



“EL ENSO DURANTE EL ÚLTIMO
INTERGLACIAL (130-116 KA AP)
REGISTRADO POR FÓSILES DE
MESODESMA DONACIUM (BIVALVIA:
MESODESMATIDAE) EN EL PERÚ”

TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DEL MAR

ROLF ALDO RIVAS BLAS

LIMA - PERÚ

2021

ASESOR

Dr. Matthieu Carré

Profesor del Programa de Maestría en Ciencias del Mar

Universidad Peruana Cayetano Heredia (UPCH)

JURADO DE TESIS

DR. Jorge Aquiles Cardich Salazar

PRESIDENTE

DR. José Enrique Machare Ordoñez

VOCAL

DR. Pedro Miguel Tapia Ormeño

SECRETARIO

DEDICATORIA

A los jóvenes peruanos que inician en
la investigación científica, por su
esfuerzo en hacer ciencia a pesar de
todas las adversidades y limitaciones.

AGRADECIMIENTO

La presente tesis fue ejecutada gracias la beca parcial del programa MAGNET-UPCH “Clima, paleoambientes y biodiversidad en sistemas marinos acuáticos continentales (007-2017-FONDECYT)”, coordinado por el Dr. Dimitri Gutiérrez Aguilar, y que fue financiada por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONCYTEC), y permitio la realización de los estudios de maestria en Ciencias del Mar de la Universidad Peruana Cayetano Heredia. Así mismo agradezco a la Universidad Peruana Cayetano Heredia por las facilidades brindadas para la realización de la presente investigación.

Agradezco a mi asesor, Dr. Matthieu Carré, por sus enseñanzas, apoyo y paciencia para desarrollar esta investigación. También agradezo al Dr. Dimitri Gutiérrez por su confianza, tiempo y enseñanzas dedicado a formar nuevos investigadores en Ciencias del Mar en nuestro país y además gracias a los profesores de la maestria por sus excelentes enseñanzas. Gracias a Ernesto Fernandez del Laboratorio de Geología Marina del Instituto del Mar del Perú, por permitirme el uso de sus instalaciones y colaboración para tomar fotos a las conchas.

Agradezo el financiamiento otorgado por la Movilización en CTI-Pasantías 2019-01 brindada por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONCYTEC) que me permitió realizar la pasantia de investigación en el Laboratorio de Paleoceanografía y Paleoclimatología de la Escuela de Artes, Ciencias y Humanidades de la Universidad de Sao Paulo. Así mismo agradezco al Dr. Cristiano Chiessi y Dr. Stefano Crivellari quienes me acogieron muy amablemente y apoyaron durante la pasantia.

También agradezco Adelina, Trafaga, Ricolax, Adalucía, Claux, Willie, Lucía, Pedro y Juan Carlos con quienes comparti sonrisas, alegrías, tristezas, consejos, coleras y mucho más durante las clases y desarrollo de la tesis. Agradezco a mi madre Margot Blas y la Señora Vilma por su apoyo incondicional siempre hacia mi y Micaela. Gracias a Fanny lu siempre por darme animos y por tu paciencia.

ÍNDICE

1. Introducción.....	1
2. Planteamiento de la investigación.....	3
2.1. Planteamiento del Problema.....	3
2.2. Justificación del estudio	4
2.3. Objetivos.....	5
2.3.1. Objetivo general.....	5
2.3.2. Objetivos específicos	5
2.4. Hipótesis	6
3. Marco Teórico	7
3.1. Oceanografía actual en el Océano Pacífico este y clima en la costa de Perú.....	7
3.2. El ENSO	9
3.3. Reconstruir el pasado del ENSO.....	18
3.4. Reconstruir ENSO usando <i>Mesodesma donacium</i>.....	19
3.5. El ultimo interglacial.....	25
3.6. El ENSO durante el último interglacial.....	36
4. Metodología	40
4.1. Diseño del estudio	40
4.2. Operacionalización de variables.	41
4.3. Sitio de estudio	43

4.4. Material de estudio	51
4.4.1. Conchas para reconstruir la estratigrafía isotópica	51
4.4.2. Conchas para la reconstrucción paleoclimática de resolución mensual	52
4.5. Procedimientos y técnicas	52
4.5.1. Estratigrafía isotópica	52
4.5.1.1. Preparación de muestra.....	52
4.5.1.2. Cálculo de valor teórico de $\delta^{18}\text{O}$ de aragonita de <i>M. donacium</i>	53
4.5.2 Reconstrucción de la variabilidad de la TSM y el ENSO	54
4.5.2.1. Preparación de muestras	54
4.5.2.2. Marco cronológico <i>M. donacium</i>	55
4.5.2.3. Micromuestreo.....	56
4.5.2.4. Mediciones de $\delta^{18}\text{O}$.....	56
4.5.2.5. Ajuste del marco cronológico interno de las conchas	59
4.5.2.6. Reconstrucción de temperatura superficial del mar (TSM) y amplitud estacional de la temperatura superficial del mar	60
4.5.2.7. Comparación de la estacionalidad de la TSM y ENSO entre MIS 5e, Holoceno y periodo actual.....	61
4.5.2.7.1. Datos y correcciones	61
4.5.2.7.2. Análisis estadístico.....	62

5. Resultados	63
5.1. Estratigrafía de $\delta^{18}\text{O}$ de la terraza marina Pampa El Palo	63
5.2. Registros isotópicos en las conchas del MIS 5e	65
5.3. Temperatura superficial del mar y $\Delta\text{TSM } ^\circ\text{C}$	68
5.4. Características y comparación de registros de ENSO	71
6. Discusión	74
6.1. Cronología de la terraza marina Pampa El Palo	74
6.2. Variabilidad estacional de $\delta^{18}\text{O}$ en las conchas	75
6.3. Estacionalidad de la insolación y temperatura superficial del mar	76
6.4. Estado promedio del clima en el Pacífico sur-este en el MIS 5e de Perú	78
6.5. Actividad de ENSO en el MIS 5e	79
6.6. Relación entre la insolación y el ENSO.	84
6.7. Implicancia de los resultados en modelos climáticos y el calentamiento global futuro	85
7. Conclusiones	88
8. Recomendaciones	90
9. Referencias bibliográficas	91
10. Anexos	

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Diagrama que muestra Fase normal (neutra), cálida (El Niño) y fría (La Niña) del ENSO. Figura tomada del Laboratorio Ambiental Marino del Pacífico/Administración Nacional Oceánica Atmosférica..... 11
- Figura 2.** Índice de El ENSO multivariado entre 1950 y el 2015. Valores negativos del MEI representan una fase fría del ENSO (La Niña). Un valor positivo del MEI representa una fase cálida del ENSO (El Niño). Figura tomada de www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei..... 12
- Figura 3.** Tipo del ENSO espacialmente (El ENSO Pacífico Central y Oriental). Figura tomada de Capotondi et al, 2015. 13
- Figura 4.** Cambios en la variabilidad del ENSO usando diferentes modelos climáticos. Figura tomada de Collins et al., 2010. 18
- Figura 5.** Distribución geográfica de *Mesodesma donacium* (Lamarck, 1818): Bahía de Sechura (Perú, a ~ 5°S) hasta la Isla Chiloe en 1980 (sur de Chile, a ~ 43°S)..... 20
- Figura 6.** Líneas de crecimiento diarias, quincenales y mensuales en concha de *M. donacium*. Las flechas gruesas indican las marcas anuales de verano. Las flechas finas indican ciclos quincenales. A: Sección de una concha mostrando 12 ciclos quincenales (círculos blancos) identificados entre la última marca anual y el borde de la concha. B: Marca anual simple. C: Marca anual doble. D: Ciclo quincenal en crecimiento rápido. Las líneas diarias de marea están visibles. E y F: Ciclos quincenales de crecimiento más lento. Figura de Carré, 2017..... 23

Figura 7. Ciclo de precesión, Oblicuidad, concentración CO₂ atmosférico obtenido de un núcleo de hielo, y $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos del stack global de Lisiecki y Raymo (2005). Las líneas horizontales muestran el tiempo máximo de oblicuidad. 27

Figura 8. Temperatura superficial del mar a partir del índice de insaturación de alquenonas (Uk'37) en Lima (Rein et al, 2007) y Arequipa (Shaari et al, 2013).. 29

Figura 9. Comparación de registros geoquímicos en el Sitio 1229E (Contreras et al., 2010) con estimaciones de productividad primaria en el sistema de afloramiento peruano y el gradiente de temperatura de la superficie del mar (TSM) zonal en Pacífico ecuatorial durante los últimos 145 ka. (a) La TSM (°C) reconstruida a partir del índice de insaturación de alquenona muestra un calentamiento de 3°C durante el último interglacial. (b) Porcentaje de carbono orgánico total (TOC). (c) Concentración de 1,14 alquil diol C28, un biomarcador para diatomeas Proboscia [Sinninghe Damsté et al., 2003]. (d) Abundancia relativa de diatomeas de agua dulce. (e) Suma de concentraciones de alcanos n-C25 a C35 derivadas principalmente de ceras foliares. (f) Concentraciones de α -amirina derivada de angiospermas. (g) Paleoestimaciones de productividad primaria ($\text{gC m}^{-2} \text{año}^{-1}$) basadas en diatomeas marinas en sitio ODP 681 (11 ° S; misma ubicación que el sitio ODP 1229) [Schrader, 1992], y asociaciones de foraminíferos bentónicos en el sitio Y71-6-12 [Loubere et al., 2003]. (h) TSM reconstruida por Lea et al. [2000] usando datos de Mg / Ca de foraminíferos planctónicos en el Pacífico ecuatorial occidental (Sitio 806B; 0.32 ° N 159.37 ° E [2520m]) y oriental (Sitio TR163-19; 2.27 ° N 90.95 ° W [2348m]) en los últimos 145 ka. Superpuesto está el gradiente zonal de TSM en Pacífico ecuatorial (línea continua) calculado a partir de la diferencia de la TSM (Delta TSM W-E) entre el Pacífico ecuatorial occidental y

oriental. Delta TSM se calculó removiendo la TSM oriental más fría de los promedios de TSM occidental más cálida para MIS 6, MIS 5e (LIG), MIS 5 (excluyendo LIG), MIS 4, MIS 3 y MIS 2. Los números pares e impares en el panel central muestran a los estadios isotópicos marinos (MIS) interglaciares (3 y 5) y glaciales (4 y 6) y H indica Holoceno tardío. La barra gris a lo largo de la Figura se refiere al LIG. Todas las concentraciones de marcadores moleculares ($\mu\text{g g}^{-1}$) se normalizaron mediante TOC ($\mu\text{g g}^{-1}$ TOC). Figura tomada de Contreras et al., 2010..... 30

Figura 10. Diagrama de porcentaje de taxas vegetales y concentración de polen total (grano/cm³) entre los 136 ka y 116 ka antes del presente en el testigo LT01-2B (Lago Titicaca). Figura tomada de Hanselman et al., 2005..... 33

Figura 11. Registro paleoclimático de 400 ka del lago Titicaca. Se muestra el aumento de la salinidad durante las etapas interglaciares (gris sombreado). Figura tomada de Baker et al., 2015..... 34

Figura 12. Figura superior: espectro de potencia Blanckman-Tukey para $\delta^{18}\text{O}$ de corales fósiles. Figura del medio: espectro de potencia de la ATSM de la región NIÑO 3 para los años 1856-1976. Figura inferior: espectro de potencia de la ATSM en la región Niño 3 para los años 1969-1998. Figura obtenida de Hughen et al., 1999..... 37

Figura 13. Desviación estándar de banda filtrada de 2.5 a 7 años de la serie de tiempo de todos los corales modernos y fósiles discutidos en Tudhope et al, 2001. Asterisco indican que la serie de tiempo es menor a 30 años. Líneas horizontales indican la variabilidad de valores (+/-1 sigma) en ventanas de 30 años en el registro

coral moderno. Las barras negras y grises representan corales modernos y fósiles respectivamente. Figura obtenida de Tudhope et al., 2001.....	38
Figura 14. Tasa de flujo lítico (línea negra) e insolación ecuatorial de marzo menos setiembre (línea naranja) en ventanas de hace 0-20 k años y 100-130 k años. Figura tomada de Rein et al., 2007.....	39
Figura 15. Esquema del diseño de investigación. Etapas para determinar estratos del último interglacial en la terraza marina Pampa el Palo y reconstruir la TSM, el ciclo estacional de la TSM y actividad del ENSO en el último interglacial. Los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ del Holoceno y periodo actual (siglo XX) fueron obtenidos de Carré et al., 2014.....	41
Figura 16. Serie de tiempo de ATSM de la estación costera de IMARPE en Ilo (línea negra) e Índice del Niño Costero (ICEN). Índice Costero El Niño (ICEN; ENFEN 2012) es la media móvil de 3 meses de la anomalías de la temperatura superficial del mar en la región Niño 1+2 con respecto a la climatología de 1981-2010 (Fuente: http://www.met.igp.gob.pe/datos/icen.txt).	44
Figura 17. Área de estudio: Pampa del Palo, Ilo, Moquegua, Perú.	45
Figura 18. Vista lateral y vertical de la terraza marina Pampa del Palo. Los números romanos (I, II, III, IV y V) son las unidades marinas. La escala en blanco y negro indica la altura (m) de la terraza a partir del nivel del mar. Los números del 01 al 53 representan los niveles muestrados en la terraza. Las Figuras (A, B, C, D y E) corresponden a los estratos (V, IV, III, II y I) . Figura tomada de Cordova, 2020.	49
Figura 19. Vista vertical de la terraza Pampa del Palo. Foto de M. Carré.....	50

Figura 20. Vista de conchas de moluscos en la terraza Pampa del Palo. Foto de M. Carré.....	51
Figura 21. (A) Estratigrafía de la terraza marina Pampa el Palo (Cordova, 2020). Los números romanos (I, II, III, IV y V) son las unidades marinas de la terraza. (B) Valores de $\delta^{18}\text{O}$ medidas en conchas de <i>M. donacium</i> . Los cuadrados rojos indican los niveles de donde se colectaron las conchas de <i>M. donacium</i> para la reconstrucción paleoclimática de ENSO. (C) valores teóricos $\delta^{18}\text{O}$ de <i>M. donacium</i> calculados a partir de las anomalías de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos y valores de TSM del testigo 846 (3° S, 91 °W; profundidad 3296 m) (Lawrence et al., 2006; Mix et al., 1995). Las líneas verdes representan el rango de valores de $\delta^{18}\text{O}$ medidos en la terraza. Las líneas azules representan las correlaciones tentativas entre los picos de $\delta^{18}\text{O}$ de la estratigrafía de la terraza Pampa el Palo con la estratigrafía isotópica marina.	64
Figura 22. Perfiles de $\delta^{18}\text{O}$ (línea negra) y $\delta^{13}\text{C}$ (línea rosa). Los valores isotópicos se posicionaron en un eje de tiempo mensual en base a las líneas de crecimiento bisemanales con una incertidumbre de +/- 2 meses (Carré et al., 2007).....	66
Figura 23. Valores de promedios de $\delta^{18}\text{O}$ corregidos del efecto del volumen polar y de $\delta^{13}\text{C}$ de conchas de <i>M. donacium</i> en Ilo, Moquegua, Perú. Los valores actuales de $\delta^{13}\text{C}$ fueron corregidas del efecto Suess (-0.5 ‰) (Eide et al, 2017).	67
Figura 24. Reconstrucción del promedio anual y rango estacional de la TSM para el periodo actual, Holoceno y MIS 5e obtenido de valores de $\delta^{18}\text{O}$ de <i>M. donacium</i> en Ilo, Moquegua, Perú. (A) El valor promedio de TSM obtenidos de conchas individuales (rombo rojo) con la incertidumbre asociada al valor isotópico del mar (barras negras) y el valor promedio de las 10 conchas (cuadrado rojo). (B) Rangos	

estacionales de la amplitud de la TSM obtenidos de conchas individuales (rombo rojo) y el valor de la mediana de las 10 conchas (cuadrado rojo)..... 70

Figura 25. (A) Mediana, (B) varianza y (C) asimetría ΔT °C para el periodo actual, Holoceno y MIS 5e. 72

Figura 26. Distribución de frecuencias de ΔT °C para el periodo actual (A), Holoceno (B) y MIS 5e (C)..... 73

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Variables independientes y dependientes.....	42
Tabla 2. Promedio y desviación estándar calculados a partir de los estándares internos en isolab, Universidad de Washington.	58
Tabla 3. Desviación estándar calculada a partir del estándar en el Laboratorio de Paleoclimatología y Paleoceanografía de la universidad de Sao Paulo.	58
Tabla 4. Estadísticos del $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ y TSM obtenido de conchas de <i>M. donacium</i> del MIS 5e (este estudio), del periodo actual y del Holoceno (Carré et al., 2014).	67
Tabla 5. Valores de estadísticos hallados a partir de datos Δ ($\delta^{18}\text{O}$) y ΔT °C.	69

ANEXOS

TABLAS

Tabla A 1. Codificación de niveles de la terraza Pampa del Palo, altura de cada nivel, altura acumulada y valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos en conchas de <i>Mesodesma donacium</i>	103
Tabla A 2. Número de líneas quincenales definidas y micromuestras de conchas de <i>Mesodesma donacium</i> de la terraza Pampa del Palo.....	105
Tabla A 3. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 6A-1a de <i>M. donacium</i>	106
Tabla A 4. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 6A-2a de <i>M. donacium</i>	107
Tabla A 5. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 8A-1a de <i>M. donacium</i>	108
Tabla A 6. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 8A-2B de <i>M. donacium</i>	110
Tabla A 7. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 8A-3A de <i>M. donacium</i>	111
Tabla A 8. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 9-10A de <i>M. donacium</i>	112
Tabla A 9. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 14CB de <i>M. donacium</i>	113
Tabla A 10. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 15D-1C de <i>M. donacium</i>	116

Tabla A 11. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 15D-2a de <i>M. donacium</i>	117
Tabla A 12. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 17DA de <i>M. donacium</i>	118
Tabla A 13. $\Delta\delta^{18}\text{O}$ y ΔT calculadas para el periodo actual (siglo XX), Holoceno y MIS 5e.....	120

FIGURAS

Figura F 1. Sección transversal de la concha fósil <i>Mesodesma donacium</i> (6A-1).	130
Figura F 2. Sección transversal de la concha fósil <i>Mesodesma donacium</i> (6A-2).	130
Figura F 3. Sección transversal de la concha fósil <i>Mesodesma donacium</i> (8A-1).	130
Figura F 4. Sección transversal de la concha fósil <i>Mesodesma donacium</i> (8A-2).	131
Figura F 5. Sección transversal de la concha fósil <i>Mesodesma donacium</i> (8A-3).	131
Figura F 6. Sección transversal de la concha fósil <i>Mesodesma donacium</i> (9-10A).	131
Figura F 7. Sección transversal de la concha fósil <i>Mesodesma donacium</i> (14C).	132
Figura F 8. Sección transversal de la concha fósil <i>Mesodesma donacium</i> (15D-1)	132

Figura F 9. Sección transversal de la concha fósil *Mesodesma donacium* (15A-2).

..... 132

Figura F 10. Sección transversal de la concha fósil *Mesodesma donacium* (17D).

..... 133

Resumen

Para comprender si el ENSO es sensible al calentamiento global futuro es necesario realizar reconstrucciones bajo diferentes condiciones climáticas en el pasado. Esto porque los registros instrumentales son muy cortos para evaluar la variabilidad interanual simulada por modelos a escalas de tiempo relevantes para la futura adaptación. A partir de reconstrucciones paleoclimáticas en el Holoceno medio se ha hipotetizado que el ENSO parece ser sensible a las variaciones orbitales en la distribución estacional de energía solar. Sin embargo esto aún es discutido, porque las reconstrucciones muestran mucha variabilidad y el mínimo de actividad de ENSO en el Holoceno no ocurre durante el máximo de contraste estacional de insolación. El último máximo interglacial o MIS 5e (~125 ka) brinda la oportunidad de aportar a esta hipótesis, ya que este periodo se caracteriza por presentar variaciones del ciclo estacional de la insolación mayor que durante el Holoceno. Las conchas fueron obtenidas de la terraza Marina Pampa del Palo ubicada en Ilo, Moquegua, Perú (17° 41' 44.8'' S, 71° 20' 45.3'' W). Las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ en la estratigrafía de la terraza fueron comparados con la estratigrafía isotópica teórica de *M. donacium* para determinar estratos correspondientes al periodo MIS 5e, en los cuales las conchas fósiles fueron seleccionadas. Las 10 conchas seleccionadas representan ventanas cortas (2-5 años) de alta resolución que registran un total de 30.8 años, que muestran un ciclo estacional de la temperatura superficial del mar 40 % y 25 % mayor comparado con el ciclo registrado por conchas de la misma especie en el Holoceno y el periodo actual (siglo XX) respectivamente. La variabilidad climática interanual asociada al ENSO registrada en el MIS 5e es de

un nivel extremo, 5 y 4.4 veces mayor comparado con el Holoceno y el periodo actual respectivamente. La variabilidad interanual fue producida por eventos ENSO muy fuertes. Nuestros resultados no soportan la hipótesis que ENSO es sensible a los cambios de la insolación pero si refuerza la relación positiva encontrada entre el ciclo estacional de temperatura superficial del mar y la amplitud del ENSO en esta región. Mostramos que el rango de variabilidad de ENSO es mucho más amplio de lo que se ha observado en los registros instrumentales o paleoclimáticos recientes, abriendo así la posibilidad de cambios futuros de una amplitud inesperada.

Palabras claves: ENSO, MIS 5e, *Mesodesma donacium*, insolación, terraza marina.

Abstrac

To understand whether ENSO is sensitive to future global warming it is necessary to perform reconstructions under different past climatic conditions. This is because the instrumental records are too short to assess the interannual variability simulated by models at relevant time scales for future adaptation. Middle Holocene paleoclimatic reconstructions have served to hypothesize that ENSO appears to be sensitive to orbital variations which are related to the seasonal distribution of solar energy. However, this is still under scrutiny, because reconstructions show strong variability and the minimum of ENSO activity in the Holocene did not occur during the maximum seasonal contrast of insolation. The last interglacial maximum or MIS 5e (~ 125 ka) provides an opportunity to contribute to this hypothesis, since this period is characterized by presenting variations in the seasonal cycle of insolation greater than during the Holocene. This work presents a reconstruction of the seasonal variability of the sea surface temperature (SST) and the ENSO activity level in the southern coast of Peru during the MIS 5e period using month-scale $\delta^{18}\text{O}$ records in ten fossil shells of the bivalve *Mesodesma donacium*. They were collected from the Pampa del Palo marine terrace, located in Ilo, Moquegua, Perú (17° 41' 44.8'' S, 71° 20' 45.3'' W). $\delta^{18}\text{O}$ variations in the stratigraphy of the terrace were compared with the theoretical isotope stratigraphy of *M. donacium* in order to determine the layers corresponding to MIS 5e, in which the fossil shell were selected. The 10 shells represent high-resolution short intervals (2-5 years) recording 30.8 years and showing an SST seasonal cycle 40 % and 25 % higher compared to the cycle recorded by shells from the same species during the Holocene or Recent (XX century) respectively. Interannual climate variability related to

ENSO and recorded in the MIS 5e is extreme, 5 and 4.4 times higher compared to the Holocene and the present day respectively. The interannual variability was produced by very strong ENSO events. Our results don't support the hypothesis of ENSO's sensitivity to changing insolation but reinforce the positive relationship found between the SST seasonal cycle and ENSO amplitude in this region. We show that the ENSO variability range is wider than previously observed in modern or paleoclimatic instrumental records and thus opening the possibility of future unexpected changes in its amplitude.

Keywords: ENSO, MIS 5e, *Mesodesma donacium*, insolation, marine terrace

1. Introducción

El Niño-Oscilación Sur (ENSO por sus siglas en inglés) es el fenómeno natural océano-atmosférico que es la principal fuente de variabilidad climática interanual a nivel global (Cane et al., 1986; Philander., 1990). Se caracteriza por variaciones interanuales en la temperatura superficial del mar (TSM) en el océano Pacífico Ecuatorial y en la circulación atmosférica afectando ecosistemas y economías a nivel global (Sarachik y Cane, 2010; Ramírez et al., 2017). La variabilidad e intensidad natural de ENSO en el futuro podría variar por cambios generados por el incremento de gases de efecto invernadero (GEI) de origen antropogénico (Collins et al., 2010; Taschetto et al., 2014; Dominguez et al., 2010). Estos cambios podrían tener mayores impactos negativos en los ecosistemas y economías a nivel global de los ya conocidos como inundaciones y sequías. Los datos instrumentales son aún insuficientes para cubrir un rango amplio de condiciones climáticas y para evaluar salidas de modelos climáticos en proyecciones futuras (Cobb et al., 2013). Los modelos actuales además no simulan el ENSO de manera muy realista, por lo que aún no es posible predecir el comportamiento futuro de ENSO (Collins et al., 2010). Reconstrucciones paleoclimáticas del ENSO permiten documentar su comportamiento bajo diferentes condiciones climáticas para identificar los forzantes que influyen en su actividad, y conocer el rango potencial de su actividad.

A partir de reconstrucciones de ENSO en el Holoceno se hipotetizó que el ENSO es sensible a cambios en la geometría del orbito terrestre (forzante orbital) (Rein et al., 2007; Carré et al., 2014). El mayor contraste estacional de insolación en el hemisferio norte hubiera provocado una disminución significativa de la variabilidad climática asociada al ENSO durante el Holoceno medio (3-6 ka) (Koutavas et al.,

2012; Carré et al., 2014; Chen et al., 2016). El último interglacial o MIS 5e (130-116 ka) es un periodo interesante porque las temperaturas globales fueron igual o mayores que las actuales y que hubo un fuerte forzante orbital mayor que en el Holoceno. Por lo tanto, el MIS 5e es un periodo que brinda la oportunidad de analizar la relación entre el forzamiento orbital y el ENSO.

Dos reconstrucciones de ENSO en el Pacífico occidental midiendo $\delta^{18}\text{O}$ en corales registran un nivel de variabilidad similar al actual (Tudhope et al., 2001; Hughen et al., 1999). En el Pacífico oriental existe un estudio basado en el flujo litico en sedimentos marinos (Rein et al., 2007) cuya interpretación sigue incierta. En esta investigación proponemos completar esta falta de datos gracias a terrazas marinas de la costa peruana que contienen sedimentos marinos y moluscos fósiles del MIS 5e. Las terrazas marinas son elevaciones geográficas que se formaron por la variación del nivel del mar y la actividad tectónica entre la plaza de Naza y sudamericana. Contienen abundantes fósiles de moluscos que representan archivos de alta resolución de las condiciones oceanográficas pasadas. Entre ellos se encuentra *M. donacium*, un bilvalvo de rápido crecimiento que actualmente habita playas arenosas en Perú, que permite cuantificar de manera confiable la variabilidad mensual de la temperatura superficial del mar (TSM) y la actividad de ENSO en el pasado usando variaciones $\delta^{18}\text{O}$ medido en las conchas (Carré et al., 2013, 2014). La alta resolución del archivo nos permite evaluar la relación entre la actividad del ENSO, las condiciones promedias del sistema upwelling y la amplitud del ciclo estacional de temperatura, un parámetro de importancia en la dinámica de ENSO (Carré et al., 2014).

2. Planteamiento de la investigación

2.1. Planteamiento del Problema

Si queremos comprender si el ENSO es sensible a los cambios climáticos globales, se necesita conocer la actividad del ENSO en diferentes condiciones climáticas. Sin embargo, los datos obtenidos instrumentalmente hasta la actualidad no cubren un largo periodo de tiempo para caracterizar la variabilidad natural de ENSO durante periodos de cambio climático (Cobb et al., 2013; Vega-Westhof et al., 2017).

El comportamiento del ENSO bajo diferentes climas se puede explorar con simulaciones en modelos climáticos. Sin embargo, los registros instrumentales son muy cortos para evaluar la variabilidad interanual simulada por modelos a largas escalas de tiempo relevantes para la futura adaptación. Las reconstrucciones paleoclimaticas ofrecen la oportunidad de evaluar la habilidad de los modelos en representar el ENSO en condiciones distintas a la actual. Las comparaciones entre datos y modelos paleoclimaticos han revelado incertidumbres importantes (Emile-Geay et al., 2016). Por ejemplo, los modelos climáticos no simulan la relación entre la amplitud del ciclo estacional de la TSM y el ENSO encontrado en las reconstrucciones para el Holoceno en el Pacífico central y oriental (Emile-Geay et al., 2016).

Las reconstrucciones paleoclimaticas del ENSO en el Holoceno y LGM sugieren una relación con el ciclo anual de la TSM en el Pacífico Ecuatorial (Emile-Geay et al., 2016) y con la intensidad de la circulación de Walker (Sadokov et al, 2013) que requieren confirmarse por la poca cantidad de registros paleoclimaticos de resolución mensual de ENSO, discrepancia entre los registros existentes y

diferencias con las simulaciones climáticas actuales. Las reconstrucciones durante el Holoceno muestran mucha variabilidad (Cobb et al., 2013; Emile-Geay et al., 2016) y el mínimo de actividad de ENSO en el Holoceno no ocurre durante el máximo de contraste estacional de insolación sino durante el periodo 3-6 ka (Carré et al., 2014; Emile-Geay et al., 2016.; Koutavas et al., 2012; Chen et al., 2016). Por lo tanto, las reconstrucciones del ENSO todavía no permiten contestar claramente sobre la sensibilidad de ENSO al forzamiento orbital. Se necesitan más reconstrucciones confiables del ENSO en zonas sensibles y en épocas de fuerte contraste estacional de insolación.

2.2. Justificación del estudio

El último máximo interglacial o MIS 5e (130-116 ka) es un periodo de calentamiento global caracterizado por cambios del forzante orbital de mayor amplitud que los ocurridos durante el Holoceno. Un máximo de temperatura global ($\sim +1-3^{\circ}\text{C}$) y del nivel del mar (+2-3m) es observado aproximadamente a 125 ka cuando el contraste estacional de insolación es máximo en el hemisfero norte y mínimo en el hemisfero sur (Hearty et al., 2007; Brocas et al., 2018). Estas características hacen de este periodo un caso de estudio interesante para estudiar el comportamiento de ENSO en condiciones climáticas distintas de la actual. Sin embargo, los datos sobre ENSO en el MIS 5e son muy escasos.

En el Pacífico oriental sólo existe una tentativa reconstrucción de ENSO para el MIS 5e (Rein et al., 2007) a partir del flujo lítico descargado al mar por un río de la costa central. La interpretación de ese registro es problemática porque la descarga fluvial de los ríos en la costa peruana depende directamente de las lluvias en los

andes y varían con el monzón sudamericano y no solamente con ENSO. Una reconstrucción de la actividad en ENSO durante el MIS5e en el Pacífico oriental usando un archivo más directo es entonces necesaria.

Los depósitos marinos del MIS 5e están emergidos por el levantamiento tectónico en varias partes de la costa peruana, formando terrazas marinas que contienen abundantes fósiles de moluscos. Entre los fósiles de moluscos se encuentra el bivalvo *M. donacium*, un archivo confiable para reconstruir la estacionalidad de la TSM y el ENSO (Carré et al., 2013). Los fósiles de las terrazas marinas del Perú, como la de Pampa el Palo en Ilo, son una oportunidad única para aportar nuevos datos del ENSO durante el MIS 5e en una zona sensible.

2.3. Objetivos

2.3.1. Objetivo general

Evaluar y entender los cambios en la estacionalidad de la TSM y la variabilidad interanual asociada al ENSO en el sur de Perú entre el último período interglacial (MIS 5e), el Holoceno y período actual.

2.3.2. Objetivos específicos

- Determinar los estratos pertenecientes al período MIS 5e en la terraza marina de Pampa del Palo, Ilo, Perú.

- Reconstruir las variaciones mensuales de la temperatura superficial del mar en el MIS 5e.
- Calcular la estacionalidad de la TSM y las características del ENSO en el MIS 5e y comparar con reconstrucciones equivalentes del Holoceno y del periodo actual.

2.4. Hipótesis

- La dinámica del sistema de Humboldt y el ENSO son sensibles a las condiciones orbitales y climáticas del MIS 5e, generando cambios en el ciclo anual de la temperatura superficial del mar, y en la frecuencia y amplitud de eventos ENSO durante este periodo. Esos cambios reconstruidos en la costa peruana nos permiten explorar el rango de variabilidad natural de ENSO y los mecanismos asociados.

3. Marco Teórico

3.1. Oceanografía actual en el Océano Pacífico este y clima en la costa de Perú

Sistema de afloramiento peruano

El sistema de afloramiento peruano se caracteriza por sus aguas frías y su alta productividad (Graco et al., 2007), causadas por las aguas profundas (ricas en nutrientes) que afloran a la superficie cerca de la costa por el transporte de Ekman. El transporte de Ekman es el movimiento de las masas de agua con un cierto ángulo con respecto a la dirección del viento en la capa superficial. Los vientos alisios que se desplazan en dirección de sur a norte paralelos a la costa en Perú y Chile son impulsados por el Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental (ASPS). La ASPS es un centro de alta presión en la atmosfera del Pacífico Sur Oriental, donde el aire desciende y rota en sentido antihorario. El mayor afloramiento en Perú se da en invierno, cuando los vientos son más intensos porque el ASPS se acerca a la costa.

Otro proceso importante que determina las características oceanográficas en el Pacífico es la Circulación de Walker. La celda de Walker es un componente zonal de circulación atmosférica del Pacífico tropical ecuatorial, causada por el gradiente de temperatura longitudinal en el Pacífico Oriental y Occidental. La circulación de Walker está asociada a los vientos alisios y a su vez sostiene también la asimetría zonal de la termoclina. La termoclina es una capa dentro del Océano donde la temperatura cambia rápidamente con la profundidad. La termoclina se inclina hacia el pacífico occidental, siendo menos profunda en el Pacífico oriental. La circulación de Walker se refuerza por la retroalimentación de Bjerknes.

La retroalimentación de Bjerknes es un circuito de retroalimentación positiva entre los vientos alisios y el gradiente zonal de TSM en el Pacífico Ecuatorial. Los vientos alisios inducen una corriente zonal superficial y un afloramiento que mantiene el gradiente de TSM entre este y oeste del Pacífico Ecuatorial. El gradiente TSM a su vez fortalece la convección atmosférica que genera baja presiones en el oeste mientras las TSM bajas en el Este generan presiones atmosféricas altas. Ese gradiente de presión atmosférica impulsa más los vientos alisios, la circulación de Walker y afloramiento peruano.

Clima en la costa de Perú

La frialdad de las aguas y subsidencia atmosférica causan una atmósfera estratificada muy estable en Perú. La frialdad del mar produce inversión de térmica (la temperatura aumenta fuertemente aproximadamente entre los 700 y 1000 msnm), lo que impide el desarrollo de procesos convectivos generadores de lluvia y mantiene las condiciones desérticas en la costa peruana.

Se sabe que el aire debajo de 1 km en la costa de Perú está lleno de humedad, si este ascendería podría enfriarse hasta condensarse (generar lluvia). El aire es cálido y seco sobre 1 km en la costa de Perú, en gran parte porque los vientos del oeste son bloqueados por los andes. Para que se elimine la inversión térmica se necesita que se caliente el mar cerca de 10 °C en el centro y sur de Perú, lo que resultaría en lluvia tropicales (Woodman y Takahashi., 2014). En el norte del Perú es suficiente con que la temperatura exceda los 26 °C para tener lluvia, lo que ocurre durante eventos ENSO (Woodman y Takahashi., 2014).

3.2. El ENSO

El ENSO

El ENSO (El Niño- Oscilación del Sur) es una perturbación interanual del sistema océano-atmosfera en el Pacífico tropical. La principal característica durante los eventos ENSO es el incremento de la temperatura superficial del mar en el Pacífico central y oriental ecuatorial. Las características del ENSO son su frecuencia (2-7 años), patrón espacial (ENSO central y oriental) e intensidad.

La intensidad del ENSO depende de la diferencia de presión atmosférica superficial entre las zona del Pacífico sur-este (alta presión), donde el aire frío y seco converge y subside, y la zona en Indonesia (baja presión), donde se eleva el aire húmedo y cálido, produciendo nubes cumulonimbos y fuertes lluvias (Brown et al., 2001). La Fase de crecimiento del ENSO es bien explicada por mecanismo de retroalimentación de Bjerknes (1966). Bjerknes propone que el ENSO depende fundamentalmente de la interacción entre al atmosfera y el océano, lo que propone que lo vientos cambian de oeste a este y cierra otra celda. El ENSO tiene 3 fases: Fase Cálida, fría y neutra (Figura 1). A continuación se detalla la dinámica o mecanismos de las fases cálida y fría del ENSO.

Fase cálida: El Niño

Durante la fase cálida primero disminuye la presión frente en la zona sur oriental del Pacífico y aumenta en el Pacífico occidental en Indonesia . Esto ocasiona que los vientos alisios se debiliten por el menor gradiente de presión entre E-O. Luego el debilitamiento de los vientos alisios causa que se debilite la surgencia a lo largo

del Pacífico ecuatorial. Posteriormente se incrementa la TSM debido a la menor surgencia y la zona de ascenso de la celda de Walker se mueve hacia el Este. Finalmente el menor gradiente de TSM entre Pacífico Oriental y Occidental favorece las anomalías de presión (retroalimentación Bjerknes).

Las altas TSM entre 28-29 °C que se ubican en la zona occidental (piscina cálida) se mueve hacia la zona central del Pacífico junto con la fuerte convección asociado con baja presión en Indonesia (Figura 1). Además la Zona de Convergencia Intertropical se desplaza hacia el sur.

La pendiente de la termoclina cambian a casi horizontales, permitiendo que agua más calidas se mueva hacia el este. El debilitamiento de los vientos alisios en el Pacífico occidental ocasiona cambios en el océano, el cambio en la posición de la termoclina y un ligero aumento en el nivel del mar, se propaga en dirección al este a lo largo del ecuador como uno o una serie de pulsos (ONDAS KELVIN).

El afloramiento que usualmente trae agua rica en nutrientes de debajo de la termoclina a veces se detiene por completo o aflora aguas cálidas pobre en nutrientes. Las anomalías de temperaturas más altas se observan en la costa peruana donde se observó anomalías hasta de +8°C en 1998.

Fase fría: La Niña

Durante la fase fría se incrementa la presión en la zona sur oriental del Pacífico y disminuye en el Pacífico occidental. Esto ocasiona que se intensifiquen los vientos alisios por el mayor gradiente de presión. Luego en el Pacífico ecuatorial la surgencia se refuerza, por la intensificación de los vientos alisios. Finalmente,

disminuye la TSM debido a la surgencia y la zona de ascenso de la celda de Walker se mueve hacia la zona Oeste del Pacífico.

El mayor gradiente de TSM entre Pacífico Oriental y Occidental favorece el reforzamiento de las anomalías de presión (retroalimentación de Bjerknes).

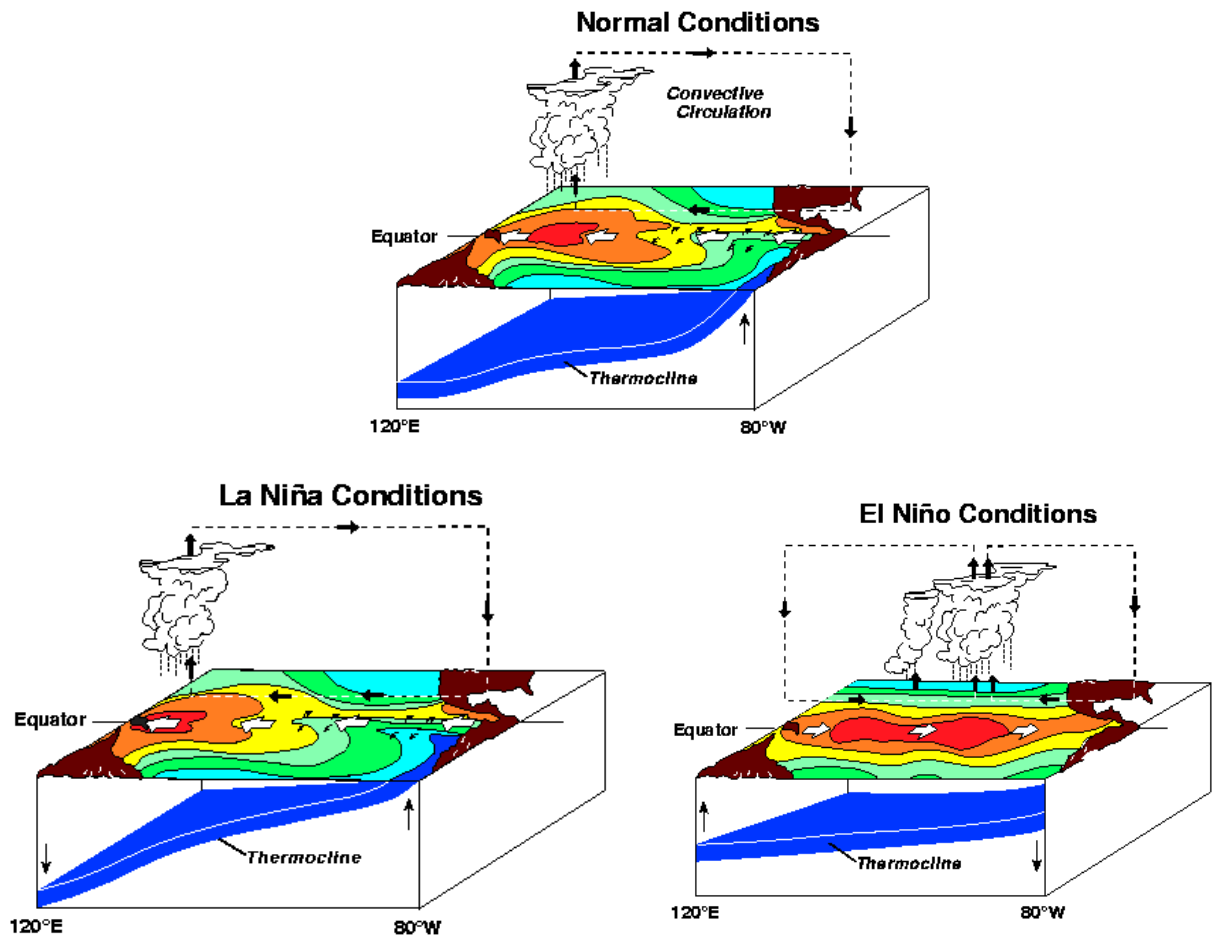


Figura 1. Diagrama que muestra Fase normal (neutra), cálida (El Niño) y fría (La Niña) del ENSO. Figura tomada del Laboratorio Ambiental Marino del Pacífico/Administración Nacional Oceánica Atmosférica.

Para rastrear y comparar eventos ENSO mediante variables oceánicas y atmosféricas se desarrollo el índice multivariado ENSO (Figura 2). El índice multivariado es obtenido a partir del gradiente zonal de presión al nivel del mar, las componentes meridional y zonal del viento, la TSM, la temperatura del aire en la superficie y fracción total de nubes (Wolter y Timlin, 1993). Las anomalías positivas (fase cálida) y negativas (fase fría) e intensidad de cada evento ENSO se pueden ver en la serie temporal del índice multivariado ENSO (Figura 2).

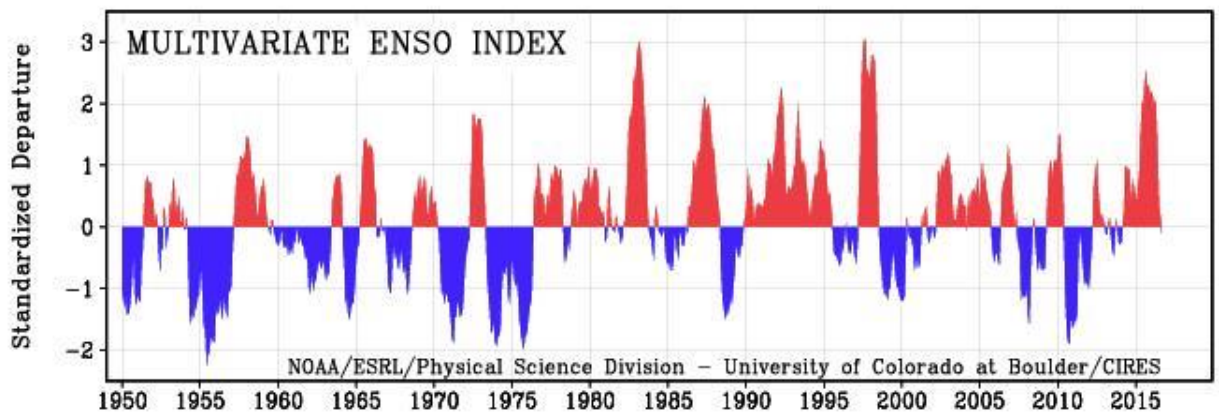


Figura 2. Índice de El ENSO multivariado entre 1950 y el 2015. Valores negativos del MEI representan una fase fría del ENSO (La Niña). Un valore positivo del MEI representa una fase cálida del ENSO (El Niño). Figura tomada de www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei

Tipos de ENSO

ENSO se puede clasificar por su intensidad y ubicación especial.

Espacialmente al menos se deben diferenciar dos tipos de ENSO, según la ubicación del máximo de anomalía de TSM en el Pacífico (Figura 3). La clasificación es:

- ENSO en el Pacífico Este, tipo E o Canónico (Anomalía máxima de TSM en la región Niño 1+2).
- ENSO en el Pacífico Central, tipo C o Modoki (Anomalía máxima de TSM en la región Niño 3.4).

Los principales índices para monitorear ENSO en el Pacífico son Niño 1+2, Niño 3.4 e índice Multivariado ENSO. En Perú para monitorear El Niño, el EFEN creó el índice Costero El Niño (Media móvil de 3 meses de la anomalías de la temperatura superficial del mar en la región Niño 1+2 con respecto a la climatología de 1981-2010).

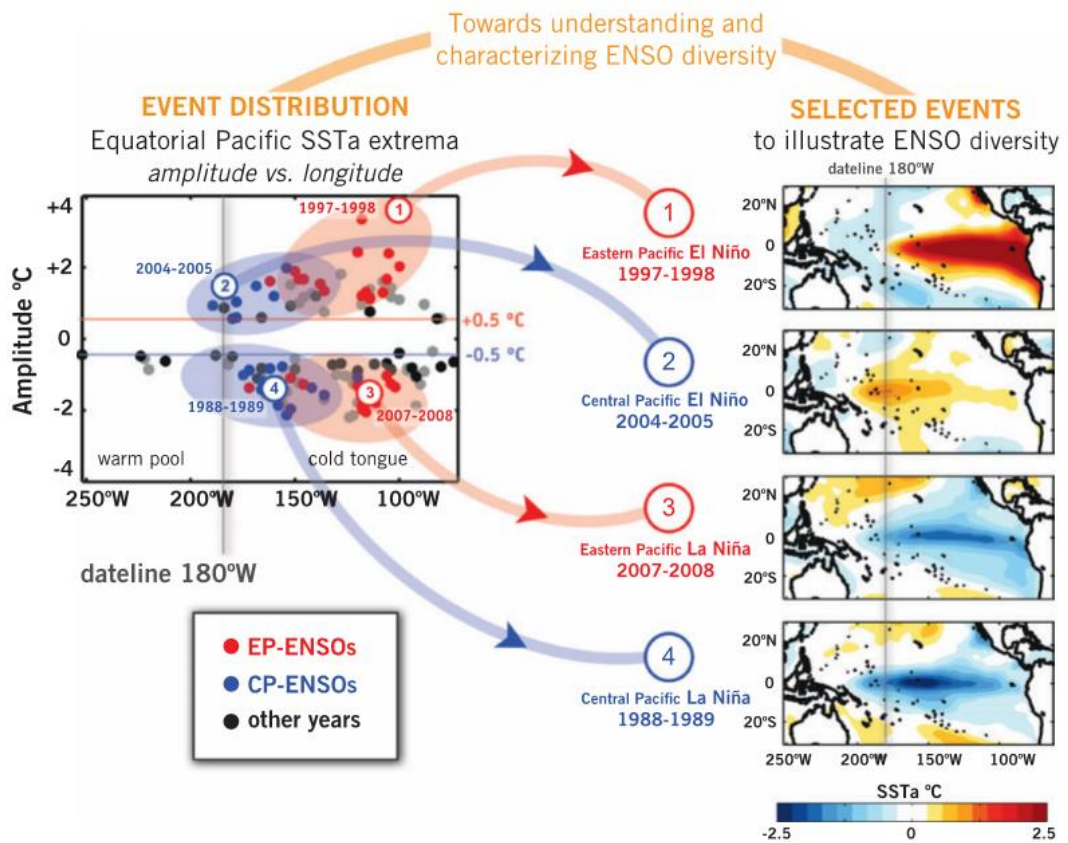


Figura 3. Tipo el ENSO espacialmente (El ENSO Pacífico Central y Oriental).

Figura tomada de Capotondi et al, 2015.

Impactos de ENSO

Los impactos del ENSO son sequías e inundaciones en diferentes lugares del mundo por teleconexiones atmosféricas (propagación del efecto de una perturbación localizada al resto del mundo por ondas atmosféricas). Durante ENSO, la región occidental del Pacífico sufre sequías mientras la región oriental sufre inundaciones por lluvias intensas, en particular en Ecuador y Perú. Las lluvias intensas producen deslizamientos de tierra (huaycos) y favorecen la reproducción de mosquitos vectores de enfermedades como Malaria y Dengue. Durante La Niña los impactos son opuestos aunque menos intensos. Las anomalías de la TSM por ENSO también provocan cambios en los ecosistemas, teniendo impactos negativos en pesquerías como la anchoveta en Perú. Por lo tanto, los eventos ENSO tienen impacto negativos en las economías, ecosistemas y salud a nivel global.

En América del sur durante la Fase ENSO se producen inundaciones en la costa de Ecuador, norte del Perú y sur este de América del sur asociadas con el desplazamiento al sur de la zona de convergencia intertropical del Pacífico Oriental. Durante El ENSO, también se producen sequías en el altiplano (Perú-Bolivia), a lo largo de la costa este de los Andes del sur, el Amazonas del Perú y noreste de Brasil (Lavado-Casimiro y Espinoza., 2014; Sulca et al., 2017). Durante La Niña hay eventos opuestos, por ejemplo un incremento de las lluvias en la región sur andina.

Los impactos son diferentes para cada tipo de evento ENSO. Por los impactos negativos en la costa de Perú (inundaciones y lluvias principalmente en la costa norte), los ENSOS más intensos de los últimos cien años fueron en 1925, 1983, 1998 y 2017 (Douglas et al., 2009; Takahashi y Martínez., 2016). Se sabe que El

ENSO tipo C tiene impactos a escala global y en Perú (precipitación anómala en la región andina, altiplánica y amazónica), pero no genera fuertes ATSM y precipitaciones en las costas de Perú. A diferencia El ENSO tipo E genera fuertes ATSM en el Pacífico Sur-Oriental y precipitación en la costa de Perú.

ENSO y el clima global

El patrón espacial y amplitud de ENSO, y el estado medio del océano fuera de los trópicos han cambiado en las últimas décadas. Esto puede deberse al forzante antropogénico actual, a la variabilidad natural o ambos (Collins et al., 2010; Yeh et al., 2018). Para comprender las teleconexiones y actividad ENSO bajo el calentamiento global futuro se tiene que simular de manera realista los cambios en el estado medio del Océano en el pacífico tropical y el patrón espacial y amplitud de ENSO. El patrón espacial y amplitud de ENSO están asociados con los cambios en la intensidad y ubicación del forzante convectivo tropical, que determina las características de teleconexiones de ENSO. Los modelos climáticos actuales sugieren que los impactos hidrológicos de ENSO aumentarían porque el contenido de vapor de la atmósfera aumentaría con el calentamiento global, independientemente si las propiedades de ENSO (frecuencia y amplitud de anomalías de TSM) cambian o no (Yeh et al., 2018).

Las simulaciones de modelos climáticos (CMIP3) en el escenario del calentamiento global futuro encuentran incrementos y disminución de la variabilidad de ENSO en el futuro (Collins et al., 2010) (Figura 4). El falta de consenso entre los resultados de los modelos climáticos resultan de sus sesgos e incertidumbres. Esas incertidumbres deben en parte a una resolución espacial insuficiente para resolver

procesos físicos de mesoescala, en parte a la parametrización usada para representar procesos físicos de mesoescala y la falta de módulos para incluir procesos biogeoquímicos.

Mediante simulaciones en modelos CMIP5 se determinó que condiciones más cálidas proyectadas en el futuro no generan cambios consistentes en la ubicación, magnitud de las ATSM, la frecuencia y evolución temporal del ENSO (Taschetto et al., 2014). Sin embargo estos modelos también tienen incertidumbres: 1) no pueden simular la asimetría entre eventos fríos (Niña en el Pacífico central más fuerte que Niña en el Pacífico oriental); 2) se sobreestima la fuerza del viento en el Pacífico occidental; 3) se simulan anomalías de TSM que se extiende demasiado al oeste en el Pacífico ecuatorial; 4) están poco acorde con la evolución estacional de ENSO; 5) se sobrestima la duración de terminación de ENSO central y subestima La Niña central (Taschetto et al., 2014). Los Modelos CMIP5 también simulan erróneamente la doble zona de convergencia intertropical. Esto afecta los mecanismos, la variabilidad y asimetría de ENSO y la naturaleza de las teleconexiones en latitudes medias (Bellenger et al., 2013; Yeh et al., 2018). Los modelos CMIP además tienen un sesgo cálido persistente en el sistema de corriente oriental (Richter, 2015), que tiene una influencia en las interacciones regionales aire-mar y teleconexiones ENSO (Yeh et al., 2018).

Las reconstrucciones paleoclimáticas demuestran que ENSO ha ocurrido durante los últimos 130 ka, pero hubo cambios en su intensidad a lo largo del tiempo (Tudhope et al., 2001; Hughen et al., 1999; Rein et al., 2007; Carré et al., 2014; Koutavas et al., 2006; Rein et al., 2004; Gischler et al., 2009). Las reconstrucciones durante el Holoceno (10 000 años antes del presente, 10 ka ap) en el Pacífico Sur

Oriental revelan que durante el Holoceno medio la amplitud y variabilidad del ENSO fue menor (Carré et al., 2014; Koutavas et al., 2006; Rein et al., 2004) y que en el Pacífico Central la intensidad fue variable durante todo el Holoceno (Cobb et al., 2013). A partir de esos registros se determinó que existe una relación positiva entre la actividad del ENSO y la amplitud de la estacionalidad TSM (Emile-Geay et al., 2016).

A partir de simulaciones usando modelo climático simplificado Oceano-Atmósfera se ha hipotetizado que el ciclo de precesión puede generar una respuesta media en el Pacífico Tropical por los cambios en la distribución estacional de la radiación solar (Clement et al., 1999). La respuesta se debe a una interacción entre el ciclo estacional de la insolación y el ENSO (Clement et al., 1999). El mecanismo propuesto está relacionado con el momento del perihelio. Cuando el perihelio está en el boreal a finales del verano y comienzos del otoño, el calentamiento zonal asimétrico del Pacífico ecuatorial resulta en el aumento en la fuerza de los vientos alisios que mitigan el desarrollo de los eventos de El ENSO (Clement et al., 1999). A partir de un modelo de circulación general acoplado también se hipotetizó que debido al ciclo estacional medio de la nubosidad fuera del ecuador se genera una señal de precesión anual media de la temperatura fuera del ecuador (Timmermann et al., 2007). Este gradiente meridional de la TSM en el Pacífico Oriental ecuatorial modula la asimetría meridional media anual y por lo tanto la fuerza del ciclo anual ecuatorial. A su vez, los cambios en el ciclo anual ecuatorial provocan cambios abruptos en la variabilidad del ENSO a través del mecanismo no lineal de arrastre de frecuencia (Liu, 2002), lo que resulta en una relación inversa entre la intensidad del ciclo anual ecuatorial y El ENSO en escalas de tiempo precesionales

(Timmermann et al., 2007). Por lo tanto, a partir de los modelos climáticos se creó la hipótesis que la variabilidad del ENSO en escalas de tiempo orbitales es sensible al forzante precesional. Sin embargo, esta hipótesis falta confirmarse mediante reconstrucciones paleoclimáticas.

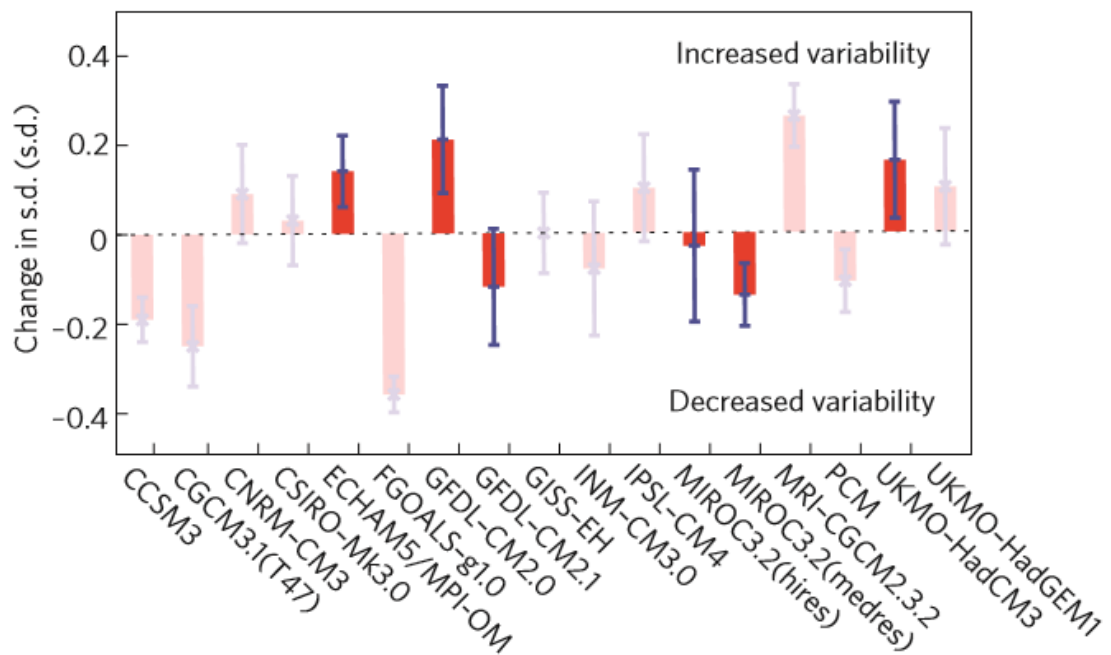


Figura 4. Cambios en la variabilidad del ENSO usando diferentes modelos climáticos. Figurada tomada de Collins et al., 2010.

3.3. Reconstruir el pasado del ENSO

Se han realizado reconstrucciones de ENSO usando proxies (indicadores de variables ambientales), los cuales son medidos en archivos ambientales (fósiles y sedimentos). El ratio de Sr/Ca medido en estructuras de carbonato de calcio de organismos es indicador de la TSM y medidas de $\delta^{18}\text{O}$ pueden ser interpretado como indicadores de TSM o precipitación. En zonas costeras donde no existe

fuertes ingresos de agua dulce al mar, medidas de $\delta^{18}\text{O}$ en estructuras de carbonato de calcio son sólo indicadores de TSM. En el Pacífico Occidental y Central se han realizado reconstrucciones del ENSO principalmente usando Sr/Ca y $\delta^{18}\text{O}$ medidos en corales, mientras en el pacífico oriental se han realizado midiendo el flujo litico en sedimentos (Rein et al., 2007), $\delta^{18}\text{O}$ en moluscos (Carré et al., 2005, 2013, 2014) y foraminíferos (Koutavas et al., 2012; Sadekov et al., 2013). Los moluscos fósiles se pueden encontrar en sitios arqueológicos en el Holoceno y en terrazas marinas de periodos interglaciales a lo largo de la costa Oeste de América del sur. Las terrazas marinas son plataformas elevadas por el levantamiento tectónico de la costa peruana. Uno de los moluscos fósiles que se pueden encontrar abundantemente y en diferentes estratos en la terrazas marinas en Perú es el bivalvo *Mesodesma donacium* (Ortlieb et al., 1996). A partir de este archivo ambiental se puede realizar reconstrucciones de ENSO.

3.4. Reconstruir ENSO usando *Mesodesma donacium*

Ecología de *Mesodesma donacium*

La almeja *Mesodesma donacium* (Lamarck, 1818) “macha” es un bivalvo filtrador endémico de playas arenosas de la costa de Perú y Chile (Carré, 2007; Riascos, 2009). Habita en la zona intermareal hasta 15-20 m de profundidad y es una especie grande de rápido crecimiento (longitud máxima de concha: 124 mm) (McLachlan et al., 1996). Hasta 1982, esta especie se distribuía desde la isla de Chiloé hasta la Bahía de Sechura (Tarifeño, 1980; Alamo y Valdivieso, 1987) (Figura 5). Después de los eventos extraordinarios El ENSO de 1982-1983 y de 1997-1998, la población

disminuyo considerablemente, hasta desaparecer al norte de 15°S (Barriga y Quiroz, 2002).

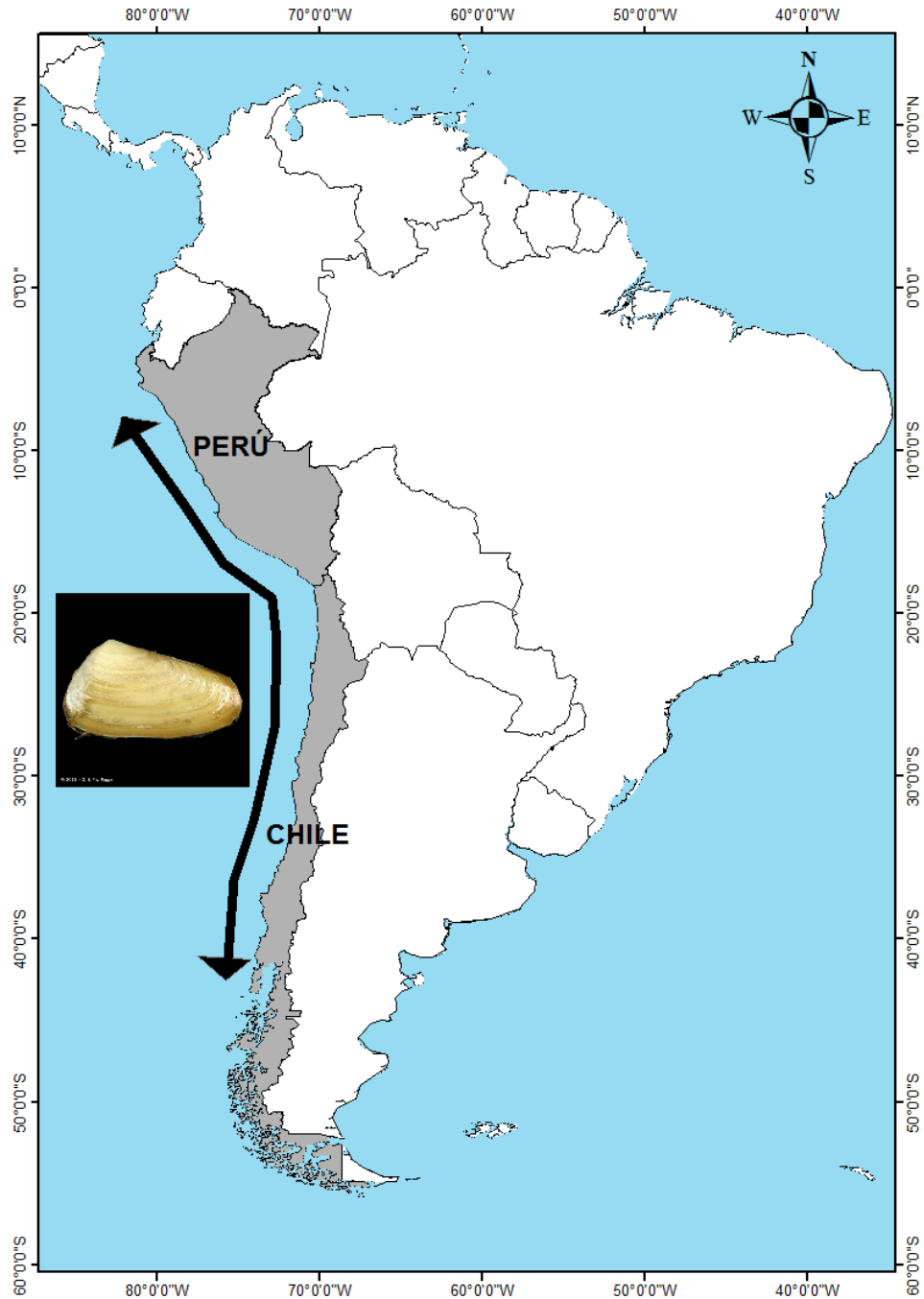


Figura 5. Distribución geográfica de *Mesodesma donacium* (Lamarck, 1818): Bahía de Sechura (Perú, a ~ 5°S) hasta la Isla Chiloe en 1980 (sur de Chile, a ~ 43°S).

Esclerocronología de *M. donacium*

La esclerocronología es el estudio de variaciones físicas y químicas en el microcrecimiento de organismos calcáreos acuáticos (moluscos, corales, otolitos entre otros) (Oschmann, 2008; Steinhardt et al., 2016). Estas variaciones son usadas para reconstruir procesos ambientales y ecológicos. La concha de *M. donacium* está compuesta principalmente de carbonato de calcio (aragonita) y está dividida en capa externa e interna. Para el análisis esclerocronológico, las conchas se cortan a lo largo del eje de crecimiento máximo. En la capa externa es donde se pueden observar las líneas de crecimiento (Figura 6 A). Las líneas de crecimiento se dividen en primer orden (anuales), segundo orden (quincenales) y tercer orden (mareas), que cronológicamente son como un calendario. Las líneas de marea son finas líneas más oscuras que se forman cuando la concha se cierra por ser expuesta durante la marea baja. La mareas siendo de mayor amplitud durante las fases de luna llena y nueva generan que las líneas de crecimiento de marea sean más marcadas y apretada durante estas fases, forman grupos quincenales.

Como en los demás bivalvos, la deposición de carbonato de calcio (crecimiento) en *M. donacium* es mayor durante los primeros años y disminuye exponencialmente (Diarte-Plata., 2014; Schöne y Krause., 2016). Durante los primeros años las líneas de crecimiento quincenales están separadas y luego cuando el bivalvo es longevo los incrementos de crecimiento son angostos por la menor tasa de crecimiento (Schöne y Krause, 2016). La tasa de crecimiento de las conchas cambia en escalas de tiempo diarias, estacionales e interanuales.

Líneas de primer orden

Las líneas de primer orden son de frecuencia anual. Durante el primer año la tasa de crecimiento de *M. donacium* es de ~ 25 mm, durante el tercer año es de ~ 10 mm y a partir del quinto año es de ~ 5 mm (Tarifeño, 1980; Carré et al., 2005). Las líneas son amplias y oscuras en la capa externa de la concha (indicadas con flechas en doble dirección en la Figura 6 B y C), y pueden ser simples (Figura 6 B) o dobles (Figura 6C) (Carré et al., 2005; Carré, 2007). Mediciones de $\delta^{18}\text{O}$ en líneas de crecimiento anual mostraron que son de la estación de verano (Carré et al., 2005). Estas líneas son más oscuras porque tienen un mayor contenido de materia orgánica por la disminución de la tasa de mineralización durante la estación de verano (Lutz y Rhoads, 1980).

Líneas de segundo y tercer orden

El grosor, oscuridad y distancia entre las líneas quincenales es muy variable. En las partes de las conchas que crecen rápidamente (primeros años de vida) se puede distinguir claramente que las líneas oscuras de segundo orden se producen por la acumulación de líneas más finas de tercer orden (Figura 6D). Las líneas correspondientes a las mareas (tercer orden) diarias no son visibles en las partes de crecimiento lento (parte final de la concha, Figura 6 E y F). Las líneas de segundo orden son las líneas que se usan para controlar la resolución mensual del micromuestreo para los registros geoquímicos.

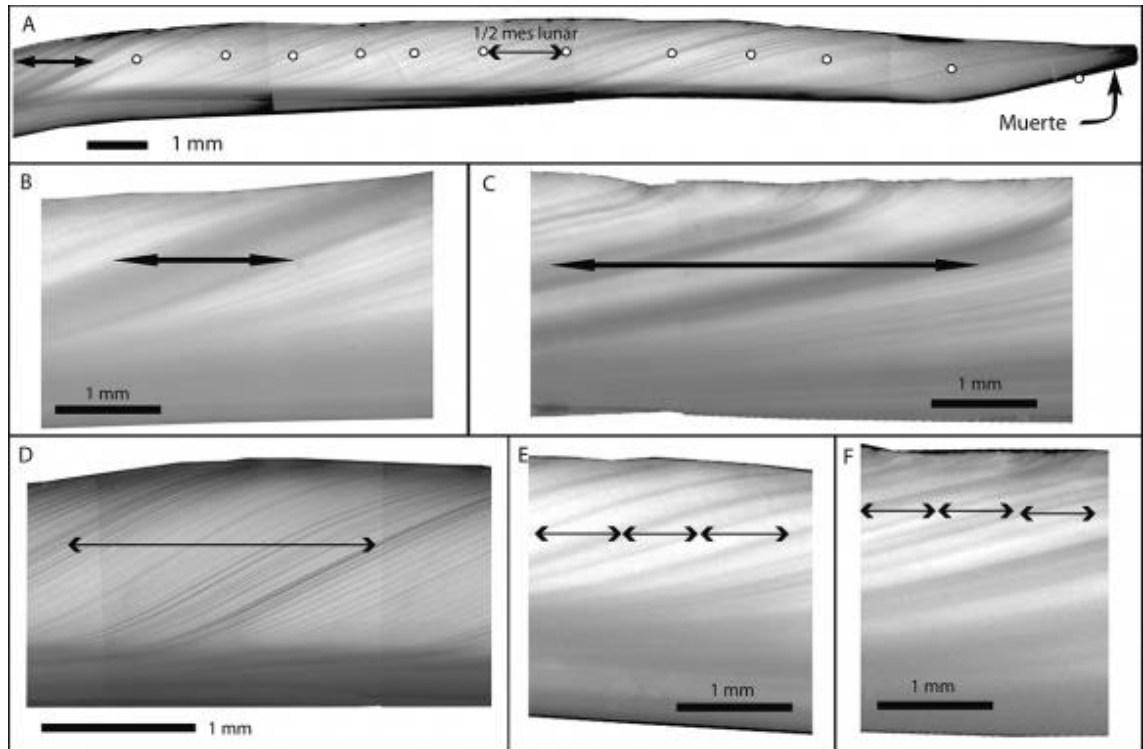


Figura 6. Líneas de crecimiento diarias, quincenales y mensuales en concha de *M. donacium*. Las flechas gruesas indican las marcas anuales de verano. Las flechas finas indican ciclos quincenales. A: Sección de una concha mostrando 12 ciclos quincenales (círculos blancos) identificados entre la última marca anual y el borde de la concha. B: Marca anual simple. C: Marca anual doble. D: Ciclo quincenal en crecimiento rápido. Las líneas diarias de marea están visibles. E y F: Ciclos quincenales de crecimiento más lento. Figura de Carré, 2017.

Registros de ENSO usando *Mesodesma donacium*

La reconstrucción de ENSO se realiza a partir de registros isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ de resolución mensual en la concha de *M. donacium* siguiendo la metodología de Carré et al., 2013. La notación δ es definida como la siguiente ecuación y su unidad es per mil (‰):

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}(\text{muestra})}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}(\text{estándar})} - 1) \times 1000$$

Los isotopos estables de oxígeno (^{18}O y ^{16}O) son elementos químicos que tienen mismo número atómico pero diferente número de masa y no experimentan de forma espontánea decaimiento radioactivo. Los isotopos de oxígeno se pueden medir en estructuras de carbonato de calcio (CaCO_3) como la aragonita presente en la concha de *M. donacium*. $\delta^{18}\text{O}$ representa la anomalía de proporción del isótopo pesado (^{18}O) frente al ligero (^{16}O) en relación a la proporción en el estándar internacional V-PDB (Coplen, 1996). La composición isotópica de oxígeno del carbonato de calcio depende de la composición isotópica del carbonato (H_2CO_3) (igual a la del agua con la cual está en equilibrio) y de las condiciones fisicoquímicas en las cuales se formó, que determinan el fraccionamiento isotópico (reparto diferenciado de los isotopos de oxígeno durante la reacción química). Por el fraccionamiento isotópico, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato de calcio disminuyen al incrementarse la temperatura.

El valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua puede variar en función de los aportes de agua dulce y de la evaporación. (Epstein and Mayeda, 1953; Fairbanks et al., 1982). Se sabe que la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de mar en Perú no es afectada por el ingreso de agua dulce (Carré et al., 2013). Esto está confirmado por un ciclo anual de salinidad muy débil y series mensuales de $\delta^{18}\text{O}$ del agua del mar entre el 2003-2004 que mostraron una desviación estándar mínima (Carré et al., 2013). Entonces, las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ en la concha de *M. donacium* en Perú sólo reflejan variaciones de la TSM (Carré et al., 2013). A partir de estos registros $\delta^{18}\text{O}$ y usando la ecuación

de paleotemperatura calibrada para *M. donacium* (Carré et al., 2005), se reconstruye la TSM, estacionalidad de la TSM y actividad de ENSO.

3.5. El último interglacial

Estadio Isotópico Marino 5e

El último interglacial o estadio isotópico marino 5e (130-116 KA BP) tiene un máximo a ~125 ka que se caracteriza por temperaturas globales medias mayores (1.5 °C a 2 °C) que las actuales (Bakker et al., 2012; Lunt et al., 2013), contrastes estacionales de insolación más marcados que en el Holoceno (Berger y Loutre, 1978; Braconnot et al., 2012) y concentraciones de gases de efecto invernadero similares a las actuales (Crowley y Kim 1994; Tzedakis et al., 2009). Además se cree que el nivel del mar fue de 2 a 9 m mayor que el actual (Hearty et al., 2007; Dutton et al., 2012) debido a un mayor derretimiento de capas de hielo en Groenlandia y la Antártida (Siddall et al., 2007; Kopp et al., 2009; Dutton, 2012; Stone et al., 2013), que no sólo sería causado por las mayores temperaturas (4.4 °C en la Antártida) sino también por la mayor insolación en verano y retroalimentaciones no lineales (Berg et al., 2011; Jouzel et al., 2007; Masson-Delmotte et al., 2010). Otras explicaciones del mayor nivel del mar a escala global pueden ser la expansión térmica del agua de mar y mayor pérdida de glaciares de montaña.

El clima del MIS 5e fue forzado por una igual oblicuidad y excentricidad, y menor precesión que el Holoceno (Crowley et al., 1994; Tzedakis et al., 2009) (Figura 7). La oblicuidad es el ángulo de inclinación del eje de rotación respecto al plano terrestre y genera cambios en la insolación principalmente en zonas de latitudes

altas y es mimético en los dos hemisferios. La excentricidad es la desviación de la órbita respecto a una órbita perfectamente circular e implica diferencias en la insolación entre el afelio y perihelio intensificando los efectos de la precesión. La precesión es el cambio en la dirección hacia la cual se dirige el eje de rotación e implica el desplazamiento de los equinoccios y solsticios a lo largo de la órbita, por lo que determina la energía recibida estacionalmente generando cambios en la amplitud del ciclo estacional de la insolación y es inversa entre hemisferios (Imbrie et al., 1983, 1984). La excentricidad fortalece o debilita los efectos de la precesión por lo que estos dos ciclos se expresan mediante el índice de precesión ($\text{excentricidad} \cdot \sin [\text{longitud del perihelio}]$). A partir de los ciclos orbitales se determinó que en el MIS 5e el perihelio ocurrió en el verano boreal en comparación con el invierno actual, lo que determinó que la amplitud del ciclo estacionalidad de la insolación sea mayor en el hemisferio norte y menor en el hemisferio sur que en la actualidad (y mayor que en el Holoceno temprano) a inicios del MIS 5e. Los periodos interglaciales también se caracterizan por elevadas concentraciones de CO_2 y valores menores de $\delta^{18}\text{O}$ del océano (Figura 7) por efecto de la desglaciación de los polos.

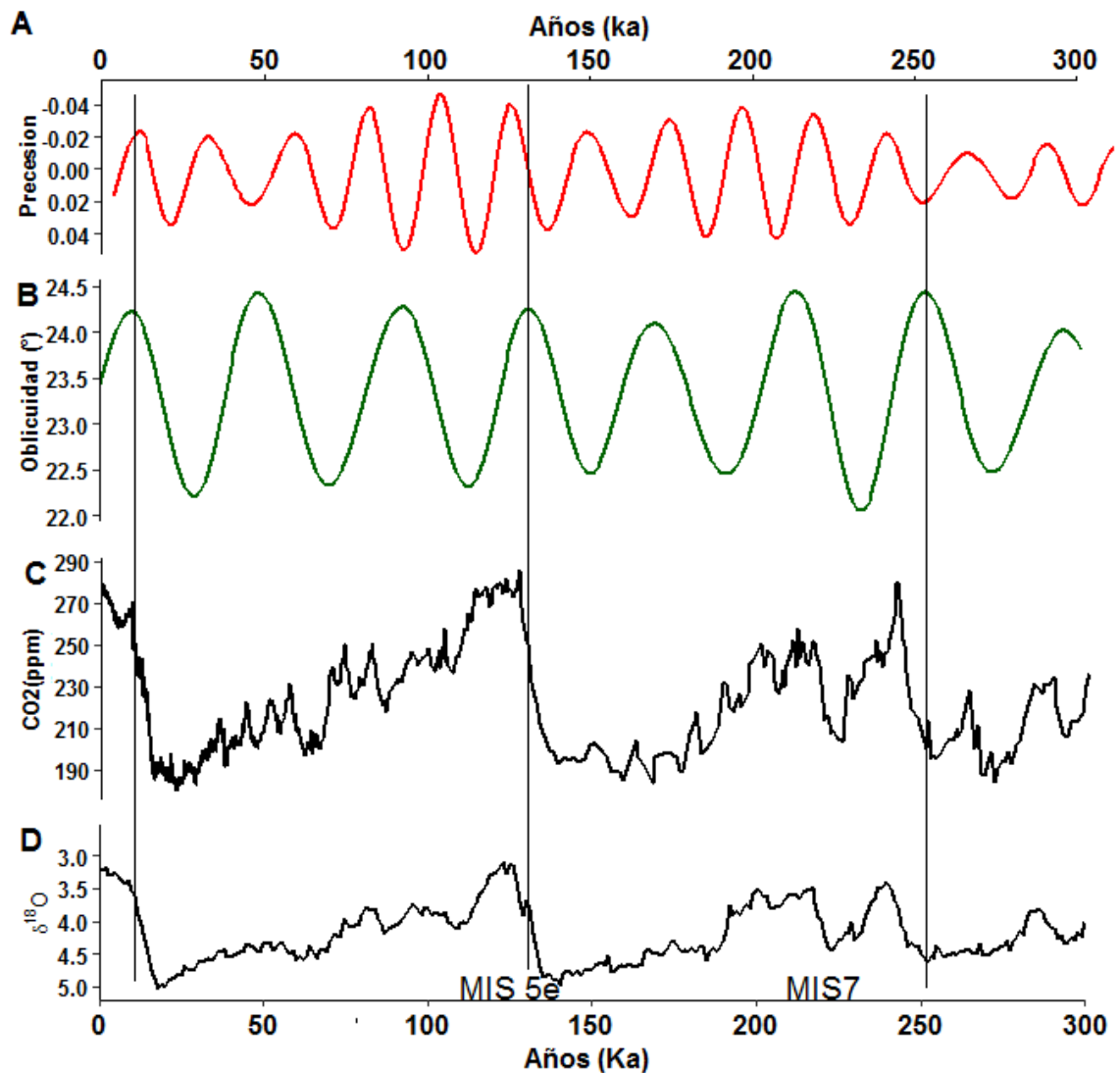


Figura 7. Ciclo de precesión, Oblicuidad, concentración CO₂ atmosférico obtenido de un núcleo de hielo, y δ¹⁸O de foraminíferos del stack global de Lisiecki y Raymo (2005). Las líneas horizontales muestran el tiempo máximo de oblicuidad.

Clima y oceanografía en el MIS 5e

A partir de medidas de Mg/cal en foraminíferos planctónicos en el Pacífico occidental (sitio 806B, 0.32°N, 159.37°E, 2520 m de profundidad) y Oriental (Sitio TR163-19, 2.27°N, 90.95°W, 2348 m de profundidad) ecuatorial se determinó que durante el MIS 5e la TSM fue similar o un poco mayor que la actualidad (Lea et al.,

2000). También se determinó que el gradiente de TSM entre el pacífico oriental y occidental ecuatorial fue menor en el MIS 5e (1.8 °C) que en el Holoceno (Figura 9h). El menor gradiente de TSM E-O implican un debilitamiento de los vientos alisios y del afloramiento en el Pacífico oriental (retroalimentación de Bjerknes). A partir del índice de insaturación de alquenonas (Uk'37) medidos en los testigos 106KL (12°039'S, 77°39.8'W, profundidad 184 m) y 1229E (10.98°S, 77.95°W, profundidad 154 m) ubicados en Lima se determino que la TSM en el MIS 5e (TSM promedio de 24.24 °C) fue mayor en 2.35 °C (Figura 8) y 3 °C (Figura 9 a) que el Holoceno (Rein et al., 2007) y Holoceno tardío (Contreras et al., 2010) respectivamente. A partir de alquenonas medido en el testigo ODP1237 (16°0.42'S, 76°22.69'W, profundidad 3212m) en Arequipa se determinó que la TSM fue mayor en 0.4°C en el MIS 5e (TSM promedio de 20.17 °C) que el Holoceno (Shaari, 2013) (Figura 8). Entonces la TSM fue mayor en el MIS 5e que en el Holoceno en el centro-sur de Perú (Figura 8).

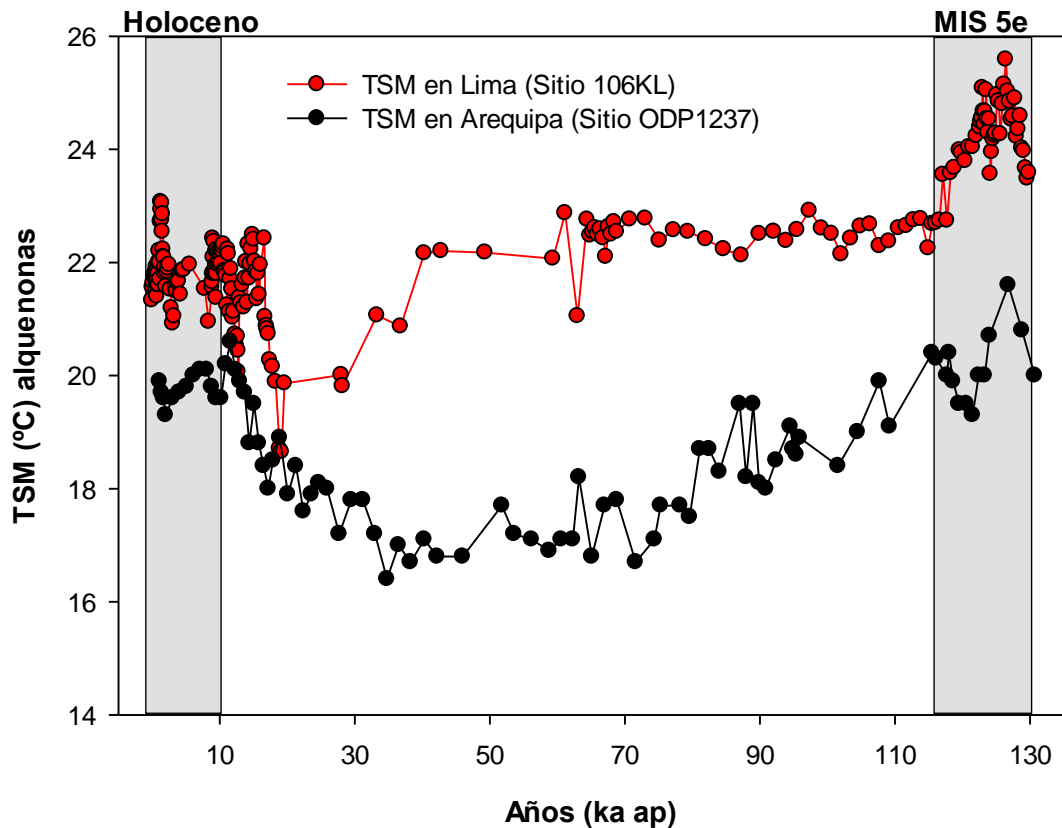


Figura 8. Temperatura superficial del mar a partir del índice de insaturación de alquenonas (Uk'37) en Lima (Rein et al, 2007) y Arequipa (Shaari et al, 2013).

A partir de la función de transferencia PDU-3 que utiliza el ensamblaje de diatomeas planctónicas en sedimentos marino y un mapa de productividad en los sitios 681A (11°S, norte de Lima) y 686 A (13°S, Pisco) se determinó que la productividad en el MIS 5e disminuyó 69 % en Lima (Figura 9g) y un 57 % en Pisco respecto al Holoceno (Schrader et al, 1992). A partir del ensamblaje de nanofosiles calcáreos en el sitio ODP 1240 (0°1.311'N, 86°27.258'W) en Pacífico Oriental ecuatorial se determinó que el MIS 5e se caracteriza por valores bajos de N (proporción de taxones que habitan en zona fótica superior respecto a los que habitan zona inferior) y NAR (tasa de acumulación de nanofosil) (López-Otálvaro et al., 2008) que el Holoceno. Estos resultados sugieren que el sistema de

afloramiento en el Pacífico sur oriental se debilitó en el MIS 5 e (López-Otálvaro et al., 2008). A partir de una función de transferencia de foraminífero bentónicos en seis ubicaciones en el Pacífico ecuatorial oriental se determinó que existe una fuerte regionalidad de la productividad entre zonas fuera y dentro de la influencia directa de la surgencia costera en los últimos 130 ka (Loubere y Fariduddin, 2003). En el sitio Y71-6-12 (16.44 °S, 77.56 W, frente a Arequipa) se determinó que la productividad fue menor durante el MIS 5e que en el Holoceno (Figura 9g) (Loubere y Fariduddin, 2003). Otro sustento que apoya el debilitamiento del afloramiento durante el MIS 5 es la mayor estratificación del agua. A partir de la mayor abundancia del marcador molecular 1,14 C28 alquil diol de la diatomea *Proboscia* en sedimentos en el sitio 1229 (11°S, norte de Lima) se determinó que hubo una mayor estratificación en la columna de agua en el MIS 5e (Figura 9c) (Contreras et al., 2010). Por lo tanto, la productividad primaria en el Pacífico oriental ecuatorial y sur fue menor en el MIS 5e que en el Holoceno.

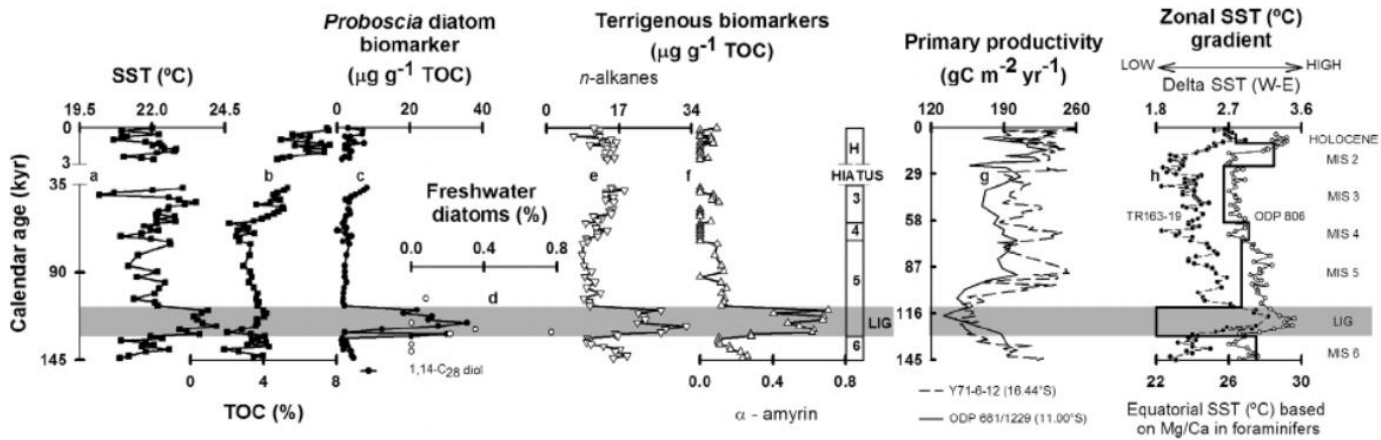


Figura 9. Comparación de registros geoquímicos en el Sitio 1229E (Contreras et al., 2010) con estimaciones de productividad primaria en el sistema de afloramiento

peruano y el gradiente de temperatura de la superficie del mar (TSM) zonal en Pacífico ecuatorial durante los últimos 145 ka. (a) La TSM (°C) reconstruida a partir del índice de insaturación de alquenona muestra un calentamiento de 3°C durante el último interglacial. (b) Porcentaje de carbono orgánico total (TOC). (c) Concentración de 1,14 alquil diol C28, un biomarcador para diatomeas *Proboscia* [Sinninghe Damsté et al., 2003]. (d) Abundancia relativa de diatomeas de agua dulce. (e) Suma de concentraciones de alcanos n-C25 a C35 derivadas principalmente de ceras foliares. (f) Concentraciones de α -amirina derivada de angiospermas. (g) Paleoestimaciones de productividad primaria ($\text{gC m}^{-2} \text{año}^{-1}$) basadas en diatomeas marinas en sitio ODP 681 (11 ° S; misma ubicación que el sitio ODP 1229) [Schrader, 1992], y asociaciones de foraminíferos bentónicos en el sitio Y71-6-12 [Loubere et al., 2003]. (h) TSM reconstruida por Lea et al. [2000] usando datos de Mg / Ca de foraminíferos planctónicos en el Pacífico ecuatorial occidental (Sitio 806B; 0.32 ° N 159.37 ° E [2520m]) y oriental (Sitio TR163-19; 2.27 ° N 90.95 ° W [2348m]) en los últimos 145 ka. Superpuesto está el gradiente zonal de TSM en Pacífico ecuatorial (línea continua) calculado a partir de la diferencia de la TSM (Delta TSM W-E) entre el Pacífico ecuatorial occidental y oriental. Delta TSM se calculó removiendo la TSM oriental más fría de los promedios de TSM occidental más cálida para MIS 6, MIS 5e (LIG), MIS 5 (excluyendo LIG), MIS 4, MIS 3 y MIS 2. Los números pares e impares en el panel central muestran a los estadios isotópicos marinos (MIS) interglaciares (3 y 5) y glaciales (4 y 6) y H indica Holoceno tardío. La barra gris a lo largo de la Figura se refiere al LIG. Todas las concentraciones de marcadores moleculares ($\mu\text{g g}^{-1}$) se

normalizaron mediante TOC ($\mu\text{g g}^{-1}$ TOC). Figura tomada de Contreras et al., 2010.

A partir del registro mensual de $\delta^{18}\text{O}$ de 105 años en corales fósiles ubicados en la isla Bonaire en el Caribe se determinó que en el MIS 5e la ZCIT estaba ubicada más al norte que en la actualidad (Brocas et al., 2018). A partir del registro de alta resolución (212-286 años) de minerales de arcilla en sedimentos en la cuenca del Cariaco-Venezuela se determinó también que la ZICT estaba más al norte en el MIS 5e (Riboulleau et al., 2014). A partir de $\delta^{18}\text{O}$ medido en foraminíferos planctónicos y bentónicos, y el ratio Mg/Ca en foraminíferos planctónicos con una resolución de 250-450 años en el noreste de la Isla Galápagos se determinó también que la ZICT estaba más al norte (Lea et al., 2006). A partir de la mayor abundancia de polen de plantas de *Polylepis/Acaena* y *Chenopodiaceae* en sedimento en el lago Titicaca (Figura 10) se determinó que hubo una aridez extrema en el MIS 5e respecto al Holoceno (Hanselman et al., 2005). La aridez extrema provocó que el lago Huinamarca (parte sur del lago Titicaca) se secara (Hanselman et al., 2005). A partir de la mayor abundancia de % CaCO_3 y % de diatomeas salinas (Figura 11) en sedimento obtenido en el lago Titicaca se determinó en el MIS 5 que el nivel del lago fue mucho más bajo que en el Holoceno (Fritz et al., 2007). Esto es interpretado como una baja precipitación y alta evaporación en el lago que provocaron una acumulación gradual de sólidos disueltos que puede deberse a una aridez extrema o una aridez más duradera que en el Holoceno (Fritz et al., 2007). Entonces probablemente el hemisferio sur en el MIS 5e presentó un clima más árido que el Holoceno por la migración al norte de la ZCIT.

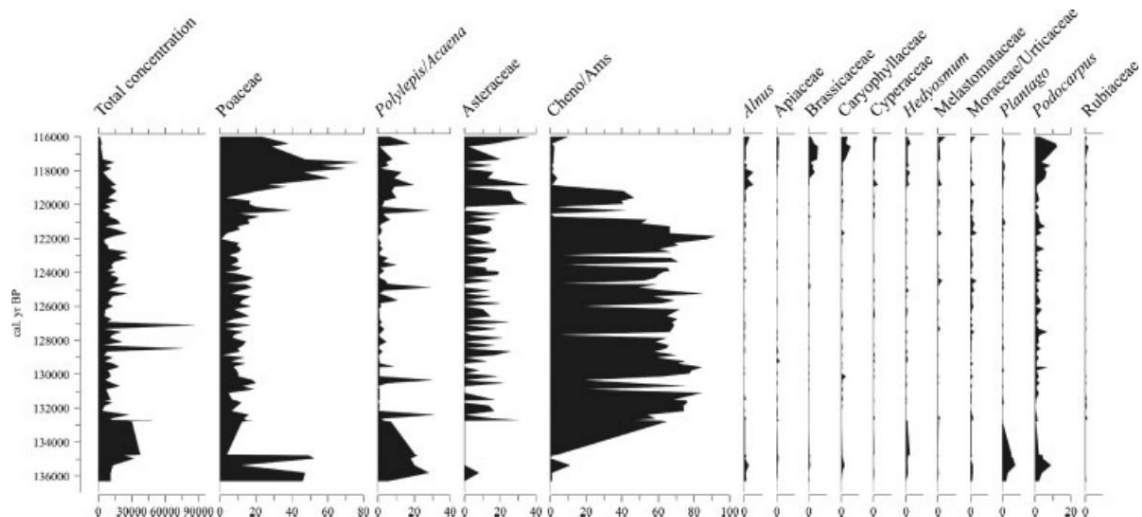


Figura 10. Diagrama de porcentaje de taxones vegetales y concentración de polen total (grano/cm³) entre los 136 ka y 116 ka antes del presente en el testigo LT01-2B (Lago Titicaca). Figura tomada de Hanselman et al., 2005.

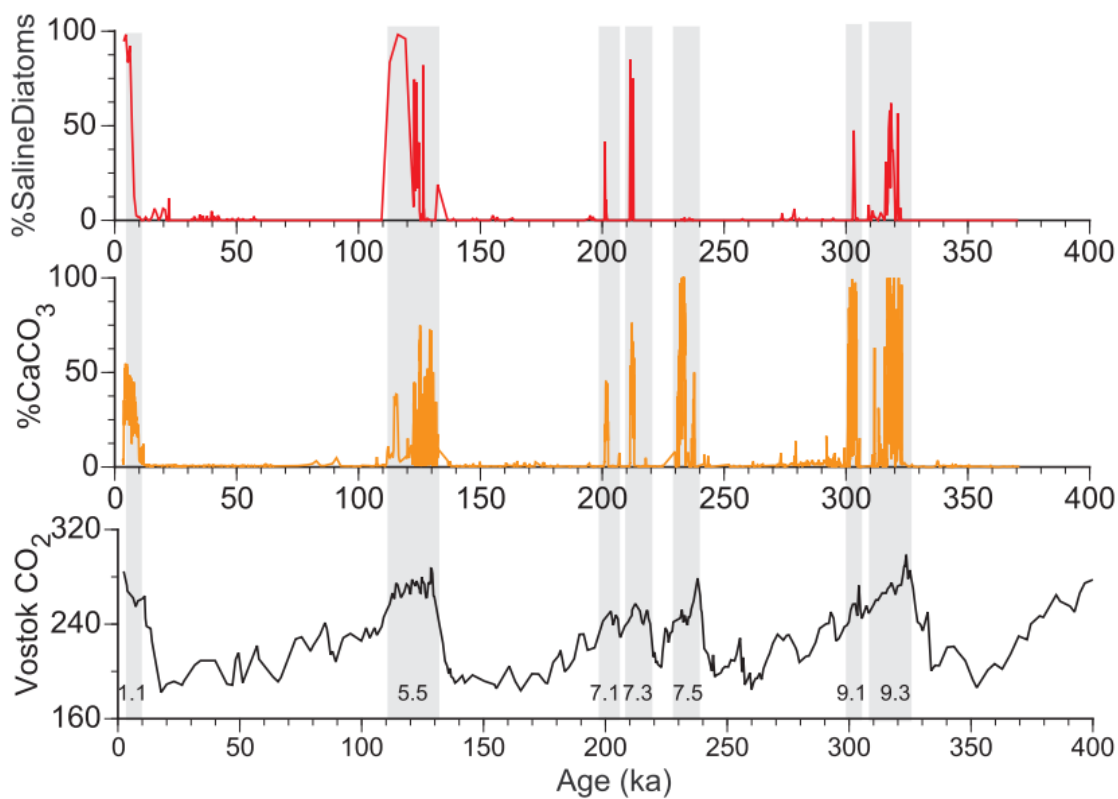


Figura 11. Registro paleoclimático de 400 ka del lago Titicaca. Se muestra el aumento de la salinidad durante las etapas interglaciales (gris sombreado). Figura tomada de Baker et al., 2015.

A partir de variaciones en el flujo lítico en sedimento se determinó que durante la primera parte del MIS 5e la descarga fluvial proveniente de los ríos fue similar al Holoceno temprano y tardío (Rein et al., 2007). A partir de la mayor abundancia de marcadores moleculares terrestres (concentración de n-alcenos de C25 a C35 derivados de ceras de hojas y a-amirina derivada de angiospermas) y diatomeas de agua dulce en Lima (Figura 9e y f) se determinó que las condiciones eran más húmedas (mayor precipitación y escorrentía) en el MIS 5e que el Holoceno tardío (Contreras et al., 2010). A partir de sedimentos en una cuenca endorreica en el desierto de Atacama (21° 32.5"S, 69° 54.8"W) se determinó que en el MIS 5e hubo un clima más húmedo, mayor erosión y transporte de material (Ritter et al., 2019). Además, durante el MIS 5e se encontró asociaciones de diatomeas euplanctónicas, ticoplanctónicas y diatomeas bentónicas no aerofilas con abundancias relativas >50 % características de condiciones acuáticas lacustres permanentes (Ritter et al., 2019). A la deposición de láminas sub-milimétricas gruesas y ricas en limo en el sitio ODP 686 (Margen de Perú, 13.5 °S) se le puede atribuir a una mayor escorrentía durante MIS 5e (Brodie y Kemp., 1994). Por lo tanto, probablemente en el MIS 5e en la costa de Perú y Chile hubo mayor precipitación y transporte de material por los ríos.

A partir de la mayor TSM, menor productividad primaria y menor gradiente de la TSM entre el Pacífico E-O en el MIS 5e podemos decir que la condición climática fue tipo El Niño o que hubo eventos ENSO frecuentemente. Esto además es

apoyado por el mayor transporte de los ríos en la costa oeste de América del sur, presencia de lago efímeros en el desierto de Atacama y la extrema aridez en el lago Titicaca. Sin embargo esta hipótesis no es apoyada por la ubicación más al norte de la ZCIT porque en la actualidad durante los eventos ENSO la ZCIT se ubica al sur.

También se realizó reconstrucciones de la estacionalidad de la TSM en el MIS 5e usando corales en el mar del caribe (Brocas et al., 2016) y la zona tropical occidental del Pacífico (Hughen et al., 1999; Tudhope et al., 2001). A partir del registro de 105 años de Sr/Ca en el coral fósil *Diploria strigosa* en la Isla Bonaire (12 10'°N, 68° 18' W) se determinó que la estacionalidad de la TSM a la mitad del MIS 5e (4.9 °C) fue mayor que la moderna (2.9 °C) (Brocas et al., 2016). En ese estudio demostraron que el aumento de la estacionalidad de la insolación dio como resultado una estacionalidad de la TSM tropical mayor que la actual. A partir del registro de 65 años de Sr/Ca en corales (*Porites* sp) del MIS 5e de la Isla Bunaken (1°37'N, 124° 45 E), norte de Sulawesi, Indonesia, se determinó que el ciclo estacional de TSM, en el MIS 5e fue ligeramente mayor que en los corales modernos (Hughen et al., 1999). Otros dos registros en el Pacífico Occidental tropical, aunque más cortos (menores a 20 años) también mostraron que la estacionalidad de la TSM en el MIS 5e fue un poco mayor que en el Holoceno (Tudhope et al., 2001). A partir de registros de Sr/Ca y $\delta^{18}\text{O}$ en corales (Sitio H94-2) de Papua New Guinea (entre los 4° y 6° S) se determinó que la estacional de la TSM fue mayor en +1 °C y menor -1.4 °C, respectivamente. A partir de $\delta^{18}\text{O}$ en coral en el sitio H95-58 se determino que la estacionalidad de la TSM fue mayor en 0.2 °C. A partir de los registros se concluye que la estacionalidad de la TSM en la zona ecuatorial fue mayor que en la actualidad.

3.6. El ENSO durante el último interglacial

Se han realizado 3 reconstrucciones del ENSO durante el MIS 5e, dos en el Pacífico Occidental (Indonesia y Papua Nueva Guinea) usando corales (Hughen et al., 1999; Tudhope et al., 2001) y una en el Pacífico Sur oriental (Perú) usando sedimentos laminados (Rein et al., 2007).

Hughen et al., 1999 midió isotopos de oxígeno y el ratio Sr/Ca en un coral fósil que creció hace 124,000 años en el norte de Sulawesi, Indonesia, para reflejar la variabilidad interanual en la precipitación y la TSM debido a ENSO. Esta reconstrucción comprende 65 años. El espectro de potencia de la frecuencia del registro fósil en la banda del ENSO (3 a 7 años) es similar a la de ATSM en la región el Niño 3 de 1856-1976, mientras el espectro para los años posteriores a 1976 es distinto, con un pico principal en 3.5 (Figura 12). Los autores concluyen por lo tanto que la actividad del ENSO durante el último interglacial fue similar al periodo actual y que a partir de 1976 el comportamiento del ENSO es anómalo con respecto a su variabilidad natural.

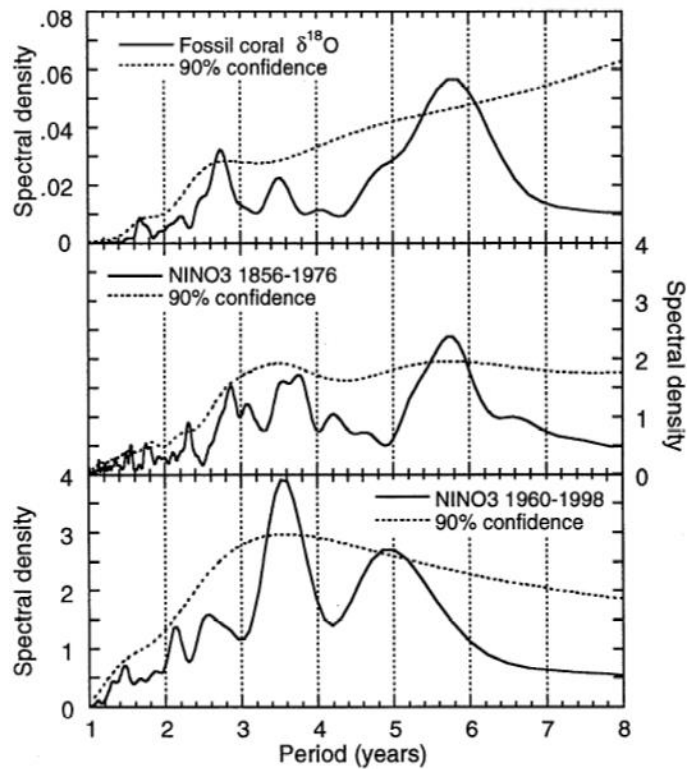


Figura 12. Figura superior: espectro de potencia Blanckman-Tukey para $\delta^{18}\text{O}$ de corales fósiles. Figura del medio: espectro de potencia de la ATSM de la región NIÑO 3 para los años 1856-1976. Figura inferior: espectro de potencia de la ATSM en la región Niño 3 para los años 1969-1998. Figura obtenida de Hughen et al., 1999.

Tudhope et al., 2001 usaron los registros de $\delta^{18}\text{O}$ en corales de Papua Nueva Guinea para demostrar la existencia de ENSO hace 130 k años. Encontraron que El ENSO estuvo activo incluso durante tiempos "glaciales" de temperatura regional y global considerablemente reducida y cambios en el forzamiento orbital. Para el MIS 5e sólo tuvo 2 registros breves (menores a 20 años) que muestran un nivel de actividad de ENSO similar o un poco más débil respecto al periodo actual (Figura 13).

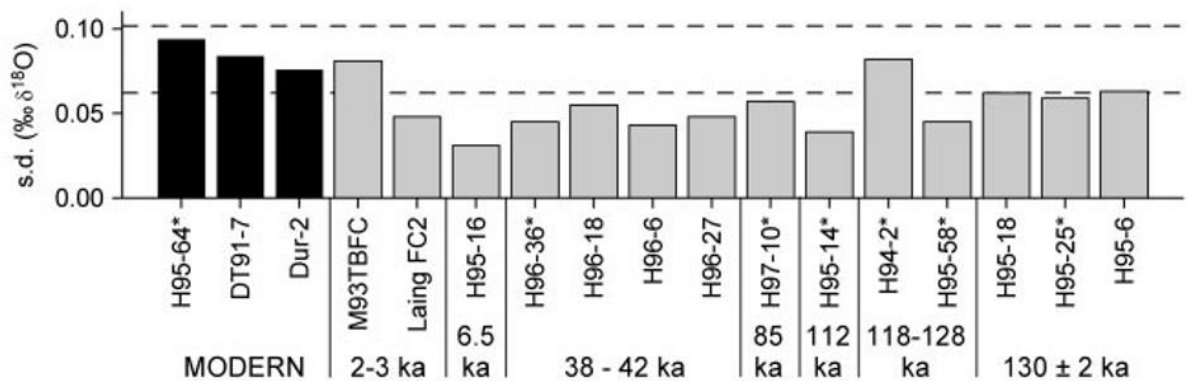


Figura 13. Desviación estándar de banda filtrada de 2.5 a 7 años de la serie de tiempo de todos los corales modernos y fósiles discutidos en Tudhope et al, 2001. Asterisco indican que la serie de tiempo es menor a 30 años. Líneas horizontales indican la variabilidad de valores (+/-1 sigma) en ventanas de 30 años en el registro coral moderno. Las barras negras y grises representan corales modernos y fósiles respectivamente. Figura obtenida de Tudhope et al., 2001.

Rein et al., 2007 analizaron las variaciones de flujo litico en sedimentos marinos laminados en Lima-Perú para conocer la variabilidad de ENSO durante el último interglaciar. La variaciones en el flujo litico reflejan la descarga fluvial proveniente de los ríos. Las variaciones del flujo litico revelaron que la actividad de ENSO durante la primera parte del MIS 5e fue similar al Holoceno temprano y tardío, y que para la segunda parte del MIS 5e hubo una menor actividad de ENSO (Figura 14). Sin embargo, se debe considerar que la descarga fluvial en la costa peruana proviene principalmente las lluvias del altiplano andino relacionados al monzon sud-americano, lo cual puede tener una dinamica muy distinta al ENSO. Extraer la señal ENSO de este registro requiere retirar variabilidad de baja frecuencia y filtrar

por lo eventos extraordinarios como se hizo en Rein et al (2007) y Carré et al.(2014).

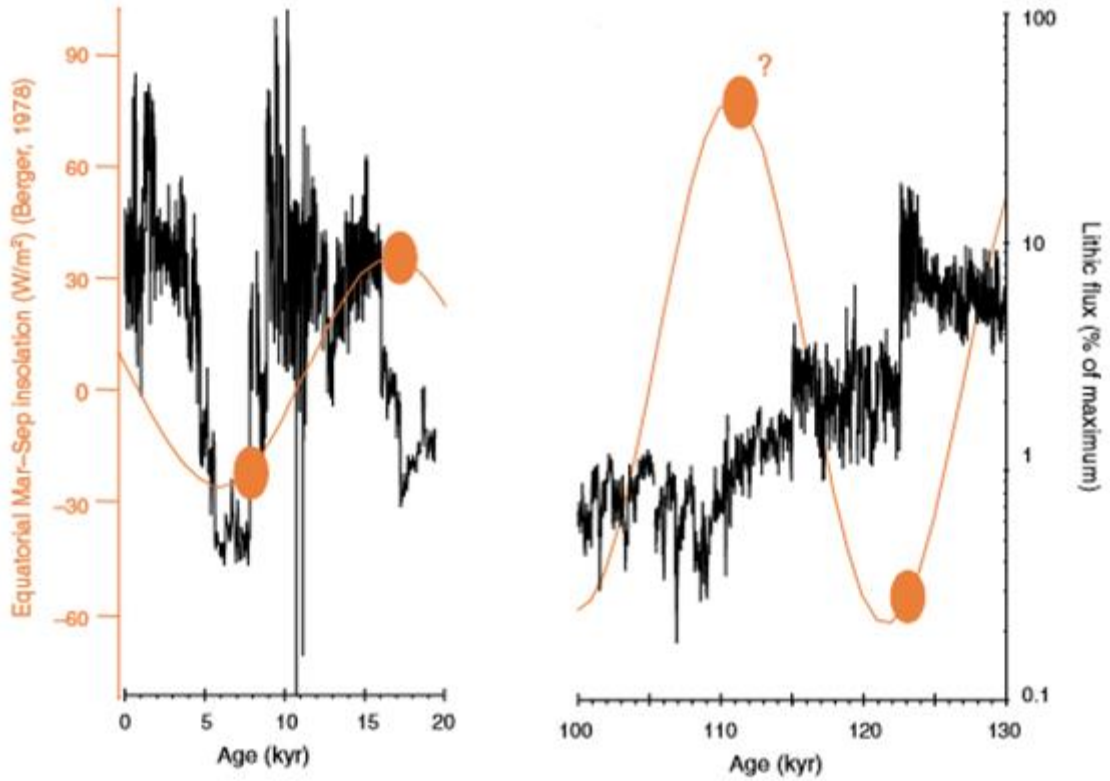


Figura 14. Tasa de flujo lítico (línea negra) e insolación ecuatorial de marzo menos setiembre (línea naranja) en ventanas de hace 0-20 k años y 100-130 k años. Figura tomada de Rein et al., 2007.

4. Metodología

4.1. Diseño del estudio

Esta investigación tiene un enfoque confirmativo porque buscó confrontar una hipótesis de trabajo. Para poner a prueba la hipótesis planteada, el sitio de la Pampa del Palo fue seleccionado porque fue identificado como una terraza marina del MIS 5e (Ortlieb et al., 1996) y contiene numerosas conchas fosiles que permiten reconstruir la variabilidad climática estacional a interanual de la temperatura del mar. Primero se buscó identificar con mayor precisión los estratos correspondientes al periodo más cálido del MIS 5e en la terraza marina tratando de establecer una correlación con la estratigrafía isotópica marina porque no existen técnicas de datación radiométrica. Posteriormente en estos estratos se selecciono 10 conchas de *M. donacium* enteras y bien preservadas para la reconstrucción de ENSO durante el MIS 5e a partir de registros isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de resolución mensual siguiendo la metodología de Carré et al., 2013.

La investigación tiene una finalidad descriptiva porque describió algunas características climáticas en el sur de Perú durante el MIS 5e: la TSM promedio, la estacionalidad anual de la TSM y la variabilidad interanual asociada al ENSO. La investigación también es retrospectiva porque buscó información climática en el pasado y es transversal porque se obtuvo datos en ventanas cortas de tiempo en el MIS 5e. El diseño experimental se detalla en la Figura 15.

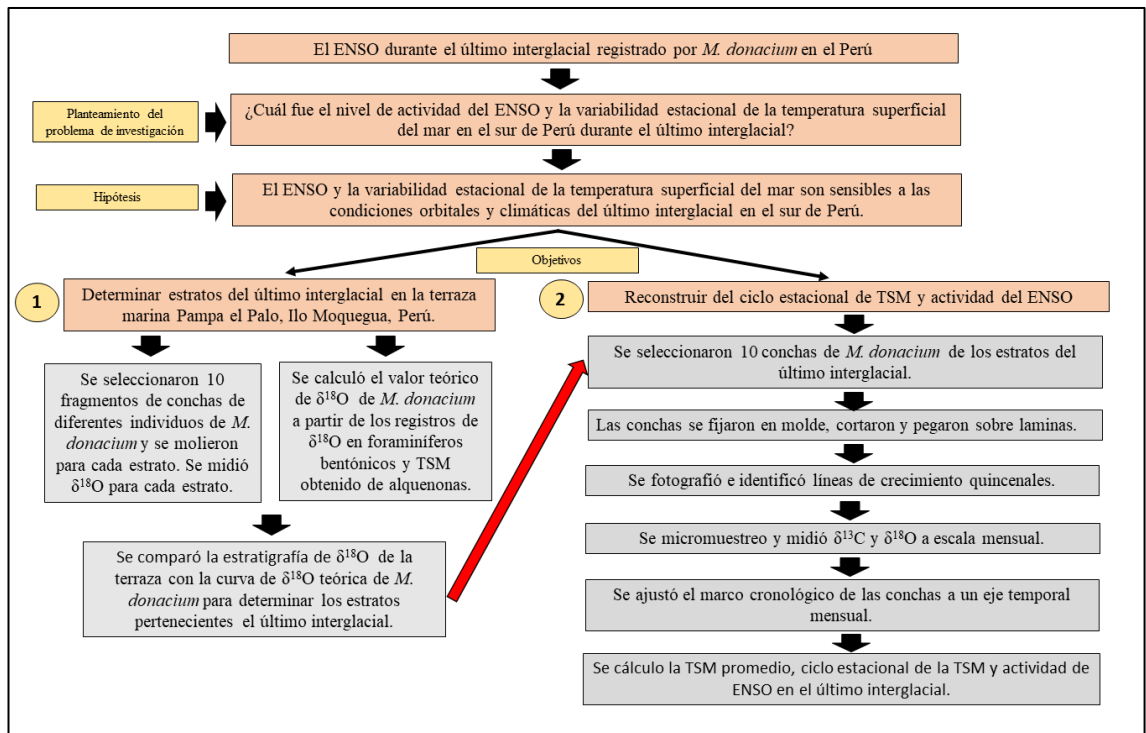


Figura 15. Esquema del diseño de investigación. Etapas para determinar estratos del último interglacial en la terraza marina Pampa el Palo y reconstruir la TSM, el ciclo estacional de la TSM y actividad del ENSO en el último interglacial. Los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ del Holoceno y periodo actual (siglo XX) fueron obtenidos de Carré et al., 2014.

4.2. Operacionalización de variables.

A continuación se presentan las variables dependientes e independientes según los objetivos de estudio (Tabla 1). Las variables independientes fueron variables que se midieron y las variables dependientes fueron las variables calculadas a partir de las variables independientes. La TSM esta expresada en $^{\circ}\text{C}$, el $\delta^{18}\text{O}$ de la aragonita en ‰ vs VPDB, y $\delta^{18}\text{O}$ del agua en ‰ vs VSMOW.

Tabla 1. Variables independientes y dependientes

Tipo de variable	Estratigrafía isotópica de la terraza Pampa el Palo	Reconstrucción de ciclo estacional de la TSM
Variables independientes	<ul style="list-style-type: none"> • $\delta^{18}\text{O}$ promedio medidos en conchas de <i>M.donacium</i> por estrato. • $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos en el Pacífico ecuatorial-oriental. • Temperatura superficial del mar obtenido de alquenonas en el Pacífico ecuatorial-oriental. 	<ul style="list-style-type: none"> • $\delta^{18}\text{O}$ de escala mensual medido en conchas de <i>M.donacium</i>. • $\delta^{18}\text{O}$ del agua de mar en el MIS 5e en el sur Perú.
Variables dependientes	<ul style="list-style-type: none"> • $\delta^{18}\text{O}$ teórico de <i>M.donacium</i>. 	<ul style="list-style-type: none"> • Temperatura superficial del mar. • Amplitud estacional de la temperatura superficial del mar.

4.3. Sitio de estudio

El clima en la costa Sur de Perú

La terraza marina Pampa del Palo se encuentra ubicada en Ilo, Moquegua ($17^{\circ} 41' 44.8''$ S, $71^{\circ} 20' 45.3''$ W) al sur de Perú (Figura 17). En las costas de Ilo actualmente, la temperatura superficial del mar promedio anual es de 16.1°C y la temperatura está entre 13.1°C en setiembre a 23.9°C en enero (<http://www.imarpe.gob.pe>). Los eventos ENSO son observados claramente en la serie mensual de anomalía de la TSM en Ilo y Niño 1+2 (Figura 16). Los coeficientes correlación de Pearson ($r=0.72$) y determinación ($R^2=0.52$) entre el índice Niño 1+2 y la serie mensual de anomalías de TSM en Ilo son altos. La alta correlación implica que la anomalías de la TSM en Ilo está influenciada por los mismos factores que influyen en la región Niño 1+2, pese a la distancia e influencia de la surgencia costera. El alto coeficiente de determinación explica que más de un 50 % de la varibilidad de la anomalía de la TSM en Ilo es explicada por el índice del Niño 1+2. Por lo tanto, actualmente El ENSO modula la TSM en la zona costera de Ilo.

En Ilo la precipitación anual es extremadamente baja y proviene de nieblas costeras. La estación meteorológica en Punta coles, Ilo entre los años 1954 y 2020 ha registrado una precipitación anual promedio de 9.9 mm/año y esta entre 0 mm/año y 77.6 mm/año (<https://senamhi.gob.pe/>). Durante eventos el ENSO en la región de Moquegua se puede generar incrementos de la precipitación, caudales y aporte de flujo lítico de los ríos al mar aunque no tan intensos como en la zona norte del Perú (Morera et al., 2017). A pesar de los incrementos de caudales de los ríos durante los

eventos ENSO, la terraza marina no está influenciada directamente por la presencia de ríos porque no son cercanos. Al norte de la terraza se ubica el río Osmore o Ilo y al sur el río Locumba que están ubicados a 8 km y 40 km, respectivamente (Figura 17). Además los caudales promedio anuales de la cuenca los ríos Ilo ($2.78 \text{ m}^3/\text{s}$) y Locumba ($2.67 \text{ m}^3/\text{s}$) (<https://www.ana.gob.pe/>) son muy pequeños durante todo el año, incluso durante eventos ENSO. Por lo tanto, la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de mar en el sitio de estudio no puede ser afectada por el ingreso de agua dulce. Esto está confirmado por un ciclo anual de salinidad muy débil en Ilo (amplitudes de 0.06) y series mensuales de $\delta^{18}\text{O}$ del agua del mar entre el 2003-2004 en Ilo que mostraron una desviación estándar de 0.14 ‰ (Carré et al., 2013).

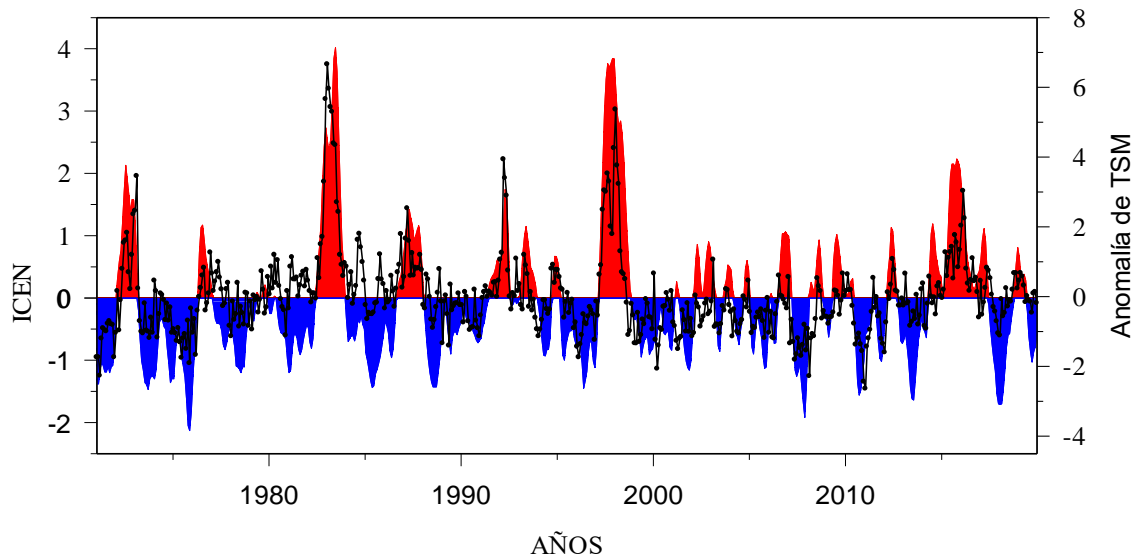


Figura 16. Serie de tiempo de ATSM de la estación costera de IMARPE en Ilo (línea negra) e Índice del Niño Costero (ICEN). Índice Costero El Niño (ICEN; ENFEN 2012) es la media móvil de 3 meses de la anomalías de la temperatura superficial del mar en la región Niño 1+2 con respecto a la climatología de 1981-2010 (Fuente: <http://www.met.igp.gob.pe/datos/icen.txt>).

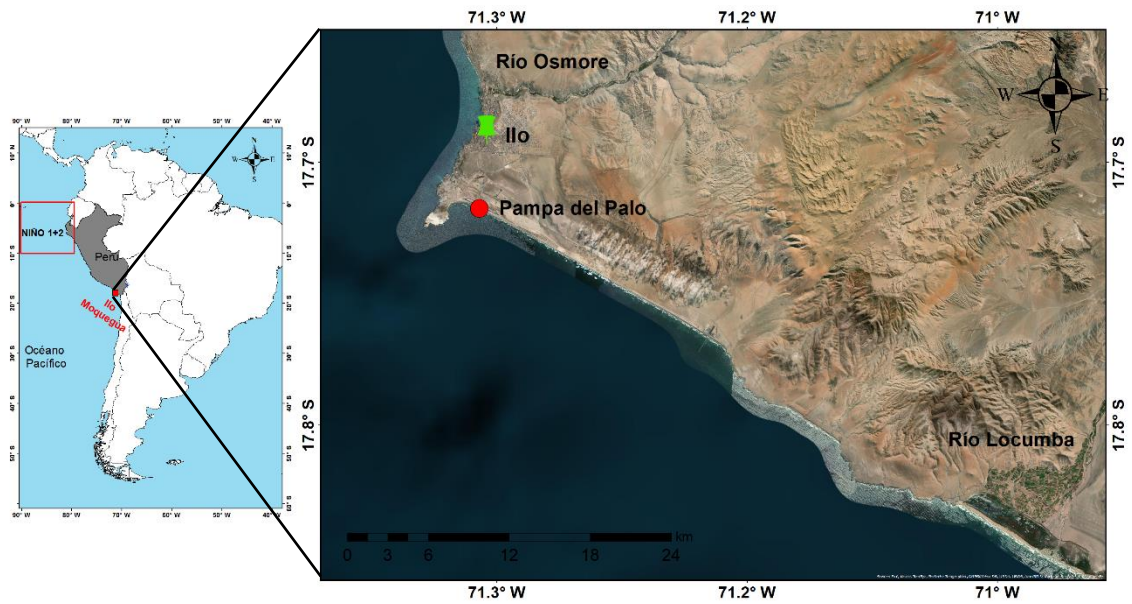


Figura 17. Área de estudio: Pampa del Palo, Ilo, Moquegua, Perú.

Terraza marina Pampa del Palo

La terraza es amplia con más de 20 km de largo, 1 km de ancho y llega a una altura máxima de 25 m sobre el nivel del mar. La terraza contiene depósitos marinos someros, costeros y lagunales, y contiene abundante conchas de moluscos. La especie *Mesodesma donacium* esta presente en la mayoría de estratos y es la más abundante en la terraza. Ortlieb et al., 1996 interpretó la edad la terraza usando fotogeológica, cartografía geomorfológica, análisis sedimentológico, datos cronoestratigráficos (series de U y datos de aminoacidos) y observaciones estructurales. Las fechas obtenidas por U/Th y aminoácidos presentaban amplitas incertidumbres pero permitieron confirmar la interpretación realizada por los análisis mencionados anteriormente. A lo largo de toda la terraza establecio 6

unidades marinas y 3 lagunares, que concluyó que probablemente pertenezcan a los periodos MIS 7, MIS 5e y MIS 5c.

Posteriormente Córdova et al., 2020 describió en detalle la columna estratigráfica de 16 m muestreada para este estudio, situada al extremo noroeste de la terraza, a 2 km de distancia aproximadamente de Punta Coles, e identificó 4 unidades marinas y una unidad de depósitos de laguna costera. En su estudio registró 54 especies de moluscos (27 bivalvos, 26 gasteropodos y un polyplacophoro). Cordova et al., 2020 y Ortlieb et al., 1996 interpretan los depósitos lagunares en la terraza como relacionados con barrera de arena y descensos del nivel del mar. Estas unidades lagunares consisten en sedimentos arenosos a fangosos de grano fino con costras gypsíferas y de carbonato que indican una fase de evaporación. Finalmente, Cordova, 2020 concluye que, en nuestro sitio de estudio, la terraza contiene sedimentos pertenecientes a los periodos MIS 5e en la parte superior y MIS 7 en la parte inferior, separados por depósitos lagunares y de evaporación que corresponderían a niveles marinos más bajos. A continuación se presenta la descripción estratigráfica de la terraza realizada por Cordova, 2020 (Figura 18).

La unidad I: es la parte más baja de la columna estratigráfica de la terraza, esta ubicada entre los 0 y 2.5 m. Está compuesta de una matriz de arenas finas (arenas solas y con estratificación cruzada) y grava compuesta por restos de moluscos. Las especies de moluscos más abundantes en esta unidad fueron *Mesodesma donacium* y *Mulinia edulis*. También encontró la especie *Ilioichione subrugosa*, indicador de aguas calidas (Cordova, 2020).

La unidad II: esta entre los 2.5 y 6.7 m, midiendo 4 m de espesor. Está compuesta de gravas de conchas de moluscos y cantos rodados en una matriz de arenas gruesas compuesta de restos de conchas y arenas litogénicas. Los límites inferior y superior son superficies erosionales. Las especies más abundante en esta unidad fueron *M. donacium*, *M. edulis* y *Ensis macha*. También encontró las especies de aguas cálidas: gasterópodo *Neaeromya sp* y el bivalvo *I. subrugosa*. Esta unidad está compuesta por 2 subunidades, la subunidad basal (2.5 a 4.25 m) y subunidad del techo (4.25 a 6.2 m). La subunidad de techo se caracteriza por una mayor fragmentación (>70 %) de restos biogénicos respecto a la subunidad basal (>50 %)(Cordova, 2020).

La unidad III: esta entre los 6.5 y 8 m, midiendo 1.5 m de espesor. La base de la unidad esta compuesta de grava de conchas. En dirección a la zona superior hay una secuencia de capas de yeso y arenas finas o costras de carbonato y capas de arena, que contiene conchas de bivalvos. Las especies más abundantes en la capa basal son *M. donacium*, *M. edulis* y *T. dombeii*. También se encontró la especie de agua cálida *Cryptomya californica*. Esta unidad la consideró como laguna costera debido a las características sedimentológicas (Cordova, 2020).

La unidad IV: esta entre los 8.5 y 12.7 m, midiendo 5 m de espesor. Esta compuesta por arenas siliciclásticas y biogénicas finas y gruesas, y algunas capas de conchas enteras. Presenta arenas con estratificación cruzada y laminadas. Las especies más abundantes en esta unidad fueron *M. donacium*, *M. edulis*, *Eurhomalea sp*, *Cryptomya californica*, *Oliva peruviana* y *Nassarius sp*. La especie

C.californica fue la segunda más abundante en la unidad 22 D. También se registro las especies *Anomia peruviana* y *Pitar* sp. La presencia y abundancia de estas especies de aguas calidas fue interpretada como una posible relación a las máximas temperaturas del mar alcanzadas en el MIS 5e (Cordova, 2020).

La unidad V: esta entre los 12.7 y 17 m. Esta compuesta por una matriz de arena con restos de moluscos. A partir de los 15 m hasta la zona superior se encontró arena estratificada laminada con restos de moluscos. Las especies más abundantes fueron *M. donacium*, *M. edulis* y *T. dombeii*. También se encontró la especie *Ilioichione subrugosa* (Cordova, 2020).

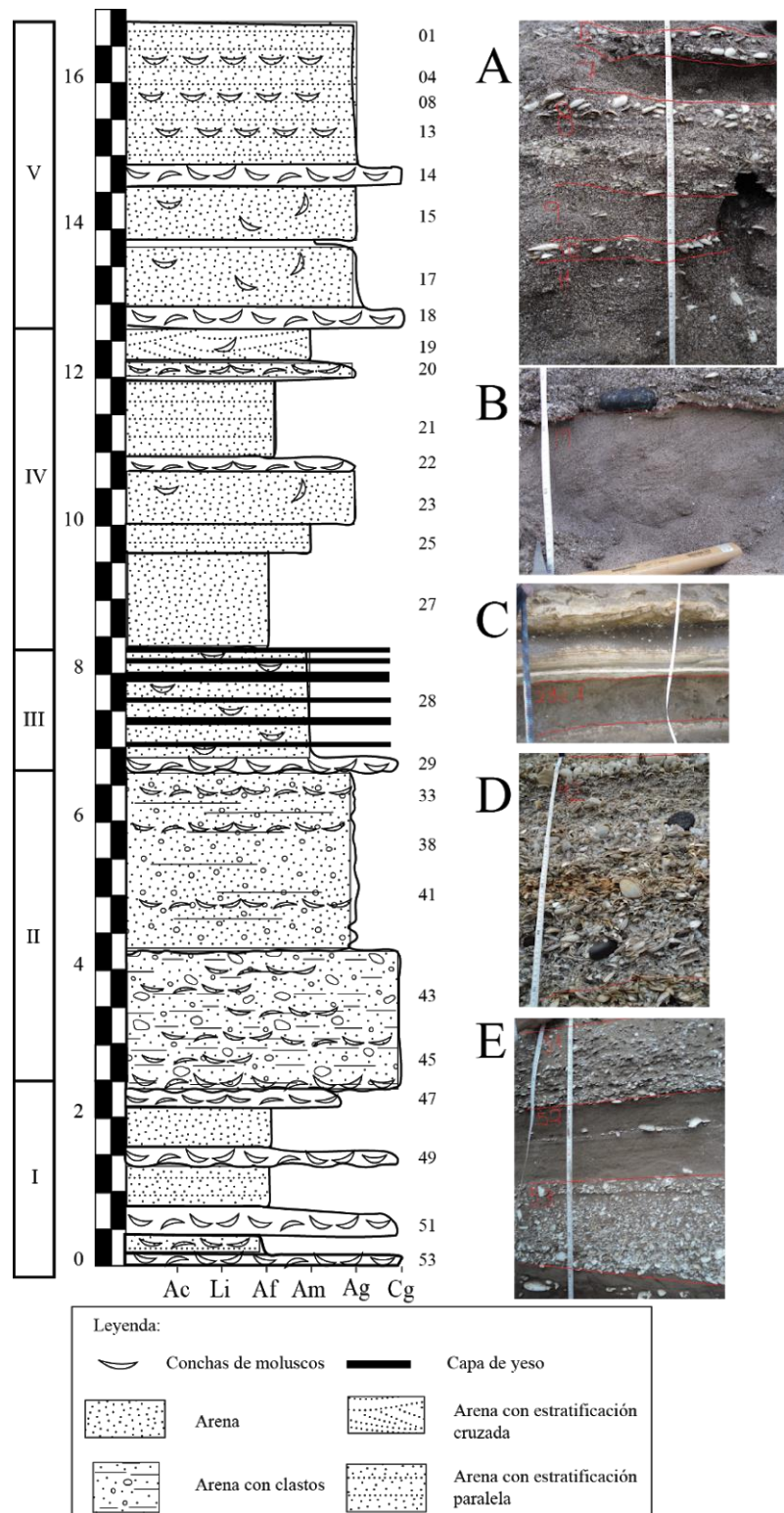


Figura 18. Vista lateral y vertical de la terraza marina Pampa del Palo. Los números romanos (I, II, III, IV y V) son las unidades marinas. La escala en blanco y negro

indica la altura (m) de la terraza a partir del nivel del mar. Los números del 01 al 53 representan los niveles mostrados en la terraza. Las Figuras (A, B, C, D y E) corresponden a los estratos (V, IV, III, II y I) . Figura tomada de Cordova, 2020.



Figura 19. Vista vertical de la terraza Pampa del Palo. Foto de M. Carré.



Figura 20. Vista de conchas de moluscos en la terraza Pampa del Palo. Foto de M. Carré.

4.4. Material de estudio

4.4.1. Conchas para reconstruir la estratigrafía isotópica

Se seleccionaron sólo fragmentos de la especie *M. donacium* para la reconstruir la estratigrafía isotópica de la terraza porque es una de las especies más abundantes en la mayoría de estratos de la terraza y existe una ecuación calibrada de paleotemperatura para *M. donacium* que nos permitirá calcular valores teóricos de $\delta^{18}\text{O}$ de aragonita de *M. donacium*.

Las conchas fueron muestreadas por Córdova, 2020. Ella identificó estratos de la terraza según sus características litológicas (características de sedimento). En cada estrato recolecto bloques y separó las conchas usando un tamiz. Para cada uno de los 37 estratos que presentaron restos biogénicos se seleccionaron 10 fragmentos

de conchas, de preferencia el umbo para asegurar que pertenecen a diferentes individuos. Las conchas *M. donacium* en toda la terraza tenían buen estado de preservación.

4.4.2. Conchas para la reconstrucción paleoclimática de resolución mensual

Se seleccionaron conchas de *M. donacium* para la reconstrucción paleoclimática porque se sabe que la aragonita de su concha precipita cerca del equilibrio sin efecto cinético (Carré et al, 2005) y existe señales isotópicas conocidas de esta especie en el Holoceno y siglo XX.

De los 17 estratos correspondientes al pico isotópico del MIS 5e según la estratigrafía isotópica, se seleccionaron de forma visual 10 conchas de *M. donacium* para la reconstrucción climática de resolución mensual. De las 10 conchas, 8 conchas estuvieron enteras y 2 fueron partes. Las partes fueron zonas principales de las conchas donde normalmente se realiza el micromuestreo. Las conchas estaban bien preservadas porque no estaban erosionadas y tenían consistencia dura indicando que la matriz orgánica estaba preservada manteniendo la cohesión mecánica de las fibras de aragonita. El buen estado de preservación fue confirmado por las observaciones en corte radial de la concha donde las trazas de recristalización aparecieron menores.

4.5. Procedimientos y técnicas

4.5.1. Estratigrafía isotópica

4.5.1.1. Preparación de muestra

La aragonita en la superficie de las conchas podría haberse recristalizado en calcita en contacto con agua meteórica (alteraciones diagenéticas). Mediciones de $\delta^{18}\text{O}$ en la calcita pueden afectar los resultados (Allan y Matthews, 1982; Hughen et al., 1999) porque los isótopos de oxígeno en la calcita no son los originales de la concha. Para evitar ese riesgo, se eliminaron de manera mecánica las posibles trazas de calcita secundaria en la zona externa de los fragmentos de conchas usando un disco con lija en el equipo Dremel. Para cada muestra, los 10 fragmentos fueron molidos juntos usando un mortero y finalmente tamizados. Mezclar los fragmentos de 10 conchas distintas permite minimizar los efectos de la variabilidad climática de corta escala y obtener un valor representativo de las condiciones promedio del estrato.

4.5.1.2. Cálculo de valor teórico de $\delta^{18}\text{O}$ de aragonita de *M. donacium*

La correlación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de aragonita de *M. donacium* medidos en la terraza Pampa del Palo y la estratigrafía isotópica marina global se hizo usando valores teóricos de $\delta^{18}\text{O}$ de aragonita de *M. donacium* calculados a partir de un registro de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos y un registro de TSM del Pacífico Oriental-Ecuatorial.

El valor teórico de $\delta^{18}\text{O}$ se calculó usando la siguiente ecuación calibrada para *M. donacium* (Carré et al., 2005):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{arag/PDB}} = \left(\frac{17.41 - T(^{\circ}\text{C})}{3.66} \right) + \delta^{18}\text{O}_{\text{wat./SMOW}}$$

Usamos valores de TSM estimados a partir del índice de insaturación de alquenonas (Uk'37) de alta resolución (10^3 años) medidos en el testigo 846 (3° S, 91° W; profundidad 3296 m) ubicado en el Pacífico Oriental Ecuatorial (Lawrence et al., 2006). Debido a la diferencia actual de la TSM entre zona norte (testigo 846) y sur (Ilo) de Perú se calculó la anomalía de TSM entre el periodo actual (24° C) y el registro de TSM en la zona del testigo 846, y después se le sumó el promedio de la TSM de Ilo (16.1° C). La TSM promedio actual en el sitio 846 se obtuvo de los datos de la NOAA: Et SST v5 (1900-2017).

Se asume que las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos en el testigo 846 (Mix et al., 1995) reflejan principalmente variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ del agua por variaciones del volumen de los cascos polares. Sin embargo, se aplicó el factor de corrección (1.7) de Duplessy et al (2002) a las anomalías de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos para corregir el efecto de la TSM sobre el $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos. Por lo tanto, se calculó los valores isotópicos del agua ($\delta^{18}\text{O}_{\text{wat/SMOW}}$) en Ilo para el MIS 5e corrigiendo el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua (0.22‰) en Ilo (Carré et al., 2013) por la anomalía de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos entre el MIS 5e y Holoceno tardío en el testigo ODP 846.

4.5.2 Reconstrucción de la variabilidad de la TSM y el ENSO

4.5.2.1. Preparación de muestras

1. Las conchas seleccionadas se fijaron en resina polyester en un molde de silicona. El proceso de fijado duro 24 h en una campana extractora para evitar contaminación.

2. Se cortaron las conchas perpendiculares a las líneas de crecimiento desde el umbo hasta el margen ventral usando una sierra lenta (Buehler, IsoMet 1000) con disco de diamante de 0.3 mm. Se obtuvo 3 secciones radiales de aproximadamente 1 mm de espesor en cada concha para elegir el mejor corte.
3. Se pegaron los cortes sobre láminas de vidrio con pegamento epoxy. Posteriormente las láminas fueron pulidas usando lijas de número de grano 1200 y 4000. Los enjuagues entre pulidos se realizaron con agua desionizada.
4. Se seleccionaron los cortes observandolos en un microscopio petrográfico a luz directa para evaluar la recristalización y la calidad de observación de las líneas de crecimiento.

4.5.2.2. Marco cronológico *M. donacium*

1. Se fotografiaron las líneas de crecimiento en los cortes pulidos desde el umbo hasta el margen ventral usando un microscopio petrográfico de Polarización (Modelo Nikon EPOI 600) con cámara digital (Infinitive 2.0) y el software de contraste *Infinitive Capture*. Este procedimiento se realizó en el Laboratorio de Oceanografía Geológica del Instituto del Mar del Perú.
2. Se unieron las fotografías secuenciales en una sola imagen mediante el software GIMP 2.10 (Image Manipulation Program).
3. Se identificaron en las fotos los grupos de líneas de crecimiento que se forman quincenalmente durante las fases de mareas vivas (Carré et al., 2005). Estas estructuras de crecimiento permiten controlar el tiempo y por lo tanto la resolución de micromuestreo. Estas estructuras de crecimiento son muy variables lo que genera

una incertidumbre en su identificación y por lo tanto en la resolución temporal del micromuestreo. La identificación se ajustará posteriormente a partir de los ciclos isotópicos anuales.

4.5.2.3. Micromuestreo

Se realizaron dos micromuestreos:

1. Se tomaron en la capa externa de cada concha, una secuencia continua de micromuestras con resolución mensual, siguiendo la dirección de crecimiento hasta el margen ventral. Se usó un equipo microperforador automatizado (Micromill, Merchantek™). Los muestreos tuvieron entre 100 y 150 μm de profundidad. Se obtuvo aproximadamente 50 μg de polvo de aragonita para cada micromuestra. De las micromuestras obtenidas se realizaron las mediciones isotópicas de oxígeno $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$.

2. Luego de observar los perfiles de $\delta^{18}\text{O}$ obtenido del primer micromuestreo y fotografías de conchas se determinó que faltaban datos para completar los ciclos anuales de $\delta^{18}\text{O}$ debido a errores en la identificación de las líneas de crecimientos quincenales. Por lo tanto, para el segundo micromuestreo se aumentó la resolución de las micromuestras de conchas. Además se remuestreó los extremos estacionales de $\delta^{18}\text{O}$ para garantizar veracidad de los resultados. Los resultados del remuestreo fueron promediados con los resultados de las primeras muestras.

4.5.2.4. Mediciones de $\delta^{18}\text{O}$

Las mediciones de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se realizaron en IsoLab, Departamento de Ciencias de la Tierra y Espacio de la Universidad de Washington, usando un dispositivo de

carbonato Kiel III acoplado a un Espectrómetro de masas (Thermo Finnigan Delta Plus IRMS). También se realizaron mediciones de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en el Laboratorio de Paleoclimatología y Paleoceanografía de la universidad de Sao Paulo, usando un dispositivo de carbonato Kiel IV acoplado a un Espectrómetro de masas (Thermo Finnigan MAT 253 IRMS).

Las muestras de aragonita fueron tratadas con 100 % de ácido fosfórico a 70 °C para liberar el CO_2 del carbonato y ser analizado en el espectrometro de masas. La ecuación de la reacción es:



Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ fueron reportados con respecto a la escala Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) usando NBS19 ($\delta^{18}\text{O} = -2.2 \text{ ‰}$) and NBS18 ($\delta^{18}\text{O} = -23.01 \text{ ‰}$) (Coplen, 1996).

Los resultados de $\delta^{18}\text{O}$ no fueron corregidos por la diferencia del factor de fraccionamiento del ácido entre la calcita y aragonita (Kim et al., 2007) porque la ecuación de la paleotemperatura usada fue calculada con valores no corregidos (Carré et al., 2005).

- Análisis en isolab, Universidad de Washington.

Los estándares internos usados en el análisis fueron c1 ($\delta^{18}\text{O} = -0.42 \text{ ‰}$), c2 ($\delta^{18}\text{O} = -16.47 \text{ ‰}$) y cqs2 ($\delta^{18}\text{O} = -15.34 \text{ ‰}$). La desviación estándar (precisión) para las mediciones repetidas de los estándares internos fue menor que 0.102 ‰.

Tabla 2. Promedio y desviación estándar calculados a partir de los estándares internos en isolab, Universidad de Washington.

Estándar	Promedio	Desviación estándar	Promedio	Desviación estándar	
	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	n
raw c1	2.7654	0.03209	-0.53994	0.074149	86
raw c2	-48.5749	0.06677	-16.7677	0.054051	78
raw cqs2	-1.8963	0.04591	-15.6009	0.10167	78

- Análisis en el Laboratorio de Paleoclimatología y Paleoceanografía de la universidad de Sao Paulo.

El estándar usado en el análisis fue NBS19 ($\delta^{18}\text{O}=-2.2$ ‰). La desviación estándar para medidas repetidas del estándar fue menor que 0.06 ‰.

Tabla 3. Desviación estándar calculada a partir del estándar en el Laboratorio de Paleoclimatología y Paleoceanografía de la universidad de Sao Paulo.

Estándar	Desviación estándar	Desviación estándar
	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
NBS19	0.037	0.058

- **Cálculo de $\delta^{18}\text{O}$ de conchas:**

El espectrometro de masas mide el número de isotopos de O^{16} y O^{18} de las micromuestras de aragonita. Los valores isotópicos están expresados como desviación relativas al estándar de referencia internacional V-PDB en ‰ usando la notación δ definida por la ecuación siguiente:

$$\delta\text{O}^{18}\text{arag/PDB} = \frac{R_s - R_o}{R_o} \times 1000$$

con $R_s = \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)$ muestra y $R_o = \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)$ referencia

4.5.2.5. Ajuste del marco cronológico interno de las conchas

El marco cronológico de las líneas de crecimiento usado inicialmente para definir el micromuestreo se ajustó retrospectivamente usando los registros isotópicos. Se identificaron los ciclos anuales y los extremos estacionales en los registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$. Asumiendo que los extremos de verano están separados por 12 ± 1 meses, se pudo reevaluar la identificación de las estructuras quincenales de crecimiento, a fin de completar el micromuestreo y de tener un eje temporal más preciso.

1. Se eliminaron líneas de crecimiento cuando la resolución apareció sobre-
evaluada. De lo contrario, se identificaron líneas de crecimientos
adicionales cuando la resolución apareció subvalorada. El marco
cronológico corregido permitió afectar una fecha relativa precisa a cada
valor isotópico.

2. A partir del marco cronológico corregido, se estableció un registro isotópico mensual, promediando los valores de $\delta^{18}\text{O}$ perteneciendo al mismo mes, o completando por interpolación lineal.

4.5.2.6. Reconstrucción de temperatura superficial del mar (TSM) y amplitud estacional de la temperatura superficial del mar

Se promediaron todos los valores de $\delta^{18}\text{O}$ para cada concha. A partir del promedio de $\delta^{18}\text{O}$ se calculó la TSM promedio para cada concha.

- **Cálculo de TSM:**

La variable $\delta^{18}\text{O}_{\text{arag./PDB}}$ se convirtió a TSM mediante la siguiente ecuación (Grossman y Ku, 1986; Carré et al., 2005):

$$T (\text{° C}) = (17.41 \pm 1.15) - (3.66 \pm 0.16) * (\delta^{18}\text{O}_{\text{arag./PDB}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{wat./SMOW}})$$

Para calcular el $\delta^{18}\text{O}_{\text{wat./SMOW}}$ se asumió que la única fuente de variación de $\delta^{18}\text{O}$ del agua a lo largo del tiempo es el efecto del cambio del volumen polar. No existen ríos de importancia cerca de Pampa del Palo que puedan generar cambios significativos de $\delta^{18}\text{O}$ del agua por ingresos de agua dulce.

A partir de anomalías de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos del stack global de Lisiecki y Raymo (2005) y el factor de corrección (1.7) de Duplessy et al (2002) se calculó el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{wat./SMOW}}$ para el MIS 5e (116-130 ka antes del presente). El factor de corrección de Duplessy et al., 2002 corrige el efecto de la TSM sobre el $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos. El valor estimado promedio de la anomalía de $\delta^{18}\text{O}_{\text{wat./SMOW}}$ es de $0.07 \pm 0.24 \text{ ‰}$. Corrigiendo de esta anomalía el valor actual de 0.22 ‰ de $\delta^{18}\text{O}_{\text{wat./SMOW}}$ para Ilo Perú (Carré et al., 2013), conseguimos un valor de

0.29 +- 0.24 ‰ para el MIS 5e en nuestro sitio de estudio. Para calcular el error de la TSM promedio se aplicó el error de $\delta^{18}\text{O}_{\text{wat./SMOW}}$ (+- 0.24 ‰) al valor promedio (0.29 ‰).

- **Cálculo de la amplitud estacional de TSM:**

Los valores $\delta^{18}\text{O}$ máximos de verano y mínimos de invierno del ciclo estacional se convirtieron a amplitud estacional de la TSM mediante la siguiente ecuación (Carré et al., 2005):

$$\Delta \text{TSM } (^{\circ} \text{C}) = - 3.66 * (\delta^{18}\text{O}_{\text{arag./PDB}} \text{ máximo} - \delta^{18}\text{O}_{\text{arag./PDB}} \text{ mínimo})$$

4.5.2.7. Comparación de la estacionalidad de la TSM y ENSO entre MIS 5e, Holoceno y periodo actual

4.5.2.7.1. Datos y correcciones

Los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de conchas de *M.donacium* del Holoceno y del periodo actual en Ilo se obtuvieron de Carré et al. (2014). Los datos de $\delta^{18}\text{O}$ se usaron para calcular la TSM anual promedio, el ciclo estacional de la TSM ($\Delta(\text{TSM})$) y la variabilidad interanual asociada a ENSO en el Holoceno y el periodo actual en Ilo.

Los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ se usaron para comparar las composiciones isotópicas entre los periodos MIS 5e, Holoceno y periodo actual. Se aplicó la corrección de 0.5 ‰ por el efecto Suess (Eide et al, 2017) a los datos de $\delta^{13}\text{C}$ obtenido de conchas

del periodo actual. Se aplicó la corrección por efecto del volumen polar a los datos de $\delta^{18}\text{O}$ obtenido de conchas del Holoceno.

4.5.2.7.2. Análisis estadístico

Se calculó la mediana, varianza y asimetría de $\Delta(\text{TSM})$ para comparar las características del ENSO entre el MIS 5 e, Holoceno y periodo actual (siglo XX). La $\Delta(\text{TSM})$ refleja la estacionalidad de la TSM. Anomalías positivas (negativas) de $\Delta(\text{TSM})$ son asociadas a anomalías de tipo El Niño (La Niña) (Carre et al.,2013). La variabilidad de la estacionalidad de la TSM, $\text{Var}(\Delta\text{TSM})$, es indicador del nivel de actividad de ENSO (Carre et al.,2013). La asimetría de $\Delta(\text{TSM})$ indica si la variabilidad interanual por ENSO se debió a fenómenos El Niño o La Niña.

La normalidad de la $\Delta(\text{TSM})$ se verificó usando la prueba de Shapiro-Wilk y posteriormente realizó la prueba U de Mann-Whitney para determinar si existen diferencias significativas entre $\Delta(\text{TSM})$ entre los periodos MIS 5e, Holoceno y el actual (siglo XX). También se construyó un histograma de frecuencias de la ΔTSM para observar la asimetría e indicar si la variabilidad interanual se debió a fenómenos El Niño o La Niña. Todos los análisis estadísticos se realizaron en el software estadístico R.

5. Resultados

5.1. Estratigrafía de $\delta^{18}\text{O}$ de la terraza marina Pampa El Palo

De los 53 niveles muestreados, sólo 30 presentaron restos o individuos completos de *M. donacium* por lo que el registro de $\delta^{18}\text{O}$ no es continuo para toda la altura de la terraza. El valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$ registrado para toda la terraza es de 0.72 ‰, el valor máximo de 1.64 ‰, y el valor promedio es de 1.19 ‰. El menor valor de $\delta^{18}\text{O}$ fue registrado a 15.5 m de altura y el mayor valor a 1.6 metros de altura (Figura 21 B). La terraza se puede dividir en 3 zonas según el registro de $\delta^{18}\text{O}$: 2 zonas con valores mínimos de $\delta^{18}\text{O}$ (la unidad V y la zona inferior de la unidad II) y 1 zona con valores máximos de $\delta^{18}\text{O}$ o sin presencia de conchas de *M. donacium* (zona superior de unidad II hasta la unidad IV) (Figura 21 A y B). La primera zona (unidad V) ubicada entre los 13.73-16.28 m de altura, incluye los valores mínimos del registro. La segunda zona (zona superior de la unidad II) entre los 5.76-6.81 m se caracteriza por los valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ o la ausencia de conchas. La tercera zona (base de la unidad II) entre los 2.86-5.14 representa otra fase de valores bajos $\delta^{18}\text{O}$.

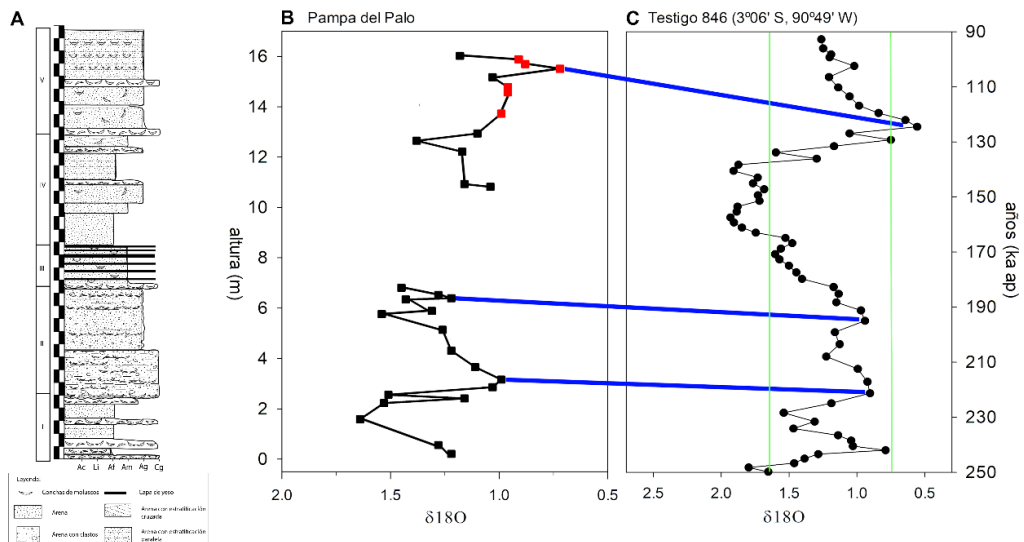


Figura 21. (A) Estratigrafía de la terraza marina Pampa el Palo (Cordova, 2020). Los números romanos (I, II, III, IV y V) son las unidades marinas de la terraza. (B) Valores de $\delta^{18}\text{O}$ medidas en conchas de *M. donacium*. Los cuadrados rojos indican los niveles de donde se colectaron las conchas de *M. donacium* para la reconstrucción paleoclimática de ENSO. (C) valores teóricos $\delta^{18}\text{O}$ de *M. donacium* calculados a partir de las anomalías de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos y valores de TSM del testigo 846 (3° S, 91 °W; profundidad 3296 m) (Lawrence et al., 2006; Mix et al., 1995). Las líneas verdes representan el rango de valores de $\delta^{18}\text{O}$ medidos en la terraza. Las líneas azules representan las correlaciones tentativas entre los picos de $\delta^{18}\text{O}$ de la estratigrafía de la terraza Pampa el Palo con la estratigrafía isotópica marina.

Los registros $\delta^{18}\text{O}$ de la unidad V (min=0.72 ‰, max=1.18 ‰, rango=0.46 ‰) fueron menores que los registros de la base de la unidad II (min=0.99 ‰, max=1.26 ‰, rango=0.27‰) (Figura 21B). En la curva isotópica marina calculada los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (min=0.56 ‰, max=1.05 ‰) entre 116-130 ka (MIS5e) fueron también menores que las registradas (min=0.79 ‰, max=1.54 ‰) entre 191-243 ka (MIS 7) (Figura 21 C).

Los valores mínimos son similares aunque ligeramente mayores que los mínimos del MIS5 e (0.56 ‰) y MIS 7 (0.79 ‰) en la curva isotópica marina. La estratigrafía isotópica de la terraza confirma la presencia de dos interglaciales como lo había propuesto Ortlieb et al. (1996). Los valores más negativos del interglaciar más elevado son consistentes con el estadio MIS5e en la unidad V y el estadio MIS 7 en la unidad II. Proponemos en base a esas observaciones una correlación entre la estratigrafía de la terraza Pampa del Palo y el testigo 846 (Figura 21). La unidad III

correspondería al periodo glacial MIS 6 por la presencia de estructuras de barrera de arena y evaporitas asociadas a lagunas marinas y a un bajo nivel del mar. No encontramos evidencia del estadio MIS 5c en la parte superior de la terraza.

5.2. Registros isotópicos en las conchas del MIS 5e

Se obtuvo 10 registros isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de 1.8 años (22 meses para concha 15D-2) a 4.8 años (57 meses para concha 14 CB) con una resolución quasimensual (Figura 22). El rango de resolución temporal de todas las micromuestras fue de 0.25 a 2 meses lunares. El tiempo total acumulado de todas las conchas es de 30.8 años. Los registros del ciclo estacional de $\delta^{18}\text{O}$ son claramente definidos, confirmando el buen estado de preservación de las conchas (Figura 22), por lo que consideramos que la señal isotópica refleja fielmente la variabilidad climática.

El valor mínimo $\delta^{18}\text{O}$ registrado del total a escala mensual fue de 0.23 ‰, el máximo de 3.43 ‰, el promedio de 1.39 ‰ y su desviación estándar fue de 0.61. El valor mínimo de $\delta^{13}\text{C}$ registrado del total a escala mensual fue de 0.03 ‰, el máximo de 2.42 ‰, el promedio de 1.12 ‰ y su desviación estándar fue de 0.52.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las conchas de *M. donacium* de Pampa del Palo del MIS 5e (promedio=1.34 ‰, min= 0.88 ‰ y max=1.99 ‰) fueron más positivos que los valores obtenidos en conchas de la misma especie del periodo actual (promedio=0.04 ‰, min= -0.23 ‰ y max= 0.34 ‰) y del Holoceno (promedio=0.89 ‰, min=-0.34 ‰ y max=0.73 ‰) (Tabla 4 y Figura 20) colectadas 60 a 80 km al sur de Pampa del Palo. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (promedio=1.34 ‰, min= 0.88 ‰ y max=1.99 ‰) también fueron más positivos que los valores del periodo actual (promedio=

1.09 ‰, min=0.82 ‰ y max= 0.41 ‰) y del Holoceno (promedio=0.43 ‰, min=-0.07 ‰ y max=1.06 ‰) (Tabla 4 y Figura 20).

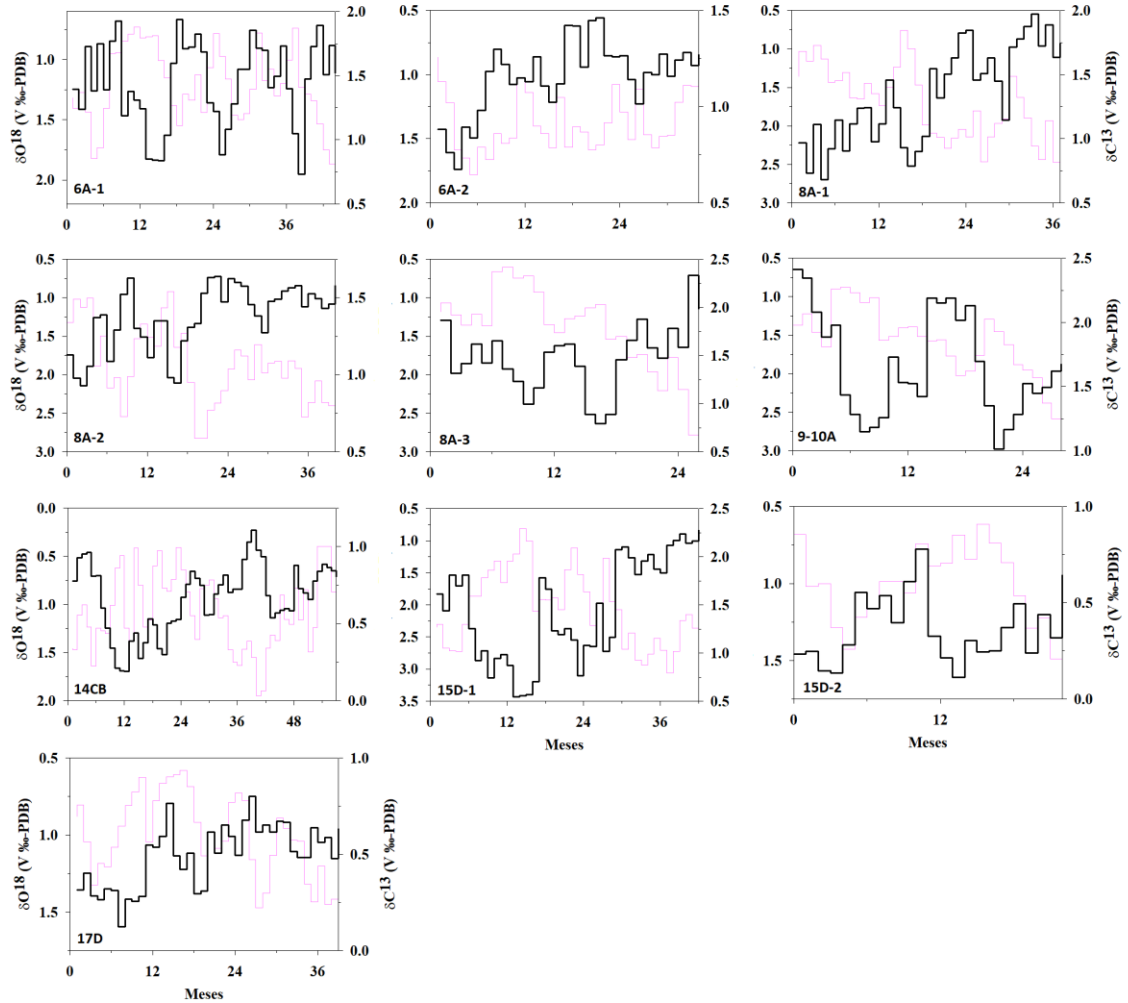


Figura 22. Perfiles de $\delta^{18}\text{O}$ (línea negra) y $\delta^{13}\text{C}$ (línea rosa). Los valores isotópicos se posicionaron en un eje de tiempo mensual en base a las líneas de crecimiento bisemanales con una incertidumbre de +/- 2 meses (Carré et al., 2007).

Tabla 4. Estadísticos del $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ y TSM obtenido de conchas de *M. donacium* del MIS 5e (este estudio), del periodo actual y del Holoceno (Carré et al., 2014).

Periodo	Estadístico	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	TSM
Actual	Promedio	0.04	1.09	17.28
	Máximo	0.34	1.41	18.24
	Mínimo	-0.23	0.82	16.17
	Desviación estándar	0.15	0.20	0.56
Holoceno	Promedio	0.89	0.43	14.15
	Máximo	1.73	1.06	16.17
	Mínimo	0.34	-0.07	11.07
	Desviación estándar	0.33	0.23	1.21
MIS 5e	Promedio	1.34	1.16	13.57
	Máximo	1.99	1.87	15.28
	Mínimo	0.88	0.56	11.19
	Desviación estándar	0.39	0.49	1.44

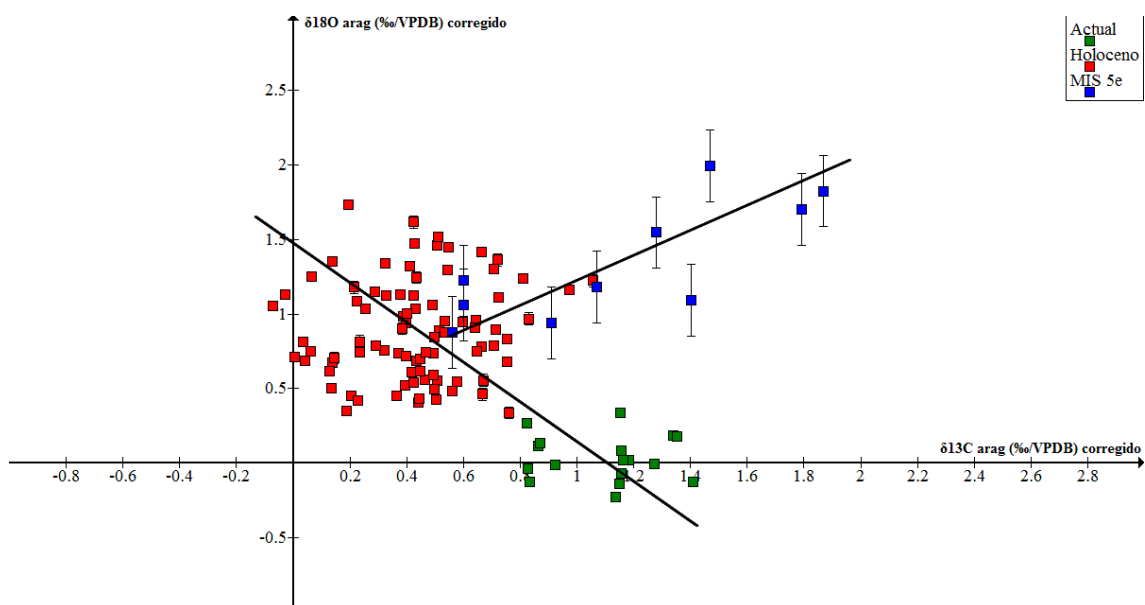


Figura 23. Valores de promedios de $\delta^{18}\text{O}$ corregidos del efecto del volumen polar y de $\delta^{13}\text{C}$ de conchas de *M. donacium* en Ilo, Moquegua, Perú. Los valores actuales de $\delta^{13}\text{C}$ fueron corregidas del efecto Suess (-0.5 ‰) (Eide et al, 2017).

Aún corregidas de las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ asociadas al nivel del mar, la composición isotópica promedio de $\delta^{18}\text{O}$ de las conchas de *M. donacium* de MIS 5e fueron más positivas que las registradas para la misma especie en el Holoceno y periodo actual (Figura 23). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son más elevados que las del Holoceno y abarcan un rango de variación más amplio. Mientras los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ modernas y Holoceno están alineadas en una relación negativa que se interpretó como un eje de intensidad del upwelling costero (Sadler et al., 2012), los valores del MIS5e muestran una relación positiva.

5.3. Temperatura superficial del mar y $\Delta\text{TSM } ^\circ\text{C}$

Los promedios anuales de TSM registrados en conchas del MIS 5e se distribuyen entre $11.2\text{ }^\circ\text{C}$ (concha 15D-1) y $15.3\text{ }^\circ\text{C}$ (concha 14CB), con una incertidumbre de $\pm 0.9\text{ }^\circ\text{C}$ asociada al rango de $\pm 0.24\text{ ‰}$ de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua durante el MIS 5e. El promedio total de $13.6\text{ }^\circ\text{C}$ para el MIS 5e fue menor de $0.6\text{ }^\circ\text{C}$ comparado con los promedios de la misma especie en el Holoceno (promedio= $14.2\text{ }^\circ\text{C}$, máximo= $16.2\text{ }^\circ\text{C}$, mínimo= $11.1\text{ }^\circ\text{C}$) y de $3.71\text{ }^\circ\text{C}$ comparado con el periodo actual (promedio= $17.3\text{ }^\circ\text{C}$, máximo= $18.2\text{ }^\circ\text{C}$, mínimo= $16.2\text{ }^\circ\text{C}$) en Ilo (Figura 24A).

Se obtuvieron 49 valores de amplitud estacional en los registros isotópicos $\Delta(\delta^{18}\text{O})$ a partir de las 10 conchas, convertidas en 49 valores de amplitud estacional de temperatura superficial del mar ΔT , cuya distribución es presentada en la Figura 26. Los valores de ΔT registrado en *M. donacium* de la terraza Pampa del Palo se distribuyen entre $1.3\text{ }^\circ\text{C}$ y $7.7\text{ }^\circ\text{C}$, y un promedio de $3.9\text{ }^\circ\text{C}$. La mediana de ΔT para el MIS 5e ($3.8\text{ }^\circ\text{C}$) fue mayor y diferente significativamente en 25 % en comparación con el periodo actual ($2.85\text{ }^\circ\text{C}$) ($U=1108$, $p<0.005$) y 40 % en

comparación al Holoceno (2.28 °C) (U=4748, p<0.005) (Figura 24 B). La amplitud máxima del ciclo estacional de la TSM es de 7.7 °C en el MIS 5e, mucho mayor a las máximas registradas en el Holoceno (4.68 °C) y periodo actual (5.09 °C) en Ilo (Tabla 5). Se tuvo 9 (18.37 % del total) registros de estacionalidad de TSM en el MIS 5e mayores o cercanos a las anomalías de TSM registrada durante los Niños extraordinarios 1983-84 (6.6 °C) y 1997-98 (5.3 °C) en Ilo.

Tabla 5. Valores de estadísticos hallados a partir de datos Δ ($\delta^{18}\text{O}$) y ΔT °C.

Estadísticos	Actual ΔO^{18} (‰)	Actual ΔT (°C)	Holoceno ΔO^{18} (‰)	Holoceno ΔT (°C)	MIS 5e ΔO^{18} (‰)	MIS 5e ΔT (°C)
Promedio	0.79	2.90	0.64	2.33	1.06	3.90
Mediana	0.78	2.85	0.62	2.28	1.04	3.80
Máximo	1.39	5.09	1.28	4.68	2.11	7.72
Mínimo	0.34	1.25	0.13	0.49	0.35	1.26
Rango	1.05	3.84	1.15	4.19	1.76	6.45
Varianza	0.05	0.72	0.05	0.63	0.24	3.16
Asimetría	0.33	0.32	0.40	0.40	0.50	0.47

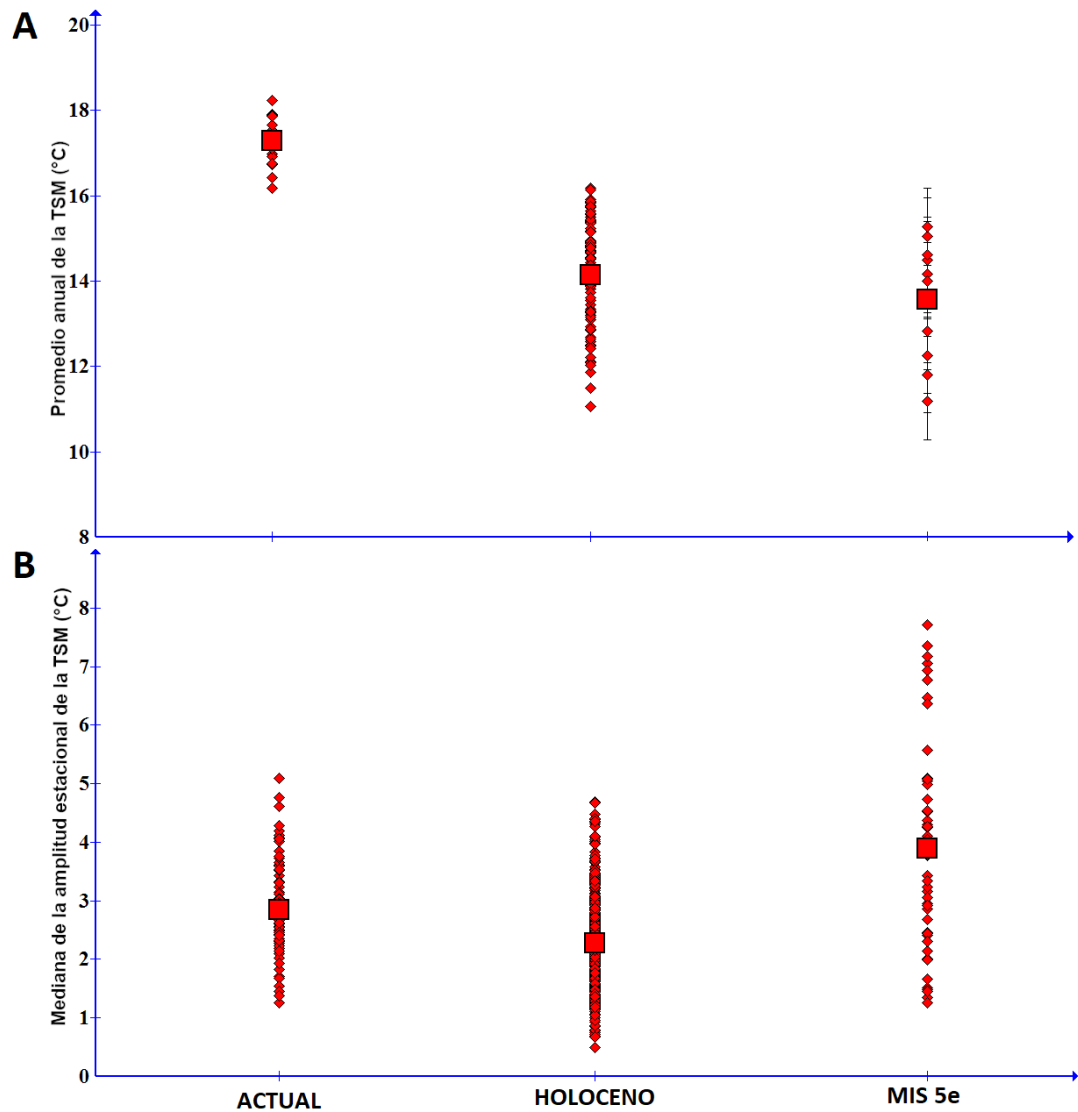


Figura 24. Reconstrucción del promedio anual y rango estacional de la TSM para el periodo actual, Holoceno y MIS 5e obtenido de valores de $\delta^{18}\text{O}$ de *M. donacium* en Ilo, Moquegua, Perú. (A) El valor promedio de TSM obtenidos de conchas individuales (rombo rojo) con la incertidumbre asociada al valor isotópico del mar (barras negras) y el valor promedio de las 10 conchas (cuadrado rojo). (B) Rangos estacionales de la amplitud de la TSM obtenidos de conchas individuales (rombo rojo) y el valor de la mediana de las 10 conchas (cuadrado rojo).

5.4. Características y comparación de registros de ENSO

El valor de la varianza ($3.16 \text{ } ^\circ\text{C}^2$) de la amplitud de la TSM registrado en las muestras de *M. donacium* de la terraza Pampa del Palo fue 5 veces mayor comparado a las registradas por conchas de la misma especie en el Holoceno ($0.63 \text{ } ^\circ\text{C}^2$) y 4.4 veces mayor comparado al periodo actual ($0.72 \text{ } ^\circ\text{C}^2$) (Figura 25B). Analisis de series de TSM instrumentales en el Perú mostraron que la varianza de la amplitud estacional esta fuertemente relacionada con la varianza del indice Niño 1+2 y por lo tanto se puede considerar como un estimador del nivel de variabilidad asociada a ENSO en la costa Peruana (Carré et al., 2013). Nuestro resultado indica entonces una variabilidad de ENSO mucho mayor que durante el Holoceno y periodo actual.

El valor de asimetría (0.47) de la amplitud de la TSM registrados en las muestras de *M. donacium* de la terraza Pampa del Palo es positivo y mayor comparado a las registradas por conchas de la misma especie en el Holoceno (0.40) y periodo actual (0.32) (Figura 25C). Este resultado implica una mayor frecuencia de eventos El Niño muy fuertes. Los datos instrumentales sugieren además que el modo de variabilidad de tipo "Pacífico central o C" del ENSO produce una asimetría negativa de las anomalías de temperatura en el Perú mientras el modo de variabilidad de tipo "Pacífico este o E" produce una distribución de anomalías con una asimetría positiva (Carré et al., 2014). El mayor valor de asimetría en la muestra del MIS5e podría, según este modelo, estar asociada a una mayor contribucion de evento de tipo "Pacífico este" en esta época.

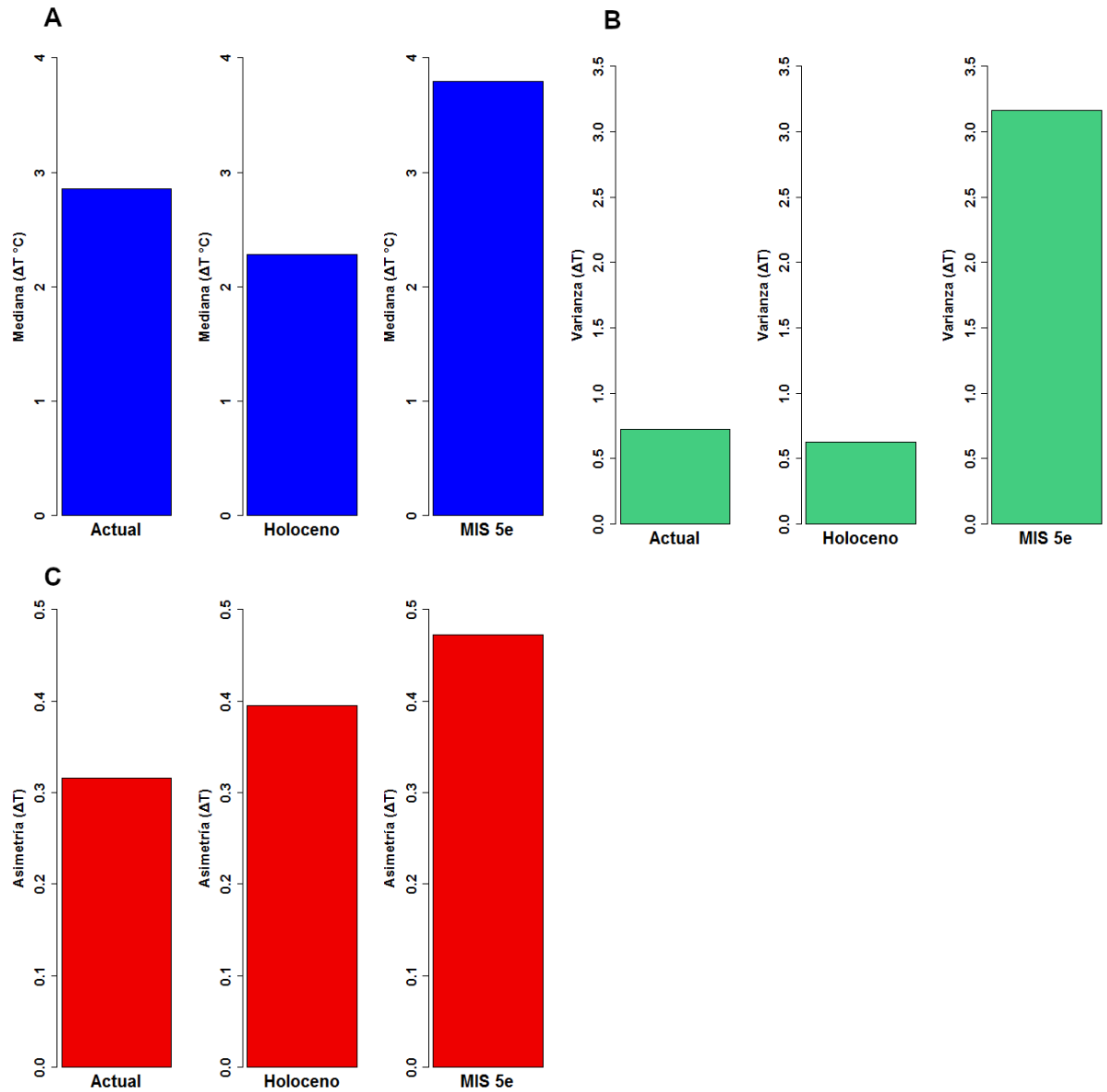


Figura 25. (A) Mediana, (B) varianza y (C) asimetría ΔT °C para el periodo actual, Holoceno y MIS 5e.

La distribución de las anomalías de TSM (ΔT °C) relacionadas con ENSO en el periodo actual (Figura 26A) y Holoceno (Figura 26B) no muestran la presencia de eventos extremos El niño (ΔT °C > 5 °C) que si se muestra en la distribución de ΔT en el MIS 5e (Figura 26C) y que incluye 9 eventos extremos. Las conchas de *M.*

donacium del periodo actual no registran los eventos extremos El Niño extraordinario 1983/84 (6.6 °C) y 1997/98 (5.3 °C) en Ilo (Figura 26A).

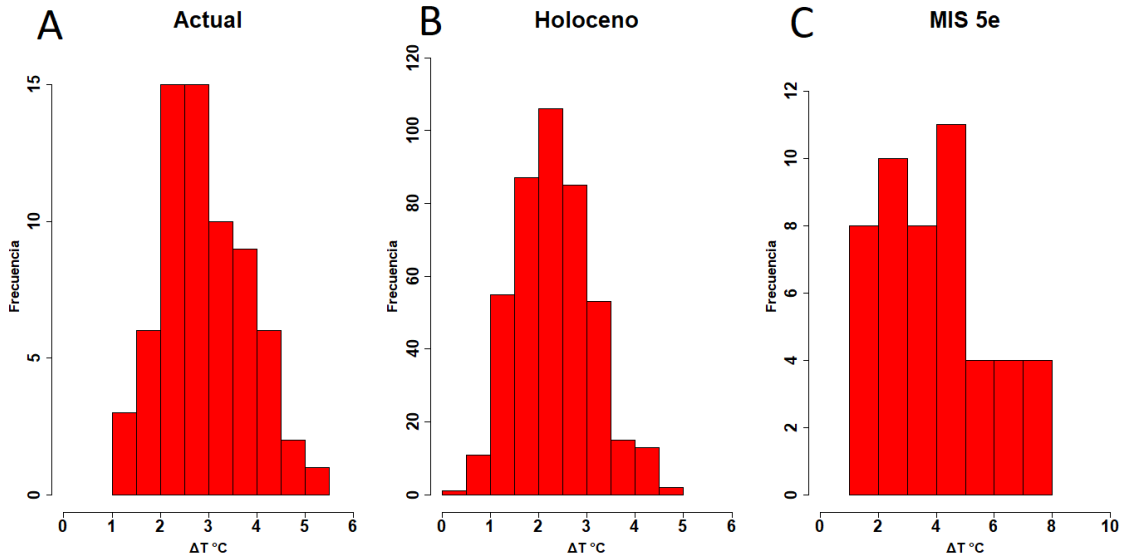


Figura 26. Distribución de frecuencias de ΔT °C para el periodo actual (A), Holoceno (B) y MIS 5e (C).

6. Discusión

6.1. Cronología de la terraza marina Pampa El Palo

Ortlieb et al., 1996 propusieron a partir de dataciones y de un análisis sedimentológico y tectónico que los depósitos marinos superiores en la terraza Pampa del Palo pertenecían a los periodos MIS 5 (subestadios 5e y 5c) y los inferiores al estadio MIS 7. Sin embargo, la gran incertidumbre en las dataciones (U/Th y racemización de aminoácidos en moluscos fósiles) no permiten determinar con seguridad la posición estratigráfica del MIS5e en la columna para realizar este estudio. Además, la descripción estratigráfica de Ortlieb et al., 1996 integra observaciones sobre los 20 km de la terraza y no corresponde exactamente a las características de la columna muestreada en este estudio.

Nuestro perfil isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ de Pampa del Palo registra dos picos isotópicos que atribuimos a MIS 5e y MIS 7, cuyos valores son similares a los calculados a partir del testigo ODP 846 para los estadios MIS 5e y MIS 7. No se registró un pico que podría ser asociado al estadio MIS5c propuesto en la superficie de la terraza por Ortlieb et al., 1996, posiblemente porque esta estrata no fue depositada o fue erosionada en esta parte de la terraza. Hay incertidumbre en la comparación de los valores absolutos de $\delta^{18}\text{O}$ de la terraza y el valor teórico de $\delta^{18}\text{O}$ porque para su cálculo se usó registros en la zona ecuatorial asumiendo una diferencia de temperatura con nuestro sitio de estudio igual al actual. Además existe el error al asumir que las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos sólo reflejan variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ del agua por variaciones del volumen de los cascos polares aunque también incluye el efecto de la variabilidad de la temperatura del fondo del mar (Duplessy et al., 2002). Pese a estas incertidumbres los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en la

terrazza están dentro del rango de valores de $\delta^{18}\text{O}$ de los interglaciales MIS 5e y MIS 7 en la curva isotópica marina teórica de *M. donacium*, lo que soporta la validez de nuestra correlación.

Sin embargo no se puede determinar exactamente los límites de los periodos MIS 5e y MIS 7 en la terraza por la baja resolución y la incertidumbre asociada a los valores de $\delta^{18}\text{O}$. Todos los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ en la zona superior de la terraza (unidad V) son menores que 1.4 ‰, por lo que probablemente todo el sedimento acumulado en la zona superior de la terraza se debería al alto nivel del mar y pertenecería al periodo MIS 5e, lo que es consistente con Ortlieb et al, 1996. Los valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$ dentro de la terraza están asociados a periodos más cálidos como lo observado en registros paleoclimáticos en sedimentos. Las conchas colectadas para la reconstrucción paleoclimática pertenecerían a la fase global más cálida del MIS 5e en el EEP (129-119 ka) porque fueron colectadas en la zona de la terraza que representa los valores mínimos de $\delta^{18}\text{O}$. Ese periodo corresponde también al máximo de contraste estacional de insolación en el hemisferio norte.

6.2. Variabilidad estacional de $\delta^{18}\text{O}$ en las conchas

El valor de $\delta^{18}\text{O}$ medido en aragonita depende no solamente de la TSM, sino también del valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua en su tiempo de crecimiento, que puede variar a escala mensual en función de los aportes de agua dulce y de la evaporación. Actualmente los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua a escala mensual o estacional en Perú no tienen cambios significativos por el ingreso de agua dulce de los ríos (Carré et al., 2013). Sin embargo estudios paleoceanográficos del MIS 5e sugieren una mayor

precipitación y mayor aporte lítico del continente al mar en este periodo (Brodie y Kemp., 1994; Contreras et al., 2010) .

Actualmente la precipitación anual en Ilo es extremadamente baja (promedio anual < 9.9 mm/año) y los ríos Osmore y Locumba están ubicados a 8 km y 40 km de distancia respectivamente de la terraza Pampa del Palo y sus caudales son muy pequeños (<3 m³/s) por lo que parece improbable que los aportes de agua dulce hayan afectado el $\delta^{18}\text{O}$ del agua del mar a escala estacional en el MIS 5e. Además, en casos excepcionales que el flujo del río es suficientemente fuerte para afectar el $\delta^{18}\text{O}$ del agua del mar, este tipo de evento podría ser detectado en registros isotópicos de conchas por una caída simultánea en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (Sadler et al., 2012, Carré et al., 2012, 2014). Durante el ingreso de agua dulce con un $\delta^{18}\text{O}$ ligero provenientes de los ríos también hay una mayor entrada de carbono disuelto de origen terrestre, con $\delta^{13}\text{C}$ más ligero, por lo que la precipitación del carbonato se realiza en agua con $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ más ligero. Nuestros resultados muestran que las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en conchas de *M.donacium* para el MIS 5e están en fase (valores negativos y positivos del registro de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ están relacionados) lo que ha sido observado en conchas modernas (Sadler et al., 2012). Sin embargo, los valores isotópicos están en el rango de los valores esperados en medio marino y no se observan incursiones negativas bruscas que perturben el ciclo estacional, lo que permite rechazar la hipótesis de una influencia de agua dulce en este sitio en el MIS5e.

6.3. Estacionalidad de la insolación y temperatura superficial del mar

La amplitud del ciclo anual de la TSM en el MIS 5e en Ilo fue mayor en 1.52 °C y 0.94 °C que en el Holoceno y periodo actual, respectivamente. Este resultado es similar con los resultados obtenidos de registros de resolución mensual de corales en el mar del caribe (Brocas et al., 2016) y la zona tropical occidental del Pacífico (Hughen et al., 1999; Tudhope et al., 2001) pese a estar en diferentes ubicaciones o hemisferio. Nuestro resultado es similar con los registros Sr/Ca en corales en la Isla Bonaire (12° 10' N, 68° 18' W) al sur del Caribe que determino que la estacionalidad de la TSM a mediados del MIS 5e fue 2 °C mayor que en el Holoceno (Brocas et al., 2016). Sin embargo nuestro resultado no es consistente con esta interpretación porque la estacionalidad de la insolación fue mayor en el hemisferio norte y reducida en el hemisferio sur durante el máximo del MIS 5e (Berger, 1978). A partir de esta inconsistencia se podría hipotetizar que la estacionalidad de la TSM en nuestro sitio de estudio depende más de la dinámica de circulación atmosférica y oceánica impulsada por el hemisferio norte que de la estacionalidad de la insolación local. Esta hipótesis es fortalecida por los registros de Sr/Ca en corales (Sitio H94-2) de Papua New Guinea (entre los 4° y 6°S) que determinó que la estacionalidad de la TSM en el MIS 5e fue mayor en 1 °C que en el Holoceno (Tudhope et al., 2001). Además esta hipótesis es soportada por los registros de Sr/Ca en corales en la Isla Bunaken (1°37'N, 124° 45 E), Indonesia donde se determino que ciclo estacional de la TSM fue ligeramente mayor en el MIS 5e que en corales modernos (Hughen et al., 1999). La hipótesis alternativa es que nuestras conchas no pertenecen al inicio del MIS 5e (125 ka), sino al final (115 ka), cuando la estacionalidad de insolación es mayor en el hemisferio sur que en el hemisferio norte. Eso significaría que el máximo de temperatura en el upwelling peruano

hubiera ocurrido al final del MIS 5e y no al principio como en el resto del mundo, lo que no es consistente con reconstrucciones de la zona (Rein, 2007; Contreras et al., 2010; Shaari, 2013).

6.4. Estado promedio del clima en el Pacífico sur-este en el MIS 5e de Perú

Considerando un valor isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de $0.29 \pm 0.24 \text{ ‰}$, las conchas de Pampa del Palo indican una reducción de temperatura de $0.6 \text{ °C} \pm 0.9 \text{ °C}$ en el MIS 5e en comparación al Holoceno. Este resultado es diferente con el aumento de 2 °C de TSM registrado en el centro de Perú y el incremento de 0.4 °C en el sur de Perú obtenido a partir de alquenonas en testigos marinos (Rein et al., 2007; Shaari et al., 2013). Esta diferencia podría ser relacionada a la mayor influencia del afloramiento cerca de la costa. Aunque probablemente la diferencia se debería principalmente al hecho de que la temperatura promedio registrada por los bivalvos es un promedio anual mientras las alquenonas registran las condiciones de la estación de crecimiento del fitoplancton que ocurre principalmente en primavera y verano en oposición al ciclo estacional de la intensidad de surgencia (Echevin et al., 2008; Sadler et al., 2012). Las alquenonas indicarian entonces veranos más cálidos, y los bivalvos un promedio anual similar al Holoceno o ligeramente más frío. Esta interpretación es consistente con la mayor amplitud del ciclo anual registrada en las conchas de Pampa del Palo.

La mayor TSM en el verano austral en el MIS 5e podría provocar una mayor estratificación en la columna agua, causando un menor aporte de nutrientes y por lo tanto menor productividad. Esta hipótesis es consistente en la mayor abundancia del marcador molecular (1,14 C28 alquil diol) de la diatomea *Proboscia* en

sedimentos en el sitio 1229 (11 °S), que fue interpretado como indicador de la estratificación del agua (Contreras et al., 2010). La hipótesis también es apoyada por la disminución de la productividad en 69 % en Lima y 57 % en Pisco en el pico del MIS 5e con respecto al Holoceno (Schrader et al., 1992). Pese a que estos últimos resultados en la paleoproductividad no están en fase con los ciclos glacial-interglacial y el sedimento de este periodo se caracterizan por estar bioturbados y la mala conservación de diatomeas se encontró estas marcadas disminuciones de la productividad (Schrader et al., 1991). Los registros de los ensambles de foraminíferos bentónicos en el sitio Y71-6-12 (16.44 °S) (Loubere y Fariduddin 2003) y ensambles de nanofosiles calcáreos en el ecuador (López-Otálvaro et al., 2008) también son consistentes con la menor productividad en el MIS 5e. Por otro lado se sabe que anomalías cálidas por ENSO impactan negativamente la productividad (Espinoza-Morriberón et al., 2017), por lo que la menor productividad en el MIS 5e también podría deberse a la mayor actividad de ENSO o eventos cálidos extremos que registramos en este periodo.

6.5. Actividad de ENSO en el MIS 5e

Carré et al., 2012 indica que la TSM registrada por conchas *M. donacium* incluye el rango de anomalías de La Niña a El Niño moderado, pero no incluye anomalías cálidas extremas como el Niño 1997-98 por la alta mortalidad de *M. donacium* durante estos eventos (Carré et al., 2012). Sin embargo nosotros registramos 9 eventos El Niño Extremo que no provocaron la muerte de *M. donacium*. La mortalidad de *M. donacium* podría estar relacionada a la TSM absoluta o duración de la anomalía de la TSM durante El Niño extraordinario. En este trabajo planteamos que probablemente El Niño extraordinario de 1997-98 (anomalías

cálida de 5.3 °C en Ilo y 8.8 °C en Puerto Chicama) causó la mortalidad de *M. donacium* principalmente por la duración del evento y no sólo por la TSM absoluta, caso contrario de Niño extraordinario 1983-84 (anomalías cálida de 6.6 °C en Ilo y 9.5 °C en Puerto Chicama) que registro mayores TSM absolutas y duro menos. Entonces planteamos que probablemente los individuos *M. donacium* durante el MIS 5e registraron eventos El Niño extraordinario similares al 1983-1984.

La variabilidad del ENSO en el MIS 5e en la costa sur de Perú es de un nivel extremo, 5 y 4.4 veces mayor comparado con el Holoceno y periodo actual respectivamente, el cual no es consistente con los cambios detectados en los registros de ENSO en Indonesia (Hughen et al., 1999) y Papua Nueva Guinea (Tudhope et al., 2001) en el MIS 5e. La inconsistencia puede ser porque el 50 % de la variabilidad del $\delta^{18}\text{O}$ en el Pacífico Occidental ecuatorial es debido a la variabilidad estacional e interanual de la precipitación debido al ENSO (Hughen et al., 1999). Los resultados pueden estar sobrepuestos con el fortalecimiento o debilitamiento del monzón asiático o posición promedio de la ZCIT. Se espera que la posición promedio ZCIT en el MIS 5e estaba ubicada más al norte por el aumento de la insolación durante el verano boreal en el hemisferio norte. A partir de registro mensual de $\delta^{18}\text{O}$ en corales fósiles en el Caribe (Brocas et al., 2018) se determinó que la ZCIT estaba ubicada más al norte. Esta hipótesis también es apoyada por registros de minerales de arcilla en sedimento en Cariaco-Venezuela (Riboulleau et al., 2014), registros de $\delta^{18}\text{O}$ y ratio de Mg/Ca en foraminíferos en el noreste de la Isla Galapagos (Lea et al, 2006) y simulaciones de modelos climáticos (Yeung et al, 2020) que indica que la ZCIT estaba ubicada más al norte en el MIS 5e. Por lo tanto, la parte de variabilidad relacionada a las precipitación disminuye en la región

de Papua Nueva Guinea, lo que podría explicar en parte porque no registran el mismo aumento de ENSO. La diferencia de resultados entre nuestro registro y los registros en el Pacífico Occidental de ENSO (Hughen et al., 1999; Tudhope et al., 2001) también es que nuestro registro de $\delta^{18}\text{O}$ de conchas representa la suma de ventanas aleatorias más cortas de tiempo (2 a 5 años) que los registros de $\delta^{18}\text{O}$ de corales (18 y 65 años), pero que están distribuidas en un periodo más largo de tiempo, potencialmente miles de años. Por lo tanto, la variabilidad de ENSO que registramos puede incluir cambios de ENSO a escala centenal y milenial.

La diferencia de actividad de ENSO entre nuestro registro y el Pacífico occidental también se puede deber a cambios en el patrón espacial de ENSO como se hipotetizo en el Holoceno (Carré et al., 2014). La asimetría de la distribución de anomalías ENSO obtenida con los bivalvos es positiva y mayor en el MIS 5e comparado al Holoceno y al periodo actual. Este resultado indica que las anomalías cálidas en la costa peruana y en la región Niño 1+2 serían más frecuentes e intensas en el MIS 5e que en Holoceno y periodo actual. En 30.7 años registrados durante el MIS 5e, las conchas de *M. donacium* registraron 9 eventos El Niño con amplitudes iguales o mayores a los El Niño extraordinario 1983/84 (6.6 °C) y 1997/98 (5.3 °C) en Ilo, mostrando que la frecuencia de esos eventos era muy alta en este periodo respecto al holoceno. Es importante considerar que los registros de las conchas de *M. donacium* del MIS 5e son comparables a los registros de conchas de la misma especie de todo el holoceno porque ambos registros incluyen la variabilidad centenal y milenial. Ese nivel de variabilidad es el más alto que nunca se ha registrado, indicando que el rango de variabilidad del ENSO es mucho más amplio

de lo que se ha observado en los registros instrumentales y paleoclimaticos en el Holoceno.

Los eventos El Niño extraordinarios del tipo Eastern Pacific (Kao y Yu et al., 2009) suelen estar asociados a fuertes inundaciones. Ese resultado es consistente con la elevada concentración de marcadores moleculares terrestres (concentración de n-alcenos de C25 a C35 derivados de ceras de hojas y α -amirina derivada de angiospermas) y diatomeas de agua dulce en sedimentos (Contreras et al, 2010). y deposición de láminas sub-milimétrica gruesas y ricas en limo en el sitio ODP 686 (Margen de Perú, 13.5 °S) (Brodie y Kemp, 1994), que indican que hubo un mayor aporte de agua proveniente de rios (Contreras et al, 2010) en esa época. Una fuerte actividad de ENSO también puede ser apoyada por la sequía registrada a partir de polen (Hanselman, J et al, 2005) y % CaCO₃ (Fritz et al., 2007) en el lago Titicaca. Durante los eventos El Niño extraordinario 1983 y 1998 se generó sequías en la vertiente del Titicaca (Lavado-Casimiro y Espinoza, 2014). Aunque sequías en la vertiente del Titicaca durante el MIS 5e también puede ser interpretado como un debilitamiento del monzón sudamericano (Zhou y Lau, 2001). Las variaciones de flujo lítico en sedimentos marinos al norte de Lima, sugieren que la actividad de ENSO durante la primera y segunda parte del MIS 5e fue similar y menor que la actual respectivamente (Rein et al., 2007). Sin embargo este registro tiene una resolución subanual a decadal que no distingue la variabilidad interanual debido al ENSO y también refleja cambios en la precipitación en la zona altoandina de Perú, relacionados directamente a la actividad del monzón sudamericano que es reducida cuando la insolación de verano austral es reducida (Cruz et al., 2005; Yeung et al., 2020; Hou et al., 2020).

La elevada actividad de ENSO encontrada en nuestra reconstrucción es opuesta o inconsistente a los resultados de simulaciones de modelos climáticos forzados con los parámetros orbitales del MIS 5e (Kukla et al., 2002; An et al., 2017; Brown et al., 2020). Los Modelos climáticos simplificado Oceano-Atmósfera simulan que en el MIS 5e hubo en promedio 80 (min=45 y máx=100) eventos cálidos cada 500 años y que es aproximadamente igual a los 82 eventos cálidos en 500 años simulados para el periodo actual (Kukla et al., 2002). Otros modelos (KCM) que incorporan el casco polar simulan que la variabilidad del Niño 3.4 fue menor en el MIS 5e (DE=0.53-0.69) que en el Holoceno (DE=0.65-0.76) (An et al., 2017). Los modelos climáticos (CMIP6) que incorporan capas de hielo, vegetación, geografía y actividad solar en condiciones pre-industriales simulan que la amplitud de ENSO en el Niño 3.4 se redujo aproximadamente 20 % en el MIS 5e (Brown et al., 2020). La diferencia entre nuestro resultado y las simulaciones de modelos climáticos probablemente se deba a que la habilidad de los modelos en representar el ENSO a condiciones climáticas distintas a la actual aún es deficiente porque faltan incorporar otros componentes, procesos u otros forzantes como el volcanismo que puede modular también la actividad de ENSO (Emile-Geay et al., 2008) a escala centenal y milenial. La incertidumbre asociada a la fecha precisa de nuestro registro también puede ser una de las causas de la diferencia entre nuestros resultados y las simulaciones de los modelos climáticos. Por ejemplo Ann et al, 2017 mediante simulaciones encontró una mayor variabilidad de ENSO a los 115 ka (DE=0.90) que el Holoceno tardío (DE=0.76). Otra variable que puede determinar cambios en la variabilidad de ENSO por factores como el aporte de flujos de agua dulce (Luan et al., 2015) pueden darse en los límites de los periodos

climáticos. Por ejemplo mediante simulaciones de modelos se mostró que flujos de agua dulce en el Holoceno temprano en el Atlántico norte puede aumentar la variabilidad de ENSO debido a la mayor retroalimentación viento-termoclina (Luan, et al 2015).

El proceso que podría explicar la elevada actividad de ENSO en el MIS 5e puede ser el debilitamiento del gradiente zonal de la TSM en el Pacífico ecuatorial. A partir de reconstrucciones usando foraminíferos planctónicos se ha determinado que existe una fuerte correlación negativa ($r=0.94$) entre la variabilidad de ENSO y el gradiente zonal de la TSM en el Pacífico tropical durante los últimos 22 kyr (Sadikov et al., 2013). A partir de medidas de Mg/cal en foraminíferos planctónicos en el Pacífico tropical occidental y Oriental (Lea et al, 2000) se determinó que el gradiente zonal de TSM fue menor en el MIS 5e ($1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$) que la actualidad ($2.73\text{ }^{\circ}\text{C}$). El menor gradiente de TSM E-O implica un debilitamiento de los vientos alisios y del afloramiento en el Pacífico oriental (retroalimentación de Bjerknes). Aunque esta hipótesis planteada puede ser debatida porque actualmente a partir de simulaciones de modelos climáticos se ha determinado que no existe una fuerte relación ($r=0$, $p=0.98$) entre cambios del gradiente zonal de TSM y cambios en la amplitud de ENSO (Brown et al., 2020) .

6.6. Relación entre la insolación y el ENSO.

Pese a la incertidumbre de la fecha de nuestro resultado, la elevada actividad de ENSO de nuestro registro puede vincularse a los fuertes contrastes estacionales de la insolación generado por lo cambios de los parametros orbitales durante el MIS 5e (Clement et al., 1999). Experimentos de modelación climática sugieren que la

intensidad del ENSO varia a escala precesional por cambios de la inestabilidad acoplada océano-atmosfera que controlan el crecimiento de El Niño (Clement et al., 1999; Lu et al., 2019). Sin embargo nuestro resultado no es consistente con ningún resultado de modelos climáticos que evaluaron el vinculo entre cambios de insolación a escala precesional y el ENSO (Clement et al., 1999; Timmermann et al., 2007; Lu et al., 2019). La hipótesis generada por Clement et al., 1999 usando modelos climaticos esperaria un ENSO más débil en el MIS 5e como en el Holoceno medio porque este periodo se caracterizo por un fuerte ciclo precesional, lo cual es contradictorio con nuestro resultado. La teoría de Timmermann et al., 2007 también esperaría que el ENSO sea más débil durante el MIS 5e por la fuerza del forzante precesional, lo cual también es contradictorio con nuestros resultado porque registramos un ciclo anual de la TSM más intenso y elevada actividad de ENSO.

Esta investigación tampoco es consiste con otras simulaciones de modelos climáticos que no encontraron o encontraron una relación inversa entre el ciclo anual de la TSM provocada por los cambios de insolación y la amplitud de ENSO (Emile-Geay et al., 2016; Brown et al., 2020). Sin embargo nuestra reconstrucción de ENSO si es consistente con la relación directa entre la estacionalidad de la TSM y la actividad de ENSO encontrado en reconstrucciones climaticas en el Holoceno (Emile-Geay et al., 2016).

6.7. Implicancia de los resultados en modelos climáticos y el calentamiento global futuro

Nuestro resultado muestra que el rango de variabilidad de ENSO es mucho más amplio de lo que se ha observado en los registros instrumentales o paleoclimaticos

recientes. Esto deja evidencia que existe la posibilidad que el ENSO aumente fuertemente en el futuro. Nuestro resultado además no es consistente con la hipótesis que el ENSO es sensible a los cambios de la insolación porque se esperaría una reducción de la actividad de ENSO en el MIS 5e por los fuertes contrastes estacionales de la insolación. Este estudio sugiere que posiblemente existan otros forzantes con un efecto más fuerte que la insolación como el deshielo de los cascos polares y fortalece la relación positiva encontrada entre el ciclo estacional de temperatura superficial del mar y la amplitud del ENSO en el Pacífico (Emile-Geay et al., 2016). A partir de nuestros resultados también podemos inferir que los modelos climáticos actuales desarrollados (Clement et al., 1999; Kukla et al., 2012; Timmermann et al., 2007; An et al., 2017; Lu et al., 2019; Brown et al., 2020) subestiman la variabilidad potencial de ENSO.

Modelos climáticos actuales han encontrado un incremento del 47 % en la frecuencia del Niño extremos (Cai et al, 2018) e incrementos de la frecuencia de eventos El Niño Costero en el siglo 21 (Peng et al, 2019) respecto al siglo 20. Sin embargo aún se desconoce como el ENSO cambiara en el futuro escenario del cambio climático debido a la falta de consenso entre los modelos climáticos. Los resultados de modelos climáticos actuales tienen que ser interpretados con precaución porque aún presentan incertidumbres (no representa el clima promedio). La elevada actividad de ENSO encontrada en nuestro registro implica que para realizar simulaciones el ENSO que se acerquen a la realidad, se necesita la inclusión de nuevas forzantes dentro de los modelos climáticos actuales como por ejemplo el deshielo del caso polar que podrían ayudar ajustar dichos modelos. La nueva parametrización (representación de procesos climáticos) de modelos climáticos

podrían resultar en cambios diferentes a los encontrados en el escenario futuro hasta la actualidad.

7. Conclusiones

1. La unidad V de la terraza Pampa del Palo donde se registró los menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ se presume que corresponden al periodo MIS 5e confirmando estimaciones previas basadas en datos sedimentológicos y tectónicos de Ortlieb et al, 1996.
2. Las variaciones $\delta^{18}\text{O}$ del registro de las conchas de *Mesodesma donacium* reflejan principalmente variaciones en la temperatura superficial del mar y no cambios en la salinidad. La temperatura anual promedio del mar en Ilo para el MIS 5e según el registro de conchas es menor que el Holoceno en $0.58\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ y que el periodo actual en $3.71\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$. El ciclo estacional de la temperatura superficial del mar en Ilo para el MIS 5 e según el registro de conchas es mayor que el Holoceno en 40 % y que el periodo actual (siglo XX) en 25 %.
3. Las variaciones mensuales de $\delta^{18}\text{O}$ en *Mesodesma donacium* permiten la reconstrucción cuantitativa de la amplitud de la variabilidad interanual asociada a ENSO durante el MIS 5e y una comparación con condiciones actuales y del Holoceno. El ENSO fue sensible las condiciones climáticas del MIS 5e en el Pacífico tropical Sur-Oriental, registrándose un nivel extremo 5 y 4.4 veces de variabilidad interanual mayor comparado con los periodos del Holoceno y actual (siglo XX) respectivamente. Esta

reconstrucción de alta resolución es la primera en el Pacífico Sur Oriental para el MIS 5e.

4. La asimetría de la amplitud de la temperatura superficial del mar en Ilo para el MIS 5 e (0.47) según el registro de conchas es mayor que en el Holoceno (0.40) y que el periodo actual (siglo XX) (0.32), indicando que la variabilidad interanual fue producida por la anomalías cálidas en la región Niño 1+2 sugiriendo que el principal modo de variabilidad del ENSO fue de tipo “Pacífico este o E”. El registro incluye 9 eventos extremos, que es consistente con el incremento de aportes fluviales en Perú durante el MIS 5e.

8. Recomendaciones

1. Intentar datar las conchas de *M. donacium* usadas para la reconstrucción paleoclimática usando la técnica uranio-torio (U/Th) u otras para eliminar la incertidumbre asociada a las fechas. Reconstrucciones paleoclimáticas usando conchas de *M. donacium* a inicios y final del MIS 5e pueden ser influenciadas inversamente por la insolación.
2. Realizar nuevas reconstrucciones de la TSM a escala mensual en diferentes ubicaciones en el Pacífico Sur-Oriental en el MIS 5e usando *M. donacium* u otros proxies para observar si registran también un ciclo estacional de TSM mayor y la alta variabilidad interanual por el ENSO. Más reconstrucciones permitiría tener una mejor representación espacial y temporal de la variabilidad del ENSO para este periodo en el Pacífico Sur-Oriental, fortaleciendo estos resultados. También realizar nuevas reconstrucciones en el MIS 5e usando corales en el Pacífico Central y Occidental porque no tenemos un buen conocimiento de los cambios en magnitud del ENSO en escala espacial.

9. Referencias bibliográficas

Allan, J.R., Matthews, P.K. (1982). Isotopic signatures associated with early meteoric diagenesis. *Simentology*, 29, 797-817.

An, SI., Kim, H.J., Park, W., Schneider, B. (2017). Impact of ENSO on East Asian winter monsoon during interglacial periods: effect of orbital forcing. *Climate Dynamics*, 49, 3209–3219.

Baker, P.A., Fritz. S.C. (2015). Nature and causes of Quaternary climate variation of tropical South America. *Quaternary Science Reviews*, 124, 31-47.

Berger, A.L. (1978). Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research*, 9, 2, 139–167.

Brocas, W. M., Felis, T., Gierz, P., Lohmann,G.,Werner, M., Obert,J.C., Scholz, D., Kölling, M; Scheffers, S. R. (2018). Last interglacial hydroclimate seasonality reconstructed from tropical Atlantic corals. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 33, 198–213.

Brocas, W. M., Felis, T., Obert, J. C., Gierz, P., Lohmann, G., Scholz, D., Kölling, M., Scheffers, S. R. (2016). Last interglacial temperature seasonality reconstructed from tropical Atlantic corals. *Earth and Planetary Science Letters*, 449, 418– 429.

Brodie, I., Kemp, A. E. S. (1994). Variations in biogenic and detrital fluxes and formation of laminae in late Quaternary sediments from the Peruvian coastal upwelling zone. *Marine Geology*, 116, 385–398.

Cane, M.A., Zebiak, S.E., Dolan, S.C. (1986). Experimental forecasts of El Niño. *Nature*, 321, 827-832.

Cai, W., Wang, G., Dewitte, B., Wu, L., Santoso, A., Takahashi, K., Yang, Y., Carréric, A., PcPhaden, M. (2018). Increased variability of Eastern Pacific El Niño under greenhoise warming, *Nature*, 201-206.

Brown, J. R., Brierley, C. M., An, S.-I., Guarino, M.-V., Stevenson, S., Williams, C. J. R., Zhang, Q., Zhao, A., Abe-Ouchi, A., Braconnot, P., Brady, E. C., Chandan, D., D'Agostino, R., Guo, C., LeGrande, A. N., Lohmann, G., Morozova, P. A., Ohgaito, R., O'ishi, R., Otto-Bliesner, B. L., Peltier, W. R., Shi, X., Sime, L., Volodin, E. M., Zhang, Z., and Zheng, W. (2020). Comparison of past and future simulations of ENSO in CMIP5/PMIP3 and CMIP6/PMIP4 models. *Climate of the Past*, 16, 1777–1805.

Capotondi, A., et al. (2015). Understanding ENSO diversity. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96, 921-938.

Carré, M., Sachs, J. P., Schauer, A. J., Rodríguez, W. E., Ramos, F. C. (2013). Reconstructing El Niño-Southern Oscillation activity and ocean temperature seasonality from short-lived marine mollusk shells from Peru. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 371, 45–53.

Carré, M., Sachs, J. P., Purca, S., Andrew, J., Braconnot, P., & Falcón, R. A. (2014). Holocene history of ENSO variance and asymmetry in the eastern tropical Pacific. *Science*, 345, 1045-1048.

Carré, M. (2007). El mes de recolección de la macha (*Mesodesma donacium*) determinado por sus líneas de crecimiento: aplicaciones arqueológicas. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*, 36, 299-304.

Carré, M., Bentaleb, I., Blamar, D., Ogle, N., Cardenas, F., Zevallos, S., Kalin, R., Orlieb, L., Fontugne, L., Fontugne, M. (2005). Stable isotopes and sclerochronology of the bivalve *Mesodesma donacium*: Potential application to Peruvian paleoceanographic reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 228, 1–2.

Chen, S., Hoffmann, S.S, Lund, D.C., Cobb, K.M., Emile-Geay, J., Adkins, J.F. (2016). A high-resolution speleothem record of western equatorial Pacific rainfall: Implications for Holocene ENSO evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 442, 61-71.

Clement, A. C., Seager, R., Cane, M.A. (1999). Orbital controls on the El Niño/Southern Oscillation and the tropical climate. *Paleoceanography*, 14, 441–456.

Cobb, K.M., Westphal, N., Sayani, H.R., Watson, J.T., Di Lorenzo, E., Cheng, H., Edwards, R.L., Charles, C.D. (2013). Highly variable El Niño-Southern Oscillation throughout the Holocene. *Science*, 4, 67-70.

Collins, M., An, S.-I., Cai, W., Ganachaud, A., Guilyardi, E., Jin, F.F., Wittenberg, A. (2010). The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature Geoscience*, 3, 391–397.

Contreras, S., Lange, C., Pantoja, S., Lavik, G., Rincón-Martínez, D. (2010). A rainy northern Atacama Desert during the last interglacial. *Geophysical Research Letters*, 37. L23612.

Coplen, T.B. (1996). New guidelines for reporting stable hydrogen, carbon, and oxygen isotope-ratio data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 3359-3360.

Córdova, K. (2020). Caracterización de la malacofauna de la terraza marina Pampa del Palo como indicador de las variaciones ambientales costeras del área de Ilo en el último interglacial (~125 000 años bp). Tesis en preparación para optar el grado de biólogo. Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

Crowley, T.J., Kim, K-Y. (1994). Milankovitch Forcing of the Last interglacial Sea Level. *Science*, 265, 1566-1567.

Cruz Jr, F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., Cardoso, A.O., Ferrari, J.A., Silva Dias, P.L., Viana Jr, O. (2005). Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Letters to nature*, 434, 63-66.

Dominguez, F., Cañon, J., Valde, J. (2010). IPCC-AR4 climate simulations for the Southwestern US: the importance of future ENSO projections. *Climatic Change*, 99, 499-514.

Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Waelbroeck, C. (2002). Constraints on the ocean oxygen isotopic enrichment between the Last Glacial Maximum and the Holocene: Paleoceanographic implications. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1-3, 315-330.

Dutton, A., Lambeck, K. (2012). Ice Volume and Sea Level During the Last Interglacial. *Science*, 337, 216-219.

Echevin, V., Aumont, O., Ledesma, J., Flores, G. (2008). The seasonal cycle of Surface chlorophyll in the Peruvian upwelling system: A modelling study. *Progress in Oceanography*, 79, 167-176.

Espinoza-Morriberon, D., Echevin, V., Colas, F., Tam, J., Ledesma, J., Vasquez, L., Graco, M. (2017). Impacts of El Nino events on the Peruvian upwelling ~ system productivity. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 122, 5423–5444.

Eide, M., Olsen, A., Ninnermann, U.S., Eldevik, T. (2017). A global estimate of the full oceanic ¹³C Suess effect since the preindustrial. *Global Biogeochemical Cycles*, 31, 492-514.

Emile-Geay, J., Seager, R., Cane, M.A., Cook, E.R., Haug, G.H. (2008). Volcanoes and ENSO over the Past Millennium. *Journal of climate*, 21, 3134-3148.

Emile-Geay, J., et al. (2015). Links between tropical Pacific seasonal, interannual and orbital variability during the Holocen. *Nature Geoscience* , 9, 168–173.

Fritz, S.C., Baker, P.A., Seltzer, G.O., Ballantyne, A., Tapia, P.M., Cheng, H., Edwards, R.L. (2007). Quaternary glaciation and hydrologic variation in the South American tropics as reconstructed from the Lake Titicaca drilling project. *Quaternary Resesearch*, 68, 410-420.

Graco, M., Ledesma, J., Flores., G, & Girón, M. (2007). Nutrientes, oxígeno y procesos biogeoquímicos en el sistema de surgencias de la corriente de Humboldt frente a Perú. *Revista Peruana de Biología*, 14 (1), 117-128.

Grossman, E.L., Teh-Lung Ku. (1986). Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: Temperature effects. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 59, 59-74.

Hanselman, J.A., Gosling, W.D., Paduano, G.M., Bush, M.B. (2005). Contrasting pollen histories of MIS 5e and the Holocene from Lake Titicaca (Bolivia/Peru). *Quaternary Science*, 20, 663-670.

Hearty, P.J., Hollin, J.T., Neumann, A.C., O’Leary, M.J., McCulloch. (2007). Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e). *Quaternary Science Reviews*, 26 (17-18), 2090-2112.

Helly, J.J., Levin, L.A. (2004). Global distribution of naturally occurring marine hypoxia on continental margins. *Deep-Sea Research Part I* (51), 1159-1168.

Hou, A; Bahr, A; Raddatz, J; Voigt, S; Greule, M; Albuquerque, A. L; Chiessi, C.M; Friedrich, O. (2020). Insolation and greenhouse gas forcing of the South American Monsoon System across three glacial-interglacial cycles. *Geophysical Research Letters*, 46, e2020GL087948.

Hughen, K. A., Schrag, D. P., Jacobsen, S. B., Hantoro, W. (1999). El Nino during the last interglacial period recorded by a fossil coral from Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 26, 3129-3132.

- Kao, H.-Y., Yu, J.-Y. (2009). Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *Journal of Climate*, 22, 615-632.
- Koutavas, A., deMenocal, P.B., Olive, G.C., Lynch-Stieglitz, J. (2006). Mid-Holocene El Niño-Southern Oscillation (ENSO) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediments. *Geology*, 34, 993-996.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T. M., and Sachs, J. P. (2002). El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. *Science*, 297, 226–230.
- Kukla, G.J., Clement, A.C., Cane M.A., Gavin, J.E., Zebiak, S.E. (2002). Last Interglacial and Early Glacial ENSO. *Quaternary Research*, 58, 27-31.
- Lavado, W., Espinoza, J. (2014). Impactos de El Niño y la Niña en las lluvias del Perú (1965-2007). *Revista Brasileira de Meteorología*, 29(2), 171 – 18.
- Lawrence, K.T., Zhonghui, L., Timothy, D.H. (2006). Evolution of the Eastern Tropical Pacific Through Plio-Pleistocene Glaciation. *Science*, 312, 19-83.
- Lea, D. W., Pak, D. K., Spero, H. J. (2000). Climate impact of late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science*, 289, 1719–1724.
- Lea, D.W., Pak, D.K., Belanger, C.L., Spero, H.J., Hall, M.A., Shackleton, N.J (2006). Paleoclimate history of Galápagos surface waters over the last 135,000 yr. *Quaternary Science Reviews* 25, 1152-1167.
- Liu, Z (2002). A Simple Model Study of ENSO Suppression by External Periodic Forcing. *Journal of Climate*, 15, 1088–1098.

López-Otálvaro, G.E., Flores, J.A., Sierro, F.J., Cacho, I. (2008). Variations in coccolithophorid production in the Eastern Equatorial Pacific at ODP Site 1240 over the last seven glacial–interglacial cycles. *Marine Micropaleontology*, 69, 52–69.

Loubere, P., Fariduddin, M., Murray, R. W. (2003). Patterns of export production in the eastern equatorial Pacific over the past 130,000 years. *Paleoceanography*, 18(2). 1028.

Lu, Z., Liu, Z., Chen, G., Guan, J. (2019). Prominent Precession Band Variance in ENSO Intensity Over the Last 300,000 years. *Geophysical Research Letters*, 46, 16, 9786-9795.

Luan, Y., Braconnot, P., Yu, Y., Zheng, W. (2015). Tropical Pacific mean state and ENSO changes: sensitivity to freshwater flux and remnant ice sheets at 9.5 ka BP. *Climate Dynamics*, 44, 661–678.

Lutz, R.A., Rhoads, D.C. (1980). Growth patterns within the molluscan shell. An overview. In: Rhoads, D.C., Lutz, R.A. (Eds.), *Skeletal Growth of Aquatic Organisms*. Plenum Press, New York, pp. 203 – 254.

Mix, A.C., Le, J., Shackleton N.J. (1995). Benthic foraminiferal stable isotope stratigraphy of site 846: 0-1.8 MA. In: Pisias, NG; Mayer, LA; Janecek, TR; Palmer-Julson, A; van Andel, TH (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 138, 839-854.

Morera, S.B., Condom, T., Crave, A., Steer, P., Guyot, J.L. (2017). The impact of extreme El Niño events on modern sediment transport along the western Peruvian Andes (1968– 2012). *Nature*, 17, 11947

Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C., Macharé, J. (1996). Pampa del Palo: an Anomalous Composite Marine Terrace On The Uprising Coast Of Southern Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 367–379.

Peng, Q., Xie, S., Wang, D., Zheng, X., Zhang, H. (2019). Coupled ocean-atmosphere dynamics of the 2017 extreme coastal El Niño. *Nature communications*, 10, 298.

Philander, S.G.H. (1990). El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. San Diego, Academic Press, 293.

Ramírez F., Afán, I., David L.S., Chiaradia, A. (2017). Climate impacts on global hot spots of marine biodiversity. *Science Advances*, 3, E1601198.

Rein, B., Sirocko, F., Luckge, A., Reinhardt, L., Wolf, A., Dullo, W.C. (2007). Abrupt Change of El Niño Activity off Peru During Stage MIS 5e-d. *Developments in Quaternary Sciences*, 7, 305-321.

Riboulleau, A., Bout-Roumazeilles, V., Tribovillard, N. (2014). Controls on detrital sedimentation in the Cariaco Basin during the last climatic cycle: insight from clay minerals. *Quaternary Science Reviews*, 94, 62-73.

Ritter, B., Wennrich, V., Brill, D., King, G., Schneiderwind, S., Niemann, K., Fernández-Galego, E., Diederich, J., Rolf, C., Bao, R., Melles, M., Dunai, T.J. (2019). Climatic fluctuations in the hyperarid core of the Atacama Desert during the past 215 ka. *Scientific Reports*, 9, 5270, 1-13..

Sadler, J., Carré, M., Azzoug, M., Schauer, A.J., Ledesma, J., Cardenas, F., Bentaleb, I., Serge, D.M., Mandeng, M., Rohling, E., Sachs, J.P. (2012). Reconstructing past upwelling intensity and the seasonal dynamic of primary productivity along the Peruvian coastline from mollusk shell stable isotopes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13, 1.

Sadekov, A. Y., Ganeshran, R., Pichevin, L., Berdin, R., McClymont, E., Elderfield, H., Tudhope, A.W. (2013). Palaeoclimate reconstructions reveal a strong link between El Niño-Southern Oscillation and Tropical Pacific mean state. *Nature Communications*, 4, 2692.

Sarachik, E. S., Cane, M. A. (2010). The El Niño-Southern Oscillation Phenomenon. Cambridge University Press.

Schöne, B., Krause, R. (2016). Retrospective environmental biomonitoring – Mussel Watch expanded. *Global and Planetary Change*, 144, 228-251.

Schrader, H. (1991). Coastal upwelling and atmospheric CO₂ changes over the last 400,000 years: Peru. *Marine Geology*, 107, 4, 239-248.

Schrader, H. (1992). Peruvian coastal primary palaeo-productivity during the last 200,000 years. In *Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene*, edited by

C. P. Summerhayes, W. L. Prell and K.C. Emeis. *Special Publications of Geological Society*, 64, 391-410.

Seager, R., Cane, M., Henderson, N., Lee, D. E., Abernathey, R., and Zhang, H. (2019). Strengthening tropical Pacific zonal sea surface temperature gradient consistent with rising greenhouse gases. *Nature Climate Change*, 9, 517–522.

Siddall, M., Chappell, J., Potter, E.K. (2007). Eustatic sea level during past interglacials. *Quaternary Science*, 7, 75-92.

Sulca, J. (2017). Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. *International Journal of Climatology*, 38 (1), 420-435.

Taschetto, A.S., Sen Gupta, A., Jourdain, N.C., Santoso, A. (2014). Cold Tongue and Warm Pool ENSO Events in CMIP5: Mean State and Future Projections. *Journal of climate*, 27, 2861-2885.

Timmermann, A., Lorenz, S.J., An, S.-I., Clement, A., Xie, S.-P. (2007). The effect of orbital forcing on the mean climate and variability of the tropical pacific. *Journal of climate*, 20, 16: 4147-4159.

Tudhope, A. W., Chilcott, C.P., McCulloch, M.T., Cook, E.R., Chappell, J., Ellam, R.M., Lea, D.W., Lough, J.M., Shimmield, G.B. (2001). Variability in the El Nino-Southern Oscillation Through a Glacial-Interglacial Cycle. *Science*, 291, 1511–1517.

Tzedakis, P.C., Raynaud, D., McManys, J.F., Berger, A., Brovkin, V., Kiefer, T. (2009). Diversity interglacial. *Nature Geoscience*, 2, 750-755.

Yeh, S.W., Cai, W., Min, S.K., McPhaden, M.J., Dommenges, D., Dewitte, B., Collins, M., Ashok, K., AN, S.I., Yim, B.Y., Kug, J.S. (2018). ENSO atmospheric teleconnections and their response to greenhouse gas forcing. *Reviews of Geophysics*, 56, 1, 185-206.

Yeung, K.H., Menzies, L., Maissner, K.J., Taschetto, A.S., Ziehn, T., Chamberlain, M. (2020). Weak Southern Hemispheric monsoons during the Last Interglacial period. *Climate of the Past*.

Wolter, K., Timlin, M. S. (1993). Monitoring ENSO in (SOADS with a seasonally adjusted principal component index. In: Proceedings of the 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, Oklahoma, pp. 52-57.

Woodman, R., Takahashi, K. (2014). ¿Por qué no llueve en la costa del Perú (salvo durante El Niño)? Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño". *Instituto Geofísico del Perú*, 1, 6, 4-7.

Zhou, J., Lau, K.-M. (2001). Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *International Journal of Climatology*, 21, 1623-1644.

10. Anexos

Tablas

Tabla A 1. Codificación de niveles de la terraza Pampa del Palo, altura de cada nivel, altura acumulada y valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos en conchas de *Mesodesma donacium*.

Código de estrato	Altura (m)	Altura acumulada (m)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)
1 ^a	0.1	16.28	-	-
2 ^a	0.07	16.18	-	-
3 ^a	0.09	16.11	-	-
4 ^a	0.04	16.02	1.18	1.94
5 ^a	0.1	15.98	-	-
6 ^a	0.07	15.88	0.91	1.46
7 ^a	0.11	15.81	-	-
8 ^a	0.15	15.7	0.88	1.62
9A	0.04	15.55	-	-
10B	0.05	15.51	0.72	1.6
11B	0.18	15.46	-	-
12B	0.11	15.28	-	-
13C	0.39	15.17	1.03	1.2
14D	0.2	14.78	0.96	1.06
15D	0.71	14.58	0.96	1.08
16D	0.14	13.87	-	-
17D	0.79	13.73	0.99	1.73
18D	0.29	12.94	1.1	1.48
19D	0.43	12.65	1.38	1.42
20D	0.25	12.22	1.17	1.22
21D	1.04	11.97	-	-
22D	0.11	10.93	1.16	1.17
23D	0.8	10.82	1.04	1.06
24D	0.14	10.02	-	-
25D	0.14	9.88	-	-
26D	0.14	9.74	-	-
27D	1.39	9.6	-	-
28D	1.4	8.21	-	-
29E	0.22	6.81	1.45	1.28
30E	0.07	6.59	-	-

Código de estrato	Altura (m)	Altura acumulada (m)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)
31E	0.05	6.52	1.28	1.03
32E	0.08	6.47	-	-
33E	0.05	6.39	1.22	1.05
34E	0.25	6.34	1.43	1.05
35E	0.2	6.09	-	-
36E	0.05	5.89	1.31	0.94
37E	0.08	5.84	-	-
38E	0.27	5.76	1.54	1.42
39E	0.35	5.49	-	-
41F	0.83	5.14	1.26	1.62
42G	0.65	4.31	1.22	1.69
43G	0.5	3.66	1.11	1.45
44G	0.3	3.16	0.99	1.7
45G	0.3	2.86	1.03	1.52
46G	0.15	2.56	1.51	1.58
47H	0.18	2.41	1.16	1.73
48H	0.64	2.23	1.53	1.35
49H	0.25	1.59	1.64	0.65
50H	0.78	1.34	-	-
51H	0.21	0.56	1.28	1.05
52H	0.14	0.35	-	-
53H	0.21	0.21	1.22	1.27

Tabla A 2. Número de líneas quincenales definidas y micromuestras de conchas de *Mesodesma donacium* de la terraza Pampa del Palo.

Código de concha	Número de líneas quincenales definidas para primer micromuestreo	Número de micromuestras para el primer micromuestreo	Número de líneas quincenales añadidas para el segundo micromuestreo	Número de micromuestras añadidas para el segundo micromuestreo	Lineas remuestreadas	Número de líneas quincenales eliminadas (-) o añadidas (+) por ajuste	Número de meses definidos	Meses interpolados
6A-1 a	75	37	8	4	8, 19, 34 y 36	3	44	11, 14 y 26
6A-2 a	67	33	4	2	3, 10, 14, 15, 30 y 32	-1	34	25
8A-1 a	77	38	2	1	3, 4, 5, 9, 13, 14, 31	-2	37	32
8A-2 b	95	47	18	9	6	-16	40	-
8a-3 a	55	27	10	5	1, 5 y 26	-6	26	-
9-10 a	115	57	0	0	9, 10, 11, 28 y 29	-29	28	-
14 CB	137	68	10	5	25, 27, 29, 48, 52 y 65	-16	57	8, 25, 27, 32 y 55
15D-1c	93	46	6	3	30, 31, 32, 40, 43, 44 y 45	-7	42	-
15D-2 a	77	38	0	0	9, 14, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 30, 31, 32, 34, 35, 36 y 38	-16	22	17
17Da	103	51	4	2	7, 8, 18, 19 y 20	-14	39	-

Tabla A 3. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 6A-1a de *M. donacium*.

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
1	1.25	1.33	
2	1.41	1.25	
3	0.89	1.37	
4	1.26	1.22	
5	0.87	0.85	
6	1.25	0.94	
7	0.85	1.25	
8	0.68	1.67	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
9	1.47	1.68	
10	1.26	1.77	
11	1.34	1.82	Valor interpolado
12	1.41	1.88	
13	1.83	1.80	
14	1.83	1.80	Valor interpolado
15	1.84	1.81	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
16	1.63	1.62	
17	1.03	1.48	
18	0.67	1.27	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
19	0.91	1.11	
20	0.90	1.36	
21	0.79	1.31	
22	0.94	1.51	
23	1.36	1.21	
24	1.43	1.56	
25	1.79	1.83	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
26	1.58	1.65	Valor interpolado
27	1.37	1.47	
28	1.08	1.19	
29	1.08	1.16	
30	0.76	1.20	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
31	0.90	1.40	
32	0.92	1.83	
33	1.23	1.46	
34	1.14	1.55	
35	0.89	1.34	

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
36	1.24	1.44	
37	1.62	1.62	
38	1.95	1.87	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
39	1.16	1.41	
40	0.89	1.36	
41	0.72	1.31	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
42	1.13	1.12	
43	0.88	0.92	
44	1.11	0.81	

Tabla A 4. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 6A-2a de *M. donacium*.

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
1	1.43	1.26	
2	1.61	1.13	
3	1.74	1.02	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
4	1.41	0.77	
5	1.50	0.73	
6	1.28	0.65	
7	0.98	0.79	
8	0.80	0.72	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
9	0.92	0.86	
10	1.08	0.81	
11	1.03	0.84	
12	1.05	1.15	
13	0.86	1.07	
14	1.09	0.90	
15	1.22	0.86	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
16	1.07	0.79	
17	0.62	1.05	
18	0.62	0.79	

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
19	0.94	0.90	
20	0.58	0.87	
21	0.56	0.77	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
22	0.85	0.80	
23	0.86	0.92	
24	0.85	1.11	
25	1.04	0.97186	Valor interpolado
26	1.23	0.83	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
27	0.98	1.09	
28	1.00	0.85	
29	0.84	0.79	
30	1.01	0.85	
31	0.89	0.85	
32	0.83	1.02	
33	0.93	1.11	
34	0.85	1.10	

Tabla A 5. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 8A-1a de *M. donacium*.

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
1	2.22	1.49	
2	2.61	1.68	
3	1.98	1.60	
4	2.70	1.73	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
5	2.30	1.62	
6	1.92	1.44	
7	2.33	1.45	
8	1.97	1.52	
9	1.77	1.32	
10	1.76	1.31	
11	2.20	1.43	
12	1.97	1.35	

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
13	1.40	1.26	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
14	1.76	1.40	
15	2.28	1.56	
16	2.53	1.85	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
17	2.33	1.70	
18	2.14	1.42	
19	1.25	1.11	
20	1.64	1.05	
21	1.33	1.01	
22	1.12	0.92	
23	0.79	1.01	
24	0.76	1.07	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
25	1.41	1.01	
26	1.32	1.22	
27	1.12	0.82	
28	1.42	1.01	
29	1.93	1.12	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
30	0.98	1.15	
31	0.87	1.49	
32	0.71	1.3236	Cálculo por interpolación
33	0.55	1.16	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
34	0.96	0.94	
35	0.69	0.84	
36	1.11	1.14	
37	0.93	0.81	

Tabla A 6. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 8A-2B de *M. donacium*.

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
0	1.74	1.24	
1	2.04	1.34	
2	2.14	1.49	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
3	1.89	1.44	
4	1.26	1.50	
5	1.22	1.06	
6	1.82	1.25	
7	1.42	0.91	
8	0.96	0.98	
9	0.75	0.73	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
10	1.40	0.99	
11	1.51	1.23	
12	1.78	1.33	
13	1.30	1.24	
14	1.30	1.18	
15	2.04	1.43	
16	2.11	1.54	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
17	1.56	1.18	
18	1.39	1.27	
19	1.33	0.95	
20	0.94	0.59	
21	0.74	0.59	
22	0.72	0.77	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
23	1.06	0.82	
24	0.75	0.90	
25	0.80	1.04	
26	0.85	1.16	
27	1.09	1.12	
28	1.24	0.97	
29	1.46	1.20	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
30	1.05	1.01	

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
31	1.02	1.08	
32	0.92	1.09	
33	0.87	0.98	
34	0.84	1.09	
35	1.11	1.04	
36	0.95	0.72	
37	1.01	0.82	
38	1.14	0.96	
39	1.08	0.82	
40	0.85	0.80	

Tabla A 7. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 8A-3A de *M. donacium*.

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
1	1.29	1.96	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
2	1.98	2.05	
3	1.85	1.92	
4	1.60	1.81	
5	1.85	1.93	
6	1.56	1.81	
7	1.93	2.37	
8	2.08	2.42	
9	2.38	2.31	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
10	2.17	2.33	
11	1.71	2.16	
12	1.62	1.82	
13	1.60	1.74	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
14	1.89	1.89	
15	2.52	1.91	

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
16	2.64	2.00	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
17	2.52	2.03	
18	1.81	1.67	
19	1.55	1.70	
20	1.28	1.48	
21	1.65	1.51	
22	1.79	1.33	
23	1.40	1.14	
24	1.65	1.48	
25	0.71	1.15	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
26	1.14	0.67	

Tabla A 8. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 9-10A de *M. donacium*.

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
0	0.65	2.12	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
1	0.76	1.98	
2	1.20	2.07	
3	1.52	1.93	
4	1.37	1.81	
5	2.27	2.26	
6	2.53	2.27	
7	2.75	2.23	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
8	2.70	2.16	
9	2.57	2.19	
10	1.78	1.86	
11	2.12	1.89	

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
12	2.13	1.96	
13	2.30	1.96	
14	1.02	1.89	
15	1.08	1.86	
16	1.02	1.87	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
17	1.30	1.74	
18	1.11	1.59	
19	1.84	1.62	
20	2.42	1.74	
21	2.98	2.03	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
22	2.73	1.93	
23	2.53	1.83	
24	2.13	1.67	
25	2.25	1.63	
26	2.18	1.57	
27	1.96	1.37	
28	1.87	1.25	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$

Tabla A 9. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 14CB de *M. donacium*.

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
0			
1	0.76	0.34	
2	0.52	0.33	
3	0.47	0.55	
4	0.46	0.62	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
5	0.71	0.48	
6	0.70	0.22	

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
7	1.04	0.47	
8	1.25	0.45	Cálculado por interpolación
9	1.45	0.44	
10	1.66	0.62	
11	1.69	0.86	
12	1.70	0.94	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
13	1.38	0.47	
14	1.30	0.38	
15	1.56	0.99	
16	1.40	0.75	
17	1.15	0.48	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
18	1.21	0.52	
19	1.46	0.87	
20	1.52	0.97	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
21	1.19	0.73	
22	1.18	0.71	
23	1.16	0.79	
24	0.93	1.00	
25	0.79	0.85	Cálculado por interpolación
26	0.66	0.71	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
27	0.73	0.55	Cálculado por interpolación
28	0.80	0.40	
29	1.11	0.73	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
30	1.11	0.75	
31	0.89	0.78	
32	0.80	0.66	Cálculado por interpolación
33	0.70	0.54	
34	0.88	0.55	

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
35	0.84	0.33	
36	0.84	0.25	
37	0.53	0.23	
38	0.35	0.33	
39	0.23	0.39	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
40	0.44	0.28	
41	0.51	0.03	
42	0.91	0.06	
43	1.14	0.34	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
44	1.09	0.43	
45	1.06	0.39	
46	1.05	0.68	
47	1.07	0.53	
48	0.60	0.50	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
49	0.83	0.73	
50	0.88	0.53	
51	0.95	0.72	
52	0.76	0.32	
53	0.66	0.48	
54	0.58	1.00	
55	0.62	1.00	Calculado por interpolación
56	0.65	1.00	
57	0.71	0.70	

Tabla A 10. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 15D-1C de *M. donacium*.

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
1	1.83	1.27	
2	2.09	1.30	
3	1.54	1.05	
4	1.71	1.02	
5	1.54	1.02	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
6	2.37	1.30	
7	2.87	1.59	
8	2.72	1.59	
9	3.14	1.78	
10	2.84	1.86	
11	2.78	1.96	
12	2.94	1.73	
13	3.43	1.95	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
14	3.41	2.03	
15	3.40	2.29	
16	3.20	2.16	
17	1.58	1.43	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
18	1.75	1.56	
19	2.41	1.55	
20	2.47	1.58	
21	2.37	1.45	
22	2.55	1.87	
23	3.10	2.09	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
24	2.63	1.81	
25	2.65	1.64	
26	1.98	1.28	
27	2.73	1.52	

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
28	2.50	1.98	
29	1.14	1.53	
30	1.10	1.45	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
31	1.26	1.04	
32	1.53	1.21	
33	1.32	0.93	
34	1.21	0.88	
35	1.44	0.99	
36	1.50	1.15	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
37	1.07	1.03	
38	0.99	0.79	
39	0.90	1.02	
40	1.04	1.34	
41	1.00	1.40	
42	0.83	1.26	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$

Tabla A 11. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 15D-2a de *M. donacium*.

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
0	1.46	0.92	
1	1.44	0.86	
2	1.57	0.58	
3	1.58	0.60	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
4	1.40	0.37	
5	1.06	0.26	
6	1.16	0.43	
7	1.08	0.47	
8	1.25	0.61	

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
9	0.99	0.61	
10	0.78	0.55	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
11	1.34	0.81	
12	1.48	0.69	
13	1.61	0.71	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
14	1.37	0.85	
15	1.45	0.72	
16	1.44	0.91	
17	1.29	0.809	Calculado por interpolación
18	1.13	0.71	
19	1.45	0.54	
20	1.20	0.37	
21	1.35	0.42	
22	0.94	0.21	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$

Tabla A 12. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidos a escala mensual en la concha 17DA de *M. donacium*.

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
1	1.36	0.70	
2	1.25	0.76	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
3	1.39	0.56	
4	1.42	0.34	
5	1.35	0.45	
6	1.36	0.43	
7	1.59	0.54	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
8	1.42	0.65	
9	1.43	0.75	
10	1.40	0.82	
11	1.06	0.90	

Tiempo (meses)	$\delta^{18}\text{O}$ (aragonita)	$\delta^{13}\text{C}$ (aragonita)	Nota
12	1.08	0.57	
13	1.01	0.78	
14	0.80	0.87	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
15	1.13	0.90	
16	1.22	0.91	
17	1.12	0.94	
18	1.38	0.85	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
19	1.36	0.67	
20	0.98	0.49	
21	1.12	0.62	
22	0.93	0.53	
23	1.01	0.57	
24	1.13	0.77	
25	0.90	0.82	
26	0.75	0.78	Valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$
27	0.98	0.47	
28	0.93	0.22	
29	0.98	0.30	
30	0.91	0.50	
31	0.92	0.69	
32	1.11	0.64	
33	1.15	0.57	Valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$
34	1.14	0.57	
35	0.95	0.35	
36	1.05	0.25	
37	1.02	0.44	
38	1.15	0.24	
39	0.96	0.27	

Tabla A 13. $\Delta\delta^{18}\text{O}$ y ΔT calculadas para el periodo actual (siglo XX), Holoceno y MIS 5e.

Actual $\Delta\delta^{18}\text{O}$	Holoceno $\Delta\delta^{18}\text{O}$	MIS 5e $\Delta\delta^{18}\text{O}$	Actual ΔT	Holoceno ΔT	MIS 5e ΔT
0.94	0.56	1.16	3.43	2.05	4.25
0.94	0.36	1.17	3.42	1.31	4.29
0.68	0.30	1.12	2.50	1.11	4.11
1.05	0.21	1.03	3.84	0.78	3.78
0.83	0.48	1.19	3.03	1.75	4.37
0.73	0.34	1.24	2.66	1.23	4.52
1.11	0.47	0.94	4.08	1.73	3.43
1.00	0.74	0.41	3.65	2.70	1.51
0.71	0.82	0.66	2.60	2.99	2.41
0.76	0.47	0.67	2.78	1.73	2.46
0.99	0.45	1.29	3.61	1.66	4.73
1.39	0.40	1.12	5.09	1.46	4.11
1.09	0.66	1.77	4.01	2.43	6.47
0.68	0.51	1.17	2.49	1.88	4.27
0.69	0.66	1.38	2.51	2.43	5.05
0.66	0.58	1.39	2.43	2.13	5.10
0.71	0.75	1.36	2.60	2.75	4.98
0.70	0.63	1.39	2.55	2.31	5.08
0.63	0.76	0.73	2.31	2.78	2.69
0.60	0.45	1.09	2.19	1.65	3.99
0.62	0.47	0.78	2.27	1.71	2.86
1.26	0.86	1.04	4.62	3.13	3.80
1.30	0.37	1.93	4.77	1.35	7.06
0.88	0.48	2.11	3.24	1.76	7.72
0.79	0.81	1.74	2.89	2.96	6.37
0.86	0.34	1.96	3.15	1.23	7.18
0.91	0.37	1.11	3.32	1.35	4.05
0.81	0.68	1.24	2.95	2.50	4.53
0.47	0.74	0.55	1.71	2.71	2.00
0.53	0.65	0.37	1.93	2.39	1.35
0.46	0.70	0.86	1.68	2.57	3.16
0.78	0.64	0.46	2.85	2.34	1.67
0.80	1.02	0.88	2.91	3.73	3.24
0.42	0.84	0.91	1.54	3.09	3.34
0.85	0.71	0.54	3.12	2.60	1.99
0.64	0.66	1.89	2.35	2.41	6.93
0.90	0.76	1.85	3.31	2.79	6.77
0.98	0.51	1.52	3.59	1.87	5.58
0.34	0.88	2.01	1.25	3.21	7.35
0.57	0.61	0.41	2.10	2.23	1.49

0.55	0.57	0.67	2.02	2.08	2.45
0.66	1.09	0.80	2.41	4.01	2.94
0.61	0.78	0.83	2.23	2.86	3.05
0.50	0.65	0.67	1.82	2.39	2.43
0.59	0.98	0.35	2.15	3.58	1.26
0.69	0.67	0.80	2.54	2.45	2.92
0.53	0.66	0.59	1.94	2.42	2.14
1.13	0.84	0.63	4.12	3.09	2.31
0.40	0.63	0.40	1.46	2.30	1.45
1.00	1.05		3.65	3.83	
1.14	0.63		4.19	2.30	
0.75	0.19		2.76	0.68	
0.83	0.90		3.04	3.30	
0.96	0.51		3.51	1.88	
0.96	0.25		3.53	0.93	
1.02	0.29		3.73	1.05	
0.72	0.76		2.63	2.79	
0.63	0.62		2.32	2.27	
0.38	0.74		1.37	2.72	
1.17	0.43		4.29	1.57	
0.80	0.74		2.91	2.69	
0.67	0.44		2.46	1.61	
1.03	0.53		3.75	1.93	
0.66	0.55		2.42	2.03	
0.83	0.46		3.03	1.68	
0.81	0.52		2.97	1.88	
1.11	0.54		4.06	1.97	
	0.82			3.01	
	0.65			2.39	
	0.70			2.57	
	0.64			2.33	
	0.53			1.93	
	0.52			1.92	
	0.61			2.22	
	0.71			2.58	
	0.59			2.15	
	0.77			2.83	
	0.76			2.77	
	0.60			2.20	
	1.20			4.39	
	1.00			3.67	
	0.39			1.44	
	0.68			2.50	

	0.94			3.43	
	0.47			1.72	
	0.57			2.08	
	0.62			2.25	
	0.53			1.94	
	0.46			1.67	
	0.49			1.78	
	0.91			3.34	
	0.96			3.53	
	1.00			3.68	
	0.49			1.78	
	0.42			1.55	
	0.26			0.96	
	0.32			1.17	
	0.56			2.04	
	0.72			2.62	
	0.34			1.24	
	0.48			1.74	
	0.55			2.01	
	0.48			1.75	
	0.66			2.41	
	0.78			2.87	
	0.58			2.13	
	0.64			2.36	
	0.43			1.58	
	0.53			1.94	
	0.48			1.75	
	0.35			1.28	
	0.31			1.15	
	0.60			2.20	
	0.64			2.34	
	0.76			2.77	
	0.84			3.07	
	0.66			2.41	
	0.32			1.16	
	0.35			1.30	
	0.84			3.09	
	0.58			2.11	
	0.54			1.98	
	0.90			3.31	
	0.69			2.52	
	0.83			3.04	
	1.16			4.26	

	0.68			2.51	
	0.58			2.14	
	0.56			2.04	
	0.55			2.03	
	0.95			3.47	
	0.56			2.04	
	0.80			2.92	
	0.73			2.68	
	0.93			3.41	
	1.18			4.32	
	1.19			4.35	
	0.98			3.58	
	1.01			3.68	
	1.28			4.68	
	1.27			4.66	
	0.56			2.04	
	0.72			2.63	
	0.71			2.59	
	0.53			1.92	
	0.74			2.70	
	0.74			2.72	
	0.61			2.22	
	0.68			2.48	
	0.60			2.21	
	0.93			3.40	
	0.73			2.69	
	0.68			2.50	
	0.81			2.96	
	0.68			2.49	
	1.03			3.78	
	0.74			2.70	
	0.91			3.32	
	0.95			3.47	
	0.83			3.04	
	0.83			3.03	
	0.70			2.58	
	0.95			3.47	
	0.54			1.97	
	0.72			2.63	
	0.61			2.23	
	0.91			3.33	
	0.73			2.66	
	0.74			2.69	

	1.22			4.47	
	1.12			4.09	
	0.77			2.80	
	0.49			1.78	
	0.66			2.43	
	0.37			1.35	
	0.92			3.38	
	0.61			2.22	
	0.76			2.80	
	0.60			2.21	
	0.67			2.47	
	0.68			2.48	
	0.41			1.50	
	0.33			1.21	
	1.11			4.05	
	1.17			4.27	
	1.00			3.65	
	1.00			3.67	
	0.84			3.08	
	0.49			1.79	
	0.56			2.04	
	0.81			2.98	
	0.81			2.95	
	0.64			2.35	
	0.49			1.80	
	0.81			2.95	
	0.87			3.17	
	0.88			3.21	
	0.71			2.61	
	0.93			3.39	
	0.73			2.67	
	0.57			2.07	
	0.21			0.75	
	0.58			2.12	
	0.57			2.08	
	0.45			1.63	
	0.51			1.88	
	0.49			1.81	
	0.66			2.42	
	0.60			2.19	
	0.24			0.86	
	0.70			2.55	
	0.58			2.13	

	0.45			1.65	
	0.35			1.27	
	0.48			1.77	
	0.40			1.47	
	0.64			2.35	
	0.38			1.40	
	0.43			1.58	
	0.48			1.74	
	0.56			2.05	
	0.38			1.40	
	0.56			2.07	
	0.36			1.31	
	0.53			1.93	
	0.93			3.41	
	0.60			2.19	
	0.81			2.95	
	0.63			2.30	
	0.71			2.61	
	0.71			2.61	
	0.47			1.71	
	0.87			3.20	
	0.59			2.17	
	0.50			1.84	
	0.58			2.12	
	0.63			2.30	
	0.42			1.53	
	0.91			3.32	
	0.80			2.91	
	0.71			2.60	
	0.77			2.83	
	0.42			1.55	
	0.95			3.47	
	0.20			0.72	
	0.32			1.19	
	0.54			1.97	
	0.52			1.89	
	0.50			1.84	
	0.49			1.79	
	0.67			2.46	
	0.65			2.38	
	0.83			3.04	
	0.71			2.58	
	0.76			2.77	

	0.52			1.90	
	0.52			1.91	
	0.71			2.60	
	0.87			3.20	
	0.86			3.13	
	0.85			3.11	
	0.84			3.08	
	0.75			2.74	
	0.83			3.05	
	0.78			2.84	
	0.81			2.96	
	0.68			2.49	
	1.09			3.99	
	0.82			3.01	
	0.81			2.95	
	0.59			2.16	
	0.63			2.30	
	0.22			0.79	
	0.92			3.36	
	0.34			1.26	
	0.34			1.24	
	0.79			2.87	
	0.51			1.87	
	0.91			3.32	
	0.82			3.01	
	0.29			1.06	
	0.73			2.68	
	0.53			1.95	
	0.90			3.30	
	0.68			2.50	
	0.80			2.94	
	0.55			2.02	
	0.47			1.70	
	0.76			2.80	
	0.72			2.64	
	0.28			1.01	
	0.47			1.72	
	0.81			2.95	
	0.64			2.33	
	0.37			1.35	
	0.50			1.84	
	0.46			1.70	
	0.34			1.24	

	0.85			3.11	
	0.38			1.38	
	0.65			2.40	
	0.52			1.89	
	0.50			1.83	
	0.34			1.26	
	0.47			1.74	
	1.09			3.98	
	0.69			2.54	
	0.52			1.92	
	0.42			1.52	
	0.44			1.63	
	0.90			3.29	
	0.81			2.96	
	0.72			2.63	
	0.64			2.33	
	0.48			1.76	
	0.94			3.44	
	1.12			4.10	
	1.01			3.71	
	1.17			4.27	
	0.73			2.68	
	1.20			4.41	
	0.96			3.52	
	0.50			1.83	
	0.39			1.44	
	0.45			1.66	
	0.42			1.52	
	0.40			1.46	
	0.64			2.33	
	0.62			2.29	
	0.83			3.02	
	0.85			3.12	
	0.76			2.79	
	0.65			2.38	
	0.70			2.55	
	0.44			1.59	
	0.57			2.09	
	0.60			2.21	
	0.36			1.33	
	0.53			1.94	
	0.69			2.53	
	0.62			2.27	

	0.55			2.00	
	0.38			1.38	
	0.62			2.27	
	0.88			3.24	
	0.48			1.75	
	0.52			1.90	
	1.19			4.36	
	0.50			1.82	
	0.36			1.32	
	0.49			1.79	
	0.61			2.22	
	0.59			2.17	
	0.95			3.47	
	0.63			2.29	
	0.55			2.01	
	0.57			2.08	
	0.76			2.80	
	0.50			1.82	
	0.46			1.67	
	0.88			3.22	
	0.33			1.20	
	0.66			2.43	
	0.65			2.36	
	0.40			1.48	
	0.80			2.92	
	0.68			2.49	
	0.24			0.86	
	0.55			2.01	
	0.35			1.28	
	0.71			2.60	
	0.33			1.22	
	0.37			1.36	
	0.39			1.43	
	0.26			0.96	
	0.68			2.50	
	0.55			2.00	
	0.54			1.99	
	0.56			2.07	
	0.35			1.28	
	0.41			1.50	
	0.43			1.57	
	0.57			2.09	
	0.62			2.27	

	0.32			1.19	
	0.59			2.16	
	0.44			1.59	
	0.35			1.28	
	0.31			1.14	
	0.41			1.49	
	0.39			1.44	
	0.72			2.62	
	0.59			2.16	
	0.40			1.48	
	0.13			0.49	
	0.18			0.67	
	0.52			1.91	
	0.62			2.25	
	0.79			2.90	
	0.58			2.12	
	0.77			2.83	
	0.80			2.92	
	0.73			2.69	
	0.57			2.09	
	0.29			1.05	
	0.38			1.41	
	0.66			2.42	
	0.69			2.51	
	0.62			2.26	
	0.89			3.27	
	0.81			2.97	
	0.91			3.34	
	0.74			2.72	
	0.67			2.45	
	0.62			2.29	
	0.50			1.82	
	0.34			1.23	
	0.84			3.08	
	0.70			2.56	
	0.52			1.92	
	0.32			1.18	
	0.37			1.36	
	0.50			1.85	
	0.84			3.07	
	0.55			2.03	
	0.48			1.76	
	0.78			2.87	
	0.59			2.16	

FIGURAS

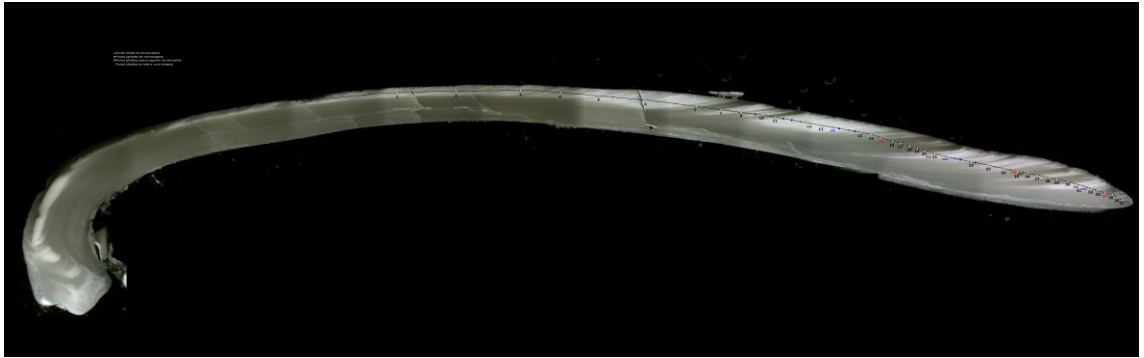


Figura F 1. Sección transversal de la concha fósil *Mesodesma donacium* (6A-1).

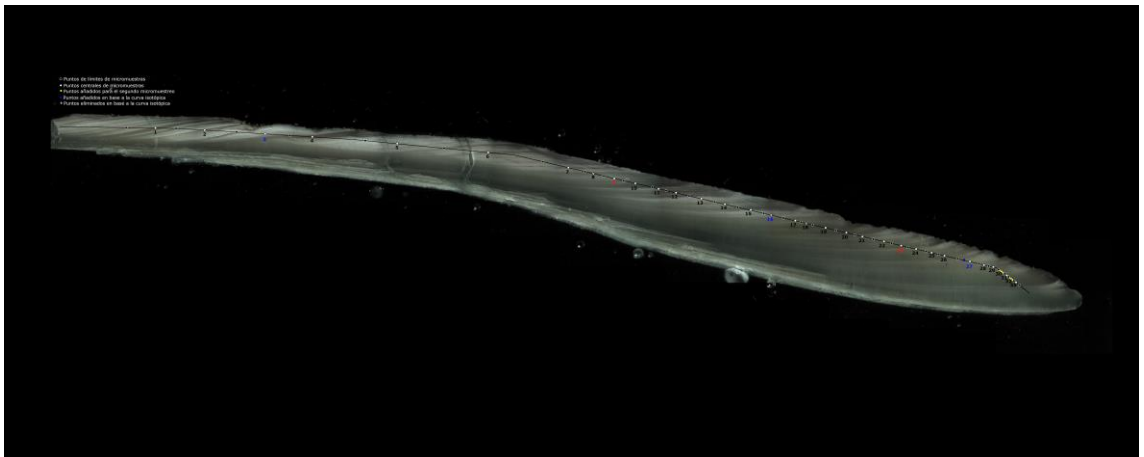


Figura F 2. Sección transversal de la concha fósil *Mesodesma donacium* (6A-2).

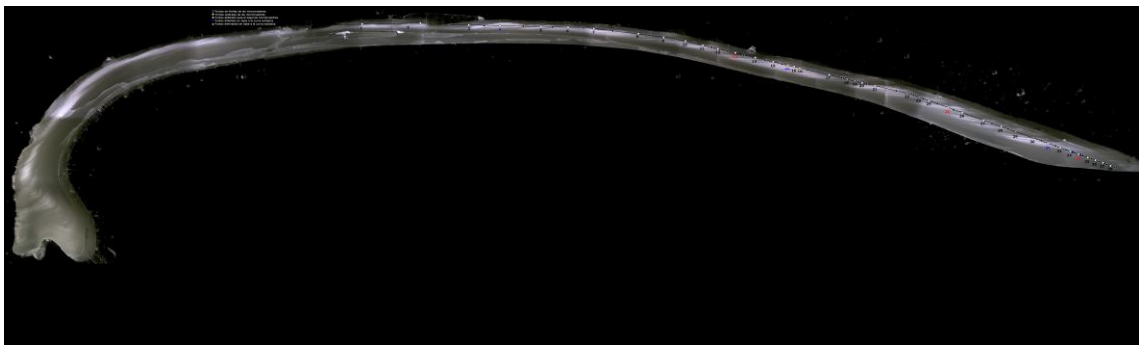


Figura F 3. Sección transversal de la concha fósil *Mesodesma donacium* (8A-1).



Figura F 4. Sección transversal de la concha fósil *Mesodesma donacium* (8A-2).

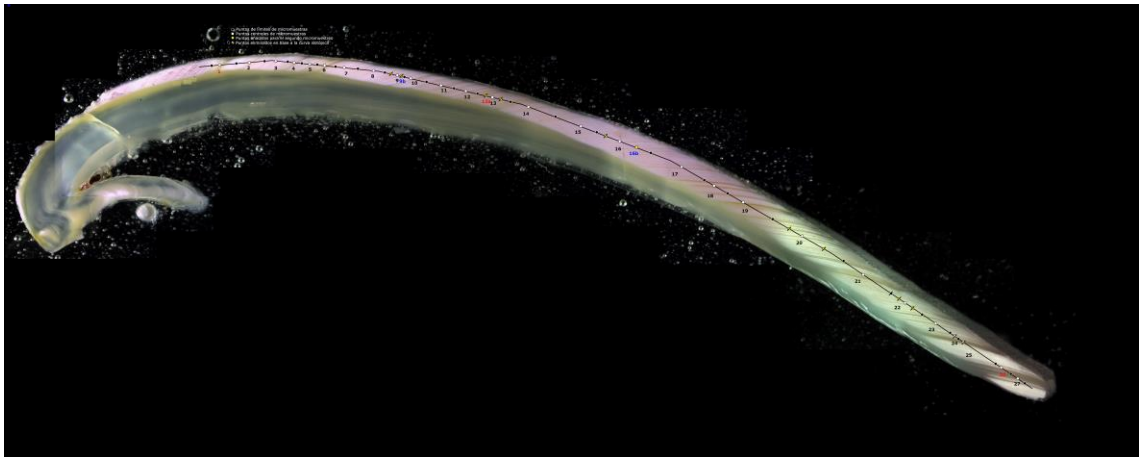


Figura F 5. Sección transversal de la concha fósil *Mesodesma donacium* (8A-3).



Figura F 6. Sección transversal de la concha fósil *Mesodesma donacium* (9-10A).



Figura F 7. Sección transversal de la concha fósil *Mesodesma donacium* (14C).

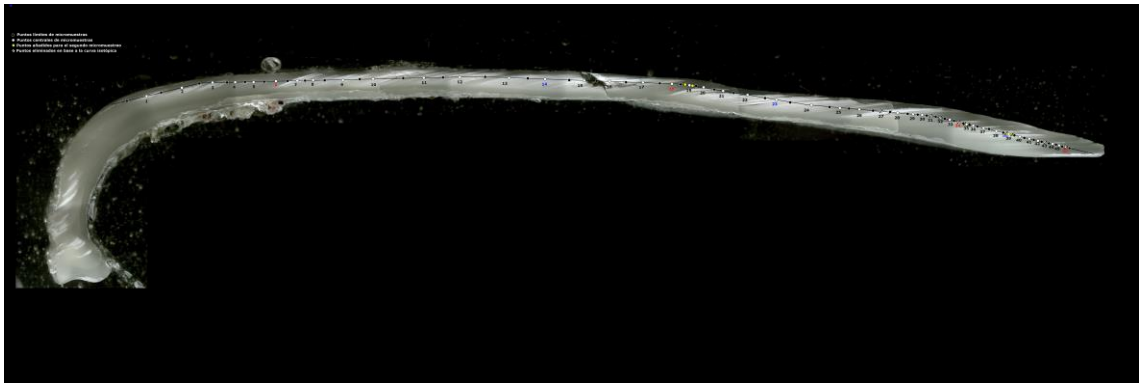


Figura F 8. Sección transversal de la concha fósil *Mesodesma donacium* (15D-1)



Figura F 9. Sección transversal de la concha fósil *Mesodesma donacium* (15A-2).



Figura F 10. Sección transversal de la concha fósil *Mesodesma donacium* (17D).