



UNIVERSIDAD PERUANA
CAYETANO HEREDIA
ESCUELA DE POSGRADO

VARIABILIDAD DEL FLUJO Y TIPO DE
TRANSPORTE DE MATERIAL
TERRÍGENO HACIA EL MARGEN
CONTINENTAL EN LA COSTA
CENTRAL DEL PERÚ DURANTE LA
ÚLTIMA DESGLACIACIÓN (18-12 ka
BP)

TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DEL MAR

MARCO KANAME YSEKI PAUCAR

LIMA - PERÚ

2018

Asesor:

Dr. Bruno Jean Raymond Turcq

Institut de Recherche pour le Développement-IRD
Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentations
et Analyses Numériques (LOCEAN)-IPSL, París-Francia

Universidad Peruana Cayetano Heredia-UPCH
Maestría en Ciencias del Mar, Lima-Perú

Co-asesor:

Dr. Dimitri Alexey Gutiérrez Aguilar

Instituto del Mar del Perú-IMARPE
Director general de investigaciones oceanográficas y cambio
climático.

Universidad Peruana Cayetano Heredia-UPCH
Coordinador del programa de Maestría en Ciencias del Mar,
Laboratorio de Ciencias del Mar, Lima-Perú

Dedicatoria, agradecimientos y fuentes de financiamiento

La realización y culminación de esta tesis, fueron posible gracias al financiamiento por parte del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) y el proyecto Clima, Paleoambientes y Biodiversidad en Sistemas Marinos y Acuáticos Continentales, MAGNET-CONCYTEC.

Mi profundo agradecimiento al Dr. Bruno Turcq, asesor de esta tesis, por su apoyo y guía constante en el desarrollo de esta investigación. Agradecimiento al Dr. Dimitri Gutiérrez y Renato Salvattecí por las sugerencias y revisiones del manuscrito de este trabajo.

Gracias inmensas a Sandrine Caquineau por su hospitalidad durante mi estadía en las instalaciones del IRD. Muchas gracias por la ayuda en los análisis granulométricos y por las discusiones, sugerencias, revisiones en la elaboración del manuscrito.

Mi profundo agradecimiento a mi madre y hermano por su comprensión y apoyo incondicional a lo largo de mi vida académica y personal. Mil gracias Liz, siempre me diste fuerzas, ánimos y fuiste y serás mi mejor apoyo.

Resumen

El presente estudio busca reconstruir la variabilidad de los tipos de transporte de aporte terrígeno sobre el margen continental en la costa central del Perú (12° S) durante la última desglaciación (~18-12 ka BP). Para ello se analizan registros de proxies sedimentológicos (análisis granulométricos y geoquímicos) en sedimentos laminados del testigo marino M772-005-3. Los resultados sugieren 2 modas de tamaño de grano fino asociadas a descargas fluviales (M1: ~3 μm y M2: ~15 μm) y tres modas de fracción gruesa (M3: ~50 μm , M4: ~74 μm y M5: ~100 μm) que estarían ligadas a los aportes eólicos. Durante la última desglaciación, observamos que existe un incremento de amplitud de M1 y M2 durante el Heinrich Stadial 1 (HS1, 18-15 ka BP), en respuesta a mayores aportes fluviales. Este aumento en los aportes continentales, estaría asociado al debilitamiento de la Circulación de Retorno del Atlántico Meridional y a temperaturas más cálidas en el Pacífico Ecuatorial. Los porcentajes de M5 y M4 fueron elevados durante el HS1, mientras que los porcentajes de M4 y M3 fueron altos en el Antarctic Cold Reversal (ACR, 15-13 ka BP), sugiriendo vientos locales/regionales intensos en el HS1 y vientos de intensidad moderada-intermedia en el ACR. Durante el HS1, es posible que el aumento del gradiente de presión entre el continente-océano, estaría modulando la intensidad de los vientos, mientras que en el ACR, la intensidad de los vientos locales/regionales estaría modulada por el desplazamiento del núcleo del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sudeste hacia el continente, en respuesta a una mayor circulación de Walker.

Palabras claves: Paleoceanografía, desglaciación, aportes fluviales, aportes eólicos, granulometría,

Abstract

This work aims to reconstruct types of terrigenous transport to the margin in the central region of Peru (12° S) during the last deglaciation (18-12 ky BP). For this purpose, we analyzed sedimentological proxies (particle size distribution and geochemical analysis) recorded in laminated sediments of marine core M772-005-3. We identified two grain size modes representative of fluvial material (M1: ~3 μm and M2: ~15 μm) and three modes (M3: ~50 μm, M4: ~74 μm and M5: ~100 μm) linked to aeolian input. Our results show an increase of the fluvial inputs during the Heinrich Stadial 1 (HS1, 18-15 ky BP), probably due to a weakening of Atlantic Meridional Overturning Circulation and warming of the East Equatorial Pacific. The proportion of M5 and M4 were high during HS1, while M4 and M3 were high during ACR (15-13 ky BP), suggesting that local/regional intense winds during HS1 and moderate to middle intensity of winds during ACR. In the course of HS1, the intensity of winds due to increasing thermal gradient between the continental and ocean. During the ACR, the winds increased as a consequence of meridional displacement of the South Pacific Subtropical High as a response to stronger Walker circulation.

Keywords: Paleoceanography, deglaciation, fluvial input, aeolian input, particle size distribution.

TABLA DE CONTENIDOS

1. INTRODUCCION	1
2. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACION.....	4
2.1. Planteamiento del problema	4
2.2. Marco Teórico	6
2.2.1. Circulación atmosférica del Pacífico Tropical Este.....	6
2.2.1.1. Anticiclón Subtropical del Pacífico Sudeste	6
2.2.1.2. La Zona de Convergencia Intertropical	8
2.2.1.3. La Circulación de Walker	9
2.2.2. Circulación oceánica del Pacífico Tropical Este	10
2.2.3. Flujo y transporte de material terrígeno dentro de la plataforma continental peruana.....	11
2.2.4. Proxies empleados en la reconstrucción del flujo y transporte de material terrígeno.....	13
2.2.5. Paleoclimatología y Paleoceanografía del Pacífico Sudeste desde el Ultimo Máximo Glacial.....	14
2.2.5.1. Secuencia de los cambios climáticos globales que se desencadenan durante la última desglaciación	14
2.2.5.2. Descripción de los cambios climáticos en América del Sur desde el Ultimo Máximo Glacial hasta el Holoceno.....	16
2.3. Justificación del Estudio.....	22
2.4. Objetivos	23
2.4.1. Objetivo general.....	23
2.4.2. Objetivos específicos	23
2.5. Hipótesis.....	24

3. METODOLOGIA	25
3.1. Diseño del estudio.....	25
3.1.1. Población de estudio	25
3.1.2. Muestra	25
3.2. Operacionalización de las variables	26
3.2.1. Variables respuesta.....	26
3.2.2. Variables explicativas	27
3.3. Procedimientos y técnicas	27
3.3.1. Descripción del testigo marino.....	27
3.3.2. Modelo de edad	28
3.3.3. Densidad aparente seca	30
3.3.4. Tasa de Acumulación de Masa	30
3.3.5. Análisis granulométrico	30
3.3.6. Análisis geoquímicos.....	31
3.3.7. Contenido y flujo de materia orgánica, carbonato de calcio, sílice biogénica y fracción terrígena.	33
3.4. Plan de análisis	33
4. RESULTADOS.....	35
4.1. Descripción del testigo	35
4.2. Densidad Aparente Seca.....	37
4.3. Tasa de Sedimentación y Acumulación de Masas.....	38
4.4. Contenido y flujo de materia orgánica	39
4.5. Contenido y flujo de carbonato de calcio.....	40
4.6. Contenido y flujo de sílice biogénica	40
4.7. Contenido y flujo de fracción terrígena.....	41
4.8. Análisis granulométrico	46

4.8.1.	Variabilidad de la amplitud y el flujo de las modas granulométricas. .47	
4.8.1.1.	Moda 1 ($2.9 \pm 0.4 \mu\text{m}$)	47
4.8.1.2.	Moda 2 ($14.8 \pm 1.6 \mu\text{m}$)	48
4.8.1.3.	Moda 3 ($50.2 \pm 5.5 \mu\text{m}$)	49
4.8.1.4.	Moda 4 ($73.5 \pm 3.1 \mu\text{m}$)	50
4.8.1.5.	Moda 5 ($97.8 \pm 7.8 \mu\text{m}$)	50
4.9.	Textura del sedimento	54
4.10.	Registro de $\delta^{15}\text{N}$	57
4.11.	Carbono Orgánico Total (COT)	57
4.12.	Razón C/N.....	58
4.13.	Origen de materia orgánica	60
5.	DISCUSION	61
5.1.	Fuentes y transporte de material terrígeno sobre el margen peruano .61	
5.2.	Efectos del aumento del nivel del mar y erosión sobre la sedimentación en el margen central del Perú.....	65
5.3.	Reconstrucción de los aportes fluviales sobre el margen central del Perú	66
5.4.	Reconstrucción de producción exportada	70
5.5.	Reconstrucción de la desnitrificación en la columna de agua.....	76
5.6.	Reconstrucción de aportes eólicos e intensidad de vientos y relación con productividad exportada.....	80
6.	CONCLUSIONES.....	87
7.	RECOMENDACIONES.....	88
8.	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	89

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. CLIMATOLOGÍA DE VIENTOS Y CORRIENTES DURANTE INVIERNO Y VERANO AUSTRAL. (STRUB ET AL., 1998).....	8
FIGURA 2. POSICIÓN DE LA ZCIT DURANTE EL VERANO (SUPERIOR) E INVIERNO AUSTRAL (INFERIOR) (FLEURY, 2005).....	9
FIGURA 3. ENOS Y CIRCULACIÓN DE WALKER (CANE, 2005).....	10
FIGURA 4. ESQUEMA DE CIRCULACIÓN OCEÁNICA DEL PACÍFICO TROPICAL ESTE. LAS LÍNEAS CONTINUAS INDICAN SUPERFICIALES Y LAS LÍNEAS EN PUNTOS SEÑALAN LAS CORRIENTES SUB SUPERFICIALES (MONTES ET AL., 2010).....	11
FIGURA 5. A) TEMPERATURA GROENLANDIA ESTIMADA POR $\Delta^{18}\text{O}$ EN NÚCLEO DE HIELO GISP2 (JOHNSEN ET AL., 2001). B) INTENSIFICACIÓN DEL AMOC INFERIDO POR EL RATIO $^{231}\text{PA}/^{230}\text{TH}$ (MACMANUS ET AL., 2004). C) TSM ESTIMADA POR ALQUENONAS EN CALLAO 12°S (REIN ET AL., 2005). D) TSM ESTIMADA POR ALQUENONAS A 40°S (LAMY ET AL., 2007). E) TEMPERATURA ANTÁRTICA ESTIMADO POR $\Delta^{18}\text{O}$ EN NÚCLEO DE HIELO BYRD (BLUNIER Y BROOKS ET AL., 2001). GRÁFICA MODIFICADA DE SALVATTECI ET AL., 2013.....	18
FIGURA 6. A) CONTENIDO DE TI EN SEDIMENTOS. CARIACO, VENEZUELA (HAUG, ET AL., 2001). B) PORCENTAJE DE REFLECTANCIA EN SEDIMENTOS. CARIACO, VENEZUELA (PETERSON ET AL., 2000). C) REGISTRO DE $\Delta^{18}\text{O}$ EN ESPELEOTEMA COLECTADO EN CUEVA BOTUVERÁ, SURESTE BRAZIL (WANG ET AL., 2007). D) REGISTRO DE $\Delta^{18}\text{O}$ EN ESPELEOTEMAS COLECTADO EN CUEVA TIGRE PERDIDO, PERÚ (VAN BREUKELLEN ET AL., 2012). E) RECORD DE $\Delta^{18}\text{O}$ DE CALCITA AUTIGÉNICA PROCEDENTE DE LAGUNA PUMACOCHA, PERÚ (BIRD ET AL., 2011). F) RECORD DE $\Delta^{18}\text{O}$ DE NÚCLEO DE HIELO COLECTADO EN HUASCARÁN, PERÚ (THOMPSON ET AL., 2000). G) FLUJO DEL CONTENIDO TERRÍGENO EN CALLAO, PERÚ (REIN ET AL., 2005). H) CONTENIDO DE FE EN SEDIMENTOS. PISCO, PERÚ (SALVATTECI ET AL., 2013). GRÁFICA MODIFICADA DE SALVATTECI ET AL., 2013.....	21
FIGURA 7. UBICACIÓN DEL TESTIGO M772-005-3.....	26
FIGURA 8. MODELO DE EDAD DEL TESTIGO MARINO M772-005-03.....	29
FIGURA 9. RADIOGRAFÍA DE LOS TESTIGOS, LITOLOGÍA Y PUNTOS DE SUBMUESTREO PARA LOS ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS, GEOQUÍMICOS Y DATAACIONES.....	36
FIGURA 10. VARIACIÓN DE LA DENSIDAD APARENTE SECA (DBD).....	37
FIGURA 11. TASAS DE SEDIMENTACIÓN Y DE ACUMULACIÓN DE MASAS.....	38
FIGURA 12. PROMEDIO Y DESVIACIÓN ESTÁNDAR DEL CONTENIDO DE MATERIA ORGÁNICA, CARBONATO DE CALCIO, SÍLICE BIOGÉNICA Y FRACCIÓN TERRÍGENA EN LOS SEDIMENTOS....	43
FIGURA 13. VARIACIÓN DE LOS CONTENIDOS DE MATERIA ORGÁNICA, CARBONATO DE CALCIO, SÍLICE BIOGÉNICA Y FRACCIÓN TERRÍGENA EN LOS SEDIMENTOS.....	44
FIGURA 14. VARIACIÓN DE LOS FLUJOS DE MATERIA ORGÁNICA, CARBONATO DE CALCIO, SÍLICE BIOGÉNICA Y FRACCIÓN TERRÍGENA.....	45
FIGURA 15. DISTRIBUCIÓN DE GRANO UNIMODAL (IZQUIERDA) Y POLIMODAL (DERECHA) EN LOS SEDIMENTOS DEL TESTIGO MARINO M772-005-3.....	46
FIGURA 16. VARIACIÓN DE LAS AMPLITUDES DE M1, M2, M3, M4 Y M5.....	51
FIGURA 17. VARIACIÓN DE LOS FLUJOS DE M1, M2, M3, M4 Y M5.....	52
FIGURA 18. PROMEDIO Y DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LA AMPLITUD DE M1, M2, M3, M4 Y M5 POR PERIODOS CLIMÁTICOS.....	53
FIGURA 19. PROMEDIO Y DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LOS PORCENTAJES DE ARENA, LIMO Y ARCILLA POR PERIODOS CLIMÁTICOS.....	55
FIGURA 20. VARIACIÓN DEL CONTENIDO PORCENTUAL DE ARCILLA, LIMO Y ARENA EN LOS SEDIMENTOS.....	56
FIGURA 21. PROMEDIO Y DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE $\Delta^{15}\text{N}$, COT Y C/N POR PERIODO CLIMÁTICO..	58
FIGURA 22. VARIACIÓN DE $\Delta^{15}\text{N}$, COT Y C/N.....	59
FIGURA 23. RAZÓN C/N VERSUS $\Delta^{13}\text{C}$. MUESTRAS LGM (ROJO), MUESTRAS HS1 (NEGRO), MUESTRAS ACR (VERDE) Y MUESTRAS ENTRE 13-12.3 KA (AZUL).....	60
FIGURA 24. A) INTENSIDAD DEL AMOC (MCMANUS ET AL., 2004). B) DESPLAZAMIENTO ZCIT (PETERSON ET AL., 2000). C) RECORD DE $\delta^{18}\text{O}$, CUEVA BOTUVERÁ (WANG ET AL., 2007). D) RECORD DE LOG(Ti/CA), TUMBES (MOLLIEL-VOGEL ET AL., 2013). E) FLUJO DE MATERIAL TERRÍGENO, CALLAO (REIN ET AL., 2005). F) RECORD DE Ti/CA, CALLAO (MARTÍNEZ, COM. PERSONAL). G Y H) AMPLITUD DE M2 Y M1.....	68

FIGURA 25. A Y C) RECORD DE $\delta^{15}\text{N}$ Y COT, PISCO (SALVATTECI ET AL., 2016). B, E Y G) RECORD DE $\delta^{15}\text{N}$, COT Y SÍLICE BIOGÉNICA. D Y F) RATIO BR/TI Y SI/AL, CALLAO (MARTÍNEZ, COMUNICACIÓN PERSONAL)	79
FIGURA 26. VARIABILIDAD DE M5 (VIENTOS FUERTES), M4 (VIENTOS INTERMEDIOS) Y M3 (VIENTOS MODERADOS)	82
FIGURA 27. A) DESPLAZAMIENTO DE LA ZCIT (PETERSON ET AL., 2000), ANOMALÍAS DEL GRADIENTE DE TSM ENTRE PACÍFICO OESTE-ESTE (KOUTAVAS Y JOANIDES 2012). C) TSM INFERIDA POR ALQUENONAS (SALVATTECI, COMUNICACIÓN PERSONAL) D) ANOMALÍAS DE ÍNDICE DE VIENTOS $(M5+M4)/(M3+M4 \cdot M5)$	84
FIGURA 28. ANOMALÍAS DE $\Delta^{15}\text{N}$, SÍLICE BIOGÉNICA, COT, AMPLITUD DE M5, AMPLITUD M4 Y AMPLITUD DE M3.	86

LISTA DE TABLAS

TABLA 1. FECHAS RADIOCARBÓNICAS Y CALIBRADAS EMPLEADAS EN EL MODELO DE EDAD	28
TABLA 2. PROMEDIO DE PARÁMETROS ESTADÍSTICOS (GMD, A Y GSD) DE LAS MODAS IDENTIFICADAS EN LAS MUESTRAS DE LOS SEDIMENTOS DEL TESTIGO MARINO M772-005-3.	47

1. INTRODUCCION

El Sistema de la Corriente Perú-Chile (SCPC) es uno de los Sistemas de Afloramiento de Borde Oriental (EBUSs por sus siglas en inglés) más productivo en términos de pesquería. El SCPC se caracteriza por presentar aguas frías, producto de las surgencias costeras, las cuales proveen al fitoplancton una mayor disponibilidad de nutrientes (Chávez et al., 2003; Chávez et al., 2008). Otra de las particularidades más importantes de este sistema es la presencia de una zona mínima de oxígeno (ZMO), producto de la descomposición y el hundimiento de la producción biológica y una pobre ventilación (Hellin y Levin, 2004).

El SCPC presenta una variabilidad estacional en relación a la productividad e intensidad de los vientos, la cual se encuentra ligada regionalmente a los desplazamientos de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sudeste (ASPS) y localmente al gradiente térmico tierra-mar. En el Perú ocurren vientos favorables a las surgencias durante todo el año, siendo estos más intensos durante el invierno austral, sin embargo, los valores máximos de productividad primaria ocurren durante la primavera y el verano austral, cuando las aguas superficiales son más estratificadas (Pennington et al., 2006; Chávez y Messié, 2009; Gutiérrez et al., 2011).

Actualmente existe una preocupación importante por las consecuencias del cambio climático, ya que afecta a las poblaciones desde un punto de vista socio-económico. Los impactos de este cambio global sobre el SCPC son inciertos. Hay dudas en

particular sobre los impactos de una posible intensificación de los vientos. El empleo de estudios paleoceanográficos permite estimar los efectos de las variaciones climáticas pasadas y ofrece una mejor comprensión de los mecanismos involucrados, favoreciendo a una mejor evaluación de los cambios futuros.

Los cambios paleoceanográficos y paleoclimáticos pueden ser reconstruidos mediante el empleo de proxies, siendo el margen continental del Perú una zona con condiciones favorables para la preservación de los registros paleoceanográficos, debido a la presencia de una ZMO, altas tasas de sedimentación y condiciones topográficas favorables (Reinhardt et al., 2002; Rein et al., 2005; Gutiérrez et al., 2006; Sifeddine et al., 2008; Mollier-Vogel et al., 2013; Briceño-Zuluaga et al., 2015; Salvattecí et al., 2016; Briceño -Zuluaga et al., 2016).

Esta sedimentación es compuesta por elementos biogénicos, frutos de la producción primaria y de elementos terrígenos. Los elementos terrígenos, originarios del continente, son productos detríticos de desintegración de rocas pre-existentes, los cuales son transportados por el viento o descargas fluviales y redistribuidas por el oleaje y las corrientes marinas (Scheidegger and Krissek, 1982). En las regiones áridas del Perú, el transporte eólico, modulado por la intensidad de los vientos, es el tipo de transporte más importante, mientras que el transporte fluvial, dependiente de las precipitaciones, ocurre principalmente en el centro y norte del Perú (Scheidegger and Krissek, 1982; Saukel et al., 2011). Las condiciones atmosféricas y oceánicas determinan la cantidad y el tipo de transporte de material terrígeno hacia la plataforma continental (Haug et al., 2001; Elmore et al., 2009; Peterson et

al., 2000; Yarincik et al., 2000) y nuestra hipótesis es que el estudio del material terrígeno permite reconstruir esas condiciones en el pasado.

El presente estudio, tiene como objetivo reconstruir la variabilidad de los tipos de transporte de material terrígeno sobre el margen continental en la costa central del Perú durante los principales períodos climáticos de la última desglaciación, permitiendo poder inferir, la variabilidad de los aportes continentales, de las corrientes e intensidad de los vientos.

2. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACION

2.1. Planteamiento del problema

El aporte de material terrígeno en la costa peruana, presenta una variabilidad decadal, secular y milenial (Rein et al., 2005; Sifeddine et al., 2008; Salvattecí, 2013; Mollier-Vogel et al., 2013; Briceño-Zuluaga et al., 2016). Los resultados de los estudios de reconstrucción de aporte terrígeno en las áreas norte, centro y sur del margen peruano durante los últimos 20 ka, evidencian diferencias en los aportes terrígeno (Rein et al., 2005; Salvattecí, 2013; Mollier-Vogel et al., 2013). Estas diferencias pueden ser explicadas por cambios en la cantidad de aportes y/o por la dispersión del material terrígeno en el margen continental, debido al efecto de las corrientes marinas porque existen diferentes zonas de sedimentación y de dispersión en el margen peruano (Salvattecí, 2013).

Durante la última desglaciación (18-10 ka), estudios previos sugieren a escalas mileniales, que durante el Heinrich Stadial 1 (18-15 ka) ocurrió un desplazamiento sur de la ZCIT y mayores condiciones de humedad en el Norte del Perú, Andes, Altiplano y Brasil. Mientras que en el ACR (15-13 ka) acontecieron escenarios opuestos, observando una ZCIT más al norte y condiciones secas en los Andes, Altiplano y Brasil (Peterson et al., 2000; Baker et al., 2001; Haug et al., 2001; Cruz et al., 2005; Blard et al., 2011; Mollier-Vogel et al., 2013; Wang et al., 2007; McGee, Donohoe, Marshall & Ferreira, 2014; Montade et al., 2015; Strikis et al., 2015; Zhang et al., 2015; Novello et al., 2017). Sin embargo, en el área de estudio

(12° S), Rein et al. (2005), no reporta una diferencia a escala milenial de aporte terrígeno durante el Heinrich Stadial 1 y el Antarctic Cold Reversal, sólo observando un incremento del flujo de material terrígeno en 15.2 ka. El testigo trabajado por Rein et al. (2005), fue recuperado a 184 m de profundidad. Las tasas de acumulación de sedimentos y los flujos de aporte terrígeno reportados por este autor, pueden haber sido influenciados por la baja profundidad del testigo y las variaciones del nivel del mar. Así mismo el autor, considera que el origen de este material terrígeno, es netamente fluvial, no distinguiendo los aportes eólicos.

En los últimos años se vienen realizando investigaciones sobre la variabilidad de los aportes continentales y precipitaciones a diferentes escalas temporales, mediante el uso de testigos marinos, testigos lacustres, espeleotemas y núcleos de hielo (Thompson et al., 2000; Baker et al., 2001; Van Breukelen et al., 2008; Bird et al. 2011; Mollier-Vogel et al., 2013; Apaéstegui et al., 2014). Sin embargo, los estudios de reconstrucción de aporte eólico e intensidad de vientos aún son escasos, sólo realizándose durante el último milenio (Briceño-Zuluaga et al., 2016).

Bakun propone que el incremento de gases de efecto invernadero favorece a la intensificación de los vientos favorables a las surgencias en los EBUSs (Bakun, 1990). Estudios recientes sugieren una intensificación de los vientos, por efecto del cambio climático, en las zonas de surgencias frente a Perú-Chile, California y Benguela, sin embargo, los vientos se han hecho más débiles en la zona Ibérica (Sydeman et al., 2014). Por otra parte, en Perú-Chile, California y Benguela se registraron mayores incrementos en la velocidad del viento en los estudios llevados

a latitudes más altas, exhibiendo una alta correlación entre la intensidad de las surgencias y el gradiente térmico océano-continente (Wang et al., 2015). En la actualidad existen incertidumbres sobre el efecto del cambio climático en la intensidad de vientos, ya que es posible que el aumento de temperatura genere un incremento en la estratificación y una reducción en la intensidad del movimiento vertical del afloramiento (Echevin et al., 2011). Poder evaluar cual fue el comportamiento de los vientos en periodos de largos cambios globales como la última desglaciación, permite una mayor comprensión del fenómeno para abordar estas incertidumbre.

2.2.Marco Teórico

2.2.1. Circulación atmosférica del Pacífico Tropical Este

El clima del Pacífico Este Tropical, se encuentran estrechamente ligado a una circulación atmosférica regional, que resulta de las conexiones entre el Anticiclón Subtropical del Pacífico Sudeste, la Zona de Convergencia Intertropical y la Circulación de Walker.

2.2.1.1.Anticiclón Subtropical del Pacífico Sudeste

El Anticiclón Subtropical del Pacífico Sudeste (ASPS), se extiende sobre toda la cuenca oceánica del Pacífico Sur y es el forzante climático dominante del SCPC (Figura 1) (Strub et al., 1998). El ASPS presenta ciclos estacionales, interanuales y

decadales. A una escala estacional, el ASPS provoca vientos favorables para el afloramiento durante el invierno, estos vientos paralelos a la costa, advectan agua hacia el oeste, generando un transporte de Ekman, provocando un afloramiento de estratos más profundos (Croquette et al., 2007).

A una escala interanual y durante la fase cálida de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), se registra un declive de la intensidad del ASPS y una termoclina más profunda, provocando que las surgencias transporten aguas menos frías hacia la superficie (Blanco et al., 2002), mientras que durante la fase fría del ENOS (La Niña), el ASPS se intensifica y ocurren condiciones oceanográficas opuesta al El Niño.

Finalmente, a una escala decadal e interdecadal, durante la fase positiva (negativa) de la Oscilación Decadal del Pacífico, el ASPS tiende a debilitarse (reforzarse) (Ancapichun et al., 2015).

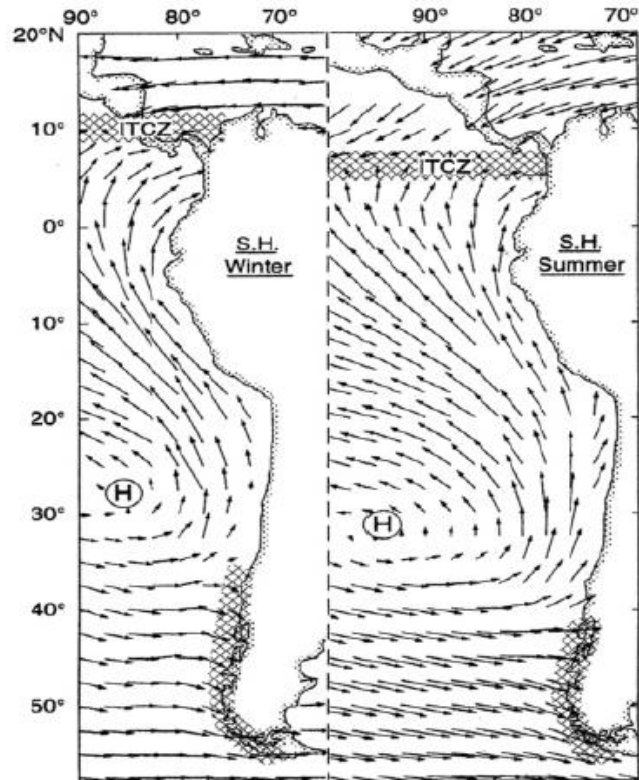


Figura 1. Climatología de vientos y corrientes durante invierno y verano austral. (Strub et al., 1998).

2.2.1.2. La Zona de Convergencia Intertropical

La zona de convergencia intertropical (ZCIT) es la región del globo terrestre donde convergen los vientos alisios del hemisferio norte con los del hemisferio sur (Figura 2). La ZCIT se caracteriza por ser un ancho cinturón de baja presión constituido por corrientes de aire ascendente, donde convergen grandes masas de aire cálido y húmedo provenientes del norte y del sur de la zona intertropical. La ZCIT presenta un desplazamiento latitudinal, pasando de $\sim 10^{\circ}\text{N}$ durante el invierno austral a $2-5^{\circ}\text{N}$ en el verano austral, produciendo una estacionalidad en la intensidad y la distribución espacial de la precipitación en los trópicos (Strub et al., 1998).

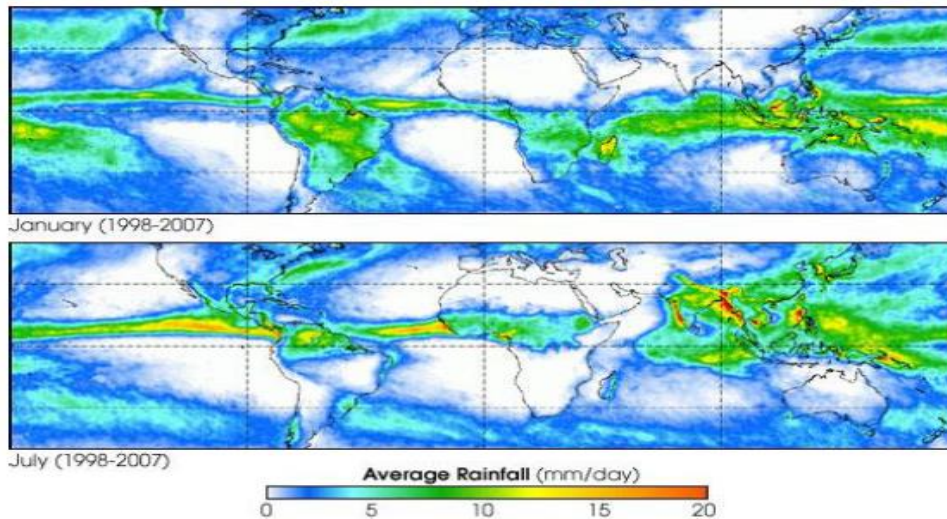


Figura 2. Posición de la ZCIT durante el verano (superior) e invierno austral (inferior) (Fleury, 2005).

2.2.1.3. La Circulación de Walker

La Circulación de Walker es un componente principal de la circulación atmosférica global, la cual genera un gradiente zonal de temperatura superficial del mar, con temperaturas frías en el Este y una acumulación de calor en el Pacífico Oeste, sostenido por una inclinación de la termoclina del Pacífico Ecuatorial (Bjerknes 1969). Debido a este gradiente de temperatura Este-Oeste, el aire caliente se eleva por la Piscina Caliente del Pacífico Oeste, divergiendo en todas las direcciones en la parte superior de la troposfera para luego converger sobre Lengua Fría del Pacífico Este (Gill, 1980).

Esta circulación atmosférica es fuertemente afectada por ENOS (Cane, 2005). Durante la fase cálida del ENOS (El Niño), el debilitamiento de los vientos alisios origina un desplazamiento de aire caliente y de masas de agua superficiales desde

el Pacífico Oeste hasta el Pacífico Central, provocando un aumento de precipitación en el Norte del Perú, llegando a generar inundaciones costeras. Durante la fase fría (La Niña), los vientos alisios se fortalecen, produciendo un aumento de la temperatura y humedad en el Pacífico Oeste y una expansión de la Lengua Fría hacia el Pacífico Central, junto con condiciones más áridas a lo largo de la costa peruana (Figura 3).

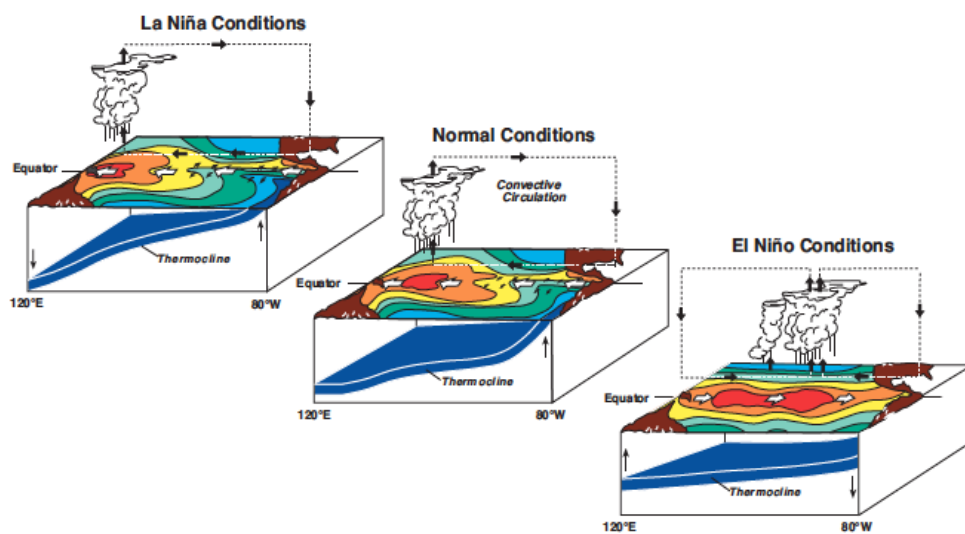


Figura 3. ENOS y Circulación de Walker (Cane, 2005)

2.2.2. Circulación oceánica del Pacífico Tropical Este

La Región del Pacífico Tropical Este, presenta 2 importantes sistemas de corrientes: El Sistema de Corrientes Ecuatorial y el Sistema de Corrientes de Perú (figura 3). El Sistema de Corrientes Ecuatorial está compuesta por la Corriente Ecuatorial Sur, la Corriente Ecuatorial Subsuperficial y las Contracorrientes Subsuperficiales Sur primaria y secundaria. Mientras que el Sistema de Corrientes del Perú, está

compuesta por corrientes superficiales (Corriente Peruana Costera y la Corriente Peruana Oceánica) y corrientes subsuperficiales (Corriente Subsuperficial de Perú-Chile y la Contracorriente de Perú-Chile) (Montes et al., 2010).

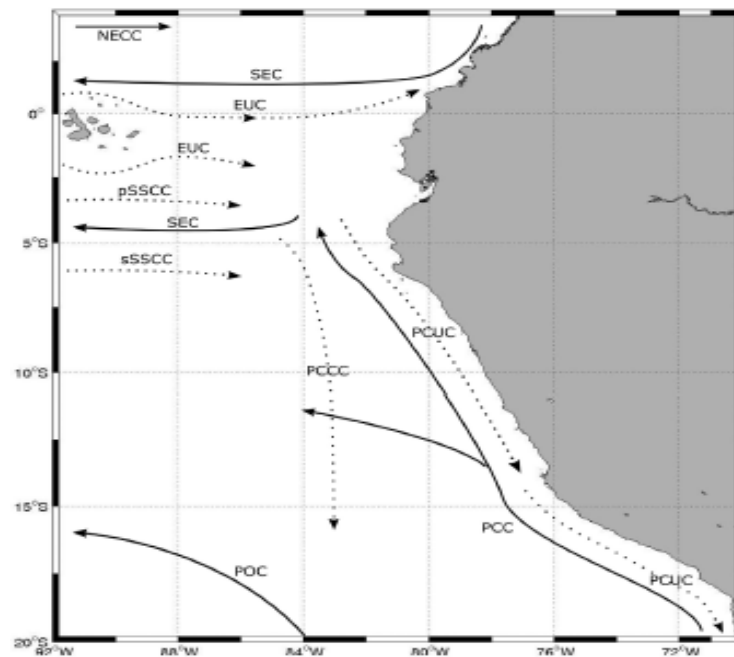


Figura 4. Esquema de Circulación Oceánica del Pacífico Tropical Este. Las líneas continuas indican superficiales y las líneas en puntos señalan las corrientes subsuperficiales (Montes et al., 2010).

2.2.3. Flujo y transporte de material terrígeno dentro de la plataforma continental peruana

En el sur de Perú, el principal agente de transporte de fracción detrítica de limo y arena a los sedimentos hemipelágicos es el viento, en tanto que la fracción más fina, la arcilla, está asociado principalmente al aporte fluvial, especialmente en el área

norte y centro del Perú (Scheidegger and Krissek, 1982; Saukel et al., 2011). En la costa peruana, el material terrígeno proveniente de aporte fluvial y eólico se dispersa cientos de kilómetros a lo largo de la plataforma continental, hacia el norte por efecto de la Corriente Costera Peruana (0-30 m de profundidad) y hacia el sur por la Corriente Subsuperficial Perú-Chile (por debajo de los 30 m de profundidad) (Scheidegger and Krissek, 1982).

Suess et al. (1987) describe dos cuencas sedimentarias bien delimitadas a lo largo de la costa peruana. La primera, la Cuenca Salaverry-Trujillo, ubicada entre los 6-10° S, caracterizada por una fuerte influencia de la Corriente Subsuperficial Perú-Chile (CSPC), la cual genera una baja acumulación de sedimentos hemipelágicos de grano grueso, pobres en materia orgánica. La segunda es la Cuenca de Lima (11-16° S), donde la velocidad de la CSPC disminuye, facilitando la sedimentación de material terrígeno y orgánico (Reinhardt et al., 2002), esta cuenca exhibe una alta productividad y condiciones anóxicas favorecidas por una intensa ZMO, por ende, los sedimentos son ricos en materia orgánica, diatomáceas, granos finos y existe una ausencia de bioturbación permitiendo la preservación de laminaciones y de registros paleoceanográficos (Reinhardt et al., 2002, Rein et al., 2005; Sifeddine et al., 2008; Gutiérrez et al., 2011; Salvattecchi et al., 2014, 2016).

En el margen peruano, el flujo y el tipo de transporte de material terrígeno se encuentra afectado por la variabilidad interanual (El Niño Oscilación del Sur), la variabilidad decadal (La Oscilación Decadal del Pacífico y la Oscilación Multidecadal del Atlántico), desplazamientos de la Zona de Convergencia

Intertropical y la intensificación/debilitamiento del Monzón Sudamericano y del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sudeste (Rein et al., 2005; Saukel et al., 2011; Salvattecí, 2013; Mollier-Vogel et al., 2013; Apaéstegui et al., 2014; Briceño-Zuluaga et al., 2016).

2.2.4. Proxies empleados en la reconstrucción del flujo y transporte de material terrígeno

En estudios paleo-climáticos, un “proxy” es un indicador, que es interpretado usando principios físicos o biofísicos para representar alguna combinación de las variaciones relacionadas al clima hacia atrás en el tiempo (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC 2003). Los proxies paleo-climáticos tienen el potencial de proveer la evidencia de cambios climáticos de gran escala previa a la existencia de los registros históricos documentales o instrumentales (Bradley, 1999).

La distribución del tamaño de los granos en sedimentos marinos laminados, es empleado como un proxy de los diferentes procesos de fuentes y deposición del material terrígeno. Siendo utilizado en investigaciones paleo-oceanográficas y paleo-climatológicas, permitiendo inferir la intensidad de los aportes fluviales, vientos y las condiciones de aridez. Este proxy se basa en que el diámetro de las partículas eólicas es mayor que el diámetro de las partículas fluviales y si existe una intensificación en la intensidad de los vientos, el flujo eólico aumenta y también las frecuencias de partículas gruesas, mientras que la abundancia relativa de partículas

fluviales, refleja el exceso de precipitación estacional (Weltje y Prins, 2003, 2007; Stuut et al., 2002, Saukel et al, 2011; Briceño-Zuluaga, et al., 2016).

Los elementos mayores, menores y trazas son empleados en investigaciones paleo-oceanográfica, entre ellos el aluminio (Al), el titanio (Ti) y la razón Ti/Ca son usados como un proxy de aporte terrígeno (Dean et al., 2006; Haug et al., 2001, Molliel-Vogel et al., 2013). Otro proxy empleando para determinar la fuente del material terrígeno, es la composición mineralógica (Sifeddine et al., 2008; Elmore et al., 2009).

2.2.5. Paleoclimatología y Paleoceanografía del Pacífico Sudeste desde el Ultimo Máximo Glacial

2.2.5.1. Secuencia de los cambios climáticos globales que se desencadenan durante la última

El Ultimo Máximo Glacial (LGM) (~23-19 ka), es un periodo climático de máxima extensión de las capas de hielo. Durante el LGM, el nivel del mar se encontraba ~120 m. por debajo del presente (Clark et al., 2002; Clark et al., 2004; Clark et al., 2009; Lambeck et al., 2014).

Posterior al LGM, se da inicio a la última desglaciación (~19-10 ka), evento caracterizado por cambios climáticos globales asociados a un rápido aumento del nivel del mar y de la concentración atmosférica de gases de efecto invernadero y de

variaciones en la insolación, provocando diferentes señales climáticas regionales, observando una respuesta llamada “bipolar seesaw” con anomalías de temperatura desfasadas entre ambos hemisferios (Barker et al., 2009; Clark et al., 2012). Durante la última desglaciación, los más destacados eventos climáticos en el hemisferio norte son: Heinrich Stadial 1 (HS1, ~18-15 ka), durante el cual ocurrió el evento Heinrich 1, el periodo caliente Bølling-Allerød (BA, ~14.7-12.9 ka) y el evento frío Younger Dryas (YD, ~12.9-11.5 ka), mientras que, en el hemisferio sur, el evento más notorio, es el periodo frío Antarctic Cold Reversal (ACR, ~14.7-12.9 ka) (Shakun y Carlson, 2010).

Durante el HS1, se registra una disminución de la temperatura en los registros de Groenlandia y otros records del Hemisferio Norte (Johnsen et al., 2001) (Figura 5-A). Durante este periodo ocurre el Evento Heinrich, caracterizado por un incremento del flujo de agua dulce debido a los desprendimientos de los icebergs, evidenciado por la presencia de los detritos a la deriva de hielo en testigos marinos (Álvarez-Solas et al., 20011). El descenso de temperatura durante los eventos Heinrich en el hemisferio norte, son explicados por una reducción del transporte de calor, debido al aumento del flujo de agua dulce en el Atlántico Norte, produciendo cambios en la temperatura, salinidad y densidad de las aguas superficiales, causando un debilitamiento de la Circulación de Retorno del Atlántico Meridional (Stanford et al., 2011) (Figura 5-B).

Posterior al evento Heinrich 1, ocurre un periodo caracterizado por un aumento global de temperatura denominado el Bølling-Allerød (Liu et al., 2009). Este

incremento de temperatura, coincide con un evento muy marcado de deshielo y transgresión marina (“Meltwater pulse 1^a”) centrado en ~14.6 ka, marcando la terminación del último periodo glacial (Weaver et al., 2003).

En el Hemisferio Sur, durante el ACR, se observa un periodo frío donde la tendencia de calentamiento entra en pausa (Jouzel et al., 1995; Blunier and Brooks, 2001; Morgan et al., 2002; Lamy et al., 2007). (Figura 5-C y 5-D).

Finalmente, luego del Bølling-Allerød, acontece una fase de enfriamiento climático de duración milenial en el hemisferio norte, denominado el Younger Dryas (Broecker et al., 2010).

2.2.5.2.Descripción de los cambios climáticos en América del Sur desde el Ultimo Máximo Glacial hasta el Holoceno.

Durante el LGM, en la costa central del Perú se observa que la temperatura superficial del mar (TSM) es 3°C menor que en la actualidad (Rein et al., 2005) (Figura 5). Este registro concuerda con los valores de TSM observados en el Pacífico Ecuatorial Este y Oeste (Koutavas y Jonaides, 2002). En el LGM, se observa un desplazamiento sur ZCIT, evidenciado en el porcentaje de reflectancia en los sedimentos en Cariaco (Peterson et al., 2000) (Figura 6-A) y mayores condiciones de humedad en el Sureste de Brazil y Andes (Ramírez et al., 2003; Cruz et al., 2005) (Figura 6-C). Así mismo durante el LGM, se observan mayores

condiciones de oxigenación en la columna de agua en el margen de Chile (Muratli et al., 2009) y en la costa central del Perú (Salvatteci et al., 2016).

Al finalizar el LMG, ocurre un rápido incremento de TSM en la costa central peruana alrededor de los 18-17 ka., sin embargo, recién en ~16.5 ka se registra el pico máximo de TSM, estando 1.5 °C por encima que en la actualidad (Rein et al., 2005) (Figura 5-C).

Durante el Heinrich Stadial 1, se observa un aumento en el aporte terrígeno en el Norte y Centro del Perú (Rein et al., 2005; Mollier-Vogel et al., 2013), mientras que Pisco, el aporte terrígeno es alto, a excepción de 3 periodos seculares mínimos, los cuales ocurren en 17.2, 16.1 y 15.2 (Salvatteci, 2013). Además, se registran condiciones más húmedas en el Sureste y Noreste de Brasil (Cruz et al., 2005; Montade et al., 2015; Strikis et al., 2015; Zhang et al 2015, Novello et al., 2017) y una disminución del aporte terrígeno en Cariaco (Peterson et al., 2000), sugiriendo un desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y una intensificación del Sistema del Monzón Sudamericano (Figura 6)

Alrededor de los 15 ka, se registra el segundo valor máximo de TSM, la cual presenta fluctuaciones durante el Bølling-Allerød y disminuye en el Younger Dryas (Rein et al., 2005) (Figura 5-C).

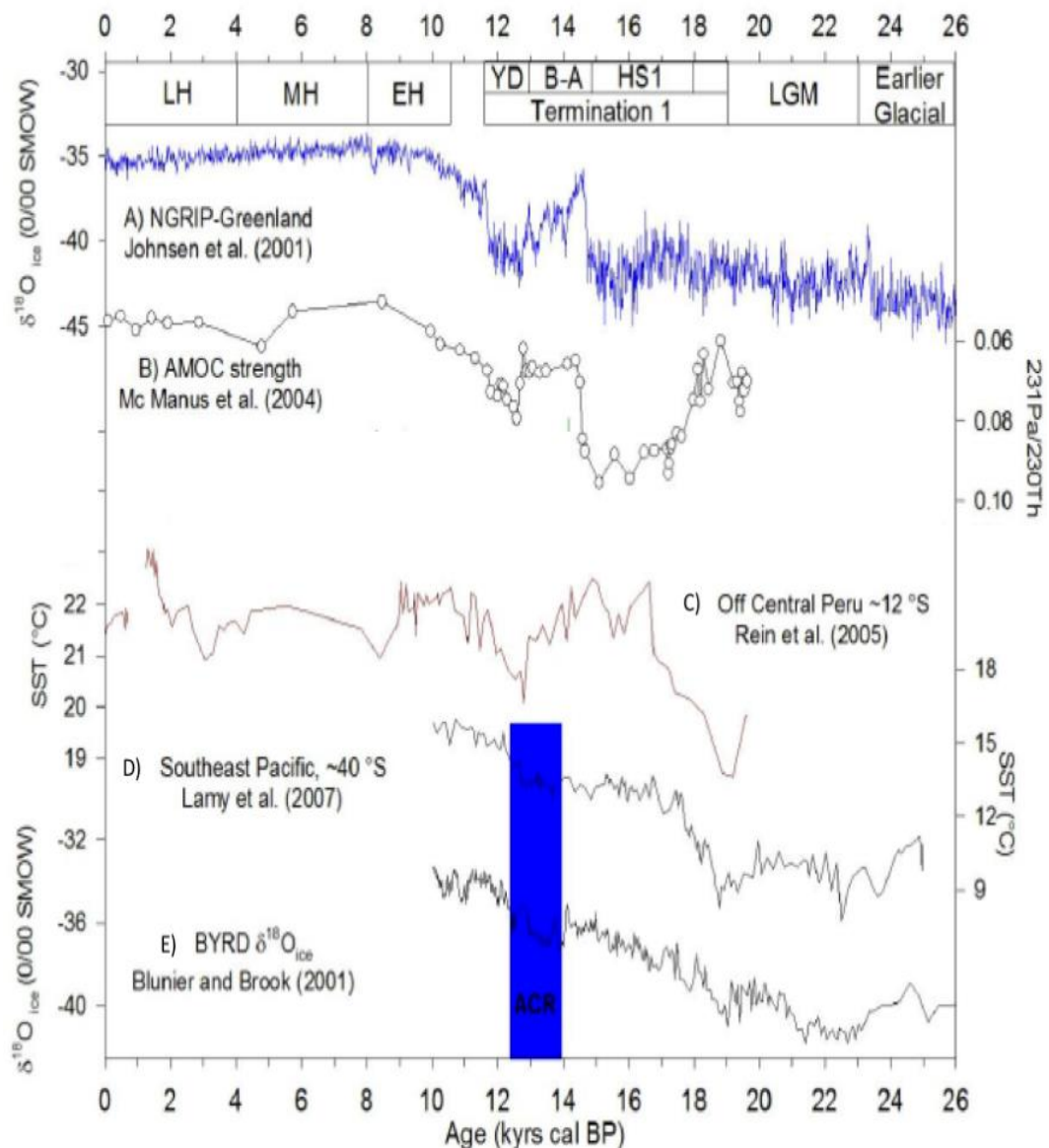


Figura 5. A) Temperatura Groenlandia estimada por $\delta^{18}\text{O}$ en núcleo de hielo GISP2 (Johnsen et al., 2001). B) Intensificación del AMOC inferido por el ratio $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ (MacManus et al., 2004). C) TSM estimada por alquenonas en Callao 12°S (Rein et al., 2005). D) TSM estimada por alquenonas a 40°S (Lamy et al., 2007). E) Temperatura Antartica estimado por $\delta^{18}\text{O}$ en núcleo de hielo BYRD (Blunier y Brooks et al., 2001). Gráfica modificada de Salvatteci et al., 2013.

En el Bølling-Allerød se advierte un desplazamiento norte de la ZCIT (Peterson et al., 2000; Haug, et al., 2001), lo cual provoca una reducción del aporte terrígeno en el Norte del Perú y condiciones secas en el Sureste y Noreste de Brasil (Wang et al., 2007; Mollier-Vogel et al., 2013; Montade et al., 2015), sin embargo, el testigo

de Pisco registra un alto aporte terrígeno, exhibiendo una tendencia negativa (Salvatteci, 2013), mientras que el contenido terrígeno en el Callao, no muestra un patrón claro (Rein et al., 2005) (Figura 6).

En el inicio del Younger Dryas, en el centro del Perú se observa un aumento en la productividad primaria y valores mínimos de contenido terrígeno, los cuales aumentan hacia el final del período (Rein et al., 2005), mientras que al Norte del Perú, se registra un ligero incremento del aporte terrígeno (Mollier-Vogel et al., 2013), estos resultados coinciden con el aumento de humedad en el Sureste y Noreste de Brasil (Wang et al., 2007; Montade et al., 2015), en el Altiplano (Baker et al., 2001), en los Andes y en la Amazonía (Thompson et al., 2000; Van Breukelen et al., 2008; Bird et al., 2011), indicando un desplazamiento Sur de la ZCIT e intensificación del Monzón Sudamericano durante el Younger Dryas (Figura 6).

Al finalizar el Younger Dryas, la TSM empezó a aumentar, presentando fluctuaciones hasta dentro del Holoceno Temprano (11-8 ka), alcanzando valores más cálidos que en la actualidad y durante la mayor parte del Holoceno (Rein et al., 2005) (Figura 5). Durante este periodo, se observan un decaimiento en las precipitaciones en los Andes y Amazonía Peruana (Thompson et al., 2000; Wang et al., 2007; Van Breukelen et al., 2008; Bird et al., 2011) y un incremento en el Nordeste de Brasil (Cruz et al., 2009), así mismo se registra una disminución del aporte terrígeno en el Norte del Perú y Pisco (Salvatteci, 2013; Mollier-Vogel et al., 2013) mientras que el contenido terrígeno en el Callao, registra una alta variabilidad (Rein et al., 2005) (Figura 6).

Durante el Holoceno Medio (8-4 ka) se registra una disminución de la TSM frente a Perú (Carré et al., 2012), una intensificación en la circulación de Walker en el Pacífico Tropical (Koutavas et al., 2002), un desplazamiento al norte de la ZCIT (Haug et al., 2001) y una intensificación del ASPS, trayendo consigo vientos más fuertes a lo largo de la costa peruana (Salvatteci et al., 2016).

Dentro del Holoceno, las condiciones de precipitación en el Perú presentan un incremento gradual desde el Holoceno Temprano hasta el Holoceno Tardío, debido a la intensificación del Monzón Sudamericano y un desplazamiento sur de la ZCIT, evidenciado en un aumento de las precipitaciones en el norte del Perú, los Andes y en la Amazonía Peruana (Thompson et al., 2000; Wang et al., 2007; Van Breukelen et al., 2008; Bird et al., 2011; Mollier-Vogel et al., 2013) (Figura 6).

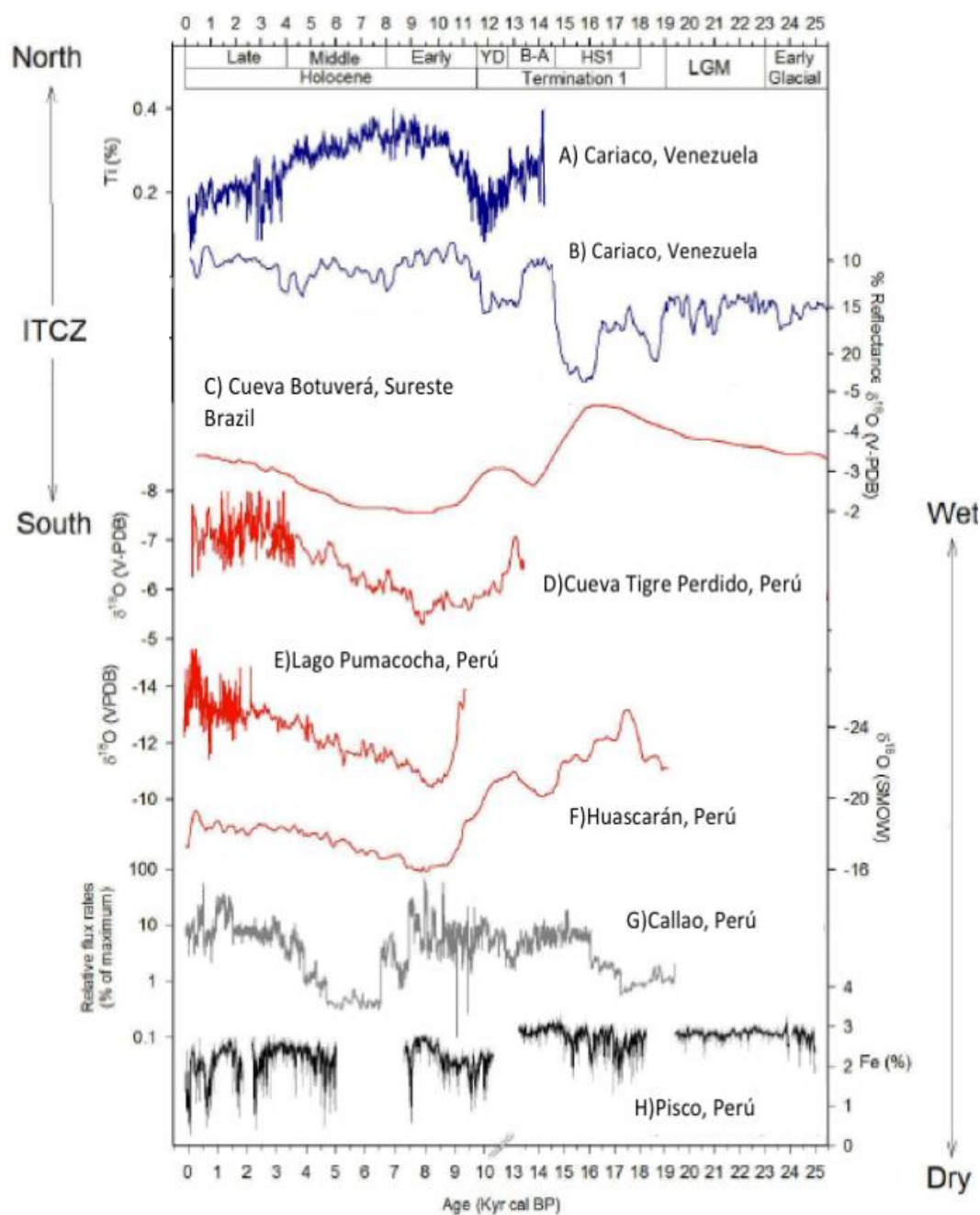


Figura 6. A) Contenido de Ti en sedimentos. Cariaco, Venezuela (Haug, et al., 2001). B) Porcentaje de reflectancia en sedimentos. Cariaco, Venezuela (Peterson et al., 2000). C) Registro de $\delta^{18}\text{O}$ en espeleotema colectado en Cueva Botuverá, Sureste Brazil (Wang et al., 2007). D) Registro de $\delta^{18}\text{O}$ en espeleotemas colectado en Cueva Tigre Perdido, Perú (Van Breukelen et al., 2012). E) Record de $\delta^{18}\text{O}$ de calcita autígenica procedente de Laguna Pumacocha, Perú (Bird et al., 2011). F) Record de $\delta^{18}\text{O}$ de núcleo de Hielo colectado en Huascarán, Perú (Thompson et al., 2000). G) Flujo del contenido terrígeno en Callao, Perú (Rein et al., 2005). H) Contenido de Fe en sedimentos. Pisco, Perú (Salvatteci et al., 2013). Gráfica modificada de Salvatteci et al., 2013.

2.3. Justificación del Estudio

Descifrar la evolución del clima global durante la última desglaciación, presenta una oportunidad única para entender la respuesta transitoria del sistema climático de la Tierra a largos cambios globales. Durante este intervalo de calentamiento global, la desintegración de las capas de hielo aumentó el nivel medio del mar en aproximadamente 80 m, ocasionando grandes perturbaciones en los ecosistemas terrestres y marinos, así mismo se produjo un incremento atmosférico de los gases de efecto invernadero y los cambios en la circulación océano-atmosfera afectaron la distribución global de los flujos de agua y calor.

El presente trabajo ofrece un registro de alta resolución de la sedimentación del material terrígeno sobre el margen continental de la costa central del Perú. La metodología empleada (Briceño-Zuluaga et al., 2016), permite poder determinar el origen de material terrígeno, distinguiendo los aportes fluviales y eólicos y así reconstruir variables paleoceanográficas y climáticas importantes, como las variaciones en las precipitaciones, condiciones de humedad e intensificación de los vientos durante los principales períodos climáticos (HS1 y ACR) de la última desglaciación.

La reconstrucción de estas variables, es fundamental para el entendimiento del sistema climático regional, ya que permitirá comprender mejor cuál fue la respuesta de los vientos y su relación con la productividad exportada durante épocas de largos

cambios globales (aumento de temperatura, aumento del nivel del mar, incremento de la concentración de gases de efecto invernadero, etc.)

Así mismo bajo el contexto del cambio climático y del calentamiento global que se experimenta actualmente, el registro obtenido en la investigación puede ser empleado como data en la validación de simulaciones climáticas.

2.4. Objetivos

2.4.1. Objetivo general

- Reconstruir la variabilidad del origen del material terrígeno (fluvial y/o eólico) sedimentado sobre el margen continental de la costa central peruana y estimar los cambios en la intensidad/debilitamiento de vientos, corrientes y aportes fluviales durante los principales periodos climáticos de la última desglaciación.

2.4.2. Objetivos específicos

- Determinar la tasa de acumulación de masas de material terrígeno y sus variaciones durante los principales periodos climáticos de la última desglaciación.
- Determinar la fuente de materia orgánica en los sedimentos marinos y sus variaciones durante los principales periodos climáticos de la última desglaciación.

- Reconstruir la productividad exportada y desnitrificación durante los principales periodos climáticos de la última desglaciación.
- Comparar los resultados obtenidos con los registros paleoceanográficos y continentales a una escala local y regional.
- Evaluar las forzantes climáticas que modulan la variabilidad del flujo y tipo de transporte del material terrígeno.

2.5.Hipótesis

El aporte eólico es el tipo de transporte predominante de material terrígeno sobre el margen continental de la costa central peruana, durante los periodos climáticos secos, mientras que el aporte fluvial ocurre principalmente durante los periodos climáticos húmedos, generando diferencias en la distribución del tamaño de los granos en los sedimentos.

3. METODOLOGIA

3.1. Diseño del estudio

La investigación consiste en un estudio observacional, en el que las mediciones de las variables explicativas y las variables respuesta se realizaron en el laboratorio, siendo la escala temporal de estudio, los principales periodos climáticos durante la desglaciación (Heinrich Stadial 1, Antarctic Cold Reversal), mientras que la resolución temporal será a una escala secular- milenial.

3.1.1. Población de estudio

La población de estudio es el testigo marino M772-005-3, el cual fue colectado frente al Callao (12°05,66 S, 77°40,07 W) a una profundidad de 214 m. por la expedición Meteor 77-2 durante el año 2008 (Figura 7).

3.1.2. Muestra

La muestra de estudio corresponde a los sedimentos laminados procedentes de las secciones de 30 a 710 cm del testigo marino M772-005, el cual abarca el periodo de la última desglaciación.

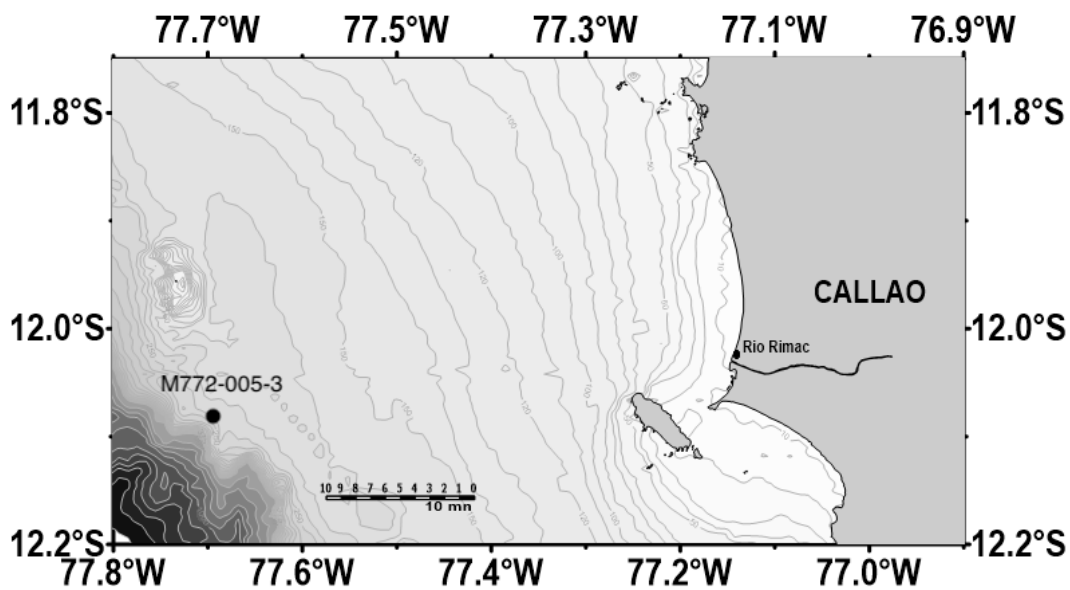


Figura 7. Ubicación del testigo M772-005-3

3.2. Operacionalización de las variables

3.2.1. Variables respuesta

Tamaño de grano	(μm)
Amplitud de modas granulométricas	(%)
Carbono	(%)
Nitrógeno	(%)
$\delta^{13}\text{C}$	(‰vsPDB)
$\delta^{15}\text{N}$	(‰vsAir)
Fracción de arena	(%)
Fracción de limo	(%)
Fracción de arcilla	(%)
Densidad aparente seca	(g cm^{-3})

3.2.2. Variables explicativas

Cambios del nivel del mar	(m)
Temperatura superficial del mar	(° C)
Flujo de sílice biogénica	(g cm ⁻² año ⁻¹)
Desplazamiento latitudinal de la ZCIT	(% Ti en Cariaco)
Intensificación del AMOC (Bermuda Rise)	(Ratio de ²³¹ Pa/ ²³⁰ Th en Bermuda Rise)
Intensificación del Monzón Sudamericano (Brasil y los Andes)	(Registros de δ18O en Brasil y los Andes)

3.3. Procedimientos y técnicas

3.3.1. Descripción del testigo marino

La descripción del testigo se realizó en base a la litología, tipo de sedimento predominante, presencia de estructuras sedimentarias y color del sedimento. Para ello se empleó la descripción realizada previamente in situ durante la colección del testigo y se complementó con el empleo de radiografías de rayos X del testigo marino.

3.3.2. Modelo de edad

El testigo M772-005-3 fue datado por mediciones de ^{14}C en materia orgánica procedente de 25 diferentes niveles de profundidad (Tabla 1). Las mediciones de ^{14}C se realizaron en el *Leibniz Laboratory for Radiometric Dating and Stable Isotope Research, University of Kiel* y el *Laboratoire de mesures du Carbone-14 (LMC14, France)*.

Las edades de radiocarbono fueron calibradas utilizando el software Calib 6.1, empleando un efecto reservorio local (ΔR) de 511 ± 278 años. Ortlieb et al. (2011) reporta este valor de ΔR , para el intervalo de 10,4 a 6.8 ka, y debido a que no existen reportes de ΔR para la última desglaciación, se utilizó este valor para la calibración de las edades de ^{14}C .

Para elaborar el modelo de edad, se realizó una función spline, empleando el paquete CLAM, software R (Figura 8).

Tabla 1. Fechas radiocarbónicas y calibradas empleadas en el modelo de edad

Cm	Conventional Age (BP)	Delta R	One sigma range (Age cal BP)	Two sigma range (Age cal BP)	Calibrated Age (BP) Median probability
52	2605 \pm 30	367 \pm 40	1780 - 1910	1708 - 1967	1842
84	3160 \pm 30	226 \pm 98	2560 - 2831	2393 - 2935	2695
113	11646 \pm 44	511 \pm 278	12235 - 12949	11772 - 13245	12590
134	12320 \pm 60	511 \pm 278	12957 - 13549	12704 - 13845	13275
153	12690 \pm 60	511 \pm 278	13341 - 13955	13010 - 14505	13670
169	12730 \pm 70	511 \pm 278	13369 - 14005	13094 - 14642	13716
210	13150 \pm 70	511 \pm 278	13838 - 14768	13530 - 15205	14331

244	13180+-70	511 +- 278	13880 - 14813	13561 - 15245	14378
303	13792 +- 53	511 +- 278	14897 - 15862	14241 - 16145	15332
319	13810+-80	511 +- 278	14930 - 15902	14249 - 16186	15359
349	13840+-70	511 +- 278	15012 - 15946	14293 - 16226	15409
378	13790+-70	511 +- 278	14884 - 15862	14231 - 16149	15327
385	13870+-70	511 +- 278	15073 - 15978	14329 - 16271	15457
403	14449 +- 68	511 +- 278	15902 - 16752	15449 - 17167	16323
418	13990+-70	511 +- 278	15232 - 16075	14634 - 16546	15639
452	14100+-70	511 +- 278	15361 - 16200	14907 - 16720	15803
469	14410+-70	511 +- 278	15831 - 16683	15379 - 17095	16265
503	14510+-80	511 +- 278	16003 - 16854	15576 - 17295	16413
522	14660+-80	511 +- 278	16210 - 17042	15822 - 17459	16625
542	14780+-80	511 +- 278	16347 - 17186	15990 - 17592	16788
590	14850+-80	511 +- 278	16468 - 17312	16075 - 17665	16883
623	15930 +- 66	511 +- 278	17941 - 18568	17591 - 18831	18240
647	16530+-90	511 +- 278	18566 - 19222	18244 - 19585	18894
672	17680+-110	511 +- 278	19863 - 20595	19504 - 20972	20228
700	21390+-170	511 +- 278	24259 - 25099	23894 - 25483	24669

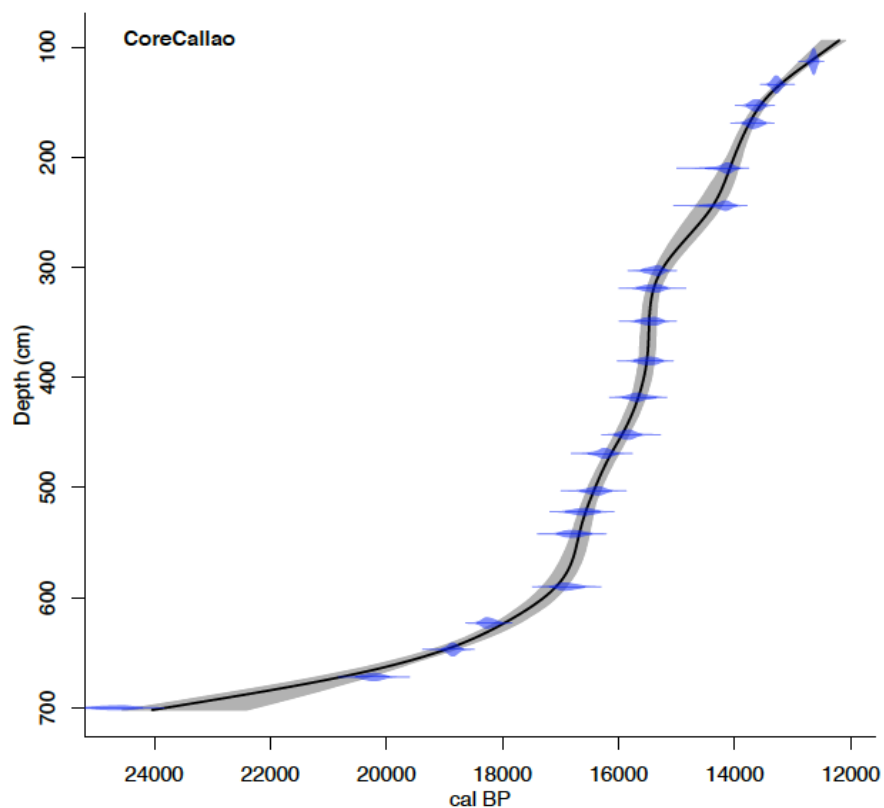


Figura 8. Modelo de edad del testigo marino M772-005-03

3.3.3. Densidad aparente seca

Para el cálculo de la densidad aparente seca (DBD, g cm^{-3}), se realizó un submuestreo de cubos de 1 cm a lo largo de las secciones entre 30-700 cm del testigo marino. Finalmente, para obtener los valores del DBD, se procedió a dividir la masa seca por el volumen.

3.3.4. Tasa de Acumulación de Masa

La tasa de acumulación de masa (TAM, $\text{g cm}^{-2} \text{año}^{-1}$) se calculó, en base al producto de la densidad (g cm^{-3}) y la tasa de sedimentación (cm año^{-1}).

3.3.5. Análisis granulométrico

Para el análisis granulométrico se realizó un submuestreo estratigráfico de las secciones de 30 a 700 cm. del testigo marino, a una resolución secular, aproximadamente cada 10 cm, obteniendo las muestras principalmente de las secciones bandeadas y laminadas en el testigo.

Una vez obtenidas las muestras, se procedió a efectuar un pretratamiento, el cual consistió en tratar 100-150 mg de muestras seca con H_2O_2 , HCl (10 %), Na_2CO_3 (1M), removiendo la materia orgánica, carbonato de calcio y sílice biogénica, para luego tamizar las muestras en una malla de 200 μm (Briceño-Zuluaga et al., 2016). Finalmente, la distribución del tamaño de grano de la fracción menor a 200 μm se

determinó mediante el sistema de análisis de imágenes (FPIA3000, Malvern Instruments), en la plataforma ALYSES (IRD-UPMC, Région Ile de France), Bondy, France.

Las características numéricas como, la amplitud (A), diámetro geométrico medio (Gmd) y la desviación estándar geométrica (Gs), fueron calculadas empleando el método iterativo de los mínimos cuadrados (Gomes et al., 1990). Este método de ajuste minimiza la diferencia entre la distribución de tamaño de grano medido y la calculada, a partir de una expresión matemática fundamentada en una función log-normal, siendo el operador el que establece el número de poblaciones individuales de grano a utilizar y permite que todos los parámetros estadísticos (A, Gmd y Gsd) cambien de una muestra a otra. (Briceño-Zuluaga et al 2016).

La textura fue analizada en torno al porcentaje de Arcilla (inferior a 2 μm), limo (de 2 μm a 63 μm) y arena fina (superior a 63 μm e inferior a 200 μm). Debido a que las muestras fueron tamizadas en un malla de 200 μm y no se recuperaron partículas mas gruesas, el rango de tamaño empleado para calcular el porcentaje de arena fue de 63 a 200 μm (arena fina).

3.3.6. Análisis geoquímicos

En esta región, los registros de $\delta^{15}\text{N}$, procedente de materia orgánica sedimentaria son principalmente indicadores de los procesos de desnitrificación y ANAMMOX en la columna de agua deficientes en oxígeno (Kalvelage et al., 2013). En aguas

deficientes de oxígeno, las bacterias reducen nitrato y amonio a N_2 , dejando el grupo de nitrato restante enriquecido en ^{15}N , el cual, transportado a la superficie por el afloramiento, donde finalmente es utilizado por el fitoplancton y transferido a los sedimentos (Salvatteci, 2013; Salvatteci et al., 2016).

En los últimos años, el análisis de los elementos C y N e isótopos $\delta^{13}C$ y $\delta^{15}N$ en la materia orgánica se han empleado como herramientas para inferir los distintos aportes de materia orgánica terrestre y marina. Los valores de $\delta^{13}C$ versus C/N pueden indicar el origen de materia orgánica, ya que las plantas vasculares prefieren fijar ^{12}C atmosférico, presentando un déficit de ^{13}C comparado con la concentración atmosférica. Así mismo las plantas vasculares presentan valores más altos de C/N (>12) con respecto al fitoplancton (5-7), debido a que las plantas vasculares están compuestas principalmente por lignina y celulosa, compuestos con déficit de N. (Meyers, 2003).

Para las mediciones de carbono orgánico total, nitrógeno, $\delta^{13}C$ y $\delta^{15}N$, se emplearon las mismas muestras que para la granulometría. Los análisis elementales de la materia orgánica se llevaron a cabo en la plataforma ALYSES (IRD-UPMC), Bondy, France. Antes de ejecutar el análisis, las muestras fueron descarbonatas empleando HCl al 10%. Los análisis se realizaron con un analizador elemental Thermofisher Flash HT acoplado a un espectrómetro de masas (EA-IRMS) Thermofisher Delta V. La medida de los isótopos, sólo puede efectuarse si la cantidad de carbono es superior a 0.1 % y la cantidad de nitrógeno mayor a 0.36 %. La precisión de las mediciones elementales de carbono es de 0.05 %, mientras que

para el nitrógeno es de 0.01 % y para las mediciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ es de 0.1 ‰.

3.3.7. Contenido y flujo de materia orgánica, carbonato de calcio, sílice biogénica y fracción terrígena.

Durante el proceso de tratamiento de las muestras para el análisis granulométrico, se aisló la fracción terrígena del sedimento removiendo materia orgánica, carbonatos de calcio y sílice biogénica. Luego se procedió a calcular el peso y porcentaje de materia orgánica, carbonato de calcio, sílice biogénica y fracción terrígena presente en el sedimento. El cálculo del flujo de estas variables, se basó en el producto de la tasa de acumulación de masas y el porcentaje de materia orgánica, carbonato de calcio, sílice biogénica y fracción terrígena presente en los sedimentos.

3.4. Plan de análisis

El conjunto de datos se dividió en tres grupos (Late Glacial Maximum, Heinrich Stadial 1 y Antarctic Cold Reversal).

Las diferencias de los proxies entre los grupos fueron analizadas mediante el test no paramétrico Kruskal Wallis, posteriormente se realizó un test no paramétrico post-hoc para identificar los grupos significativamente diferentes y la distinción de los grupos homogéneos se realizó con un nivel de significancia de 0.05.

Se calcularon los coeficientes de correlación de Spearman para establecer las relaciones entre proxies. El nivel de probabilidad se corrigió para comparaciones múltiples, dividiendo el nivel de probabilidad α ($p < 0.05$) por el número de pruebas realizadas.

Todo el procesamiento y análisis de la data se realizó con el software R versión 3.2.0 y PAST 3.

4. RESULTADOS

4.1. Descripción del testigo

El testigo marino M772-005, alcanzó una longitud aproximada de 1336 cm, sin embargo, para los objetivos de este estudio se trabajó con las secciones del testigo de 94 a 707 cm, ya que estas secciones corresponden al periodo de la última desglaciación (Tabla 1 y Figura 8). En general, entre los 94 a 700 cm. del testigo, predominan las secuencias bandeadas y laminadas intercaladas con algunos depósitos homogéneos, los cuales presentan evidencia de material removido (laminaciones oblicuas, deslizamientos, etc.) y presencia de fosforitas (Figura 9).

A lo largo del testigo, se registraron secciones laminadas en 215-218, 223-229, 246-251, 259, 296-306, 311-315, 321-328, 331-421, 429-431, 454-458 y 539-594.5 cm. (Figura 9).

Evidencia de material removido se observa en 158-162 cm (discordancia), 229-230 cm (laminaciones oblicuas), 421-428 cm (laminaciones oblicuas), 502-521 cm (laminaciones oblicuas deformadas), mientras que los nódulos de fosforitas estuvieron presentes en 472.5-474, 491-492, 517-521, 536-539, 594.5-597 y 602 cm (Figura 9).

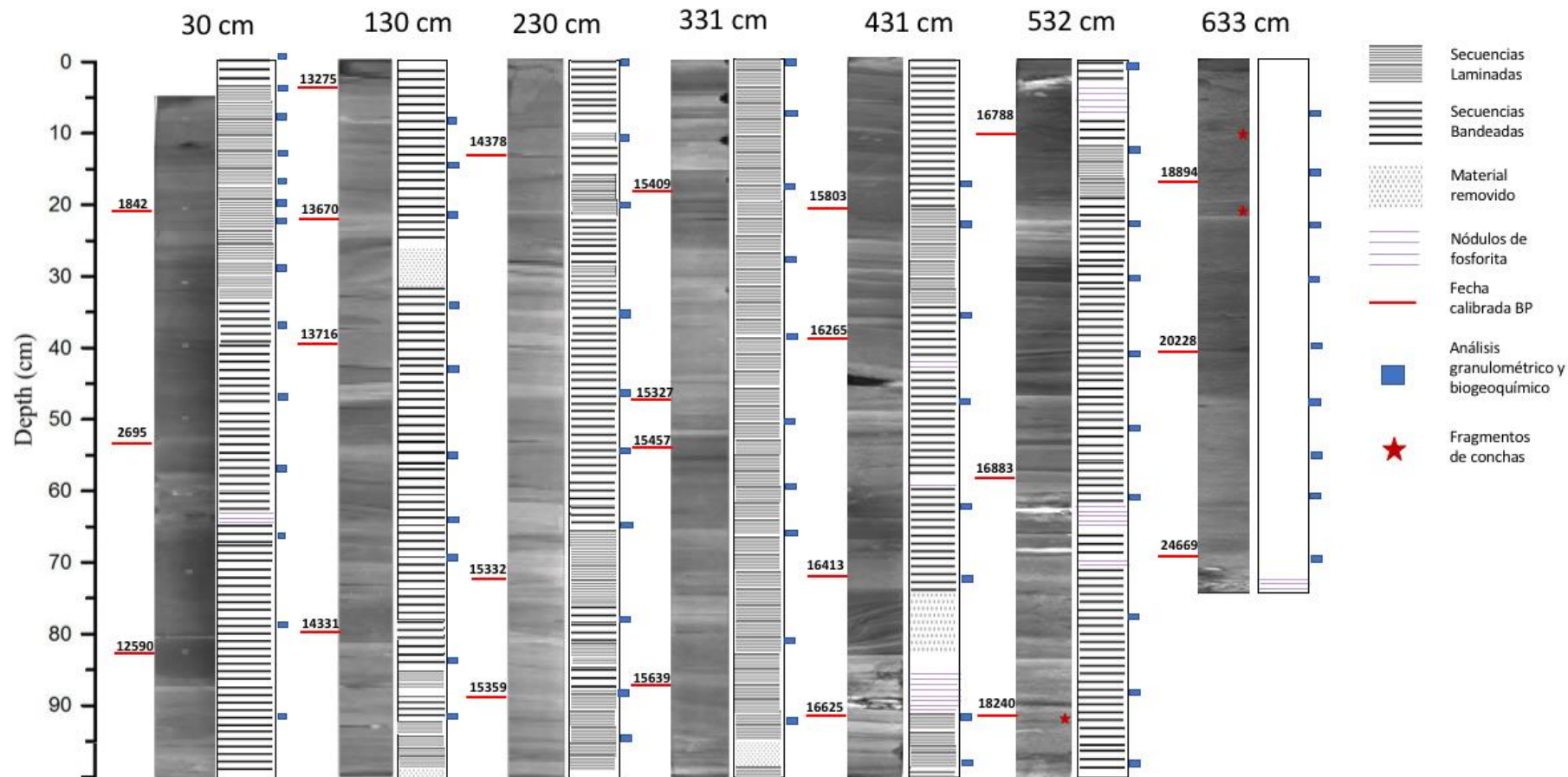


Figura 9. Radiografía de los testigos, litología y puntos de submuestreo para los análisis granulométricos, geoquímicos y dataciones.

Otro detalle importante a resaltar, es que entre la sección de 633-700 cm, no se observó estratificación visible en los Rx., los sedimentos presentaron una textura arenosa y se registraron restos de conchas (Figura 9).

4.2. Densidad Aparente Seca

Dentro del LGM (22-19 ka), se registra un promedio del valor de DBD de 1.6 ± 0.1 g cm^{-3} , exhibiendo una alta variabilidad entre 22-19 ka, posterior a este intervalo se observa una disminución de los valores de DBD hasta 18 ka. (Figura 10). Durante el HS1 (18-15 ka), los valores de DBD disminuyen en relación al LGM y se registra una alta variabilidad, presentando un promedio de 0.9 ± 0.2 g cm^{-3} y valores altos en 17.6, 16.8, 16.7, 16.5, 15.3 y 15.1 ka (Figura 10). En el ACR (15-13 ka), se observa una leve disminución del promedio de los valores de DBD (0.8 ± 0.1 g cm^{-3}) en relación al HS1. Durante este periodo valores altos ocurren en 14.7, 14 y 13.8 ka, así mismo se observan algunos intervalos de tiempo (14.5-14.4 y 13.3-13.1 ka) donde ocurre una disminución de los valores de DBD (Figura 10).

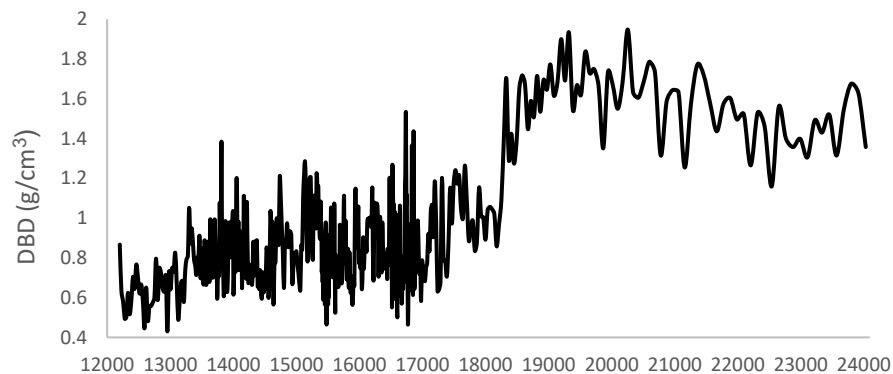


Figura 10. Variación de la densidad aparente seca (DBD).

4.3. Tasa de Sedimentación y Acumulación de Masas

Durante el LGM, se registra una baja TS y TAM, presentando un promedio de $0.010 \pm 0.011 \text{ cm año}^{-1}$ y $0.017 \pm 0.002 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ respectivamente (Figura 11).

Dentro del HS1, se observa un incremento de la TS y TAM en comparación con el LGM, registrando un promedio de TS de $0.234 \pm 0.316 \text{ cm año}^{-1}$ y una TAM de $0.185 \pm 0.231 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$. Para este periodo los máximos valores de TS ($1.449 \text{ cm año}^{-1}$) y TAM ($1.323 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$) ocurren en 15.47 ka (Figura 11).

En el ACR, el promedio de la TS ($0.092 \pm 0.031 \text{ cm año}^{-1}$) y TAM ($0.076 \pm 0.032 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$) se reduce en relación al HS1, durante este periodo se registran altos valores de TS y TAM en 14.1, 14 y 13.8 ka (Figura 11).

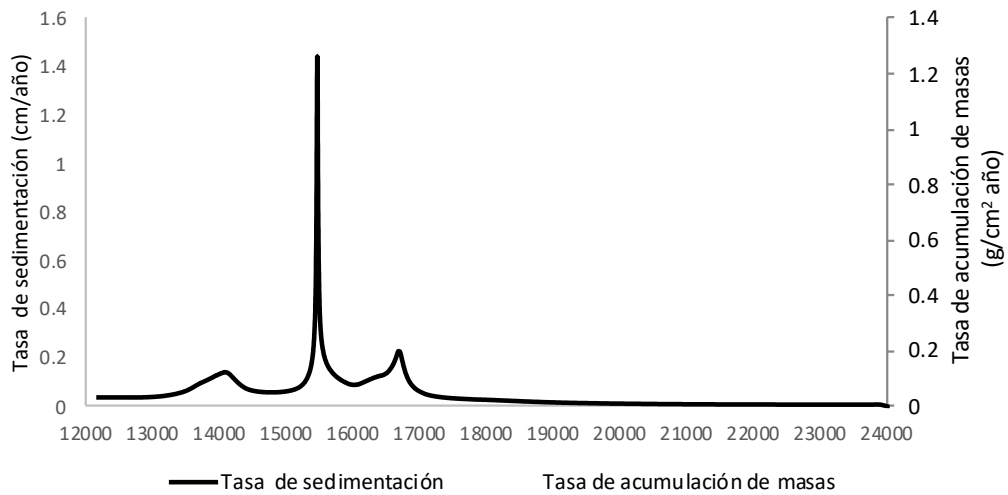


Figura 11. Tasas de sedimentación y de acumulación de masas.

4.4. Contenido y flujo de materia orgánica

El contenido de materia orgánica (%) en los sedimentos, presentó diferencias significativas entre el LGM-HS1 y LGM-ACR ($p < 0.05$), mientras que entre el ACR-HS1, no se observó diferencias significativas ($p = 0.25$) (Figura 12 y Anexo 1). Durante el LGM, el promedio del contenido de materia orgánica en los sedimentos es de 17.2 ± 7.0 %, presentando un máximo en 20.7 ka y una tendencia de disminución entre 20.7-19 ka. Dentro del HS1, observamos un aumento en el promedio del contenido de materia orgánica (26.6 ± 8.9 %) en relación al LGM, durante este intervalo se registra un incremento entre 18-17 ka, valores altos ocurren en 16.6, 16.4, 15.7 y 15.4 ka, mientras que entre 16.3-16 ka y 15.4 y 15 ka se observa una disminución del contenido de materia orgánica en los sedimentos. Finalmente, en el ACR, el promedio del contenido de materia orgánica es de 31.6 ± 9.1 %. Para este periodo se observa una variabilidad multi-secular del contenido de materia orgánica, presentando un valor máximo (53.7 %) en 13.8 ka (Figura 13).

En relación al flujo de materia orgánica, durante el LGM, los valores del flujo son bajos, mientras que, durante el HS1, entre los 18-16.4 ka, el flujo se incrementa, posterior a este intervalo se observa una disminución hasta 15.9 ka, luego se registra un aumento hasta 15.48 ka, alcanzando un máximo y finalmente ocurre una disminución hasta 15 ka. Dentro del ACR, el flujo de materia orgánica aumenta entre 15-13.8 ka, para luego disminuir hasta 13 ka (Figura 14).

4.5. Contenido y flujo de carbonato de calcio

El contenido de carbonato de calcio (%) en los sedimentos, no presentó diferencias entre todos los periodos ($p < 0.16$) (Figura 12 y Anexo 1). Durante el LGM, el promedio del contenido de carbonato de calcio es de 4.3 ± 1.7 %, observando un incremento entre 20.7-19 ka. En el HS1, entre los 18-16.6 ka, se registra un leve aumento del contenido de carbonato de calcio, posterior a este intervalo se observa una variabilidad secular hasta 15.9 ka, durante este periodo, el valor máximo de contenido de carbonato de calcio (10.6 %) ocurre en 15.5 ka, posterior a esto, ocurre una reducción hasta 15.1 ka. Finalmente, en el ACR, el promedio del contenido de calcio es de 6.9 ± 3.7 % y los valores máximos ocurren en 14.1, 13.4 y 13.3 ka (Figura 13).

El flujo de carbonato de calcio durante el LGM, presenta una tendencia de incremento hasta el final de este periodo. En el HS1, se registra un aumento del flujo entre 18-16.7 ka, posterior a esto, observamos una reducción del flujo hasta 15.6 ka, para luego exhibir un incremento y un valor máximo del flujo en 15.48 ka (Figura 14).

4.6. Contenido y flujo de sílice biogénica

El contenido de sílice biogénica (%) en los sedimentos, presentó diferencias significativas entre el LGM-HS1 y LGM-ACR ($p < 0.05$), mientras que entre el

ACR-HS1, no se observó diferencias significativas ($p=0.52$) (Figura 12 y Anexo 1).

Durante el LGM, el contenido de sílice biogénica en los sedimentos es bajo, presentando un promedio de 8.13 ± 2.13 %, encontrándose en un rango de 5.3-10.2 %, posterior a este periodo se registra un incremento entre 19-18 ka. En el HS1, observamos que el contenido de sílice biogénica exhibe una variabilidad secular y un aumento del promedio (23.91 ± 6.09 %) en relación al LGM, así mismo los valores máximos ocurren 16.6 ka y 15.48 ka, mientras que entre 16.6-16 ka, se registra una tendencia de disminución. Finalmente, durante el ACR, el contenido de sílice biogénica presenta una disminución entre 15-14.3 ka, posterior a este intervalo, ocurre un incremento, alcanzando un valor máximo (39.8 %) en 13.9 ka, luego de este pico, se registra una disminución hasta 13.3 ka. (Figura 13).

En cuanto al flujo de sílice biogénica, observamos bajos valores durante el LGM y se registra un ligero incremento del flujo hacia el final del periodo. En el HS1, se registra dos intervalos que presentan una tendencia de incremento del flujo de sílice biogénica, el primero sucede entre 18-16.6 ka y el segundo acontece entre 16-15.4 ka, exhibiendo un valor máximo durante este intervalo. Finalmente, en el ACR, observamos que entre los 15-14.3 ka, el flujo no varía mucho, pero posterior a esto, el flujo se incrementa hasta 14 ka y luego se registra una reducción del flujo hasta el final del ACR (Figura 14).

4.7. Contenido y flujo de fracción terrígena

El contenido de fracción terrígena (%) en los sedimentos, presentó diferencias significativas entre el LGM-HS1 y LGM-ACR ($p < 0.05$), mientras que entre el ACR-HS1, no se observó diferencias significativas ($p = 0.34$) (Figura 12 y Anexo 1).

Durante el LGM, se reportan los mayores valores de contenido de la fracción terrígena en los sedimentos, los cuales oscilan entre 62-76 %. Para el HS1, el contenido de la fracción terrígena se reduce en relación al LGM, y se observa una variabilidad secular, presentando valores altos en 16.73, 16.2, 15.75 y 15.54 ka, mientras que bajos valores ocurren entre 16.6-16.5 ka. Finalmente, en el ACR, se reporta una disminución del contenido de fracción la terrígena entre 14.6-13.9 ka, posterior a esto, ocurre un incremento marcado hasta 13.7 y luego una disminución hasta el final del periodo (Figura 13).

En relación al flujo de la fracción terrígena, durante el LGM, se reporta un incremento del flujo hasta el final del periodo. En el HS1, observamos una variabilidad del flujo entre 17-16 ka, un pico en 16.73 ka y un valor mínimo en 16.6 ka, posterior a este intervalo, el flujo se incrementa hasta 15.47 ka, exhibiendo un valor máximo, para luego reducirse hasta 15 ka. Durante el ACR, el flujo presenta una variabilidad secular entre 15-13.7 ka, durante este intervalo, bajos valores ocurren entre 15-14 ka, finalmente se observa una disminución del flujo entre 13.7-13 ka (Figura 14).

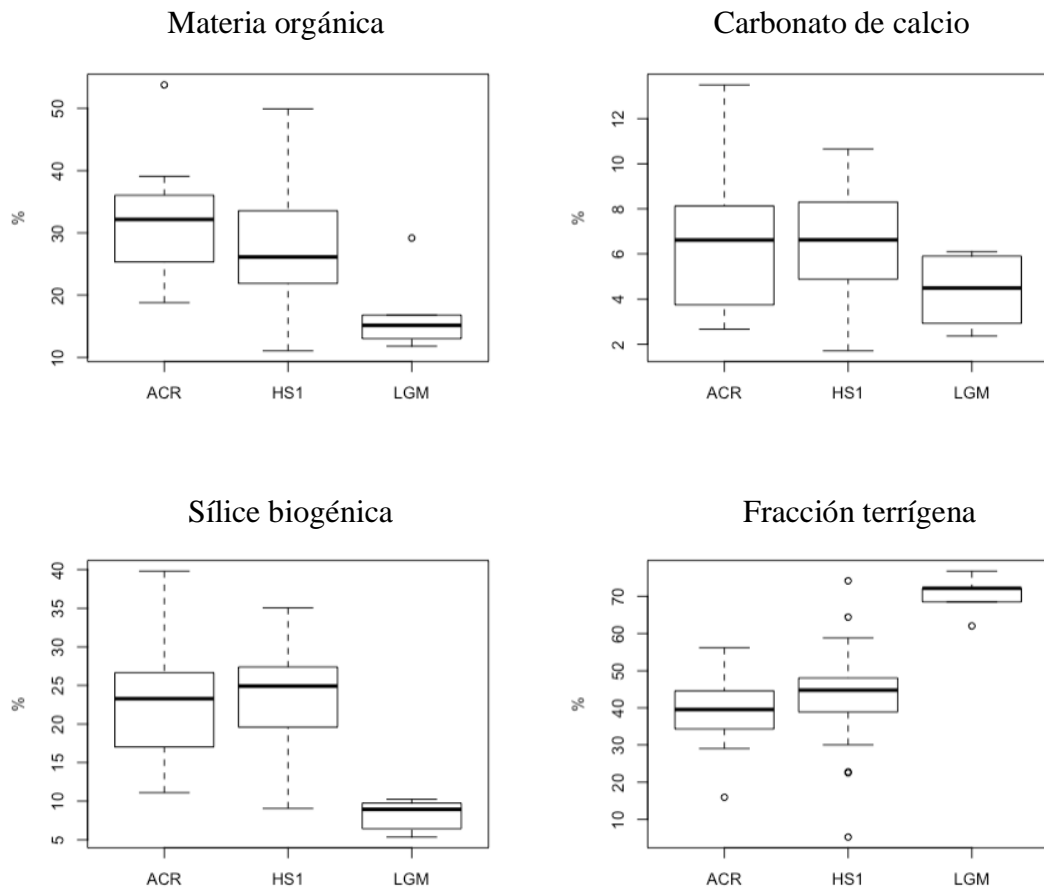


Figura 12. Promedio y desviación estándar del contenido de materia orgánica, carbonato de calcio, sílice biogénica y fracción terrígena en los sedimentos.

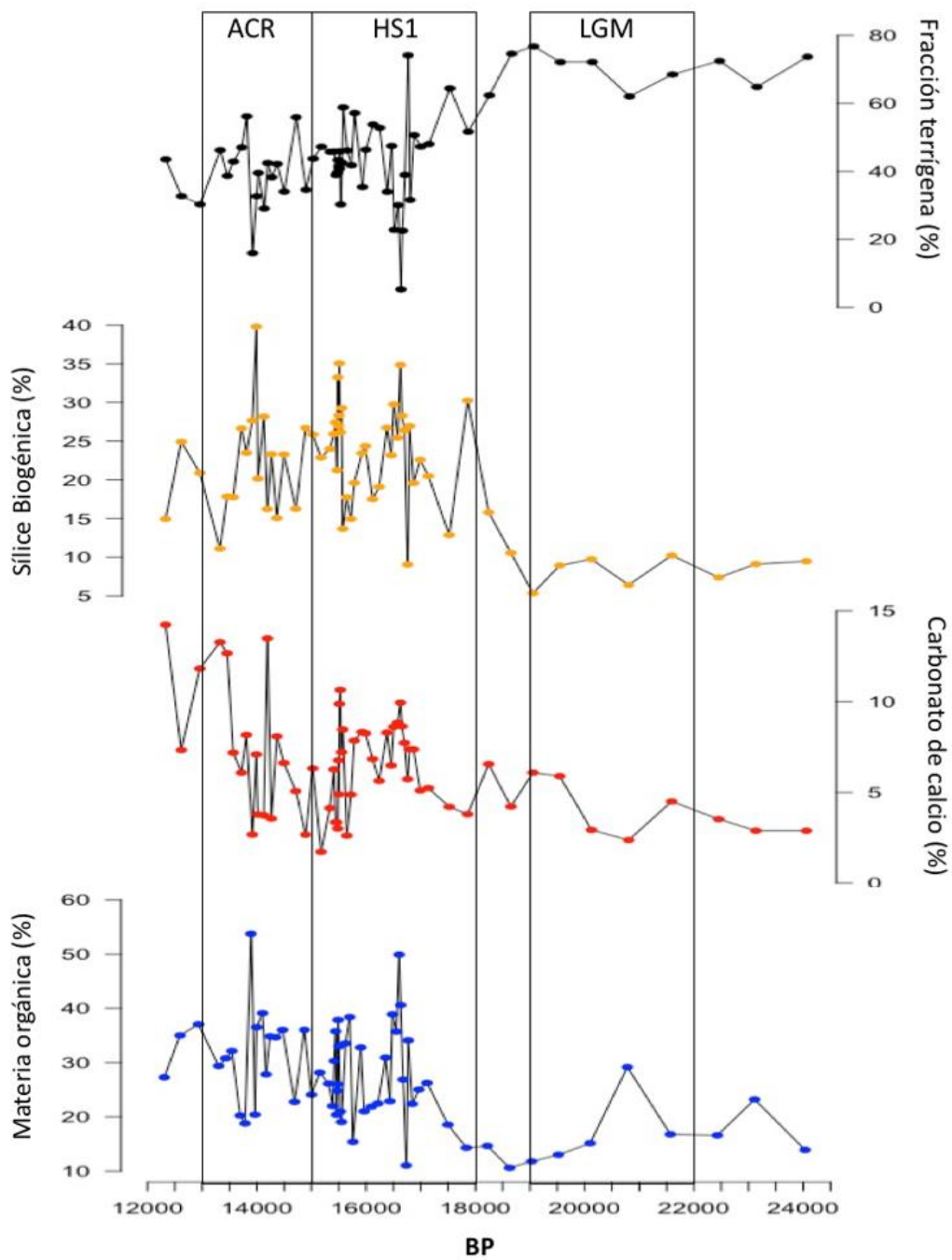


Figura 13. Variación de los contenidos de materia orgánica, carbonato de calcio, sílice biogénica y fracción terrígena en los sedimentos.

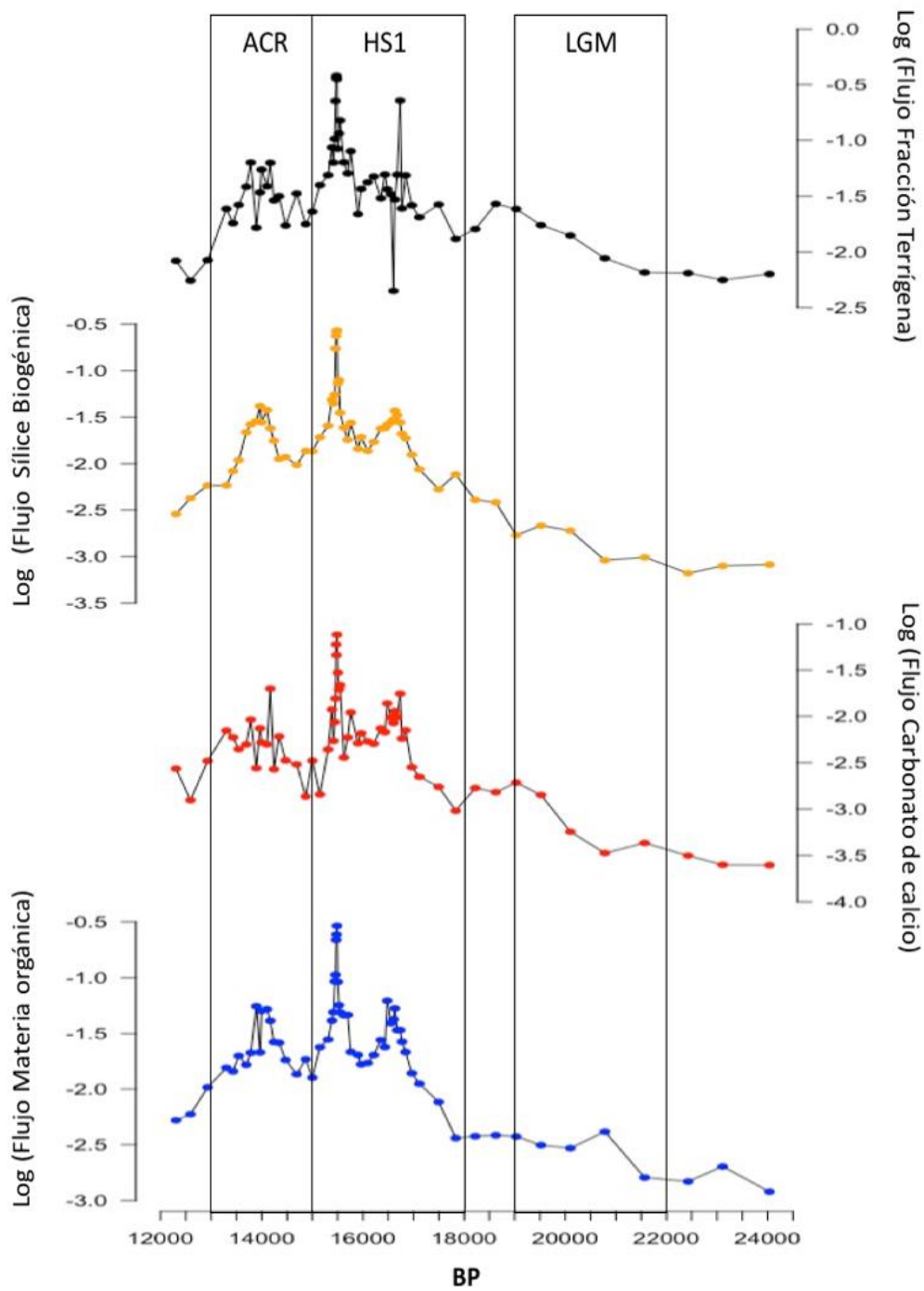


Figura 14. Variación de los flujos de materia orgánica, carbonato de calcio, sílice biogénica y fracción terrígena.

4.8. Análisis granulométrico

Los sedimentos del testigo marino M772-005-3, exhiben una distribución de tamaño de grano unimodal y polimodal (Figura 15), presentando variaciones en su frecuencia, registrando modas que corresponden a granos finos (2-20 μm) y granos gruesos (50-120 μm), así mismo, no se encontraron partículas mayores a 200 μm .

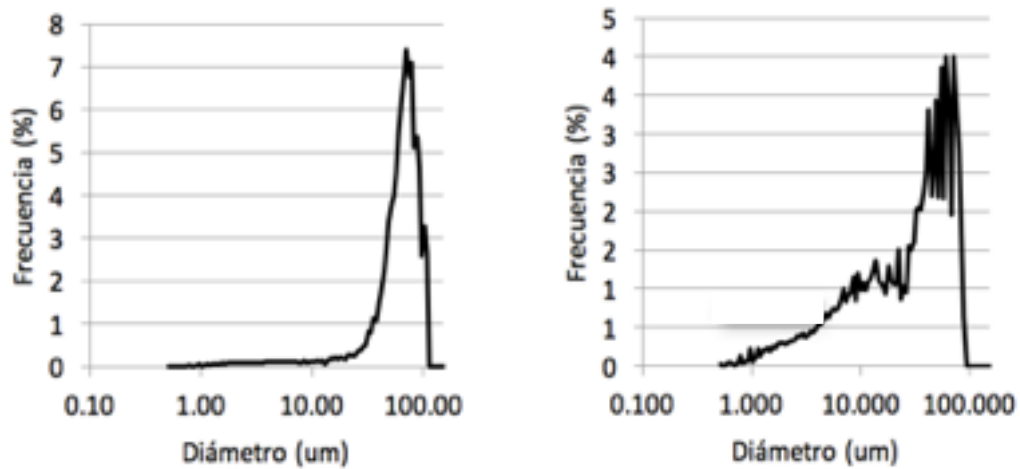


Figura 15. Distribución de grano unimodal (izquierda) y polimodal (derecha) en los sedimentos del testigo marino M772-005-3.

A través del análisis de deconvolución, observamos que las muestras de sedimentos, son representadas por una mixtura de al menos 5 modas principales. La distribución de tamaño de grano medido y la distribución obtenida por el modelo, exhibe una alta correlación, con valores de R^2 entre 0.98–0.99. Esto sugiere que el empleo de 5 modas se adapta adecuadamente a las muestras de sedimentos del testigo M772-005-3 y es fiable para realizar nuestra interpretación.

En la Tabla 2 se presentan las características de distribución del tamaño de grano. La moda 1 (M1) y moda 2 (M2), se encuentra asociada a la fracción fina,

presentando un Gmd de $2.9 \pm 0.4 \mu\text{m}$ y $14.8 \pm 1.6 \mu\text{m}$ respectivamente, mientras que la fracción más gruesa registra un Gmd entre 50.2-97.8 μm y se encuentra representada por la moda 3 (M3), moda 4 (M4) y moda 5 (M5).

Tabla 2. Promedio de parámetros estadísticos (Gmd, A y Gsd) de las modas identificadas en las muestras de los sedimentos del testigo marino M772-005-3.

	Moda 1	Moda 2	Moda 3	Moda 4	Moda 5
Gmd (μm)	2.9 ± 0.4	14.8 ± 1.6	50.2 ± 5.5	73.5 ± 3.1	97.8 ± 7.8
A (%)	4.1 ± 3.1	9 ± 7.2	25.3 ± 12.9	51.5 ± 15.1	10.7 ± 12.8
Gsd	1.9 ± 0.1	1.9 ± 0.1	1.3 ± 0.1	1.2 ± 0.1	1.1 ± 0.5

4.8.1. Variabilidad de la amplitud y el flujo de las modas granulométricas.

4.8.1.1. Moda 1 ($2.9 \pm 0.4 \mu\text{m}$)

Dentro del LGM, el promedio de la amplitud de M1 es bajo ($0.20 \pm 0.09 \%$), encontrándose en un rango entre 0.15-0.35 %, de la misma manera, se observa para este periodo un bajo flujo de M1 (Figura 16 y 17).

Durante el HS1, observamos un incremento del promedio de la amplitud de M1 ($4.90 \pm 2.67 \%$) en relación al LGM. Para este periodo la amplitud de M1 exhibe una variabilidad secular, presentando altos valores entre 16.7-16.4 ka, 15.9 ka, 15.6 ka, 15.41 ka y un valor máximo en 15.5 ka, mientras que entre 16.3-16 ka, se

registra una disminución de la amplitud de M1. En relación al flujo de M1, este también es mayor comparado al LGM, presentando valores altos entre 15.6-15.4 ka y un máximo durante 15.48-15.47 ka (Figura 16 y 17).

Finalmente, durante el ACR, el flujo y el promedio de la amplitud M1 disminuye (2.43 ± 1.32 %). Para este periodo, se reporta un incremento del flujo de M1 en 13.78 ka, mientras que la amplitud de M1 exhibe una variabilidad multi secular (Figura 16 y 17).

4.8.1.2. Moda 2 (14.8 ± 1.6 μm)

Durante el LGM, la amplitud de M2 es baja, presentando un promedio de 0.58 ± 0.09 %, así mismo, se reporta para este periodo un bajo flujo de M2 (Figura 16 y 17)

En el HS1, se observa un incremento de la amplitud (10.55 ± 5.46 %) y el flujo de M2. Durante este periodo, los valores altos del flujo y amplitud de M2, ocurren en 16.8 ka, 16.4 ka, 15.9 ka, 15.6-15.4 ka. (Figura 16 y 17).

Finalmente, para el ACR, el flujo y la amplitud de M2 (5.27 ± 2.33 %) se reducen, en relación al HS1. Los valores de amplitud se encuentran en un rango entre 7.6-8.5 % (Figura 16 y 17).

4.8.1.3. Moda 3 ($50.2 \pm 5.5 \mu\text{m}$)

Dentro del LGM, el promedio de amplitud de M3 es de $14.99 \pm 11.84 \%$, para este periodo se observa un valor máximo (34.4 %) en 21.5 ka, posterior a esto, ocurre una reducción de la amplitud de M3 hasta los 19 ka. El flujo de M3 exhibe una tendencia similar a la amplitud, observando una reducción del flujo durante este periodo (Figura 16 y 17).

Para el HS1, se registra una variabilidad secular de la amplitud de M3. El promedio de la amplitud de M3 ($27 \pm 10.24 \%$) es mayor que durante el LGM, así mismo se registra una leve disminución de la amplitud de entre 16.5-15.9 ka. En relación al flujo de M3, observamos que este no exhibe mucha variación entre 17-16 ka, posterior a este intervalo el flujo de M3 se incrementa entre 16-15.3 ka, presentando altos valores en 15.4 ka (Figura 16 y 17).

Durante el ACR, la amplitud de M3 ($33.07 \pm 12.73 \%$) se incrementa levemente. También se registra una variabilidad de la amplitud y del flujo de M3 y el valor máximo de amplitud de M3 ocurre en 13.3 ka, mientras que una leve tendencia de disminución, sucede entre 14.4-14.2 ka (Figura 16 y 17).

4.8.1.4. Moda 4 ($73.5 \pm 3.1 \mu\text{m}$)

En el LGM, se registra un incremento del flujo y de la amplitud de M4. Los valores de amplitud de M5 aumentan de 38 a 56.2 % entre los 22-19 ka y presentan un promedio de $46.7 \pm 10.65 \%$ (Figura 16 y 17).

Durante el HS1, el promedio de la amplitud de M4 se incrementa levemente ($50.96 \pm 14.33 \%$) y se observa que durante 17-15.9 ka, la amplitud de M4 exhibe una variabilidad multiseccular, presentando valores altos durante 16.7, 16.4 y 15.9 ka, posterior a este intervalo, notamos una disminución de los valores de amplitud de M4 entre 15.9-15 ka, mientras que el flujo de M4 no varía mucho entre 17-16 ka, pero se registra un valor máximo en 16.7 ka, luego, entre se observa un incremento del flujo entre 15.9-15.4, presentando otro valor máximo en 15.47 ka (Figura 16 y 17).

Finalmente, en el ACR, entre 15-14 ka, se registra un incremento de la amplitud y del flujo de M4, posterior a esto, entre 14-13 ka, el flujo de M4 se reduce y la amplitud de M4 exhibe una variabilidad secular, pero con una tendencia a disminuir (Figura 16 y 17).

4.8.1.5. Moda 5 ($97.8 \pm 7.8 \mu\text{m}$)

M5 no estuvo presente en todas las muestras analizadas, es por eso que la amplitud no es continua a lo largo del registro. Los máximos valores de amplitud ocurren

durante el LGM, para este periodo, los valores de amplitud de M5 se encuentran entre 26.6-50.1%, observando un valor máximo en 19.5 ka. Entre los 17-13 ka, el rango de amplitud de M5, es de 0-26.5%, durante este intervalo los valores altos de M5 ocurren en 17. y 15.9 ka (Figura 16 y 17).

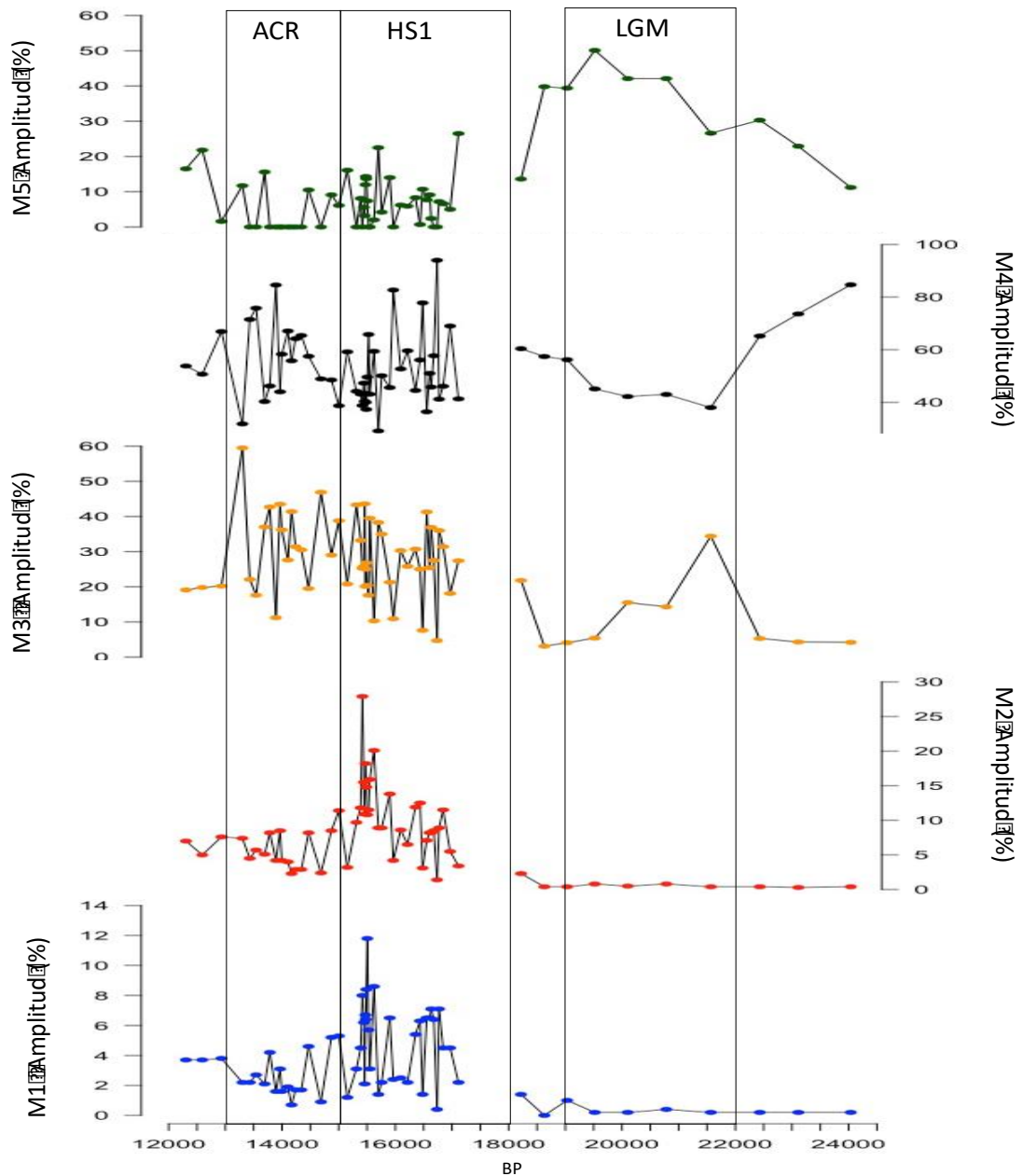


Figura 16. Variación de las amplitudes de M1, M2, M3, M4 y M5.

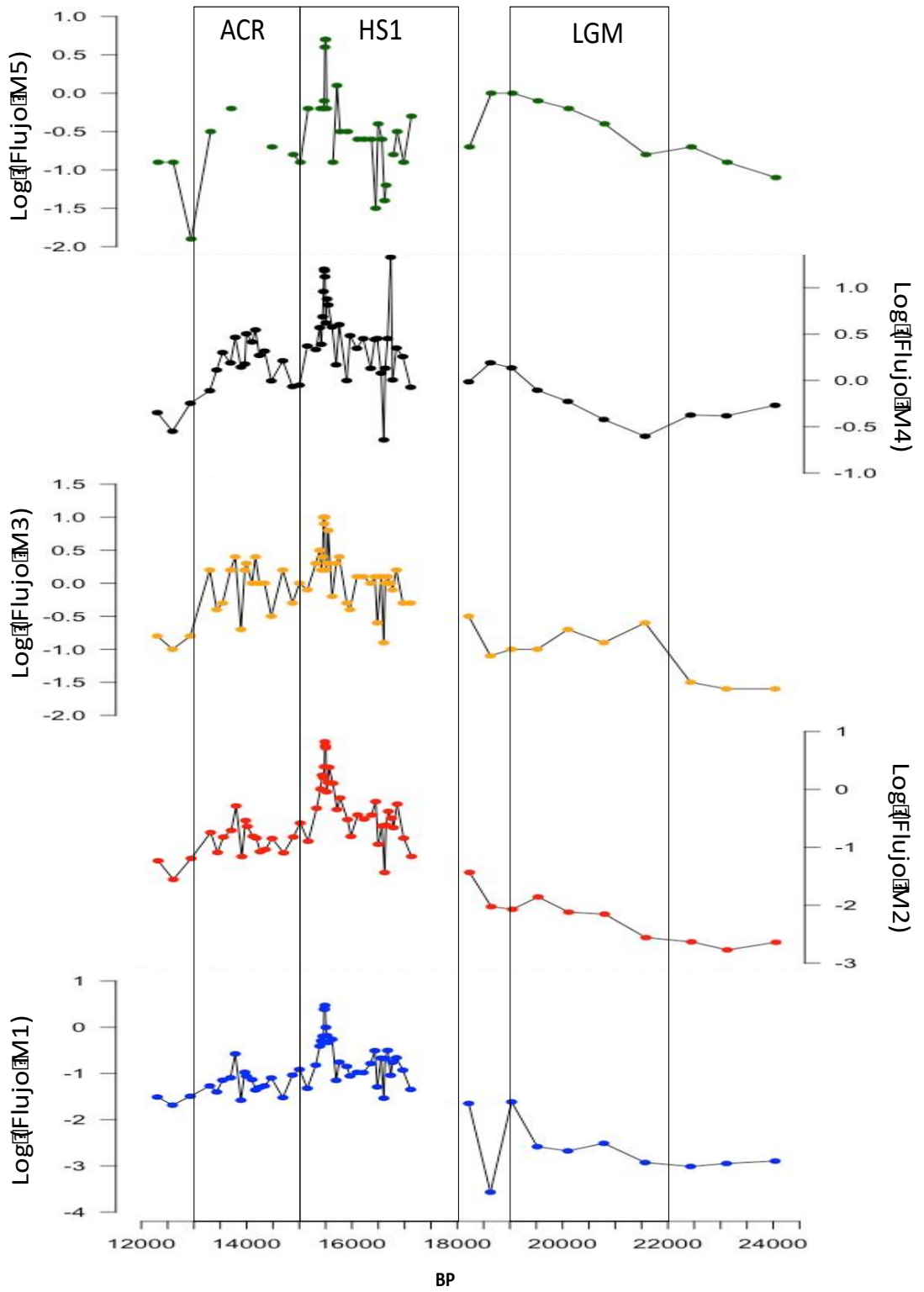


Figura 17. Variación de los flujos de M1, M2, M3, M4 y M5.

4.8.2. Comparación de la amplitud de las modas entre periodos climáticos

Los valores de amplitud de M1 presentaron diferencias significativas entre todos los grupos analizados (LGM, HS1 y ACR; $p < 0.05$), mientras que M2, presentó diferencias (< 0.05) sólo entre ACR-HS1 y HS1-LGM. Ambas modas registraron sus valores más altos durante el HS1. La amplitud de M3, sólo presentó diferencias significativas entre ACR-LGM ($p < 0.05$). En relación a la Moda 4, no se observan diferencias significativas entre estos periodos ($p = 0.09$). Finalmente, para M5 vemos que existen diferencias significativas ($p < 0.05$) entre el ACR-LGM y HS1-LGM, registrando un promedio más alto durante el LGM (Figura 18 y Anexo 2).

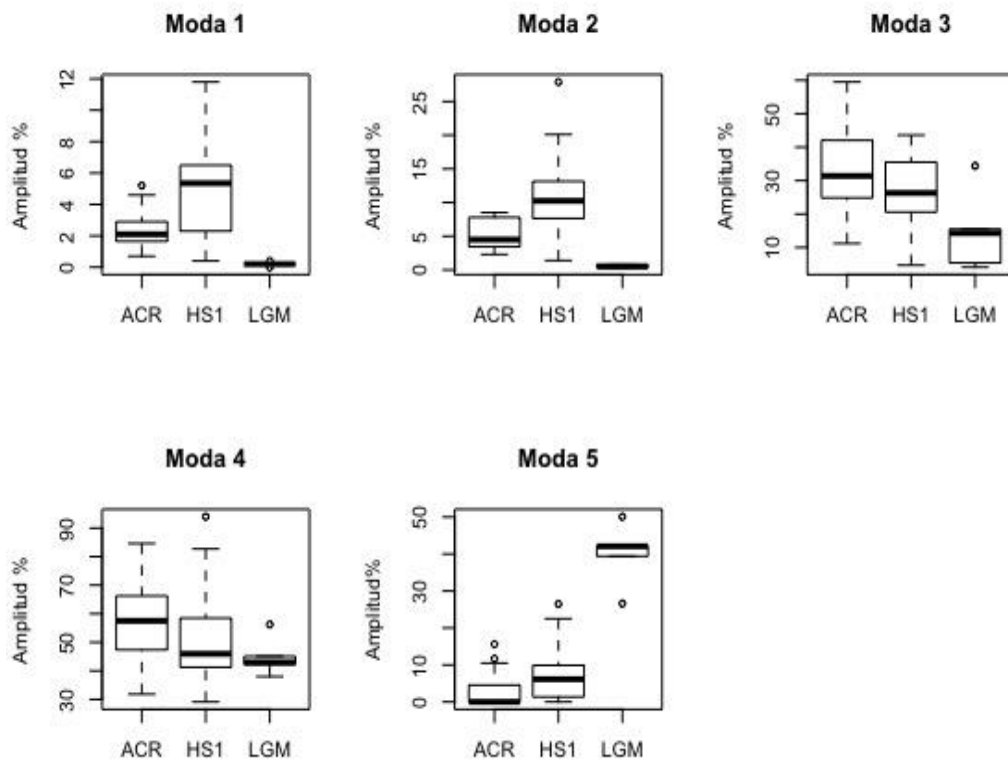


Figura 18. Promedio y desviación estándar de la amplitud de M1, M2, M3, M4 y M5 por periodos climáticos.

4.9. Textura del sedimento

El porcentaje arena fina (63-200 μm) presentó diferencias significativas entre los periodos LGM-HS1 ($p < 0.05$), mientras que entre el ACR-HS1 y ACR-LGM no se observaron diferencias significativas ($p = 0.48$ y $p = 0.57$) (Figura 19 y Anexo 3). El contenido porcentual de arena fina durante el LGM presentó un rango entre 78.4 y 86.6 %, siendo lo más altos a lo largo del registro. Durante el HS1 el rango oscila entre 39.9 y 68.2 %, así mismo se observa que entre 15.9-15.4 ka hay una reducción del porcentaje de arena en los sedimentos. Finalmente, en el ACR, el porcentaje de arena fina en los sedimentos varió entre 44.0 y 62.6 %, observando un ligero incremento entre 15-14 ka, posterior no se observó mucha variación del contenido de arena durante el ACR, salvó en 13.9, 13.7 y 13 ka, donde el porcentaje disminuyó (Figura 20).

El porcentaje de limo (2-63 μm) presentó diferencias significativas entre los periodos LGM-ACR y LGM-HS1 ($p < 0.05$), mientras que entre el ACR-HS1 no se observaron diferencias significativas ($p = 0.59$) (Figura 19 y Anexo 3). El porcentaje de limo presente en los sedimentos en el LGM, estuvo en un rango entre 12.4 y 21.5 %, observando una tendencia de disminución para este periodo. Durante el HS1, el contenido porcentual se incrementa, encontrándose en un rango de 31.1-57.4%, para este periodo los máximos porcentajes de limo ocurren en 16.5, 16.4, 15.6 y 15.4 ka. En el ACR, se observa una disminución del porcentaje de limo, en relación al HS1, registrando un rango entre 44.0-62.5% (Figura 20)

El porcentaje de arcilla ($< 2 \mu\text{m}$) presentó diferencias significativas entre todos los periodos ($p < 0.05$) (Figura 19 y Anexo 3). El contenido porcentual de arcillas durante el LGM es casi nulo, mientras que, para el HS1, el porcentaje de limo se incrementa, encontrándose entre 0.1-2.7%, presentado altos valores entre 16.7-16.6 ka y 15.4 ka, sin embargo, entre 15.7 ka y 16.2 ka disminuye. Finalmente, durante el ACR, el porcentaje de limo vario entre 0.2-1.6% (Figura 20)

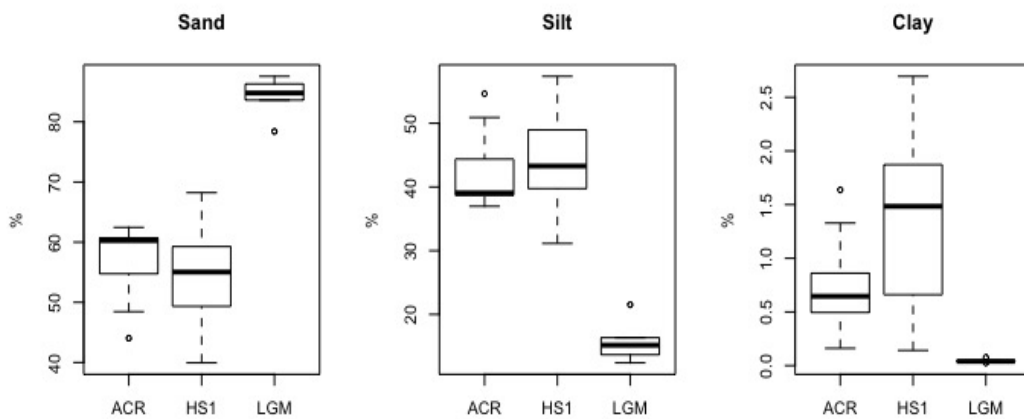


Figura 19. Promedio y desviación estándar de los porcentajes de arena, limo y arcilla por periodos climáticos.

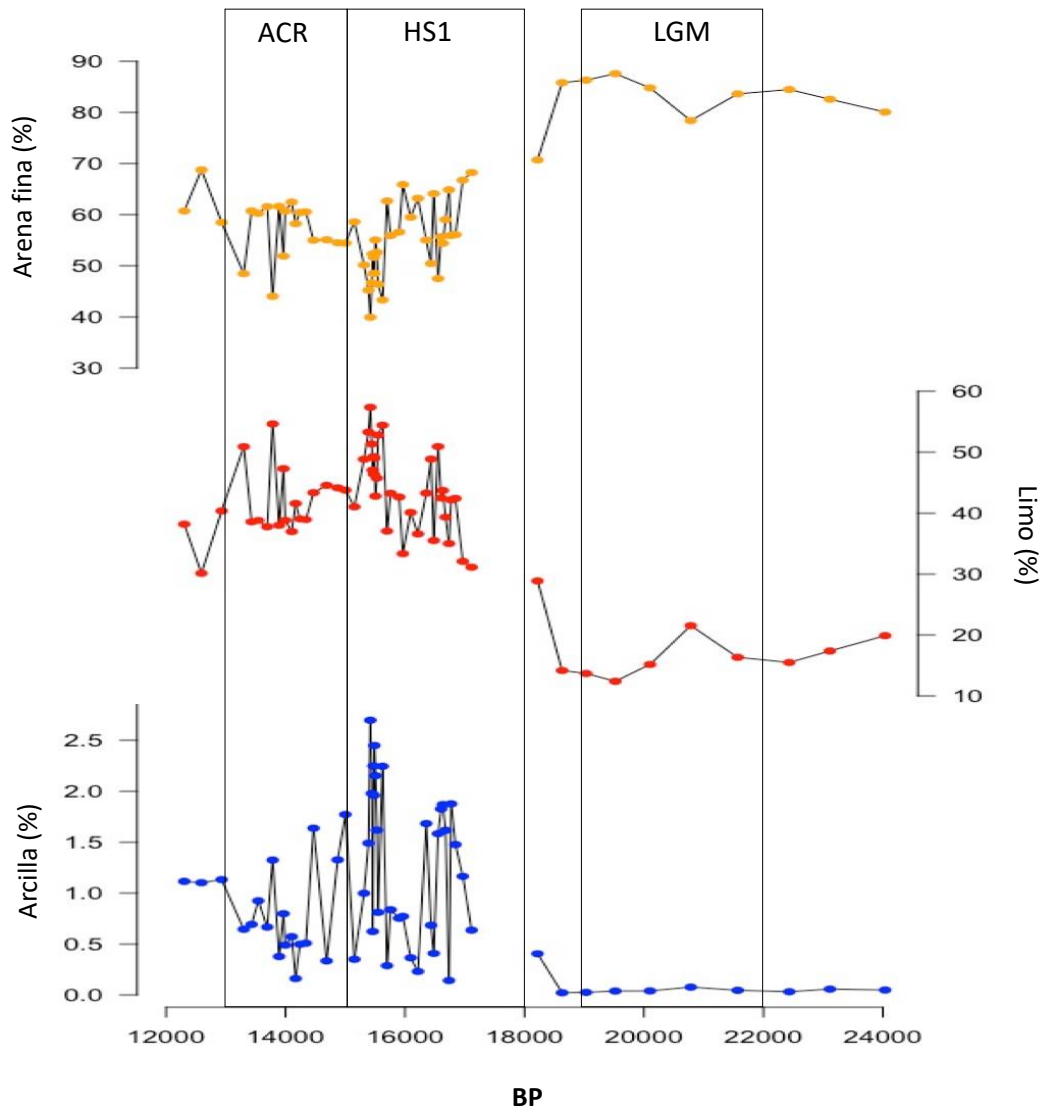


Figura 20. Variación del contenido porcentual de arcilla, limo y arena en los sedimentos.

4.10. Registro de $\delta^{15}\text{N}$

Los valores de $\delta^{15}\text{N}$ presentaron diferencias significativas entre todos los periodos climáticos ($p < 0.05$) (Figura 21 y Anexo 4). Durante el LGM, los valores de $\delta^{15}\text{N}$ son bajos, encontrándose entre 3.67-5.13 ‰, presentando un promedio de 5.05 ± 0.09 ‰ (Figura 21 y 22). En el HS1, observamos un incremento del promedio de los valores de $\delta^{15}\text{N}$ (8.76 ± 0.97 ‰), durante este periodo se registra un incremento de $\delta^{15}\text{N}$ entre 18-16.4 ka, posterior a este intervalo, se observa una variabilidad secular de $\delta^{15}\text{N}$ (Figura 21 y 22). Finalmente, en el ACR, los valores de $\delta^{15}\text{N}$, siguen incrementándose, presentando un promedio de 10.64 ± 0.899 ‰, registrando 2 valores máximos entre 14.3-14.2 ka y 13.4-13.3 ka (Figura 21 y 22).

4.11. Carbono Orgánico Total (COT)

Los valores de $\delta^{15}\text{N}$ presentaron diferencias significativas entre todos los periodos climáticos ($p < 0.05$) (Figura 21 y Anexo 4). En el LGM, se registran valores bajos de COT, presentando un promedio de 0.94 ± 0.77 % (Figura 21 y 22). Durante el HS1, el promedio de COT (3.22 ± 3.51 %) aumenta en relación al LGM. Para este periodo, observamos un incremento de COT al inicio del HS1 (18-17 ka), posterior a esto, los valores de COT fluctúan y no se observa una tendencia clara, sin embargo, se registra un valor máximo en 15.4 ka (Figura 21 y 22).

Finalmente, en el ACR, los valores de COT se incrementan y exhiben una variabilidad secular, presentando un promedio de 4.60 ± 0.85 % y valores altos en 14.4 y 14.1 ka (Figura 21 y 22).

4.12. Razón C/N

Los valores de C/N presentaron diferencias significativas entre todos los periodos climáticos ($p < 0.05$) (Figura 21 y Anexo 4). Durante el LGM, los valores de C/N se encuentran en un rango de 10.58-11.13, presentando un promedio de 10.61 ± 0.09 . Para el HS1, el promedio de C/N se reduce levemente a 10.18 ± 0.97 y presenta un valor bajo (8.87) en 15.4 ka. Finalmente, el ACR, los valores de C/N siguen disminuyendo (9.74 ± 0.47) y los valores bajos ocurren en 14.68, 14.1 y 13.9 ka. Un detalle a tomar en cuenta, es que posterior a los 13 ka, los valores de C/N aumentan hasta 20.4 (Figura 21 y 22).

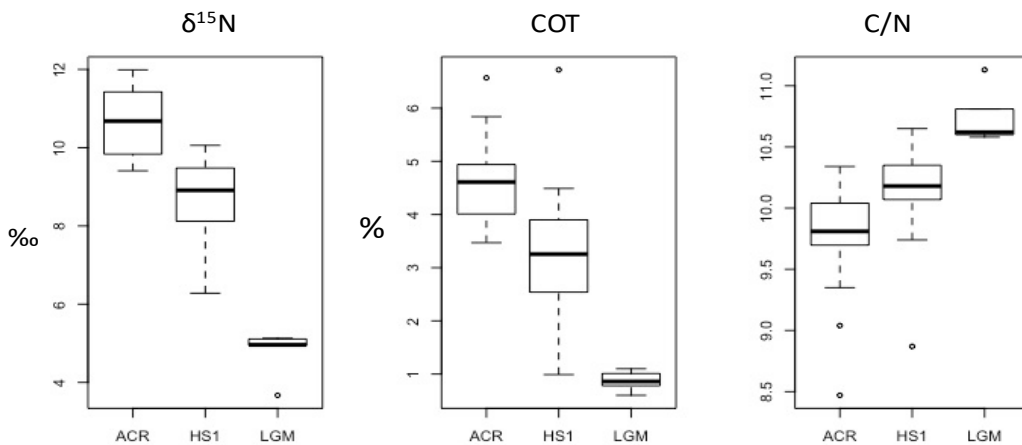


Figura 21. Promedio y desviación estándar de $\delta^{15}\text{N}$, COT y C/N por periodo climático

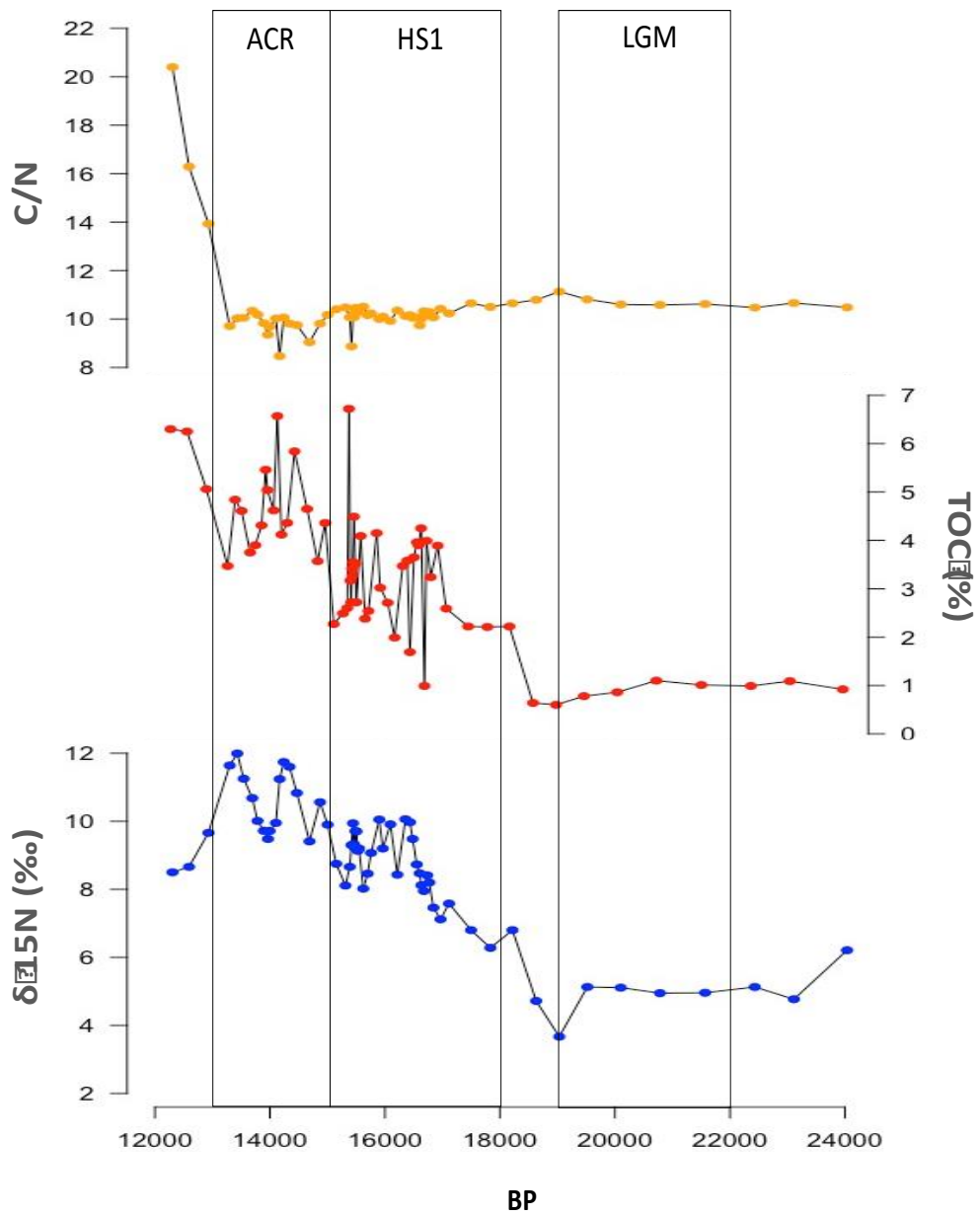


Figura 22. Variación de $\delta^{15}\text{N}$, COT y C/N

4.13. Origen de materia orgánica

La Figura 23, muestra la distribución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ versus C/N, siguiendo el modelo de Lamb, Wilson y Leng (2006). A partir de esta figura se observa que las muestras provenientes del LGM, HS1 y el ACR se encuentran asociadas al carbono orgánico particulado de origen marino, mientras que las muestras que se encuentran entre 13-12.3 ka, se hallan dentro de la clasificación de plantas vasculares.

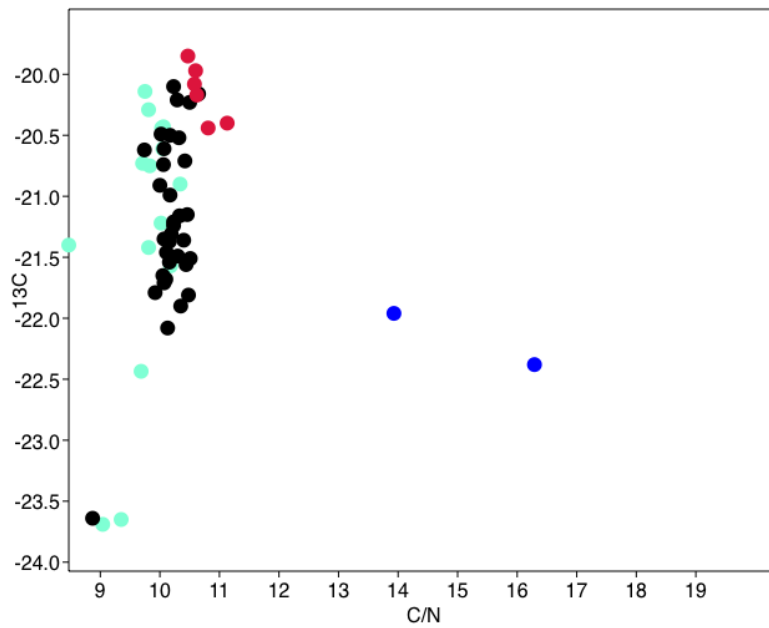


Figura 23. Razón C/N versus $\delta^{13}\text{C}$. Muestras LGM (rojo), muestras HS1 (negro), muestras ACR (verde) y muestras entre 13-12.3 ka (azul).

5. DISCUSION

Variaciones en la concentración de la fracción terrígena, sílice biogénica, componentes granulométricos, $\delta^{15}\text{N}$ y COT en los sedimentos del testigo marino M772-005-3, proveen información sobre los cambios en la dinámica del transporte y la deposición de los sedimentos en el margen central peruano (12°S) durante la desglaciación, entre 24 y 12.3 ka. En esta sección, primero discutiremos las posibles fuentes de material terrígeno y como estos son transportados hacia el sitio de muestreo, luego se discutirá el impacto local del aumento del nivel del mar y la erosión costera sobre los procesos de sedimentación. Finalmente se evaluará la influencia de los factores paleoceanográficos y paleoclimáticos que probablemente hayan influenciado sobre el transporte y sedimentación del material terrígeno. Las condiciones paleoceanográficas serán reconstruidas mediante proxies de productividad exportada, desnitrificación en la columna de agua y se compararán los resultados obtenidos con registros paleoceanográficos y continentales a una escala local y regional.

5.1. Fuentes y transporte de material terrígeno sobre el margen peruano

El material terrígeno proveniente del continente, es transportado hacia el margen continental a través de las descargas fluviales y los vientos. Scheidegger y Krissek (1982), reportan para el margen peruano, que el material terrígeno presente en la plataforma continental es principalmente transportado por los ríos.

En el área de estudio (12° S), existe un aporte directo de material terrígeno proveniente de los ríos Rímac y Chillón, la influencia del primero es mayor pues presenta un caudal de 20 m³/s (promedio anual), mientras que el caudal del río Chillón corresponde a 10 m³/s. Los mayores caudales ocurren durante el verano, coincidiendo con la época de lluvias en los Andes, donde se originan ambos ríos (Velazco, 2001). El río Rímac anualmente consigue transportar hasta 915 ton/año de material fino en suspensión (Renard y Lane 1975), no obstante, en épocas de eventos extremos como, El Niño de 1982-1983, se estimó que puede trasladar hasta más de 2 millones de toneladas (Guillén et al 1985).

Una vez sobre la plataforma continental interna, diversos factores, como los patrones de vientos, corrientes superficiales, corrientes profundas, topografía y el transporte mediante pellets fecales y floculación, controlan el traslado y la deposición del material terrígeno fino procedente del continente (Scheidegger y Kriesek 1982, Reinhardt et al., 2002).

En el margen peruano, los sedimentos de grano fino, pueden sedimentarse sobre la plataforma continental o permanecer en la columna de agua hasta el talud o más. Existen 2 mecanismos que regulan la sedimentación de estas partículas finas, el primero, consiste en la deposición gravitacional, donde las partículas de limo grueso (32-62 μm), se depositan rápidamente sobre la plataforma continental, mientras que las partículas más finas permanecen más tiempo en suspensión. El segundo mecanismo, radica en la deposición de arcillas (< 4 μm) y limo fino (4-11 μm) a través de floculación con moléculas orgánicas, principalmente polisacáridos

y pellets fecales, sin embargo, estos pueden ser alterados por efecto de las corrientes, organismos bentónicos y procesos de fondo, generando su disgregación y la consecuente resuspensión de las partículas (Scheidegger y Krissek 1982).

Los resultados sugieren dos modas relacionadas a las partículas finas (M1, 2.9 μm y M2, 14 μm). En estudios anteriores, M2 ha sido interpretada como un indicador de transporte fluvial. Stuut et al. (2007), registra una moda de 8 μm en el Sur de Chile ($>37^\circ\text{S}$), donde el transporte fluvial, es el principal tipo de aporte de material terrígeno, así mismo Briceño-Zuluaga et al. (2016), reporta para el sur de Perú (14°S) durante el último milenio, una moda de 10 μm , asociada al material aportado por descarga fluvial, mientras que las partículas más finas (M1, $\sim 3\ \mu\text{m}$), pueden estar ligadas al transporte eólico y/o fluvial, siendo complicado determinar su origen.

Durante los 24-12.3 ka, observamos que existe una buena correlación ($r=0.86$, $n=64$) entre M1 (2.9 μm) y M2 (14 μm), sugiriendo que ambas modas se encuentran vinculados al aporte fluvial. Debido a la presencia de los ríos Rímac y Chillón en nuestra área de estudio, los cambios en la amplitud de M1 y M2, reflejarían las variaciones de aporte terrígeno por parte de estos ríos, los cuales, son dependientes de las precipitaciones sucedidas en los Andes. Además, existe la posibilidad, de que la presencia de estas modas finas, esté ligada al incremento del aporte de sedimentos continentales en el Norte del Perú, ya que este material puede ser transportado hacia la zona de estudio a través de la CSPEC.

La distribución del tamaño de grano de la fracción terrígena en sedimentos marinos puede ser empleado como un indicador para inferir la intensidad de los vientos y las condiciones de aridez (Stuut et al., 2007, Flores-Aqueveque et al., 2012, Flores-Aqueveque, et al., 2004; Flores-Aqueveque et al., 2015; Briceño-Zuluaga et al., 2016; Briceño-Zuluaga et al., 2017).

Estudios en el Norte de Chile (29° S), registran una moda de 80 μm , la cual es asociada al transporte eólico (Stuut et al., 2007), así mismo Flores-Aqueveque et al. (2012), sugiere que, en la región árida del Norte de Chile, el transporte de partículas gruesas (100 μm) está directamente relacionada a la variabilidad de la intensidad de los vientos, mientras que para el sur de Perú (14° S), Briceño-Zuluaga et al. (2016), reportan 2 modas de partículas gruesas (54 y 93 μm) durante el último milenio, interpretándolas como indicadores de la intensidad de vientos locales y de la expansión/contracción del ASPS.

Sin embargo, en nuestra área de estudio, es poco probable que las partículas gruesas (50-100 μm), sean transportadas directamente por los vientos hacia el sitio de muestreo, esto debido a que no existen fuentes eólicas cercanas y no pueden provenir desde las fuentes de Pisco (Briceño-Zuluaga et al., 2017). Las partículas de origen eólica deben ser transportados por las corrientes de la plataforma continental para alcanzar el sitio de muestreo.

5.2. Efectos del aumento del nivel del mar y erosión sobre la sedimentación en el margen central del Perú

Durante el LGM (22-19 ka), el nivel global del mar presenta su valor más bajo (~134 m) en 21 ka, posterior a esto, ocurre un primer aumento del nivel del mar global de ~10-15 m que finaliza en 18 ka (Lambeck et al, 2009). Los sedimentos durante el LGM, se caracterizan por presentar una alta densidad (Figura 10), un elevado contenido de la fracción terrígena (Figura 13), una textura arenosa (Figura 20) y algunos fragmentos de conchas (Figura 9). Para este periodo la amplitud de M4 y M5 son dominantes, presentando un promedio de 46.7 y 38.2 % respectivamente (Figura 15). Así mismo se registra un aumento gradual de la amplitud de M4 y M5, este incremento, muestra una buena relación con el aumento global del nivel del mar, mientras que la sedimentación de partículas finas es casi nula.

En base a estos registros, se sugiere que la sedimentación sobre la plataforma central del Perú durante el LGM, está influenciada fuertemente por el aumento del nivel del mar y la erosión costera, sugiriendo un ambiente sedimentario de alta energía, que no permite la sedimentación de partículas finas (M1 y M2) y si la acumulación de partículas gruesas (M5 y M4 principalmente).

Durante el HS1 (18-15 ka), entre los ~18-16.5 ka, el nivel global del mar se mantiene casi constante, luego ocurre un aumento del nivel del mar de ~20 m entre 16.5 y 15 ka (Lambeck et al, 2009). Comparando las características de los

sedimentos entre el HS1 y el LGM, observamos una reducción en la concentración de la fracción terrígena (Figura 12) y en el porcentaje de arena fina en los sedimentos (Figura 19), así mismo se registra una disminución de la amplitud de M5 y un aumento de M1 y M2 (Figura 13) Otra diferencia importante, es la presencia de nódulos de fosforita en los sedimentos del HS1, los cuales ocurren en 17.3, 17.1, 16.6, 16.5, 16.3 y 16.1 ka, mientras que, durante el LGM, se encuentran ausentes (Figura 9).

La presencia de nódulos de fosforita es empleada como un indicador de erosión y discordancias, así mismo, su formación coincide con un incremento en la intensidad de las corrientes de fondo y eventos de oxigenación episódica (Erdem et al., 2016). Los resultados, indican que existen algunos intervalos de tiempo durante el HS1, donde es probable que ocurra una erosión parcial en el sitio de muestreo, reflejado en la ocurrencia de nódulos de fosforita.

5.3. Reconstrucción de los aportes fluviales sobre el margen central del Perú

Las variaciones de amplitud de M1 y M2, pueden ser interpretadas como marcadores de aportes fluviales. Al comparar la amplitud de M1 y M2 entre los 24-12.3 ka, observamos que valores altos de amplitud ocurren en el HS1, mientras que durante el LGM y el ACR, se registran valores bajos. Durante el LGM, los bajos valores de amplitud de M1 y M2, se encuentran ligados a una fuerte hidrodinámica local asociada a la disminución del nivel del mar, que no permite la sedimentación

de partículas finas. Por lo tanto, durante este periodo, las variaciones de amplitud de M1 y M2, no pueden ser utilizados como indicadores de aportes fluviales.

Para el HS1, se observa una variabilidad secular y un incremento de la amplitud y los flujos de M1 y M2. Durante 16.7-16.4 ka, 15.9 ka y 15.4 ka se registra un mayor flujo y amplitud de M1, mientras que valores altos del flujo y amplitud de M2, ocurren en 16.8 ka, 16.4 ka, 15.9 ka, 15.6-15.4 ka. Los máximos valores de los flujos y de la amplitud de M1 y M2, acontecen entre 15.5-15.4 ka (Figura 14 y 15).

Estos picos en la amplitud y los flujos de M1 y M2 coinciden con los valores máximos de la ratio Ti/Ca (Martínez, com. Personal) y con el evento Heinrich “H1.1”, (17.1-15.5 ka), caracterizado por un flujo máximo de *ice rafted debris* (Hodell et al, 2017) y un colapso de la Circulación de Retorno del Atlántico Meridional (AMOC) en el Atlántico Norte (Bohm et al., 2015).

Los resultados obtenidos, a una escala milenial, son acordes con registros paleoceanográficos y paleoclimáticos en América del Sur Tropical (Figura 24). Molliel-Vogel et al (2013), observa en el Norte del Perú, un rápido incremento del aporte terrígeno entre 18-17 ka, seguido de un máximo de aportes entre 17- 15 ka. En la parte central del margen peruano (12 ° S), Rein et al., (2005), reporta un aumento del flujo de material terrígeno durante 16-15 ka, presentando un pico en 15.2 ka. El incremento de los aportes continentales en el margen peruano durante el HS1, concuerdan con condiciones más húmedas en los Andes Centrales (Baker et al.,2001; Blard et al., 2011) y en el Nordeste de Brasil (Cruz et al. 2009; Montade

et al., 2015) y una disminución del flujo de material terrígeno en Cariaco, Venezuela en el hemisferio norte (Peterson et al., 2000).

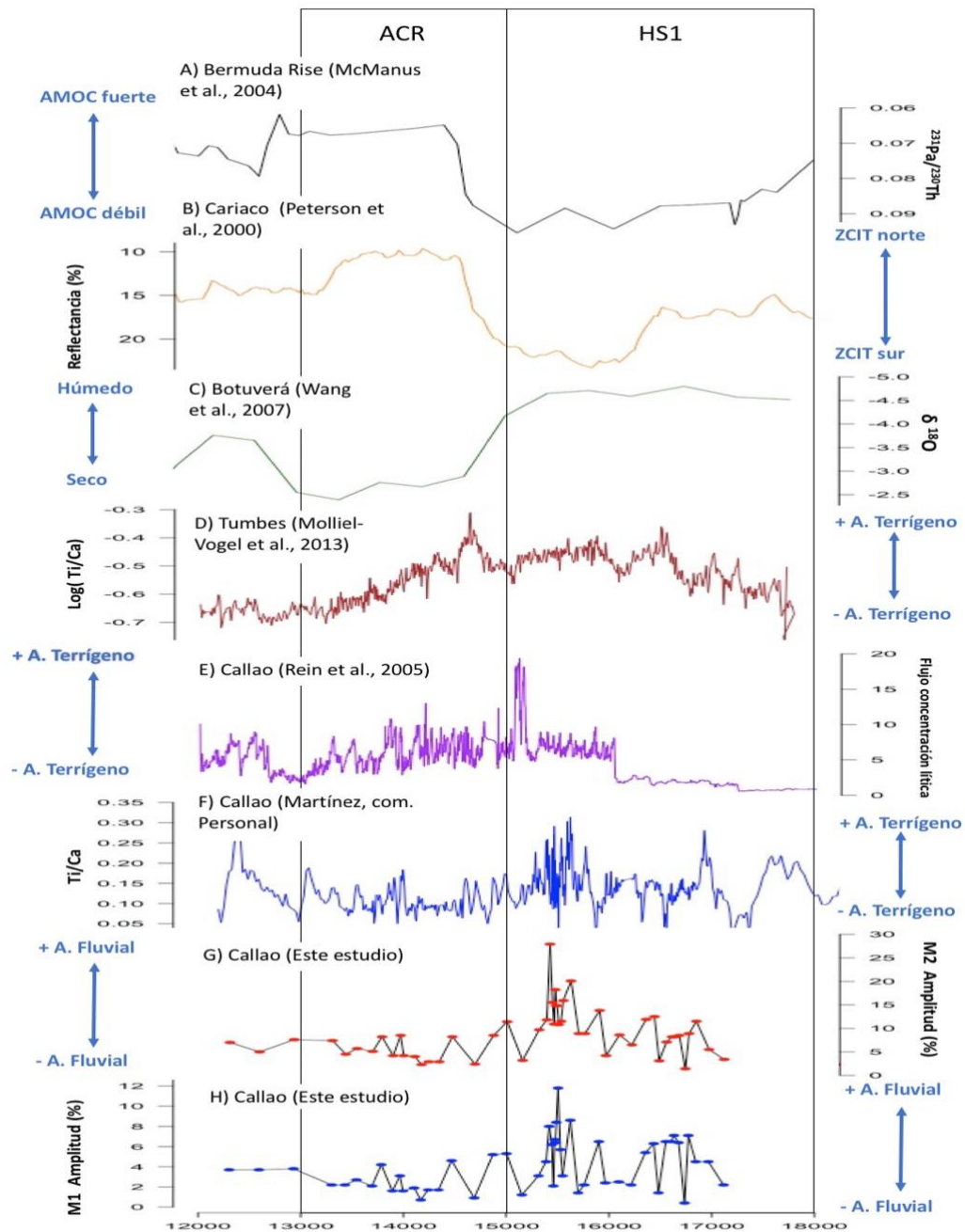


Figura 24. A) Intensidad del AMOC (McManus et al., 2004). B) Desplazamiento ZCIT (Peterson et al., 2000). C) Record de $\delta^{18}O$, Cueva Botuverá (Wang et al., 2007). D) Record de $\text{Log}(Ti/Ca)$, Tumbes (Molliel-Vogel et al., 2013). E) Flujo de material terrígeno, Callao (Rein et al., 2005). F) Record de Ti/Ca , Callao (Martínez, com. personal). G y H) Amplitud de M2 y M1.

Estos registros sugieren un desplazamiento sur de la ZCIT sobre las regiones oceánicas y una intensificación del Monzón Sudamericano en el continente durante el HS1.

Algunos registros de espeleotemas en la zona de influencia de la Zona de Convergencia del Atlántico Sul en Brasil (ZCAS, uno de los componentes del Monzón Sudamericano) muestran valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$ en este periodo, indicando una intensificación de la ZCAS (Strikis et al., 2015; Novello et al., 2017). Sin embargo, los registros de lagos y paleo-vegetación de la Amazonia central indican un clima más seco (Zhang et al., 2016; Haggi et al., 2017).

Investigaciones previas, proponen que las variaciones significativas del clima en América del Sur Tropical pueden ocurrir a diferentes escalas de tiempo, desde variaciones estacionales a orbitales, producto de los cambios en la TSM e interacciones océano-atmosfera en el Atlántico Tropical (Baker y Fritz, 2015). Las condiciones húmedas en los Andes y la región del ZCAS durante el HS1, se atribuye a un fortalecimiento del Monzón Sudamericano, el cual se encuentra asociada a la variabilidad climática del Atlántico Norte, principalmente al debilitamiento del AMOC, sin embargo, la viabilidad física de este mecanismo no ha sido rigurosamente probada.

Zhang et al (2016), en base a modelos climáticos y registros paleoclimáticos, sugieren que las variaciones de la TSM del Atlántico Norte durante el HS1, sólo provocan condiciones húmedas en el Noreste de Brasil y condiciones secas en el

Norte de Sudamérica y Amazonía. Además, plantea que el aumento de precipitaciones en los Andes durante este periodo, está ligado al aumento de la TSM en el Pacífico Ecuatorial, la cual se encuentra asociada al debilitamiento del AMOC. Este estudio no permite explicar las condiciones húmedas en la región de la ZCAS.

Los registros obtenidos, indican un aumento de la fracción fina sobre el margen continental del centro del Perú, a una escala secular-milenial, durante el HS1. Este incremento probablemente se deba a mayores descargas de los ríos Rímac y Chillón, debido al aumento de precipitaciones en los Andes. Mayores precipitaciones, posiblemente ocurran por temperaturas más cálidas en el Pacífico Ecuatorial (Zhang et al., 2016). Otro mecanismo, que puede explicar el aumento de partículas finas en nuestra área de estudio, es el desplazamiento sur de la ZCIT. Una ZCIT más al sur probablemente genere más lluvias y mayores aportes continentales en el norte del Perú (Molliet Vogel et al., 2013), por lo tanto, este material fino pudo haber sido transportado desde el norte hasta el área de estudio por efecto de la CSPC.

5.4.Reconstrucción de producción exportada

La producción exportada puede ser inferida a través de diferentes proxies que reflejan los diferentes tipos de productividad. El contenido de sílice biogénica es utilizado para inferir la producción primaria generada por diatomeas, radiolarios, esponjas silíceas y silicoflagelados (Gutiérrez et al., 2009, Salvatelli et al., 2014).

El carbono orgánico total (COT), refleja la cantidad de carbono orgánico presente en el sedimento y puede ser empleado como un indicador de productividad exportada pasada (Gutiérrez et al., 2009, Siffedine et al., 2008, Salvattecci et al., 2014, Salvattecci et al., 2016).

Durante el LGM, los sedimentos presentan un bajo contenido de sílice biogénica (5-10 %), un valor de COT entre 0.6-1 %, mientras que el promedio de la ratio C/N es 10.7. Los valores de flujo de sílice biogénica y COT, también son bajos durante este periodo. Estos resultados concuerdan con valores bajos de la ratio de Si/Al y Br/Ti (Figura 23), estas ratios, pueden ser empleados como proxies de productividad en el margen peruano (Agnihotri et al., 2008) y fueron obtenidos a través del análisis de XRF (Martínez, comunicación personal) Así mismo, se reporta una baja tasa de sedimentación (0.012 cm/año) y ausencias de secuencias laminadas y bandas durante este periodo (Figura 9). Los registros sugieren una débil productividad exportada en el margen central peruano durante el LGM y concuerdan con lo reportado por Salvattecci et al (2016) en el sur del Perú (14° S). Para el HS1, en comparación con el LGM, observamos una disminución de la ratio C/N, en cuanto a los valores del contenido de sílice biogénica y COT en los sedimentos, se registra un incremento y valores altos en 16.6 ka y 15.4 ka. Durante este periodo, el flujo de sílice biogénica y COT exhiben un patrón similar, incrementándose desde 18 ka hasta 16.6 ka y registrando un valor máximo en 15.4 ka. Las ratios de Si/Al y Br/Ti, también son mayores en relación al LGM, exhibiendo una alta variabilidad y presentando un patrón similar a lo observado en el contenido de sílice biogénica y COT (Figura 25). Otro aspecto a destacar durante

el HS1, es el incremento del promedio de la tasa de sedimentación (0.259 cm/año) con valores máximos en 16.7 ka y 15.4 ka. En base, a estos resultados, se propone un incremento de la productividad exportada durante el HS1 en el sitio de muestreo, en relación al LGM.

Comparando el registro obtenido, a una escala regional con otros records de productividad durante el HS1 en el margen peruano, vemos que los resultados guardan cierta relación con lo propuesto por Campusano (2013) a 9° S. Campusano reporta un aumento en los flujos de escamas de anchoveta entre 18-16 ka y asociaciones mixtas de diatomeas de ambiente oceánico y de surgencias costeras entre 18-15.6 ka, sugiriendo una relativa intensificación de las surgencias costeras. Para esta misma región, Doering et al (2016), observa una alta tasa de acumulación de sílice biogénica y un bajo valor de $\Delta^{30}\text{Si}$, proponiendo, un incremento de las surgencias costeras durante el HS1 a 9° S. En nuestra misma área de estudio (12 ° S), se registra un aumento del flujo de pigmentos fotosintéticos en 17 ka y 16.5 ka (Rein et al., 2005) y una mayor abundancia de diatomeas asociada a las surgencias, sin embargo, la tasa de acumulación de sílice biogénica es baja (Doering et al., 2016). Estos autores consideran que este sitio de baja profundidad (184 m) puede haber sido influenciado por las variaciones del nivel del mar y la baja profundidad, limitando el afloramiento. De hecho la tasa de acumulación de sedimento es baja en este sitio durante la desglaciación (Doering et al., 2016). En el sur de la costa peruana, a 14°S, Salvattecchi et al (2016), indica un incremento de la productividad exportada en el inicio del HS1 (18-17 ka), mientras que entre 17-14.5, la producción exportada fue baja y comparable con lo ocurrido durante el LGM (Figura 25), un

patrón similar es reportado a 15°S, encontrándose una baja tasa de acumulación de sílice biogénica, poca abundancia de diatomeas asociadas a las surgencias costeras y un valor alto de $\Delta^{30}\text{Si}$, indicando una baja productividad y surgencias costeras débiles (Doering et al., 2016). Estos resultados, a nivel regional, muestran que, posiblemente ocurrió un aumento de la productividad durante el HS1, en relación al LGM, sólo a 9° S y a 12° S. Doering et al. (2016) propone que, durante el inicio de la última desglaciación, los núcleos de surgencias en la costa peruana, presentaron un desplazamiento hacia el norte en relación a la actualidad, probablemente producto de una posición más norte del ASPS y de los *Southern Westerly Winds* (SWW)

Durante el ACR (15-13 ka), el promedio de los valores de COT se incrementa, mientras que la sílice biogénica se reduce levemente en relación al HS1. Para este periodo se observa dos intervalos de tiempo con características diferentes en relación al contenido de sílice biogénica y COT. El primero ocurre entre ~14.8-14 ka, donde se registra una leve disminución del porcentaje de sílice biogénica, pero un pico máximo en ~14 ka, mientras que los valores de Si/Al no varían mucho. En cuanto a los valores de COT, se observa un incremento, exhibiendo un patrón similar a la ratio de Br/Ti. Posterior a este intervalo, ~entre 14-13 ka, se observa una disminución de los valores de sílice biogénica, COT, Si/Al y Br/Ti. Los resultados indican que, en nuestra área de estudio, durante el ACR, posiblemente ocurrió un aumento de la productividad entre ~14.8-14 ka, con un máximo en ~14.1-14 ka y una posterior disminución hasta ~13.3 ka (Figura 25)

A una escala regional, en base a los records de productividad en el margen peruano, durante el ACR, tenemos que, a 9° S, se registra una baja tasa de acumulación de sílice biogénica y surgencias débiles (Doering et al., 2016), mientras que, a 12° S, se observa una mayor abundancia de diatomeas asociadas a las surgencias en 14 ka, sin embargo, la tasa de acumulación de sílice biogénica es baja. En el área sur (14° S), se observa una tendencia similar en los valores de COT y Níquel (indicador de productividad exportada) en comparación a los resultados obtenidos, exhibiendo un incremento entre ~15-14.1 ka y una disminución durante ~14-13.5 ka (Figura 23). Estos records de productividad en el margen peruano, a nivel regional, indican un incremento de la productividad en 12° S y 14° S, sin embargo, este incremento solo ocurriría en el inicio del ACR (~14.8-14.1 ka).

Estudios en el margen peruano, sugieren que las variaciones climáticas y oceanográficas, a escalas seculares, durante los últimos 2000 años, pueden ser explicadas por condiciones tipo-El Niño o tipo-La Niña (Gutiérrez et al., 2009; Salvattecí et al., 2014, Fleury et al., 2015; Briceño-Zuluagae et al., 2016; Salvattecí et al., 2016). A una escala multi-secular, durante periodos fríos en el hemisferio norte, el Ecosistema de Afloramiento Peruano, presenta condiciones tipo-El Niño, caracterizadas por una baja productividad asociada a una termoclina profunda, en respuesta a una débil circulación de Walker y un desplazamiento sur de la ZCIT. Por el contrario, durante periodos cálidos, se registra una alta productividad producto de una fuerte circulación de Walker y una termoclina somera en conjunto a un desplazamiento norte de la ZCIT y una intensificación del APSP (Gutiérrez et

al., 2009; Salvattecí et al., 2014, Fleury et al., 2015; Briceño-Zuluaga et al., 2016; Salvattecí et al., 2016).

Los resultados a 12° S, muestran que, durante el HS1, la productividad exportada fue mayor en relación al LGM, sin embargo, se observó un incremento de los aportes continentales en el margen peruano (Molliel-Vogel et al., 2013), una disminución del contenido terrígeno en Cariaco, sugiriendo un desplazamiento sur de la ZCIT (Peterson et al., 2000). Así mismo, se reporta un débil gradiente de la TSM entre el Pacífico Oeste-Este (Koutavas y Jonaides, 2002).

En cuanto al ACR, los diferentes records paleoclimáticos/paleoceanográficos proponen un desplazamiento norte de la ZCIT (Peterson et al., 2000) y un incremento del gradiente de la TSM entre el Pacífico Oeste-Este (Koutavas y Jonaides, 2002).), esperando un aumento de la productividad durante este periodo en nuestra área de estudio, no obstante, la productividad exportada, sólo se incrementa en el inicio del ACR (~14.8-14.1 ka) y luego presenta una disminución gradual hasta 13.3 ka.

En base a lo ya mencionado, en nuestra área estudio, probablemente las variaciones oceanográficas, no respondan a condiciones tipo-El Niño o tipo-La Niña durante la última desglaciación. Esta hipótesis es congruente con lo planteado por Doering et al., (2016), la autora propone que las variaciones de productividad en el margen peruano (9°S, 12°S y 15°S) durante la última desglaciación, a escalas seculares-mileniales, no responden estrictamente a condiciones tipo-El Niño o tipo-La Niña,

ya que se observa una intensificación de los afloramientos en 9°S. Las condiciones de Tipo-El Niño impedirían los afloramientos y las condiciones de tipo La Niña los fortalecieran en todo el margen peruano. Doering et al. (2016) consideran que durante la desglaciación los SSW y el ASPS se desplazan dirección sur, lo que podría explicar la intensificación del afloramiento en el testigo estudiado durante HS1 en relación al LGM.

5.5. Reconstrucción de la desnitrificación en la columna de agua

Durante el LGM, en el área de estudio (12° S), los valores de $\delta^{15}\text{N}$ son bajos, oscilando entre 3.6-4.9 ‰, estos resultados son acordes a bajos valores de $\delta^{15}\text{N}$ reportados en América Central y Sur (Ganeshram et al., 2000; Robinson et al., 2009; Salvattecchi et al., 2016). Esto indica una débil desnitrificación en la columna de agua a una escala regional asociado a los ciclos glacial/interglacial. Ganeshram et al. (2000), propone que los bajos valores de $\delta^{15}\text{N}$ en el margen peruano durante el LGM, son producto de una disminución de las surgencias y de la productividad exportada. En el sur del Perú (14 ° S), se advierte una ZMO débil y un acoplamiento entre la baja desnitrificación en la columna de agua y condiciones menos reducidas en los sedimentos, sin embargo, no se observó un acoplamiento entre la desnitrificación y la productividad exportada (Salvattecchi et al., 2016).

En el área de estudio (12° S), se registra un acoplamiento entre la productividad exportada (inferida a través de los valores de COT) y la desnitrificación en la columna de agua durante este periodo ($r=0.68$, $n=6$), sugiriendo que la señal de

$\delta^{15}\text{N}$, probablemente se encuentra ligada a una débil productividad exportada durante el LGM, coincidiendo con lo planteado por Ganeshram et al. (2000).

Para el HS1, a 12° S, se observa un incremento de $\delta^{15}\text{N}$, el cual sucede entre 18-16.4 ka, posterior a esto, se observa una variabilidad multiseccular hasta 15 ka. Durante este periodo, Salvattecí et al (2016), a 14° S, registra un aumento de $\delta^{15}\text{N}$ entre ~18-16.6 ka, luego de este intervalo, el record de $\delta^{15}\text{N}$ exhibe una variabilidad multi-seccular y un decremento gradual hasta 15 ka (Figura 23) y debido la alta desnitrificación en la columna de agua y condiciones más reducidas en el sedimento, el autor propone una fuerte ZMO para este periodo en 14° S, no obstante, no se observa un acoplamiento entre la desnitrificación y productividad exportada.

Los registros en 14° S son acordes a los resultados obtenidos a 12° S, observando un incremento de los valores de $\delta^{15}\text{N}$ (Figura 23) y un desacoplamiento entre la desnitrificación en la columna de agua y la productividad exportada ($r=0.2$, $n=34$), indicando que, durante el HS1, la señal de $\delta^{15}\text{N}$ en las masas de agua que llegan al Pacífico Sur-Este, no se encuentran modificadas significativamente por los efectos de la productividad exportada local (Salvattecí et al., 2016)

Durante el ACR, los valores de $\delta^{15}\text{N}$, se incrementan en comparación al HS1, exhibiendo 2 picos en 14.2-14.1 ka y 13.4 ka. Si bien no existe una correlación entre la desnitrificación en la columna de agua y la productividad exportada ($r=-0.56$, $n=15$), durante este periodo, se observa que el valor alto de $\delta^{15}\text{N}$ en 14.1 ka,

coincide con altos valores del contenido de sílice biogénica y COT en los sedimentos y un aumento en la tasa de sedimentación.

Comparando el record de $\delta^{15}\text{N}$ obtenido con los valores obtenido a 14°S , no se observa un patrón similar durante el ACR (Figura 25). A 14°S existe un aumento en la desnitrificación entre 15-14 ka y una posterior disminución hasta 13 ka, existiendo un fuerte acoplamiento entre la desnitrificación en la columna de agua y la productividad exportada, no obstante, existe un desacoplamiento entre la desnitrificación y las condiciones redox en los sedimentos, (Salvatteci et al., 2016).

Los records de $\delta^{15}\text{N}$ y productividad exportada en 12°S durante la última desglaciación (HS1 y ACR), a una escala milenial, sugieren que las variaciones de desnitrificación en la columna de agua, no estaría siendo significativamente modificada por la productividad exportada a 12°S . Otro mecanismo que podría explicar el incremento de $\delta^{15}\text{N}$ durante el HS1 y el ACR, estaría asociado a los cambios en la hidrodinámica y ventilación de las aguas subsuperficiales e intermedias.

El incremento del $\delta^{15}\text{N}$ desde el LGM sugiere un desarrollo de la Zona de Mínimo de Oxígeno (ZMO) durante este periodo. Este desarrollo puede estar ligado en parte al aumento del nivel del mar. La presencia de nódulos de fosforitas entre 17 y 16 ka corresponden a un ambiente anóxico con eventos de oxigenación episódica e indicaría la llegada de la OMZ en la profundidad de muestreo. Después de 17 ka la

OMZ sigue desarrollándose, aumentando la desnitrificación en la columna de agua y los valores de $\delta^{15}\text{N}$.

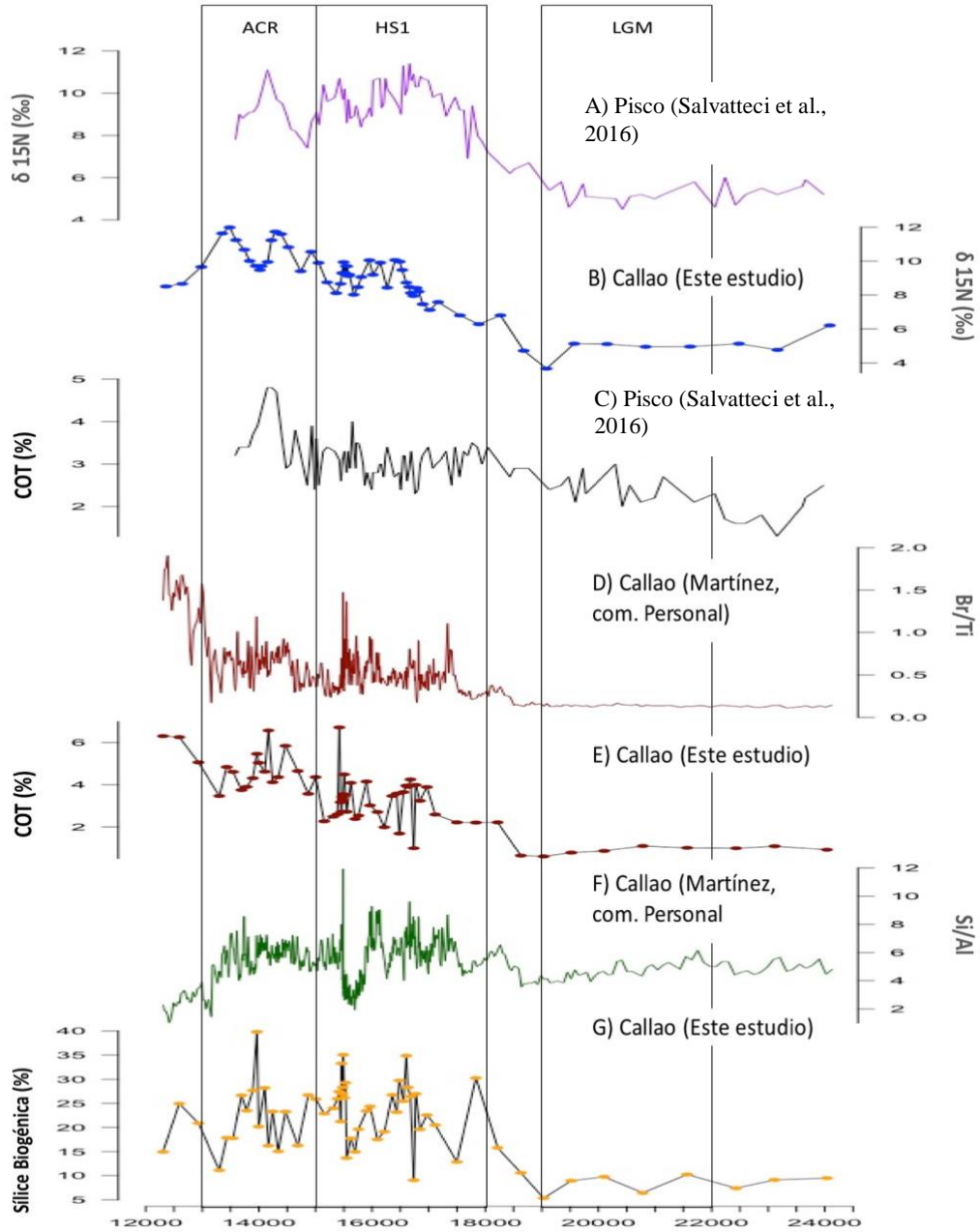


Figura 25. A y C) Record de $\delta^{15}\text{N}$ y COT, Pisco (Salvatteci et al., 2016). B, E y G) Record de $\delta^{15}\text{N}$, COT y Sílice biogénica. D y F) Ratio Br/Ti y Si/Al, Callao (Martínez, Comunicación personal)

5.6. Reconstrucción de aportes eólicos e intensidad de vientos y relación con productividad exportada

Estudios previos en el Pacífico Sureste, sugieren que las variaciones de los flujos y amplitud de limos gruesos y arenas finas (50-100 μm), puede ser interpretados como un indicador de la intensidad de vientos locales y de la expansión/contracción del ASPS (Stuut et al., 2007, Flores-Aqueveque et al., 2012; Flores-Aqueveque et al., 2014; Flores-Aqueveque et al., 2015; Briceño-Zuluaga et al., 2015; Briceño-Zuluaga et al., 2016; Briceño-Zuluaga et al., 2017).

En el área de Pisco (14° S), se observa que la distribución de tamaño de grano que puede erosionarse se encuentra en un rango de $<63 \mu\text{m}$ - $1400 \mu\text{m}$. Las partículas entre 125 - $180 \mu\text{m}$, corresponden a partículas de suelo altamente erosionables, mientras que las partículas entre 63 - $125 \mu\text{m}$, son más fáciles de elevar y por lo tanto ser mas susceptibles a ser transportadas por el viento (Briceño-Zuluaga et al., 2017).

En relación a la trayectoria y distancia recorrida de las partículas gruesas (50 y 100 μm), Briceño-Zuluaga et al. (2017), a través de simulaciones, observa que las partículas de 50 y 100 μm pueden desplazarse, desde su fuente, 50 y 80 km, respectivamente, incluso llegando hasta la plataforma continental. Estos resultados confirmar el origen eólico de las modas de 50 y 100 μm , observadas en sedimentos marinos durante el último milenio (Briceño-Zuluaga et al., 2015; Briceño-Zuluaga et al., 2016).

En Bahía Mejillones (23° S), se observa que las partículas presentes en las trampas de sedimentos en tierra y mar, son mayormente cuarzo y feldespatho, sin embargo también se encuentran fragmentos de calcitas y arcillas. Estas partículas presentaron modas granulométricas que se encuentran en un rango entre 355-425 μm , 250-300 μm , 180-212 μm , 125-150 μm y 75-90 μm , siendo la más abundante la moda entre 125-150 μm . Además, exhiben una superficie pulida e impactos de marca en forma de V, sugiriendo la hipótesis de un origen eólico. Así mismo, se observó una estrecha relación entre la variabilidad de la intensidad del viento y el flujo de partículas $> 35 \mu\text{m}$ y $> 100 \mu\text{m}$ presente en los sedimentos, respaldando la idea del uso de partículas terrígenas gruesas en sedimentos laminados como indicadores de intensidad de vientos (Flores-Aqueveque et al., 2014; Flores-Aqueveque et al., 2015)

Los resultados de granulometría indican 3 modas asociadas a partículas gruesas: M3 (50 μm), M4 (73 μm) y M5 (97 μm). En base a los registros ya mencionados, estas modas tendrían un origen eólico.

En secciones anteriores, se discutió sobre los efectos del aumento del nivel del mar sobre la sedimentación y los cambios en la distribución de tamaño en el margen peruano, observando que, durante el LGM, la sedimentación estuvo influenciada por la fuerte hidrodinámica local asociado a un bajo nivel del mar, debido a esto, no es posible asegurar que las variaciones observadas en las partículas gruesa (50-100 μm), sean producto de los cambios en la intensidad de los vientos y del transporte de partículas eólicas hacia la plataforma interna durante el LGM.

Durante el periodo de última desglaciación, a una escala milenial, observamos que en el HS1 existe un mayor transporte de partículas entre 70-100 μm (M4 y M5), sugiriendo vientos intensos para este periodo. Mientras que durante el ACR, los vientos presentaron en general una intensidad intermedia, ya que ocurre un mayor transporte de partículas entre 50-70 μm (M3 y M4), sólo ocurriendo un transporte de partículas de 100 μm en 14.8, 14.3, 13.6.5 y 13.3 ka (Figura 26).

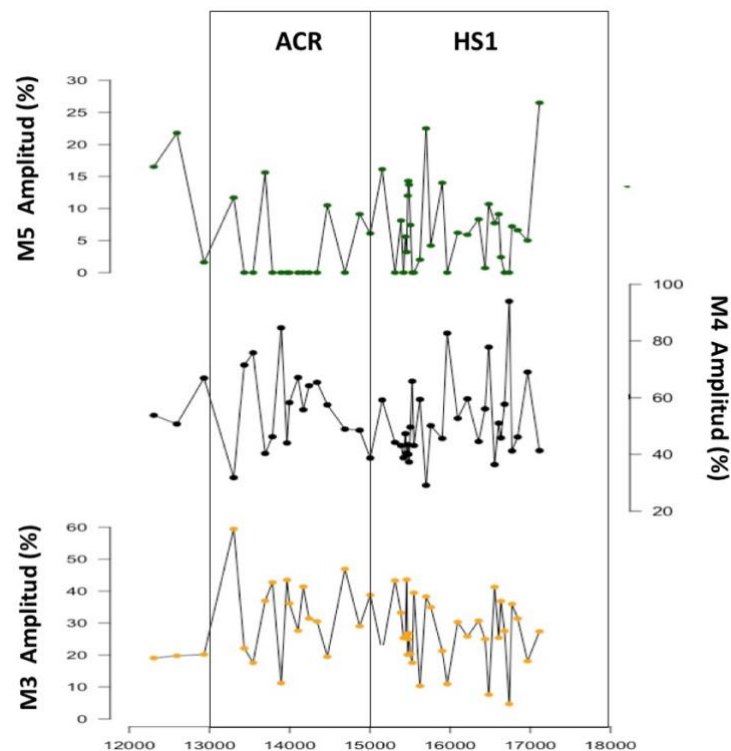


Figura 26. Variabilidad de M5 (vientos fuertes), M4 (vientos intermedios) y M3 (vientos moderados)

La interpretación de las variaciones de los componentes individuales (M1, M2, M3, M4 y M5) y sus ratios, pueden reflejar cambios paleoclimáticos en respuesta a variaciones en las condiciones atmosféricas (Stuut et al., 2002; Weltje y Prins, 2003; Holz et a., 2007; Briceño-Zuluaga et al., 2016). En esta sección se evalúa el empleo de ratios para aportes eólicos, comparándolos con las variaciones de los

componentes individuales (M3, M4 y M5). Se elaboró un índice de vientos, definido como la contribución de vientos intermedios-fuertes sobre el total de la variabilidad de vientos $(M5+M4)/(M3+M4+M5)$. La anomalía de este índice muestra que durante el HS1 y el ACR ocurrieron vientos de intensidad intermedia-fuerte, pero estos presentaron anomalías más positivas durante el HS1 (Figura 27).

Estudios previos sugieren que la variabilidad a escala secular-milenial de la intensidad de vientos en periodos más recientes, como el último milenio, se encuentra asociado por la intensificación del ASPS en respuesta a una mayor circulación de Walker y una ZCIT más al norte (Gutiérrez et al., 2011; Salvattecí et al., 2014; Flores-Aqueveque et al., 2015 Briceño-Zuluaga et al., 2016).

En este estudio, observamos que durante la última desglaciación, a una escala milenial, solo durante el ACR, el desplazamiento del núcleo del ASPS hacia el continente, en respuesta a una mayor circulación de Walker y una ZCIT desplazada al norte estaría modulando la intensidad de los vientos, mientras que durante el HS1, donde ocurrió un debilitamiento del ASPS, debido a una débil circulación de Walker y una posición más al sur de la ZCIT, es probable que el incremento del gradiente termal continente-oceáno o el gradiente termal latitudinal generó vientos intensos (Figura 27).

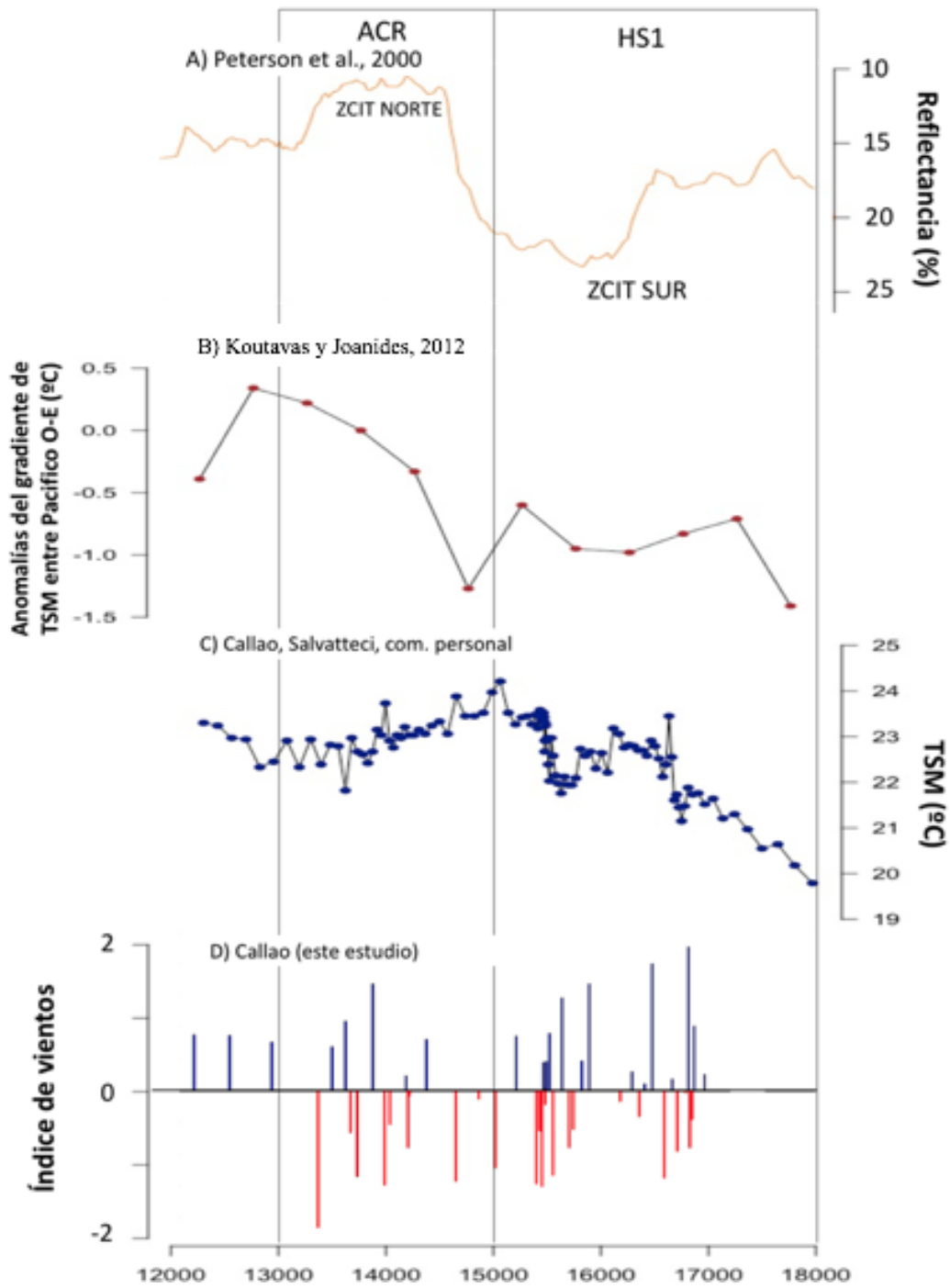


Figura 27. A) Desplazamiento de la ZCIT (Peterson et al., 2000), Anomalías del gradiente de TSM entre Pacífico Oeste-Este (Koutavas y Joanides 2012). C) TSM inferida por alquemonas (Salvattecí, comunicación personal) D) Anomalías de índice de vientos $(M5+M4)/(M3+M4+M5)$.

En el centro-sur del margen peruano, se reporta para las últimas décadas, una tendencia de enfriamiento de la TSM y un aumento de la productividad, los cuales estarían asociados a un incremento de la intensificación de vientos que favorecen las surgencias (Gutiérrez et al., 2011). Un patrón similar es observado en el margen chileno (23° S), en donde se observó una fuerte correlación entre la productividad exportada y la intensidad de vientos (Flores-Aqueveque et al., 2015).

Comparando las anomalías de M5, M4, M3, COT, Sílice biogénica y $\delta^{15}\text{N}$ durante la última desglaciación, observamos a una escala milenial, que durante el HS1 no existe un acoplamiento entre vientos fuertes y la productividad exportada, ya que estas presentan anomalías negativas, estas observaciones parecen incompatibles con un incremento en las surgencias, sin embargo una termoclina y nutriclina profunda, en combinación con vientos más fuertes a lo largo de la costa, probablemente genere un afloramiento no productivo (Bakun et al., 2010). En cambio, durante el ACR, se advierte una situación similar a lo ocurrido durante las últimas décadas, existiendo un acoplamiento entre vientos de intensidad moderada-intermedia, productividad exportada y una ZMO intensa (Figura 28).

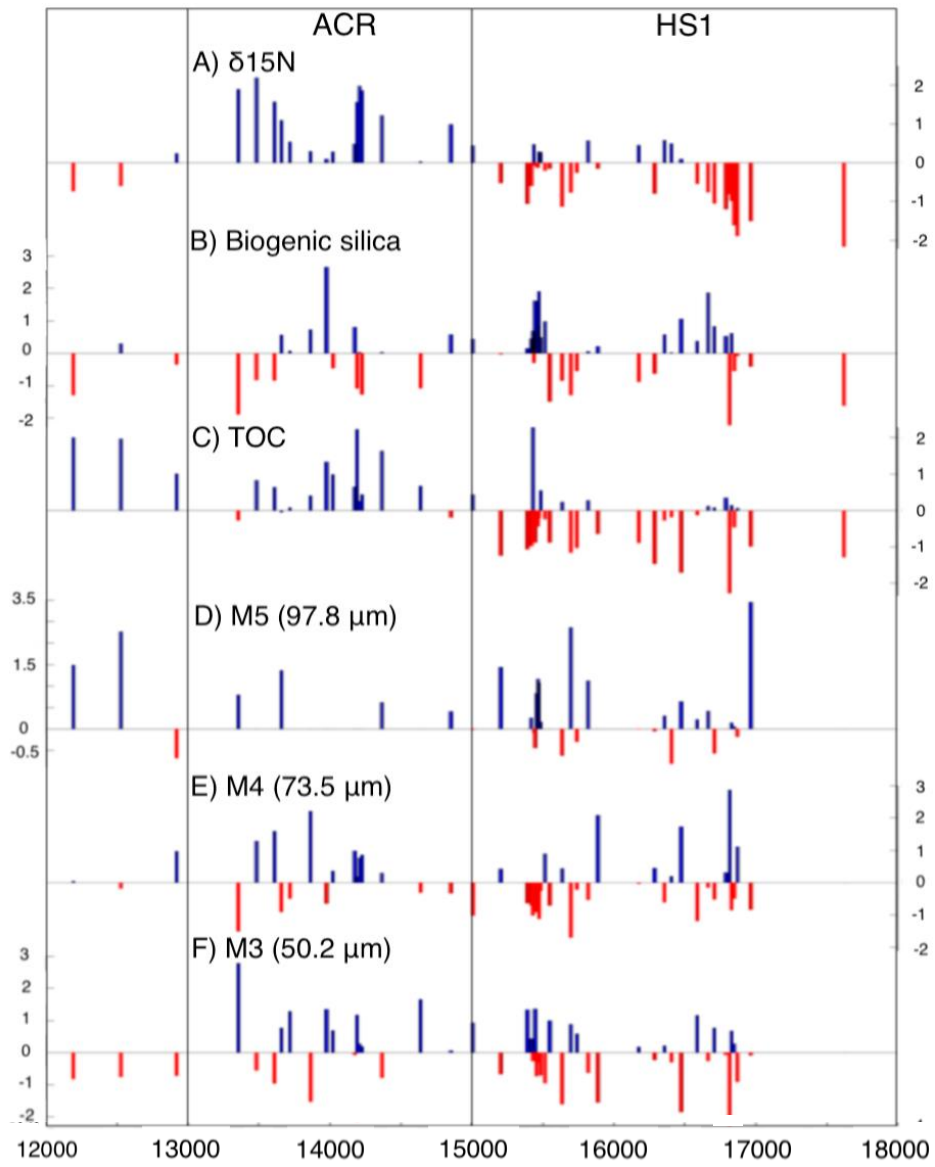


Figura 28. Anomalías de $\delta^{15}\text{N}$, Sílice biogénica, COT, Amplitud de M5, Amplitud M4 y Amplitud de M3.

6. CONCLUSIONES

- Durante el HS1, reportamos un aumento de la fracción fina (M1 y M2) sobre el margen peruano (12° S), el cual estaría asociado a mayores descargas fluviales producto de un incremento de precipitaciones en los Andes.
- Otro mecanismo, que puede explicar el aumento de partículas finas en nuestra área de estudio, es el desplazamiento sur de la ZCIT, una ZCIT más al sur probablemente genere más lluvias y mayores aportes continentales en el norte del Perú, por lo tanto, este material fino pudo haber sido transportado desde el norte hasta el área de estudio por efecto de la CSPC.
- Durante la última desglaciación, se observa altos aportes eólicos, debido a vientos más intensos durante el HS1 (17-15.7 ka) y de condiciones moderadas-intermedias en el ACR.
- En el ACR, el incremento de los vientos locales/regionales estaría asociado a un desplazamiento del núcleo del ASPS hacia el continente, en respuesta a una mayor circulación de Walker y un desplazamiento norte de la ZCIT, mientras que durante el HS1, es posible que el aumento del gradiente termal, continente-océano o latitudinal estaría modulando la intensidad de los vientos.

7. RECOMENDACIONES

- El testigo marino M772-005-3, ofrece una alta resolución durante el HS1, permitiendo evaluar las variables paleoceanográficas a una escala inter-anual y decadal. Trabajos futuros, deben enfocarse a trabajar con una mayor resolución.
- Considero necesario, que en un futuro, se realicen análisis que permitan poder reconstruir las fuentes de los aportes terrígenos, como es el caso del uso de los isótopos de neodimio/estroncio y métodos microscópicos en la fracción detrítica, que permitan determinar la morfología de las partículas, y así poder complementar los resultados generados en este trabajo.
- Finalmente, nuevos estudios a alta resolución, acompañados con simulación de modelos, son necesarios para comprender mejor la conexión entre la variabilidad climática del Pacífico y del Atlántico durante la última desglaciación.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Agnihotri, R., Altabet, M. A., Herbert, T., and Tierney, J. E. (2008). Subdecadally resolved paleoceanography of the Peru margin during the last two millennia, *Geochem. Geophys. Geosy.*, 9, 1–15.

Álvarez-Solas, J., Montoya, M., Ritz, C., Ramstein, G., Charbit, S., & Dumas, C. et al. (2011). Heinrich event 1: an example of dynamical ice-sheet reaction to oceanic changes. *Climate Of The Past Discussions*, 7(3), 1567-1583. <http://dx.doi.org/10.5194/cpd-7-1567-2011>.

Ancapichún, S., & Vargas, J. (2015). Variability of the Southeast Pacific Subtropical Anticyclone and its impact on sea surface temperature off north-central Chile. *Ciencias Marinas*, 41(1), 1-20. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v41i1.2338>.

Apaéstegui, J., Cruz, F., Sifeddine, A., Vuille, M., Espinoza, J., & Guyot, J. et al. (2014). Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years. *Climate Of The Past*, 10(6), 1967-1981. <http://dx.doi.org/10.5194/cp-10-1967-2014>.

Baker, P., Seltzer, G., Fritz, S., Dunbar, R., Grove, M., & Tapia, P. et al. (2001). The History of South American Tropical Precipitation for the Past 25,000 Years. *Science*, 291(5504), 640-643. <http://dx.doi.org/10.1126/science.291.5504.640>.

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

Bakun, A. (1990). Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, 247(4939), 198-201.

Bakun, A., Field, D., Redondo-Rodriguez, A., and Weeks, S. J. (2010). Greenhouse gas, upwelling-favorable winds, and the future of coastal ocean upwelling ecosystems, *Global Change Biol.*, 16,1213–1228.

Barker, S., Diz, P., Vautravers, M., Pike, J., Knorr, G., Hall, I., & Broecker, W. (2009). Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, 457(7233), 1097-1102. <http://dx.doi.org/10.1038/nature07770>.

Bird, B., Abbott, M., Rodbell, D., & Vuille, M. (2011). Holocene tropical South American hydroclimate revealed from a decadal resolved lake sediment $\delta^{18}O$ record. *Earth And Planetary Science Letters*, 310(3-4), 192-202. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.08.040>.

Bjerknes, J. H (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Weather Rev.*, 97, 163–172.

Blanco, J., Carr, M., Thomas, A., & Strub, P. (2002). Hydrographic conditions off northern Chile during the 1996–1998 La Niña and El Niño events. *Journal Of Geophysical Research*, 107(C3). <http://dx.doi.org/10.1029/2001JC001002>.

Blard, P., Sylvestre, F., Tripathi, A. K., Claude, C., Causse, C., Coudrain, A., & Condom, T. (2011). Lake highstands on the Altiplano (Tropical Andes) contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas : new insights from ^{14}C , U e Th dating and $\delta^{18}\text{O}$ of carbonates. *Quaternary Science Reviews*, 30(27–28), 3973–3989. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.11.001>].

Blunier, T., & Brook, E. (2001). Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period. *Science*, 291(5501), 109-112. <http://dx.doi.org/10.1126/science.291.5501.109>

Böhm, E., Lippold, J., Gutjahr, M., Frank, M., Blaser, P., Antz, B., Fohlmeister, J., Frank, N., Andersen, M. and Deininger, M. (2014). Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. *Nature*, 517(7532), pp.73-76.

Bradley, R. (1999). *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press.

Briceño-Zuluaga, F., Sifeddine, A., Caquineau, S., Cardich, J., Salvattecí, R., & Gutierrez, D. et al. (2015). Terrigenous material supply to the Peruvian central continental shelf (Pisco 14°S) during the last 1100 yr: paleoclimatic implications. *Climate Of The Past Discussions*, 11(4), 3211-3239. <http://dx.doi.org/10.5194/cpd-11-3211-2015>.

Briceño-Zuluaga, F., Sifeddine, A., Caquineau, S., Cardich, J., Salvattecí, R., & Gutierrez, D. et al. (2016). Terrigenous material supply to the Peruvian central continental shelf (Pisco, 14°S) during the last 1000 years: paleoclimatic implications. *Climate Of The Past*, 12(3), 787-798. <http://dx.doi.org/10.5194/cp-12-787-2016>.

Briceño-Zuluaga, F., Castagna, A., Rutllant, J., Flores-Aqueveque, V., Caquineau, S., Sifeddine, A., Velazco, F., Gutierrez, D. and Cardich, J. (2017). Paracas dust storms: Sources, trajectories and associated meteorological conditions. *Atmospheric Environment*, 165, pp.99-110.

Broecker, W., Denton, G., Edwards, R., Cheng, H., Alley, R., & Putnam, A. (2010). Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews*, 29(9-10), 1078-1081. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.019>.

Campusano, F. A. (2013). *Variabilidad mileneal de las poblaciones de peces inferidas a partir de escamas de peces y restos óseos en sedimentos laminados frente a Chimbote, desde la Última Deglaciación al inicio Holoceno*. Universidad Peruana Cayetano Heredia.

Cane, M. (2005). The evolution of El Niño, past and future. *Earth And Planetary Science Letters*, 230(3-4), 227-240. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2004.12.003>

Carré, M., Azzoug, M., Bentaleb, I., Chase, B., Fontugne, M., Jackson, D., Ledru, M., Maldonado, A., Sachs, J. and Schauer, A. (2012). Mid-Holocene mean climate in the south eastern Pacific and its influence on South America. *Quaternary International*, 253, pp.55-66.

Chavez, F. (2003). From Anchovies to Sardines and Back: Multidecadal Change in the Pacific Ocean. *Science*, 299(5604), 217-221. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1075880>.

Chavez, F., Bertrand, A., Guevara-Carrasco, R., Soler, P., & Csirke, J. (2008). The northern Humboldt Current System: Brief history, present status and a view towards the future. *Progress In Oceanography*, 79(2-4), 95-105. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.012>.

Chavez, F., & Messié, M. (2009). A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems. *Progress In Oceanography*, 83(1-4), 80-96. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.032>.

Clark, P., & Mix, A. (2002). Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 1-7. [http://dx.doi.org/10.1016/s0277-3791\(01\)00118-4](http://dx.doi.org/10.1016/s0277-3791(01)00118-4).

Clark, P., McCabe, A., Mix, A., & Weaver, A. (2004). Rapid Rise of Sea Level 19,000 Years Ago and Its Global Implications. *Science*, 304(5674), 1141-1144. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1094449>.

Clark, P., Dyke, A., Shakun, J., Carlson, A., Clark, J., & Wohlfarth, B. et al. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, 325(5941), 710-714. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1172873>.

Clark, P., Shakun, J., Baker, P., Bartlein, P., Brewer, S., & Brook, E. et al. (2012). Global climate evolution during the last deglaciation. *Proceedings Of The National Academy Of Sciences*, 109(19), E1134-E1142. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1116619109>.

Croquette, M., Eldin, G., Grados, C., & Tamayo, M. (2007). On differences in satellite wind products and their effects in estimating coastal upwelling processes in the south-east Pacific. *Geophysical Research Letters*, 34(11). <http://dx.doi.org/10.1029/2006gl027538>.

Cruz, F., Burns, S., Karmann, I., Sharp, W., Vuille, M., Cardoso, A., Ferrari, J., Silva Dias, P. and Viana, O. (2005). Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 434(7029), pp.63-66.

- Dean, W. (2006). The geochemical record of the last 17,000 years in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Chemical Geology*, 232(3-4), 87-98. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.017>.
- Doering, K., Erdem, Z., Ehlert, C., Fleury, S., Frank, M., & Schneider, R. (2016). Changes in diatom productivity and upwelling intensity off Peru since the Last Glacial Maximum: Response to basin-scale atmospheric and oceanic forcing. *Paleoceanography*, 31, 1–21. <http://doi.org/10.1002/2016PA002936>
- Echevin, V., Goubanova, K., Belmadani, A., & Dewitte, B. (2011). Sensitivity of the Humboldt Current system to global warming: a downscaling experiment of the IPSL-CM4 model. *Climate Dynamics*, 38(3-4), 761-774. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-011-1085-2>.
- Elmore, A., Thunell, R., Styles, R., Black, D., Murray, R., Martinez, N., & Astor, Y. (2009). Quantifying the seasonal variations in fluvial and eolian sources of terrigenous material to Cariaco Basin, Venezuela. *Journal Of South American Earth Sciences*, 27(2-3), 197-210. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2008.11.002>.
- Erdem, Z., Schönfeld, J., Glock, N., Dengler, M., Mosch, T., Sommer, S., Elger, J. and Eisenhauer, A. (2016). Peruvian sediments as recorders of an evolving hiatus for the last 22 thousand years. *Quaternary Science Reviews*, 137, pp.1-14.
- Fleury, S., P. Martinez, X. Crosta, K. Charlier, I. Billy, V. Hanquiez, T. Blanz, and R. R. Schneider (2015), Pervasive multidecadal variations in productivity within the Peruvian Upwelling System over the last millennium, *Quat. Sci. Rev.*, 125(C), 78–90, doi:10.1016/j.quascirev.2015.08.006.
- Flores-Aqueveque, V., Alfaro, S. C., Caquineau, S., Foret, G., Vargas, G., and Rutllant, J. A. (2012). Inter-annual variability of southerly winds in a coastal area of the Atacama Desert: implications for the export of aeolian sediments to the adjacent marine environment, *Sedimentology*, 59, 990–1000.
- Flores-Aqueveque, V., Vargas, G., Alfaro, S., Caquineau, S., & Valdes, J. (2014). Assessing the Origin and Variability of Eolian Lithic Material For High-Resolution Paleooceanographic Reconstructions Off Northern Chile (23 S). *Journal Of Sedimentary Research*, 84(10), 897-909. <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2014.72>
- Flores-Aqueveque, V., Alfaro, S., Vargas, G., Rutllant, J. A., and Caquineau, S. (2015). Aeolian particles in marine cores as a tool for quantitative high-resolution reconstruction of upwelling favorable winds along coastal Atacama Desert, Northern Chile, *Prog. Oceanogr.*, 134, 244–255.
- Ganeshram, R.S., Pedersen, T.F., Calvert, S.E., McNeill, G.W., Fontugne, M.R. (2000). Glacial-interglacial variability in denitrification in the world's oceans: causes and consequences. *Paleoceanography* 15, 361e376.

- Gill, A. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, 106(449), 447-462. <http://dx.doi.org/10.1256/smsqj.44904>.
- Gomes, L., Bergametti, G., Dulac, F. and Ezat, U. (1990). Assessing the actual size distribution of atmospheric aerosols collected with a cascade impactor. *Journal of Aerosol Science*, 21(1), pp.47-59.
- Guillén , O., Delgado, C. y Poma R (1985). Distribución de cobre, plomo, zinc y cadmio en los sedimentos del Puerto del Callao. Inf. Inst. Mar-Proyecto OEA. La Punta- Callao.
- Gutiérrez, D., Sifeddine, A., Reyss, J., Vargas, G., Velazco, F., & Salvattecí, R. et al. (2006). Anoxic sediments off Central Peru record interannual to multidecadal changes of climate and upwelling ecosystem during the last two centuries. *Advances In Geosciences*, 6, 119-125. <http://dx.doi.org/10.5194/adgeo-6-119-2006>
- Gutiérrez, D., A. Sifeddine, D. B. Field, L. Ortlieb, G. Vargas Easton, F. P. Chávez, F. Velazco, V. Ferreira, P. Tapia, and R. Salvattecí (2009), Rapid reorganization in ocean biogeochemistry off Peru towards the end of the Little Ice Age, *Biogeosciences*, 6, 835–848, doi:10.5194/bg-6-835-2009.
- Gutiérrez, D., Bouloubassi, I., Sifeddine, A., Purca, S., Goubanova, K., & Graco, M. et al. (2011). Coastal cooling and increased productivity in the main upwelling zone off Peru since the mid-twentieth century. *Geophysical Research Letters*, 38(7), n/a-n/a. <http://dx.doi.org/10.1029/2010gl046324>.
- Häggi, C., Chiessi, C.M., Merkel, U., Mulitza, S., Prange, M., Schultz, M, Schefuss, A (2017). Response of the Amazon rainforest to late Pleistocene climate variability. *Earth and Planetary Science Letters* 479 : 50-59
- Haug, G, Hughen, K., Sigman, D., Peterson, L., & Röhl, U.(2001) Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science*, 293(5533), 1304-1308. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1059725>.
- Helly, J., & Levin, L. (2004). Global distribution of naturally occurring marine hypoxia on continental margins. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 51(9), 1159-1168. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2004.03.009>.
- Hodell, D., Nicholl, J., Bontognali, T., Danino, S., Dorador, J., Dowdeswell, J., Einsle, J., Kuhlmann, H., Martrat, B., Mleneck-Vautravers, M., Rodríguez-Tovar, F. and Röhl, U. (2017). Anatomy of Heinrich Layer 1 and its role in the last deglaciation. *Paleoceanography*, 32(3), pp.284-303.

Holz, C., Stuut, J., Henrich, R., & Meggers, H. (2007). Variability in terrigenous sedimentation processes off northwest Africa and its relation to climate changes: Inferences from grain-size distributions of a Holocene marine sediment record. *Sedimentary Geology*, 202(3), 499-508. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.03.015>

Johnsen, S., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J., Clausen, H., & Miller, H. et al. (2001). Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal Of Quaternary Science*, 16(4), 299-307. <http://dx.doi.org/10.1002/jqs.622>

Jouzel, J., R. Vaikmae, J. R. Petit, M. Martin, Y. Duclos, M. Stievenard, C. Lorius, M. Toots, M. A. Melieres, H. Burckle, N. I. Barkov, and V. M. Kotlyakov.(1995). The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Climate Dynamics* 11(3):151-161.

Kalvelage, T., Lavik, G., Lam, P., Contreras, S., Arteaga, L., Löscher, C., Oschlies, A., Paulmier, A., Stramma, L. and Kuypers, M. (2013). Nitrogen cycling driven by organic matter export in the South Pacific oxygen minimum zone. *Nature Geoscience*, 6(3), pp.228-234.

Koutavas, A., J. Lynch-Stieglitz, T. M. Marchitto, and J. P. Sachs (2002), El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature, *Science*, 297, 226–230, doi:10.1126/science.1072376.

Koutavas, A., & Joanides, S. (2012). El Niño-Southern Oscillation extrema in the Holocene and Last Glacial Maximum. *Paleoceanography*, 27(4). <http://dx.doi.org/10.1029/2012pa002378>

Lamb, A., Wilson, G. and Leng, M. (2006). A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, 75(1-4), pp.29-57.

Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., & Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings Of The National Academy Of Sciences*, 111(43), 15296-15303. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1411762111>.

Lamy, F., J. Kaiser, H. W. Arz, D. Hebbeln, U. Ninnemann, O. Timm, A. Timmermann, and J. R. Toggweiler. (2007). Modulation of the bipolar seesaw in the Southeast Pacific during Termination 1. *Earth and Planetary Science Letters* 259:400-413.

Liu, Z., Otto-Bliesner, B., He, F., Brady, E., Tomas, R., & Clark, P. et al. (2009). Transient Simulation of Last Deglaciation with a New Mechanism for Bolling-Allerod Warming. *Science*, 325(5938), 310-314. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1171041>.

McGee, D., Donohoe, A., Marshall, J., & Ferreira, D. (2014). Changes in ITCZ location and cross-equatorial heat transport at the Last Glacial Maximum, Heinrich Stadial 1, and the mid-Holocene. *Earth And Planetary Science Letters*, 390, 69-79. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.043>

McManus, J. F., R. Francois, J.-M. Gherardi, L. D. Keigwin, and S. Brown-Leger (2004), Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes, *Nature*, 428, 834–837.

Meyers PA, 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Org. Geochem.* 34:261-289.

Mollier-Vogel, E., Leduc, G., Bösch, T., Martinez, P., & Schneider, R. (2013). Rainfall response to orbital and millennial forcing in northern Peru over the last 18 ka. *Quaternary Science Reviews*, 76, 29-38. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.06.021>.

Montade, V., Kageyama, M., Combourieu-Nebout, N., Ledru, M., Michel, E., Siani, G. and Kissel, C. (2015). Teleconnection between the Intertropical Convergence Zone and southern westerly winds throughout the last deglaciation. *Geology*, 43(8), pp.735-738.

Montes, I., Colas, F., Capet, X., & Schneider, W. (2010). On the pathways of the equatorial subsurface currents in the eastern equatorial Pacific and their contributions to the Peru-Chile Undercurrent. *Journal Of Geophysical Research*, 115(C9). <http://dx.doi.org/10.1029/2009jc005710>.

Morgan, V., M. Delmotte, T. van Ommen, J. Jouzel, J. Chappellaz, S. Woon, V. Masson-Delmotte, and D. Raynaud. (2002). Relative Timing of Deglacial Climate Events in Antarctica and Greenland. *Science* 297:1862-1864.

Muratli, J., Chase, Z., Mix, A. and McManus, J. (2009). Increased glacial-age ventilation of the Chilean margin by Antarctic Intermediate Water. *Nature Geoscience*, 3(1), pp.23-26.

Novello, V., Cruz, F., Vuille, M., Strikis, N., Edwards, R., Cheng, H., Emerick, S., de Paula, M., Li, X., Barreto, E., Karmann, I. and Santos, R. (2017). A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Scientific Reports*, 7, p.44267.

Ortlieb, L., Vargas, G., & Saliège, J. F. (2011). Marine radiocarbon reservoir effect along the northern Chile-southern Peru coast (14-24°S) throughout the Holocene. *Quaternary Research*, 75(1), 91–103. <http://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.07.018>.

Pennington, J., Mahoney, K., Kuwahara, V., Kolber, D., Calienes, R., & Chavez, F. (2006). Primary production in the eastern tropical Pacific: A review. *Progress In Oceanography*, 69(2-4), 285-317. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.012>.

Peterson, L., Haug, G., Hughen, K., Röhl, U. (2000). Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial. *Science*, 290(5498), 1947-1951. <http://dx.doi.org/10.1126/science.290.5498.1947>.

Ramirez, E., Hoffmann, G., Taupin, J., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F., Landais, A., Petit, J., Pouyaud, B., Schotterer, U., Simoes, J. and Stievenard, M. (2003). A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters*, 212(3-4), pp.337-350.

Rein, B., Lückge, A., Reinhardt, L., Sirocko, F., Wolf, A., & Dullo, W. (2005). El Niño variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography*, 20(4), n/a-n/a. <http://dx.doi.org/10.1029/2004pa001099>

Reinhardt, L., Kudrass, H. R., Wiedicke, M., Wunderlich, J., & Wendt, G. (2002). High-resolution sediment echosounding off Peru: Late Quaternary depositional sequences and sedimentary structures of a current-dominated shelf. *Marine Geophysical Researches*, 23(4), 335–351. <http://doi.org/10.1023/A:1025781631558>

Renard, L. y Lane, L. (1975). Sediment yield as related to stochastic model of spherical runoff. In: Present and Prospective Technology for Predicting yields and sources. Ref. ARS-1-40, U.S. Dep. Of Agriculture. Agricultural Research Station, Southern Region, New Orleans.

Robinson, R.S., Martinez, P., Pena, L.D., Cacho, I. (2009). Nitrogen isotopic evidence for deglacial changes in nutrient supply in the eastern equatorial Pacific. *Paleoceanography* 24, PA4213.

Salvatteci, R. (2013). *Variabilité multi-décennale et millénaire de l'intensité de la Zone de Minimum d'Oxygène, de la production exportée et des populations de poissons pélagiques à partir de sédiments marins laminés à Pisco, Pérou au cours des derniers 25 000 ans* (Ph.D). Université Pierre Et Marie Curie.

Salvatteci, R., Gutiérrez, D., Field, D., Sifeddine, A., Ortlieb, L., & Bouloubassi, I. et al. (2014). The response of the Peruvian Upwelling Ecosystem to centennial-scale global change during the last two millennia. *Climate Of The Past*, 10(2), 715-731. <http://dx.doi.org/10.5194/cp-10-715-2014>.

Salvatteci, R., Gutierrez, D., Sifeddine, A., Ortlieb, L., Druffel, E., Boussafir, M., & Schneider, R. (2016). Centennial to millennial-scale changes in oxygenation and productivity in the Eastern Tropical South Pacific during the last 25,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 131, 102-117. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.044>.

Saukel, C., Lamy, F., Stuut, J., Tiedemann, R., & Vogt, C. (2011). Distribution and provenance of wind-blown SE Pacific surface sediments. *Marine Geology*, 280(1-4), 130-142. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2010.12.006>.

Scheidegger, K., & Krissek, L. (1982). Dispersal and deposition of eolian and fluvial sediments off Peru and northern Chile. *Geological Society Of America Bulletin*, 93(2), 150. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93).

Shakun, J., & Carlson, A. (2010). A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 29(15-16), 1801-1816. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.03.016>.

Sifeddine, A., Gutiérrez, D., Ortlieb, L., Boucher, H., Velazco, F., & Field, D. et al. (2008). Laminated sediments from the central Peruvian continental slope: A 500 year record of upwelling system productivity, terrestrial runoff and redox conditions. *Progress In Oceanography*, 79(2-4), 190-197. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.024>.

Stanford, J., Rohling, E., Bacon, S., Roberts, A., Grousset, F., & Bolshaw, M. (2011). A new concept for the paleoceanographic evolution of Heinrich event 1 in the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, 30(9-10), 1047-1066. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.02.003>.

Stríkis, N., Chiessi, C., Cruz, F., Vuille, M., Cheng, H., de Souza Barreto, E., Mollenhauer, G., Kasten, S., Karmann, I., Edwards, R., Bernal, J. and Sales, H. (2015). Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. *Geophysical Research Letters*, 42(13), pp.5477-5484A.

Strub, T., Mesías, J., Montecino, V., Rutllant, J., Salinas, S. (1998). Coastal ocean circulation off western South America. Coastal segment. In: Robinson AR, Brink KH (eds.), *The Sea*. John Wiley, New York, pp. 273–313.

Stuut, J., Prins, M., Schneider, R., Weltje, G., Jansen, J., & Postma, G. (2002). A 300-kyr record of aridity and wind strength in southwestern Africa: inferences from grain-size distributions of sediments on Walvis Ridge, SE Atlantic. *Marine Geology*, 180(1-4), 221-233. [http://dx.doi.org/10.1016/s0025-3227\(01\)00215-8](http://dx.doi.org/10.1016/s0025-3227(01)00215-8).

Stuut, J., Kasten, S., Lamy, F. and Hebbeln, D. (2007). Sources and modes of terrigenous sediment input to the Chilean continental slope. *Quaternary International*, 161(1), pp.67-76.

Suess, E., Kulm, L., & Killingley, J. (1987). Coastal upwelling and a history of organic-rich mudstone deposition off Peru. Geological Society, London, Special Publications, 26(1), 181-197. <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1987.026.01.11>.

Sydeman, W., Garcia-Reyes, M., Schoeman, D., Rykaczewski, R., Thompson, S., Black, B., & Bograd, S. (2014). Climate change and wind intensification in coastal upwelling ecosystems. *Science*, 345(6192), 77-80. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1251635>.

- Thompson, L., Mosley-Thompson, E., & Henderson, K. (2000). Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *Journal Of Quaternary Science*, 15(4), 377-394.
- van Breukelen, M.R., Vonhof, H.B., Hellstrom, J.C., Wester, W.C.G., Kroon, D., 2008. Fossil dropwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters* 275, 54e60.
- Velazco, F. (2011). *Geología marina y ambiental del area entre la bahía del Callao y Ventanilla*. Universidad Nacional de Ingeniería.
- Wang, D., Gouhier, T., Menge, B., & Ganguly, A. (2015). Intensification and spatial homogenization of coastal upwelling under climate change. *Nature*, 518(7539), 390-394. <http://dx.doi.org/10.1038/nature14235>.
- Wang, X., Edwards, R.L., Auler, A.S., Cheng, H., Ito, E. (2007). Millennial-scale interhemispheric asymmetry of low-latitude precipitation: speleothem evidence and possible high-latitude forcing. In: *Ocean Circulation: Mechanisms and Impacts*. AGU Geophysical Monograph, 173, pp. 279e294. doi:10.1029/173GM18.
- Weaver, A., Saenko, O., Clark, P., & Mitrovica, J. (2003). Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a Trigger of the Bolling-Allerod Warm Interval. *Science*, 299(5613), 1709-1713. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1081002>.
- Weltje, G., & Prins, M. (2003). Muddled or mixed? Inferring palaeoclimate from size distributions of deep-sea clastics. *Sedimentary Geology*, 162(1-2), 39-62. [http://dx.doi.org/10.1016/s0037-0738\(03\)00235-5](http://dx.doi.org/10.1016/s0037-0738(03)00235-5).
- Weltje, G., & Prins, M. (2007). Genetically meaningful decomposition of grain-size distributions. *Sedimentary Geology*, 202(3), 409-424. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.03.007>.
- Yarincik, K., Murray, R., & Peterson, L. (2000). Climatically sensitive eolian and hemipelagic deposition in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578,000 years: Results from Al/Ti and K/Al. *Paleoceanography*, 15(2), 210-228. <http://dx.doi.org/10.1029/1999pa900048>.
- Zhang, Y., Chiessi, C., Mulitza, S., Zabel, M., Trindade, R., Hollanda, M., Dantas, E., Govin, A., Tiedemann, R. and Wefer, G. (2015). Origin of increased terrigenous supply to the NE South American continental margin during Heinrich Stadial 1 and the Younger Dryas. *Earth and Planetary Science Letters*, 432, pp.493-500.
- Zhang, Y., Zhang, X., Chiessi, C., Mulitza, S., Zhang, X., Lohmann, G., Prange, M., Behling, H., Zabel, M., Govin, A., Sawakuchi, A., Cruz, F. and Wefer, G. (2016). Equatorial Pacific forcing of western Amazonian precipitation during Heinrich Stadial 1. *Scientific Reports*, 6(1).

ANEXOS

Anexo 1. Prueba de Kruskal Wallis y Test de Dunn para el contenido de materia orgánica (MO), carbonato de calcio (CC), sílice biogénica (SB) y fracción terrígena (FT) en el sedimento entre periodos climáticos.

	MO	CC	SB	FT
Kruskal Wallis				
p	<0.05	0.10	<0.05	0.05
Test de Dunn				
ACR-HS1				
p	0.25	-	0.52	0.34
ACR-LGM				
p	<0.05	-	<0.05	<0.05
HS1-LGM				
p	<0.05	-	<0.05	<0.05

Anexo 2. Prueba de Kruskal Wallis y Test de Dunn para las modas granulométricas (M1, M2, M3, M4 y M5) entre periodos climáticos.

	M1	M2	M3	M4	M5
Kruskal Wallis					
p	<0.05	<0.05	<0.05	0.09	<0.05
Test de Dunn					
ACR-HS1					
p	<0.05	<0.05	0.19	-	0.05
ACR-LGM					
p	<0.05	0.07	<0.05	-	0.05
HS1-LGM					
p	<0.05	<0.05	0.07	-	0.05

Anexo 3. Prueba de Kruskal Wallis y Test de Dunn para el porcentaje de arena, limo y arcilla en los sedimentos entre periodos climáticos.

	Arena	Limo	Arcilla
Kruskal Wallis			
p	<0.05	<0.05	<0.05
Test de Dunn			
ACR-HS1			
p	<0.05	<0.05	0.19
ACR-LGM			
p	<0.05	0.07	<0.05
HS1-LGM			
p	<0.05	<0.05	0.07

Anexo 4. Prueba de Kruskal Wallis y Test de Dunn para $\delta^{15}\text{N}$, COT y C/N entre periodos climáticos.

	$\delta^{15}\text{N}$	COT	C/N
Kruskal Wallis			
p	<0.05	<0.05	<0.05
Test de Dunn			
ACR-HS1			
p	<0.05	<0.05	<0.05
ACR-LGM			
p	<0.05	<0.05	<0.05
HS1-LGM			
p	<0.05	<0.05	<0.05