. Les terrasses les plus hautes se situent entre 40 et 50 m d'altitude (Niemeyer, 1971; Creixell, 2012), ii) La cordillère de la Costa dont l'altitude varie entre 500 et 1440 mètres au-dessus du niveau de la mer (Borgel, 1961) et iii) Chaînes de montagnes « transversales » dont les hauteurs varient entre 400 et 2000 mètres d'altitude. Le secteur le plus oriental de la Quebrada Los Choros, culmine à 4 000 mètres au-dessus du niveau de la mer (Paskoff, 1993).



Figure 16 : Photographie aérienne de la zone côtière de la Quebrada de Los Choros. Zone qui est caractérisée par la présence d'une lagune alimentée par un « rio seco » ou rivière sèche.

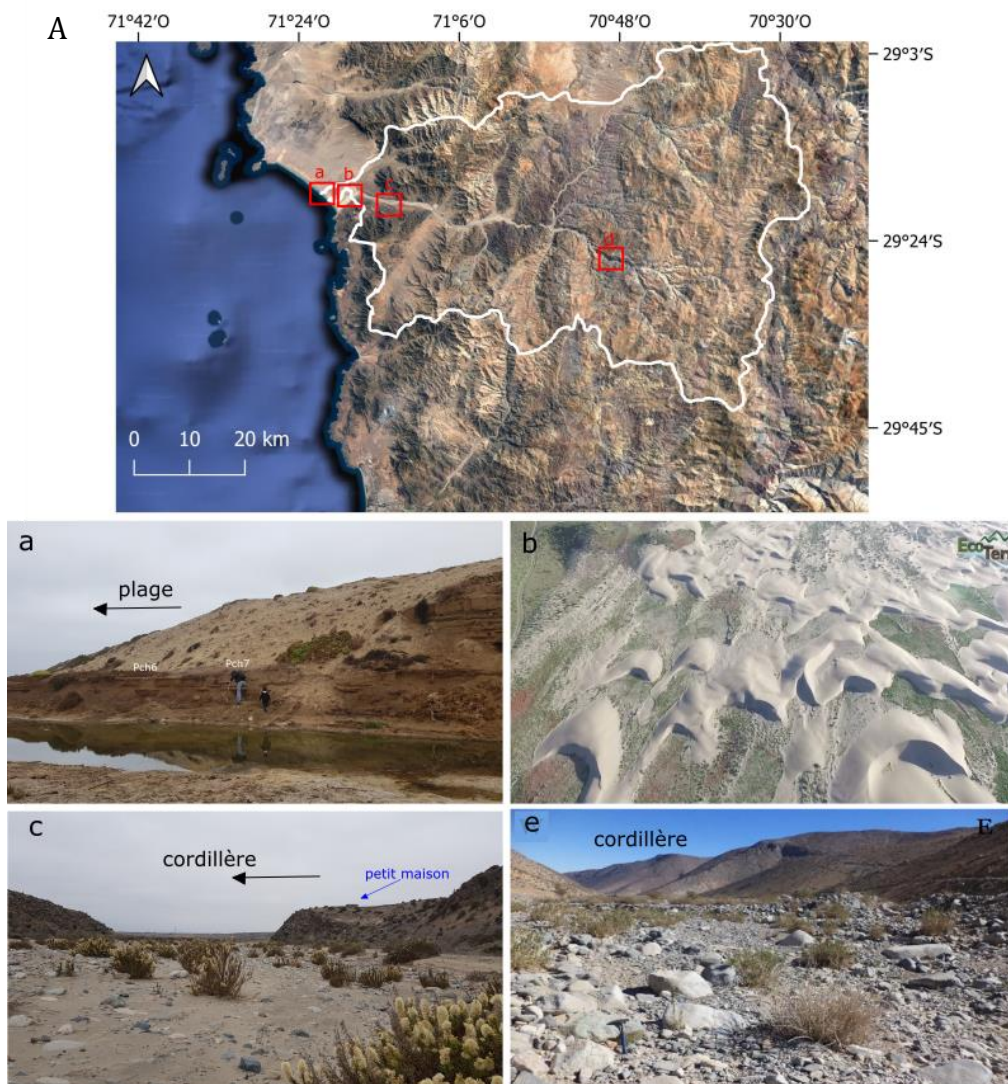


Figure 17: A) Carte du Bassin-versant de Los Choros, Photographies a) Zone humide de La Boca, b) Photographie aérienne de la zone des dunes côtières de la Quebrada de Los Choros. C) Zone aval de la Quebrada de Los Choros, d) Zone amont de la Quebrada Los Choros.

3.2.1 Géologie du bassin versant de Los Choros.

Les unités géologiques les plus anciennes d'âge paléozoïque sont représentées par des roches métamorphites côtières (Pz) ; (Figure 18), il s'agit d'un groupe de roches avec un degré de métamorphisme moyen à faible, constitué principalement de schistes micacés, de schistes verts et d'amphibolites. On les trouve sur la côte nord du bassin (Punta de Choros), dans les affleurements ouest de la Cordillère de la Costa et également la plupart des îles de la zone : Ile Gaviota, Los Choros, Damas et Chañaral (Aguirre, 1967; Creixell, 2012).

Le Trias (Trjca) correspond à une séquence sédimentaire clastique d'origine principalement marine, composée essentiellement de grès et de conglomérats de quartz de couleur marron jaunâtre ainsi que de brèches, de schistes, de calcaires crayeux, de calcarénite et de tuf, porteurs de faune fossile. La Formation de Canto del Agua recouvre la discordance angulaire et érosive du Complexe Métamorphique Punta de Choros (Figure 18).

Le crétacé inférieur au niveau de la Cordillère de la Costa (Kb), est l'unité la plus importante. Il est caractérisé par des roches d'origine volcanique avec des intercalations sédimentaires, de calcaires clastiques et marins (Moscoso, et al., 1982)(Figure 18). Le groupe Chañarcillo au niveau de la Cordillère de la Costa dans la partie nord-est de la zone d'étude (KC) est constitué d'une séquence de roches sédimentaires marines. Le crétacé supérieur (formation Cerrillos, Ksc) est constitué d'une partie inférieure de conglomérats épicastiques à grès volcano-lithiques, avec des intercalations de schiste et d'andésite subordonnée (Figure 18).

Le Paléogène est présent sur la partie orientale (Tgd). Il est constitué de nombreux plutons, principalement granodioritiques et dioritiques. D'autre part, la formation Los Elquinos (Unité du Crétacé supérieur au Tertiaire, Tele) est constituée d'une section volcanique clastique, qui comprend des brèches volcaniques vertes et des andésites porphyriques (M.O.P, 2005; Creixell, et al., 2013; Ocampo, 2015).

Las unités du Néogène sont représentées par i) des graviers Domeyko du crétacé supérieur (Tega) (Arévalo et al. 2009). Cette unité présente des sédiments peu à moyennement consolidés d'origine alluviale, qui comprend des conglomérats de blocs, des graviers, du sable avec des argiles intercalées, ii) La formation de Coquimbo (Unité du Crétacé supérieur, Tec) est composée de sédiments marins. Ces sédiments sont disposés horizontalement et sont recouverts de bancs de sable modernes et d'alluvions quaternaires (Figure 18).

Le Quaternaire est caractérisé par des dépôts non consolidés. Des dépôts alluviaux (Qal) qui se répartissent sur l'ensemble de la Quebrada de Los Choros sous forme de cônes alluvionnaires. Dans le secteur supérieur du bassin versant de Los Choros, la plus grande fraction clastique (40%) peut présenter des clastes jusqu'à 80 cm de diamètre. La composition pétrographique de ces clastes

3 Chapitre 2 : Présentation de la zone d'étude

correspond à des roches volcaniques andésitiques dans une matrice franchement sableuse (60 %) avec très peu de fractions sédimentaires fines. Dans la zone distale, la pente du talweg diminue considérablement. Ceci contrôle la capacité de transport des matériaux et génère un réservoir où les clastes ne dépassent pas 10 cm (Ocampo, 2015). Les dépôts éoliens (Qe) sont principalement situés dans la zone côtière sur les bancs de sable et les champs de dunes. Ils sont généralement disposés sur les sédiments marins de la formation de Coquimbo (Figure 18).

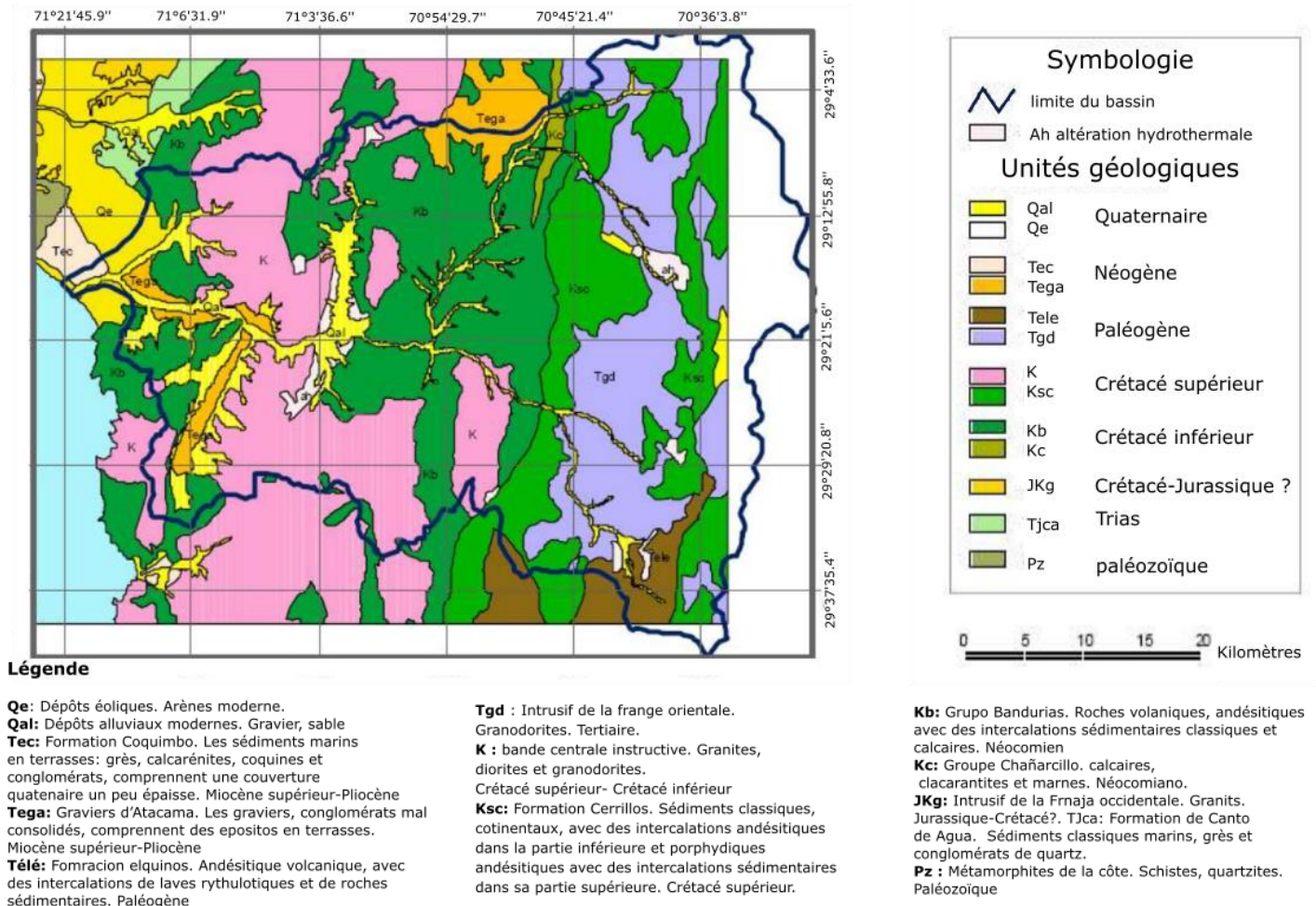


Figure 18: Carte géologique de Los Choros, modifié à partir de la carte M.O.P et al. (2005).

3.2.2 Systèmes de failles sur le bassin-versant de Los Choros

Dans la région de Coquimbo, les principales failles sont celles du système de failles d'Atacama (Atacama Fault System, SFA), du système de failles de Vicuña-San Félix (SFVSF) et du système de failles du Baños del Toro Choyai (SFBTC). Une grande partie des unités de la région sont délimitées par ces grands faisceaux de failles et affectent les roches intrusives et volcaniques du Crétacé inférieur, et dans une moindre mesure des roches paléozoïques, triasiques et jurassiques. Ces structures ont

enregistré au moins deux événements de déformation extensionnelle au Crétacé lié à la mise en place de complexes plutoniques et à au moins un événement de déformation sénestre transpressif qui se serait produit vers 122-120 Ma. D'autre part, le système de failles du Vicuña-San Félix a été actif durant l'Oligocène, période du début du soulèvement de la Cordillère Principale (Figure 19) (Cembrano, et al., 2003; Charrier, et al., 2002; Charrier, et al., 2005; Ocampo, 2015).

Au niveau tectonique active, cette zone a présenté une activité récente à l'origine de différents déplacements et de la formation de cônes alluviaux au niveau du système de failles de Vicuña-San Félix et dans la zone du Tofo par une activation du système de faille SFA (Figure 19).

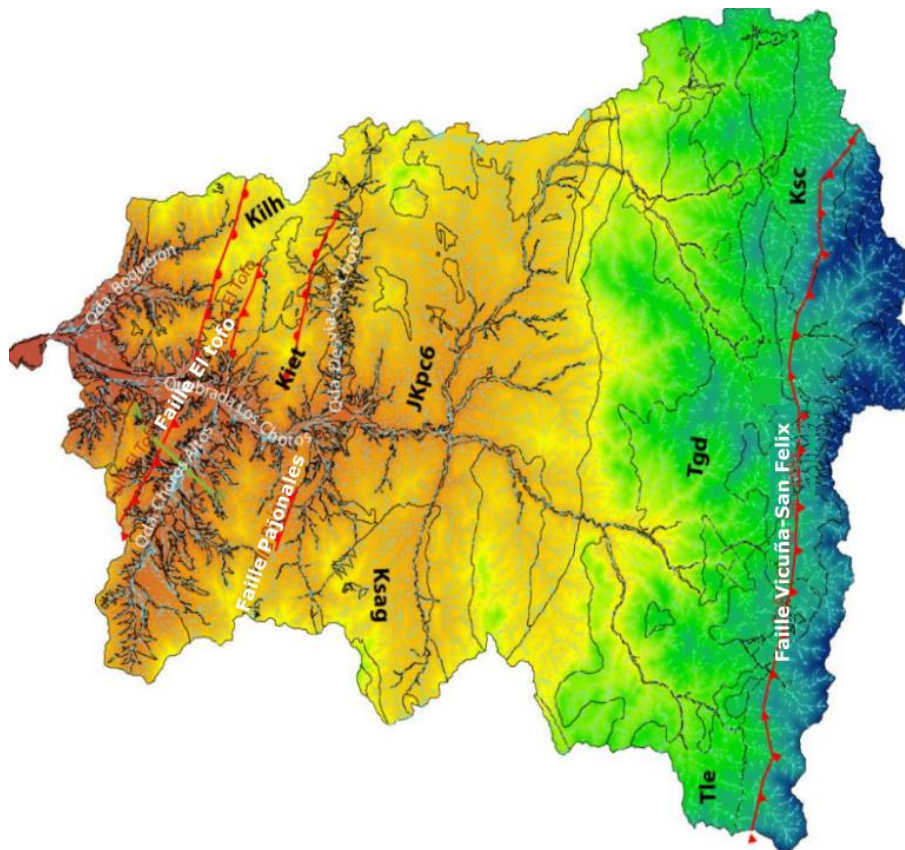


Figure 19 : Principaux systèmes de failles qui affectent le bassin de Los Choros. Les talwegs sont représentés par de fines lignes brisées de couleur bleu clair. Source : Ocampo, 2015

3.2.3 Climatologie et hydrologie

Le bassin versant de Los Choros est dominé par trois types de climat: i) un climat désertique côtier, il se caractérise par une abondante couverture nuageuse et une brume côtière pendant la nuit qui disparaît progressivement à la mi-journée ; ii) un climat désertique de transition, influencé par la nébulosité côtière jusqu'à à 1 500 m s.n.m et une sécheresse de l'air qui augmente progressivement avec l'altitude, et iii) un climat désertique de montagne froid qui se développe entre 1 500 et 4 000 m. s.n.m., et se caractérise par un air très sec et un fort contraste entre les températures diurnes et nocturnes et un ciel

dégagé en permanence. Les deux premiers climats sont dominants dans la région (Figure 10) (Antonioletti, et al., 1972).

Le littoral du bassin est caractérisé par un climat désertique côtier, où il a une grande stabilité thermique avec des températures moyennes qui oscillent autour de 15°C. Les précipitations varient entre 50 à 100 mm/an. Plus à l'Est du bassin, la zone est influencée par un climat désertique de transition, caractérisé par des températures extrêmes qui dépassent 30°C et des précipitations proches de 100 mm/an. Enfin, dans la partie supérieure du bassin, prédomine le climat désertique de montagne froid, caractérisé par la des précipitations de type neigeuses (Figure 20).

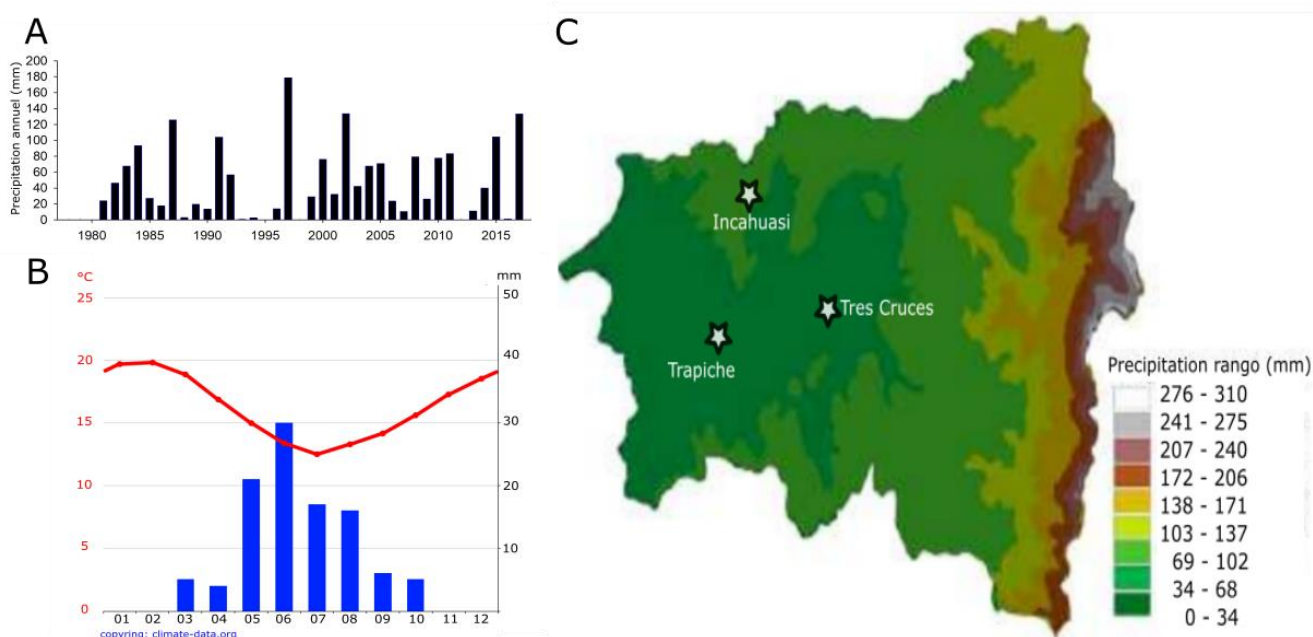


Figure 20: A) record de précipitation annuel de 1983 à 2018 à la station EL Trapiche ($29^{\circ}20'36.81''S - 71^{\circ}08'54.77''O$ / altitude 300 m), source DGA (General Direction d'eau, Chili) et <https://explorador.cr2.cl/>. B) Variation de la température et des précipitations annuelles de Los Choros ; C) Distribution des précipitations en fonction de l'altitude sur le bassin de Los Choros. Les étoiles représentent les stations. Modifié à partir de Ocampo, 2015

En général, la pluviométrie annuelle moyenne au niveau de l'ensemble du bassin est de 46 mm. Au cours des années sèches, la pluviométrie moyenne est inférieure à 25 mm et les années humides à plus de 50 mm ; Cette évolution est principalement liée à l'oscillation du Pacifique Sud. Au niveau de la Quebrada Los Choros, la station pluviométrique de Trapiche couvre la période 1979-2022 ($29^{\circ}22'17''S - 71^{\circ}07'08''O$; DGA:0412001/explorador.cr2.cl) (Figure 20). Lors des périodes El Niño, les pluies s'intensifient provoquant l'activation du bassin avec une augmentation forte des débits. Ce type de situation s'est produit les 16 et 17 août 1997, avec 71,5 mm en deux jours, provoquant un record annuel de 178,5 mm et un ruissellement de surface important dans la Quebrada Los Choros (Rutllant & Fuenzalida, 1991; Pérez, 2005; Ortega, et al., 2012).

3.2.4 Paramètres hydrographiques marins

Ce bassin-versant se termine par une baie d'environ 15,2 km, exposée aux vents de sud-ouest. Les vents dominants sont faibles (2° à 4° sur l'échelle de Beaufort), d'une direction dominante sud-ouest, et plus rarement d'ouest. Ceux-ci sont plus intenses d'août à octobre, à la fin de l'hiver et au début du printemps austral. Cette augmentation de la force des vents est associée à une instabilité atmosphérique générée par le passage de fronts, ils génèrent de fortes houles. Les brises de terre et de mer sont plus importantes de décembre à février, l'été austral surtout par temps clair (Castro & Brignardello, 2005). La mer dans le secteur présente des marées d'amplitudes inférieures à 2m entre marée haute et marée basse. Les vagues incidentes ont un forte énergie avec des hauteurs jusqu'à 2,3 m et des périodes de 8 à 13 secondes (Castro & Brignardello, 2005; Villagran, 2007) (Figure 21 et 22). Dans le secteur de los Choros, il y a une concentration de l'énergie des vagues qui produit de l'érosion de plage (Viviani, 1994; Villagran, 2007). Cette énergie est plus forte vers le sud de la baie, ceci est aussi visible sur l'évolution granulométrique des sables et des blocs qui augmentent du Nord vers le Sud.

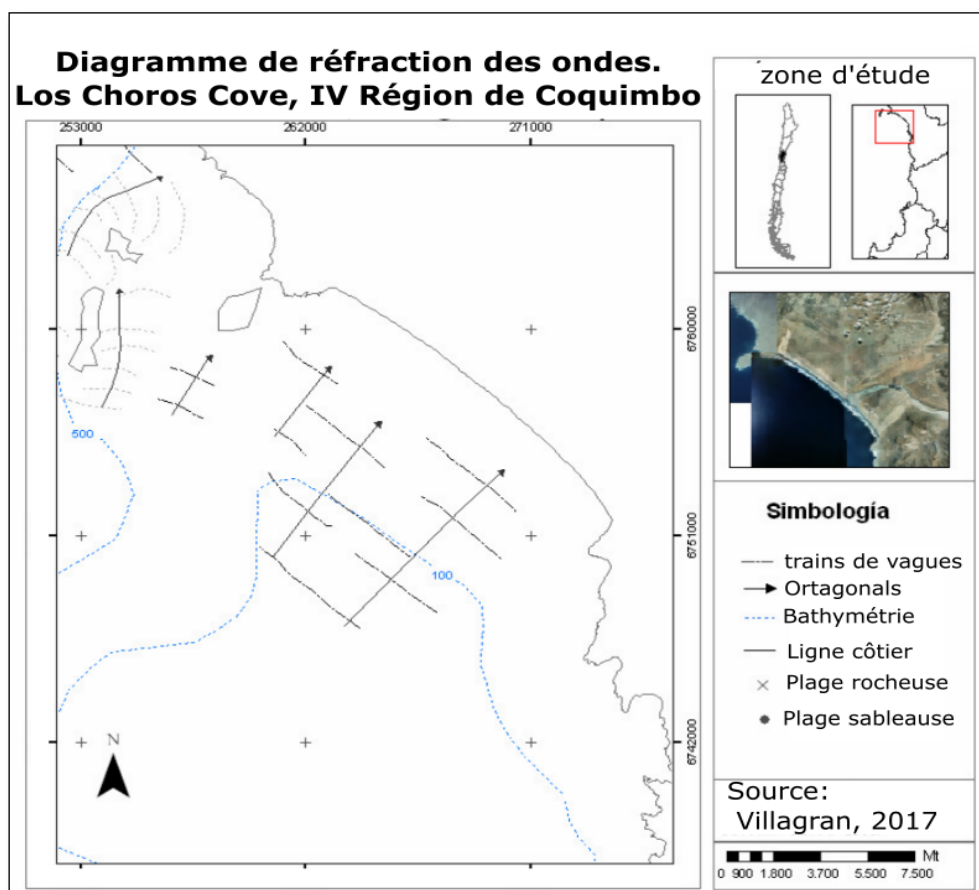


Figure 21 : Diagramme de réfraction des vagues.

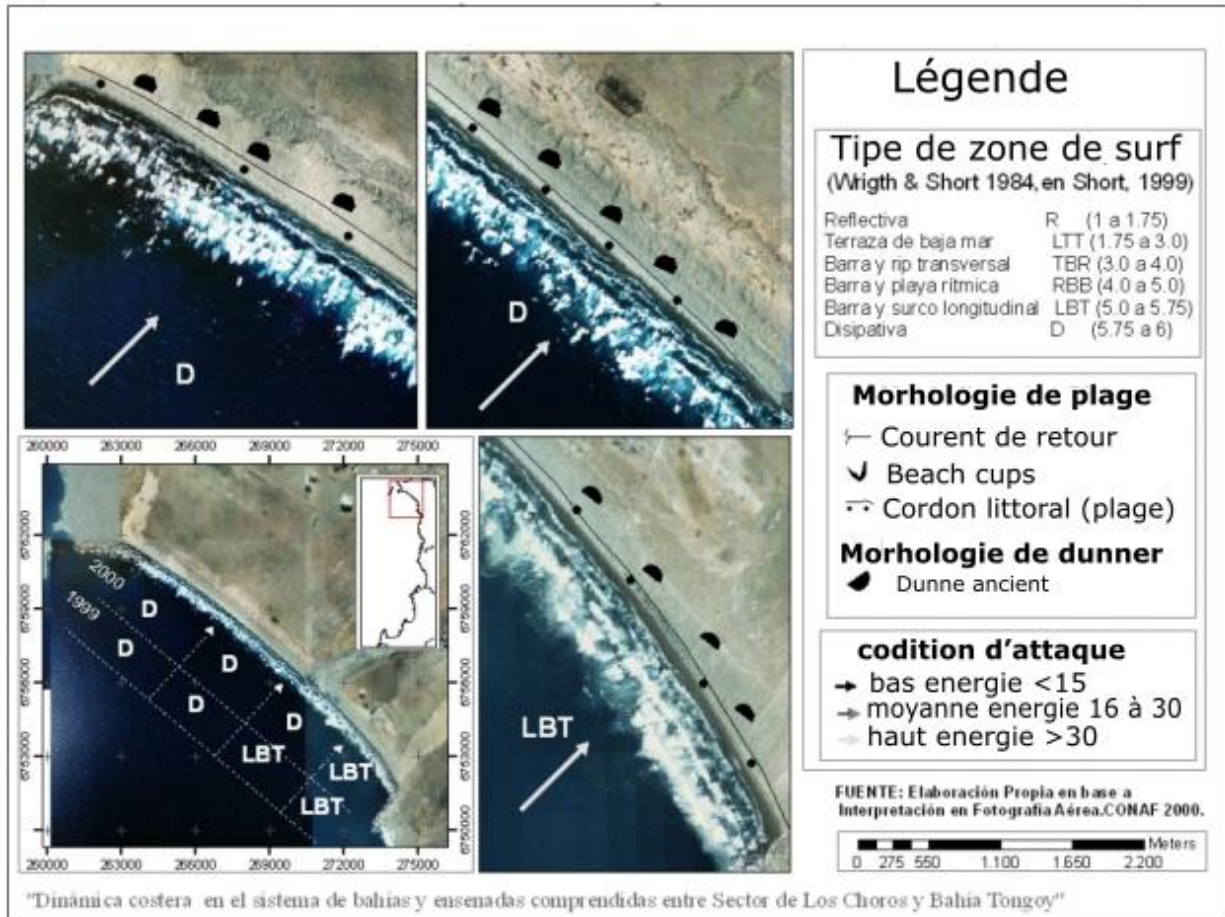


Figure 22 : : Diagramme de l'incidence des vagues .

3.3 Présentation de Pachingo

La bassin-versant de Pachingo a une surface de 487 km² (Figure 23 at 24). Il est situé entre les coordonnées 30°18'S-30°29'S, et 71°20'O – 71°39'O, à environ 35 km au Sud-Est de Coquimbo (Figure 17). Le bassin versant de la quebrada de Pachingo est limité au nord par le bassin hydrographique de l'Elqui et du Limarí et au sud-est, par le massif de Los Altos de Talinay de 700 m d'altitude (Figure 23). La partie aval du bassin est caractérisée par la présence de terrasses marines étagées générée par du déplacement vertical (Emparán & Pineda, 1999; Le Roux, et al., 2006) (Paskoff, 1970; Emparán & Pineda, 1999). La zone littorale est protégée à l'Ouest par la Punta Lengua de Vaca, un pic rocheux qui se trouve dans la continuité du massif de Los Altos de Talinay. Ce secteur est une zone de transition entre le climat désertique et méditerranéen (Figure 10B). La Quebrada Pachingo est caractérisée par un « rio seco » ou rivière sèche. En période El niño, la rivière présente un ruissellement de surface qui atteint la baie apportant des sédiments du haut et moyen bassin versant (Villagran, 2007).

3 Chapitre 2 : Présentation de la zone d'étude

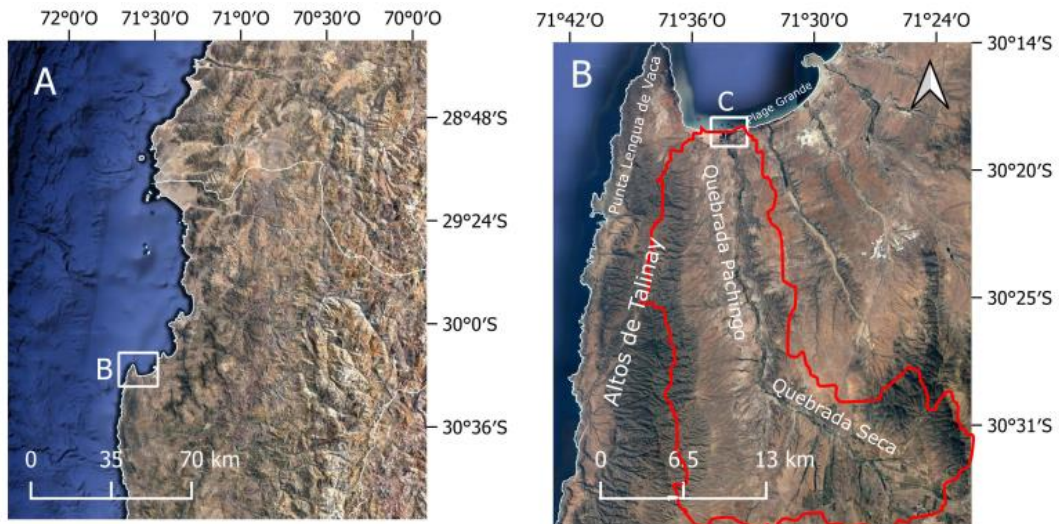


Figure 23 : A). Carte de la région de Coquimbo avec l'emplacement du site d'étude de Pachingo. B) Carte du bassin-versant de de la quebrada de Pachingo.

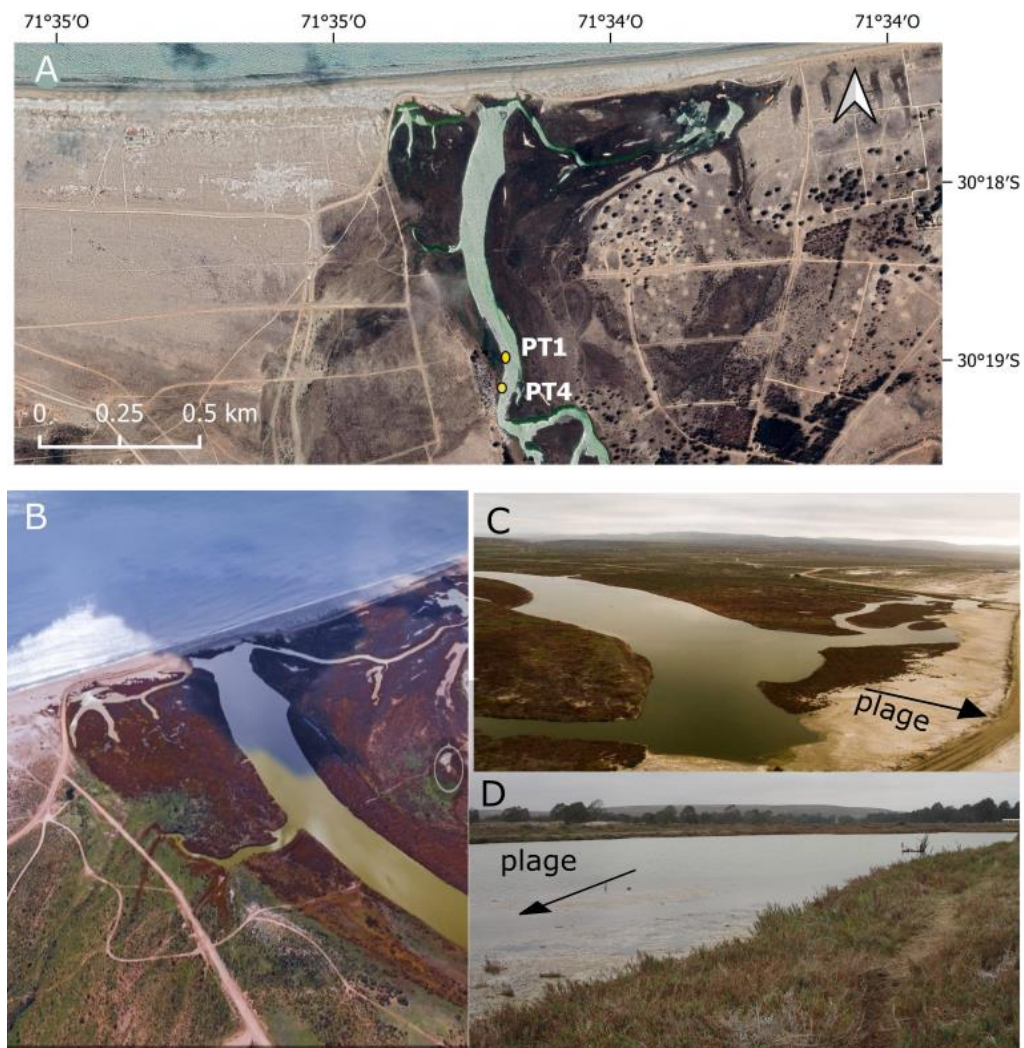


Figure 24 : A) Photographie aérienne de la zone humide de Pachingo avec position des sites d'étude PT1 et PT4. B) photographie aérienne de la zone humide. C) Photographie aérienne du littoral. F) photographie de la zone d'extraction des archives sédimentaires.

3.3.1 Géologie du bassin-versant de Pachingo

L'ouest du bassin versant est caractérisé par des roches triasiques métamorphiques de protolithes plutoniques avec des intrusions granitiques (Trat). Il s'agit du secteur de l'Altos de Talinay, un massif qui forme la chaîne montagneuse côtière (Figure 25). A l'est, on peut observer des roches volcaniques et intrusives du jurassique (Jmg, Jas). Dans la partie centrale, les dépôts cénozoïques sont les plus représentatifs de cette zone principalement la formation de Coquimbo (MPlcq). Cette formation sédimentaire couvre la plus grande surface de la zone d'étude (Heinze, 2003). Ce bassin se présente comme une séquence sédimentaire fossilifère, bien stratifiée, à faible lithification et de couleur brun orangé, qui affleure de façon discontinue dans tout le Bassin (Emparán & Pineda, 1999). Elle montre des faciès sédimentaires du milieu littoral (EMPARAN & PINEDA, 2006). C'est sur cette formation que l'on trouve des paléo-cordons littoraux d'âge quaternaire d'épaisseur variable et en superposition stratigraphique (Figure 25).

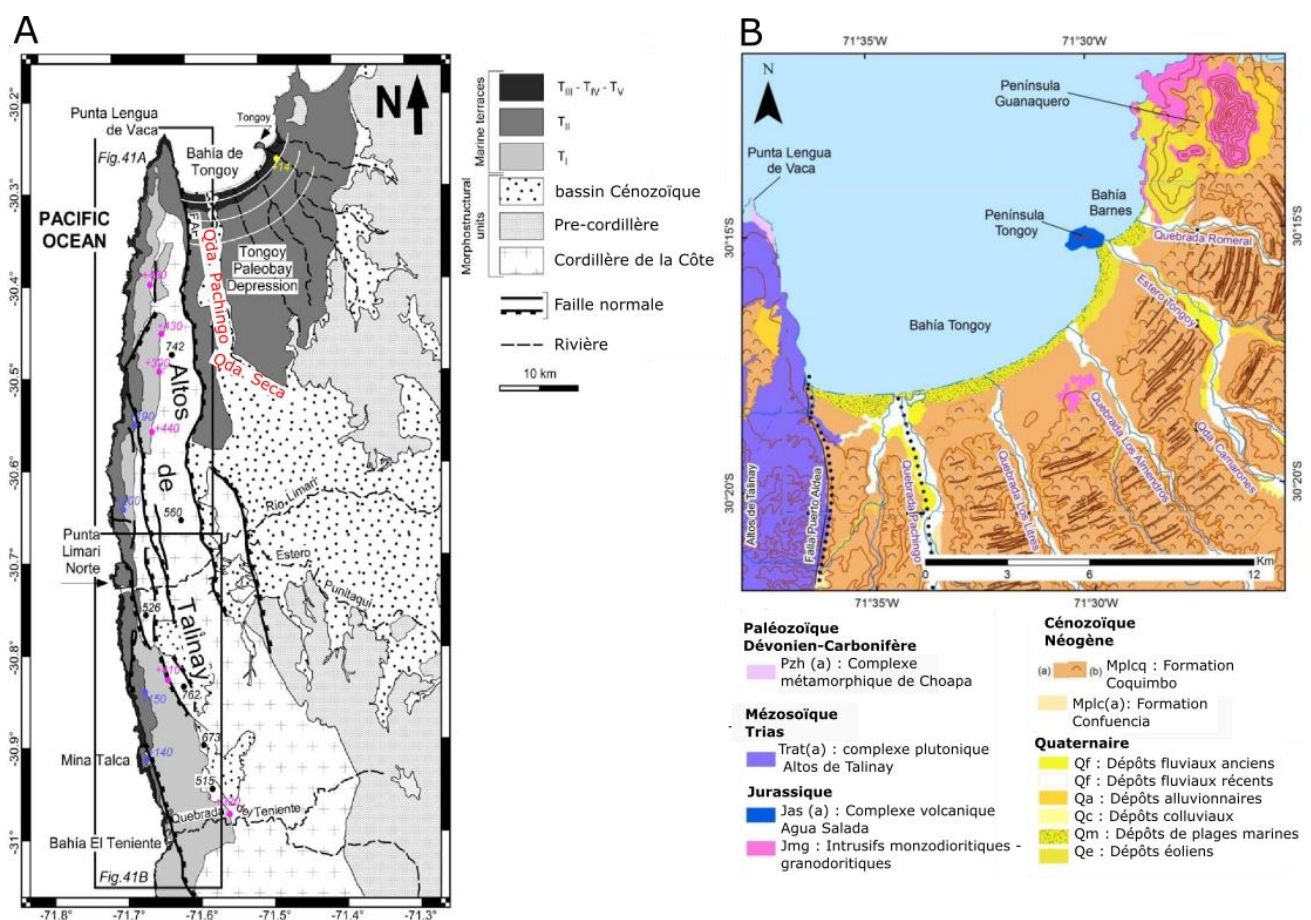


Figure 25 : A) Carte géologique du baie Tongoy, Source : Saillard 2008. B) Carte géologique du secteur de Pachingo

Les dépôts quaternaires sont représentés par cinq unités : I) Les dépôts fluviaux (Qf), ces unités sont représentatives du Pléistocène-Holocène. Ils se trouvent dans les vallées et dans le cours moyen et aval des grands ravins, formant des terrasses de 1 à 10 m de haut. Ces dépôts fluviaux se caractérisent par un faciès de graviers polymictiques grossiers à très grossiers avec une abondante matrice sableuse, faiblement consolidée. Ces dépôts sont ceux qui forment les terrasses. II) Les Dépôts Alluvionnaires (Qa) forment des cônes. Ces dépôts ont été causés par des écoulements turbulents et brefs. Ces dépôts

sont composés de brèches polymictiques non consolidées, avec une matrice de sable et de limon. III) Les dépôts colluviaux (Qc) sont observés uniquement dans la Quebrada de Camarones. Ceux-ci sont des dépôts meubles présents sur les pentes. Ils sont constitués de clastes oligo- et monomictiques, anguleux, à matrice limoneuse. IV) Dépôts marins de plage (Qm). Ce sont des dépôts littoraux qui sont répartis le long de la côte. Ils sont constitués de sables arcossico-lithiques moyens à grossiers, non consolidés avec une teneur variable en bioclastes. V) Les dépôts éoliens (Qe), sont caractérisés par des dépôts actifs non consolidés (Emparán & Pineda, 1999); Mazo, 2017).

3.3.2 Le système de faille de la Quebrada Pachingo

Dans la partie Ouest, entre l'Altos de Talinay et la plaine, se situe la faille de Puerto Aldea. Elle correspond à une faille oblique-normale avec un déplacement vers l'est, et avec une orientation NS parallèle au littoral (Paskoff, 1970; Heinze, 2003) . La faille de Puerto Aldea est responsable de la formation d'un demi-graben , dont le socle est formé par le complexe plutonique de l'Altos de Talinay et par des roches intrusives monzodioritiques-granodioritiques (Figure 25 and 26). Cette faille serait inactive depuis 230 ka (Saillard, 2008; Sakate, et al., 2020). Plusieurs autres failles sont observées dans la zone dont parmi les plus importantes la faille de Pachingo, qui correspond à une faille normale avec un déplacement vers l'est. Elle se situe dans le ruisseau du même nom. La faille de Pachingo participerait à la géométrie du demi-graben, mettant en contact le complexe plutonique de l'Altos de Talinay avec les roches intrusives triasiques monzodioritiques-granodioritiques au niveau du sous-sol (Mazo, 2017).

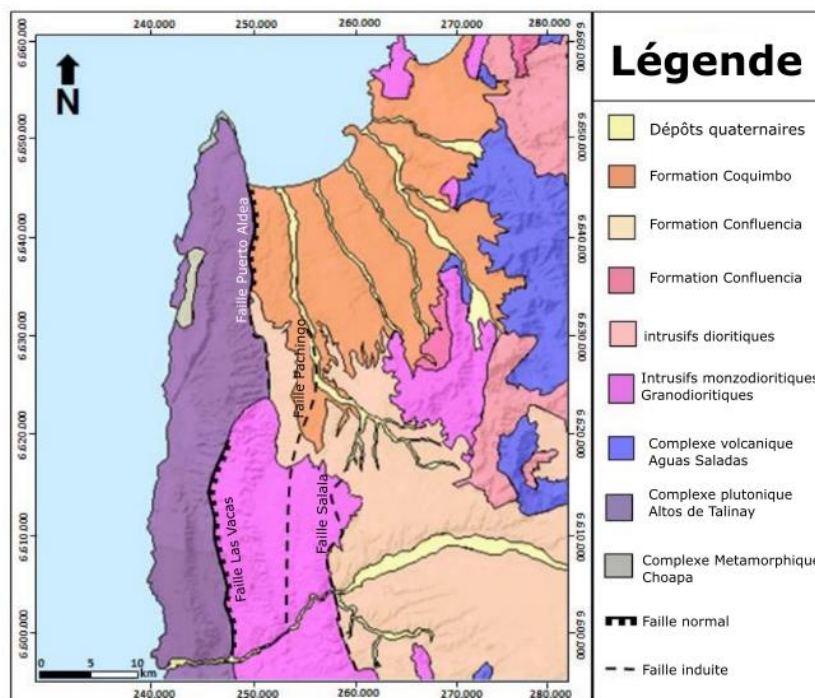


Figure 26 : Figure : système de faille affectant Pachingo. Source Emparan and Pineda (2006)

3.3.3 Climatologie et Hygrologie.

La zone de Pachingo, il se caractérise par un climat de steppe avec une nébulosité abondante avec des précipitations pendant la saison hivernale (Figure 10). Dans la zone côtière, il présente un climat de steppe avec une nébulosité abondante. L'humidité diminue avec l'altitude et le climat devient tempéré. La température annuelle moyenne est de 15,7 °C. Le mois le plus chaud est le mois de février avec une température maximale de 22,5°C. Le mois les plus froid est le mois de juillet avec la température de 16,6°C. La pluviométrie moyenne est de 137 mm. Le mois le plus sec est janvier avec 1 mm de précipitations en janvier. En juin, les précipitations atteignent leur maximum, avec une moyenne de 42 mm (Figure 27). La pluviométrie est irrégulière avec un déficit hydrique pendant au moins 9 mois par an.

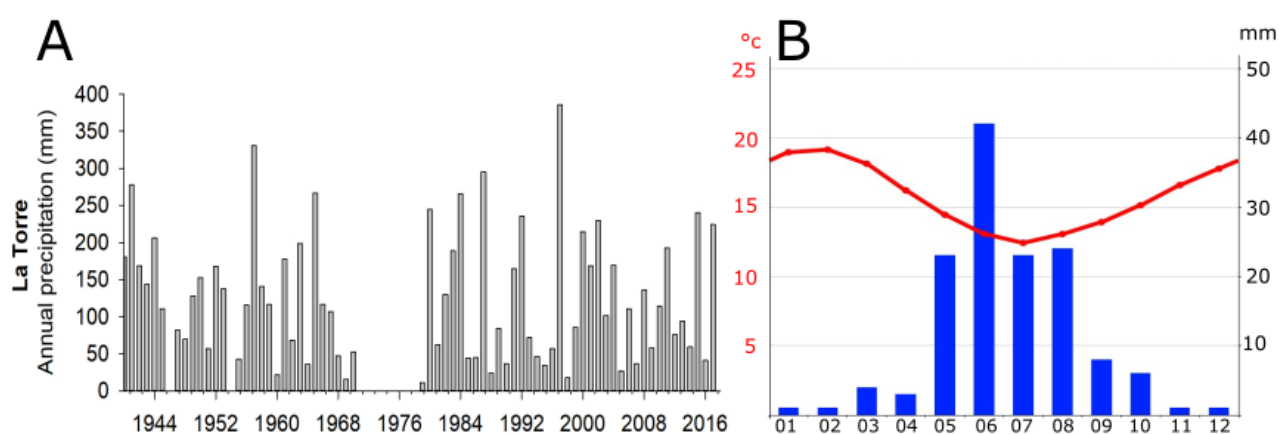


Figure 27 : Enregistrement des précipitations de 1983 à 2018 à la station La Torre et climogramme du secteur Pachingo

3.3.4 Paramètres hydrographiques marins

La baie de Tongoy est constituée de deux plages. La plage Grande est dans la partie Sud, d'une extension de 14 km. La direction du vent dominant vient du Sud avec une vitesse qui varie entre 1 et 4 m/s avec des rafales pouvant atteindre 5 m/s. Les vents dominants et la houle associée ne causent pas de grands effets sur la côte de Tongoy grâce à son orientation et la protection qu'offre la Punta Lengua de Vaca. En général, les vagues ont une faible énergie dans toute la baie. Au contraire, lorsque champ de vent vient du nord entre septembre et décembre, la houle de direction sud a un impact plus fort sur la côte avec des hauteurs de vague de 0,8 et 2,2 mètres (Figure 28 et 29).

Les conditions de tempête s'avèrent être un facteur important dans la modification de l'énergie des vagues et des profils de plage. Les vagues de tempête constitue une rupture d'équilibre qui agissent comme un agent modificateur de la plage. Elle produisant généralement en hiver pour rétablir le profil de plage au printemps (Araya-Vergara, 1979; Soto, et al., 2014).

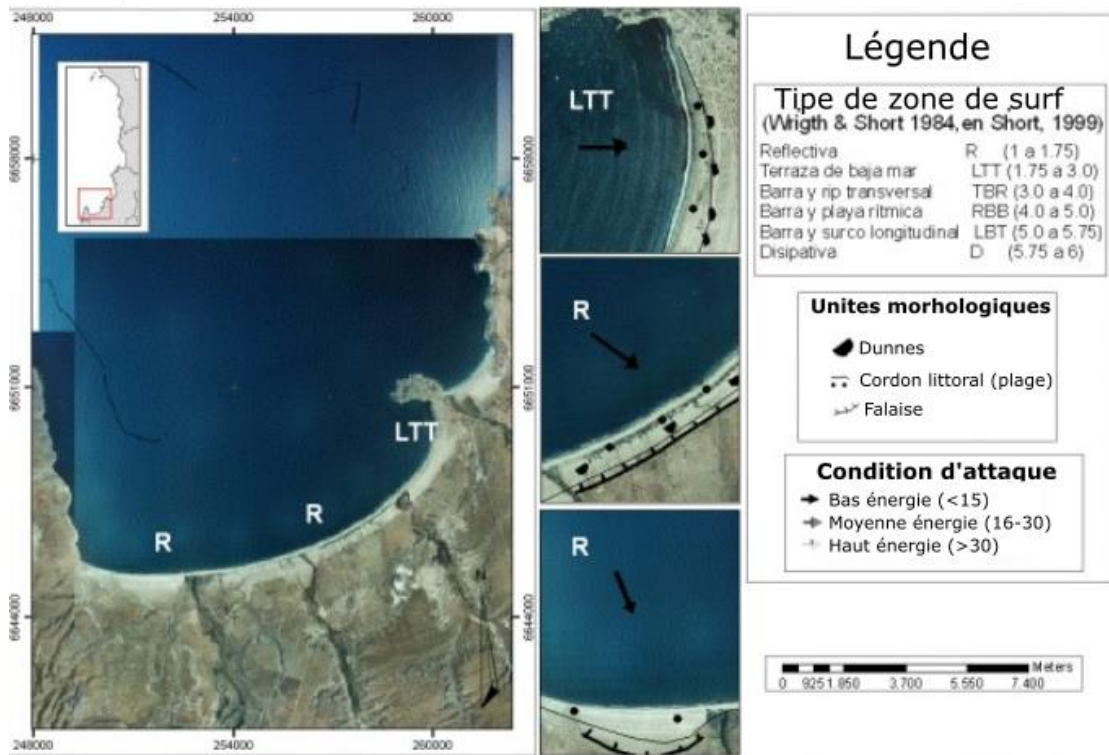


Figure 28 : Diagramme de l'incidence de vagues

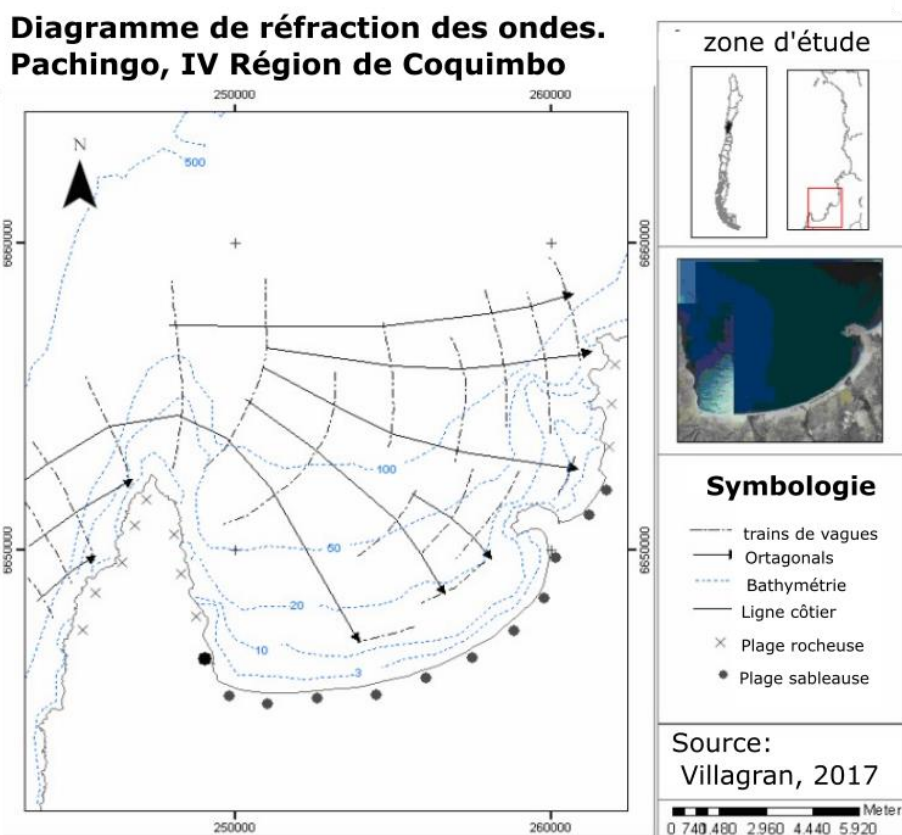


Figure 29 : Diagramme des vagues et de l'incidence de Punta Lengua de Vaca, dans la baie de Tongoy

4 Chapitre 3: Article 1 : in prep.

4.1 « *Reconstruction of extreme floods and tsunamis from the coastal sedimentary archives in the Choros, Coquimbo region, 28 ° S, Chile.* »

Karen Araya^{1,2*}, Laurent Dezileau², Praxedes Muñoz^{3,4}, Antonio Maldonado^{3,4}, Michel Condomines¹, Otmane Khalfaoui^{2,6}, Pablo Oyanadel⁷

¹ Laboratoire Geosciencias, Université Montpellier, France ; michel.condomines@umontpellier.fr

² Laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière, UMR CNRS 6143 M2C, Université de Caen-Normandie, France ; laurent.dezileau@unicaen.fr

³ Facultad de Ciencias del Mar, Departamento Biología Marina, Universidad Católica del Norte, Coquimbo, Chile; praxedes@ucn.cl

⁴ Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas-CEAZA, Coquimbo, Chile; Antonio.maldonado@ceaza.cl

⁵ Instituto de Investigación Multidisciplinario en Ciencia y Tecnología, Universidad de La Serena, La Serena, Chile

⁶ LGRN - Laboratoire de Géophysique et Risques Naturels, Centre de Recherche GEOPAC, Institut Scientifique, Université Mohammed V de Rabat; Avenue Ibn Battouta, B.P. 703 Agdal, 10090, Rabat, Morocco

⁷ Laboratorio de paleontología, Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas-CEAZA, Coquimbo, Chile; pablo.oyanadel@ceaza.cl

* Correspondence: karen.araya-flores@unicaen.fr / kaf002@ucn.cl

Abstract: Floods, extreme storms and tsunamis are natural disasters that have marked the history of the Chilean coast. Chilean coastal communities constantly face these natural hazards, which cause a high risk to the population and a tremendous economic challenge due to the high level of destruction that these events cause. In this study, we use sedimentary archives taken in a high-standing terrace along the coastal zone of the Coquimbo region to reconstruct past extreme events (flood and tsunami). Using sedimentological (grain size), geochemical (XRF) and geochronological analysis (¹⁴C, and ¹³⁷Cs), we identified 9 flood deposits (1957, 1965, 1984, 1987, 1991, 1997, 2002, 2015 and 2017) and one tsunami deposit (1922). The sedimentary flood record seems to be complete for the last 70 years. Thus, coastal high-standing terraces could be used in paleo-flood hydrology to improve understanding of the frequency of floods in coastal areas.

Keywords: extreme events; tsunami deposit; flood events; wetland areas.

4.2 Introduction

Undoubtedly, our planet has been warming since pre-industrial times, clearly showing human influence on the climate system (IPPC 2007). Earth's surface temperatures have increased 0.6 °C since the late 19th century. Recent anthropo-genic greenhouse gas emissions are the highest they have been for thousands of years (IPPC 2007, 2014), and are mainly manifested in the rise of land and ocean surface temperatures. The increase in the ocean surface temperature is estimated to have been 0.1°C per decade from 1971 to 2010. This warming is observed mainly in the Pacific Ocean and is likely causing an increase in the frequency and intensity of the El Niño phenomenon (IPPC 2007; Solomon et al. 2007; Han-sen et al. 2010; 2012; 2014; Lindsey et al. 2021). El Niño causes rainfall anomalies throughout the arid and semiarid zones of southwestern America, mainly in Ecuador, Peru and on the north-central Chilean coasts (Rutlland and Fuenzalida 1991; Aceituno 1992; Aiguo and Wigley 2000; Rutlland and Montecino 2002; Curtis and Adler 2000, 2003; Ortega et al. 2012). In the semiarid region of Chile, the annual precipitation is low (annual average of the last 10 years: 90 to 100 mm) and increases dramatically during El Niño events (200 to 400 mm) (Urrutia and Lazcano 1993; Pérez 2005; Pérez et al. 2008).

The Chilean population is also affected by tsunamis caused by earthquakes and volcanic eruptions. These events occur at the limits of the lithospheric plates, mainly along the Ring of Fire, which surrounds the Pacific Ocean. Globally, the epicenters of the strongest earthquakes in the last 60 years have been located in Chile (9.5 °R, Puerto Montt, 1960), Alaska (9.2 °R, 1964), Indonesia (9.1 °R, Sumatra, 2004) and Japan (9.1 °R, Tohoku, 2011) (CERESIS 1985; Eglitis: <https://www.laenderdaten.info>; NGDC, <https://www.ngdc.noaa.gov>). Since 1950, more than 3100 people have died as a consequence of earthquakes and another 45 from tsunamis. Since 1751, more than 6644 people have died as a result of tsunamis in Chile alone (Eglitis: <https://www.laenderdaten.info>; NGDC, <https://www.ngdc.noaa.gov>). In northern Chile, the three strongest historical tsunamis occurred in: (i) 1868, after an 8.5° Mw earthquake with a maximum wave height of 18 m that submerged the coastal area and killed 154 people, and which also affected six other countries, where almost 25,000 people died; (ii) 1922, associated with an 8.5° Mw earthquake with a maximum wave height of 9 meters that submerged the coastal area in the northern part of Chile and killed 200 people, and which also affected Japan, American Samoa, Peru and Asia; (iii) 1960, after an 9.5° Mw earthquake, producing a 25-meter wave (SHOA, 2020). This was the most destructive tsunami, occurring in Puerto Montt and Valdivia, killing 2333 people in Chile, and affecting 13 other countries (Eglitis: <https://www.laenderdaten.info>; NGDC: <https://www.ngdc.noaa.gov>; Lomnitz 1970; Ceresis 1985; Lockridge 1985; National Geophysical Data Center 1993). Low-lying coasts are particularly vulnerable to tsunami-induced submersion. Therefore, the sea level rise associated with

climate change will expose even more coastal areas to tsunamis in the future (Tech 2018; Li et al. 2018).

The historical files and instrumental data on rainfalls, floods and tsunamis in Chile only cover a short period, making it difficult to ascertain the long-term variability in the frequency of these extreme events. It is critical that we assess the variability of these events and establish how vulnerable communities are, along with the potential economic losses.

Coastal low-energy environments, such as estuaries and lagoons, can record traces of past storm, flood and tsunami events, and may help extend the record of these events further back in time (Atwater, 1987; Liu and Fearn, 1993, 2000; Donnelly et al., 2001; Nanayama et al., 2003; Scileppi and Donnelly, 2007; Mo-necké et al., 2008; Sabatier et al. 2008; Raji et al. 2015; Dezileau et al. 2015, 2016; Chaumillon et al., 2017; Khalfaoui et al. 2019; Depaolis et al. 2021; Araya et al. 2022). In this context, the present work aims to reconstruct historical flood events caused by extreme rains or tsunamis using a multiproxy approach. We combined sedimentological, geochemical and geochronological analysis of sediment samples collected from a high-standing terrace in the Quebrada de Los Choros (29°18.3'S–71°21.8°W) on the subtropical coast of Chile (Figure 1). On this terrace, there is the potential to correlate current sedimentary flood records with data measured at rainfall stations, which is particularly important for understanding the paleoflood history preserved over long time scales.

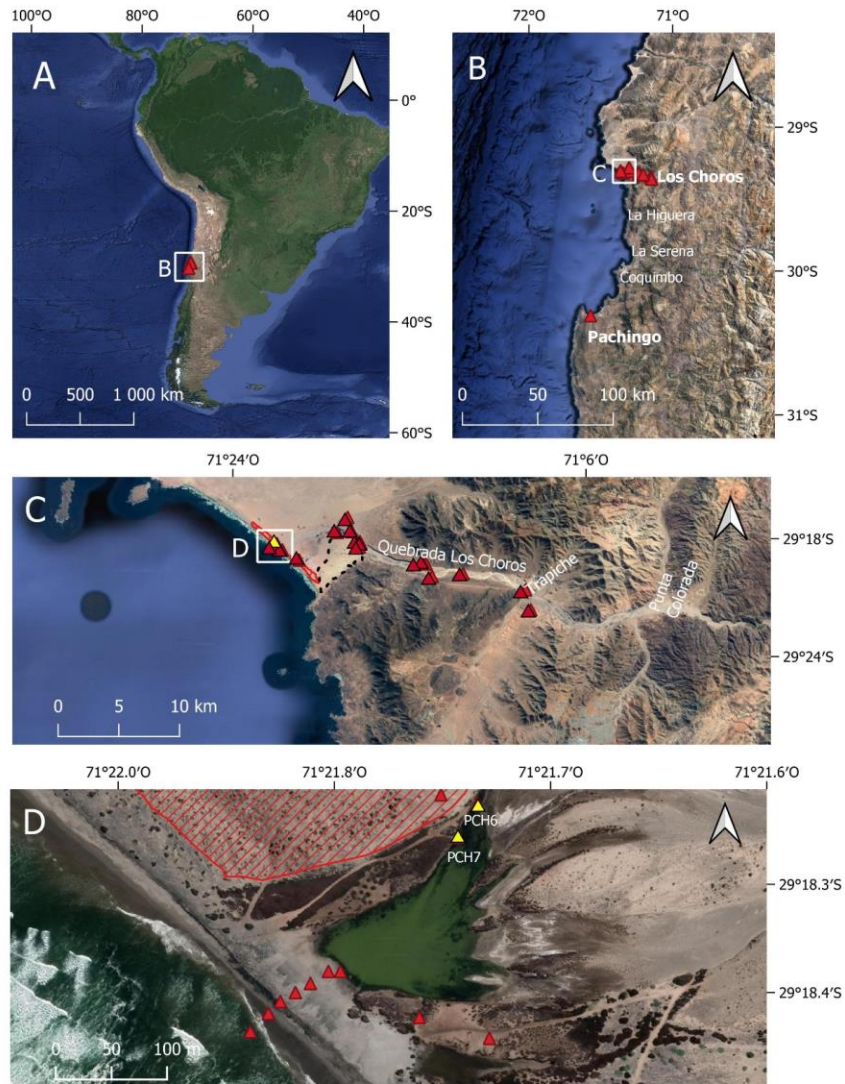


Figure 30: (A) Location of the study area, (B) Location of La Boca wetland (C) Location of sampling sites of Quebrada Los Choros, (D) location of sediment core sampling sites (PCH6 and PCH7) in La Boca wetland. The red triangles indicate the sampling sites of superficial samples and the yellow ones the position of the cores (PCH6 and PCH7).

4.3 Study area

The Los Choros watershed has an area of 4058 km² and is located in the most arid area of the Coquimbo region (zone north), on the border of the Atacama Desert, between 29°13' and 29°22'S, and between 71°33' and 71°14'W. This watershed ends in a wide open bay of approximately 15.2 km. The beach is characterized by a smooth slope of less than 3° and presents tides with amplitudes less than 2 m. High-energy incident waves are mainly SW, with wave heights reaching 2.3 m and periods of 8 to 13 seconds (Novoa López 2001; Castro and Brignardello 2005; Villagran 2007; SHOA 2016), allowing for the transport of coarse sediment to the coast (Villagran 2007).

This coastal plain is characterized by the presence of 27 beach ridges parallel to the shoreline, with an altitudinal difference of 45 m. Between the oldest and most recent beach line, there is a distance of more than 0.9 km (Araya Vergara 1979,1982,1983; Börgel 1983; Paskoff 1999; Villagran 2007). The

shoreline was formed by the interaction of abrasive erosion and tectonism over a quaternary fluvial terrace, depressed by the presence of the Quebrada Los Choros. Pre-existing sediments are covered by quaternary alluvial deposits and modern dune systems adjacent to the La Boca wetland. These dunes contain several archaeological sites of great importance that have been little studied (Peralta et al. 1971; Araya-Vergara 1979; Moscoso et al. 1982; Börgel 1983; Paskoff 1999; Ocampo 2015; Barnhart et al. 2016;). The La Boca wetland (~660 m²) is located between 29°09' S and 29°33' S latitude and between 71°18' and 70°34' W longitude, at the base of La Quebrada Los Choros. This zone is tectonically active; however, the rate of uplift is very low at approximately 200 mm/ka (Pedoja et al. 2014).

In Quebrada Los Choros, the temperature varies from 6 to 18 °C with a mean annual precipitation of 46 mm; during dry years, it is less than 25 mm on average, and in wet years, over 175 mm have been recorded, which is mainly related to ENOS (El Niño Southern Oscillation) (Novoa and López, 2001; Castro and Brignardello 2005). The instrumental data on rainfall in this region dates back to 1941 (Pérez 2005; Pérez et al. 2008). In Quebrada Los Choros, the rainfall records at Trapiche station (29 ° 22' 17" S – 71° 07' 08" W; DGA (General Directorate of Water, Chile): 0412001) cover the 1979–2022 period (Figure 31). In the region of Coquimbo, the two most complete databases are La Serena station (29° 54' 16" S – 71° 14' 56" W; DMC: 29000) and La Torre station (30° 40' 41.88" S – 71° 31' 48" W; DGA: 04552002), covering the 1950–2022 and 1941–2022 periods, respectively (20 March 2022, <https://explorador.cr2.cl/>). The Los Choros watershed has only had groundwater flow since 1947 (Peralta et al. 1971), and the surface flow is observed only during El Niño periods (1914–1915, 1939–1942, 1957–1958, 1965–1966, 1972–1973, 1982–1983, 1987–1988, 1991–1992, 1997–1998 and 2015–2017 (Araya-Vergara 1979; Moscoso 1982; Paskoff 1999; Pérez 2005; Ortega et al. 2015). Since 1947, the surface flow has ceased due to: 1) an increase in desertification; 2) the use of water by mining facilities; and 3) agriculture (Novoa and López 2001; Castro and Brignardello 2005).

Coastal areas can also be submerged and flooded by tsunamis. The tsunami events that potentially affected the Coquimbo region occurred in 2015, 1960, 1922, 1849 and 1751, after large fault line ruptures (Figure 32) (Lomnitz 1970, 2004; Kellehier 1972; Nishenko 1985; Dunbar et al. 1992; DeMets et al. 1994; Beck et al. 1998; Campos et al. 2002; Saillard et al. 2009; Udías et al. 2012; May et al. 2013; Métois et al. 2013; Soto et al. 2014; Carvajal et al. 2017; Ruiz and Madariga 2018; Kanamori et al. 2019). Of these, the most destructive, according to historical records, occurred in 1922, affecting 400 km of coastline from the Atacama to Coquimbo regions (27–30° S) (Lomnitz 1970; DeMets et al. 1994; Beck et al. 1998; Udías et al. 2012; Métois et al. 2013; Carvajal et al. 2017; Kan-

amori et al. 2019), causing extensive damage to the area. More than 1000 deaths resulted from the earthquake, while the tsunami killed hundreds of people in coastal areas, mainly in Coquimbo. This event caused economic losses of USD 5–25 million (Dunbar et al. 1992).

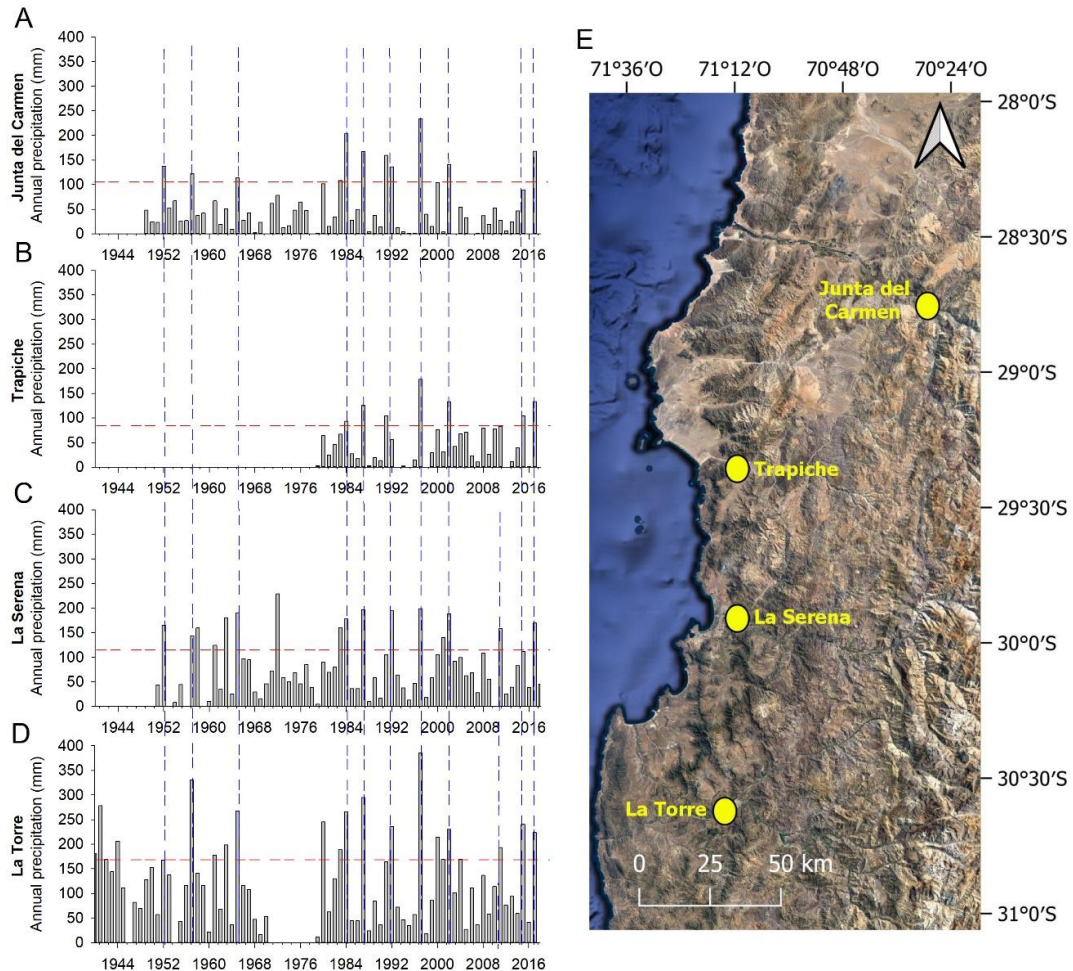


Figure 31: Rainfall data for the Coquimbo region. A) Junta del Carmen Station ($28^{\circ}46'29.21''S - 70^{\circ}29'37.65''W$), 92 km north of Quebrada Los Choros. B) Trapiche Station ($29^{\circ}21'31.34''S - 71^{\circ}9'42.65''W$; DGA:0412001), over the Los Choros Basin. C) La Florida Station, La Serena ($29^{\circ}54'16''S - 71^{\circ}14'56''W$; DMC:29000) 61 km south of Quebrada Los Choros. D) La Torre station ($30^{\circ}40'41.88''S - 71^{\circ}31'48''W$; DGA:04552002), 139 km further south of Quebrada Los Choros. E) map with the location of pluviometric stations in Coquimbo. Source: (<https://explorador.cr2.cl/> (access date: March 20, 2022)). The blue dotted line represents intense rain that affected the entire study area.

4.4 Sampling and analytical methods

Thirty surface sediment samples were collected in January 2019 from the Quebrada Los Choros. These samples were collected from the high Quebrada Los Choros to the coastal area to assess the origin of the sediment transported into the La Boca wetland area (Figure 1C–D). Moreover, to reconstruct past and re-cent flood events (tsunami or pluvial), two depositional sequences were studied: PCH6 ($29^{\circ}18'15.13''S - 71^{\circ}21'45.63''W$; 160 cm long) and PCH7 ($29^{\circ}18'16.20''S - 71^{\circ}21'46.27''W$; 140 cm long). These two depositional sequences were collected from a high-standing terrace next to the La Boca wetland, at 270 m and 307 m from the coastline, respectively (Figure 1D). These sequences were photographed, logged in detail and sampled at 3–5 cm, according to their lithological variation,

using a Teflon spatula and stored in sterile bags. A total of 72 samples were collected from PCH6 and 29 samples from PCH7.

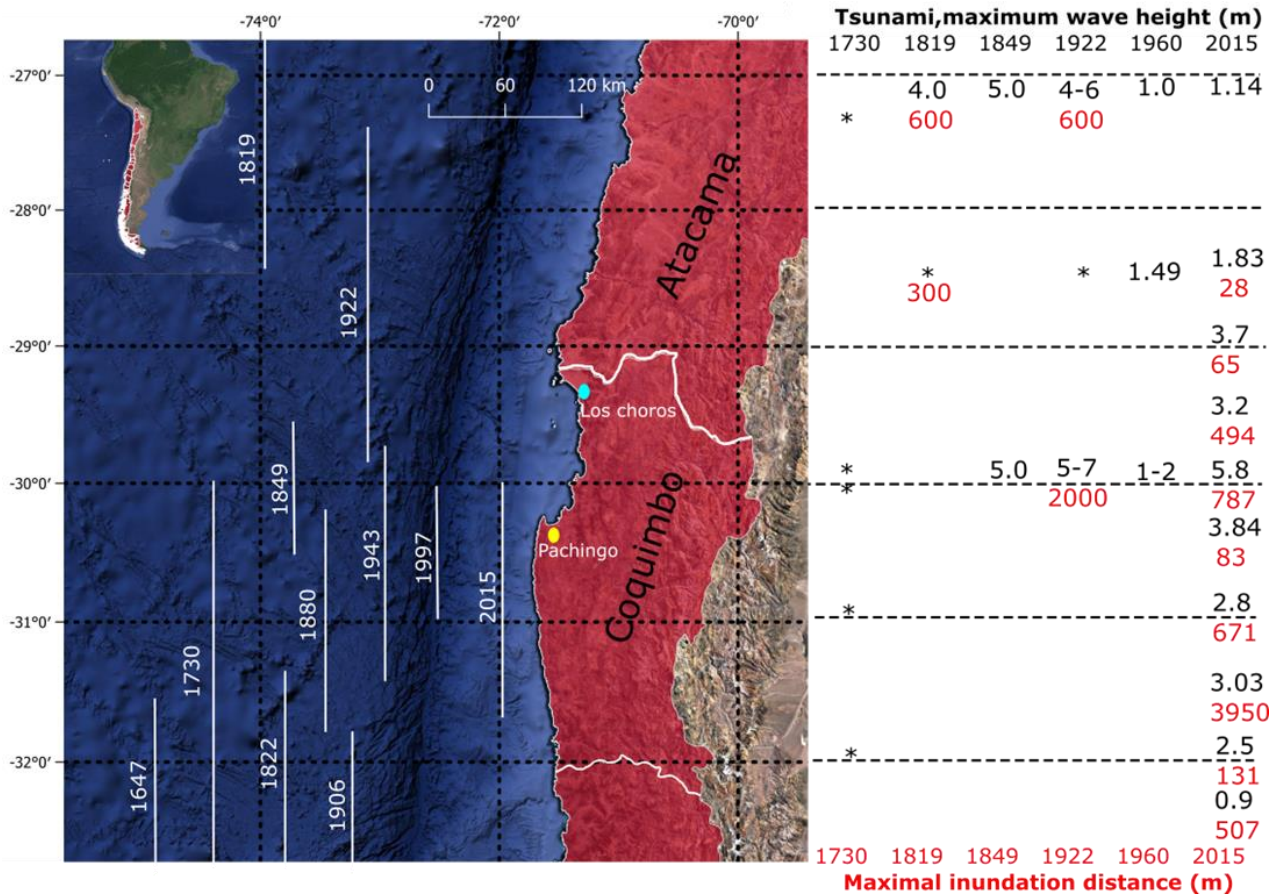


Figure 32 : Location of the study area in north-central Chile. The white line represents the rupture lengths and extent of the main historical earthquakes between 28° S and 32° S, Chile (Lomnitz 1970, 2004; Kemmehier, 1972; Nishenko 1985; Dunbar et al. 1992; DeMetz 1994; Beck et al. 1998; Campos et al. 2002; Vigny et al. 2009; Saillard et al. 2009, Udias et al. 2012; May et al. 2013; Métois et al. 2013; Carvajal et al. 2017; Ruiz and Madariaga 2018; DePaolis et al. 2021); tsunami historical data. Symbol (*) represent historical accounts of tsunami damage (Lomnitz 1970; NCEI/WDS, 1993; Udias et al. 2012; Cisternas et al., 2012; DePaolis et al. 2021; NOAA, 23/04/2022; <https://www.ngdc.noaa.gov/hazel/view/hazards/tsunami/event-data?maxYear=2015&minYear=1200&country=CHILE>).

4.4.1 Granulometry

Particle size analysis using laser diffraction was undertaken to characterize the particle size distribution of the surface sediments (30 samples) and the PCH6 (72 samples) and PCH7 (29 samples) depositional sequence sediments. These samples were measured using a Beckmann-Coulter LS13320 particle sizer connected to a fluid module (M2C, Université de Caen Normandie). The <2 mm fraction of samples were mixed in water and then poured into the fluid module to obtain an obscuration of 7–12% in the optical cell. A period of 90s was set for the background and sample measurements, and sonication was applied during the sample measurement to obtain a good dispersion of fine particles. Sorting was evaluated using the GRADISTAT program version 8.0 (Blott and Pye 2001), using a logarithmic method of moments. The particle sizes obtained were classified into three categories according to the

Uden–Wentworth scale (1922): clay (0.06–3.9 μm), silt (3.9–63 μm) and sand (63–2000 μm). As many samples showed a coarse particle size, a subclassification of the sands was performed as follows: fine sand (63–250 μm), medium sand (250–500 μm) and coarse sand (500–2000 μm). All samples with a coarse particle size >2000 μm were screened with a manual sieve from 400 to 8000 μm to characterize dune and marine sediment samples (E1).

4.4.2 Geochemistry

Elemental geochemical analyses using energy-dispersive X-ray fluorescence (XRF) spectrometry were undertaken with a Niton XL3t spectrometer on a fixed platform (pXRF: Centre Michel-de-Bouïard/CRAHAM, Université de Caen Normandie). Before the measurements were taken, the device was calibrated using international standard powders (GSN, BEN, Till4, NIST2780, NIST2709a) in order to minimize the analytical error and increase the accuracy of the measurement. A total of 132 samples were analyzed (72 samples from PCH6, 29 samples from PCH7, and 30 surface samples). The samples were dried for 24 hours, then ground with mechanical agate to below 63 μm . After that, they were prepared in special XRF cups (32 mm diameter) and covered with Ultralene film to avoid contamination. The measurements were conducted under soil and mineral modes for 150 sec (60 seconds main filter, 30 seconds low filter, 30 seconds high filter and 30 seconds light filter).

This analysis considered eight chemical elements: Ca, Sr, V, Ti, Fe, Rb, Zr and K. Principal component analysis (PCA) was performed on the surface samples using the XLStat Program to identify the main factors controlling the chemical composition and to identify different groups of common origin.

4.4.3 Geochronology

Radiochronological data for the last century were obtained through ^{137}Cs and ^{210}Pb measurements using gamma spectrometry at the Géosciences Montpellier Laboratory, France. The measurements were performed with a BEGe detector (PCH6) or a Ge-well detector (PCH7), both manufactured by CANBERRA™. The analysis was made in sediment layers composed of fine particles (<63 μm) from the PCH6 and PCH7 cores. The sediment was dried, crushed and transferred into polystyrene boxes (45 mm diameter, 10 cm high) for PCH6, or PETP tubes for PCH7 (with an internal diameter and height of 14 and 44 mm, respectively). We measured ^{210}Pb through its 46.5 keV gamma ray and ^{226}Ra through its 186.2 keV gamma ray (with correction of the interfering 185.7 keV peak of ^{235}U), and the gamma rays of the short-lived daughters of ^{222}Rn , ^{214}Pb and ^{214}Bi . Activities were calculated by comparison with an in-house volcanic rock standard. The activities of ^{137}Cs were calculated using the detector efficiency at 661.7 keV, determined by interpolating the known efficiency curves of the

detectors. Due to the very small ^{210}Pb and ^{137}Cs activities, counting times between 5 and 7 days were required for PCH7. Th contents were also measured through the gamma rays of its progeny ^{228}Ac , ^{212}Pb and ^{208}Tl , assuming secular equilibrium in the ^{232}Th decay series.

4.4.4 *Tsunami model*

The 1922 tsunami event was modeled using the numerical model Cornell Multigrid Coupled Tsunami (COMCOT, Wang 2019). COMCOT simulates tsunami propagation and run-up processes, solving the conservative form of shallow water equations (linear and non-linear). The equations considered were solved using the explicit staggered leap-frog finite difference schemes. These equations are widely used for tsunami simulations generated by earthquakes. The wavelength of this tsunami is usually larger than the ocean water depth, so the dispersion effect can be practically neglected. The bottom friction effects were evaluated via Manning's formula. COMCOT was implemented with spherical and cartesian coordinates.

In this study, grids were nested with increased spatial resolution at the coast. The topo-bathymetric information was obtained from the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO, 2019 version), MER-IT DEM and data provided by the Hydrographic and Oceanographic Service of the Chilean Navy (SHOA, in Spanish); specifically, nautical chart soundings and coastline cartography, which have terrain relief curves every 5 meters for the coastline. The grids were generated using GIS software, using the mean sea level as a vertical reference and geographical coordinates (WGS84). The resolution of the nested grids was 30 arcsec (level 1), 15 arcsec (level 2), 3.75 arcsec (level 3) 1.875 arcsec (level 4) and 0.234 arcsec (ap-proximately 7 m level 5). Five level grids were used for Pachingo and four level grids for The Choros, be-cause for the latter SHOA's coastline cartography was not available. More details about nested grids are shown in annex A1. The Manning value of 0.025 was used for all grids.

The initial condition for the tsunami generation was the 1922 rupture model used by Depaolis et al. (2021), which corresponds to a simple rupture model of the 1922 earthquake based on macroseismic data (Beck et al. 1998; DePaolis et al. 2021). The initial vertical displacement of the seafloor is shown in Figure 33, calculated using the linear elastic dislocation theory according to the Okada (1985) model. The initial free surface of the ocean was assumed identical to the seafloor deformation, and its maximal value reached 4.43 m. The tsunami was simulated for 4 hours using a time step of 1 second.

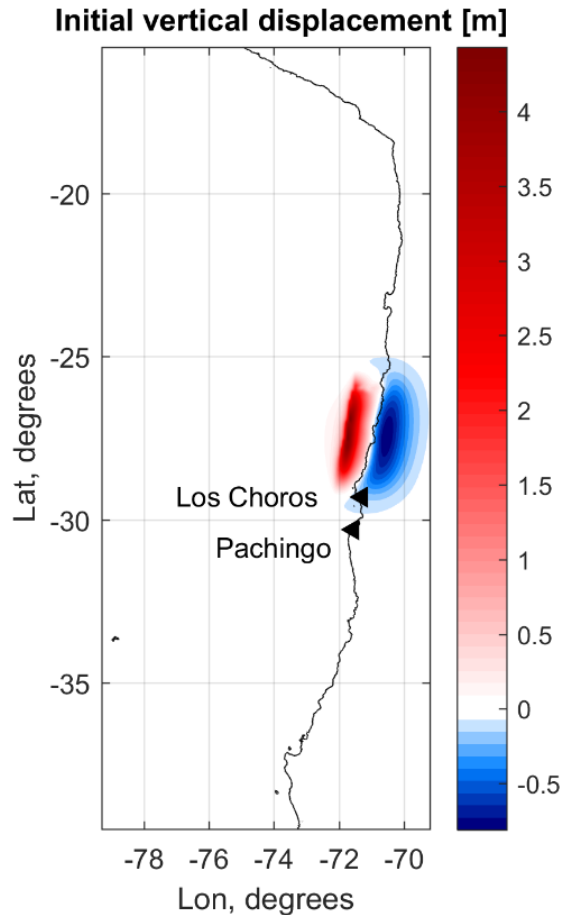


Figure 33 : The initial vertical displacement of the seafloor shown. It was calculated using linear elastic dislocation theory according Okada (1985) model.

4.5 Results and Discussion

4.5.1 Characterization of surface samples and identification of sources

Grain-size analysis of the surface sediment samples permitted us to characterize three groups of sediments, depending on the environmental setting: 1) the fluvial samples (S8, S10–S13, S27 and S29–S30) had an average grain size of 30–150 μm , were very poorly sorted, comprised mainly 68% mud and 32% sand, and showed a bimodal distribution of 66.4 and 324 μm ; 2) the aeolian dune samples (S9, S18–23 and S25) had an average grain size of 200–350 μm , were poorly to very poorly sorted, comprised mainly 11% mud and 89% sand, with 39% medium sand and 27% fine sand, and displayed a unimodal distribution of approximately 300 μm ; and 3) the marine and beach sediment samples (S2–S7, S14 and S17) had an average grain size of 300–450 μm , were poorly sorted, comprised mainly 4% mud and 95% sand, with 51% medium sand and 35% fine sand, and showed a unimodal distribution of approximately 296 μm (Figure 34).

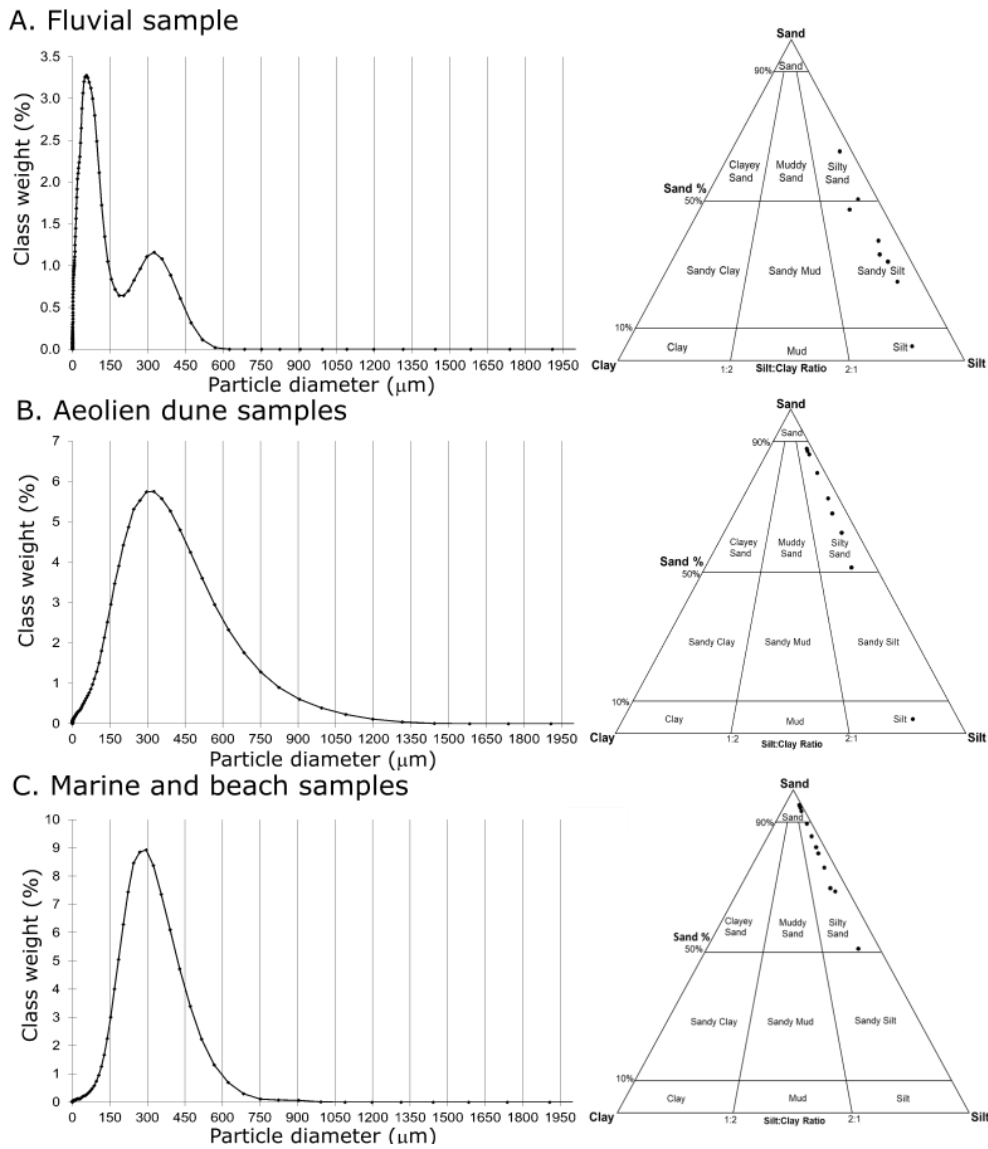


Figure 34 : Average granulometric characterization (particle diameter and Sand Silt Clay Diagram) of three sources of sediments that contribute to the filling of the Boca wetland. The eight samples were used to characterize the basin (A), Eight samples for the dune (B) and eleven for the coastal area (C). See figure 2C and 2D.

The analysis of the surface samples revealed a decrease in the mean grain size from the coastal area to-ward the watershed (Figure 35). Geochemical measurements were calculated on the same samples. With the data obtained, we performed PCA to characterize the source of the sediments. These analyses revealed two poles: 1) the first group was marked by Sr and Ca, the concentrations of which were higher in the coastal zone and decreased towards the watershed (Figure 36), with these two elements being representative of the marine source; and 2) the second group was marked by K and Zr, which were higher in fluvial sediments and gradually decreased from the watershed to the coast. K and Zr are representative of the continental source. The first group positively correlated with coarse sediment, while the second group had a good correlation with fine sediment (Figure 35 and 36).

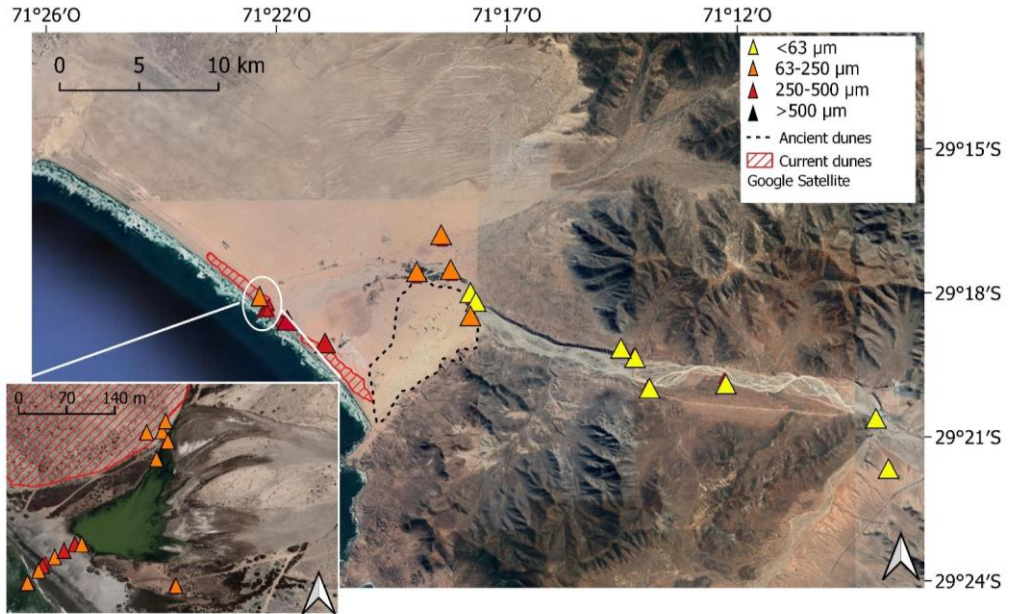
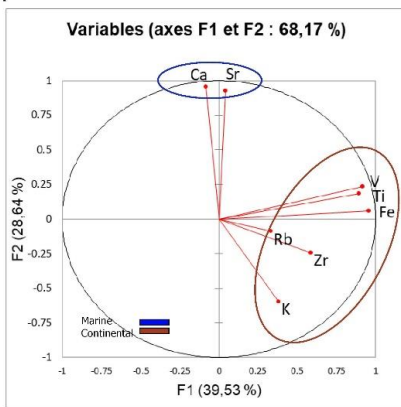
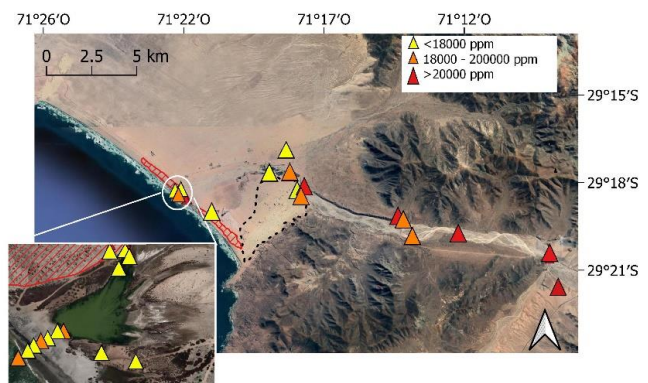


Figure 35: Granulometric distribution of the surface sediments, collected from the high Quebrada Los Choros to the coastal area (beach, dune and fluvial sediment).

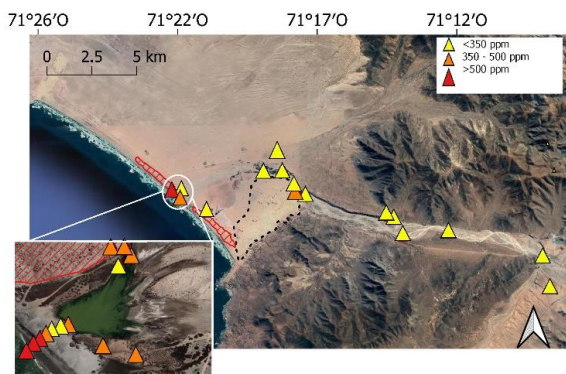
A. PCA



B. K



C. Sr



D. Zr

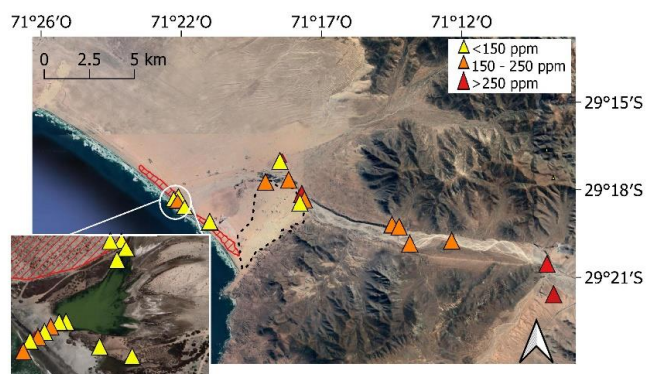


Figure 36: A) PCA (Principal Component Analysis) of geochemical data from coastal, dune and watershed surface samples. B, C and D Maps of Potassium (K), Strontium (Sr) and Zirconium (D) contents around Quebrada Los Choros.

4.5.2 Granulometric and geochemical characterization of PCH6 and PCH7 deposits

In PCH6, we observed four deposits of coarse sedimentary material. The first three coarse deposits (8–25 cm, 40–55 cm and 60–80 cm) were dominated by medium sand, with an average particle size of 250–350 μm and the presence of roots and marine shells, mainly fragments with softened angles. Very few seashells were complete. These sand deposits disappear laterally towards PCH7. They disappear when moving away from the dune system (Figure 37A). These three sand deposits are associated with aeolian dune sediments and may be related to episodes of dune erosion (windstorm).

The lower deposit (E1) observed in PCH6 and PCH7 was the thickest; it had a high concentration of marine shells, had medium to coarse sand ($>350 \mu\text{m}$), was poorly sorted and had a high concentration of Sr ($>500 \text{ ppm}$). This deposit contained rip-up clasts at 123–126 cm and pebbles ($>2 \text{ mm}$), and showed a sharp contact with the underlying unit (Figure 37B). Based on these characteristics, the deposit E1 was associated with a strong marine event (Figure 37, Table 4).

Nine fine sediment deposits were observed in both PCH6 and PCH7 sites (noted from E2–E10). In PCH6, the first four deposits (E9: 4–6 cm, E8–E7: 28–38 cm, E6: 58–60 cm and E5: 72–76 cm) were separated by dune deposits. The nine deposits (E2–E10) were composed of fine sediment and were very poorly sorted (Figure 37B, Table 4).

In PCH7, the deposits were composed of finer sediment than that in PCH6 and the range size was 8–535 μm , compared with 25–840 μm in PCH6. The E1 deposit in PCH7 was characterized by medium and coarse sands ($>350 \mu\text{m}$), except at 115 cm. This deposit presented a high concentration of Sr (400 to 752 ppm) and low K (900 to 1200 ppm). The E2 to E10 deposits were characterized by finer sediments ($<160 \mu\text{m}$) and were very poorly sorted, except in E4. These were characterized by a high concentration of K ($>1400 \text{ ppm}$) and a low concentration of Sr ($<430 \mu\text{m}$) (Figure 37C, Table 4).

4.5.3 Flood and marine layer identification

The combined approach of sedimentology and geochemistry analysis allowed us to identify ten events (nine pluvial flood events and one marine event). The nine most recent events (E2, E3, E4, E5, E6, E7, E8, E9 and E10) were clearly related to pluvial flood events, according to the high K content and its highest percentage of fine sediment ($<125 \mu\text{m}$). These deposits were dominated by clays and silt (Figure 37). In contrast, the coarse deposit E1, dominated by medium to coarse sand ($>350 \mu\text{m}$), with a high content of Sr, a low content of K and the presence of marine shells and rip-up clasts, was associated with a strong marine event (Figure 37).

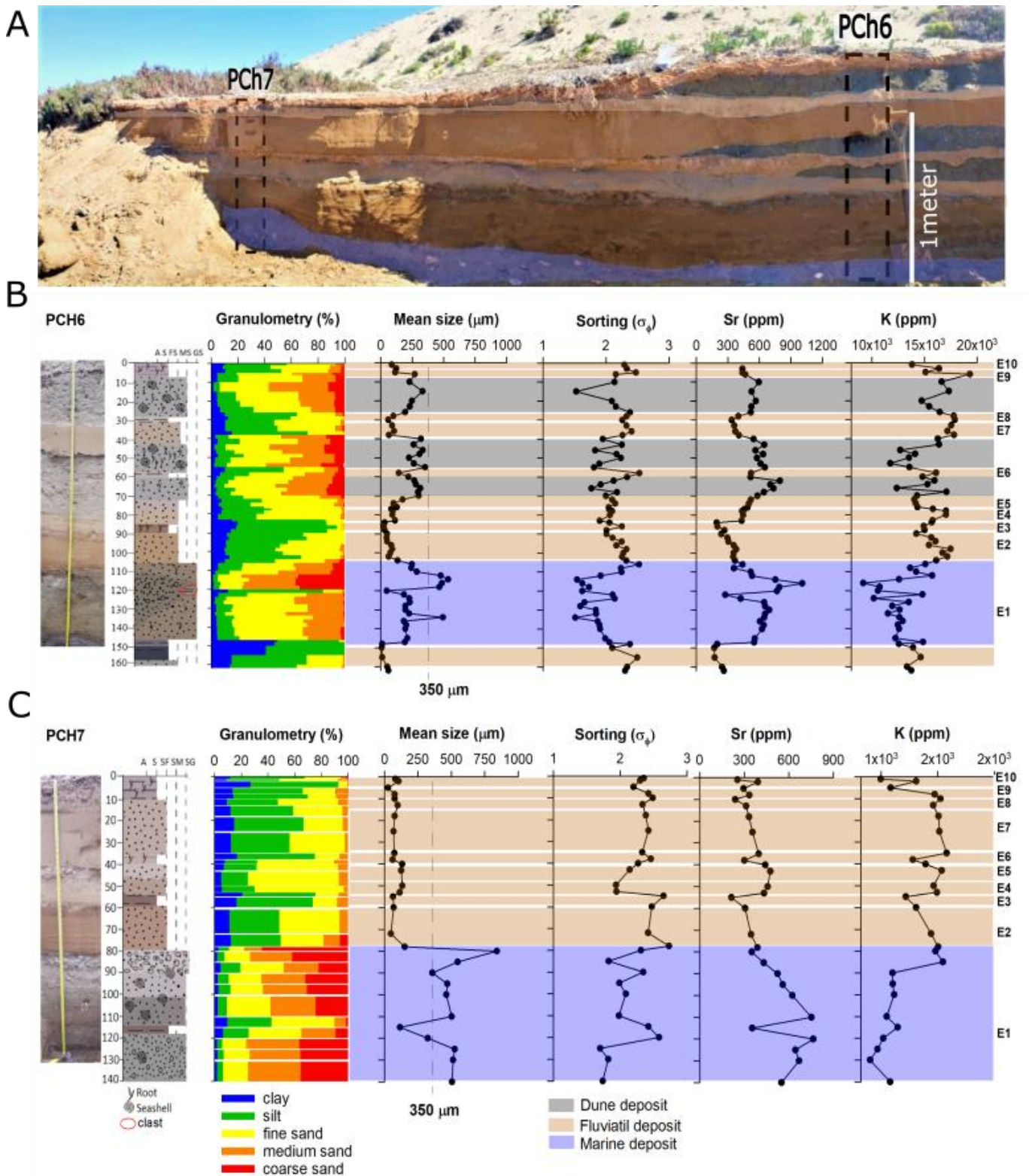


Figure 37: Photo of the fluvial high-standing terrace and sedimentology and geochemistry datas of PCH6 (B) and PCH7 (C). Blue is associated to marine deposit; gray to dune deposit and brown to continental deposit.

4 Chapitre 3 : Reconstitution des évènements extrêmes

Tableau 3 : Sedimentological of meteorological event deposits along the PCH6 and PCH7.

ID Core	ID Unit	Section cm	Sorting	Contact		Other Characteristics
				Upper	Basal	
PCh6	E1	104–147	Poorly sorted	Sharp	Relatively Sharp	High content of gravel (>350µm/ Gray-brown color), angular fragments of seashell, seashell and two rip-up clasts (123-126 cm).
PCH6	E2	90–102	Very poorly sorted	Relatively sharp	Sharp	Dark brown fine sediment (47–92 µm) with presence of roots.
PCH6	E3	84–88	Poorly sorted	Sharp	Relatively sharp	High content by reddish brown clay (24 – 32 µm), and roots.
PCH6	E4	77–83	Very poorly sorted	Slightly sharp	Sharp	Brown fine sand (83 – 114 µm).
PCH6	E5	72-76	Very poorly sorted	Gradational	Slightly sharp	Light brown fine sand (102 – 174 µm)
PCH6	E6	58–60	Very poorly sorted	Sharp	Sharp	Light brown fine sand (143 µm)
PCh6	E7	31–42	Very poorly sorted	Relatively sharp	Relatively sharp	Silt and brown fine sand (66 – 106 µm)
PCH6	E8	28–30	Very poorly sorted	Relatively sharp	Relatively sharp	Silt and fine sediment (60 – 101 µm)
PCH6	E9	4–6	Very poorly sorted	Relatively sharp	Relatively sharp	Medium to fine sand (125 – 270 µm) with high presence of roots.
PCH6	E10	1–3	Very poorly Sorted	-----	Relatively sharp	Fine sand (88–123 µm) with high presence of roots.
PCH7	E1	79-140	Poorly sorted	Relatively sharp	-----	Gray coarse and medium sand (>350µm), angular fragments of seashell, seashell and pebble.
PCH7	E2	60 – 78	Very poorly sorted	Sharp	Relatively sharp	Silt and clay (<68 µm), Dark brown color.
PCH7	E3	55 – 59	Very poorly sorted	Sharp	Sharp	Silt and clay (~63µm), reddish brown
PCH7	E4	48–54	Poorly sorted	Sharp	Sharp	Brown fine sand (113–133µm) and roots.
PCH7	E5	40–47	Very poorly sorted	Relatively harp	Sharp	Ligh brown fine sand (83–114 µm).
PCH7	E6	35-39	Very poorly sorted	Slightly sharp	Relatively sharp	Ligth brown silt and fine sand (60–73µm)
PCH7	E7	14–34	Very poorly sorted	Slightly sharp	Slightly sharp	Silt and brown fine sand (160–180 µm)
PCH7	E8	10–13	Very poorly sorted	Relatively sharp	Slightly sharp	Ligth brown fine sand (74– 97 µm)
PCh7	E9	5–9	Poorly sorted	Slightly sharp	Slightly sharp	Ligth brown silty sand (25–75µm) with high presence of roots.
PCH7	E10	1–4	Poorly sorted	Relatively sharp	Sharp	Ligth brown fine sand (79–104µm) with high presence of roots.

4.5.4 Geochronology

A chronology of the PCH6 and PCH7 samples was attempted by measuring the distribution of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^{137}Cs along the cores. However, the excess $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activities were very low, and often barely significant given the counting uncertainties. All PCH6 samples had no $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ within 2σ uncertainties. This was also the case for many PCH7 samples. It is clear that atmospheric ^{210}Pb was not efficiently adsorbed or retained on this relatively coarse material, and that this tracer could not give any chronological information.

Conversely, ^{137}Cs seems to have been more strongly adsorbed, giving better results, especially in PCH7, where there were no aeolian dune deposits. In this site, two peaks were observed at 10 and 54 cm with activities of 2.13 and 2.37 mBq/g, respectively. However, a direct comparison of ^{137}Cs activities along the core is difficult as ^{137}Cs is mainly adsorbed onto fine particles (clay or silt) and not on coarser ones (sand). As their respective proportions are variable, ^{137}Cs activities will be affected by "dilution" effects. The latter can be corrected by normalizing to an element also concentrated in the fine fraction, such Th, and the ratio (^{137}Cs)/Th will give a better estimation of the relative height of the ^{137}Cs peaks. In PCH7, the (^{137}Cs)/Th ratios are 0.28 and 0.40 at a depth of 9.5 and 54.5 cm, respectively, clearly indicating that the maximum ^{137}Cs activity adsorbed onto the fine fraction is found between a depth of 40 and 60 cm.

For the eight samples analyzed in the PCH6 core, ^{137}Cs was absent at depths of 148 and 160 cm. Only two values were measurable: 0.68 mBq/g at 28 cm and 0.58 mBq/g at 58 cm, in deposits dominated by silt and clay, and the (^{137}Cs)/Th ratios 0.096 and 0.097, respectively. While in PCH6, the values were close to zero at 8 cm and 133 cm depth. Significant ^{137}Cs values were measured between depths of 28 and 83 cm, with the highest value (3.13 mBq/g) at 83 cm and a ^{137}Cs /Th ratio of 0.45 mBq/microgram (Figure 38B).

We assumed that the maximum value observed at a depth of 83 cm in PCH6 and 54 cm in PCH7 corresponded to the peak period of atmospheric nuclear tests (1963), since ^{137}Cs is an artificial radioactive isotope primarily associated with atmospheric nuclear testing. Therefore, this depth could represent the 1960s. According to this first age model, the E3 to E10 deposits are recent, and all post-date 1963 (peak of ^{137}Cs), while E1 and E2 are older than 1963 (Figures 37 and 38).

In addition to the ^{137}Cs activities as age marker horizons, extreme floods during the last century produced very prominent stratigraphic horizons. These age controls were combined with a continuous record of rain events from 1949 at the Trapiche rain station located 21 km downstream (Figure 38A).

The combined records were then used to assign ages to flood deposits indicative of other large floods in the PCH6 and PCH7 sequences (Figure 38A). Assuming that a minimum depth of water is

required above the site for the sediment to deposit in a sufficiently thick layer, we suggest that rain and flood events of large magnitudes were recorded in the sedimentary record. Thus, considering the heavy rains at the Trapiche station (>100 mm watershed), we established the following events: E2 to 1950 or 1957 rainfall events, E3 to 1965, E4 to 1983, E5 to 1987, E6 to 1992, E7 to 1997, E8 to 2002, E9 to 2015 and E10 to 2017 events (Figures 1 and 38). Our goal here was to determine the timing of the flood deposits represented in PCH6 and PCH7 as precisely as possible. However, we are aware that this task was influenced by numerous uncertainties, including erosion, uncertainties regarding the dating of flood deposits, errors in hydrological documentary sources, and the relationship between flood and rain events. These effects have implications for evaluating flood data information content, and it will be necessary to improve this first age-depth model in the future.

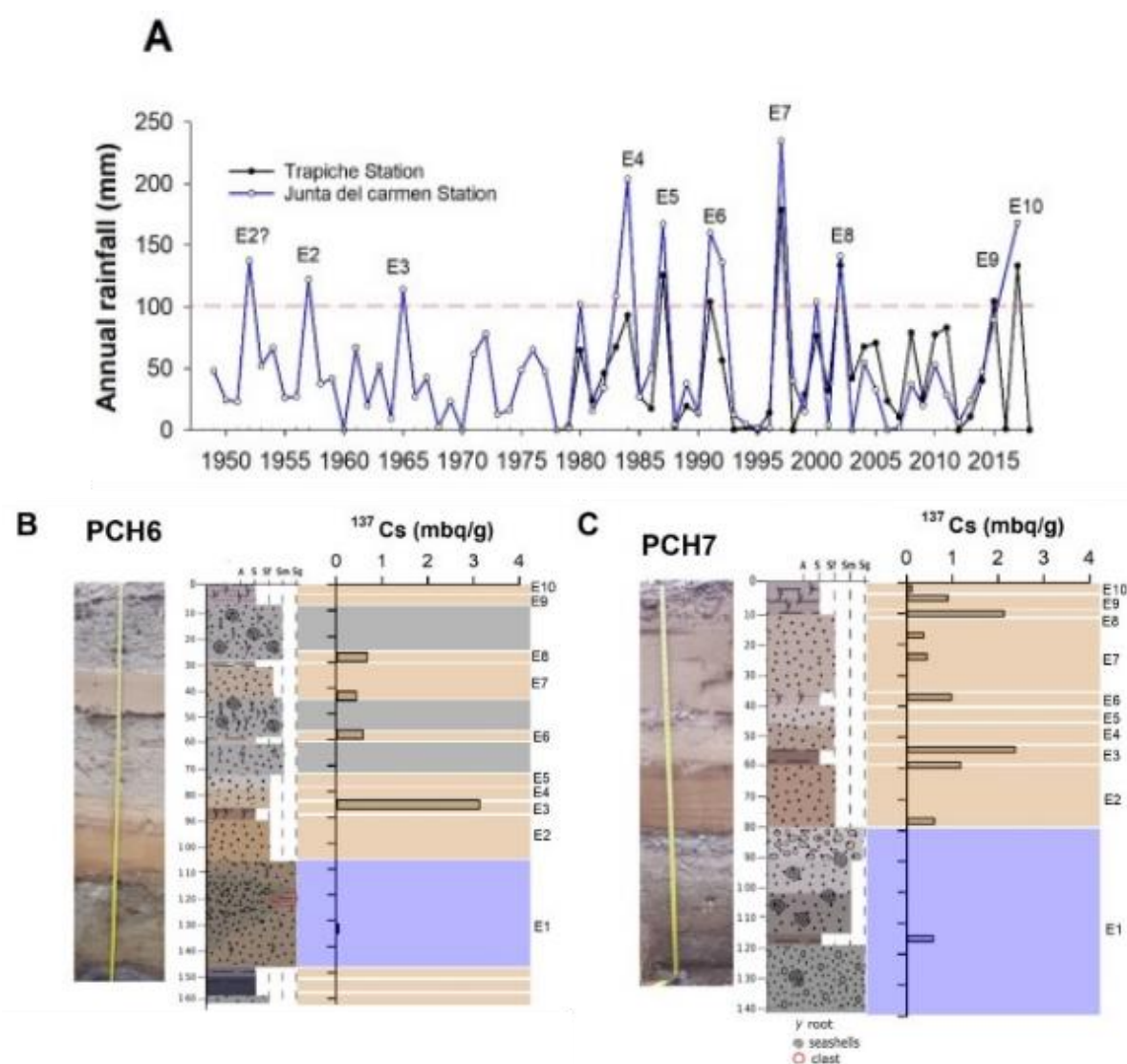


Figure 38: A) Annual precipitation in Trapiche station (29°20'36.81''S – 71°08'54.77''W/ height 300 m), and Junta del Carmen Station (28°46'29.21''S - 70°29'37.65''W/ height 770 m). Source DGA (General Direction of Waters, Chile) and <https://explorador.cr2.cl/>. The proposed chronology for the PCH6 and PCH7 flood deposits, B) Photo, LOG and Geochronology of PCH6 and PCH7 C). In brown, the fine grain size associated with continental deposits, and blue, coarse grain size related with marine deposits.

4.5.5 Tsunami Inondation Model

The simulations of the 1922 tsunami did not show significant tsunami inundation in our study area (Figure 39). This can be explained by: 1) an underestimation of the wave height generated by the chosen earth-quake model, 4.6 m by observation against 3.1 m obtained from the model in Coquimbo (Aguirre 1924; DePaolis et al. 2021); and 2) a poor representation of the topography of the littoral zone in the model. In the field, the height of the first sand dune is less than 2.50 m, so by deduction, the 1922 tsunami with a height of 4.6 m (or 3.1 m from the model) necessarily submerged our study area.

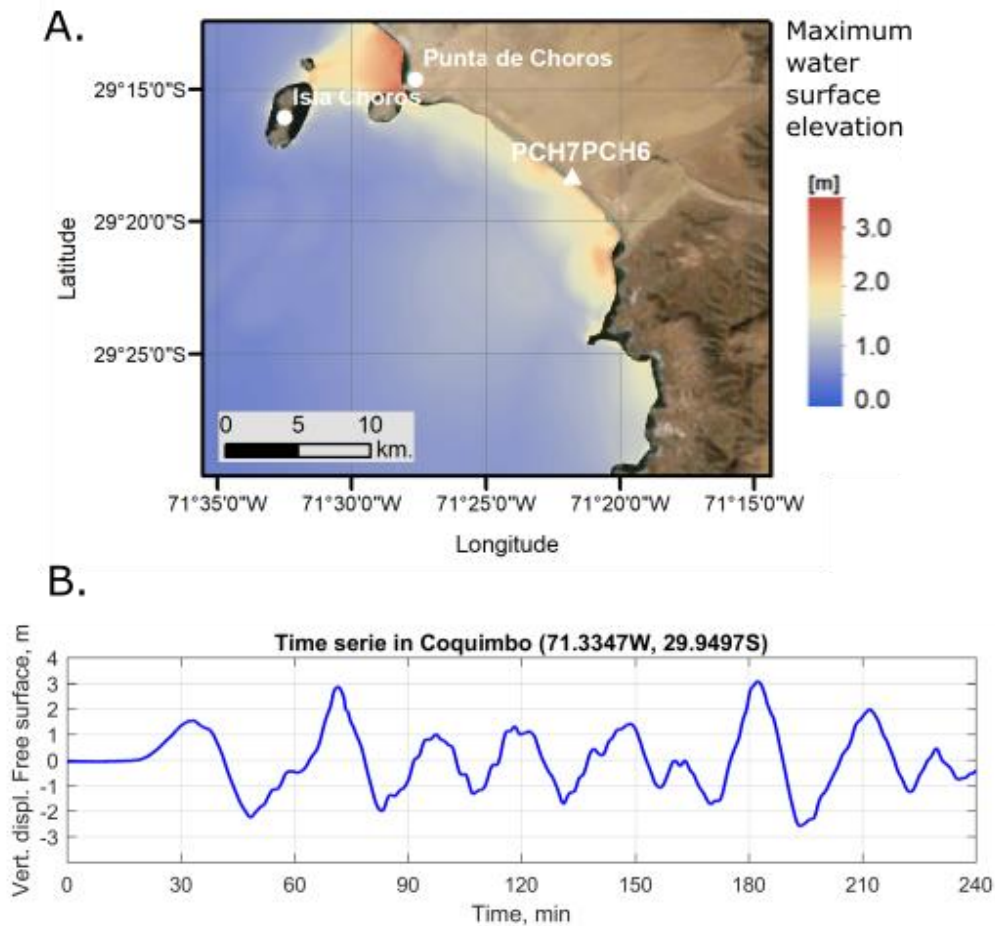


Figure 39: Simulation flood that 1922 tsunami in Los Choros (A). Data the times series of the free surface elevation located Coquimbo (B).

4.6 Reconstruction of extreme historical events

The La Boca wetland is a coastal lagoon fed mainly by underground waters and occasionally by sediment-rich surface waters during El Niño events. We observed nine deposits related to fluvial flood events caused by heavy rain events on the watershed (Figures 30 and 38) (Rutllant and Fuenzalida 1991; Urrutia and Lazcano 1993; Rutllant and Montecinos 2002; Pérez 2005; Pérez et al. 2008; Villagran 2007; Ortega et al. 2012). The deposit at the base (E1) corresponds to a strong marine event. According to the geochronological analysis, the E3 to E10 deposits were more recent than 1963 (^{137}Cs peak), and the E1 and E2 deposits would be older than 1963 (Figure 38 and 40).

4.6.1 Reconstitution of flood events

According to the World Meteorological Organization (WMO), the three strongest rain events recorded since 1950 were associated with different stages of El Niño. The very strongest events (Oceanic Niño Index (ONI) > 2) are 1982–1983, 1997–1998 and 2015–2016. Other moderate events were (ONI 1.5–1.9): 1957–1958, 1965–1966, 1972–1973, 1987–1988 and 1991–1992 (Figure 40).

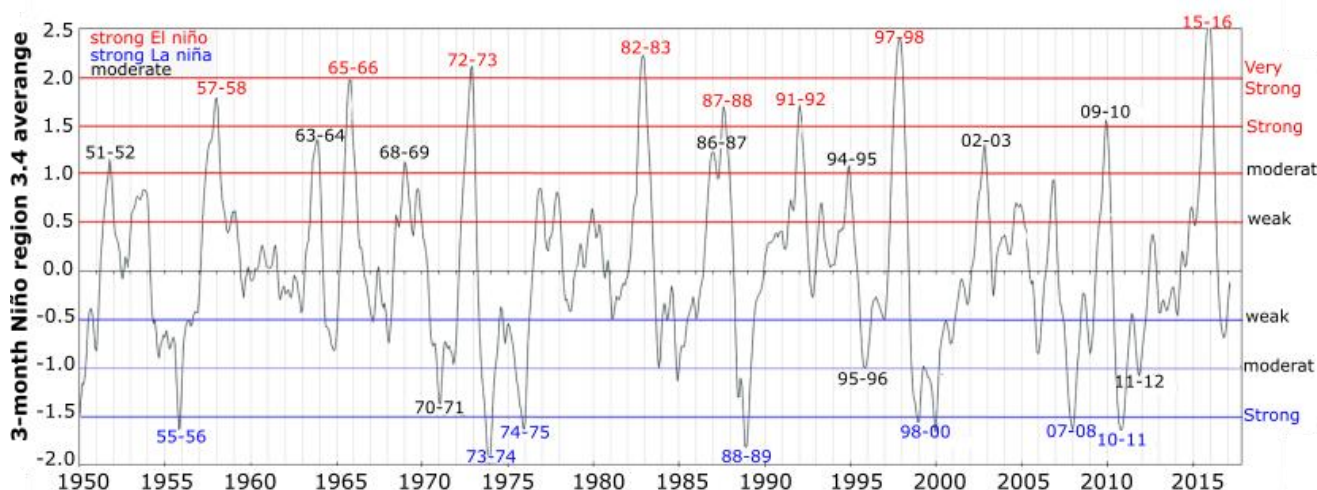


Figure 40: Graphique Oceanic Niño index (ONI), 1950 to 2017.

E2 is a fluvial deposit, characterized by mean size 47–92 μm , silt to fine sand with high K and low Sr content (Figure 37 and 41). This deposit is under the peak of ^{137}Cs , and may correspond to the flood that occurred on 17–18 May 1957 (Araya et al. 2022). This event was related to a strong El Niño event, 0.9 ONI (Oceanic Niño Index) (Figure 41), and characterized by heavy rains of approximately 100 mm per 24 h or 213 mm per month, and by an increase in river runoff (La Serena station, 29°54' S, 71°15' W, DGA, Chile) (DAMDN 1964; Ortlieb 1995; Ortega et al. 2012). This event affected a large area in the north and center of Chile and induced a large mud flow on May 21 in Norte Chico (north of Chile), making it one of the most catastrophic mud-flows in the history of this area. The cities of Coquimbo and La Serena were covered with mud and rocks. This event left approximately USD 8976 million in damaged materials, with at least 20 dead and 4000 victims (Urrutia 1993; Ortlieb 1995; Pérez 2005; Pérez et al. 2008).

The E3 deposit, was dominated by a finer sediment than E2 deposit, having a grain size around 24 – 32 μm and high content of K. This deposit could correspond to the flood of 1965 (Figure 30, 37 and 41), which was lower in magnitude than the 1957 flood event. According to Ortlieb (1995), storms occurred in Norte Chico between July and August 1965. According to the Junta del Carmen and La Florida rain stations, this event reached 133 mm per month (Figure 32, 37 and 38) and was induced by a strong El Niño event (1.2 ONI) (Figure 40). This event caused roads and bridges cut by floods [12; 22 mars 2022 <https://explorador.cr2.cl/>].

The E4 deposit was characterized by thicker grain sizes, approximately 83–114 μm , higher than in the E3 and E2 deposits, and showed a high K content. This deposit could correspond to the 1981 or 1984 flood event (Figures 37 and 41). According to Perez et al. (2008), heavy storms occurred between April and June 1981 that affected all the areas from Antofagasta (21°S) to Los Lagos (41°S), resulting in severe damage to infrastructure and interrupting various public services. In addition, the event caused deaths and injuries. However, this event was not observed in the Trapiche station rainfall records (Figure 30). This could be associated with station error measurement and needs to be checked. Otherwise, a second hypothesis is that the E4 deposit could be related to the July 1984 rain event, which reached 86.7 mm per month. This event caused the worst damage since 1957 (Ortlieb 1995; IPCC 2014; 22 March 2022 <https://explorador.cr2.cl/>) and left more than 8000 homeless people in the Coquimbo region, 3 people dead and badly damaged roads. It also caused significant destruction in the province of Huasco, the southern region of Atacama, leaving more than 40,000 people homeless (Ortega 2012). The 1984 event was probably strong enough to produce the E4 sand deposit.

The E5 deposit was characterized by sediment comprising thicker grains than the E3 and E2 deposits (102–174 μm), which could correspond to the flood event of 1987 (Figure 37 and 40). The Trapiche station recorded rain that reached 112.5 mm per month associated with a very strong El Niño event (1.5 ONI) (Ortlieb 1995; Ortega et al. 2012; 22 March 2022 <https://explorador.cr2.cl/>). According to Ortega et al. (2012), heavy storms occurred between 11 and 16 July 1987 that affected a large area from the Norte Chico to the Metropolitana region (33°S), resulting in significant urban infrastructure damage (Ortega et al. 2012, May 2013).

The E6 deposit corresponded to the thinner grain deposit in PCH7 and PCH6. This was easily identifiable between two aeolian dune deposits in PCH6 (Figure 37 and 40).), which would correspond to a weaker event (0.7 ONI) on 16–19 June 1991 (Ortega et al. 2012). According to the Trapiche station, the rainfall recorded in June was 70.5 mm and 45 mm in 24 h (Ortlieb 1995; Ortega et al. 2012; 22 March 2022 <https://explorador.cr2.cl/>). During this event, different roads were cut and bridges collapsed due to the activation of ravines by floods that transported rocks and mud near Coquimbo. The level of the Elqui River rose sharply (65 km further south of our study area). The Huasco River (located 93 km north of the study area) flooded some areas, and a total of 1116 people were left homeless (Ortlieb 1995; Ortega, 2012).

The E7 deposit (31 – 42 cm) was characterized by fine sand and a high proportion of silt, along with a high K content. This deposit could correspond to the 1997 flood event (Figures 37 and 40), contemporaneous with one of the strongest El Niño events (97-98: 2.0 ONI). This year, two events occurred, during June and August. During June, the rainfall recorded was 56 mm in 24 hrs, and 98 mm per month, recorded at El Trapiche station. The most affected area was the northern part of Chile from

the Atacama (26°S) region to Coquimbo (32°). More than 15,000 people were left homeless, several towns were isolated and there were power cuts. During the month of August, the rainfall recorded values of 45.5 mm in 24 hrs, and 71.5 mm per month (Figure 30 and 41). Other damages by floods and mudflows were reported in the southern zone, from Coquimbo (30°S) to Puerto Montt (42°S) [12,14-16,74; 22 mars 2022 <https://explorador.cr2.cl/>].

The E8 deposit (28 – 30 cm) is characterized by fine sands with a high content of silt and clay and a high content of K (Figure 37 and 40). This deposit could correspond to 2002 flood event and was less powerful than the 1997 event. According to official Chilean sources, no damages and landslides were recorded. In agreement with El Trapiche station, the rainfall recorded in July was 42 mm and 133.5 mm in year (Figure 30 and 41) corresponding to a moderate El Niño event (0.7 ONI) [NOAA, 22 mars 2022 <https://explorador.cr2.cl/>].

The E9 deposit (4–6 cm) corresponds to a deposit dominated by fine to medium sand with a high K content. This deposit can be related to rainfalls that occurred during 2015. The rainfall recorded in the Trapiche station was 21.5 mm in 24 h and 40 mm per month, marking the onset of a very strong El Niño year (ONI 1.5; NOAA) (Ocampo 2015; Bozkurt et al. 2016; Sernageomin 2017; 22 March 2022 <https://explorador.cr2.cl/>). An intense rain event was caused by a cold core in the middle and upper troposphere produced by a low-pressure system off the coast of Chile. This resulted in cold air in the middle and upper troposphere that trapped moist air moving inland over the warmer ocean (higher than usual by El Niño), producing a cutoff low (COL) pressure system, contributing to the attenuation of SE Pacific Anti-cyclone, and promoting evaporation and precipitation along the coastline (Fuenzalida et al. 2005; Garreaud and Fuenzalida 2007; Wilcox et al. 2016). This event caused flooding and debris flows and left 31 dead, 16 people missing and 16,588 homeless. According to Ocampo (2015), the water flow increased dramatically in Quebrada Los Choros, estimated at $\sim 2.00 \pm 0.70$ m/s, as calculated from a video (Figure 30, 37 and 41).

Finally, the most recent deposit (E10) was dominated by clay and fine sand ($<125 \mu\text{m}$) and a high concentration of K. This deposit could be related to the event that occurred in 2017. The rainfall recorded in the Trapiche station (<https://explorador.cr2.cl/>) was 52 mm in 24 h and 87.5 mm per month. This event affected several regions located to the north and south of the study area (24°S to 30°S) (Figure 30, 37 and 41).

Our sediment cores recorded nine flood events between 1950 and 2017 related to El Niño events. Another El Niño and intense flood event occurred during this period that was not recorded in our sediment archives, the 1972 event. It is possible that this event affected the areas further south of our study area but cannot be confirmed due to the lack of historical data (Figure 30, 37 and 41).

4.6.2 *Reconstitution of Marine Submersion deposit*

The E1 deposit (123–126 cm), identified as a marine event, was characterized by an increase in Sr concentration, a low K content, the presence of numerous seashell remains and an increase in grain size ($>350\ \mu\text{m}$), accompanied by larger stones and rip-up clasts (Figures 38 and 41). This deposit was older than 1963 (^{137}Cs) and could correspond to the 1922 tsunami, since it is the only historical tsunami that affected the area before 1963 (Figures 38 and 41). This tsunami was produced by an earthquake that occurred in Vallenar (91 km further north of our study area), with a magnitude of 8.5 Mw (Lomnitz 1970; Lockridge 1985; Carvajal et al. 2017), affecting a large part of the area from Chañaral to Coquimbo. The maximum variation in sea level was recorded at 9 m in Chañaral, and 5 and 7 m above high tide in Caldera and Coquimbo Bay, respectively. The run-up exceeded 7 m in the southern part of Coquimbo Bay (Lomnitz 1970; May 2013). This deposit was also observed in Pachingo (DePaolis et al. 2021 and Araya Et al. 2022). According to tsunami modeling, this area was not significantly affected, which was probably a result of the model restrictions and constraints due to the lack of a more precise topography and bathymetry in this area. According to the topography provided by SHOA of Chile, the height was 5 m above sea level (ASL) in the sampling sites in Los Choros (PCH6 and PCH7), but according to the data taken in situ with GPS, it was approximately 1 m ASL. The model indicated that the maximum amplitudes of the tsunami reached 3.1 meters in Coquimbo (the city between Los Choros and Pachingo, see Figure 39), which is lower than the heights observed during the event (approximately 4.6 meters) (Beck et al. 1998; Lomnitz 2004; Saillard et al. 2009; DePaolis et al. 2021); therefore, the model may underestimate the earthquake's magnitude. Additionally, taking into account the rupture area, the run-up presented by Depaolis et al. (2021) in Figure S8 and the height of the E1 deposit (1 m ASL), it is very likely that our deposit corresponds to the tsunami of 1922, then this event submerged our site.

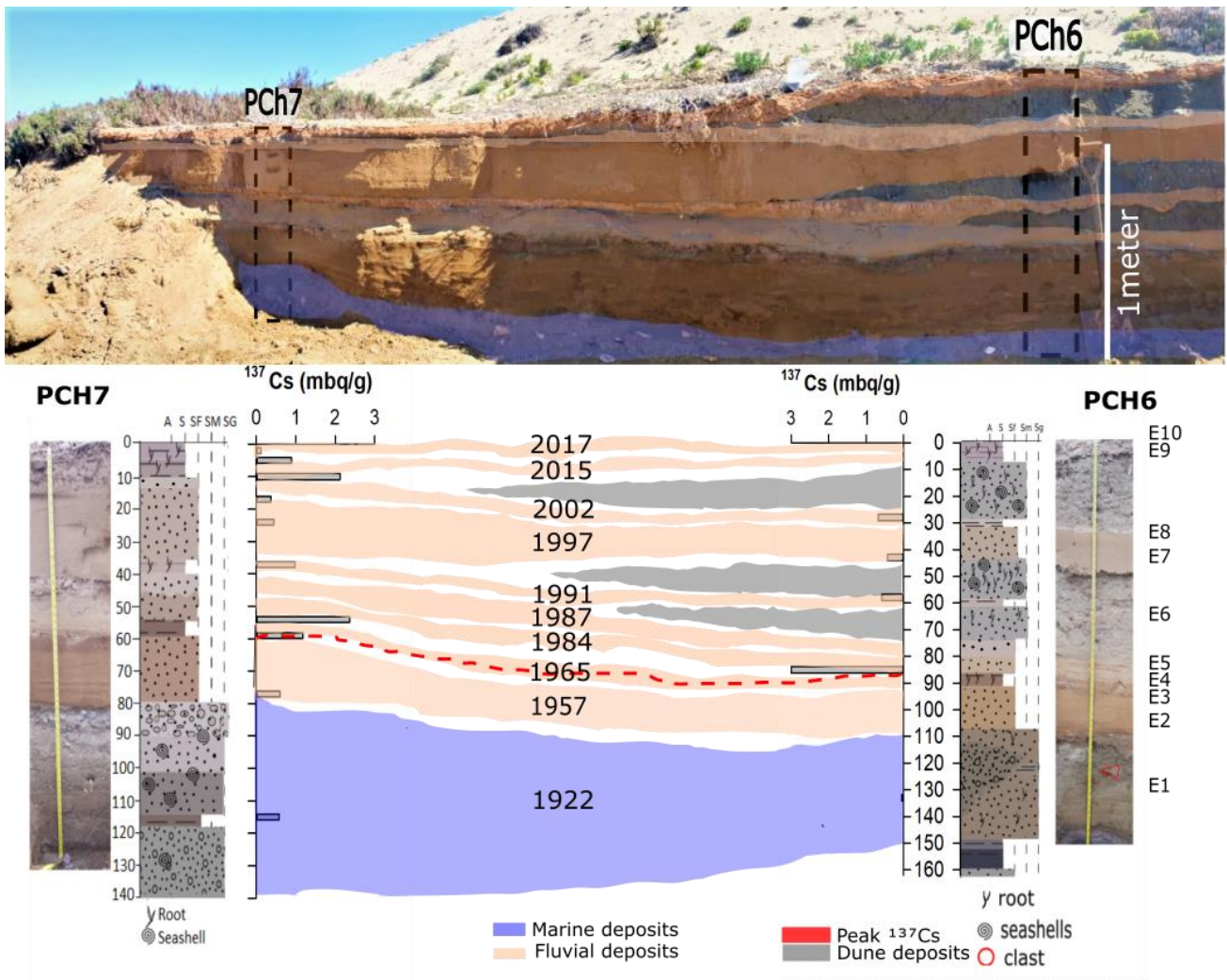


Figure 41: Comparison of sedimentary log between PCh6 and PCh7 and reconstruction of events (blue layers represent marine events and brown layers represent continental events).

4.6.3 Paleoflood and paleotsunami records completeness

Our main objective was to identify the floods and tsunamis represented in the stratigraphic record as accurately as possible, and to determine their timing despite various uncertainties involving archive formation. The first uncertainty concerns the identification of deposits, i.e., two flood events close in time may correspond to a single homogeneous sedimentary deposit. In addition to this type of stratigraphic ambiguity, others can be added, such as deposit erosion, pedogenesis, stratigraphic record self-censoring and the uncertainties regarding the dating of sediment deposits. A consideration of these effects has important implications for evaluating a site's interest in reconstructing past events. Here, we have studied a high-standing fluvial terrace in the coastal domain to reconstruct past floods and tsunamis. The stratigraphic context was relatively simple, and it was easy to identify the different deposits. The geochronological context was much more complex, as there were indeed few tools to date these sedimentary archives properly. The ^{210}Pb was not usable and only the ^{137}Cs brought

satisfactory results. In this desert-like environment, it was possible to refine the chronology of our sediment deposits because there was a good correlation between the number of deposits identified and the number of historical flood records. This combined approach (^{137}Cs and a comparison between recent deposits and historical floods) is therefore valuable when considering a reconstruction of past events. In our case, the results seem to show that these coastal fluvial terraces are exciting objects for reconstructing past flood and tsunami events.

5 Conclusion

The cores retrieved from the La Boca wetland provided sedimentological and age information from the last 100 years. We identified 10 extreme events related to continental and marine deposits. The deposits labeled E2 to E10 were identified as continental events, while E1 was a marine event (tsunami 1922).

The continental events were associated with flood events that occurred during El Niño periods, sometimes maximized by the Pacific decadal oscillation and/or COL. All the continental flood events identified in the sedimentary records agree with the main extreme events reported for the zone with annual rainfalls greater than 100 mm per year (Figures 2, 9, and 12). According to historical data from the NOAA, these rainfall events correspond to events of moderate El Niño (1992), strong El Niño (1957, 1965, 1987 and 1992) and very strong El Niño episodes (1983, 1997 and 2015). The heavy rain events identified in deposits E2 and E7 correspond with 1957 and 1997, respectively (Figures 2 and 11). These events were intensified by the warm phase of El Niño.

In this work, it can be concluded that the coastal fluvial terraces are a great tool for reconstructing extreme events. In this zone, the terrace interacts with dune advances and tidal changes (due to extreme events), and is flooded during extreme rainfall events.

Acknowledgments: The authors of this document are grateful for the financial support of the Project Fondecyt#1140851/Fondecyt #1180413 and the international cooperation project Conicyt related to the ANID scholarship program within the framework of the DOCTORATE SCHOLARSHIP CONTEST ABROAD, SCHOLARSHIPS CHILE, CALL 2017/Folio 72180323. We extend our gratitude to the CLAP program (Concurso de Fortalecimiento al Desarrollo Científico de Centros Regionales 2020-R20F0008-CEAZA), that contributed to the completion of this study. We also thank the staff of the oceanography laboratory of Universidad Católica del Norte and Gabriel Easton, Sedimentology Laboratory of the Universidad de Chile. We are also grateful to Anne Bocquet-Liénard, Marie-Pierre Bouet and Juliette Dupre of the Archeology Laboratory at the Center Michel-de-

Boüiard/CRAHAM (UMR 6273) of Normandie University, Unicaen, CNRS, for allowing us to conduct the chemical analyses.

5.1 Appendix

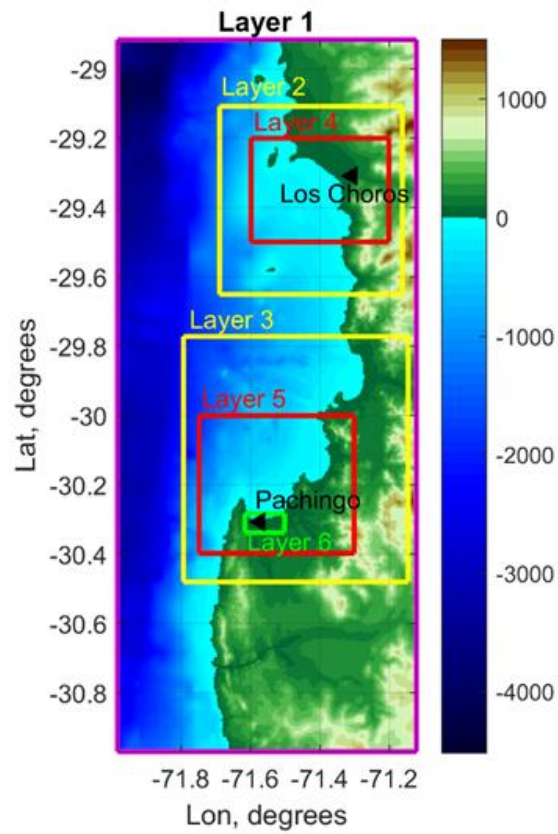


Figure A1: Grilles and the resolution of the grid coarser grid.

6 Chapitre 4: Article Geosciences:

6.1 Extreme Sea Surges, Tsunamis and Pluvial Flooding Events during the Last ~1000 Years in the Semi-Arid Wetland, Coquimbo Chile.

Karen Araya^{1,2*}, Práxedes Muñoz^{3,4}, Laurent Dezileau², Antonio Maldonado^{4,5}, Rodrigo Campos-Caba⁶, Lorena Rebolledo^{7,8}, Paola Cardenas⁹ and Marcos Salamanca⁹

¹ Laboratoire Geosciences, CNRS, UMR 5243, Université Montpellier, 34000 Montpellier, France

² Laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière, UMR CNRS 6143 M2C, Université de Caen-Normandie, 14200 Caen, France; laurent.dezileau@unicaen.fr

³ Departamento Biología Marina, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad Católica del Norte, Coquimbo 1780000, Chile; praxedes@ucn.cl

⁴ Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas-CEAZA, Universidad de la Serena, La Serena 1700000, Chile; antonio.maldonado@ceaza.cl

⁵ Instituto de Investigación Multidisciplinario en Ciencia y Tecnología, Universidad de La Serena, La Serena 1700000, Chile

⁶ Escuela de Ingeniería Civil Oceánica, Universidad de Valparaíso, Valparaíso 2340000, Chile; rodrigo.campos@uv.cl

⁷ Instituto Antártico Chileno (INACH), Plaza Muñoz Gamero 1055, Punta Arenas 6210445, Chile; lrebolled@inach.cl

⁸ Centro IDEAL (Centro de Investigación Dinámica de Ecosistemas Marinos de Atlas Latitudes), Universidad Austral de Chile, Punta Arenas 6210445, Chile

⁹ Departamento de Oceanografía, Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, Concepción 4030000, Chile; p.cardenas888@gmail.com (P.C.); msalaman@udec.cl (M.S.)

* Correspondence: karen.araya-flores@unicaen.fr

Received: 26 November 2021, Accepted: 9 March 2022, Published: 14 March 2022

Abstract: The coast of Chile has been exposed to marine submersion events from storm surges, tsunamis and flooding due to heavy rains. We present evidence of these events using sedimentary records that cover the last 1000 years in the Pachingo wetland. Two sediment cores were analyzed for granulometry, XRF, pollen, diatoms and TOC. Three extreme events produced by marine submersion and three by pluvial flooding during El Niño episodes were identified. Geochronology was determined using a conventional dating method using ^{14}C , ^{210}Pb xs and ^{137}Cs). The older marine event (E1) was heavier, identified by a coarser grain size, high content of seashells, greater amount of gravel and the presence of two rip-up clasts, which seems to fit with the tsunami of 1420 Cal AD. The other two events (E3 and E5) may correspond to the 1922 (E3) tsunami and the 1984 (E5) storm waves, corroborated with a nearshore wave simulation model for this period (SWAM). On the other hand, the three flood events (E2, E4, E6) all occurred during episodes of El Niño in 1997 (E6), 1957 (E4) and 1600 (E6), represented by layers of fine-grain sands and wood charcoal remains.

Keywords: extreme events; tsunami deposit; flood events; storm deposits; wetland areas; Coquimbo; Chile

6.2 Introduction:

Chile has been frequently affected by extreme telluric events such as large-scale earthquakes and tsunamis or extreme meteorological events such as storms and heavy rains. The latest significant extreme telluric events are (i) three more significant earthquakes: in Valdivia in 1960, with a magnitude of 9.5° Mw; (ii) in El Maule in 2010, with a magnitude of 8.8° Mw; and (iii) in Illapel in 2015, with a magnitude of 8.3° Mw. In all cases, a tsunami occurred a few minutes later [1–6]. The one that has caused the most human and economic losses is the 1960 tsunami, in Chile alone, it caused the death of 1700 people, 3000 wounded, 2,000,000 homeless victims. reflecting in an economic loss of 550 million dollars (CIGIDEN: Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres/Chile). In the 2015 tsunami, in Coquimbo, deposits with a thickness that varies between 10 and 50 cm were observed [7]. The latest extreme meteorological events were (i) 21–22 May 1957, with rainfall of 77.4 mm per month affecting La Serena city. There were overflows of the Elqui river, and more than 200 people were affected by the flood; the main routes were cuts, and two people died. (ii) 11 June 1997, rainfall of 104.9 mm per month. This time the rain was accompanied by hail, thunderstorms and winds of 90–100 km per hour. It caused the activation of two streams that devastated eight houses and caused the death of two people (20 October 2021/<https://explorador.cr2.cl/>). (iii) 22 January 2015, which produced mudslides affecting the three most extensive areas of northern Chile in the pre-mountain range sectors, leaving half of Copiapo city (Atacama region) buried under ~2 m of mud, with a high human and economic cost of \$1500 million dollars (MINVU-Chile [7–9]).

The latest tsunami events to have affected the Coquimbo region occurred in 1730, 1880, 1922, 1943 and 2015, after large ruptures of the fault line [2,10–20]. Of these, the most destructive according to historical records occurred in 1922, which affected 400 km of coastline from the Atacama to the Coquimbo regions ($27\text{--}30^{\circ}$ S) [16,20–22] and caused extensive damage in an area stretching approximately from Caldera to Coquimbo ($27\text{--}30^{\circ}$ S). More than 1000 deaths resulted from the earthquake, and the tsunami killed hundreds of people in coastal areas, mostly in Coquimbo. The range of total damage was estimated to be 5–25 million USD [23]. Other marine events affecting the coastal area have been the great wave storms. The main events occurred on 10 August 1965, 10 July 1984, and 8 August 2015, causing damaged coastal infrastructure and eroding beaches and dunes [24–26]. They were categorized as M4 to M5, according to the official wave intensity scale (23 July 2021; <https://marejadas.uv.cl/index.php/categorias/folleto-categorias>), or 6 to 7 on the scale proposed by Campos-Caba (2016) (5 October 2021/<https://oleaje.uv.cl/marejadas.html>). These categories indicate “the evacuation of the coast is imminent, the structures are severely damaged or destroyed, the persistent overpass generates flows in walks and streets, causing significant damage or destruction of properties”.

Therefore, Coquimbo has experienced numerous extreme coastal events, caused by meteorological conditions as well as tsunami events. These have caused casualties and economic damages [27,28], and thus it is necessary to study the frequency and intensity of past events to predict future trends, determine their frequency and prevent risks. However, historical records and meteorological data limit the analysis to only a few centuries [29,30]. Rainfall is recorded by the General Directorate of Water (DGA; <https://explorador.cr2.cl/>), and for the Pachingo wetland, the data have been collected since 1930. In the case of storms, wave record data have been collected since 1823 (Campos-Caba et al., 2016/<https://oleaje.uv.cl/marejadas.html>; <https://marejadas.uv.cl/>) and tsunami records for some centuries, since 1562, although the oldest records are based only on historical records in habited areas (<https://www.proteccioncivil.es/catalogo/naturales/jornada-maremotos/documentacion/docu2.pdf/>; CERESIS: Regional Seismology Center for South America. Catalogue of Earthquakes for South America. 1985; NOAA/ <https://www.ngdc.noaa.gov/hazel/view/hazards/tsunami/event-data?maxYear=2015&minYear=1200&country=CHILE>). Tsunami records begin after the Spanish invasion in 1535 [20]. Meanwhile, geological records contribute to the reconstitution of climatic weather events, intense storms and tsunami activity at a longer scale [30]. In this sense, there are other environments with similar suitability for such studies in coastal areas are wetlands with sandy barriers. These natural environments have been highly affected by changes in water inputs controlled by the amount of precipitation and by the geo-morphological alterations of the basin and coast, caused by the sea-level changes, tidal waves, tectonic movements, tsunamis and flooding events [31–35]. These changes can be observed in the sediment stratification because there is scarce post-depositional remobilization due to the roots' mechanical action, which retains the organic and clayey particulate material [36,37]. The interpretation of proxies in these sedimentary environments is relevant to establishing meteorological events and extreme sea events of the past [31,38,39]. The identification of different depositional environments formed by the recurrence of overwash layers and associated contents allows the reconstruction of marine paleo-events [31,32,35,39–52]. In this study, we reconstruct past extreme sea events (storm waves or tsunamis) and pluvial flooding events (extreme rains) using a multiproxy analysis based on sedimentological, biological and geochemical data in the Pachingo wetlands. In these sediments, we analyzed wood charcoal and carbonates for the age estimations. In addition, a swam model was used to understand how storms waves affect the coastal area of the Pachingo wetlands. Results were then compared with the historical extreme sea event records available at Pachingo to identify the events that may have reached or submerged the sites.

6.3 Study Area

Pachingo's wetland (30°18'36.00" S; 71°34'17.21" W) is near to Tongoy Bay in the Coquimbo region, Chile. It is a glacio-eustatic bay formed by the abrasive action of the successive interglacial transgressions that occurred during the Quaternary [53,54]. These movements formed the stepped littoral marine terraces, caused by coastal elevation, where three wetlands were formed—Salinas Chicas, Salinas Grande and Pachingo—with a progradation rate of ca. 0.14 m [14,32,55]. The Coquimbo region is a semi-arid zone, strongly affected by the warm phase of El Niño Southern Oscillation (ENSO) when rainfall increases strongly compared to neutral periods or during the cold phase of La Niña. It causes streams to grow that generally are dry or have low flows [56–58]. The intense flood events recorded by the Meteorological Directorate of Chile are from 1957, 1965, 1972, 1987, 1991, 1992, 2015 and 2017, all of which were related to the El Niño phenomenon [56]. The wetland has a permanent shallow stream and is separated from the sea by a dune barrier [55,59,60], which disappears in cases of heavy rains that generate large floods, being temporarily connected to the sea [61,62]. The creeks are fed by the runoff from small river inputs (Elqui and Limari), groundwater flow and precipitation in the basin [61–63]. Studies in different terrace levels of the Pachingo's ravine [55] showed evidence of the occurrence of torrential rivers in several periods during the mid-to-late Holocene, and repeated tectonic elevation of the coastal segment occurred during the Holocene [32]. The wetland's total area is ~0.3 km², and it is at a height of 0.5 to 1.0 MSL (mean sea level). The climate is characterized by high humidity (85%), the temperature varies between 11–22 °C, and the annual temperature average is 14.7 °C. Precipitation is concentrated in the winter months (May to August), and it does not exceed 75 mm per year (annual average last 10 years: 90 a 100 mm) except during El Niño (200 to 400 mm) [56–59,64].

6.4 Methodology

Sediment cores PT1 (50 cm long) and PT4 (47 cm long), were obtained in 2014 in the Pachingo wetland at ~850 m and 920 m from the coastline, respectively—an area currently flooded by tsunamis [1] (Figure 42). The core was obtained with a manual core under 20 and 50 cm of water depth, respectively. X-rays were taken for the PT1 core in the San Juan de Dios Hospital of La Serena, Chile, performed with the methodology used for femur and spinal column inspection. Then, the cores were sectioned every 1 cm, and the samples were stored in sterilized Whirlpak[®] bags, frozen and subsequently freeze-dried.

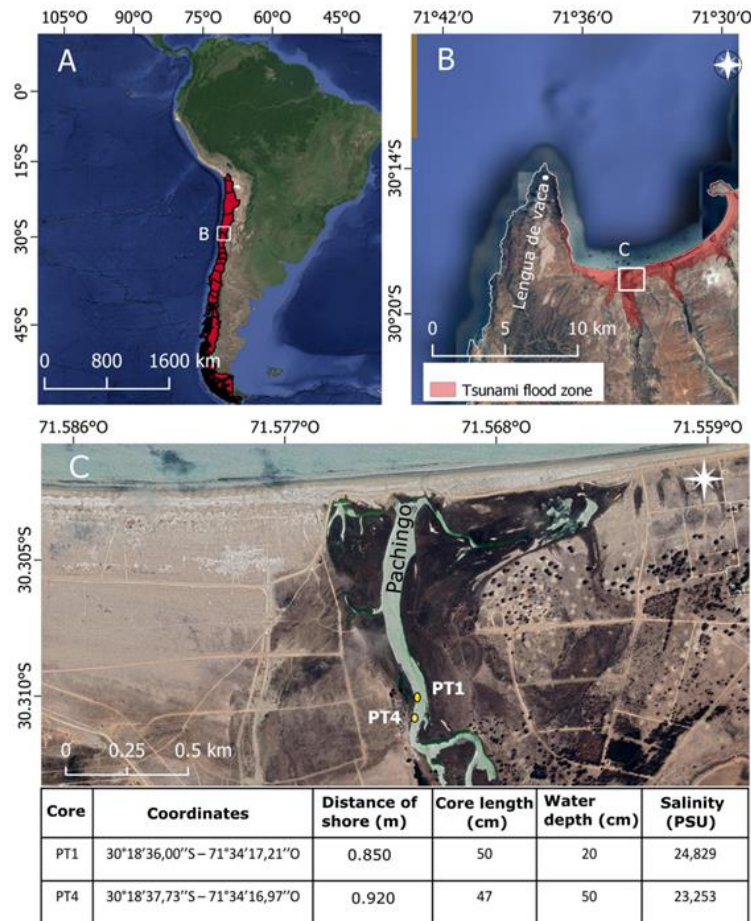


Figure 42. A) Location of the study area, B) Pachingo Wetland and in red tsunami flood zone according to Contreras-López et al. (2016), C) location of sediment core sampling sites (PT1 and PT4). Source: QGIS3.16 (google satellite). Details of sampling sites and cores are shown in the table below.

Visual stratigraphic examination was conducted for both cores. The PT1 core was analyzed for sedimentology (grain size, Kurtosis and Skewness, magnetic susceptibility), geochemistry (elemental composition, TOC, biogenic opal, ^{15}C , ^{13}N) and biological proxies (Diatoms and pollen). Diatoms and pollen were identified, and their abundance was estimated. The Geochronology analyses ^{137}Cs , ^{210}Pb and ^{14}C were used. The core PT4 was only analyzed for granulometry and geochemistry to compare the events identified at both cores.

6.4.1 Lithology and Stratigraphy

The lithological units were visually characterized according to the Munsell chart scale, X-rays, granulometry and the types of contact between units. These units were represented with a schematic log. Magnetic susceptibility ($\text{SI} \times 10^{-8}$) was measured with a Bartington Susceptibility Meter MS2E in the Sedimentology Laboratory at Centro Eula, Universidad de Concepción. Samples were measured three times, and the values were expressed as mean values.

The grain size was determined using a Beckman–Coulter LS13320 laser diffraction particle size analyzer (Géosciences Montpellier Laboratory, Montpellier, France). The analysis was carried out in each centimeter, considering particles <2 mm in diameter using a sieve. The particle sizes were classified according to the scale of Folk and Ward (1957).

Sorting, skewness and kurtosis were evaluated using the GRADISTAT statistical software using the method moments logarithmic according to Blott and Pye, (2001); which includes all particle size spectra.

In addition to laser particle size analysis (<2 mm), we performed sieve analyses (0.63, 0.08, 0.1, 0.125, 0.16, 0.2, 0.25, 0.315, 0.4, 0.5, 0.63, 0.8, 1, 1.25, 1.6, 2, 2.5, 3.15, 4, 5 and 6.3 mm) to specify more specifically the distribution of particles greater than 2 mm on two key samples (E1 and E5). However, no statistical analysis was performed on this coarser fraction.

6.4.2 *Geochemical Characterization*

Elemental analyses were performed by X-ray fluorescence (XRF) spectrometry for each centimeter on the surface of the PT1 core using a hand-held Niton XL3t spectrometer (pXRF; CRAHAM laboratory, Université de Caen-Normandie, Caen, France). The analysis considered Ba, K, Rb, Sr, Ca, P, Mg, Mn, Zr, Fe, Zn, Ti, Ni and V. Principal Components Analysis (PCA) was used to identify correlated variables between geo-chemical poles using the XLStat Program and to identify the most representative element of each geochemical family.

6.4.3 *Geochronology*

Radiochronological data for the last century were obtained using ^{210}Pb xs (activity “in excess” or unsupported) on 22 selected samples along the PT1 core. This method consists of evaluating ^{210}Po , in secular equilibrium with ^{210}Pb . The ^{210}Po activities were quantified by alpha spectroscopy using a CANBERRA QUAD alpha spectrometer (model 7404) until obtaining an adequate statistical count (~4–10%, error). The chemical procedure considered the digestion of ~0.5 g of sediment with concentrated acids in the presence of a chemical tracer (^{209}Po , 2.22 dpm g⁻¹) and the plating on silver discs 99.9% pure for 3 h at ~75 °C according to Flynn (1968). The alpha counting was performed at the Oceanography Department of Universidad de Concepción, Chile.

Geochronology was then established based on excess activities following the CRS method described by McCaffrey and Thomson (1980); details are described in Muñoz and Salamanca (2003). Additionally, ^{137}Cs measurements were quantified with a BEGe 3825 gamma spectrometer at Géosciences Montpellier Laboratory (Montpellier, France).

Radiocarbon measurements were performed to obtain older ages (>200 years) on five estuarine snail shells (*Heleobia* sp.) and one sample of wood charcoal obtained from PT1 core. The samples were dated using conventional ^{14}C -AMS measurements submitted to the DirectAMS (Radiocarbon Dating Services; directams.com). The dates obtained were calibrated using the marine 20.14C calibration curve for shell samples and Shcal20.14C curve for southern hemisphere ^{14}C dates for wood charcoal [65,66]. The dates obtained from shells were adjusted with the three reservoir ages calculated for the area (Table 4).

Tableau 4. Radiocarbon details and resulted ages on shells (*Heleobia* sp.) and wood charcoal from the PT1 core. The dates obtained for the snail shells were calibrated using Calib 8.20, and the marine 20.14C curve, testing three reservoir ages (a, b and c); for wood charcoal age, it was calibrated using the Shcal20.14C curve [65,66].

ID	Material	Section	Lab Code	Fraction Modern		14C Age		Age Calib		
				pMC	1 σ Error	BP	1 σ Error	BC/AD	BC/AD	BC/AD
Core		cm	DirectAMS					^{210}Pb	ΔR 625 \pm 46 ^a	ΔR 165 \pm 107
PT1	Shell	1	D-AMS 009072	94.27	0.29	474	25	2010	invalid age	invalid age
PT1	Shell	8	D-AMS 009060	87.62	0.26	1062 *	24	1986	invalid age	1468–1700
PT1	Shell	23	D-AMS 009061	76.14	0.22	2190 *	23	----	901–1072	403–658
PT1	Wood charcoal	24	D-AMS 013087	96.68	0.34	271	28	----	1640–1671	1640–1671
PT1	Shell	36	D-AMS 009063	74.59	0.27	2355 *	30	----	726–902	199–491
PT1	Shell	49	D-AMS 009064	80.56	0.28	1736 *	28	----	1336–1468	858–1129

* reverse ages: observed in extreme event deposits; a Ortega et al., 2019; b Carré et al., 2016; c Muñoz et al., 2020.

6.4.4 Biogenic Components in the Sedimentary Records

Diatoms and pollen are relevant tools to reconstruct the environmental and meteorological variability of the past [67–75]. For the determination of diatoms, 500 mg of freeze-dried sediments were used. The samples were oxidized and mounted following the methodology of Rebolledo et al. (2005). The clean samples were observed under a Carl Zeiss microscope at 400 and 1000 \times using a contrast phase. Fragments containing more than half a valve were included in the count. Diatoms were identified to the lowest taxonomic level and were grouped by fresh water, brackish and marine species following [76–78]. The counts were expressed as diatom valves g⁻¹. Biogenic opal was determined as SiOPAL (%) according to Mortlock and Froelich (1989), and the values were estimated with a precision of $\pm 0.5\%$. All laboratory and microscopy work was performed in the Paleoceanography Laboratory at the University of Concepción.

The samples for palynological determination were carried out according to the standard protocols for terrestrial sedimentary samples, including a treatment with 10% KOH solution and the dissolution of the carbonates with 5% HC. The silica-clastic fraction was dissolved with a concentrated HF solution, and the cellulose was removed with an Acetolysis reaction [79]. The samples were mounted with glycerol and permanently sealed with paraffin wax. These were analyzed using a light microscope at 40× magnification. The identification of the palynological samples was performed with the assistance of the reference samples housed in the Paleoecology laboratory of the Center for Advanced Studies in Arid Zones (CEAZA) and based on the Catalog published by Heusser (1971). The pollen count considered between 10 and 300 terrestrial grains, depending on the abundance of pollen in each sample. The counts were expressed as grains g⁻¹. Abundant changes of each taxon were expressed in percentage values. The pollen percentage from aquatic species and ferns was calculated for the total of the terrestrial taxa. The percentage diagrams were developed with the Tilia version 2.04 software (E. Grimm, Illinois State Museum, Springfield, IL, USA).

6.4.5 SWAN Model

The open-source numerical model SWAN (Simulating Waves Nearshore), developed by the Delft University of Technology, was used to propagate the waves from deep waters and understand the impact of waves on the coastline. SWAN is a third-generation phase-averaged numerical wave model that simulates the effects of refraction, diffraction, break due to slenderness and bottom influence, wind effects, wave-wave interaction and white capping in coastal regions and inland waters [80]. The model solves the spectral action balance equation, allowing the calculation of the wave spectrum evolution in a time/space domain from which statistical parameters of a sea state can be determined [81].

The wave conditions of propagation were evaluated considering the peak values of the significant wave height (H_s) in deep waters, with the associated peak period (T_p) and peak direction (D_p). These variables were considered for the evaluation of events identified on 5 and 10 July 1984 (Figure 43). The parameters in deep waters are specified in Table 6. The statistics of waves in deep waters were obtained from the database of the project “Un Atlas de Oleaje para Chile” [82]. The deep-water wave statistics used were generated with the Wavewatch III v.4.18 model in the high-performance cluster of the Center for Mathematical Modeling of the University of Valparaíso (CIMFAV).

Tableau 5 : Wave parameters in deep water for SWAN model propagation. Hs: wave height, Tp: peak period, Dp: peak direction.

Date	Hs [m]	Tp [s]	Dp [°]
5 July 1984	5.67	14.8	232.5
10 July 1984	4.87	9.2	322.5

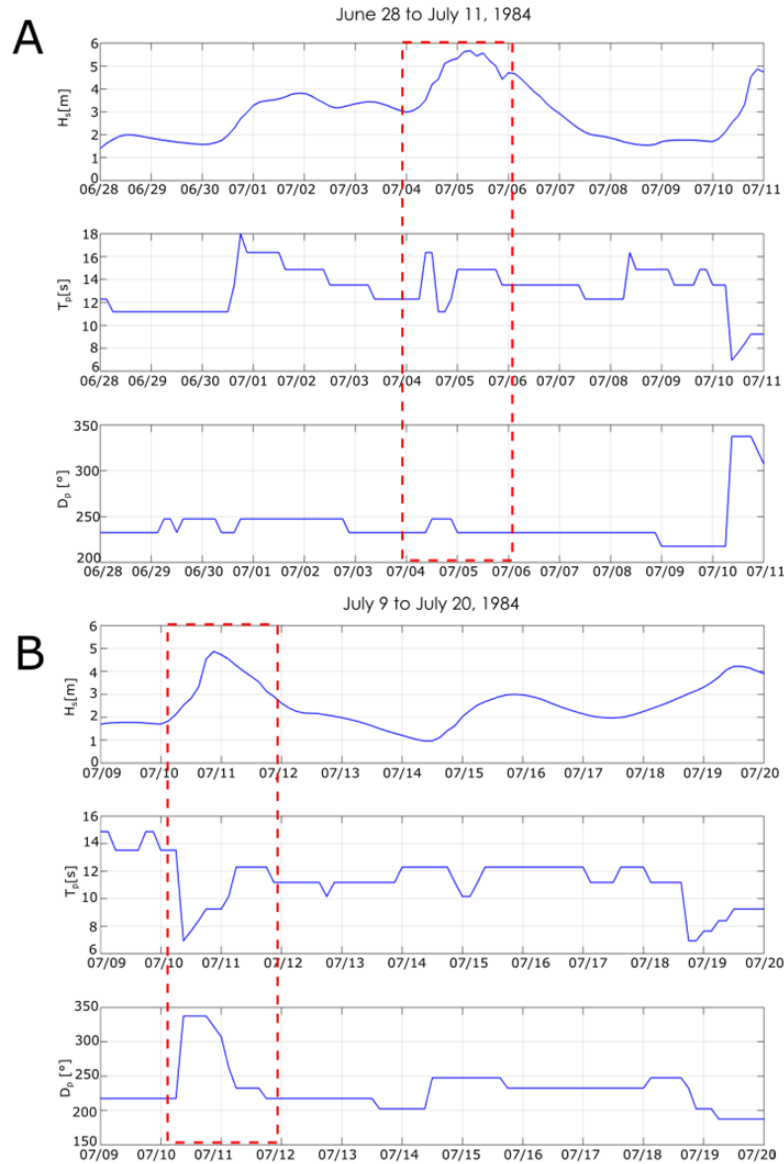


Figure 43. (A) Wave conditions at deep water (5.67 m) from 28 June to 11 July 1984 and (B) wave conditions at deep water (4.87 m) from 9 July to 20 July 1984. Hs: wave height, Tp: peak period, Dp: peak direction. The point is $-31, -73$ (<https://oleaje.uv.cl/descargas.html>). The data come from the Universidad Valdivia wave atlas database, which is a hindcasting (reconstruction) of wave conditions.

Regarding the configuration of the SWAN model, three structured calculation meshes were used with resolution elements of 300×300 (m), 100×100 (m) and 20×20 (m), reducing in size toward the coast to obtain greater precision in the area of interest. Bottom friction and dissipation due to breakage were not considered in the modeling to maintain a conservative criterion for estimating wave heights at the site of interest.

6.5 Results

6.5.1 Lithostratigraphic Description

The core PT1 has six units presented with a schematic log named from E1 to E6 (Figure 44). The deposits exhibited significant differences in texture, color and composition; the presence of shell remains and very coarse sand in the base of the core (identified as E1) was evident compared to the other units. In general, the thicker sand deposits were identified in units E1, E3 and E5 from medium sand to very coarse sand. According to the Munsell color scale, these layers varied from very dark gray (2.5Y 3/1) to dark gray (2.5Y 4/1). These three deposits (E1, E3 and E5), are generally nominated by a high density ($>1.5 \text{ g/cm}^3$), a decreasing trend of skewness (Coarse skewed <0.3), kurtosis (Platykurtic <2) and magnetic susceptibility. The three deposits present an erosive contact surface with the deposits that delimit them (Figure 45A, Table 6).

Tableau 6 : Sedimentological characteristics of meteorological event deposits along the PT1 and PT4 cores.

ID Core	ID Unit	Section cm	Sorting	Contact		Munsell Color Scale	Other Characteristics
				Upper	Basal		
PT1	E1	30–50	Moderately sorted Very poorly sorted *	Sharp	-----	2.5Y 4/1	High content of gravel, angular fragments of seashell, seashell and two rip-up clasts (30 and 40 cm)
PT1	E2	20–22	Poorly sorted	Relatively sharp	Sharp	2.5Y 2.5/1	High content of roots, wood charcoal and estuarine shell
PT1	E3	16–19	Well sorted	Relatively sharp	Relatively sharp	2.5Y 4/1	High content of gravel and fragments of angular seashell
PT1	E4	10–12	Poorly sorted	Sharp	Slightly sharp	2.5Y 2.5/1	High content of roots, round gravel, wood charcoal and estuarine shell
PT1	E5	4–8	Moderately well sorted	Relatively sharp	Sharp	2.5Y 4/1	High content of gravel and seashell fragments
PT1	E6	2–3	Moderately sorted	gradational	Relatively sharp	2.5Y 3/1	High content of roots and estuarine shell
PT4	E1	22–47	Poorly sorted	Sharp	-----	2.5Y 4/1	High content of gravel, angular fragments of seashell and seashell
PT4	E2	17–20	Very poorly sorted	Relatively sharp	Sharp	2.5Y 2.5/1	High content of roots, wood charcoal and estuarine shell
PT4	E4	6–8	Poorly sorted	Slightly sharp	Slightly sharp	2.5Y 2.5/1	High content of roots and estuarine shell
PT4	E5	3–5	Poorly sorted	Relatively sharp	Sharp	2.5Y 4/1	High content of gravel, angular fragments of seashell and seashell
PT4	E6	1–2	Poorly sorted	Gradational	Relatively sharp	2.5Y 2.5/1	Presence of gravel, angular fragments of seashell, seashell and fish bones

*40 cm Rip-up clast

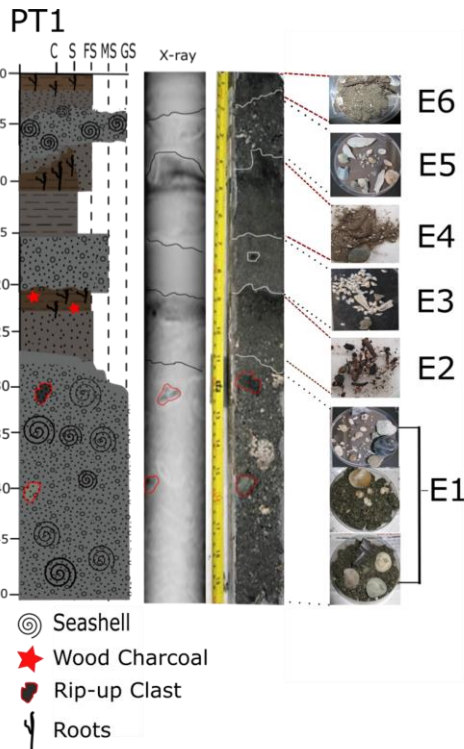


Figure 44. Lithologic diagram of PT1 core units (C: clay, S: silt, FS: fine sand, MS: medium sand, CS: coarse and very coarse sand), X-ray, photographic records of each lithologic unit and details of sediment composition in each deposit considered as events. Rip-up clasts are highlighted in unit 1 and wood charcoal fragments in units 2 and 4. Seashells are present in units 1, 3 and 5.

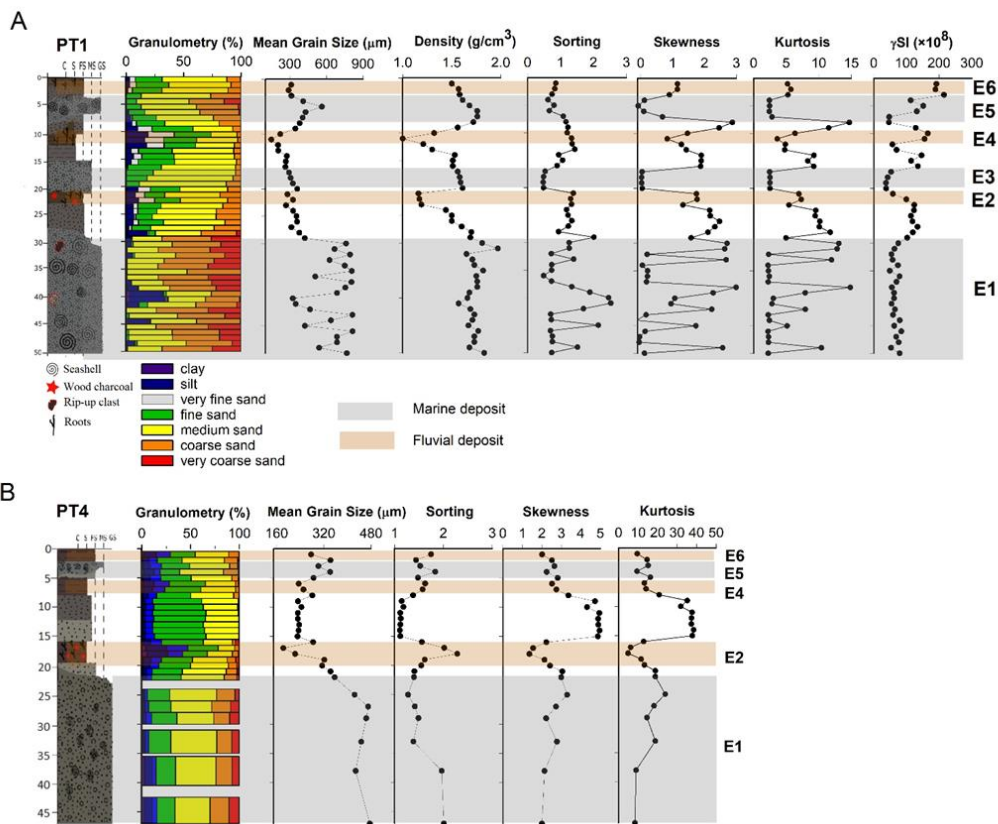


Figure 45 : Sedimentological features of PT1 (A) and PT4 (B) cores; in gray, the deposits associated with thick granulometry; in brown, the fine grain size, related with marine and continental deposits. Each marine or fluvial deposit is highlighted with numbers 1, 3 and 5 and 2, 4 and 6, respectively.

The three other sediment deposits E2, E4 and E6 were composed of smaller grains, and according to the Munsell color scale, these fine sediments (medium grain size: 0.039–0.630 mm) were black (2.5Y 2.5/1) (Figure 44). The unit E1 (30–50 cm) is dominated by very coarse and coarse sand (medium grain size: 0.550–0.800 mm), moderately sorted of dark gray color (2.5Y 4/1), with the presence of marine calcareous remains and stones (>3 mm/gravel). This deposit includes two rip-up clasts at 30 and 40 cm of depth; the upper was made of dark gray clay (2.2Y 2.5/1), while the other consisted of gray clay. These rip-up clasts are fine sediments (clay or/and silt) with very poorly sorted, that are formed due to the erosive current flows and are transported some distance. The unit E3 (20–23 cm depth) was made up of medium and fine sand (medium grain size: 0.260–0.360 mm), sorted and with a low presence of a few fragments of seashells. They are observed at the upper and basal relatively sharp contact line (Figures 44 and 45A; Table 6). Finally, unit E5 was formed by gray (2.5Y 4/1) coarse sand and medium sand (medium grain size: 0.400–0.500 mm), these are moderately well sorted. They are observed at the upper relatively sharp and basal sharp contact line with the presence of marine calcareous remains and stones (20 mm/gravel) (Table 6, Figures 44 and 45A).

The E2, E4 and E6 deposits were generally characterized by a medium skewness (–0.8 to 2; Fine Skewed to Very fine skewed) and kurtosis (3 to 7; Leptokurtic), rich in organic matter, plant remains, roots and wood charcoal (Figures 44 and 45A). The deposit E2 (21–23 cm depth) was characterized by finer sediments (0.250–0.330 mm), poorly sort-ed and a low bulk density (~1.17 g/cm³). They are observed at the upper relatively sharp and basal sharp contact line. The layer E4 (10–11 cm) was characterized by finer sediments (0.140–0.200 mm) and the lowest bulk density (<1.3 g/cm³), with a poorly sorted and upper sharp and basal sharp contact line. This deposit had the highest con-tent of wood charcoal particles. Finally, the E6 (2–3 cm depth) had fine sands (~0.300 mm), moderately well sorted and higher bulk density (1.5–1.6 g/cm³). They are observed at the upper gradational and basal relatively sharp contact line (Figures 44 and 45A; Table 6).

Biogenic lagoonal deposits are not always present. These deposits are characterized by a mean grain of 0.300 mm, a decrease in density, kurtosis from the base up-wards (~8; Very leptokurtic) and skewness (>2; Very fine skewed). In addition, they are observed at an erosive contact line between deposits (Figures 44 and 45).

The core PT4 presented the same deposits succession as core PT1, but the deposits were composed of finer grains size than the PT1 core; the range size was 0.180–0.500 mm compared to 0.140–0.800 mm in PT1. The deposits E1 and E5 in PT4 core were characterized by medium and coarse sands (>0.280 mm), poorly sorted (1–2), medium skewness (2–3; Very fine skewed³) and high kurtosis (8 to 22; Very leptokurtic), except in the range of 13–15 cm, in which the values increased skewness (>4; Very fine skewed) and the kurtosis (>28; Very leptokurtic). E2 and E4 deposits were characterized by finer sediments (<0.200 mm), poorly sorted (1.5 to 2.5), high skewness (1.3 to 2.8; Very fine skewed) and kurtosis (4 to 7; Leptokurtic) (Figures 44 and 45B; Table 6).

6.5.2 Geochemistry

The sediments of Pachingo wetland, are formed by the particles of the surrounding landmasses; namely, the old Cenozoic basin sediment and/or that of the coastal sandy dune. These potential source areas are characterized by the different geochemical compositions used to identify the source of lithogenic particles in the sediment cores. We used Principal Component Analysis (PCA) to trace the origin of sediments. The PCA varimax rotation permitted us to identify two components that explained 80% of the total variance (Figure 46).

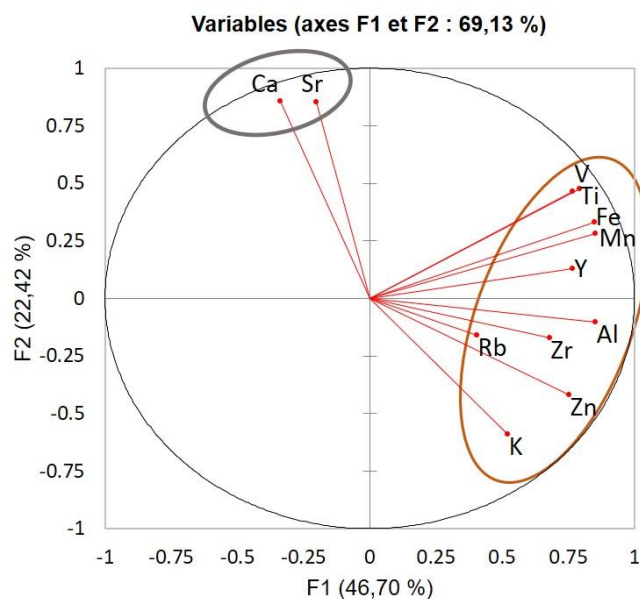


Figure 46 : Principal Component Analysis (PCA) showing the relationship between the geochemical elements in response to the environmental gradient. The main two factors of the PCA explain 64.48% and 15.51% of the variance, respectively. In blue, it is the negative loading marine representative marine and in brown, positive loading associated continental deposit.

Factor 1 accounts for 64.48% of the total variance. It is characterized by high positive loadings for Fe, Ti, Zn and Ni, whereas Ca and Sr have negative loadings. Fe and Ti indicate the dominance of aluminosilicate minerals, and the granulometric distribution related to these elements was in the clay and silt range (Figures 46 and 47). These elements were linked to the fluvial source. The high percentages of Ca and Sr were related to the significant presence of biogenic material and shell debris. The granulometric distribution of sediment samples associated with these elements was the sand fraction (Figures 46 and 47) linked to the marine source. Thus, we use the Fe/Sr ratio to discriminate between the two potential source areas; that is, a high Fe/Sr ratio value indicates a high concentration of fluvial terrigenous particles, and a lower Fe/Sr ratio indicates a higher relative contribution from the coastal sandy dunes. Except in E3, where the geochemical values did not show significant variation.

In the PT1 core, E1, E3 and E5 deposits were characterized by a high content of Sr with values above 600 ppm in E1 and E5. These deposits showed low Fe concentrations (<25,000 ppm), resulting in a low Fe/Sr ratio. An anomaly was found in the E1 unit (40 cm) with a low Sr and high Fe content and, therefore a high Fe/Sr ratio, related to the presence of a rip-up clast (Figure 47A).

Similarly, in core PT4, the deposit E1 presented similar Sr values (~600 ppm), increasing from E5 to E6. Contrarily, the Fe in deposit E2 has higher concentrations than those observed in the fine sediments of the core PT1. The Fe/Sr ratio was highest in E2, with its minimum in E1 (Figure 47B).

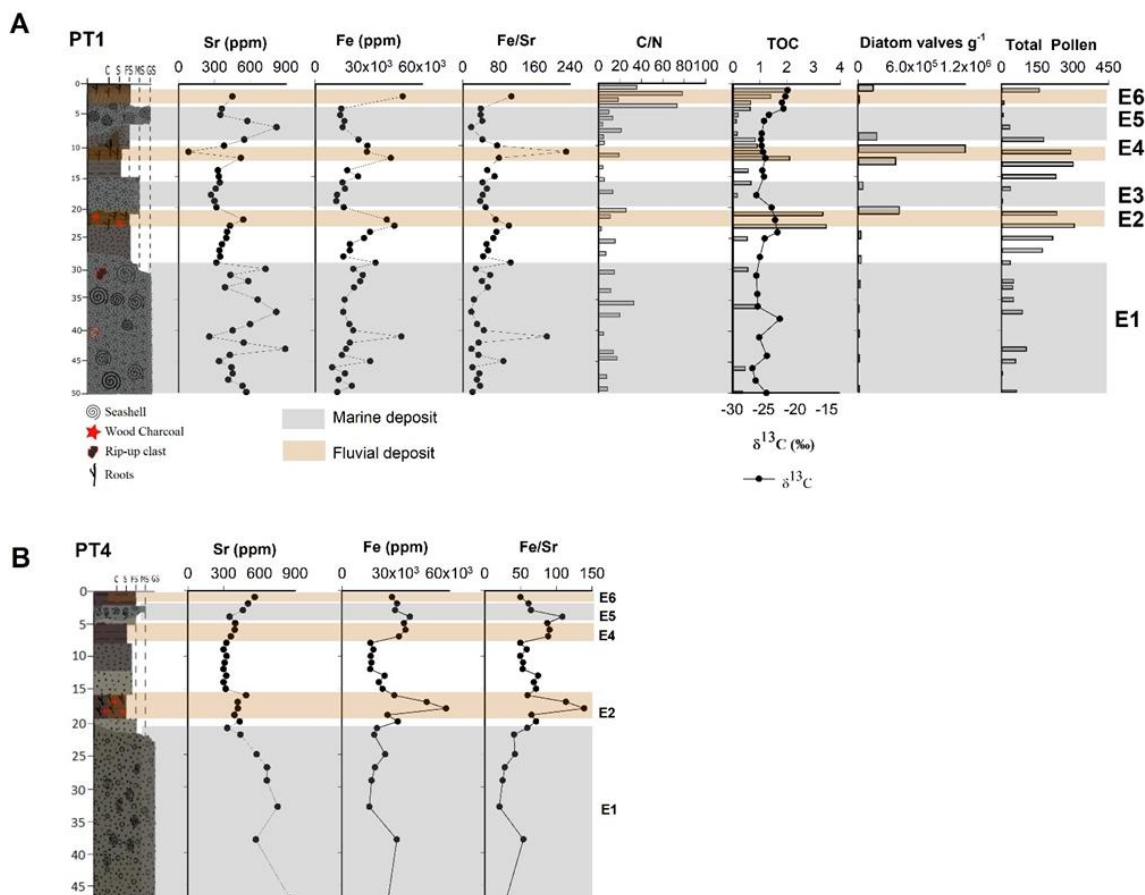


Figure 47 : Biological features of the PT1 (A) and PT4 (B) core; in gray, the deposits associated with thick granulometry; in brown, deposits associated with a fine grain size, related with marine (1, 3 and 5) and continental deposits (2, 4 and 6).

The $\delta^{13}\text{C}$ and C/N distributions were used to track the sources of organic matter. The continental plants have a relatively narrow $\delta^{13}\text{C}$ range from -18 to -35‰ [67,68]. In PT1, the highest values of $\delta^{13}\text{C}$ were in the first 4 cm, with values around -20 to -22‰ and C/N values of >70 , tending to have a slight increase in units E2 and E4. These values decreased to lower than -26‰ and C/N values of <20 towards the core base. Still, they were lower also in units E1, E3 and E5 (Figure 47).

6.5.3 Biogenic Components

We identified 32 species taxa of diatoms for PT1 (Appendix A and B). In PT1, the total contents of diatoms varied between 0 and 1.2×10^6 valves g^{-1} , and the total pollen count was between 0 and 304. We noted that the contents of diatoms and pollen in deposits E2 and E4 were maximum (1.2×10^6 , 612; respectively) and well preserved in the finer grain sediments. On the contrary, in deposits E1, E3 and E5, the diatoms and pollen abundances were very low and poorly preserved (<200), with a high content of fragments of diatoms coincident with the coarser-grained deposits (Figure 47; Appendix B and C).

6.5.4 Marine and Flood Layer Identification

The combined approach of sedimentology and biogeochemistry analyses helped us to identify six events: the E1, E3 and E5 deposits were clearly associated with marine events according to the Sr and Fe content and the low Fe/Sr ratio. In addition, these deposits had many seashells and stones with a size above 0.200 mm (gravel) and were characterized by low contents of diatoms with high amounts of fragments and low pollen counts (Figures 44, 45 and 47).

In contrast, three fine deposits (E2, E4 and E6) had a high content of Fe, low content of Sr and thus a high Fe/Sr ratio and more freshwater diatoms (Appendix B). These deposits also presented high content of organic matter and high content of plant remains, roots and wood charcoals. These deposits were associated with fluvial events (Figures 44, 45 and 47).

6.5.5 Geochronology

^{210}Pb xs and ^{137}Cs activity profiles of the core PT1 are shown in Figure 43. The maximum ^{210}Pb xs activity was observed at 6 cm depth in the core (1.5 dpm/g) and decreased to reach constant activities below ~20 cm depth (~0.46 dpm/g). The ^{210}Pb activity was variable with depth, which was caused by differences in the grain size and bulk density; therefore, radioactive decay cannot explain the profile by itself. Thus, the activity within E4, E5 and E6 units is linked to the grain-size variations and sediment reworking [83]. In agreement with this, we assumed that coarse sediments with very low ^{210}Pb activities at depths of 3, 5–8, 10–11 and 16–20 cm represented anomalies in these re-worked deposits (E4, E5, E6) and therefore were not considered in the age calculations (Figure 48).

For better age estimation, we used ^{137}Cs activity. This profile presented a sharp peak (0,08 mBq/g) at 11–12 cm and near to zero above and below this depth (Figure 48). The most common dating method based on ^{137}Cs data [84] assumes that depths with ^{137}Cs activities in the sediment correspond to the period of atmospheric production due to nuclear bomb testing in 1950–1965; therefore, we considered that the sharp peak at 11–12 cm in the core PT1 was associated with the 1950–1965 period. This result is in good agreement with ^{210}Pb xs (1976 ± 7) and confirms our assumptions and the estimated age–depth relationship.

For estuarine shells, the ages were calibrated considering the three known reservoir ages reported for the area, 165 ± 107 years [85], 625 ± 46 years [86] and 442 ± 2 years [87]. We obtained an age range because we could not constrain these different reservoir ages.

44A). This induced attenuation of the wave height within Tongoy Bay, in which the H_s values were between 1.0 and 2.0 m (Figure 44B).

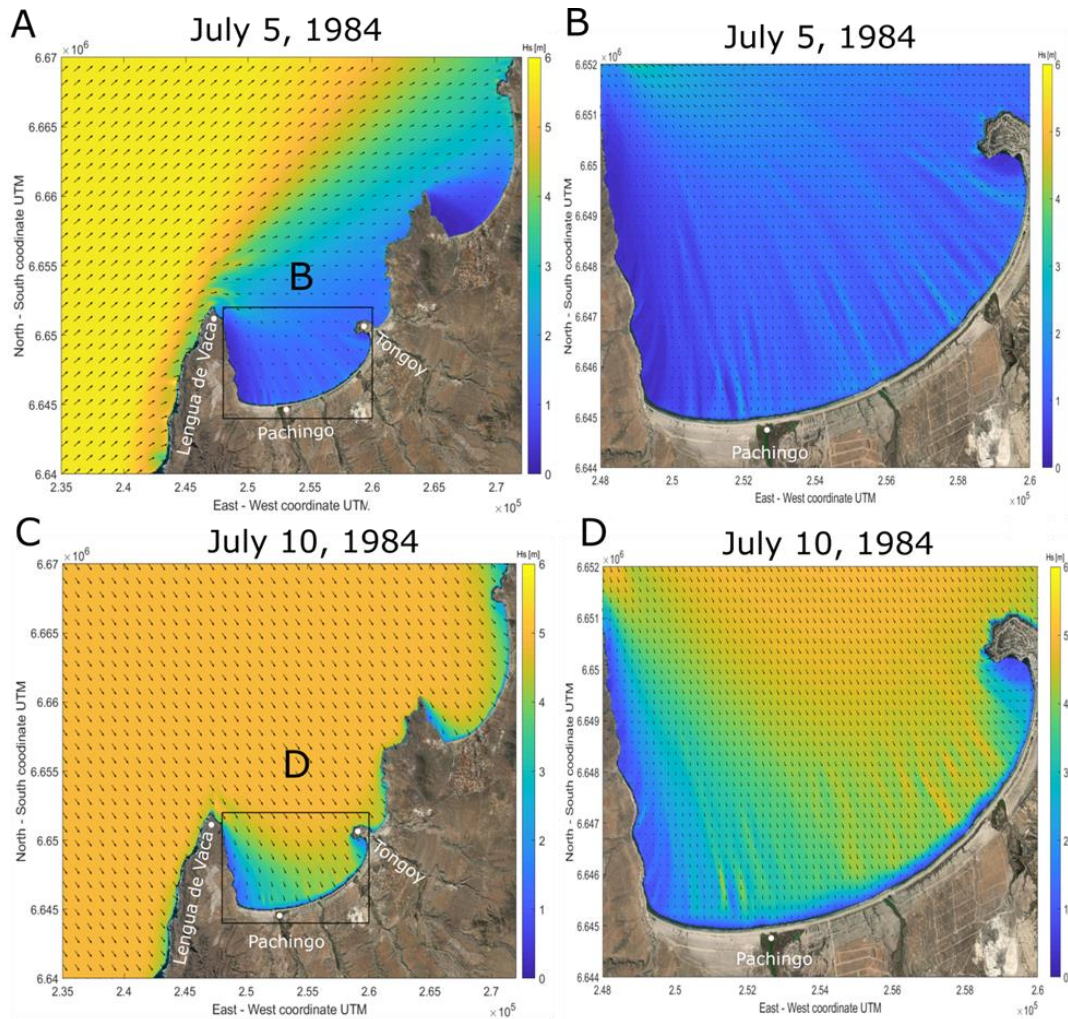


Figure 49: SWAN model propagation for mid-resolution mesh 100×100 (A,C) and SWAN model propagation for high-resolution mesh 20×20 (B,D). H_s : indicates the wave height in m. Black square indicates the zoom area for images on the left side (B,C).

On the contrary, the event of 10 July affected the fourth quadrant (NW), the sector towards which the Bay of Tongoy is exposed (Figure 49C). This means that the waves did not undergo major transformation processes in their propagation, presenting H_s values above 4.0 m within the bay (Figure 49D).

6.6 Discussion

6.6.1 Extreme Events Identification

Core PT1 is located in the Pachingo wetland at ~ 850 m and 920 m from the coast-line—an area sometimes flooded by storms, tsunamis or heavy rain events (Figure 49). The whole core comprises

alternating biogenic lagoonal sediment, fine-grained pluvial flood facies or coarse-grained tsunami or storm facies (Figures 45 and 46). The pluvial flood facies are characterized by a high content of organic carbon with a low lithic fragment content (<20%). In core PT1, this facies is usually represented by a grain size that is typically ~3mm (Figure 45). Extreme sea events are characterized by the presence of gravel, fragments of seashells, high density, low skewness and kurtosis (Figure 45), in addition to the high concentration of Sr and almost no presence of diatoms and pollen (Figure 45A). The extreme pluvial flood events are characterized by high concentration Fe, TOC and better conservation and presence of pollen and diatoms (Figure 45B), in addition to a low concentration of Sr and absence of seashells. Biogenic lagoonal facies are not always present (Figure 45). This may be explained by the impact of high-energy events that erode this deposit. In that case, we observe an erosive contact line between deposits. It is also possible that this in-situ biological contribution occurs at a very low sedimentation rate and that it is not visible. In this case, we observe a succession of in-tense events deposits.

6.6.2 *Reconstitution of Marine Submersion Deposits*

The sedimentological, biological and geochemical results described above allow us to identify three submersion events (storms and tsunamis). The three layers identified as marine events E1, E3 and E5 are characterized by an increase in Sr content, by the presence of numerous seashell remains and an increase in grain size (>0.300 mm) except at E3. These three deposits are also characterized by a low content and poor preservation of diatoms and pollen. In E1, the grain size is particularly larger and poorly selected (>0.400 mm). The coarse sand and very coarse sand comprise an important percentage of the sediment composition (0.800 mm, >70%). In this deposit, the highest percentage of diatoms were freshwater or estuarine, these are better preserved marine diatoms (Appendix B). This type of distribution may be due to the fact that the tsunami wave enters with great energy, producing poor preservation of marine diatoms, on the contrary, the return wave has less energy and drags freshwater diatoms with it towards the coast. These high-energy events produce a dilution effect, causing the removal of previous deposits (Figures 45 and 47).

Site sensitivity to overwash deposits may result from different factors such as a change in sea level [39,47,48]. An increase in sea level induces a shift of the barrier or sandy beach landward. Therefore, an increase in sand layers in a sediment core may be due to a sea level change. In our area, the sea level has remained more or less constant during the last 500 years (<0.5 m) [89]. Moreover, according to Ota and Paskoff (1993), the position of the sandy beach has not shifted significantly during the last 500 years. They suggest a constant progradation rate of ca. 0.14 m/year, representing 70 m sea-ward

in 500 years. This distance is negligible compared to the core site position of our cores, extracted at 850 m and 920 m from the coastline. Therefore, the minor relative sea-level fluctuations and shoreline changes during the last 500 years did not drastically alter the lagoon’s depositional environment; hence the sensitivity of the site in re-cording intense paleostorms and paleotsunamis. These three deposits (E5, E3 and E1) are thicker in PT1 and thinner towards PT4; if it is more, E3 disappears. The thickness of these two deposits (E5 and E1), decreases from the coastal area toward the water-shed; they are overwash layers—that is, coming from marine incursions during intense sea events (Figure 48). In addition, it has been shown that there is a positive relationship between the intensity of marine submersion and the size of the overwash sand body [39,49,63]. In that case, we may suggest that these three sand layers recorded in the Pachingo’s wetland at more than ~1 km from the coastline were probably formed by three extreme sea events.

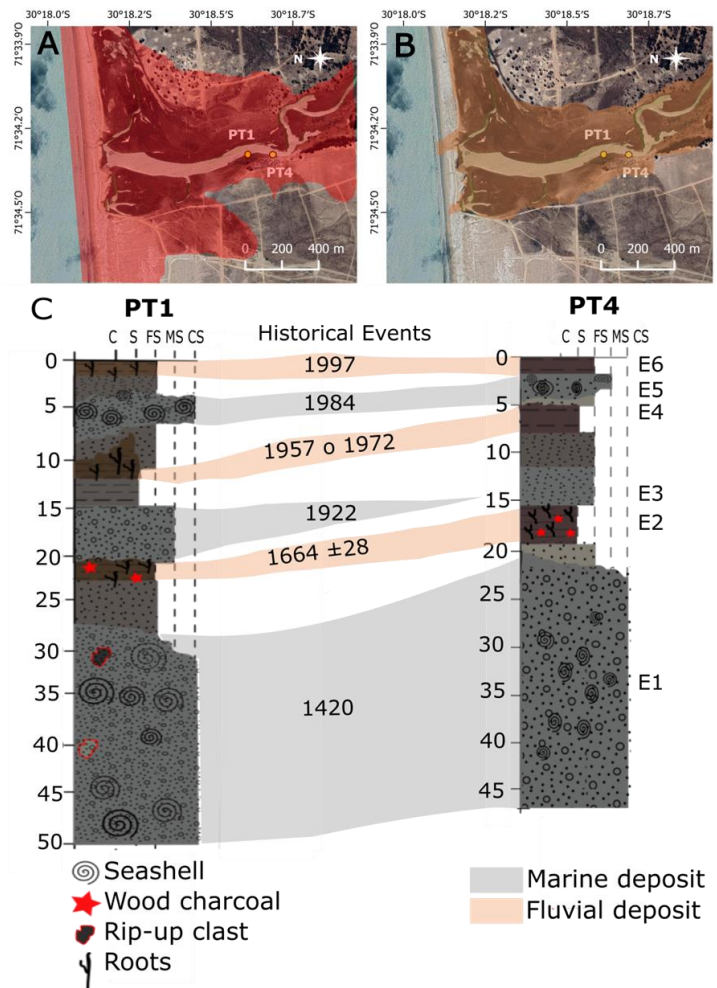


Figure 50. Location of sampling core PT1 and PT4, tsunami flood zone, according to SHOA flood chart (A), and the river overflow zone (B). (C) comparison of sedimentary log between PT1 and PT4 and reconstruction of events (gray layers represent marine events and brown layers represent continental events).

The E1 unit has the highest Sr concentrations, which is related to the coarsest grain sizes in the whole core and the significant content of seashells. This deposit also presents stones larger than 3 cm (gravel) and two rip-up clasts at depths of 30 and 40 cm (Figures 45 and 48), suggesting a high-intensity event such as a tsunami [89–92]. According to the ages estimated in unit E1, this could have occurred between 858 and 1468 AD; in this period, two tsunamis were recorded based on textual and geological archives [93–98]. Trans-oceanic events occurred in 1361 and 1420. The event of 1361 was generated by an earthquake greater than 8.5 Mw in Japan that affected the Prefectures of Tokushima, Osaka, Wakayama and Nara, and the Awaji Island. Large amounts of damage in the Kii Peninsula of Japan, the destruction of ~1700 homes and more than 60 deaths were caused by the tsunami that occurred in Awa [93–95] (NCEI/WDS). According to Satake et al., (2020), this event could have had the required characteristics to affect Chile at that time; however, it has not left strong evidence in sedimentary records in Chile [96]. The second event, which occurred in 1420, was generated by an earthquake of 8.8–9.4 Mw in Atacama (Chile), 354 km further north than our study area. As described by Abad et al. (2020), this may have been one of the most significant events in a supercycle of earthquakes in the Atacama region that caused a rupture of greater than 600 km and probably produced a trans-oceanic tsunami that affected the area of Japan (the 1420 Oei orphan tsunami). Abad et al. (2020) described a large boulder produced by a flood that may have had a height of >18.5 m above high tide level and an inland penetration greater than 284 m from the cliff edge of Cisne Bay in the southern Atacama. According to this presented background, our E1 deposit should correspond to the Atacama Tsunami (1420), due to its proximity to the place of the epicenter and the magnitude described by Abad et al., (2020).

The following marine deposit, E3, is characterized by a decrease in biological parameters such as TOC, total pollen and Fe concentrations. This deposit is not well constrained by a change in granulometry, which suggests that event E3 was probably of lower energy than event E1 (Figure 48). This deposit is dated 1918 ± 26 AD and could be related to the 1922 tsunami, produced by the earthquake which occurred in Vallenar (central Chile), with a magnitude of 8.5 Mw [20,99]. This event produced a destructive tsunami that affected a large part of the area from Chañaral to Coquimbo. The maximum variation in sea level was recorded at 9 m in Chañaral, 5 and 7 m above high tide in Caldera and in Coquimbo Bay, and the run-up exceeded 7 m in the southern part of the Coquimbo Bay [20,32,100–102]. Interestingly, this deposit has similar sedimentological characteristics to the sandy layer associated with the tsunami of 1922 described by DePaolis et al., (2021), which also supports its association with this tsunami event.

The last marine deposit, E5, is characterized by a clear increase in grain size and the presence of seashells, in contrast to the E3 deposit. These characteristics were preserved in both cores PT1 and

PT4 cores, indicating a more significant event. This de-deposit is dated 1986 ± 5 AD and could be associated with the tsunami that impacted Valparaíso in 1985, 312 km further south of our study area. It caused a high tide in Valparaíso with a maximum wave height of 1.15 m. However, this event has been characterized as a low-energy event [103] (SHOA, 15 October 2021 http://www.shoa.cl/s3/servicios/tsunami/data/tsunamis_historico.pdf). Alternatively, the E5 deposit could correspond to the tsunami that impacted Valdivia in 1960, 1085 km further south than our study area. This event hit Coquimbo with a wave height of 2.2 m (SHOA, 15 October 2021 http://www.shoa.cl/s3/servicios/tsunami/data/tsunamis_historico.pdf). Apparently, no significant damages

were recorded in our study area due to the orientation of Tongoy Bay. Due to their low energy and direction, we suggest that these two events did not significantly impact our study area. During this period, three high-intensity wave storm surge events affected the Coquimbo region in 1965 and two during 1984; both occurred during an El Niño event. This phenomenon induces a rise in the sea level and produces an intensification of sea events [26,103–105]. The first occurred on 10 August 1965 (category V) and had extraordinary features that caused great destruction to coastal infrastructure and the flooding of the coast [24–26]. Several regions of Chile were affected, between $21^{\circ}28'–37^{\circ}00'$ S [24], but Tongoy Bay did not report damages due to the orientation of the bay. The second occurred on 5 July 1984 (category II). This event affected the north and center of Chile. It produced damages to fishing vessels, and the ports were closed as a preventative measure. Both events originated from the SW direction (third quadrant), and Tongoy Bay did not report damages due to Lengua de Vaca Point. This induced the attenuation of the wave height within the bay and the study area (Figure 50 A,B). Finally, the third event occurred on July 10, 1984; in contrast to earlier events, it occurred in the NW direction (fourth quadrant). Therefore, the bay was exposed to the waves hitting the coast with H_s values above 4.0 [m] (Figure 50 C,D). This event, of category IV, produced boat strandings, port closures and the flooding of the coastal area. This storm caused enormous damages and destruction to the coastal infrastructure of the central coast of Chile, similar to the 2015 event [26]. These storm waves were more intense than the 2015 tsunami [26], and in Coquimbo, the run-up of the storm waves exceeded 3 m. This event was probably strong enough to produce sand deposits more than 1 km from the coastline (unit 5).

6.6.3 Reconstitution of Flooding Associated Extreme Rain

It should be noted that Pachingo only records extreme flood events. The creek is fed by underwater flow, and only an important superficial flow is seen during heavy rains [62], allowing the transport of

sediments from the basin to the lagoon. This occurs in periods of the warm phase of ENSO (El Niño phenomenon) [56], Appendix D.

The three events corresponding with the deposits in units E2, E4 and E6 are characterized by a high content of Fe and TOC concomitantly with a decrease in the grain size, density and Sr content (Figures 41 and 43). These deposits are thicker at PT4 and become thinner at the PT1 core (Figure 46). The E2 deposit has a high Fe content, high Fe/Sr ratio and TOC with a large amount of wood charcoal and roots (Figure 48). These characteristics are also observed in PT4. This deposit is dated 1664 ± 562 AD and could correspond to a humid phase developed between 1550 and 1650 AD, related to the Little Ice Age. This period was characterized by a southern displacement of ITCZ from the mean position, increasing the precipitation southward [106], it is reported in a study based on tree rings reconstruction [107] and the public database SADA (South American Drought Atlas, [https://sada.cr2.cl/?fbclid=IwAR0fiTvBJWH76A-](https://sada.cr2.cl/?fbclid=IwAR0fiTvBJWH76A-pQjQKS3WLyEti68GOZpROKvIb2EnesSGfotp63NzEiHQ)

[pQjQKS3WLyEti68GOZpROKvIb2EnesSGfotp63NzEiHQ](https://sada.cr2.cl/?fbclid=IwAR0fiTvBJWH76A-pQjQKS3WLyEti68GOZpROKvIb2EnesSGfotp63NzEiHQ), 15 October 2021) [108]. The increase of intense heavy rain and floods during this period strongly affected the rain-fall distribution in Peru and Argentina [109–111].

The deposit E4 is characterized by a decrease in grain size and an increase in the Fe and the Fe/Sr ratio (Figure 48); it presents a high diatom and pollen content, roots and better preservation of these biological components (Figure 48A). These characteristics are also observed in the two cores. This unit corresponds to 1976 ± 7 AD and is consistent with the flood of 1957 or 1972 related with the El Niño event [56]

(https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php#10;_october_2021). (i) According to DGA (General Direction of Waters, Chile) data (ID 04552002) from the Chile Tower station (30.6164° S, 71.3742° W), heavy rains occurred in May 1957 with a value of 229 mm per month (<https://explorador.cr2.cl/>; 5 October 2021). These intensive rains began on 18–19 May and affected the north and the center of Chile, leaving economic losses that exceeded 8000 million pesos, 20 people dead and more than 4 thousand victims. The Elqui River overflowed, washing away houses and neighboring buildings and breaking electricity and drinking water services [27,28]. This event was classified as the most catastrophic mud flow in the region's history, and La Serena and Coquimbo were isolated for many days [56]. (ii) According to Ortega et al., (2012), the rains that occurred on 24 August 1972 (occurred during an El Niño event) produced flooding and landslides. There were trees that fell down, power lines were cut, traffic interrupted and the streets of La Serena city seemed like rivers. In addition, there was intense snowfall at Elqui Valley, registered at more than 4 m. According to the official journal, this event was the most intense and persistent since the mud flow of 1957.

Finally, the age of event E6 is characterized by high Fe content, Fe/Sr ratio, C/N ratio and the presence of roots (Figure 48). These characteristics were observed in both cores PT1 and PT4. This unit is dated at 1999 ± 4 AD, and fits reasonably with the 1997 extreme pluvial flooding, concomitant with the strongest El Niño in the last decades. This event caused damages from Puerto Montt (42° S) to Coquimbo (30° S), and the latter was the most affected region, with monthly rainfall that exceeded 150 mm (June and August, with 164.5 and 143 mm, respectively). This event caused significant economic losses due to bridge cuts, electrical lighting cuts and the destruction of houses and buildings near the riverbed and streams, leaving thousands of people affected and isolated [27,28].

Our sediment cores have recorded three flood events between 1500 and 2000 AD, related to El Niño events. Other El Niño and intense flood events occurred between 1500 and 2000 AD, including 1641, 1700, 1840, 1965, 1972, 1983, 1987 and 1991–1992, but these events were not recorded in our sediment cores; most probably, they were eroded by marine events. Otherwise, for the wetland, a flood deposit should not always be associated with a single event, but rather with several heavy precipitation events occurring in a short time. It is a small basin covering 487 km², with a temporary runoff strongly affected during abundant rain forming small lagoons that do not reach the sea. Thus, the Pachingo wetland is not an ideal area to reconstruct the recurrence of flood events [27,28,56,104,106,112]; however, we could recover evidence of the most extreme events that have impacted the region.

6.7 Conclusions

The cores retrieved from Pachingo wetland provided sedimentological and age information of the last 1000 years. We identify six extreme events related to marine and continental deposits; the deposits named units E1, E3 and E5 were identified as marine events, and E6, E4 and E2 as continental. The E1 and E5 units correspond to tsunamis that occurred before 1500 AD and in 1922, respectively. The E1 unit would be related to the Atacama tsunami recorded in 1420. The E3 unit does not seem to be associated with a tsunami event but with an extreme storm event on 10 July 1984.

Regarding the continental events, the most recent (E6) seems to correspond to the heavy rain event of 1997, intensified by the warm phase of ENSO. The event E4 could correspond to the 1957 heavy rain event, which produced large overflows of rivers. The unit E2, dated at 1664 ± 28 AD, was of greater intensity, producing a significant carry-over of organic material, and could correspond to a humid phase between 1550 AD and 1650 AD.

The six events identified in the sedimentary records agree very well with the main extreme events reported for the zone; unfortunately, the lack of old records (>1930) makes it difficult to establish the events of unit 1 with confidence, but it certainly is a marine extreme event. This information highlights

the relevance of these studies that record the sensitivity of these coastal areas to the impact of these extreme events related to the meteorological variability in the SE Pacific. Additionally, it will enrich the Chilean database of past marine and continental extreme events and assist coastal managers in improving coastal zone management and developing adaptation strategies to protect the population from future damage caused by them.

Acknowledgments: The authors of this document are grateful for the financial support of the Project Fondec-yt#1140851/Fondecyt #1180413 and the international cooperation project Conicyt related to the ANID scholarship program within the framework of the DOCTORATE SCHOLAR-SHIP CONTEST ABROAD, SCHOLARSHIPS CHILE, CALL 2017/Folio 72180323. We extend our gratitude to the CLAP program (Concurso de Fortalecimiento al Desarrollo Científico de Centros Regionales 2020-R20F0008-CEAZA), that contributed to the completion of this study. We also thank the staff of the oceanography laboratory of Universidad Católica del Norte and Gabriel Easton, Sedimentology Laboratory of the Universidad de Chile. We are also grateful to Anne Bocquet-Liénard, Marie-Pierre Bouet and Juliette Dupre of the Archeology Laboratory at the Center Michel-de-Bouïard/CRAHAM (UMR 6273) of Normandie University, Unicaen, CNRS, for allowing us to conduct the chemical analyses, and to Magalie Legrain from the Laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière, UMR CNRS 6143 M2C, Université de Caen-Normandie, for allowing us to perform the granulometric analyses.

6.8 Appendix

Table A1. List of diatom taxa present on the sediments of the Pachingo core PT1. The diatoms were classified into ecological groups: Freshwater (FW), Marine benthic (MB) and Brackish.

Freshwater (FW)	Marine (M)
<i>Amphora copulata</i> (Kützing) Schoeman & Archibald	<i>Achnanthes brevipes</i> C. Agardh
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i> (Ehrenberg)	<i>Graumatophora</i> sp.1
<i>Ctenophora pulchella</i> (Ralfs ex Kützing) Williams & Round	<i>Lyrella</i> sp. 1
<i>Cyclotella meneghiniana</i> (Kützing)	<i>Lyrella</i> sp. 2
<i>Diatoma vulgare</i> (Bory)	<i>Suriella minuta</i> Brebisson
<i>Encyonema</i> sp1.	<i>Suriella striatula</i> Turpin
<i>Ephitemia</i> sp2.	<i>Rhaphoneis amphicerus</i> (Ehrenberg)
<i>Ephitemia adusta</i> (Kützing) Brebisson	
<i>Gomphonema</i> sp.	
<i>Gyrosigma acuminatum</i> (Kützing) Rabenhorst 1853	
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehrenberg) Grunow	Brackish (BR)
<i>Martyana schulzii</i> (Brockmann) Snoeijis	<i>Achnanthes submarina</i> Hustedt
<i>Navicula gregaria</i> Donkin	<i>Halanphora</i> sp.
<i>Navicula amphiceropsis</i> Lange-Bertalot & Rumrich	<i>Pleurosira laevis</i> (Ehrenberg) Compère
<i>Nitzschia palea</i> (Kützing) W. Smith	<i>Tabularia</i> sp.
<i>Pinularia</i> sp1.	<i>Tryblionella</i> sp.
<i>Planothidium delicatulum</i> (Kützing) Round & Bukhtiyarova	
<i>Rhopalodia musculus</i> (Kützing) Otto Müller	
<i>Stauroneis martyi</i> (Héribaud) Morales & Manoylov	

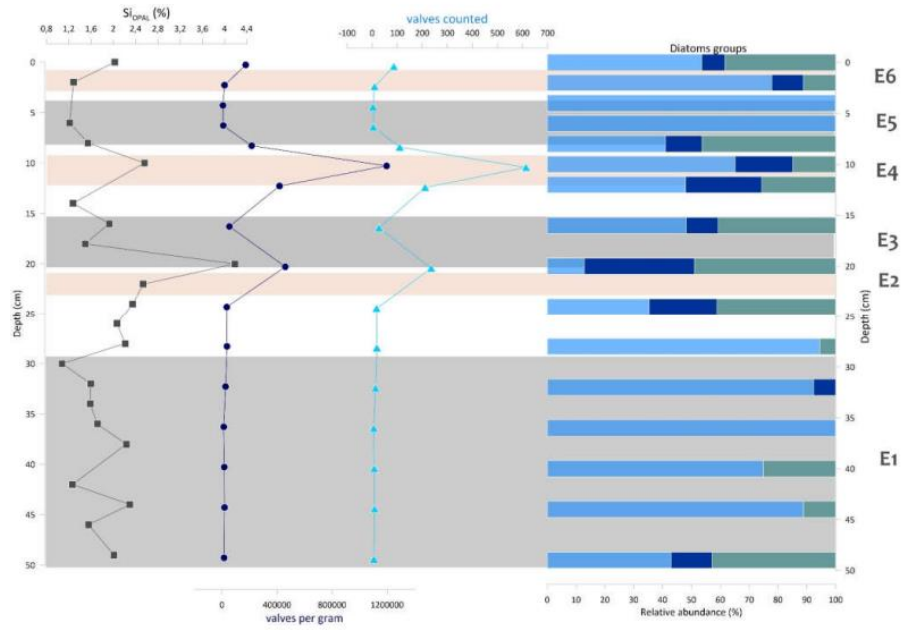


Figure A1. Abundance of diatom species Freshwater (light blue), Marine benthic (marine blue), and Brackish (green) in the different marine (grey) and continental (brown) deposits.

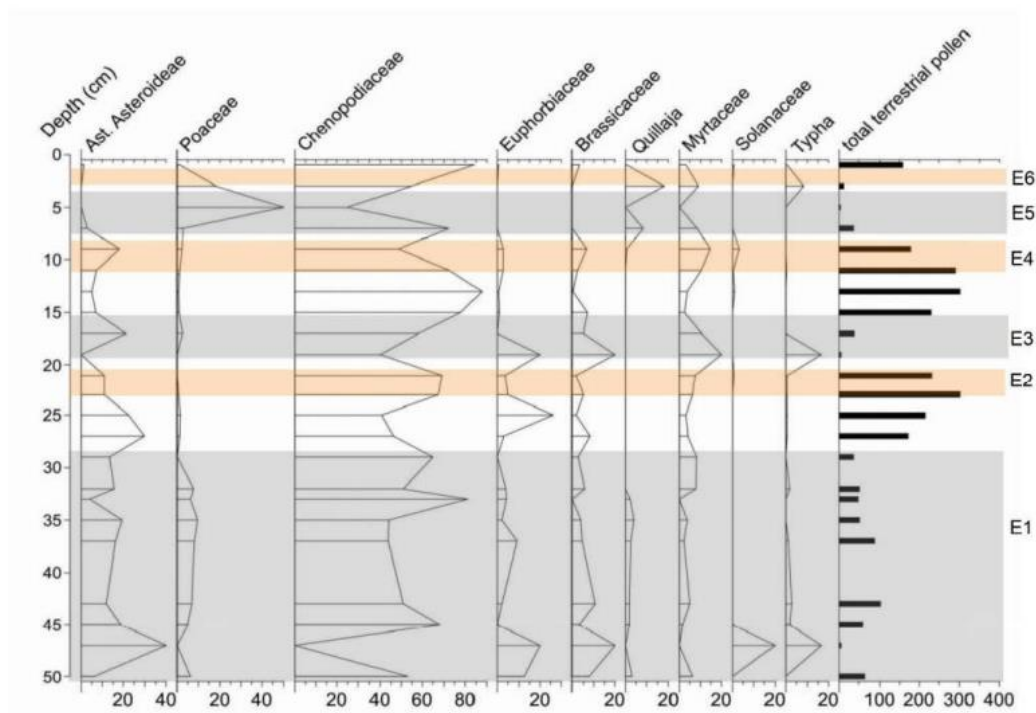


Figure A2. Abundance of pollen species in the different marine (grey) and continental (brown) deposits.

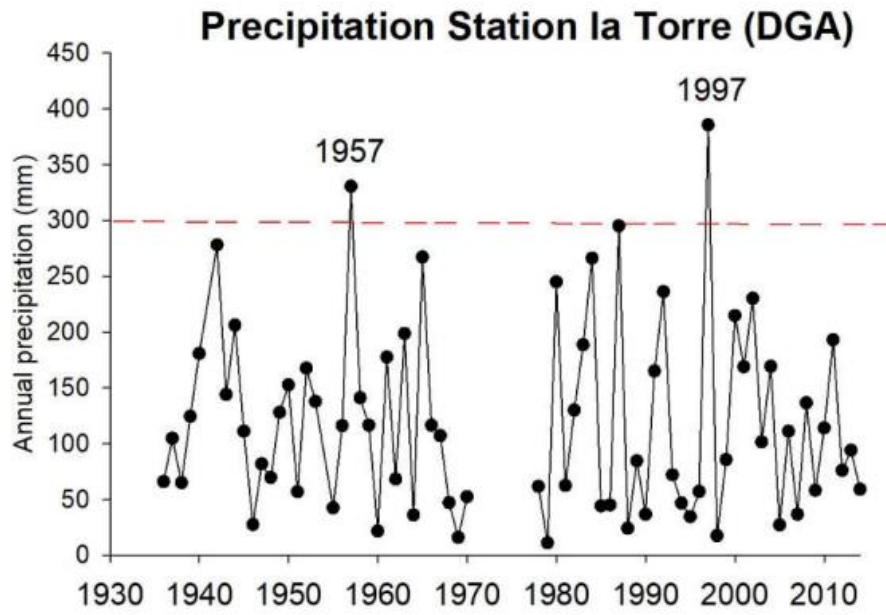


Figure A3. Record of monthly rainfall station la Torre, station closest to the study area.

7 *Chapitre 5: Synthèse des principaux résultats, conclusions et perspectives futures.*

Les objectifs de cette thèse étaient de reconstituer les événements extrêmes de tempêtes, de tsunamis et de crues au cours des derniers siècles dans la région de Coquimbo au Chili. Contrairement à d'autres régions du monde où ces tentatives de reconstitution d'événements extrêmes à partir de l'étude d'archives sédimentaires côtières se réalisent dans un contexte tectonique calme, ici, la tectonique de la région de Coquimbo est active. Le challenge était donc de tester s'il était possible de faire ce type de reconstitution à partir d'objets différents comme des lagunes ou des terrasses fluviales côtières dans un contexte tectonique actif.

Pour évaluer l'intérêt de ces sites à reconstituer des événements passés: 1) j'ai caractérisé le matériel sédimentaire de surface du haut bassin versant à la zone littorale grâce à des approches sédimentologique et géochimique afin d'identifier les zones sources de matériel sédimentaire, 2) j'ai reconstitué les événements du passé à partir d'une approche multiproxie, sédimentologie, géochimie couplée à l'étude de la matière organique totale, des pollen et des diatomées, 3) j'ai établi un cadre chronologique de mes archives sédimentaires grâce au ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{14}C et enfin, 4) j'ai comparé mes événements datés à ceux de chroniques historiques, tenté de comprendre le lien entre ces événements extrêmes des derniers siècles avec les variations climatiques et les épisodes telluriques passés. Cette approche m'a permis d'évaluer l'intérêt de sites comme une lagune ou une terrasses fluviales côtières pour reconstituer des événements extrêmes dans un contexte tectonique actif.

7.1 *Principaux résultats*

L'étude sédimentologique et géochimique des sédiments de surface prélevés de la zone littorale à la partie amont des bassins-versants de Los Choros et Pachingo ont permis de définir deux sources différentes : i) Des sédiments marins qui sont caractérisées par une distribution granulométrique unimodale de l'ordre de 350 μm . Ces sédiments présentent une forte concentration de Sr et faible en Fe ou K. ii) Les sédiments fluviaux ont une distribution bimodale <150 μm . Ces sédiments présentent une faible concentration en Sr et forte en Fe ou K. [AFK1].

Cette approche sédimentologique et géochimique a permis d'identifier plusieurs événements extrêmes marins et continentaux sur les deux zones d'études. Dans la zone nord, la terrasse fluviale côtière a enregistré neuf événements de crues et un tsunami. Dans la zone sud, la lagune de Pachingo a enregistré trois événements de crues, un tsunami et une tempête. Les événements les plus importants coïncident dans les deux zones, les crues exceptionnelles de 1957 et 1997 et le tsunami de 1922.

Nous montrons que la terrasse fluviale côtière de la région de Los Choros peut être utilisée pour reconstituer l'histoire des événements extrêmes de crues mais aussi de submersion marine (tsunami). La lagune de Pachingo est quant à elle idéale pour enregistrer les événements de submersion marine. Nous apportons des résultats complémentaires à ceux de Depaolis et al., (2020) et permis d'identifier un tsunami plus ancien dans la région de Pachingo, celui de 1420 (Abad, et al., 2020). Nous montrons aussi que les paléo-inondations présentent une bonne corrélation avec les phénomènes El Nino historique. Ces reconstitutions sont donc possibles dans un contexte de tectonique active, une région qui présente un soulèvement de l'ordre de 200 mm/kan, c'est-à-dire 20 cm par siècle.

7.2 *Perspectives*

La région de Coquimbo s'est révélée comme une zone intéressante en termes de reconstruction d'événements extrêmes d'origine marine et continentale. D'autres carottages plus longs dans le secteur permettront d'infirmier et compléter nos enregistrements sur une échelle de temps plus long. Le transfert de la méthodologie utilisée dans cette thèse à d'autres sites côtiers le long de la côte Chilienne, accompagnées de missions topographique et sismique permettrait d'affiner nos modèles de de submersion marine par le tsunami de 1922 qui a touché l'ensemble de la région et d'autres tsunamis. Il serait également intéressant de réaliser des études sur les pollens, les diatomées ou les foraminifères dans le secteur de Los Choros. Enfin, il serait intéressant de travailler sur d'autres secteurs dont la tectonique active est plus forte encore car la région de Coquimbo est une zone qui présente un taux de déplacement vertical plutôt faible.

Références

- Abad, M. et al. 2020. Coastal boulder deposit as evidence of an ocean-wide prehistoric tsunami originated on the Atacama Desert (Northern Chile). *Sedimentology*, 67. 1505–1528. doi: 10.1111/sed.12570
- Aceituno, P. 1988. On the fluctuation of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: surface Climate. *Journal Climate*, 116, 505-524.
- Affouri, A., Dezileau, L. & Kallel, N. 2017. Extreme flood event reconstruction spanning the last century in the El Bibane Lagoon (southeastern Tunisia): a multi-proxy approach. *Climate of the past*, 13, 711-727. <https://doi.org/10.5194/cp-13-711-2017>
- Aguilar, C., Riquelme, R., Martinod, J. & Darrozes, J. 2013. Rol del Clima y la tectónica en la evolución geomorfológica de las Andes Semiáridas Chilenas entre los 27°-32°S". *Andean Geology*, 40(1), 79-101. doi: 10.5027/andgeoV40n1-a04
- Aguilar, G. 2010. *Erosion y Transporte de materia en la vertiente occidental de Los Andes Semiáridos del norte de Chile (27-32°S): Desde un enfoque a gran escala temporal y espacial, hasta la evolución cuaternaria de un sistema fluvial*". , Paul Sabatier (UPS), y Facultad de Ingeniería y ciencias Geológicas. Universidad Católica del Norte UCN): Tesis para obtener el grado de Doctor en Ciencia, mención geología de la universidad Católica del Norte (Chile) et de l'Université de Toulouse 3, Paul Sabatier (Francia).
- Aguirre, L. 1967. Geología de las islas Choros y Damas y de Punta de Choros, Provincia de Coquimbo. *Minerales*, 22, 73-83.
- Aiguo, D. & Wingley, T.M.L. 2000. Global Patterns of Enso-induced Precipitation. *Geophysical Research letters*, 27, 1283-1286.
- Almonacid, T. 2007. Geología de la zona de alteración hidrotermal de Domeyko y del yacimiento de Cobre dos Amigos, región de Atacama, Chile. *Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, Mención Geología. Departamento de Geología, Facultad de ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile*.
- Anderson, R. 1990. Evolution of the northern Santa Cruz Mountains by advection of crust past a San Andreas Fault bend. *Science*, Volume 249, pp. 397-401.
- Antonioletti, R., Schneider, H., Borcosque, J. & Zarate, E. 1972. Características climáticas del Norte Chico (26° a 33° latitud Sur). *Instituto de investigación de recursos naturales, Santiago*, p. 102.
- Araya, K. et al., 2022. Extreme Sea Surges, Tsunamis and Pluvial Flooding Events during the Last ~1000 Years in the Semi-Arid Wetland, Coquimbo Chile. *Geosciences*, Volume 12, p. 135. <https://doi.org/10.3390/geosciences12030135>
- Araya-Vergara, J. F., 1979. Las incidencias cataclísmica de las Braveza en la evolución de la costa de Chile central. *inform. geogra. Chile*, Volume 26, pp. 19-42.
- Arevalo, C., 2005. Geología de la Carta Copiapo, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geología de Chile. *Serie Geológica básica. Mapa escala 1:1000.000*, Volume 92, p. 54.
- Arévalo, C., Mourgues, F. & Chávez, R., 2009. *Carta Vallenar-Domeyko. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica 120: 64p, 1 mapa escala 1:100.000*, s.l.: s.n.

- Bahlburg, H., Nentwig, V. & 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: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.011>
- Baker, V.R., 1987. Paleoflood hydrology and extraordinary flood events.. *Journal of Hydrology*, 96, 79-99.
- Baker, V.R., Webb, R.H., & House, P.K. 2002. The scientific and societal value of paleoflood hydrology. In: House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.R., Levish, D.R. (Eds). Ancient floods, modern hazards: Principles and applications of paleoflood hydrology, *Water Science and Application Series*, 5, AGU, Washington, DC 127-146.
- Barnhart, W.D. et al. 2016. Coseismic slip and early afterslip of the 2015 Illapel, Chile, earthquake: Implications for frictional heterogeneity and coastal uplift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, 6172-6191. doi:10.1002/2016JB013124., pp. 6172-6191.
- Baumann, J. 2017. Signature sédimentaire des submersions de tempête dans le domaine rétro littoral. *Application à la Charente Maritime Jury: Université de la Rochelle*, 282.
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E. & Reyes, M., 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone.. *J. S. Am. Earth Sci*, 11, 115-129.
- Benito, G., Díez-Herrero, A. & Fernández de Villalta, M. 2003. Magnitude and Frequency of Flooding in the Tagus Basin (Central Spain) over the Last Millenium'. *Climat Change*, 58, 171-192.
- Beya, J. et al., 2017. Generation and validation of the Chilean wave atlas database. *Ocean Model. Ocean Mode*, 116, 16-32. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.06.004>.
- Beya, J. et al., 2016. Atlas De Atlas de Oleaje de Chile. *Primera Edit. Econ*, 16-26.
- Bird, E., 2008. "Coastal Geomorphology: an introduction". *2nd Edition. J. wiley y Sons Ltd*.
- Börgel, R., 1961. El interfluvio Elqui-Limari. Descripción morfométrica y morfográfica del sector litoral. *Instituto de Geografía, Universidad de Chile, Santiago de Chile*.
- Bradley, W. & Griggs, G., 1976. Form genesis, and deformation of central California wave-cut platforms. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 433-449.
- Brandley, C. et al., 2010. Variations in saturated and unsaturated water movement through an upland floodplain wetland, mid-Wales, *Journal of Hydrology* 393, 349–361.
- Brüggen, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. *Ed. IGM. Santiago, Chile*.
- Bullock, A. & Acreman, M. 2003. *the role of wetland in hydrological cycle*. s.l.:Hydrology and Earth System Sciences Discussions, European Geosciences Union. 7 (3), 358-389. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00304786>.
- Cabello, M. 2015. Análisis geomorfológico de la sección occidental del codón sarco: identificación de terrazas marinas, región de Coquimbo, Chile. *Memoria para optar al título de Geógrafo, Universidad de Chile*.
- Camacho, S. et al., 2016. Paleoenvironmental evolution of the Guadiana Estuary, Portugal, during the Holocene: A modern foraminifera analog approach. *The holocene*. doi:10.1177/0959683616658526..
- Campos-Caba, R. 2016. Análisis de marejadas históricas y recientes en las costas de Chile. *In Memoria de Título de Ingeniero Civil Oceánico, Facultad de Ingeniería, Universidad de Valparaíso: Valparaíso, Chile*, 136.

- Campos-Caba, R., Beyá, J. & Mena, M. 2015. Cuantificación de los Daños Históricos a Infraestructura Costera por Marejadas en las. *In Proceedings of the XXII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, SOCHID, Santiago, Chile*, Octubre 2015, 14, 21-23.
- Campos, J. et al., 2002. Seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Phys. Earth Planet*, 132, 177-195.
- Carvajal, M. et al., 2017. Reexamination of the magnitudes for the 1906 and 1922 Chilean earthquakes using Japanese tsunami amplitudes: Implications for source depth constraints. *Res. Solid Earth*, 122, 4-12 (<https://doi.org/10.1002/2016JB013269>).
- Castro, C. & Brignardello, L., 2005. Geomorfología aplicada a la ordenación territorial de litorales arenosos. Orientaciones para la protección, usos y aprovechamiento sustentables del sector de Los Choros, comuna de La Higuera, IV Region.
- Castro, P., 2019. Climate change and its effects on wetlands of the Coquimbo Region. *Dircom*, pp. <http://www.userena.cl/en/actualidad/4112-el-cambio-clim%C3%A1tico-y-sus-efectos-en-humedales-de-la-regi%C3%B3n-de-coquimbo.html>.
- Cembrano, J., Zentilli, M., Grist, A. & Yáñez, G. 2003. Nuevas edades de trazas de fisión para Chile Central (30°-34°S): Implicancias en el alzamiento y exhumación de los Andes desde el Cretácico. *In Congreso Geológico Chileno. N°10, CD Rom. Concepción*.
- CERESIS, 1885. Centro Regional de Sismología para América del Sur. Catálogo de Terremotos para América del Sur. 12. Available online: <http://www.ceresis.org/> (accessed on 20 October 2021).
- Chapmar, P. M., 2012. Management of coastal lagoons under climate change. 110, 32-35.
- Charrier, R. et al., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°- 36°S.L.). *Journal of South American earth Sciences*, 15, 117-139.
- Charrier, R. et al., 2005. The Abanico Extensional Basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abh.*, 1-2, 43-77.
- Chen, K. et al., 2017. Impact of climate change on heat-related mortality in Jiangsu Province, China. *Environmental Pollution*, 224.
- Ciavola, P. & Coco, G. 2017. *Hydrometeorological Extreme Events: Coastal Storms: Processes and Impacts*. Hoboken, NJ, USA: John Wiley and Sons Ltda.
- Cisternas, M. et al., 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, 437, 404-407. <https://doi.org/10.1038/nature03943>.
- Cisternas, M. et al., 2017. Exploring the historical earthquakes preceding the giant 1960 Chile earthquake in a time-dependent seismogenic zone. *bulletin of the Seismological Society of America*, 107, 2664-2675. <https://doi.org/10.1785/0120170103>
- COI, 2013. Glossaire sur les tsunamis. *Edition révisée 2012, Paris, UNESCO. Série technique de la COI*, 85, 50.
- Collins, E., Scott, D. & Gayes, P., 1999. Hurricane records on the South Carolina coast: Can they be detected in the sediment record?. *Quaternary International*, 56, 15-26.
- Contreras-Lopez, M. et al., 2016. Field Survey of the 2015 Chile Tsunami with Emphasis on coastal wetland and conservation areas. *Pure and Applied Geophysics*, 5, 349-367. doi: 10.1007/s00024-015-1235-2

- Creixell, C., Labbé, M., Arévalo, C. & Salazar, E. 2013. Geología del área Estación Chañar-Junta de Chingoles, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N^o. 150*, 1 mapa escala 1:100000.
- Creixell, C. O. M. A. C., 2012. Geología del área Carrizalillo-El Tofo, Regiones de Atacama y Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geologica de Chile, Serie Geologica Baica*, 1 mapa escala 1:100000, 133-134.
- Cundy, A. et al., 2000. Coastal wetlands as recorders of earthquake subsidence in the Aegean: a case study of the 1894 Gulf of Atalanti earthquakes, central Greece. *Marine Geology*, 170, 3-26.
- Curtis, S. & Adler, R. F., 2003. Evolution of El Niño-precipitation relationships from satellites and gauges.. *J. Geophys. Res.*, 108, 4153, doi:10.1029/2002JD002690, D4..
- Dayan, H., Vialard, J., Izumo, T., Lengaigne, M. 2014. Does sea surface temperature outside the tropical Pacific contribute to enhanced ENSO predictability?. *Climate Dynamics*, 43, 1311-1325. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1946-y>
- Day, J. W. et al., 2008. Consequences of Climate Change on the Ecogeomorphology of Coastal Wetlands. 31, 477-491. doi: 10.1007/s12237-008-9047-6
- Delouis, B., Nocquet, J. & Vallé, M., 2010. Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data.. *Geophysical Research Letters* 37, L17305. doi:10.1029/2010GL043899.
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. & Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions.. *Geophysical Research Letters* 21, 2191–2194.
- Dezileau, L. et al., 2005. Evolution des lagunes du Golfe d'Aigues-Mortes à partir de l'étude de carottes sédimentaires courtes (étude géochronologique, sédimentologique et géochimique des sédiments récents): Publications Association des Sédimentologues Français, Paris, 51,91.
- Dezileau, L. et al., 2011. Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast, *Palaeogeography Palaeoecology*, 299, 289-297. doi: 10.1016/j.palaeo.2010.11.009.
- Dezileau, L. et al., 2014. A multidating approach applied to historical slackwater flood deposits of the Gardon River, SE France. *Geomorphology*, 214, 56-68. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.017>
- Dezileau, L. et al., 2016. Extreme storms during the last 6500 years from lagoonal sedimentary archives in the Mar Menor (SE Spain). *Climate of the Past*, 12, 1389-1400. 10.5194/cp-12-1389-2016.
- Donnelly, J. P. et al., 2001. 700 yr sedimentary record of intense hurricane landfalls in southern New England. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 714-727.
- Donnelly, J., Cleary, P., Newby, P. & Ettinger, R., 2004. Coupling Instrumental and Geological Records of Sea-Level Change: Evidence from southern New England of an increase in the rate of sea-level rise in the late 19th century. *Geophysical Research Letters*, 31. <https://doi.org/10.1029/2003GL018933>
- Dunbar, P.K., Lockridge, P.A. & Whiteside, L.S., World Data Center A for Solid Earth Geophysics. 1992. Catalog of Significant Earthquakes 2150 B.C. -1991 A.D. including quantitative casualties and damage. Boulder, Colo: U.S. Dept. of Commerce, NOAA. *National Geophysical Data Center: Boulder, CO, USA*, SE-49, 320. <http://purl.access.gpo.gov/GPO/LPS42368>

- Dura, T. et al., 2015. Coastal evidence for Holocene subduction-zone earthquakes and tsunamis in central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 113, 93-111. doi:10.1016/j.quascirev.2014.10.015
- Eglitis, L., s.d. *Laender daten info*. [En ligne] Available at: <https://www.laenderdaten.info/naturkatastrophen.php> [Accès le 15 juin 2020].
- Ely, L., Cisternas, M., Wesson, R. & Dura, T., 2014. Five centuries of tsunamis and land-level changes in the overlapping rupture area of the 1960 and 2010 Chilean earthquakes. *Geology*, 42. doi: 10.1130/G35830.1
- Emanuel, K., Ravela, S., Vivant, E. & Risi, C., 2006. A statistical deterministic approach to hurricane risk assessment. *Bulletin of American Meteorological Society*, 87, 299-314. doi: <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-3-299>
- Emparán, C. & Pineda, G., 1999. Área Condoriaco-Rivadavia, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Mapas Geológicos*, 12, 1 mapa escala 1:100.000..
- Fennessy, S., Rokosch, A. & Mack, J., 2008. Patterns of Plant Decomposition and Nutrient Cycling In Natural And Created Wetlands. *Wetlands*, 28, 300 – 310. doi: 10.1672/06-97.1
- Fiebig-Wittmaack, M. & Pérez, C., 2008. *Los sistemas naturales de la cuenca del río Elqui (Región de Coquimbo, Chile): Vulnerabilidad y cambio del clima. Aspectos Climáticos del valle de ELqui/ Climatic aspect of the ELqui Valley*. 41-62 éd. Ediciones Universidad de La Serena, La Serena. Chile: CEPEDAPJ.
- Fine, I. V. et al., 2015. The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: preliminary analysis and numerical modeling. *Marine Geology*, 215, 45-57. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.11.007>.
- García-Huidobro, F. 2007. Modelación numérica preliminar del acuífero costero de la Quebrada Los Choros (IV Región). Tesis de magíster en ciencias de la ingeniería. *Memoria de título. Universidad de Chile. Santiago, Chile*.
- GIEC, 2014. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Cinquième rapport du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*. <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg2/>.
- Grocott, J. & Taylor, G., 2002. Deformation partitioning, magmatic arc fault systems and emplacement of granitic complex in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25°30'S to 27°00'S). *Journal of the Geological Society*, 159, 425-442.
- Hasen, J., Reudy, R., Sato, M. & Lo, K., 2010. Global surface temperature change. *Reviews of Geophysic*. 48. doi:10.1029/2010RG000345.
- Hauenstein, E., González, M., Peña-Cortéz, F. & Muñoz, P. A., 2005. Diversidad vegetal en humedales costeros de la Región de la Araucanía. p. 228.
- 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. *Scientific Technical report, Geoforschungszentrum, Potsdam, Germany*.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: Synthesis Report. *Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds)]*, 104.
- IPCC, 2014. *Cambio climático 2014: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio*

- Climático*. s.l.: [Equipo principal de redacción, R.K. Pachauri y L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 157.
- Kanamori, H. et al., 2019. New constraints on the 1922 Atacama, Chile, earthquake from Historical seismograms. *Geophysical Journal International*, 219, 645-661 <https://doi.org/10.1093/gji/ggz302>.
- Kellehner, J., 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77, 2087-2103. doi: <https://doi.org/10.1029/JB077i011p02087>
- Khalifaoui, O., Dezileau, L., Degeai, J. & Snoussi, M., 2019. Reconstruction of past marine submersion events (storms and tsunamis) on the North Atlantic coast of Morocco. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, 130,11-14. <https://doi.org/10.5194/nhess-2019-130> de 2019.
- Lajoie, K., 1986. Coastal tectonics, Active Tectonics, R.E. Wallace edit., *NationalAcademic Press*, Washington. 95-124.
- Le Roux, J. et al., 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, 133-153. doi:10.1016/j.sedgeo.2005.09.023.
- Li, L. et al., 2018. A modest 0.5-m rise in sea level will double the tsunami hazard in Macau. *Science Advances*, 4, 8. doi: 10.1126/sciadv.aat1180
- Lindsey, R. & Dahlman, L., 2020. *Climate Change: Global Temperature*, s.l.: <https://www.climate.gov/author/rebecca-lindsey-and-luann-dahlman>.
- Liu, K. & Fearn, L., 2000. Reconstruction of prehistoric landfall frequencies of catastrophic hurricanes in NW Florida from lake sediment records. *Quaternary Research*, 54,238-245. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2166>
- Liu, K. & Fearn, M., 1993. Lake-sediment record of Late Holocene hurricane activities from coastal Alabama. *Geology*, 21, 793-796. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0793:LSROLH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0793:LSROLH>2.3.CO;2)
- Lomnitz, C., 2004. Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75, 368-378.
- Lomnitz, C. 1970. Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955. *Geologische Rundschau*, 59, 938-960.
- M.O.P, 2005. Estudio de intrusion salina en acuíferos costeros: Sector Costa Quebrada Los Choros, IV region. *Informe Final*, S.I.T. N°9.
- Maanan, M. & Pouzet, P. 2019. Les paléoévénements extrêmes : Outils et méthodes. *Les risques littoraux dans la Baie de Bourgneuf du XIVe siècle à nos jours: Les enseignements de l'Histoire*, 74-89.
- Mal, S., Singh, R. & Huggel, C., 2018. Introducing Linkages Between Climate Change, Extreme Events, and Disaster Risk Reduction. *Climate Change, extreme events and disaster risk reduction*, 1-14. https://doi.org/10.1007/978-3-319-56469-2_1
- Maturana, J., Bello, M. & Manley, M., 2004. Antecedentes históricos y descripción del fenómeno El Niño, Oscilación del Sur. History and description of “El Niño, Southern Oscillation” phenomenon. *Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile*.
- May, R., 2007. *Climate change biodiversity*. The times Literary Supplement 5427, 3-4.

- May, S. M. et al., 2013. Holocene coastal stratigraphy, coastal changes and potential palaeoseismological implications inferred from geo-archives in Central Chile (29-32°S). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57, 201-228. doi: 10.1127/0372-8854/2013/S-00154
- Mazo, J., 2017. Estudio de los recursos hídricos subterráneos de las cuencas costeras de Quebrada Pachingo y Quebrada Seca y su correlación con la cuenca del río Limari: IV región de Coquimbo, Chile. *Memoria para optar al título de geóloga. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.*
- McCaffrey, R. & Thomson, J., 1980. A record of the accumulation of sediment and trace metals in a Connecticut salt marsh. 22, 165-236.
- Melnick, D. et al., 2018. Back to full interseismic plate locking decades after the giant 1960 Chile earthquake. *Nature Communications*, 9, 3527 doi: 10.1038/s41467-018-05989-6 .
- Merritts, D. & Bull, W., 1989. Interpreting Quaternary uplift rates at the Mendocino triple junction, northern California, from uplifted marine terraces. *Geology* , 17, 1020-1024. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<1020:IQRAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1020:IQRAT>2.3.CO;2)
- Métois, M. et al., 2013. GPS-derived interseismic coupling on the subduction and seismic hazards in the. *Geophysical Journal International*, 126, 644-655. doi:10.1093/gji/ggt418.
- Montecinos, S., Guitiérrez, J.R., Lopez-Cortes, F. & Lopez, D., 2016. Climatic characteristics of the semi-arid Coquimbo Region in Chile. *Journal of Arid Environments*, 126, 7-11. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2015.09.018>.
- Morton, R., Gelfenbaum, G. & Jaffe, B., 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology*, 200, 184-207. doi:10.1016/j.sedgeo.2007.01.003
- Morton, R. & Sallenger, A., 2003. Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers. *Journal of Coastal Research*, pp. 560-573.
- Moscoso, R., Nasi, C. & Salinas, P., 1982. Hoja Vallenar y parte norte de La Serena, Regiones. *Carta Geológica de Chile, N° 55, 1 mapa escala 1:250000. Santiago.*
- Muh, D. et al., 2012. Sea-level history during the Last Interglacial complex on San Nicolas Island, California: Implications for glacial isostatic adjustment processes, paleo-zoogeography and tectonics. *Quaternary Science Reviews*, 37, 1-25. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.010>
- Naranjo, J., 1987. Interpretación de la actividad Cenozoica superior a lo largo de la zona de Falla de Atacama. *Revista Geológica de Chile*, Volume 31, pp. 43-55.
- NASA, O. E., 2020. *Antarctica Melts Under Its Hottest Days on Record*. s.l.:s.n.
- National Geophysical, D. C., 2018. *NOAA National Centers for Environmental Information*. [En ligne] Available at: <https://www.ngdc.noaa.gov/hazel/view/hazards/tsunami/event-data?regionCode=89&country=CHILE> [Accès le 20 juin 2020].
- NCEI/WDS, 2000. National Geophysical Data Center/World Data Service: Global Historical Tsunami Database; NOAA National Centers for Environmental Information: Stennis Space Center. *MI, USA*, p. <https://doi.org/10.7289/V5PN93H7>.
- Niemeyer, H., 1971. Hoyas Hidrográficas de Chile: Cuarta Región. 258-297.

- Nishenko, S., 1985. Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and Southern Peruvian margins of South America: A quantitative reappraisal. *Journal Geophys*, 90, 3589–3615.
- Observatory, N. E., 2020. *Antarctica Melts Under Its Hottest Days on Record*. s.l.:s.n.
- Ocampo, T., 2015. *análisis de la geomorfología y sedimentología de la quebrada Los Choros, Regiones de Atacama y Coquimbo, Chile (29°09' y 29°33'S)*, Santiago: Memoria par optar al título de geólogo.
- Okal, E. & Synolakis, C., 2004. Source discriminants for near-field tsunamis. *Geophysical Journal International*, 158, 899-912. DOI: 0.1111/j.1365-246X.2004.02347.x
- Ortega, C. et al., 2012. Major hydrological regime change along the semi-arid western coast of South America during the early Holocene, *Quaternary Research*. 78, 513-527. doi: 10.1016/j.yqres.2012.08.002
- Ortlieb, L. & Machre, J., 1990. Geocronología y Morfoestratigrafía de terrazas marinas del Pleistoceno Superior: El caso de San Juan-Marcona, Peru. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 81, 87-106.
- Pardo, M., Comte, D. & Monfret, T., 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 11-22. doi:10.1016/S0895-9811(02)00003-2.
- Parish, F. et al., 2008. *Assessment on peatlands, biodiversity and climate change*. s.l.: Global Environment Center, Kulala Lumpur and Wetlands International Wageningen. .
- Paskoff, R., 1970. *Geomorfología de la costa de Chile*. Díaz-Naveas, J., Frutos, J. éd. Santiago, Chile: Geología marina de Chile.
- Paskoff, R., 1993. Geomorfología de Chile semiarido. *Ediciones Universidad de La Serena*.
- Pedoja, K. et al., 2014. Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the Quaternary and Neogene, *Earth-Science Reviews*.132, 13-38.
- Pérez, C., 2005. Cambio Climático: Vulnerabilidad, Adaptación y Rol Institucional.. *Estudio de Casos en el Valle de Elqui. Memoria para Optar al Título de Ingeniero Civil Ambiental; Facultad de Ingeniería, Universidad de La Serena: La Serena, Chile*.
- Péroche, M., 2016. La gestion de crise tsunami dans la Caraïbe: contribution géographique aux dispositifs d'alerte et d'évacuation des populations, Thèse de Doctorat. *Université Paul Valéry, Montpellier 3*, 409.
- Plafker, G. & Savage, J., 1970. Mechanism of the Chilean earthquake of May 21 and 22, 1960. *Geological Society America Bulletin*, 81,1001-1030.
- Raji, O. et al., 2015. Extreme sea events during the last millennium in the northeast of Morocco. *Natural Hazard and Earth System Sciences* , 15, 203–211. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.01.033>
- RAMSAR, 1990. Proceeding of the Third Meeting of the Conference of the. *UICN, Gland, Suiza*.
- Rutllant, J. & Montecinos, V., 2002. Multiscale upwelling forcing cycles and biological response off northcentral Chile. *Revista Chilena De Historia Natural*, 7, 217-231. doi: 10.4067/S0716-078X2002000100020

- Rutllant, J. & Fuenzalida, H., 1991. Southern Hemisphere Circulation Signals in connection with winter rainfall forecasting in central Chile. *IAEA, UNESCO and International Centre for Theoretical Physics, Internal Report, IC/91/64*.
- Rutllant, J. & Fuenzalida, H., 1991. Synoptic aspect of the central Chile rainfall variability associated with the southern oscillation. *International Journal of Climatology*, 11, 63-76. <https://doi.org/10.1002/joc.3370110105>.
- Sabatier, P. et al., 2008. Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, south of France).. *Marine Geology*, 251, 224–232. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00329922>
- Saier, M., 2007. Climate Change, 2007. *Water, Air & Soil Pollution*, 181 (1),1-2.
- Saillard, M., 2008. "Dynamique géomorphologique du soulèvement côtier pléistocène des Andes Centrales: étude de l'évolution géomorphologique et datations (10BE) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou-Nord Chili)". *Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias de la Tierra y el Medioambiente. Université de Toulouse..*
- Saillard, M. et al., 2009. Non-steady longterm uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from ¹⁰Be dating. *Earth Planet. Science Letters*, 277, pp. 50-63.
- Sakate, K., Heidarzadeh, M., Quiroz, M. & Cienfuegos, R., 2020. history and features of trans-oceanic tsunamis and implication for paleo-tsunamis studies. *Earth-Sciences reviews*, 202, 103-112.
- SEO, S. d. E. O., 1994. Bulletin de la Société des Études Océaniques (BSEO). 6,261-262.
- SERNAGEOMIN, 2017. Primer catastro nacional de desastres naturales, Chile. p. 45.
- Shennan, I., Garrett, E. & Barlow, N., 2016. Detection limits of tidal-wetland sequences to identify variable rupture modes of megathrust earthquakes. *Quaternary Science Reviews*, 150, 1-30. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.08.003>
- Sievers, C., Villegas, C. & Barros, G., 1963. The seismic sea wave of 22 May 1960 along the Chilean coast. *Bulletin Seismological Society America*, 53, 1125-1190.
- Solomon, S. et al., 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Contribution of working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the IPCC, viii. Cambridge University Press. Cambridge, New York, 996pp.
- Soto, M.V., Arriagada-Gonzalez, J. & Cabello, M. 2014. The Accretional Beach Ridge System of Tongoy Bay: An Example of a Regressive Barrier Developed in the Semiarid Region of Chile. *Recent Adv. Petrochem. Sci. (RAPSCI)*, 4, 1-8. doi: 10.19080/RAPSCI.2018.04.555641
- Tech, V. 2018. Climate change sea level rises could increase risk for more devastating tsunamis worldwide: Even minor sea-level rise, by as much as a foot, poses greater risks. *ScienceDaily*.
- Thiele, R. & Pincheira, M. 1987. Tectonica transpresiva y movimiento de desgarre en el segmento sur de la zona de Falla Atacama, Chile. *Revista Geologica de Chile*, 31, 77-94.
- Trenberth, K., 1997. The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12), 2771-2777. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<2771:TDOENO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<2771:TDOENO>2.0.CO;2)
- Trenberth, K. et al., 2007. Observations. Surface and Atmospheric Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 236-336.

- Urrutia, H. & Lazcano, C., 1993. Catástrofes en Chile 1541–1992. *Editorial La Noria*. Santiago, Chile.
- Van Dorn, W., 1987. Tide gage response to tsunamis. Part II: Other oceans and smaller seas. *Journal of physical oceanography*, 17, 1507-1516. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1987\)017<1507:TGRTP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017<1507:TGRTP>2.0.CO;2)
- Van Husen, C., 1967. Klimagliederung in Chile auf der Basis von Häufigkeitsverteilungen der Niederschlagssummen. *Freiburger Geographische Hefte*, 4, 1-113.
- Vigny, C. et al., 2011. The 2010 Mw 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. *Science* (New York, N.Y.), *Science*, 332, 1417-1421.
- Villagran, C., 2007. Dinámica costera en el Sistema de bahías comprendidas entre Ensenada Los Choros y Bahía Coquimbo. *Memoria de Título, Universidad de Chile, Escuela de Geografía*. 120.
- Villanova, I., Prieto, A. R. & Espinosa, M., 2005. Palaeoenvironmental evolution and sea-level fluctuations along the southeastern Pampa grasslands coast of Argentina during the Holocene. *Journal of Quaternary Science*, 21(3), 227-242. <https://doi.org/10.1002/jqs.953>
- Viviani, C., 1994. Proyecto Punta de Choros. Ediciones Universidad de la Serena.. *Facultad de Humanidades, La Serena*.
- Wang, H. et al., 2014. How well do global climate models simulate the variability of Atlantic tropical cyclones associated with ENSO?. *Journal of Climate*, 27(15), 5673-5692. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00625.1
- Wardrop, D., Fennessy, S., Moon, J. & Britson, A. J. 2016. Effects of Human Activity on the Processing of Nitrogen in Riparian Wetlands: Implications for Watershed Water Quality. *Natural and Constructed Wetlands*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-38927-1_1
- Webster, P., Holland, G., Curry, J. & Chang, H. 2005. Change in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, 309, 1844-1846. doi: 10.1126/science.1116448
- Weinstein, M. & Kreeger, D., 2000. Concepts and Controversies in Tidal Marsh Ecology. <http://ebooks.kluweronline.com> éd. London: Kluwer Academic Publishers.
- Welkner, D. & Arevalo, C. 2002. The Carrizal Bajo Breccias: indications of contemporaneity between two end member magmas in a Late Triassic Extensional setting, northern Chile.. *In International Symposium on Andean Geodynamic*, IRD éditions(5), pp. 697-700.
- Welkner, D., Arevalo, C. & Godoy, E. 2006. Geología del área Freirina-El Morado, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería.. *Carta Geológica de Chile. mapa de escala 1:1000.000*,
- Yang, S. & Oh, J.-H. 2020. Effects of modes of climate variability on wave power during boreal summer in the western North Pacific. *Scientific Reports*, 10(5187). <https://doi.org/10.1038/s41598-020-62138-0>
- Ye, L., Lay, T., Kanamori, H. & Koper, K. 2015. Rapidly estimated seismic source parameters for the 16 September 2015 Illapel, Chile Mw8.3 Earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 173, 321-332. <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1202-y>